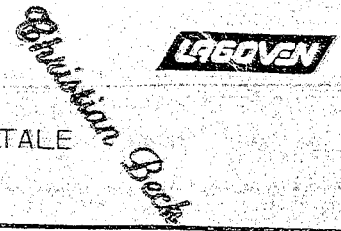




UBO
CNRS
IFREMER
ORSTOM
BRGM

GROUPE DE FORMATION DOCTORALE GEOSCIENCES
GEODYNAMIQUE, GEOPHYSIQUE ET GEOCHIMIE DES OCEANS.

THÈSE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

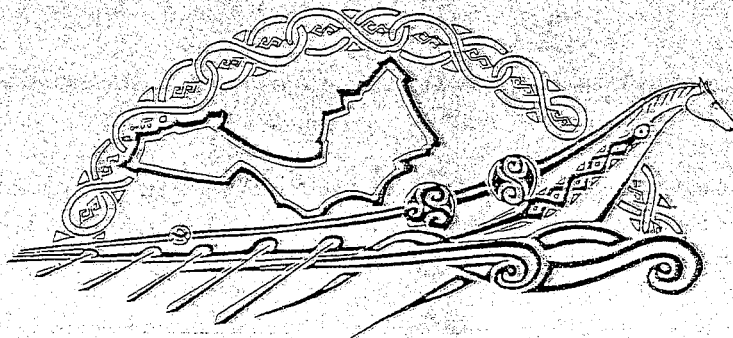


Yves CHEVALIER

Contribution à l'étude géologique de la frontière Sud-Est de la plaque Caraïbes

Les Zones internes de la Chaîne Sud-Caraïbe
sur le transect île de Margarita-péninsule d'Araya
(Venezuela)

Lithostratigraphie, Pétrologie, Géochimie
et évolution tectono-métamorphique



BREST 1987

T H È S E

PRÉSENTÉE À

L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

par

Yves CHEVALIER

LES ZONES INTERNES DE LA CHAÎNE SUD-CARAÏBE

SUR LE TRANSECT: ILE DE MARGARITA - PENINSULE D'ARAYA

(VENEZUELA)

*Lithostratigraphie, Pétrologie, Géochimie
et Evolution Tectono-métamorphique*

Soutenue le 10 avril 1987 devant la commission d'examen

M.M. R. BLANCHET	Professeur à l'U.B.O. (Brest)	Président
J. BOURGOIS	Directeur de Recherche au C.N.R.S. (détaché à l'Université P. et M. Curie)	Rapporteur
M. GRAVELLE	Professeur à l'U.B.O. (Brest)	Rapporteur
A. BELLIZZIA	Ingénieur géologue (Pétroleos de Venezuela S.A. Caracas)	Examineur
C. BECK	Maître de Conférences, Université de Lille I	Examineur
J.P. CARRON	Professeur à l'U.B.O. (Brest)	Examineur
J.R. DARBOUX	Assistant à l'U.B.O. (Brest)	Membre invité
J.F. STEPHAN	Chargé de recherches au C.N.R.S. Agrégré (détaché à l'U.B.O. Brest)	Tuteur

à mes parents
à mes maîtres
à mes amis de Bretagne
et du Vénézuéla

...Er pellder eman un enezenn - War he zro kezeg ar mor a sked.
Pinvidigezhiou, Tensoriou liesliv a gaver en Douar sioul...

(Imram Bran Mac Febal).

... Il y a une île lointaine - Alentour les chevaux de la mer brillent. Des Richesses, des Trésors de toutes couleurs sont dans la Terre calme...

(La Navigation de Bran fils de Fébal)

Tel Bran l'Irlandais, j'ai vu la Terre de l'autre côté de l'Océan.

Pour cette moisson que je vous rapporte, je vous dois un grand merci, Capitaines et Pilotes brestois. Merci à mes parents. "Muchas gracias", amis vénézuéliens. Et une pensée toute particulière pour Madame A.M. GESTIN qui a mis en beaux caractères ma "saga caraïbe".

Maintenant quesoient oubliés tempêtes, orages et solitude, il reste d'autres Navigations à accomplir; j'entends déjà le chant joyeux des rameurs de Bran:

"Ho, paotred ! ra adlaro an heklev sonus ho! "

"Ho, les hommes, que l'écho sonore répète ho!"

A V A N T P R O P O S

I - OBJECTIFS DE LA THESE - INTERET GEOLOGIQUE DU TRANSECT MARGARITA-ARAYA

Le présent travail, axé sur l'étude des zones internes de la Chaîne Sud Caraïbe au Nord Est du Vénézuéla, au niveau de l'île de Margarita et de la péninsule d'Araya, poursuit deux objectifs :

Le premier, fondamental, est de tenter de démêler l'organisation lithostratigraphique et de reconstituer l'histoire tectono-métamorphique du substratum mésozoïque. Celui-ci est constitué d'un empilement complexe d'unités tectoniques composées de terrains métamorphiques ortho et paradérivés;

Le second, plus appliqué, concerne les relations entre ce substratum métamorphique et des séries sédimentaires éocènes et mio-pliocènes, au niveau du transect étudié. Il s'agit également de comparer la lithologie des roches métamorphiques, des roches volcaniques et des séries sédimentaires tertiaires, traversées par de nombreux forages dans le bassin limitrophe de Carupano avec les lithofaciès étudiés à Margarita et à Araya. Ces comparaisons ont pour but : - de tenter d'établir des corrélations lithostratigraphiques - de mieux préciser l'organisation structurale et l'histoire métamorphique du soubassement de ce bassin pétrolifère de Carupano avant son évolution cénozoïque.

Cette thèse s'inscrit dans un programme de recherche plus vaste et plus complet sur la plate-forme continentale vénézuélienne, mené par le département d'études régionales de la compagnie pétrolière LAGOVEN (filiale de "Petroleos de Venezuela" - P.D.V.S.A.).

II - ELABORATION DE CE TRAVAIL - METHODES

Durant mon séjour de 18 mois au Vénézuéla, à titre de coopérant militaire (V.S.N.A.), puis de contractuel local auprès de la compagnie LAGOVEN, l'acquisition des données de terrain s'est déroulée pendant 10 mois effectifs, de janvier 1983 à février 1984. Le support logistique des missions (véhicule, frais de transport et d'hébergement etc..) a été assuré par LAGOVEN.

Cette étude a été menée, d'une part, sur la péninsule de Paraguachoa et sur la partie septentrionale de la péninsule de Macanao, d'autre part sur des secteurs plus délimités de la péninsule d'Araya. Au total c'est un territoire d'environ 2 000 Km² de superficie qui a été étudié et sur lequel ont été levées des coupes et des cartes de détail.

Un tel travail n'aurait pu se réaliser sans l'apport important des travaux antérieurs. Les cartes de Taylor (1960) ou de Maresch (1973) ont guidé mes recherches sur Paraguachoa (Margarita orientale) ainsi que celles de Gonzalez de Juana et Vignali (1970) sur Macanao (Margarita occidentale) ou de Christensen (1961) et Schubert (1971) sur la péninsule d'Araya. Elles m'ont permis une approche plus directe des zones considérées initialement comme des secteurs-clef.

Connaissant les difficultés de pénétration et la complexité géologique de ce tronçon de la Chaîne Sud Caraïbe, mon apport personnel du point de vue cartographique ne reste qu'une humble contribution aux regards de ceux accomplis par mes aînés.

La mise au net des levers et des coupes, les travaux de laboratoire, ainsi que la rédaction de ce mémoire ont été réalisés au Département des Sciences de la Terre de l'Université de Bretagne Occidentale (Laboratoires de Géologie Structurale et d'Océanologie et Géodynamique). Au total un peu plus de 400 lames minces de roches (effectuées en grande partie au Venezuela), une cinquantaine d'analyses chimiques sur roche totale et une centaine d'analyses minéralogiques à la microsonde ont servi de support aux études de laboratoire. Enfin quelques minéraux ont été datés par la méthode Potassium/Argon au Laboratoire de Géochimie et Géochronologie.

III - ORGANISATION DE LA THESE

Après une brève introduction où nous présentons un historique des travaux antérieurs, suivi d'un bilan, ce mémoire se scinde en cinq parties :

La première se focalise principalement sur la lithostratigraphie des séries métamorphiques ayant valeur de substratum vis-à-vis des séries tertiaires. Elle souligne l'existence d'un complexe méta-ophiolitique associé à des orthogneiss acides et muni d'une couverture métasédimentaire en opposition avec des métasédiments de paléomarge;

La deuxième est une recherche des caractéristiques géochimiques majeures des roches, d'origine soit ignée soit effusive, rencontrées dans les diverses séquences lithostratigraphiques mises en évidence sur le transect étudié;

La troisième est une approche d'ordre cristallogénétique à l'aide de données microsonde pour caractériser le degré et l'évolution du métamorphisme noté dans les divers lithofaciès. Cette étude a pour but de préciser la genèse et l'évolution des éclogites de Paraguachoa appartenant au complexe méta-ophiolitique. Nous tenterons, au cours de cette partie de fournir une première esquisse de l'histoire métamorphique des principaux ensembles du substratum mésozoïque;

La quatrième partie est consacrée à l'analyse des déformations. Elle oppose des terrains en position structurale tantôt inférieure, tantôt supérieure, allochtones. Nous tenterons notamment de définir la cinématique des mouvements tangentiels ayant entraîné l'édification de la Chaîne Sud Caraïbe au droit de Margarita-Araya.

La cinquième et ultime partie a valeur de synthèse. Dans un premier chapitre nous tentons de retracer l'évolution géodynamique du tronçon orogénique étudié au droit de Margarita, depuis le Jurassique jusqu'au Néogène. Le deuxième chapitre est une compilation de divers travaux réalisés sur la terminaison orientale de la chaîne sud-caraïbe, aussi bien à terre qu'en mer. Cet élargissement aboutira à corréliser quelques formations entre elles et à proposer diverses hypothèses pour des problèmes encore non résolus par manque de données.

SOMMAIRE

Avant propos	
INTRODUCTION	1
PARTIE I: LES GRANDS ENSEMBLES LITHOSTRATIGRAPHIQUES	10
A. Le substratum métamorphique mésozoïque	12
CHAPITRE I - Les anciennes séries détritiques et carbonatées de marge continentale	14
CHAPITRE II - Les méta-ophiolites et leurs sédiments de couverture	58
CHAPITRE III - Les orthogneiss acides de Margarita orientale	146
CHAPITRE IV - Les mélanges	162
B. Les laves et filons fini-crétacé	176
CHAPITRE V - Les laves de Punto Real (Archipel de Los Frailes) et les filons de l'île de Margarita	178
C. La couverture sédimentaire tertiaire	188
CHAPITRE VI - L'Eocène	192
CHAPITRE VII - Le Mio-Pliocène	208
D. Synthèse sur les grands ensembles lithostratigraphiques du transect Margarita-Araya	218
PARTIE II: LES CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES MAJEURES DES ENSEMBLES PLUTONIQUE, VOLCANIQUE, ET METAMORPHIQUE	228
CHAPITRE I - Le complexe méta-ophiolitique, le détritisme ophiolitique - Les amphibolites du Groupe Juan Griego	230
CHAPITRE II - Les orthogneiss acides de Margarita orientale	258
CHAPITRE III - Les métavolcanites de couverture des méta-ophiolites de Margarita	266
CHAPITRE IV - Les volcanites d'âge crétacé supérieur	270
Conclusions générales de l'étude des caractéristiques géochimiques des ensembles plutonique, volcanique et métamorphique	276
PARTIE III: CRISTALLOCHIMIE, GEOBAROMETRIE, GEOTHERMOMETRIE DES ROCHES METAMORPHIQUES	278
CHAPITRE I - Etude des éclogites	280
CHAPITRE II - Etude de l'évolution métamorphique des méta-ophiolites, des massifs orthogneissiques associés et de leur couverture métasédimentaire	316
CHAPITRE III - Bilan des minéraux, marqueurs des degrés de métamorphisme, des métasédiments détritiques de la paléomarge	338
Conclusions à l'étude du métamorphisme	340
PARTIE IV: ETUDE TECTONIQUE DU TRANSECT MARGARITA-ARAYA	342
CHAPITRE I - Cartographie du domaine étudié	344
CHAPITRE II - Etude structurale du bassin éocène	348
CHAPITRE III - Analyse structurale du substratum métamorphique mésozoïque	352
Conclusions de l'étude tectonique du transect Margarita-Araya	422
PARTIE V: EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU TRANSECT MARGARITA-ARAYA, SA PLACE DANS LA TERMINAISON ORIENTALE DE LA CHAÎNE SUD-CARAIBES	430
CHAPITRE I - La chaîne caraïbe au droit de Margarita-Araya - Evolution géodynamique du Jurassique au Néogène	432
CHAPITRE II - Les grands traits géologiques de la terminaison orientale de la chaîne sud-caraïbes	442
CONCLUSIONS GENERALES	462
Bibliographie	
Annexes	
Table des matières	

INTRODUCTION

INTRODUCTION

I - CADRE GEOGRAPHIQUE ET ECONOMIQUE

L'île de Margarita et la péninsule d'Araya appartiennent au "Nororienté" vénézuélien (Fig. A). La péninsule d'Araya constitue le prolongement occidental du système semi-montagneux, d'axe Est-Ouest de Paria-Trinidad. Séparée du continent par un détroit large d'une trentaine de kilomètres, où émergent les îles de Coche et de Cubagua, l'île de Margarita est composée de deux péninsules : celle de Macanao, la plus occidentale et celle de Paraguachoa. Ces deux pointements montagneux, culminant respectivement à 750 et 900 m, sont rattachés par un cordon littoral sablonneux et marécageux.

Administrativement, l'île de Margarita constitue, avec les îles de Cubagua et Coche, l'état de "Nueva Esparta", tandis que la péninsule d'Araya appartient à l'état de "Sucre", dont elle est l'un des districts les plus étendus (district de "Sucre").

La vie économique de l'île de Margarita, essentiellement tournée vers le tourisme, est concentrée à la périphérie de Paraguachoa. Cette île bénéficie de ports francs qui ont permis l'hyper développement du secteur tertiaire. Un grand nombre de terrains anciennement cultivés sont actuellement incorporés à des parcs nationaux. La péninsule d'Araya est économiquement beaucoup plus démunie. La seule activité réelle est l'exploitation des marais salants. Le sel produit est acheminé par voie maritime; ceci du fait des mauvaises voies de communication terrestres. Seule une piste longe l'étroit désert de cailloutis d'Araya. Elle raccorde les quelques petits villages de pêcheurs et d'éleveurs de chèvres localisés sur la côte septentrionale.

Cette région constitue un véritable paradis terrestre pour touristes fortunés. Elle suscite également un vif intérêt chez les botanistes et zoologistes. Les niches écologiques avec leur faune associée peuvent grossièrement se classer selon trois strates :

- * les secteurs de faible altitude - moins de 100 mètres - se caractérisent par une végétation de type cactus. Ils couvrent une grande partie de la péninsule d'Araya et les zones littorales de Margarita;
- * le second pallier - compris entre 100 et 400 mètres - est occupé par une végétation dense d'épineux. C'est à ce niveau un peu plus humide que l'on peut croiser, en fin de journée, quelques couleuvres ou crotales;
- * l'ultime intervalle - au dessus de 400 mètres - est marqué par une végétation luxuriante de type tropical, allant de la forêt tropicale humide, comme sur le cerro Chico, situé au coeur de la péninsule de Paraguachoa (Margarita orientale). la faune y est nettement plus abondante. Nous y noterons particulièrement la présence du fameux "Rabo de Candela del Monte de Margarita" (*Botrops lansbergii*) qui, par une évolution biologique encore inconnue, se différencie des botrops du continent. Certains zoologistes proposent que la couleur jaune de sa queue soit issue d'un dimorphisme sexuel (Rose, 1978, p. 127).

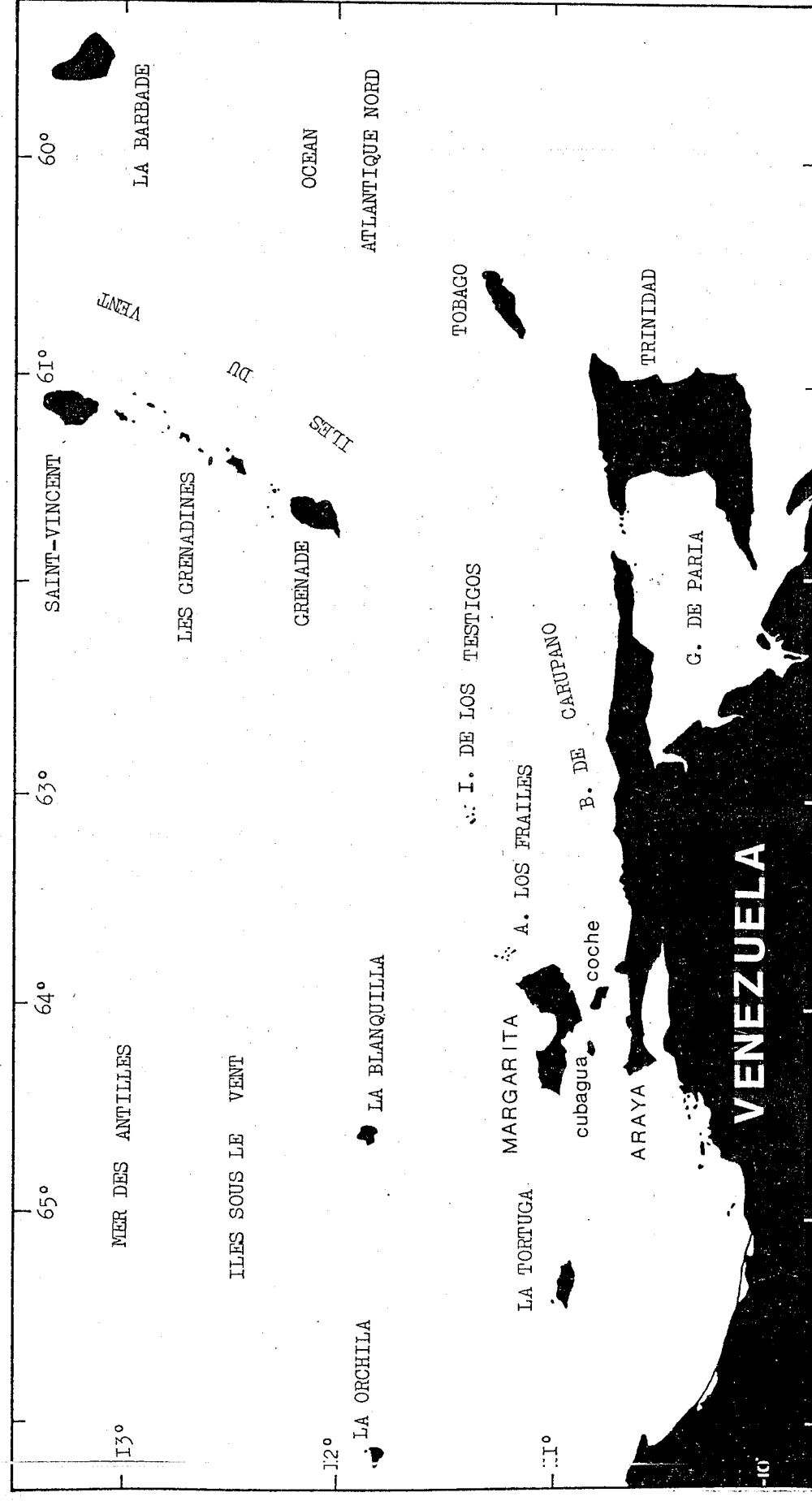
Il est préférable d'éviter de travailler sur la péninsule d'Araya durant les mois de février à avril, la température dépassant fréquemment les 40°C. Sinon, dans toute cette région des Caraïbes, la température oscille entre 25 et 35°C. La saison des pluies (mois de septembre à décembre) est peu marquée dans les secteurs côtiers par rapport à la péninsule de Paria, située à 150 kilomètres plus à l'Est, ou à la "Serranía del Interior" située à

+ Côtes du Golfe de Cariaco

Boitrops

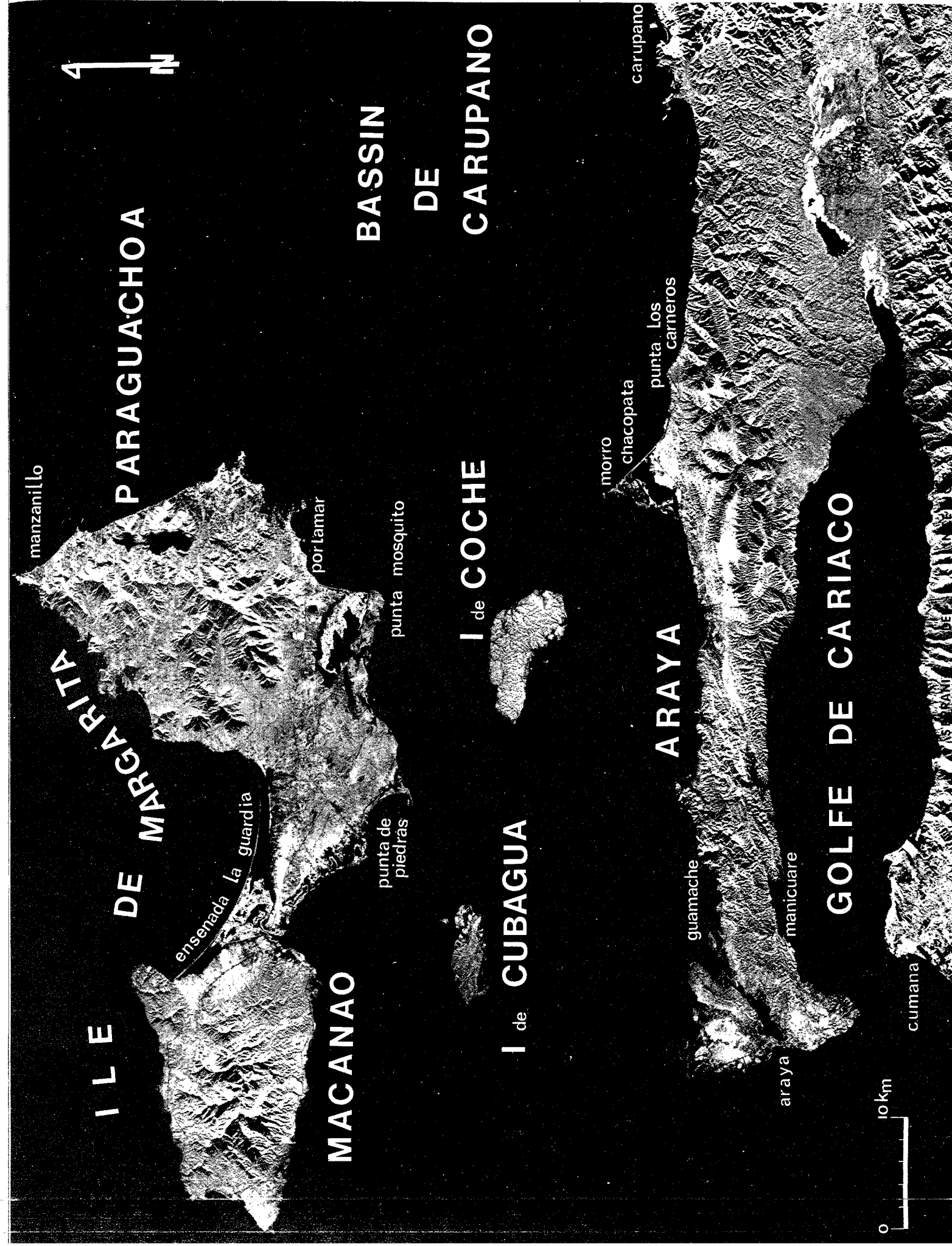
Rose

Fig.A - Localisation géographique générale et vue aérienne au radar de l'île de Margarita et de la péninsule d'Araya
Ubicación geográfica general y imagen radar de la Isla de Margarita y de la península de Araya



A1: (ci-dessus) Localisation géographique de l'île de Margarita et de la péninsule d'Araya dans le cadran sud-est du Domaine Caraïbe

A2: (ci-dessous) Vue aérienne au radar du secteur étudié: document radar Lagoven S.A., filiale de "Petroleos de Venezuela S.A.".



III - HISTORIQUE ET BILAN DES TRAVAUX ANTERIEURS

A. Historique

Avant les années 1950 les premiers travaux effectués concernèrent principalement les séries sédimentaires tertiaires du Sud de l'île de Margarita ou celles de Cubagua et de l'extrémité occidentale d'Araya; l'attrait de l'or noir ayant déjà incité quelques compagnies à s'interroger sur l'âge et la potentialité de ces sédiments (Maury, 1925, Tipword et Grinsdale in Kugler, 1957 etc...).

Les séries métamorphiques de la péninsule d'Araya restaient indemnes de toute description; celles de Margarita avaient déjà fait l'objet de quelques reconnaissances (Aguerreverre, 1936; Rutten, 1940, Hess et Maxwell, 1949; Kugler, 1948; Liddle, 1946). A partir de 1949 les étudiants de l'Université Centrale du Venezuela (Ascaïno, 1950; Gruillet, 1949; Santana, 1950 etc...) déferlèrent sur la partie orientale de Margarita. leurs travaux sur le bassin sédimentaire ont été repris et approfondis par Patrick (1958, rapport inédit LAGOVEN).

C'est à la fin de cette décennie que les géologues des grandes universités nord-américaines travaillèrent sur la Chaîne Sud Caraïbe, sous la tutelle scientifique du docteur Hess, père de la théorie de l'expansion océanique. Ce fut d'abord Taylor (1960) qui, après trois ans d'études, publia ses travaux sur Paraguachoa. Sa carte constitue un élément de base important de la géologie de l'île de Margarita. Cet effort se poursuit jusqu'en 1974; la coopération américano-vénézuélienne produit ainsi un grand nombre de publications sur toute la Chaîne Sud Caraïbe; la péninsule d'Araya et l'île de Margarita n'échappent pas à cet élan de connaissance. Maresch (1971) (avec l'aide financière et logistique du Ministère des Mines vénézuélien; de fonds de recherche provenant de la Shell, de Mene Grande, de la Créole (Exxon) et de l'Université de Princeton) publie le résultat de ses travaux, commencés en 1968 sur la partie septentrionale de Paraguachoa. Nous lui devons une carte précise de cette partie nord-orientale de Margarita ainsi que l'idée de collision arc-continent pour la Chaîne Sud Caraïbe. Durant la même année sont édités les travaux de Schubert (1971) sur la péninsule d'Araya. Ces ouvrages de base ont été précédés par ceux de Vignali (1965), Gonzalez de Juana *et al.* (1968); Balda (1963); Christensen (1961) et sont suivis par des études plus ponctuelles (Munoz (1973); Navarro (1972, 1974) etc...).

Après la nationalisation des compagnies pétrolières en 1976, les travaux de géologie de surface - orientés jusqu'alors vers la cartographie et la stratigraphie - s'infléchissent vers des programmes thématiques. Les problèmes laissés en suspens pendant la première phase d'effervescence scientifique sont alors abordés à l'aide de méthodes plus ou moins sophistiquées. Cette nouvelle étape a notamment fourni des informations sur les affinités magmatiques des séries métamorphiques orthodérivées et sur leur âge (Santamaria et Schubert, 1974). Elle a surtout permis de progresser dans les interprétations tectoniques grâce aux travaux d'une équipe franco-vénézuélienne, qui, développant les premières conceptions de Bellizia (1972), démontre le caractère allochtone de la Chaîne Sud Caraïbe. Les résultats essentiels de ces études modernes sont consignés dans les thèses d'état de Stéphan (1982) et Beck (1985), relatives aux secteurs occidental et central de la chaîne. Le secteur oriental a fait l'objet, pour sa part, de recherches de : Bladier (1976, 1977), Vignali (1979), Campos (1981, thèse de 3e cycle) et de travaux plus limités de Guillet et Cannat (1984).

On retiendra, du point de vue des résultats en tectonique :

- que Vignali en 1979, en conclusion à son étude sur la cordillère métamorphique (Araya-Paria et Margarita), propose une allochtonie très limitée de quelques blocs d'éclogites et de serpentinite;
- que Guillet et Cannat (1984) décrivent des semelles mylonitiques sur la partie orientale de Margarita et proposent une allochtonie des orthogneiss du Matasiète.

B. Bilan des travaux antérieurs

Le bilan proposé est axé sur les aspects lithostratigraphiques et tectoniques des travaux antérieurs. Par un souci de simplicité nous ne résumerons pas ici les travaux concernant le bassin tertiaire ainsi que les données relatives à la géochimie au métamorphisme ou à la microtectonique. Tous ces éléments sont rappelés en avant-propos des chapitres traitant ces sujets.

MARGARITA : Lithostratigraphie. La majorité des auteurs s'accorde à penser que les roches vertes du Groupe la Rinconada (défini par Maresch, 1973) représentent la base lithostratigraphique des séries métamorphiques de Paraguachoa. Ces roches vertes, interprétées comme d'anciennes coulées basaltiques où se sont injectés des filons de gabbro, sont surmontées en concordance par les lithofaciès du Groupe Juan Griego. Celui-ci se compose de mica-schistes, de paragneiss et de quartzites. Il a été divisé en trois unités lithostratigraphiques par Taylor (1960), Gonzalez de Juana (1968), Maresch (1973) qui sont, de la base au sommet les unités : chloriteuse, feldspathique et graphiteuse. Des travaux récents sur la péninsule de Macanao scindent ce groupe en une unité feldspathique basale et une unité non feldspathique au sommet (Gonzalez de Juana, Vignali, 1972; Vignali, 1979). Ce Groupe de Juan Griego est surmonté par celui de Los Robles. Hess et Maxwell (1949) supposent l'existence d'une faille entre ces deux groupes mais des travaux plus récents considèrent qu'ils se succèdent normalement en concordance. Ce Groupe de Los Robles est divisé par Gonzalez de Juana (1968) en deux formations : la Formation El Piache constituée de marbres massifs et la Formation El Cauca caractérisée essentiellement par des schistes verts attribués à d'anciennes séries volcano-sédimentaires (Taylor, 1960). Maresch (1973) introduit dans ce groupe comme équivalent latéral, la Formation Manzanillo définie pour la première fois par Taylor (*op cit*) comme un assemblage de métavolcanites, de schistes verts à épidote et de métacherts noirs.

Les péridotites intercalées dans cet ensemble lithostratigraphique sont interprétées comme des dômes mis en place par un mécanisme de protrusion (Maresch *op. cit.*)

Structure : tectoniquement, la péninsule de Paraguachoa est considérée comme une suite d'antiformes et de synformes lesquels sont traversés par des dômes tonalitiques et trondhjémiques (Massifs de Guayacan et Matasiète) ou granitique (massif El Salado) (Maresch, 1973; Navarro, 1974).

ARAYA : C'est à Schubert (1971) que nous devons les premières véritables cartes géologiques de la péninsule d'Araya. Du travail de cet auteur se dégagent les points essentiels suivants :

- la péninsule est constituée de différentes formations, séparées cartographiquement entre elles par de grandes failles;
- la Formation Manicuare, composée de schistes quartzo-feldspathiques, de graphito-schistes et de quartzites massifs est considérée comme la plus ancienne;

- vient ensuite la Formation Tunapuy dont le contact n'est pas exposé. Elle est caractérisée par des schistes sériciteux à chloriteux, de phyllites et de passées microconglomératiques à galets de quartz;

- concordante sur cette Formation Tunapuy, la Formation Carupano est constituée de marbres finement lités, de graphito-schistes, de rares niveaux de quartzites. Cette formation est traversée par de petits corps intrusifs de serpentinite. Au sommet de cette formation des métalaves basiques sont observables.

- en contact par faille sur la Formation Carupano viennent les phyllites chloriteuses de la Formation Laguna Chica, considérée par Schubert (1971) comme représentant le sommet de la pile des faciès métamorphiques d'Araya.

Conclusion - Bien que Margarita et Araya appartiennent aux zones internes de la Chaîne Caraïbe, peu de travaux ont mis l'accent sur la caractère alpin de la Cordillère Caraïbe au niveau de ces zones.

PARTIE I

Les grands ensembles lithostratigraphiques

PARTIE I

LES GRANDS ENSEMBLES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

Les sept chapitres qui constituent cette première partie traiteront successivement :

- du substratum métamorphique mésozoïque (chapitres 1, 2, 3, 4);
- des laves et filons fini-crétacé (chapitre 5);
- de la couverture sédimentaire tertiaire (chapitres 6 et 7).

L'essentiel des données présentées ici provient de nos observations, de l'échelle du terrain jusqu'à celle de la lame mince (microscope optique). Mais pour fournir au lecteur une image plus complète du transect étudié, nous ferons appel également à des descriptions empruntées à la bibliographie.

A - LE SUBSTRATUM MÉTAMORPHIQUE MÉSOZOÏQUE

Dans ce substratum métamorphique mésozoïque quatre grands ensembles lithologiques peuvent être distingués :

- des séries détritiques et carbonatées de marge continentale;
- un complexe ophiolitique et ses sédiments de couverture;
- des corps intrusifs acides;
- des mélanges contemporains de la mise en place des nappes.

Le plan adopté pour présenter ces ensembles tient compte de deux facteurs jugés importants :

- le premier est d'ordre géologique; les différents lithofaciès ont été regroupés selon leurs affinités;
- le deuxième est géographique; afin d'éviter un amalgame trop hâtif quant aux reconstitutions paléogéographiques envisageables, les zones d'Araya et de l'île de Margarita seront décrites séparément.

L'optique de ces quatre chapitres étant essentiellement lithostratigraphique nous tenterons, autant que possible, de rechercher la nature originelle du matériel sédimentaire ou magmatique. Aussi l'accent sera-t-il mis sur les minéraux et textures reliques, témoins des stades précoces de l'histoire de la roche, antérieurs aux événements tectono-métamorphiques. L'étude du métamorphisme est à peine esquissée ici; elle sera développée dans la troisième partie et sera intégrée dans un bilan global, après l'analyse des déformations.

CHAPITRE I

LES ANCIENNES SÉRIES DÉTRITIQUES ET CARBONATÉES DE MARGE CONTINENTALE

Les séries de ce type sont représentées à la fois sur la péninsule d'Araya et dans l'île de Margarita.

Au niveau de la péninsule d'Araya, le décrochement de Laguna-Grande - Punta Los Carneros sépare deux blocs distincts (Fig. 1) :

- au sud de cet accident majeur affleurent les Formations Carupano, Guinimita et Tunapuy, essentiellement carbonatées;
- Au nord, les différents lithofaciès observés, regroupés sous le nom de la Formation Manicuare, sont essentiellement détritiques.

Dans l'île de Margarita ces séries de marge continentale, correspondant au Groupe Juan Griego, affleurent à la fois dans les parties, orientale (Paraguachoa) et occidentale (Macanao). Nos observations concernant exclusivement Paraguachoa, les séries de Macanao seront présentées d'après les données bibliographiques.

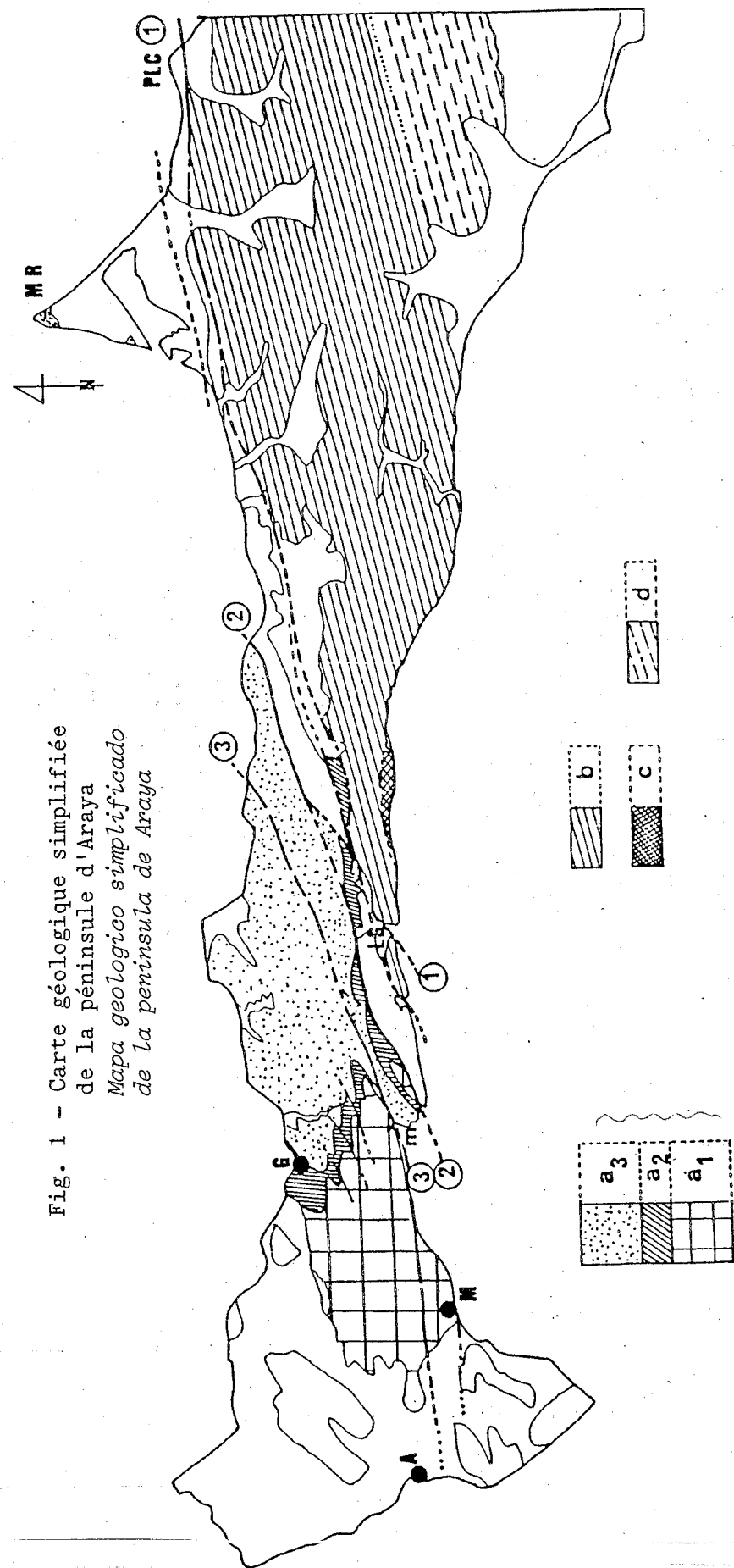


Fig. 1 - Carte géologique simplifiée de la péninsule d'Araya
 Mapa geologica simplificada de la península de Araya

Légende : a: Formation Manicuaire (a1: séquences 1 et 2; a2: séquence 3; a3: séquence 4-5-6 (commentaire dans le texte))

b: Formation Carupano
 c: Formation Guinimita
 d: Formation Tunapuy

A: Araya; M: Manicuaire; G: Guamache; MR: Morro Chacopata; PLC: Punta Los Carneros; LG: Laguna Grande
 (1) Décrochement de Punta Los Carneros-Laguna Grande; (2) Décrochement de Salazar; (3) Décrochement de Mérito.

I - LES SERIES DE LA PENINSULE D'ARAYA

Ce paragraphe traitera successivement de la Formation Manicuaire, d'une part et des Formations Carupano, Guinimita et Tunapuy d'autre part (Fig. 1).

I.a. Les séries au nord du décrochement de Laguna Grande-Punta Los Carneros

Elles ont d'abord été étudiées par F. Balda (1960) qui créa pour elles l'appellation de "Formation Manicuaire". Plus récemment C. Schubert (1971 a et b) a décrit cette formation, comme constituée de schistes quartzo-micacés, de quartzites, de schistes à amphibole, de marbres et de gneiss (Tabl. 1), sans organisation lithostratigraphique visible.

	SCHISTES QUARTZO-MICACES (30 lames minces)	QUARTZITES (18 lames minces)	SCHISTES AMPHIBOLIQUES (6 lames minces)	MARBRES (3 lames)	GNEISS (7 lames minces)
QUARTZ	30 - 70 %	70 - 100 %	0 - 1 %	0 - 1 %	20 - 25 %
MUSCOVITE	5 - 40 %	* - 20 %	0 - 11 %	* - 1 %	0 - 5 %
BIOTITE	1 - 25 %	* - 10 %	-	-	5 - 20 %
CHLORITE	1 - 30 %	1 - 10 %	* - 20 %	-	1 - 20 %
PLAGIO(Albite)	5 - 35 %	1 - 10 %	5 - 40 %	-	30 - 50 %
EPIDOTE	* - 25 %	* - 1 %	1 - 20 %	-	*
ZOISITE	1 - 20 %	0 - 10 %	-	-	*
GRENAT(Alm)	* - 5 %	* - 1 %	10 - 30 %	-	*
CHLORITOIDE	0 - 5 %	-	-	-	-
DISTHENE	* - 10 %	-	-	-	-
GRAPHITE	* - 20 %	-	-	-	-
OXYDE de fer	* - 25 %	*	-	-	-
TOURMALINE	*	*	-	-	*
MAGNETITE	*	-	*	-	*
LIMONITE-HEMAT.	*	-	-	-	*
SPHENE	-	0 - 1 %	* - 1 %	-	*
ZIRCON	-	*	-	-	-
TREMOLITE-ACTI.	-	-	30 - 65 %	-	-
RUTILE	-	*	-	-	-
CALCITE	-	-	-	99 - 100 %	-
PYRITE	-	-	*	-	-
FELDSPATH	-	-	-	-	10 - 40 %
SERICITE	-	-	-	-	* - 5 %

* Minéraux accessoires

Taleu 1: Pétrographie des différents lithofaciès de la Formation MANICUAIRE (selon C.SCHUBERT,1971)

Cuadro 1: Petrografia de las diferentes litofacies de la Formacion MAICUAIRE (segun C.SCHUBERT,1971)

Nous avons effectué une série de coupes Nord-Sud à travers cette formation et différencié ainsi six séquences lithostratigraphiques que nous illustrerons ici à l'aide d'affleurements-types ou de coupes-types. Les termes, ou membres de la nouvelle colonne lithostratigraphique ainsi reconstituée pour la Formation de Manicuaire sont numérotés de 1 à 6, de la base au sommet.

1 - LA SEQUENCE 1 - Elle est constituée essentiellement de micaschistes à grain fin, de quartzites, de paragneiss et de leptynites. Les trois premiers lithofaciès sont intimement liés alors que le quatrième apparaît plus original.

Cette séquence basale affleure dans la partie occidentale de la péninsule d'Araya (cf. carte géologique de la péninsule d'Araya, annexe A). A la suite de C. Schubert (1971 a) nous proposons comme section-type les affleurements situés le long de la piste reliant les villages de Guamache et de Merito (Fig. 2). Les premières centaines de mètres septentrionales de cette coupe présentent des terrains très déformés incluant les séquences 2, 3 et 4 (cf. Partie III); il est préférable de limiter la section-type de cette séquence du village de Merito au cerro le plus élevé (Cerro "sans nom" cote 100 m). Pour compléter l'inventaire des lithofaciès de cette séquence la coupe de l'Arroyo de Pena, au niveau des marbres (cf. séquence 2) est utile.

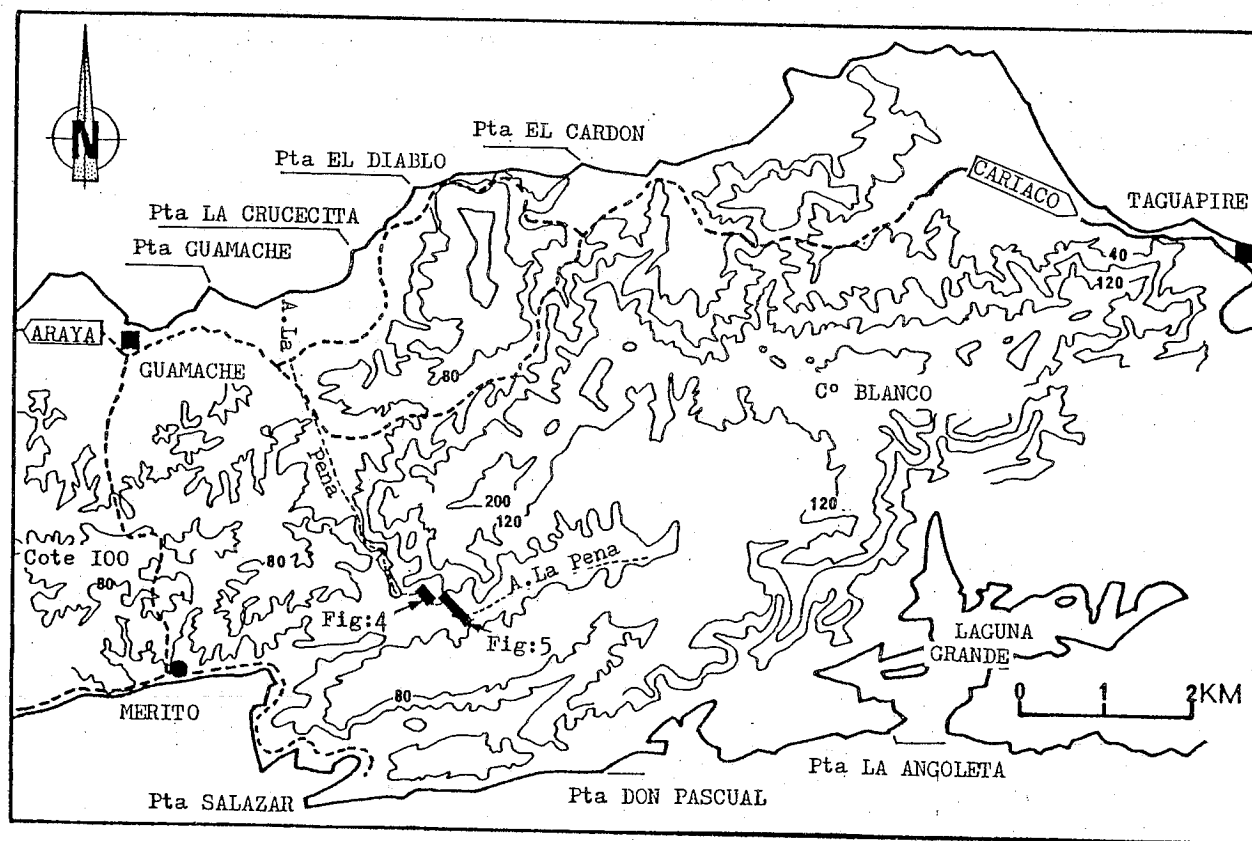


Fig.2: Carte de localisation des sections étudiées pour l'édification de la colonne lithostratigraphique de la Formation MANICUAIRE.

: Mapa de ubicación de las secciones estudiadas para el edificación de la columna litoestratigráfica de la Formación MANICUAIRE.

1.a. LES MICASCHISTES A GRAIN FIN

A l'affleurement ces roches présentent de nombreux plis isoclinaux décimétriques, dessinés par des filonnets et lentilles de quartz.

La roche est constituée d'une trame quartzo-micacée (biotite + muscovite) dans laquelle sont dispersés des grenats millimétriques. Sur les plans de foliation nous observons des linéations matérialisées par des agrégats composites de quartz d'une part et d'autre part par des amas de biotite.

En lame mince (lame ARA 77), ces roches présentent une texture grano-lépidoblastique. La foliation est marquée par des muscovites (de 400 à 500 μ) et des biotites. Les biotites, souvent de taille supérieure à celle des muscovites (1,5 à 2 mm), exsudent leur fer et sont chloritisées. Les grenats se localisent fréquemment dans les plages de quartz hétéro-granulaire. Leur diamètre ne dépasse que très rarement 400 μ dans les lames observées. Dans leurs cassures se développent, perpendiculairement aux épontes, des chlorites. L'intérieur du cristal est transformé en un agrégat cryptocristallin. Nous observons également quelques rares reliques de plagioclases et de feldspaths potassiques.

1.b. LES QUARTZITES A SERICITE

Ce sont des roches de couleur grise, formant au sein des micaschistes des lentilles et des bancs de 15 à 40 cm d'épaisseur, plissés isoclinale.

L'étude microscopique révèle l'existence de petites paillettes de séricite dispersées dans la trame granoblastique. Elles soulignent la foliation. Les quartz dont les joints sont polygonaux ou festonnés, présentent une extinction roulante. Leurs tailles varient de 50 à 700 μ . Certains d'entre eux ont une limite soulignée par un liseré sombre (graphite?), indiquant leur origine détritique (lame ARA 95).

1.c. LES PARAGNEISS

A l'affleurement, ils se distinguent aisément des micaschistes à grain fin et des quartzites par leur couleur blanchâtre. Ces paragneiss sont, dans leur majorité des cas, interstratifiés avec les lithofaciès précédents et constituent des niveaux dont l'épaisseur est inférieure à quarante centimètres. Cependant, ils peuvent constituer des masses plus importantes de cinq à dix mètres de largeur sur vingt mètres de longueur (Pl.1-Ph.1-2).

A petite échelle ils constituent, associés à des niveaux plus graphiteux, d'excellents guides structuraux, mais sur quelques mètres uniquement. Leur répartition spatiale, aussi bien verticale que latérale, n'a pu être précisée.

En lame mince (lame ARA 86), ces paragneiss présentent une texture grano-lépidoblastique. Ils sont composés essentiellement de phyllites, de feldspaths et de quartz.

- Des biotites brun-rougeâtre déstabilisées et des muscovites constituent les éléments micacés auxquels s'ajoutent les produits sériciteux pseudomorphosant des reliques de staurotide au trois quart transformées.
- Les feldspaths potassiques et les plagioclases sont les constituants majeurs de ces lithofaciès. Certaines reliques de plagioclases atteignent plus de un millimètre de longueur. Mais contrairement à ceux observés dans les micaschistes ils sont riches en exsolutions, en perthite de remplacement (albitique ?). Ces dernières, dans leur majorité, sont disposées de façon irrégulière, mais parfois elles apparaissent alignées.
- La minéralogie se complète avec du quartz, des grenats, d'aspect déchiqueté. Ces grenats sont riches en inclusions de quartz et atteignent couramment un diamètre compris entre 1 et 1,5 mm. Nous notons également leur pseudomorphose en chlorite et en produits cryptocristallins.

1.d. LES LEPTYNITES

Elles affleurent uniquement dans l'Arroyo La Pena, sur quelques mètres au sein de la séquence n°1. Elles constituent une arête en relief dans les métasédiments (Fig. 3). Leur contact avec la masse métasédimentaire environnante est trop tectonisé pour qu'on puisse en déduire les relations anté-déformations; la signification de cet affleurement reste donc énigmatique (témoin d'un substratum cristallin ou bloc emballé dans les métasédiments).

Ces roches, au contraire des paragneiss, sont résistantes à l'altération. Sur échantillon macroscopique, elles apparaissent très cristallisées, foliées et riches en quartz.

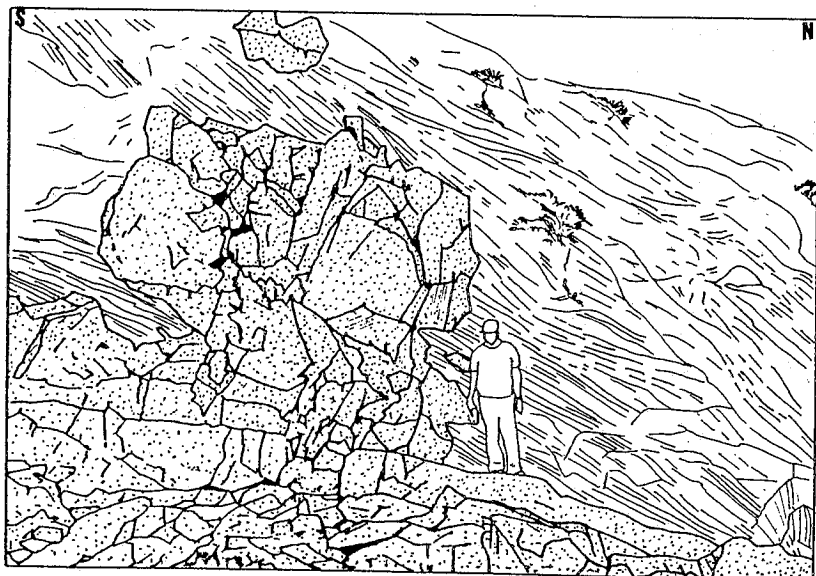


Fig.3: Affleurement des leptynites au niveau de l'Arroyo La Pena

: Afloramiento de las leptynitas al nivel del Arroyo La Pena

- En lame mince (lame ARA 122), cette roche ne présente pas une texture orientée bien définissable. Sa texture approcherait plus celle d'une mylonite à ultramylonite. La schistosité est faiblement marquée par un alignement discontinu de séricite. Le fait caractéristique de cette roche est son intense déformation, soulignée par de nombreux rubans et amandes de quartz à extinction roulante. Outre le quartz, baignent dans cette "pâte" microcristalline de nombreux feldspaths alcalins et plagioclases (néo). Les feldspaths présentent ici de nombreuses gouttelettes d'exsolutions aboutissant parfois au phénomène de microclinisation, (perthites de remplacement en fines veinules perpendiculaires aux macles des orthoses).

2 - SEQUENCE 2 - Elle est constituée par des marbres. Ces derniers affleurent particulièrement bien dans l'Arroyo La Pena, sur une longueur d'environ dix mètres. Cependant, dans la plupart des coupes levées, ce deuxième terme est réduit à quelques centimètres, voire absent. Cela laisse supposer que ces dépôts étaient lenticulaires.

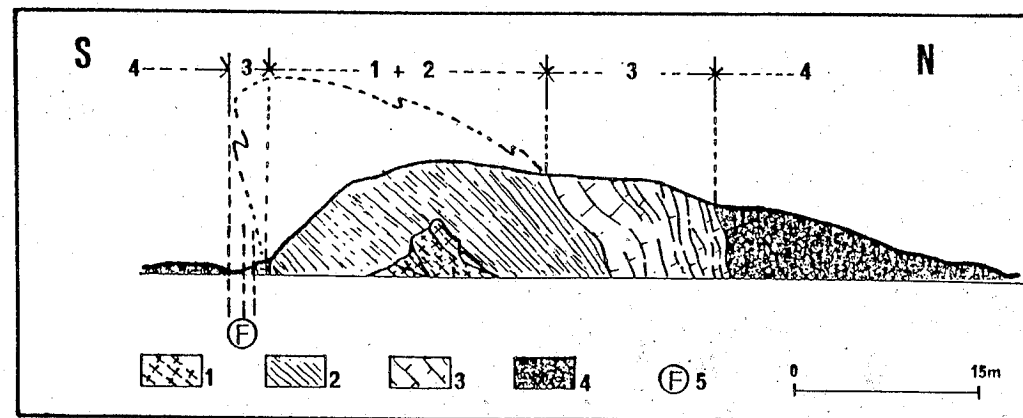
Aucun fossile n'a été découvert dans ces niveaux.

Au niveau de l'Arroyo La Pena les marbres reposent lithostratigraphiquement sur le lithofaciès de la séquence 1; rien ne permet de penser que le contact entre les 2 membres, très différents pétrographiquement, soit tectonique (Fig. 4).

Ces marbres, massifs sans litage visible, sont généralement de couleur blanc-grisâtre. Certains blocs affleurant dans l'arroyo ont toutefois une couleur sombre, tachetée d'ocelles centimétriques de calcite blanche. La partie basale de cet ensemble carbonaté s'avère riche en éléments détritiques, inférieurs au centimètre, particulièrement en quartz.

- En lame mince (lame ARA 123) ces grains de quartz sont soit isolés dans la matrice, soit jointifs. Ils atteignent couramment la taille de 400 μ et parfois jusqu'à 2 millimètres. Lorsqu'ils sont jointifs ils constituent des clastes dépassant le demi-centimètre. Ils présentent une extinction roulante. On observe, associés à ces quartz, des fragments de feldspath alcalin d'une taille maximale de 500 μ . Ils sont pseudomorphosés partiellement en séricite ou totalement par un feutrage de phyllites et autres produits cryptocristallins. Nous notons également la présence de sphène parmi les éléments détritiques de ce marbre. La matrice est constituée de calcite dont certains cristaux atteignent 2,6 mm de diamètre. Ceux-ci présentent de nombreuses macles mécaniques et sont souvent granulés (Pl.1 - Ph.4).

Nous n'avons pas trouvé, sur la coupe levée, d'éléments détritiques centimétriques.



LEGENDE 1: leptynite; 2: séquence 1; 3: séquence 2; 4: séquence 3; 5: faille décrochante (cf. commentaire texte).

Fig. 4 - Coupe montrant les séquences 1 - 2 - 3 dans l'Arroyo La Pena

Corte mostrando las secuencias 1 - 2 - 3 en el Arroyo La Pena

N.B. - séquence 1 = micaschistes à grain fin, quartzites, paragneiss; séquence 2 = marbres; séquence 3 = micaschistes à grenats

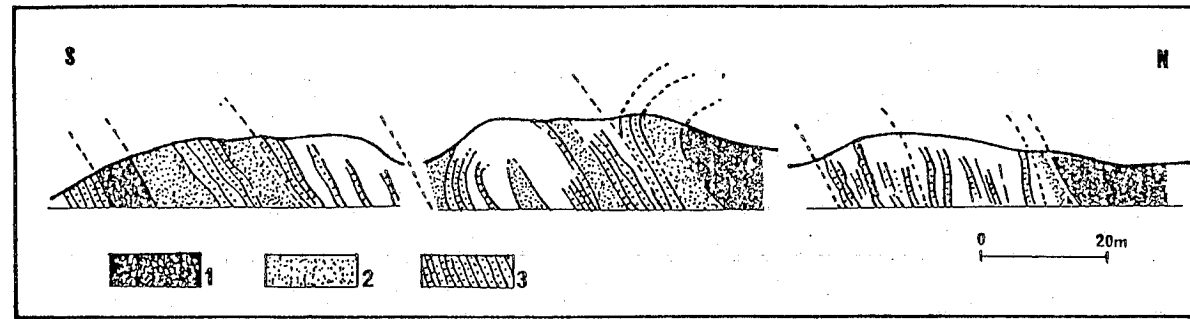
3 - LA SEQUENCE 3 - Elle est constituée par des micaschistes à grenats. Elle possède une puissance apparente maximale de 100 mètres. Ces micaschistes affleurent dans la partie occidentale de la péninsule, où ils apparaissent concordants tantôt sur la séquence II, tantôt sur la séquence 1.

Ils sont facilement reconnaissables dans le paysage de par leur couleur ocre-marron, due à leur forte altération. Sur échantillon macroscopique, ces micaschistes ont une couleur mordorée, le pourcentage de graphite est assez élevé, environ 30 à 50 % de la roche; ce qui lui confère parfois un aspect brillant, satiné, sur la foliation. Les phyllites seraient de deux types : des biotites et des muscovites. Les grenats ont généralement un diamètre qui dépasse le centimètre.

Il s'agit probablement d'anciennes argilites riches en matière organique.

4 - LA SEQUENCE 4 - Il s'agit de schistes graphiteux dont la puissance est impossible à estimer en raison des écaillages tectoniques qui les affectent.

Ils sont impliqués, localement, dans des plis à coeur micaschisteux (Fig. 5).



Légende : 1: micaschistes à grenats; 2: schistes graphiteux; 3: quartzites (cf. commentaire texte).

Fig. 5 - Coupe montrant les séquences 3 - 4 - 6 dans l'Arroyo La Pena
Corte mostrando las secuencias 3 - 4 - 6 en el Arroyo La Pena

Ces schistes, associés à la séquence 6, affleurent sur les îlots de Lobos et Caribe; au niveau du Morro Chacopata et, avec les séquences 5 et 6, de Caimancito à Guamache et au Sud entre Merito et Laguna Grande (cf. carte géologique de la péninsule d'Araya, annexe A). Cette séquence est facilement observable dans le paysage mais difficilement cartographiable. De nombreuses localités en tirent leur nom tel que Punta Piedras Negras au nord du village de Taguapire.

Au sud du Morro Chacopata, s'associent avec ces niveaux quelques bancs de limonite, de 40 à 60 centimètres de puissance (Pl.1 - Ph.5).

Macroscopiquement ces graphito-schistes sont très foliés, essentiellement constitués de fines lamines quartzieuses, de grenats millimétriques s'altérant rapidement et surtout de graphite.

- En lame mince (lame ARA 132) ces graphito-schistes présentent une texture granolepidoblastique. Les constituants essentiels sont le quartz et des phyllites sombres (graphite) auxquels s'ajoutent des grenats, des biotites et des muscovites. Les muscovites marquent la foliation. Elles atteignent une taille moyenne de 150 µ de longueur de rares reliques de biotite, exsudant leur fer, sont observables. Leurs longueurs sont de l'ordre du millimètre. Le quartz, très hétérogranulaire (de 150 à 700 µ) se présente sous forme d'amande. En lumière naturelle, nous observons de nombreux microplis isoclinaux, soulignés par les alignements de lamelles graphiteuses.

L'origine de graphite est très probablement liée à un taux important, (peut être supérieur à 20%) de matière organique dans les sédiments originaux (argiles noires?). De nombreuses solutions sont envisageables pour une telle concentration. Les bancs de limonite présents au sein des graphito-schistes pourraient s'interpréter comme d'anciens niveaux d'accumulation de pyrite ou de sédiments ferrugineux. Cette interprétation irait dans le sens d'un milieu de dépôts très particuliers, correspondant à des fonds de bassins semi-isolés où régnaient des conditions euxiniques (Friedman, Sanders, 1978, p. 529).

Les intercalations de "roches vertes"

A l'entrée de l'Arroyo La Pena, sur la rive est, on observe, au sein des graphito-schistes, un bloc de taille métrique d'une roche blanchâtre, au toucher talqueux, très altérée que nous interprétons comme un olistolite de serpentinite (Pl.1, Pt6). Sur la rive ouest à une centaine de mètres, au nord du bloc précédent, affleure, coïncé dans un contact mineur, un lambeau d'amphibolite. Ces amphibolites sont très altérées et leur position ne permet pas de savoir s'il s'agit d'un olistolite ou d'un filon. Des metabasites analogues ont été retrouvées, associées à la séquence quartzo-feldspathique basale, dans la coupe de Guamache-Merito (partie méridionale).

Puzos adhos?

N.B. - Ces amphibolites très chloritisées pourraient correspondre aux schistes amphibolitiques décrits par C. Schubert (1971). Cet auteur signale (page 1832) qu'elles sont généralement de faible épaisseur, moins de un mètre. F. Balda (1960) semble avoir cartographié ces roches sous le nom de "autres roches basiques". Elles se situent, sur sa carte, exclusivement entre les villages de Taguapire et Guamache, immédiatement au nord du Cerro Blanco (localisation sur la Fig.2). Les affleurements se disposent parallèlement au grain structural en deux rangées symétriques sur les flancs d'un anticlinal. Elles sont discontinues et de formes lenticulaires. Elles sont incluses dans l'ex. Formation Laguna Grande (au sens de Balda, 1960) essentiellement constituée de schistes graphiteux. Nous n'avons pu visiter ces affleurements.

Les amphibolites sont donc très probablement ici, d'anciens filons.

5 - LA SEQUENCE 5 - Elle est constituée de micaschistes à grain fin sans grenats visibles à l'œil nu et son épaisseur n'excède pas 5 mètres.

Nous pouvons l'observer aux environs de Merito, au NE du village de Guamache, à Punta El Diablo (Fig. 2), où elle apparaît concordante sur les graphito-schistes. Lorsqu'elle est apparemment absente, les graphito-schistes s'enrichissent en de fines passées quartzitiques avant de passer à la séquence 5.

Son interprétation est difficile en l'absence d'étude en lame mince. Il pourrait s'agir, à titre d'hypothèse, d'anciennes pélites marquant un retour à une sédimentation de milieu plus oxygéné.

6 - LA SEQUENCE 6 - Il s'agit de quartzites, déterminant dans les panoramas des zones septentrionales de la péninsule d'Araya, de puissantes corniches. Cette séquence est étroitement associée sur Araya à la séquence 4 (Pl.1, Pt7 et 8). Cette séquence constitue le sommet de la Formation Manicuaré.

Ces quartzites ont une puissance d'une vingtaine de mètres au niveau du Morro Chacopata (cf. annexe A, carte géologique de la péninsule d'Araya pour localisation) où ils constituent des bancs de 40 cm à 1,5 mètres d'épaisseur (fig. 6).

Au Sud, au niveau du Cerro Salazar, ils possèdent une puissance moindre (5 à 10 m); c'est dans ce même secteur que les répétitions tectoniques de ces niveaux sont les plus discernables. Aux alentours de l'Arroyo La Pena, ainsi qu'au niveau de Punta El Diablo, les quartzites sont plissés isoclinement en structures décamétriques. Sur échantillon, ces roches ont une patine de couleur jaunâtre à blanchâtre et sont intensément microplissées.

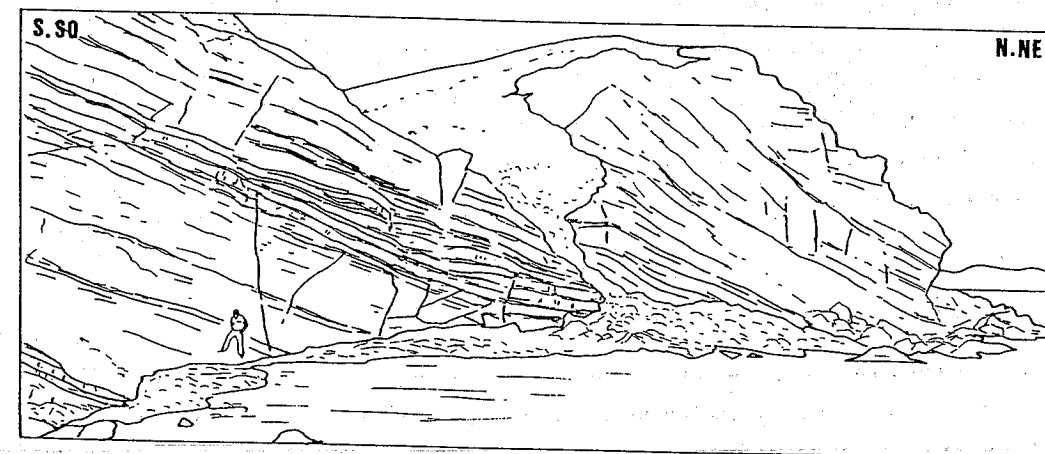


Fig.6: Les quartzites de la séquence 6 de la Formation MANICUARE.
: Les cuarcitas de la secuencia 6 de la Formacion MANICUARE.

- En lame mince (lame ARA 90) la roche apparaît constituée essentiellement par une trame quartzieuse granoblastique hétérogranulaire (grains de 400 µ à 30 µ), dans laquelle se dispersent des paillettes de séricite (100 à 200 µ) et de phyllites brun-jaunâtre pigmentées d'oxydes (biotites déstabilisées?). La majorité de ces

paillettes est déposée parallèlement à une direction de plan préférentielle définissant une foliation fruste également marquée par l'aplatissement des plages de quartz. Cette foliation est plan axial de microplis isoclinaux aigus, dessinés, notamment, par de très fins niveaux riches en granulations opaques (oxydes ? graphite ?).

Toutes les plages de quartz ont des extinctions très onduleuses et certaines montrent un début de recristallisation en sous-grain. Cette déformation tardive peut aboutir (échantillon et lame ARA 1) au développement, sur la bordure de "grands cristaux" de quartz, d'une nouvelle mosaïque microgranoblastique (15 à 20 μ) à joints équilibrés (texture de recuit ?).

Ces quartzites de la séquence sommitale de la Formation Manicuare seraient d'anciens niveaux de grès fins ou de quartz arénites.

7 - BILAN DE NOS OBSERVATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET AGES SUPPOSES

La Formation Manicuare ne pouvant être datée par son contenu faunistique, nous proposons différents âges pour chacune des séquences observées, à titre d'hypothèse, en nous basant sur des comparaisons de faciès à l'échelle régionale, que nous discuterons dans la conclusion de ce chapitre et de façon beaucoup plus détaillée dans l'ultime partie de cette thèse (cf. Partie V).

Cette formation serait ainsi constituée de bas en haut (Fig. 7) :

- un hypothétique substratum, constitué d'une méta-aplite affleurant uniquement dans l'arroyo La Pena; âge supposé : pré-jurassique;
- de schistes quartzo-feldspathiques et de paragneiss, comme couverture de ce substratum dans la séquence métasédimentaire la plus basale. Ils représenteraient d'anciennes crachées détritiques, d'affinité continentale. Nous proposons un âge jurassique;
- transgressifs sur ces lithofaciès viennent d'anciens niveaux carbonatés. Un âge jurassique supérieur est avancé pour ces derniers (cf. Zenda-Urbani, 1969).
- concordants sur ces marbres nous observons des micaschistes, des graphito-schistes, parfois un fin niveau micaschisteux et des quartzites. Il s'agirait successivement originellement d'anciens niveaux d'argilites, de boues noires ou lutites riches en matière organique et de grès. Nous suggérons, à titre d'hypothèse, pour ces séquences un âge néocomien-barremo-aptien.

I.b. Les séries de marge continentale au sud du décrochement de Laguna Grande - Punta Los Carneros.

Cette zone a été cartographiée par Schubert (1971 a et b). Cet auteur a reconnu deux formations : Carupano et Tunapuy. Des travaux de Balda (1960), nous avons différencié de la Formation Carupano des marbres massifs qui présentent de grandes similitudes avec ceux décrits, 40 km plus à l'Est, dans la zone de Carupano, sous le nom de la Formation Guinimita (Bladier, 1977).

Nos observations se sont limitées uniquement à la côte sud de la péninsule, sur la rive septentrionale du golfe de Cariaco. Nous avons seulement effectué une brève reconnaissance le long des falaises méridionales d'Araya et les observations reportées dans ce paragraphe présentent un caractère préliminaire. De nombreux points restent à élucider dans ce secteur. Le problème du raccord cartographique avec les zones centrale et méridionale de Carupano reste posé.

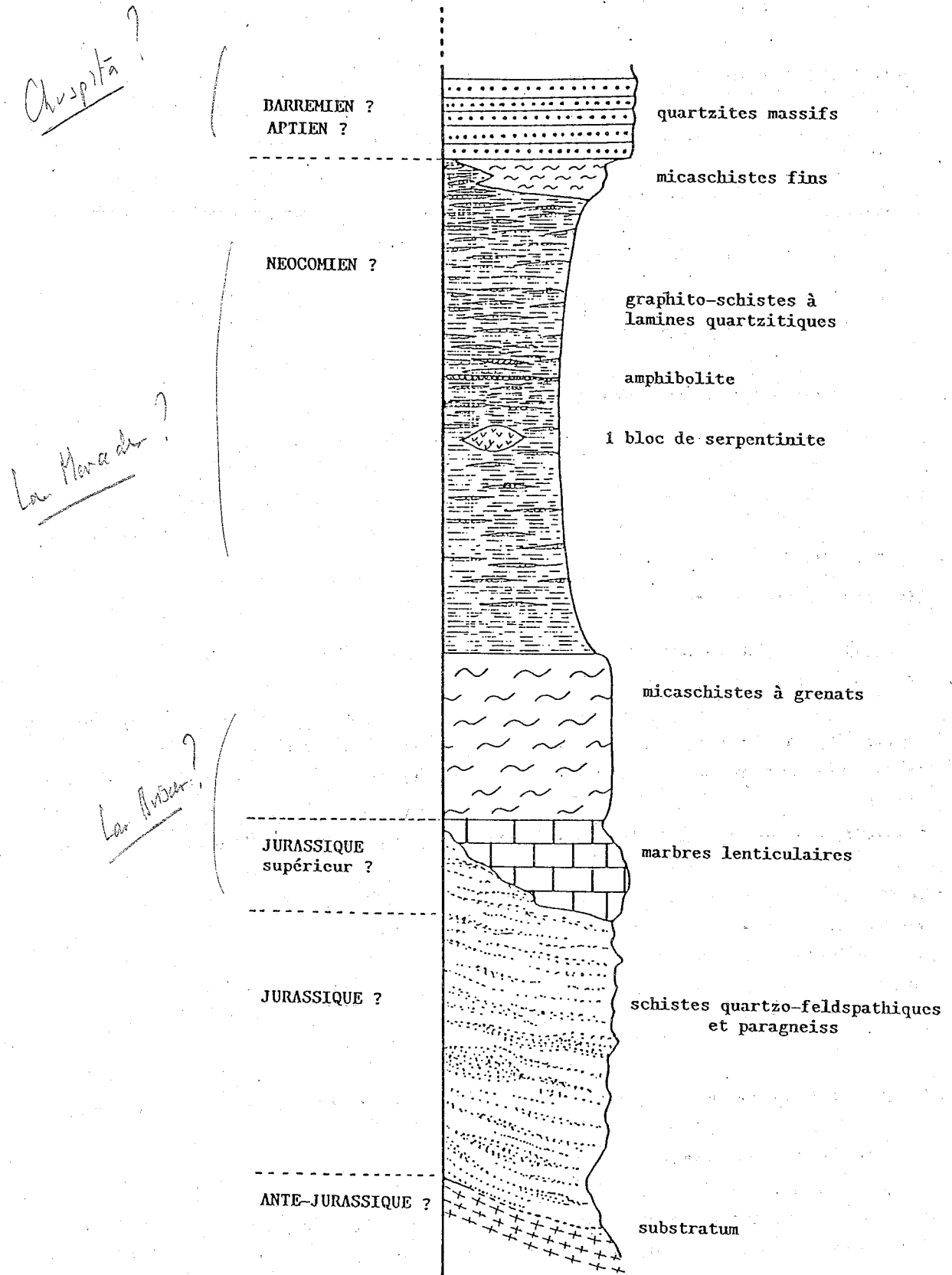


Fig. 7 - Colonne lithostratigraphique reconstituée de la Formation Manicuare.

Fig. 7 - Columna litoestratigrafia reconstituida de la Formacion Manicuare.

1 - LES MARBRES MASSIFS ATTRIBUABLES A LA FORMATION GUINIMITA

- La Formation Guinimita fut définie par Gonzalez de Juana et al. (1965) pour désigner des calcaires épimétamorphiques laminés ou massifs dans la péninsule de Paria. Y. Bladier (1977) identifia les marbres massifs dans la partie centrale de la zone de Carupano et V. Campos (1981) les regroupa avec des niveaux grésopélitiques, des niveaux de calcaires finement laminés et du gypse, dans la série supérieure de Carupano sud (SSCS1). Grâce à leur contenu faunistique (Rudistes etc...), ces marbres massifs sont datés du Barremien-Aptien inférieur (Lexique stratigraphique du Venezuela 2e édition, 1970, p. 294). Les calcaires laminés épimétamorphiques disposés au dessus de ces bancs massifs, dans la zone de Carupano, contiennent une faune albiennne (Macsoy, in Campos *op. cit.*, p. 49).

En péninsule d'Araya (cf. carte géologique d'Araya, annexe A), nous avons observé les marbres massifs de Punta La Guasa à Punta Los Negritos, où ils forment des affleurements continus sur environ cinq kilomètres.

La base de cette formation n'est pas observable. En pied de falaise, affleurent des bancs métriques de calcaires épimétamorphiques, à faible pendage vers le Nord à sub-horizontale, marquant la charnière d'une méga antiforme d'axe N.70°-N.80°.

Ces niveaux montrent les caractéristiques générales suivantes :

- ils sont de couleur ocre et crème (anciennes dolomies ?) et présentent un litage intensément plissé en plis couchés de taille métrique (Fig. 8)
- des bancs plus massifs (15 mètres) soulignent la stratification et déterminent des corniches, apparaissant sur le flanc des cerros (Pl.1, Pt 9).

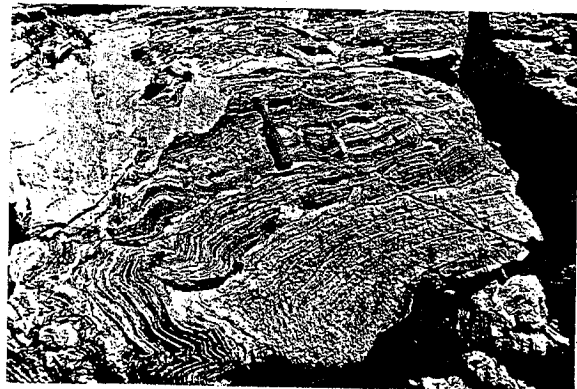


Fig.8: Plis dans les marbres attribués à la Formation GUINIMITA.

: Pliegue dentro los marmoles atribuidos a la Formacion GUINIMITA.

Les calcaires épimétamorphiques, finement lités, de la Formation Carupano (cf. Paragraphe suivant) semblent concordants sur ces marbres massifs. Malheureusement, en bord de côte, leur contact, en pied de falaise, est tantôt faillé, tantôt masqué par la végétation.

2 - LES CALCAIRES EPIMETAMORPHIQUES FINEMENT LITES DE LA FORMATION CARUPANO

- La Formation Carupano. La coupe de référence de cette formation se situe sur le littoral, entre les villes de Carupano et de Rio Caribe (Zambrano, 1967). Cette appellation, "Formation Carupano", fut initialement employée pour regrouper différentes séquences (des schistes quartzo-micacés et carbonatés, des schistes phylliteux quartzo-carbonatés et des

calcaires noirs graphiteux). Dans ces lithofaciès Zambrano (*op. cit.*) a différencié le Membre El Copey constitué de schistes chloriteux à épidote. Ces niveaux volcanogènes ont été postérieurement nommés "unité volcano-sédimentaire 1 et 2", (Campos, 1981). Ils sont caractérisés, d'une part, par des pillow-lavas intercalés dans des niveaux calcaires et siliceux et, d'autre part, par une alternance de schistes, de métatufs, de calcaires métamorphiques et de conglomérats (Campos, *op. cit.*, p. 56).

Sur la façade méridionale de la péninsule d'Araya (cf. Fig. 1) cette Formation Carupano est affectée, à différentes échelles, par de très nombreuses répétitions tectoniques dues à des écaillages. Ceci rend difficile l'estimation des puissances et la reconstitution des successions lithostratigraphiques (Fig. 9).



Fig.9: La Formation CARUPANO au Sud de la péninsule d'ARAYA.

: La Formacion CARUPANO al Sur de la peninsula d'ARAYA.

La formation est constituée essentiellement d'une alternance de calcaires noirs recristallisés et de phyllites sombres graphiteuses. L'épaisseur des bancs calcaires ne dépasse pas 30 cm. Les calcaires sont souvent lenticulaires. Les niveaux phylliteux sont généralement moins épais mais perturbés par des phénomènes de disharmonie.

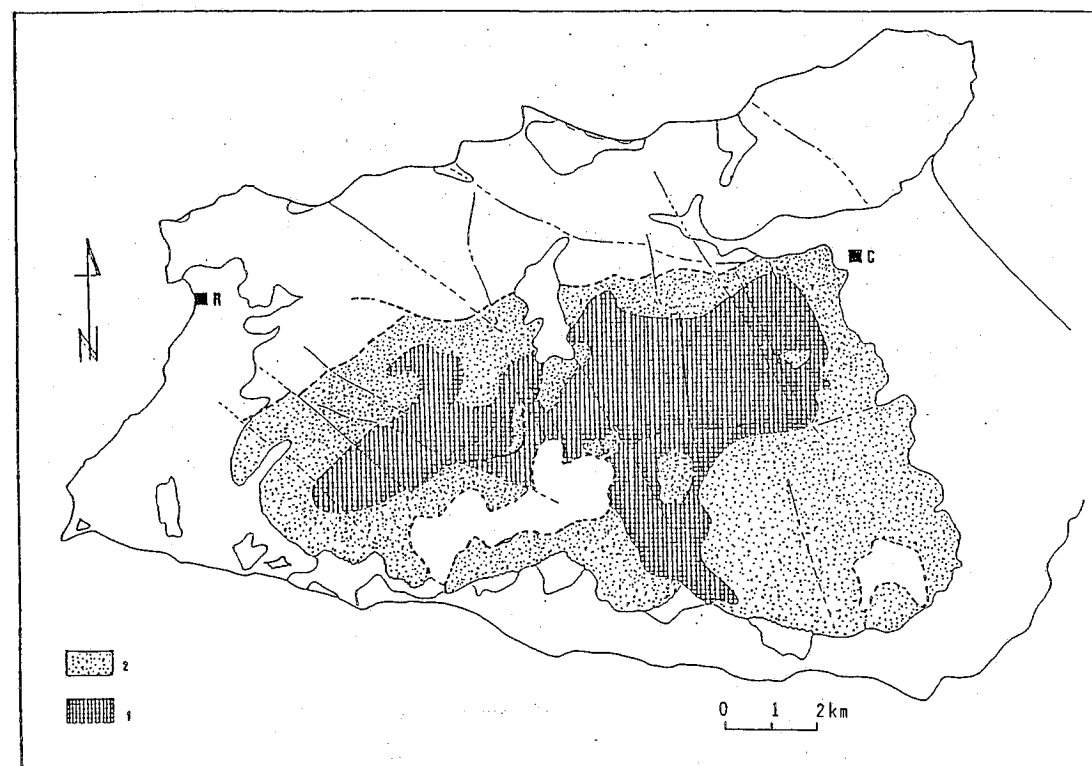
Nous notons, en outre, quelques rares passées lenticulaires métriques de phyllites verdâtres. Ces méta-tuffites probables sont intimement associées aux phyllites graphiteuses. Dans cet ensemble sédimentaire bien stratifié affleurent, localement, des blocs isolés de serpentinite de taille métrique à décamétrique et de forme lenticulaire. Ces blocs d'ultrabasite sont plus abondants et de plus grande taille dans la partie occidentale (Pl.1, Ph. 1.0) (zone de Punta La Angoleta - Punta La Mona). Nous n'avons pas remarqué leur présence dans les zones de Punta Cerro Abajo-Punta La Cueva (cf. localisation carte géologique d'Araya, annexe A).

Nous n'avons pas observé de blocs de gabbro associés aux ultrabasites serpentinisées.

Ces ultrabasites ne jalonnent pas toujours les contacts tectoniques et ne semblent pas se disposer en chapelet. Ceci suggère une mise en place d'origine sédimentaire, par gravité, sous forme d'olistolites. Toutefois nous n'écartons pas définitivement une mise en place tectonique.

II - LES SERIES DE PALEOMARGE DE L'ILE DE MARGARITA

Les zones centrale et méridionale de la péninsule de Macanao n'ont pu être étudiées dans ce travail pour des raisons de temps, compte tenu des difficultés de pénétration dues à la densité de la couverture végétale. Aussi nous nous référons, pour ces zones, aux travaux réalisés par les étudiants de l'Université Centrale du Venezuela (cf. annexe bibliographique, Fig. 11), sous la tutelle scientifique de Gonzalez de Juana et de Vignali (1979). De nos jours encore, ces études sont les seules qui ont couvert la totalité de cette partie occidentale de l'île de Margarita (Fig. 11).

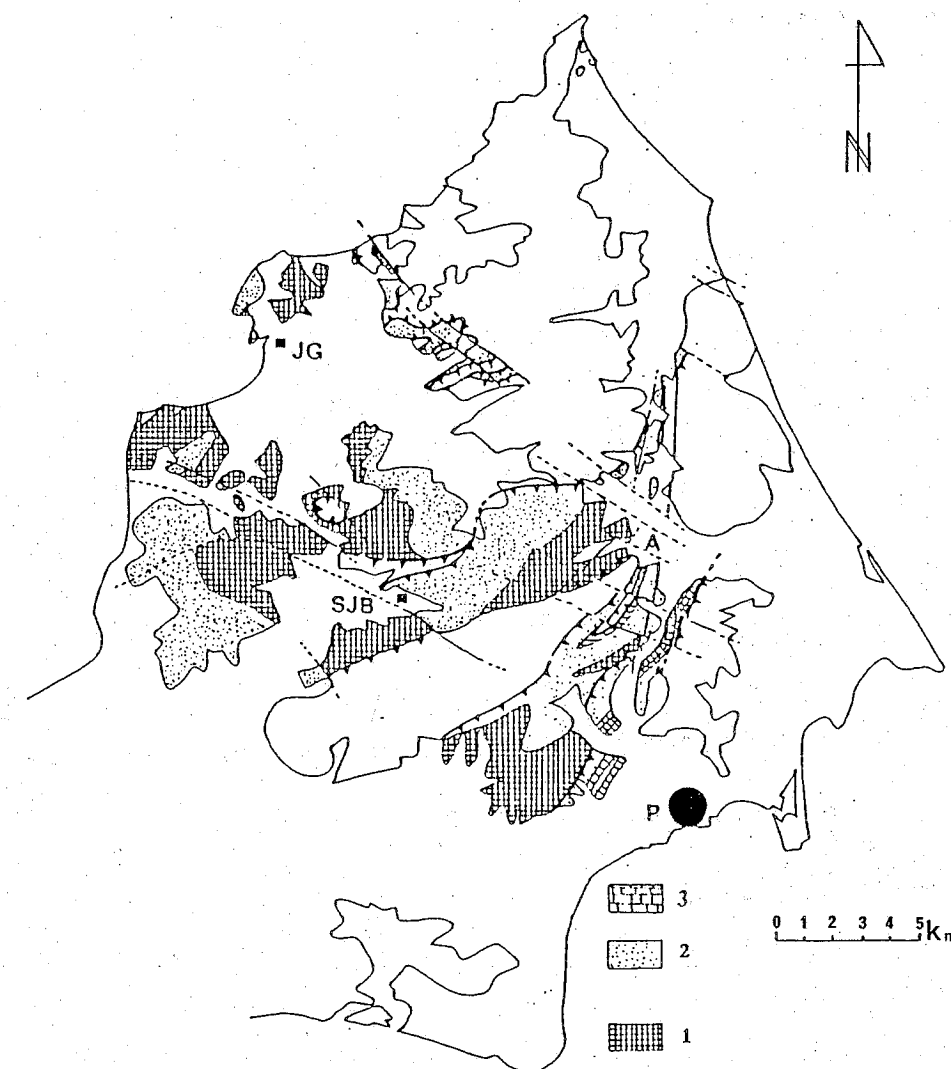


Légende : 1: unité feldspathique; 2: unité non feldspathique;
R = Robledal - C = Comejenes

Fig. 11 - Répartition des métasédiments d'affinité continentale au niveau de la péninsule de Macanao (Margarita occidentale) (selon Vignali, 1979)

Repartición de los metasedimentos de afinidad continental al nivel de la península de Macanao (Margarita occidental) (según Vignali, 1979)

A Paraguachoa, les séries de paléomarge constituent un autochtone relatif; mais nous les retrouvons également imbriquées dans l'édifice de nappes (Fig. 12). Les différents lithofaciès ont été regroupés en trois méga-successions sur la base d'arguments géométriques (cf. annexe B : carte géologique de l'île de Margarita). Il est difficile, en effet, de préciser la répartition cartographique de chacune des quatre séquences observées, tant les déformations subies par ces métasédiments sont importantes et compte tenu des mauvaises conditions d'affleurement dans les zones non cotières de cette péninsule.



Légende : 1. séquence anté graphiteuse; 2 : séquence graphiteuse;
3. marbres massifs de El Piache

P : Porlamar, SJB : San Juan de Bautista, JG: Juan Griego

Fig.12 - Répartition des métasédiments d'affinité continentale au niveau de la péninsule de Paraguachoa (Margarita orientale)

Repartición de los metasedimentos de afinidad continental al nivel de la península de Paraguachoa (Margarita oriental)

Au niveau de Paraguachoa, aucun critère de polarité n'est discernable pour le Groupe Juan Griego et nous sommes en présence de terrains affectés par des déformations superposées.

Pour tenter néanmoins de reconstituer une lithostratigraphie, nous sommes partis de quelques observations :

- l'une des phases est symmétamorphe et développe des plis hectométriques couchés. Ce premier fait est basé sur la polarité de la couverture métasédimentaire associée à un substratum méta-igné (cf. sommet de l'édifice de nappes - coupes du Morro El Palmar Partie I);
- les masses péridotitiques sont en position allochtone (Partie III);
- les gradients du métamorphisme augmentent du sommet de l'édifice vers la base (partie I, II et III);
- une partie du Groupe Juan Griego est imbriquée dans l'anticlinorium de nappes (Partie IV).

Tous ces éléments suggèrent que les séquences du Groupe Juan Griego sont affectées de plis hectométriques couchés; ce qui implique qu'une coupe donnée peut appartenir *a priori* soit à un flanc normal, soit à un flanc inverse de méga-structure.

- Nous postulons que les mégastructures impliquant les séquences du Groupe Juan Griego, possèdent une vergence globale du Nord vers le Sud.
- Chacune des séquences sera étudiée dans son contexte cartographique. A cet effet, nous envisageons, dans notre étude sur les métasédiments du Groupe Juan Griego, trois zones dans lesquelles la polarité est considérée comme normale. La prise en compte de ces trois zones distinctes permet de reconstituer une colonne lithostratigraphique synthétique du Groupe Juan Griego.

1. La zone de Playa Caribe-Juan Griego

Ici les séries du Groupe Juan Griego sont limitées à l'Est par le chevauchement de base de Bahia de Plata (chevauchement des premières unités ophiolitiques), à l'Ouest et au Nord par la Mer Caraïbe et au Sud par les alluvions quaternaires (Fig. 13).

Grossièrement, ce secteur est structuré en un anticlinorium dissymétrique dont l'axe est orienté N.NE-S.SW. Le cœur de cette structure est constitué par une séquence quartzo-feldspathique au sein de laquelle nous observons des metabasites et des schistes graphiteux. Sur son flanc occidental, une épaisse séquence de schistes graphiteux repose sur des paragneiss par l'intermédiaire d'un contact tectonique mineur (Fig. 14). Ces lithofaciès, de couleur sombre, sont facilement repérables dans le paysage; ils constituent, pour l'essentiel, la pointe de la "Galera". Sur la retombée orientale, affleurent successivement, du cœur vers la périphérie, des micaschistes à grenats avec des lentilles de marbres, puis des graphito-schistes. Cet ultime niveau est tronqué par une masse serpentineuse associée à sa base, à un mélange (cf. chapitre 4, Partie I).

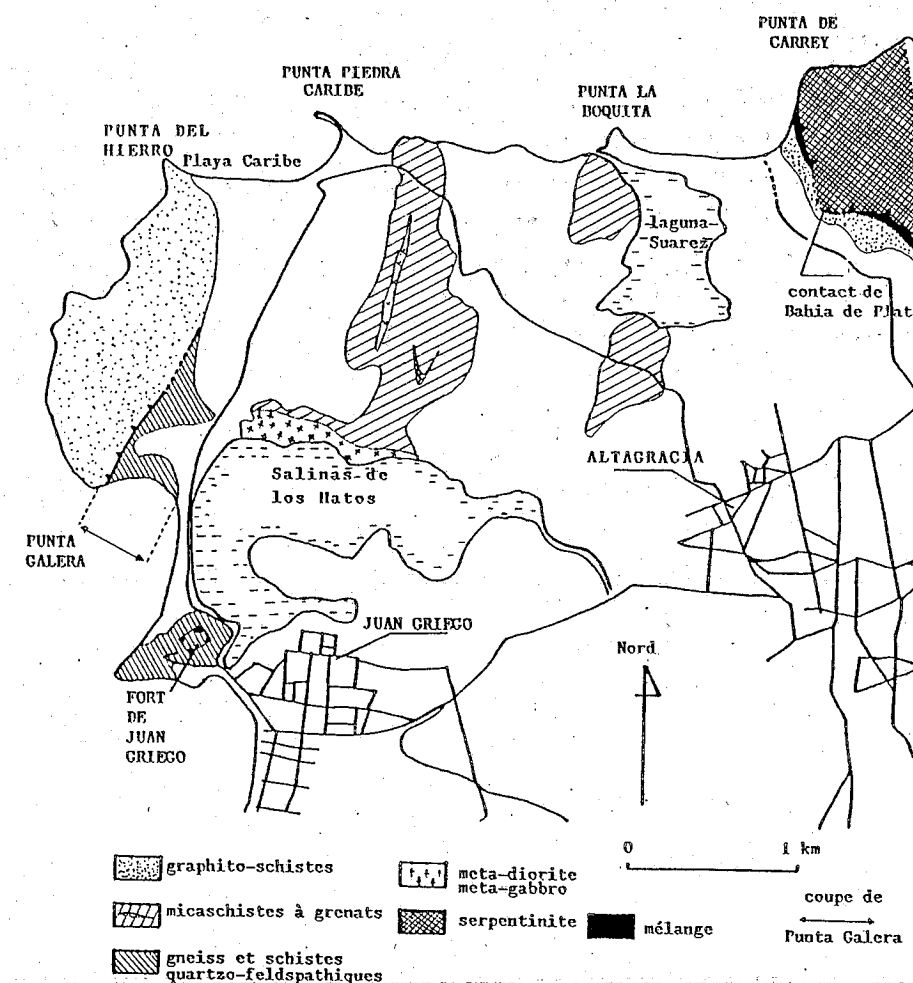


Fig. 13 - Carte géologique schématique du secteur de Juan Griego-Playa Caribe-(Groupe Juan Griego)

Mapa geologico esquematico de la zona de Juan Griego-Playa Caribe - (Grupo Juan Griego)

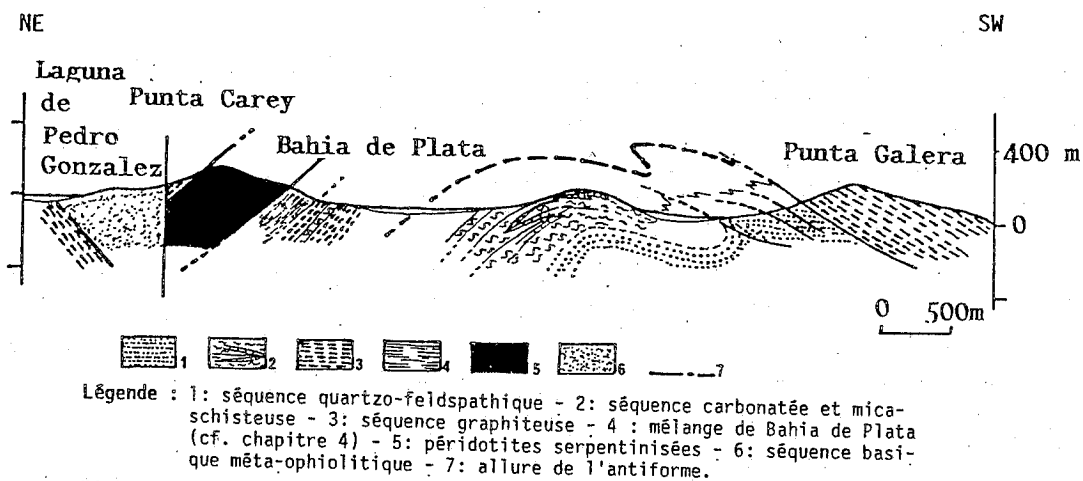


Fig. 14. - Coupe illustrant l'antiforme générale du secteur de Playa Caribe. Fort de Juan Griego.

Corte *Ilustrando la forma general en anticlinal del sector de Playa Caribe-Fortin de Juan Griego*

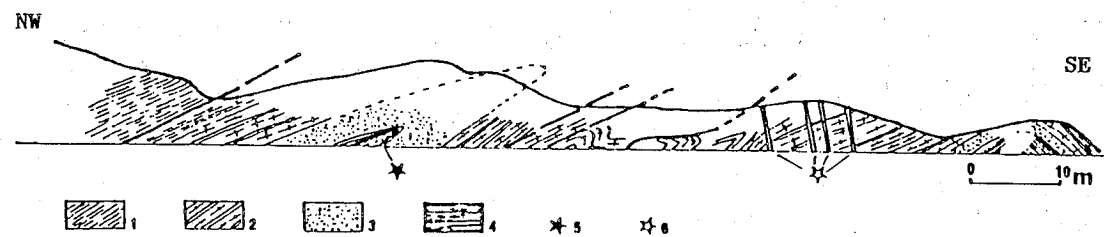
1.a - Les lithofaciès du coeur de l'anticlinorium de Juan Griego

Ils affleurent bien sur le promontoire du Fort de Juan Griego et sur la côte septentrionale de la baie de Juan Griego, à l'Est de Punta Galera (P1.2, Pt 1).

Une coupe, au niveau de cette pointe (Fig. 15) présente ces différents lithofaciès plissés isoclinalement et écaillés. Dans les antiformes on peut observer du coeur à leur périphérie, la succession suivante :

- des amphibolites très chloritisées et des schistes graphiteux;
- des gneiss et des quartzites.

Nous avons focalisé nos observations sur ces amphibolites et ces paragneiss :



1: schistes graphiteux et lamines quartzieuses; 2: gneiss et schistes quartzo-feldspathiques; 3: lame d'amphibolites; 4: schistes graphiteux; 5: filon de quartz; 6: filons andésitiques (fin crétacé).

Fig. 15 - Coupe de Punta Galera

- Corte de Punta Galera

1 - Les amphibolites intercalées dans la coupe de Punta Galera sont aisément reconnaissables, grâce à leur couleur verte prononcée, due à l'abondance de la chlorite.

- En lame mince (lame MAR 211), ces metabasites présentent une trame à texture grano-lépidoblastique et des prophyroblastes de grenats. Ceux-ci (de 1 à 1,5 mm de diamètre) ont un coeur truffé d'inclusions de clinzoïte et une périphérie limpide. La trame est composée essentiellement de chlorite mais également d'amphiboles (hornblende en relique et d'actinote), d'amas d'épidote, de biotites chloritisées, de néoplagioclases (à joints polygonaux) et un peu de quartz à extinction roulante. Les chlorites occupent de grandes plages et se développent sur les hornblendes reliques ou sur les grenats fracturés.

Entre les feuilletés de ces chlorites de couleur vert-cuivré (prochlorite ?) s'intercale de la pennine. Quelques granules de clinzoïte et des franges d'oxydes complètent cet inventaire minéralogique.

Il est difficile de se prononcer sur l'origine précise de ce matériel dans lequel ne subsiste aucune relique de la texture initiale. A titre d'hypothèse nous interprétons ces metabasites comme d'anciens niveaux de laves ou de tuffites.

2 - Les gneiss, leucocrates, présentent de nombreux grenats, atteignant couramment la taille du centimètre.

- L'observation microscopique révèle (lame MAR 212-213) une texture grano-lépidoblastique hétérogranulaire. Cette roche est composée de quartz dont les contours sont soulignés par un liseré sombre (graphite ?), de feldspath potassique, de biotites rougeâtres parfois chloritisées (500 à 600 μ) abondantes marquant la foliation et de muscovite en faible proportion. Les grenats observés dans les lames, de 200 à 300 μ de diamètre, sont craquelés et frangés d'oxydes.

Nous attribuons à ces gneiss une origine sédimentaire. Ils représenteraient d'anciennes passées détritiques riches en quartz, en feldspath potassique et, en moindre proportion, en matière organique (actuel graphite ?).

1.b - La séquence micaschisteuse et carbonatée

. Elle constitue l'essentiel des affleurements entre Punta Galera et Bahia de Plata.

. Comme le démontre Taylor (1960) sur sa carte, cette zone intermédiaire est structurée en une suite d'antiformes et de synformes.

. Dans les micaschistes (à grenats, biotites et muscovites) grossiers nous avons observé des lentilles centimétriques de marbre microplissé et des niveaux d'amphibolites à grenats. Dans ce secteur, couvert de cactus, les relations entre les metabasites et leur encaissant n'ont pu être éclaircies.

. Bien que Taylor (*op cit*) les ait, pour une partie, cartographiées au coeur d'une synforme, cet auteur considéra ces roches comme d'anciennes diorites intrusives dans les méta-sédiments du Groupe Juan Griego. Nous retrouverons, dans la deuxième zone étudiée, des lithofaciès analogues (selon Taylor, *op cit*) dans de meilleures conditions d'affleurement. Les lentilles de marbre présentent un patine de couleur rouille. (P1.2, Ph. 2).

- En lame mince (lame MAR 263) on observe une texture granolépidoblastique; la foliation est soulignée par de rares muscovites (600 à 800 μ de long) et des alignements d'amas graphiteux.

Des grenats mal cristallisés, d'aspect framboïde sont frangés et masqués par du graphite. Ils présentent parfois une texture sigmoïde la matrice est constituée de calcite, très hétérogranulaire, à joints tantôt polygonaux, tantôt lobés.

1.c - La séquence graphiteuse

Sous le contact de Bahia de Plata, des passées décimétriques de micaschistes (à grenats, biotites, muscovites) alternent avec des graphito-schistes.

. Cette alternance disparaît progressivement en se dirigeant vers le contact tectonique majeur. Une dizaine de mètres en dessous de ce contact, jalonné par un mélange (cf. chapitre 4, première partie), les lithofaciès de l'autochtone relatif sont alors composés d'une mouture phylliteuse sombre, bien litée dans laquelle de très nombreuses bandes de quartz d'exsolution (quartz en ruban) sont replissées isoclinalement.

. La texture de ces lithofaciès s'apparente plus à celle d'une mylonite qu'à celle d'une brèche (limite d'une brèche cimentée / mylonite selon la classification de Sibson 1977 in A. Nicolas (1984, p. 62)).

Les micaschistes à grenats

- L'observation microscopique (Lame MAR 203) révèle une texture grano-lépidoblasti-

que. Dans ce lithofaciès, essentiellement phylliteux, la foliation est marquée par des micas blancs (muscovite ?) dont la taille atteint souvent 800 μ de longueur. Les lits riches en phyllites, prédominants, alternent avec des passées quartzieuses dans lesquelles nous observons quelques reliques de feldspaths potassiques. Ces reliques feldspathiques ont une forme sigmoïde, sont frangées d'opaques et parfois atteignent une longueur de 500 μ . Les grains de quartz de ces niveaux sont très hétérogranulaires (de 420 μ à 40 μ).

Les grenats, de 6 mm à 1 cm de diamètre sont riches en inclusions de quartz qui, de par leur disposition, leur confèrent un aspect sigmoïde. Des chlorites se développent de façon statique, préférentiellement sur d'anciennes biotites et parfois, semble-t-il, sur des micas incolores (biotites totalement déstabilisées ?). Ces chlorites se localisent également dans les ombres de pression des grenats ou dans des zones abritées au sein des amas de micas blancs.

La schistosité cristallophyllienne est affectée par une crénulation dont le plan axial est souligné par de fins lits d'oxyde.

Les faciès sub-mylonitiques

- L'étude microscopique (lame MAR 205) permet aisément de différencier pétrographiquement les rubans de quartz des lits phylliteux.

Les rubans de quartz, à texture granoblastique ((420 - 15 μ), à joints polygonaux, à extinction roulante. Ces quartz sont fréquemment disposés en tablettes (420 μ).

Les lits phylliteux présentent une texture granolépido-blastique et sont constitués, pour l'essentiel, de micas blancs (muscovite et/ou phengite). Ces micas sont, pour la plupart, dans le plan de foliation. Certains d'entre eux se disposent toutefois obliquement; leurs extrémités témoignent d'une réorientation progressive dans la foliation. On observe également des biotites chloritisées et exudant leur fer. Des chlorites se développent aussi dans le prolongement des micas. Leur habitus indique une croissance en régime statique. Elles atteignent alors une taille moyenne de 100 à 170 μ . Dans les lits phylliteux (muscovite et/ou phengite + graphite) nous remarquons des reliques d'amphiboles monocliniques (de 200 à 250 μ), partiellement pseudomorphosées en chlorite (pennine) et en mica blanc (phengite et/ou muscovite). Ces ferro-magnésiens sont enveloppés par les lits phylliteux. Un film d'oxyde les frange dans la lame observée.

En conclusion, l'étude de cette zone de Playa Caribe - Juan Griego permet de proposer la colonne lithostratigraphique suivante (Fig. 16).

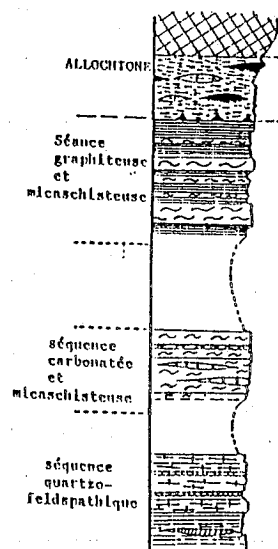


Fig. 16 : Colonne lithostratigraphique reconstituée du Groupe Juan Griego dans la zone de Juan Griego-Playa Caribe (sans échelle).

Fig. 16 : Columna lithostratigráfica reconstruida del Grupo Juan Griego-Playa Caribe (sin escala)

Légende :

- 1: péridotites serpentinisées - 2 : mélange (cf. chapitre 4) - 3: micaschistes à grenats et graphito-schistes - 4: micaschistes à grenats et lentilles de marbres (+ amphibolites) - 5: paragneiss, quartzite, schistes graphiteux - 6: amphiboles et graphito-schistes.

2 - La zone de Punta Maria Libre - Cerros de La Vega de San Juan

Bien que cette zone soit l'une des moins bien connue de la péninsule de Paraguachoa, nous tenterons, dans ce second secteur d'une part, de préciser la succession lithostratigraphique de la base observable du Groupe Juan Griego et, d'autre part, de présenter les quelques données recueillies sur la retombée occidentale des Cerros de la Vega de San Juan (ou alto Purulu). Grâce aux indications structurales de Taylor (1960) nous proposons d'étendre les zones d'affleurement des différentes séquences sur l'ensemble de ce secteur (Fig. 17). A titre d'hypothèse le sommet de la séquence quartzo-feldspathique, séquence de base, serait située sous les premiers bancs de marbres qui affleurent, en chicots, sur les parties hautes de ce secteur d'accès particulièrement difficile.

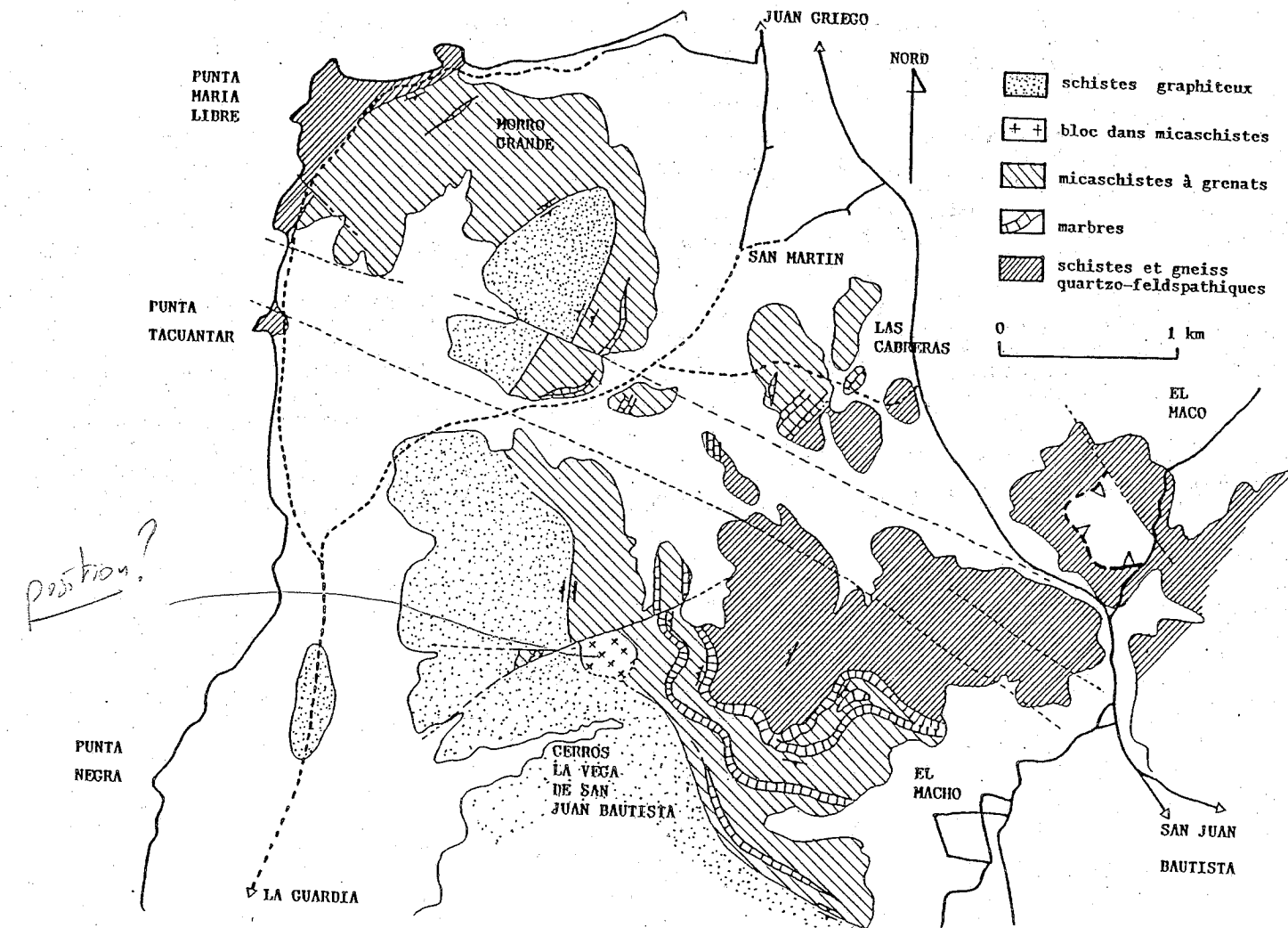


Fig. 17: Carte géologique simplifiée de la zone de Punta Maria-Libre, Cerros la Vega de San Juan Bautista.

: Mapa geológico simplificado de la zona de Punta Maria-Libre, Cerros de la Vega de San Juan Bautista.

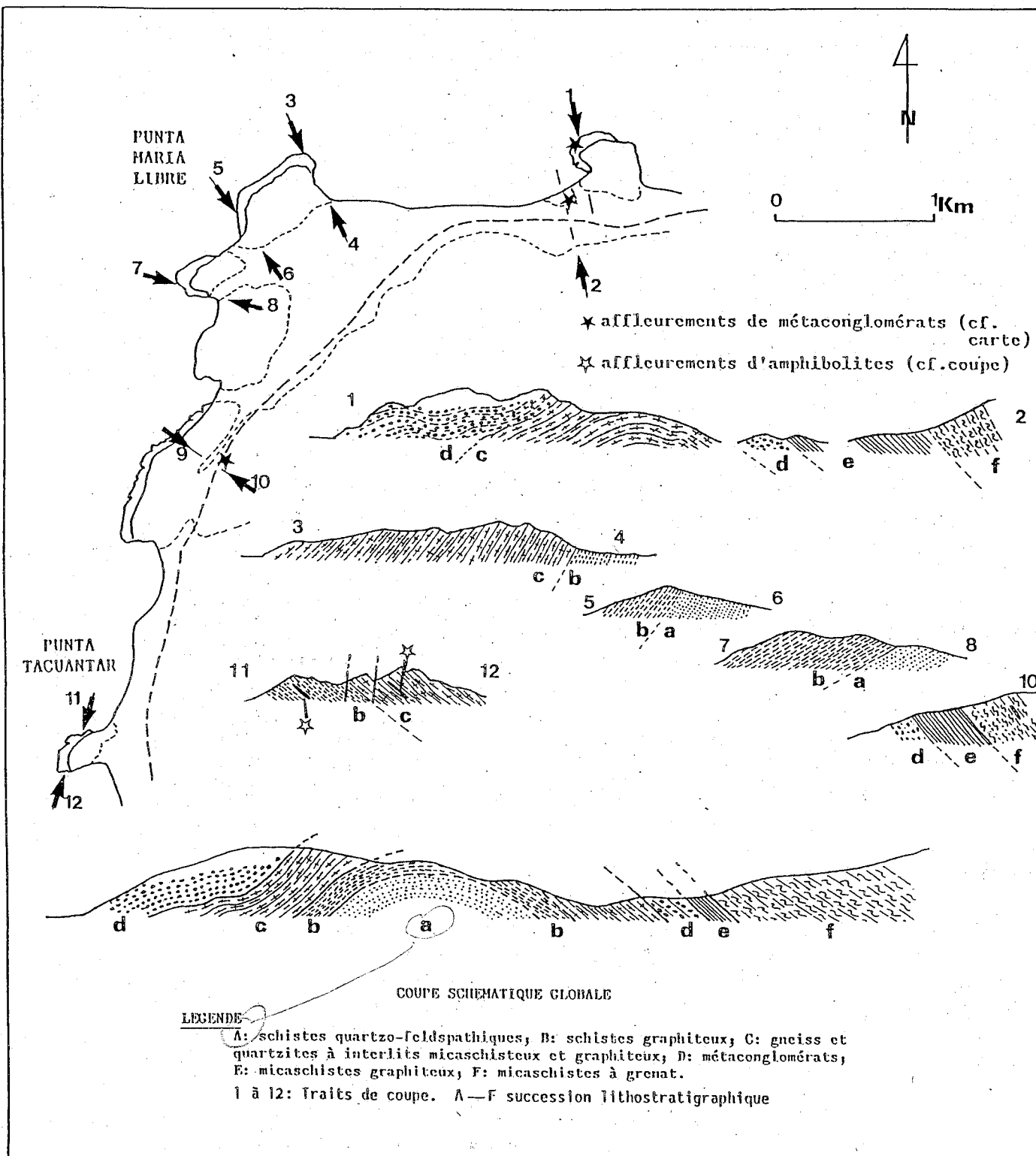


Fig. 18 - Coupes au niveau de Punta Maria Libre - Punta Tacuantar
 Fig. 18 - Cortes al nivel de Punta Maria Libre - Punta Tacuantar

2.a - La séquence quartzo-feldspathique ou séquence de base du Groupe de Juan Griego

Les meilleurs affleurements se situent au nord-ouest de la zone, entre Punta Maria Libre et Punta Tacuantar. Nous y avons effectué quelques coupes, afin de mieux comprendre l'organisation lithostratigraphique (Fig. 18).

De ce travail résultent les faits suivants :

1 - la base de la séquence quartzo-feldspathique est composée ici de micaschistes à grain fin, plus ou moins riche en graphite. Ces roches, à première vue d'aspect monotone, représentent, en fait, une alternance et une combinaison de trois lithofaciès : des paragneiss finement lités (3 à 6 cm), des micaschistes à grain fin et des schistes graphiteux.

Nous avons retrouvé ces lithofaciès le long de la route reliant les localités de San Juan Bautista à El Maco.

- En lame mince les niveaux de micaschistes à grain fin et graphiteux (lame MAR 325) présentent une texture grano-lépidoblastique. La foliation est marquée par des micas blancs (muscovite ?) et des granules noirs de graphite. Les micas blancs sont d'autant plus développés qu'ils sont dans les interlits plus graphiteux. Les niveaux plus quartzeux, où les grains de quartz se disposent en tablettes (platten-quartz), ont toutefois un assez fort pourcentage en graphite.

2 - Suit un niveau de schistes graphiteux, très noirs, d'une épaisseur approximative de 10 mètres. C'est dans ce niveau particulier qu'à Punta Tacuantar nous avons découvert des lentilles verdâtres d'amphibolite à grenats (Pl.2 Pt 3 et 4).

- En lame mince (lames MAR 316 - 317) ces amphibolites présentent une trame à texture néματο- à lépidoblastique parfois grano-lépidoblastique qui est constituée essentiellement de chlorite, d'actinote (80-300 μ), d'épidote (pistachite) et de sphène. Apparaissent parfois quelques clinozoisites en baguettes de 20 à 200 μ (rare).

Les grenats, pseudomorphosés en chlorite, sont auréolés de néoplagioclases (albite) et d'un peu de quartz (50 μ). Parfois, des gerbes d'actinote se développent perpendiculairement aux contours des grenats fracturés. Les inclusions de quartz des grenats sont en continuité avec la foliation de la trame.

Sur la lame MAR 317 nous notons des plages de calcite. Nous proposons, pour ces niveaux actuels d'amphibolites à grenats une origine volcanique. Il s'agirait d'anciennes laves, mêlées de tuffites.

3 - La colonne lithostratigraphique se poursuit par des gneiss et des quartzites, dans lesquels s'intercalent quelques rares niveaux, soit de schistes graphiteux, soit de micaschistes. Nous notons une plus grande concentration des grenats dans les interlits phylliteux.

- L'observation microscopique des niveaux gneissiques (lame MAR 311) révèle une texture hétérogranulaire à faiblement grano-lépidoblastique. La roche est composée essentiellement de quartz et de feldspaths potassiques. Les grains de quartz, avec des joints tantôt polygonaux, tantôt festonnés, présentent une extinction roulante et leur taille varie de 600 μ à 30 μ . Les feldspaths, assez rares dans cette lame, ont un aspect sale mais possèdent de rares inclusions ou exsolutions plus limpides. Malgré le développement des produits cryptocristallins de pseudomorphose on perçoit encore l'existence de macles de Carlsbad. La foliation est marquée par des micas blancs (muscovite ?). Ces phyllites se sont développées sur d'anciennes biotites rougeâtres (400 μ) ayant exudé leur fer et partiellement chloritisées par rétro-morphose (taille des chlorites 400 à 500 μ).

A Punta Tacuantar, dans les lithofaciès gneissiques s'observent des blocs boudinés métriques d'amphibolites à grenats. L'étude pétrographique des lames MAR 319 et MAR 318 dans ces faciès basiques révèle une texture porphyroblastique. L'assemblage minéralogique de ces roches est quasi identique à celui des lames MAR 316 - MAR 317. Nous y notons toutefois un pourcentage plus élevé en sphène ainsi qu'un peu plus de quartz comme minéraux accessoires.

Sur les lames MAR 318 et MAR 318-B, nous observons des albites poeciloblastiques qui se sont développées en englobant les actinotes. Il est intéressant ici de souligner la présence de reliques de grandes amphiboles, à extinction sub-droite, reprises par la foliation à actinote. On observe, en outre, une crénulation, soulignée par des films d'oxydes et d'opacités, affectant le litage métamorphique. Nous attribuons à ces roches la même origine que celle supposée pour les lames MAR 315 - MAR 317.

4 - Localement la séquence quartzo-feldspathique basale est surmontée par un niveau métaconglomératique lenticulaire. Nous ignorons les relations lithostratigraphiques initiales de ce dernier tant les matériaux qui le constituent et les lithofaciès qui l'entourent ont souffert des déformations synmétamorphes. Ce niveau congolomératique fut signalé, pour la première fois par Taylor (1960, p. 851). Cet auteur souligne que les galets qui le composent ont une composition de granite à grain fin.

Ce métaconglomérat affleure en deux endroits : sur la côte dans la première pointe, la plus septentrionale de ce secteur et le long de la piste reliant Punta Maria Libre et Punta Tacuantar (cf. fig. 18 localisation). Nous ne l'avons jamais retrouvé ailleurs.

Macroscopiquement ce métaconglomérat est composé d'éléments blanchâtres de 1 à 5 cm de longueur et de forme allongée (parallèlement à la linéation d'allongement); englobés dans une matrice sombre, riche en minéraux phylliteux. L'observation sur échantillon scié, perpendiculairement à l'allongement des galets, permet de noter le caractère diffus du contact entre les éléments blanchâtres et la matrice.

Trois lames minces furent réalisées tantôt parallèlement MAR 312, tantôt perpendiculairement (MAR 312 a et b) à la direction d'allongement des fragments lithiques. Ceci nous a permis d'observer d'anciennes charnières isoclinales synschisteuses dans la lame MAR 312.

- L'étude pétrographique des lames MAR 312 a et b révèle que les fragments lithiques sont composés essentiellement de métagrauwackes fines comportant (Pl. 2, Pt 5-6):

- 1 - un fond granoblastique avec une tendance hétérogranulaire (30 à 200 μ , composé principalement de feldspaths (fond limpide constellé de séricite = plagioclases damouritisés ?) et de quartz.
- 2 - des paillettes (30 à 240 μ) dispersées et peu orientées de biotites brun-vert et de mica blanc (muscovite ?), dessinant des lits peu nets et discontinus.
- 3 - Nous observons également, en moindre quantité des fragments de quartzite hétérogranulaire (80 - 400 μ) à biotites, micas blancs et de rares fantômes de plagioclases damouritisés (anciens grès légèrement feldspathiques).

Ces fragments lithiques baignent dans une trame micaschisteuse à texture granolépido-blastique, composée, essentiellement de biotites et de muscovite (600 μ)

Nous notons que ce métaconglomérat n'est pas composé d'éléments granitiques (même fins), mais d'anciennes séries sédimentaires de type grauwackes à grès.

2.b - la séquence médiane micaschisteuse et carbonatée du Groupe Juan Griego au niveau de la zone de Punta Maria Libre-Cerros de la Vega de San Juan

Elle affleure immédiatement au dessus des micaschistes graphiteux et des métaconglomérats de la précédente séquence (voir Fig. 17). Constituée essentiellement de micaschistes à biotite-muscovite-grenats, cette séquence contient également, comme au niveau du secteur de Playa El Caribe, des lentilles de marbres. Ces anciens niveaux carbonatés ont des épaisseurs qui varient du centimètre jusqu'à une dizaine de mètres. Malheureusement

nous n'avons pu observer les contacts stratigraphiques des marbres massifs cartographiés par Taylor (1960) sur les hauteurs des Cerros de La Vega de San Juan. Nous avons toutefois remarqué, avant d'atteindre le village de Las Cabrerías, en venant de Punta Tacuantar, l'importante masse micaschisteuse, puis des marbres massifs laiteux, avant de retrouver les lithofaciès typiques de la séquence basale. Chacun de ces lithofaciès, étant séparé par des zones de non observation nous ne pouvons qu'émettre des hypothèses sur la succession lithostratigraphique locale.

Lors de l'ascension de la façade occidentale des Cerros de la Vega de San Juan, après avoir passé la séquence graphiteuse et quelques niveaux de quartzites décimétriques, nous avons trouvé, associées aux micaschistes à grenats, des amphibolites à grenats (Fig. 19) limitées au Nord et à l'Ouest par des failles. Vers l'Est, l'allure des contacts avec les micaschistes souligne qu'il ne peut s'agir d'une écaïlle. La forme dentelée et lobée de cette masse d'amphibolites, implique que celles-ci représentent soit une ancienne intrusion basique soit un olistolithe inclus dans les micaschistes.

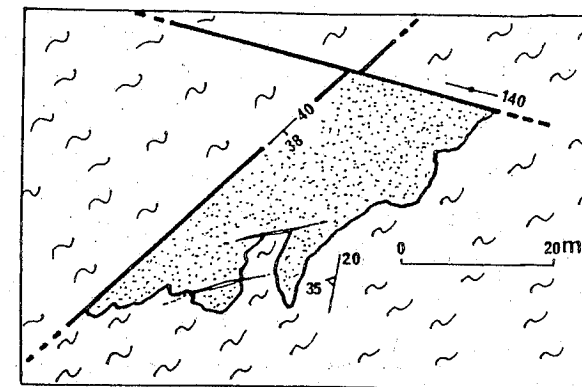


Fig. 19 - Amas d'amphibolite dans les micaschistes à grenat (zone de Punta Maria Libre - Cerros La Vega de San Juan: Alto Purulu)

Fig. 19 - Masa de anfíbolitas dentro los micaesquistos con granate (Zona de Punta Maria Libre - Cerros La Vega de San Juan: Alto Purulu)

N.B. - Observer la foliation des micaschistes et le contour très irrégulier de cette masse d'amphibolite grenatifère à grain grossier.

- L'étude pétrographique (lame MAR 336) révèle, pour ces roches, une texture granoporphroblastique ainsi que l'existence d'un litage marqué par une alternance de petits niveaux riches en grenats ou riches en reliques d'amphibole à extinction sub droite, tronçonnées en fragments de 1 à 2 mm de longueur. Les grenats présentent un alignement d'inclusion de quartz parallèle à ce litage. Leur diamètre moyen est de 800 μ . Ils n'apparaissent pas zonés. Ces grenats baignent dans un lit plus leucocrate, composé de néoplagioclases.

Perpendiculairement à ce litage, se disposent des actinotes tardives qui marquent le caractère polyphasé ou du moins polymétamorphique, de cette roche. Des produits cryptocristallins, dont la calcite et l'épidote, complètent cet inventaire minéralogique.

Ces amas de roches basiques, rencontrés au sein des micaschistes, sont très différents des niveaux volcanogènes observés antérieurement (cf. lames MAR 316 - 317 - 318 - 319). Taylor (1960, p. 873) les désigna comme des métadiorites anciennement intrusives. Nous pensons, comme cet auteur, qu'il s'agit d'une roche anciennement grenue de type diorite ou gabbro mais les conditions de gisements plaident plus en faveur d'un olistolithe que d'un corps intrusif.

2.c - La séquence sommitale, graphiteuse, du Groupe Juan Griego, au niveau de la zone de Punta Maria-Libre-Cerros La Vega de San Juan

Ces lithofaciès sont, en tous points, comparables à ceux exposés sous le contact chevauchant de Bahia de Plata; mais cette séquence est ici beaucoup plus puissante. Ces lithofaciès graphiteux constituent la retombée occidentale de l'anticlinorium des cerros de La Vega de San Juan (cf. Fig. 17 de localisation).

- En se dirigeant vers les hauteurs des cerros, vers l'Est, nous notons l'existence de quelques bancs de quartzites massifs de 30 à 40 cm avant d'atteindre les micaschistes à grenats de la séquence étudiée précédemment.

- Vers le Sud, le long de la piste reliant la ville de Juan Griego à celle de La Guardia, au niveau de Punta Negra cette séquence présente une alternance de lits métriques de micaschistes graphiteux et de graphito-schistes.

- A l'Est de La Guardia, les schistes graphiteux sont apparemment dépourvus d'intercalation de micaschistes. Taylor (1960, p. 852) signale une grosse épaisseur de ces schistes très graphiteux à deux kilomètres à l'ouest du village de Barrancas.

2.d - Synthèse - En résumé, sur cette zone de Punta Maria Libre Cerros de La Vega de San Juan (ou Alto Purulu), le Groupe Juan Griego

présenterait la lithostratigraphie suivante (fig. 20) de bas en haut :

1) la base serait constituée d'anciens niveaux détritiques (pélites, grès arkose éventuellement) dans lesquels nous notons l'existence d'anciennes laves et/ou de tufs basiques.

2) Le métaconglomérat, observé à Punta Maria Libre, remaniant d'anciennes séries sédimentaires constituerait le terme de transition entre les niveaux détritiques de base et la séquence médiane, composée d'anciennes pélites à intercalations de carbonate.

3) Au sein de ces anciens sédiments, à titre d'hypothèse, se seraient sédimentés des blocs de roche basique sous forme d'olistolites.

Le sommet de ce Groupe Juan Griego, au niveau du secteur étudié ici, représenterait d'anciennes boues noires, déposées en milieu peu oxygéné.

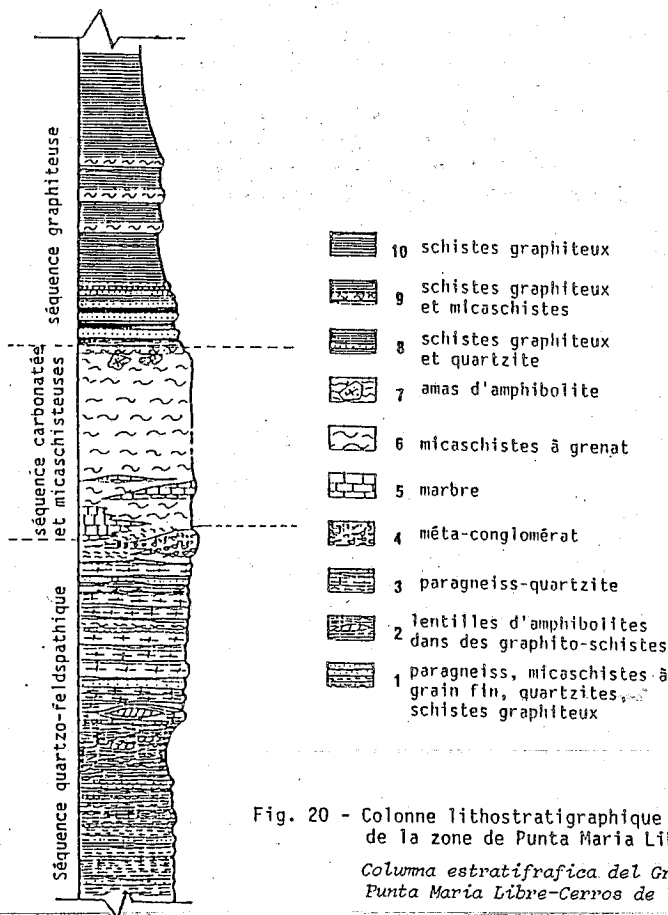


Fig. 20 - Colonne lithostratigraphique du Groupe Juan Griego au niveau de la zone de Punta Maria Libre-Cerros de La Vega de San Juan
Columna estratigrafica del Grupo Griego al nivel de la zona de Punta Maria Libre-Cerros de La Vega de San Juan

3. La zone du cerro El Piache et des Carrières de La Asuncion

Cette troisième zone correspond à la nappe dite de El Piache qui se localise sur la retombée de l'anticlinorium de nappe de Paraguachoa. Cette unité tectonique repose, par l'intermédiaire d'un contact tectonique important jalonné par des lambeaux de serpentinite (Fig 21), sur la nappe de El Chorro où les séries de paléomarge sont en position inverse. La nappe de El Piache-La Asuncion est marquée par la présence des marbres massifs de El Piache (Fm. El Piache).

Lors de l'ascension du Cerro El Piache, sur sa façade orientale, nous avons pu observer le passage des schistes graphiteux aux marbres massifs. Ces premiers lithofaciès sont identiques à ceux observés dans la zone de Punta Maria Libre - Cerros de La Vega de San Juan.

Le contact des marbres sur les graphito-schistes est concordant. Les premiers dépôts carbonatés sont associés à des petits niveaux lenticulaires centimétriques de schistes graphiteux. La matrice carbonatée pénètre les feuillets de ces schistes en les écartant.

Ces marbres possèdent une puissance approximative de 50 mètres. Ils affleurent sur le sommet du Cerro El Piache. Nous les retrouvons, exploités, le long de la route reliant les localités de La Asuncion et de El Valle Del Espiritu Santo. Sur les fronts de taille des différentes carrières, ils présentent parfois un litage, composé de bancs centimétriques, de couleur ocre à blanchâtre, mais sont en général massifs et de teintes bleuâtres (Pl.2, Pt 9).

- En lame mince, ces marbres (lames MAR 282, 283, 285, 286, 287, 288, 289) montrent, au sein d'une trame constituée de calcite, de nombreux grains de quartz détritiques sub-arrondis à arrondis ainsi que quelques rares muscovites (170 μ). Sur la lame MAR 289, ces quartz se concentrent en des lits plus ou moins réguliers. Certains lits sont composés de grains de quartz allant de 600 à 800 μ de diamètre. Dans d'autres ils ne dépassent pas 80 μ . Quand ils sont déposés de manière aléatoire dans la trame, les quartz ont une taille moyenne de 300 μ (Pl.2, Pt.10).

Nous proposons que ces marbres de El Piache constituent le sommet de la pile lithostratigraphique du Groupe Juan Griego (Fig. 22).

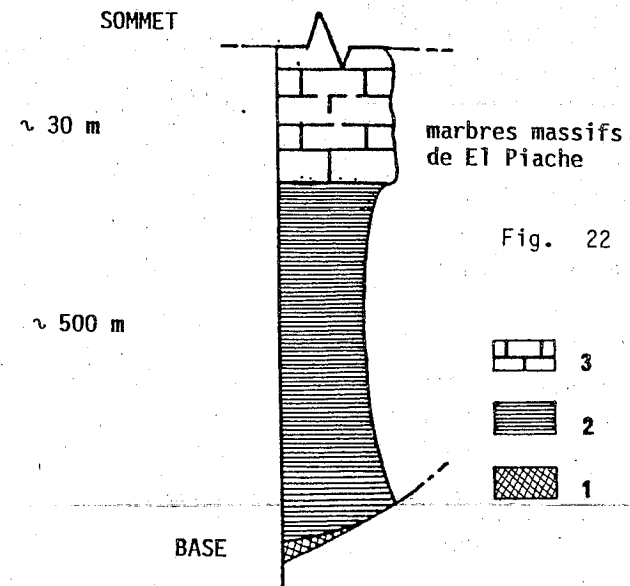
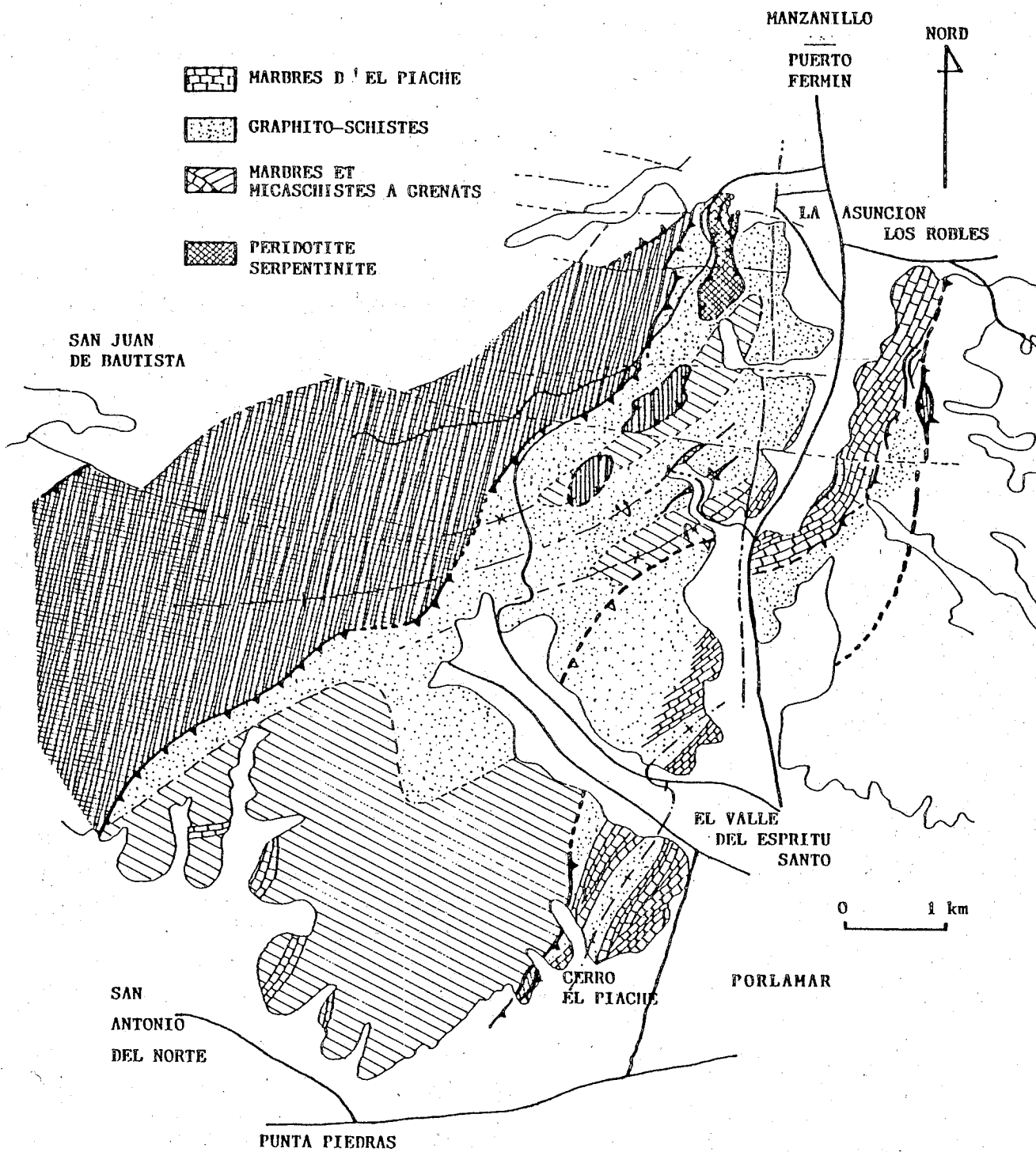


Fig. 22 : Sommet de pile lithostratigraphique du Groupe Juan Griego, affleurant dans le secteur du Cerro El Piache.
Tope de la columna litoestratigrafica del Grupo Juan Griego, aflorando en el sector del Cerro El Piache.

Légende : 1 : serpentinite; 2 : schistes graphiteux; 3 : marbres.

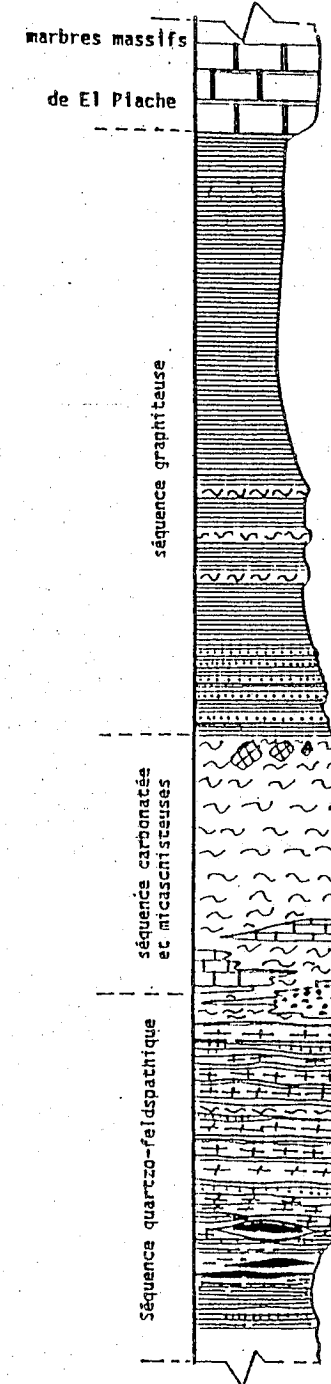
Fig. 21 - Carte géologique simplifiée de la zone du Cerro Grande - La Asuncion
 Mapa geologico simplificado de la zona del Cerro Grande - La Asuncion



4. Résumé

En conclusion à cette étude des séries de paléo-marge de la péninsule de Paraguachoa nous proposons pour le Groupe Juan Griego la reconstitution lithostratigraphique suivante (Fig. 23) .

Ce groupe serait constitué de quatre séquences :



Légende : 1: paragneiss, micaschistes à grain, quartzites, schistes graphiteux; 2: lentilles d'amphibolites dans les graphito-schistes; 3: paragneiss-quartzite; 4: métaconglomérat; 5: lentilles décimétrique de marbre; 6: micaschistes à grenat; 7: amas d'amphibolite; 8: schistes graphiteux et quartzite; 9: schistes graphiteux et micaschistes; 10: schistes graphiteux; 11: marbres massifs.

- une séquence basale, quartzo-feldspathique représentant d'anciennes séries détritiques, auxquelles sont associées des laves basiques et des tufs. N'ayant pas reconnu de véritable substratum méta-igné pour ces actuels métasédiments nous proposons, par corrélation régionale, un âge jurassique (voir Partie V);

- une séquence micaschisteuse et carbonatée semblant marquer un épisode transgressif. Nous suggérons que les marbres, en bancs décimétriques ou en lentilles centimétriques, représentent les témoins de ce changement de sédimentation. L'ancien conglomérat, observé à Punta Maria Libre, est ici interprété comme le premier indice de cette transgression. De par leur position, au sein de la colonne lithostratigraphique proposée, nous attribuons, à titre d'hypothèse, un âge Jurassique supérieur, sur la base de corrélations régionales avec le Membre Zenda, du Groupe Caracas, daté du Kimmeridgien par Urbani, (1969-1982). La masse micaschisteuse serait d'âge éocène-éocène.

- une séquence graphiteuse, supérieure lithostratigraphiquement aux micaschistes et qui, suivant ce raisonnement serait d'âge également éocène. Elle représenterait d'anciens dépôts peu oxygénés, relativement riches en matière organique.

- une séquence sommitale représentée par les marbres massifs de El Piache, qui indiqueraient un retour à des conditions de sédimentation plus oxygénée. Nous les corrélons avec les calcaires épimétamorphiques des zones plus externes de la Formation Guinimita datés, de par leur contenu faunistique, du barremio-aptien (Macsoy, 1971, voir paragraphe II, Chapitre 1).

Fig. 23 - Colonne lithostratigraphique reconstituée du Groupe Juan Griego au niveau de la péninsule de Paraguachoa

Columna litostrotigrafica reconstituida del Grupo Juan-Griego al nivel de la península de Paraguachoa

II.b. Les séries de paléo-marge de la péninsule de Macanao (Margarita occidentale).

M. Vignali (1979) propose une colonne lithostratigraphique de l'île de Margarita sur la base d'une compilation des nombreux travaux réalisés par les étudiants de l'université centrale du Venezuela (U.C.V. - voir annexe bibliographique) et d'un bilan de ses observations antérieures (Vignali, 1972 a-b). Parmi les différentes formations nommées figure le Groupe Juan Griego.

1 - La synthèse de M. Vignali (1979)

Le groupe de Juan Griego est divisé en deux grandes unités (Fig. 24):

- l'unité basale ou unité feldspathique est constituée de gneiss, de schistes feldspathiques où s'intègrent des granites et des trondhjemités;
- l'unité non feldspathique séparée de la précédente par la "Formation volcanique de la Rinconada" est composée de bas en haut : de schistes graphiteux, de micaschistes à grenats, de marbres et de quartzites charbonneux.

Selon cet auteur l'unité non feldspathique passe transitionnellement aux formations du Groupe Los Robles (Formation El Piache (base) + Formation El Cauca). La Formation El Piache est décrite comme une alternance de bancs centimétriques de marbres de 30 à 40 cm de puissance et de schistes à chlorite et séricite.

A titre d'hypothèse, ce géologue (page 43) propose qu'une partie des métasédiments de l'unité feldspathique ait produit, lors d'une fusion partielle, des granites et des trondhjemités, durant un événement dynamo-thermique d'âge crétacé supérieur (75 ± 5 Ma.). Il envisage également que la Formation volcanique de la Rinconada se soit mise en place sous forme d'olistite dans la partie sommitale de l'unité feldspathique et dans la partie inférieure de l'unité non feldspathique.

Cette synthèse lithostratigraphique s'accompagne de nombreuses coupes où nous pouvons noter le caractère polyphasé des Groupes Juan Griego et Los Robles, ainsi que l'allochtonie des masses péridotitiques.

2 - Les points de désaccord

Nous sommes en désaccord avec M. Vignali (1975) sur l'interprétation globale de l'île de Margarita. De nombreux points, comme l'importance des accidents tangentiels nous semblent sous-estimés dans le travail de l'auteur cité. Nous ne formulerons ici que quelques remarques :

- a - la synthèse de Vignali ne prend pas en compte les masses gabbroïques décrites au nord de la péninsule de Macanao par Juana Ituralde (1972, p. 321) ou à Paraguachoa (Maresch, 1973, p. 42-43);
- b - à Paraguachoa nous n'avons jamais observé de dômes granitiques ou trondhjemitiques dans les métasédiments du Groupe Juan Griego. Les massifs ignés et acides sont intrusifs dans le Groupe de la Rinconada (Maresch, 1973, p. 30, ce travail).
- c - l'appellation "Formation El Piache" pour des lithofaciès présentant une alternance de calcaires recristallisés et de schistes à chlorite et séricite est abusive dans la mesure où cette formation représente, par définition, des marbres massifs sans interlits phylliteux ((Lexique stratigraphique du Venezuela (L.S.I.), 1956-1978)).

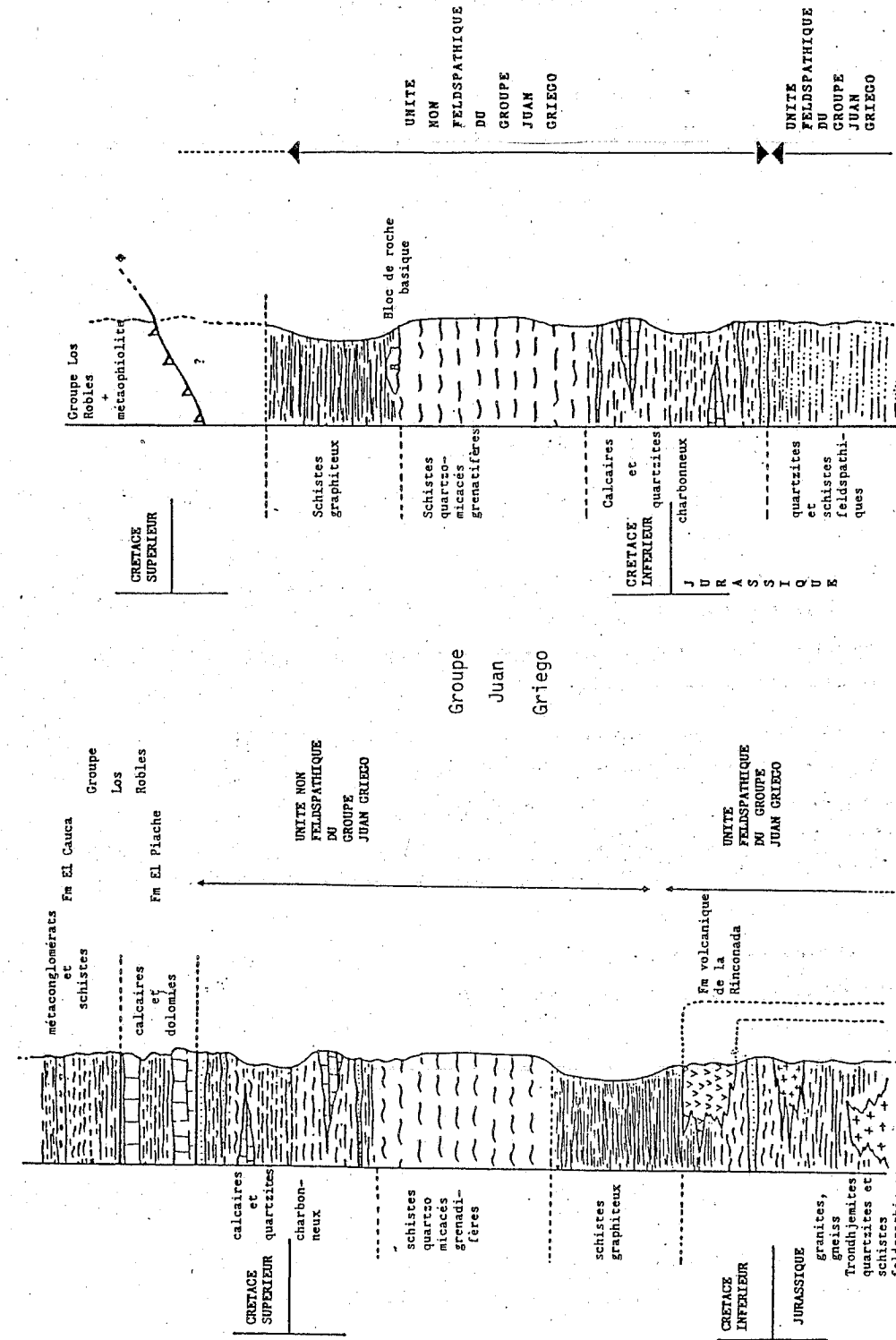


Fig. 24 - Lithostratigraphie et Chronostratigraphie du Groupe Juan Griego au niveau des péninsules de Macanao et de Paraguachoa (tirée de Vignali, 1979)

Litoestratigrafia y cronoestratigrafia del Grupo Juan Griego al nivel de las penínsulas de Macanao y de Paraguachoa (tomada de Vignali, 1979)

Fig. 25 - Nouvelle colonne lithostratigraphique et Chronostratigraphique du Groupe Juan Griego; proposée pour Macanao (à comparer à Vignali, 1979) (sans échelle)

Nueva columna litoestratigrafica y cronoestratigrafica del Grupo Juan Griego para Macanao (ver Vignali, 1979).

d - Nous proposons, dans ce travail, une allochtonie importante du Groupe La Rinconada et des masses péridotitiques associées (cf. Chapitre II, Partie I et II);

e - les marbres finement lités, alternant avec des métapélites constituent le sommet de la couverture métasédimentaire des méta-ophiolites et ne correspondent pas aux marbres massifs de la Formation El Piache rattachés, dans cette étude, à la partie sommitale de la pile lithostratigraphique du Groupe Juan Griego au niveau de la Péninsule de Paraguachoa (cf. Paragraphe précédent).

3 - Quelques points de convergence

En dépit de ces désaccords, il faut souligner que le travail de M. Vignali (1979) apporte des faits et des interprétations nouvelles d'un grand intérêt :

a - Le Groupe Juan Griego débute par une série dite feldspathique. Il n'existe pas de puissante série graphiteuse à la base de ce groupe comme l'avait mentionné Taylor (1960) (l'unité chloriteuse basale du Groupe Juan Griego);

b - l'existence d'amphibolite à grenats au sein de micaschistes grenatifères (cf. zone de Punta Maria Libre - Cerros La Vega de San Juan) va en faveur de l'interprétation d'une partie du "groupe" ou "formation volcanique" de la Rinconada en olistolites inclus dans les lithofaciès du Groupe Juan Griego;

c - l'hypothèse d'une fusion partielle des métasédiments de l'unité feldspathique pour former des dômes trondhjemitiques ou granitiques mérite d'être approfondie;

d - l'agencement des différents lithofaciès de l'unité non feldspathique est identique à celui de nos séquences médianes du Groupe Juan Griego, levé au niveau de Paraguachoa (cf. Paragraphe précédent et Fig. 23).

4 - Conclusions

Au vu des colonnes dressées au niveau des péninsules d'Araya et de Paraguachoa (Fm. Manicuaré - Groupe Juan Griego) nous proposons, à titre d'hypothèse, une nouvelle colonne lithostratigraphique du Groupe Juan Griego affleurant sur la péninsule de Macanao. Nous intervertissons l'agencement des différents lithofaciès constitutifs de l'unité non feldspathique, définie, par M. Vignali (1979) et supposons l'existence d'un contact tectonique majeur entre les métagabbros, serpentinites (sur lesquels repose une couverture métasédimentaire) et les lithofaciès du Groupe Juan Griego (Fig. 25).

Cette nouvelle colonne hypothétique est, en tous points similaire à celle de Paraguachoa, à l'exception toutefois de l'absence probable des lithofaciès sommitaux (soit des marbres massifs, soit des quartzites massifs). En effet ce nouvel agencement lithostratigraphique s'achève au niveau de la péninsule de Macanao par des graphito-schistes. Ceci nous amène à envisager plusieurs possibilités;

a - il n'y a jamais eu de sédimentation sur les graphito-schistes de Macanao;

b - Se sont déposés des marbres ou des quartzites qui ne furent pas différenciés lors de la cartographie de cette péninsule;

c - La tectonique tangentielle étant importante dans ce secteur de la chaîne caraïbe, les lithofaciès sommitaux du Groupe Juan Griego, anciennement sédimentés au niveau de Macanao, seraient à rechercher dans les zones externes; peut être à Araya ? Nous ne pouvons trancher en faveur de l'une ou de l'autre de ces éventualités.

III - CONCLUSIONS SUR LES SERIES DETRITIQUES ET CARBONATEES DE PALEO-MARGE AU NIVEAU DU TRANSECT MARGARITA ARAYA

Globalement nous remarquons une très forte homogénéité des différentes colonnes lithostratigraphiques dressées au niveau des péninsules de Paraguachoa - Macanao et Araya (Fig. 26).

L'épisode carbonaté, supposé d'âge jurassique supérieur sur la base des critères lithostratigraphiques régionaux, marque une coupure importante dans chacune des colonnes:

1 - les lithofaciès sous-jacents sont beaucoup plus grossiers, détritiques, difficiles à séparer (paragneiss, micaschistes à grain fin, micaschistes, quartzites, schistes graphiteux) (séquence 1 de la Formation Manicuaré, la séquence quartzo-feldspathique du Groupe Juan Griego). Les amphibolites observées dans le Groupe Juan Griego, à Paraguachoa, pourraient souligner l'existence d'un événement distensif, accompagné par la mise en place de coulées volcaniques "in situ".

L'âge proposé, pour ces anciens sédiments détritiques et carbonatés, en l'absence de véritable substratum méta-igné, à l'exception peut-être des leptynites d'Araya serait jurassique.

2 - Les lithofaciès supérieurs, "post-barre carbonatée Jurassique supérieur", sont composés de micaschistes à grenats et de graphito-schistes. L'existence, au sein de ces roches, d'olistolites, soit d'amphibolite (métagabbro ou métadiorite probable), soit de serpentinite, indiquerait un événement tectonique (compressif ?) important, dont la marge étudiée n'enregistrerait que des échos. La constante croissance des taux de graphite s'interprète ici comme la marque d'une évolution du milieu de dépôts de ces anciens sédiments vers des conditions de plus en plus euxiniques.

L'âge proposé pour ces séries serait néocomien-eocrétacé, ceci sur la base de l'âge des niveaux carbonatés inférieur et supérieur.

- Les lithofaciès sommitaux de cette paléomarge sont variables. A Paraguachoa, les marbres massifs de la Formation El Piache auraient leur équivalent dans des zones plus externes, avec les marbres massifs attribués à la Formation Guinimita, situés au sud de la Péninsule d'Araya. Ces marbres, supposés barremo-aptiens sur le transect étudié pourraient avoir comme équivalent latéral les quartzites massifs de la Formation Manicuaré. De telles variations lithologiques sur les séries de plate-forme sont fréquentes, ainsi par ex. au niveau de la "Serranía del Interior", les faciès carbonatés aptiens du Membre El Guacharo (Fm. El Cantil) passent latéralement aux bancs gréseux du membre Mapurite (Fm. EL Cantil) (Guillaume *et al.*, 1972; Rossi, comm. pers., 1985).

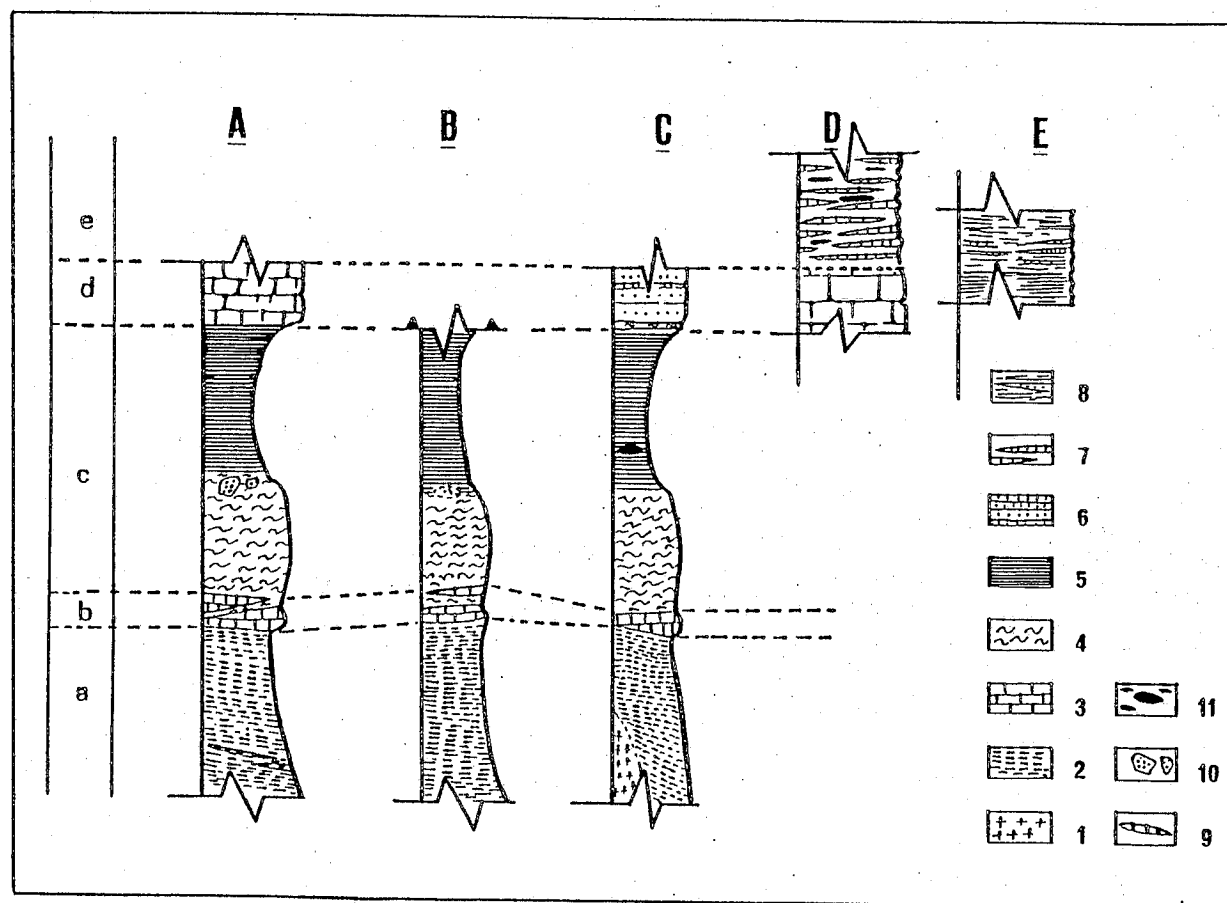
- Que ce soit les marbres des Formations El Piache et de Guinimita ou les quartzites de la séquence sommitale de la Formation Manicuaré, ces lithofaciès soulignent un changement radical dans la sédimentation, un retour à des conditions plus oxygénées, en mer ouverte. Ces faciès sont les témoins d'une transgression importante dans les actuelles zones internes de la chaîne caraïbe. Une transgression barremo-aptienne est bien connue dans les zones externes, sur les avancées septentrionales des cratons guyanais et andin, depuis la Colombie jusqu'à Trinidad (Thery J.M., 1982; Gonzalez de Juana *et al.*, 1980 etc...).

- Au sud de la péninsule d'Araya la succession de la paléomarge se complète au-dessus

est-ce méconnu ?

est-ce méconnu ?

des marbres attribués au Barrémo-aptien. Ces lithofaciès sont regroupés sous l'appellation Formation Carupano. L'âge proposé pour ces calcaires marmoréens, finement lités et recristallisés, est albien terminal à cénomaniens-turonien, sur la base de corrélations lithologiques régionales avec la Formation Chuspita (datée de l'Albien terminal par Macsotay, 1971 et du Turonien par Dusenberry *in* Christensen, 1961) (Groupe post-Caracas).



Légende - (A: Paraguachoa; B: Macanao; C: Araya nord (Fm. Manicuaire); D: Araya centre; E: Araya sud)
 (a: Jurassique ?; b: Jurassique supérieur ?; c: Néocomien-Eocène ?; d: Barrémien-Aptien ?; e: Albien supérieur-Turonien ?).

1 leptynite (Araya); 2: séquence quartzo-feldspathique (Groupe Juan Griego), séquence 1 (Fm. Manicuaire); 3: marbres; 4: micaschistes; 5: schistes graphiteux; 6: quartzite; 7: lentilles de marbres (Fm Carupano); 8: phyllites et microconglomérat (Fm Tunapuy); 9: métalaves; 10: blocs de métagabbro; 11: blocs de serpentinite.

Fig.26: Colonnes schématiques illustrant les corrélations lithostratigraphiques des métasédiments d'affinité continentale sur le transect MARGARITA-ARAYA.

: Columnas esquemáticas ilustrando las correlaciones litostратigraficas de los metasedimentos de afinidad continental sobre el transecto MARGARITA-ARAYA.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

LES ANCIENNES SERIES DETRITIQUES ET CARBONATEES DE MARGE CONTINENTALE

PENINSULE D'ARAYA

LA FORMATION MANICUARE (Au Nord du décrochement de LAGUNA-GRANDE - PUNTA LOS CARNEROS.)

Photographie 1 - La plus importante masse de paragneiss, de taille décamétrique, observée dans la séquence 1; interprétée comme une ancienne crachée détritique massive à matériel essentiellement feldspathique et quartzeux.
(Vue prise à la sortie Est du village de MERITO).

Photographie 2 - Le lithofaciès le plus fréquent de la séquence détritique basale de la Formation Manicuaire; des paragneiss associés à des graphito-schistes, des micaschistes à grain fin et des quartzites en passées centimétriques à décimétriques.
(Vue prise au niveau du Cerro "Sans Nom" - cote 100).

Photographie 3 - Les leptynites de l'Arroyo La Pena, constituées principalement de quartz à extinction roulante, très hétérogranulaire. - vue microscopique x 25 - LP - lame ARA 122.

Photographie 4 - Les marbres massifs (séquence 2) observés dans l'arroyo La Pena - Vue microscopique - LP x 25 Lame ARA 123 - Noter l'existence de fragments de quartz, de feldspath et de sphère détritiques au sein d'un ciment carbonaté.

Photographie 5 - Intercalation de niveaux décimétriques de limonite massive dans des graphito-schistes.
(Vue prise au Sud du Morro Chacopata).

Photographie 6 - Bloc métrique de serpentinite (S), très altérée, dans des schistes graphiteux (Rive Est de l'Arroyo La Pena).

Photographie 7 - Panorama pris à l'Ouest du village de TAGUAPIRE. Les corniches d'épaisseur décamétrique (couleur blanchâtre) sont composées de passées décimétriques à métriques de quartzite (Q). Dans les graphito-schistes, elles soulignent à leur sommet, un contact tectonique. (NB : le Nord se situe à droite).

Photographie 8 - Les quartzites, à l'affleurement, présentent une patine jaunâtre et sont affectés de nombreux plis isoclinaux parfois décamétriques.
(Punta El Cardon)

LES FORMATIONS GUINIMITA et CARUPANO (au Sud du décrochement de Laguna Grande - Punta Los Carneros).

Photographie 9 - Marbres massifs, épimétamorphiques, attribués à la Formation Guinimita.
(Vue prise au niveau de Punta-La-Guasa).

Photographie 10 - Masse décamétrique de serpentinite dans les calcaires finement lités et recristallisés de la Formation Carupano (Punta La Angoleta).

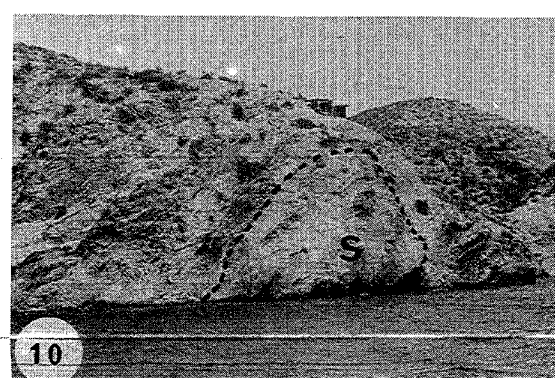
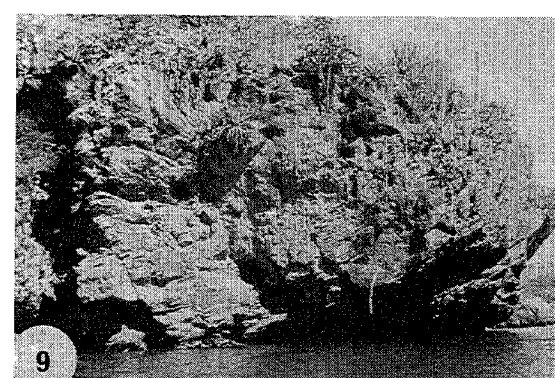
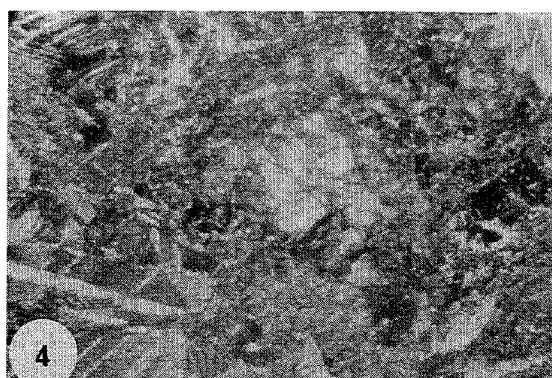
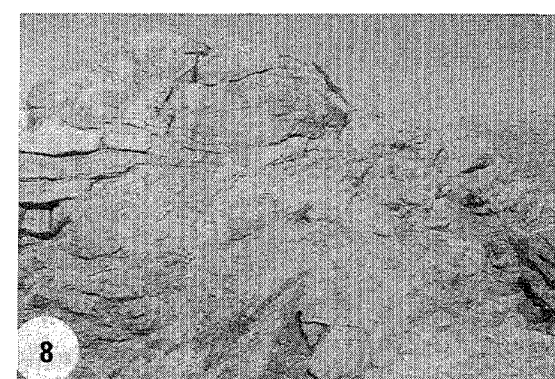
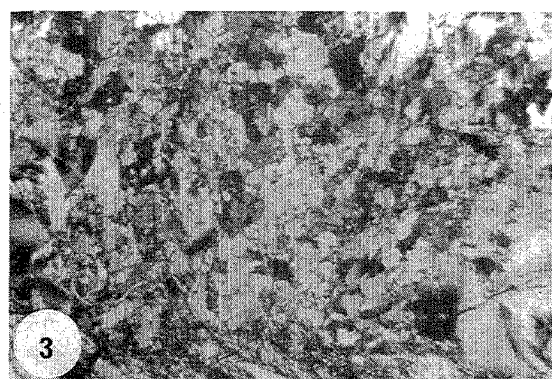
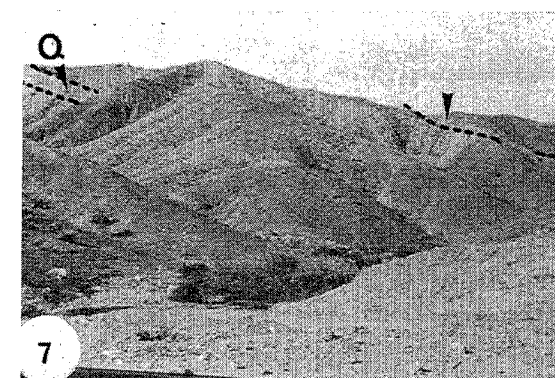
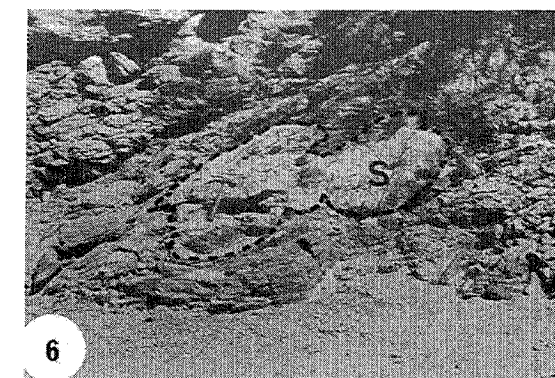
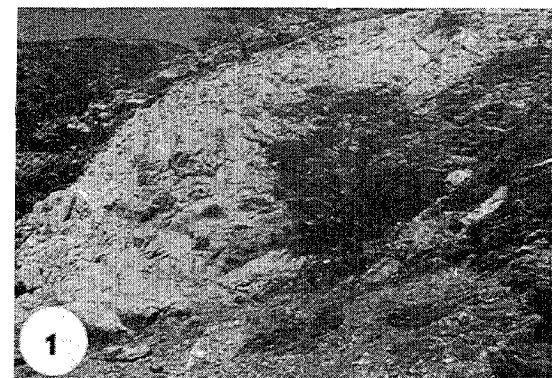


PLANCHE 2

LES ANCIENNES SERIES DETRITIQUES ET CARBONATEES DE MARGE CONTINENTALE

Péninsule de Paraguachoa (Margarita Orientale)

Groupe Juan Griego

Photographie 1 - Séquence quartzo-feldspathique basale affleurant au niveau du Fort de Juan Griego. Alternance de micaschistes graphiteux et de passées décimétriques de paragneiss, plissée isoclinale et verticalisée.

Photographie 2 - Lentilles de marbres centimétriques au sein de micaschistes agrenats, plissées isoclinale (*Zone de Playa Caribe*).

Photographie 3 - Alternance d'amphibolites et de schistes graphiteux. Ces métalaves basiques constituent des lames de 3 à 4 mètres de longueur et de 40 à 50 centimètres d'épaisseur. (*Punta Tacuantar*).

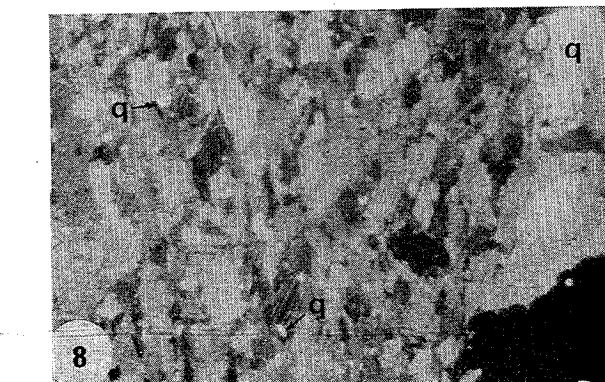
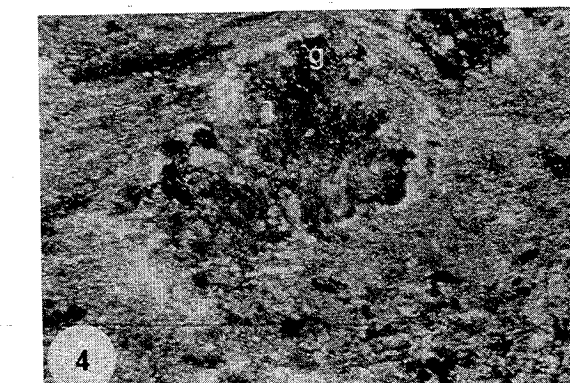
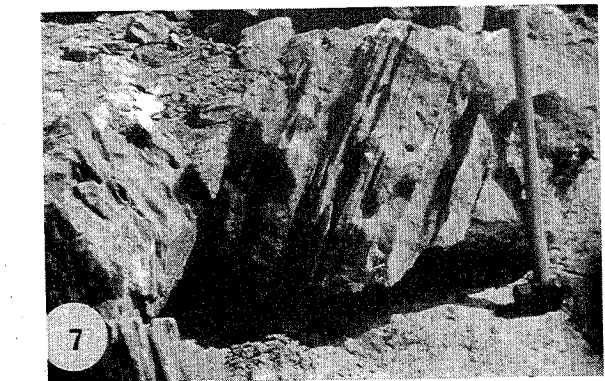
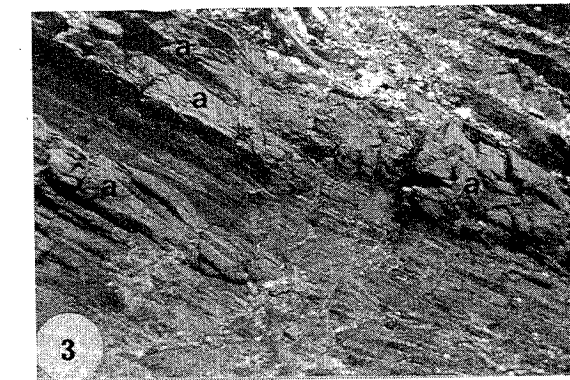
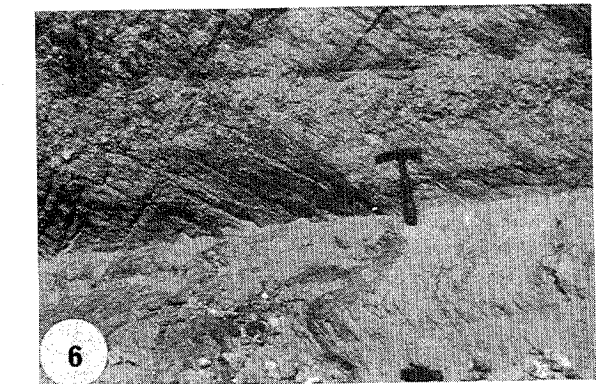
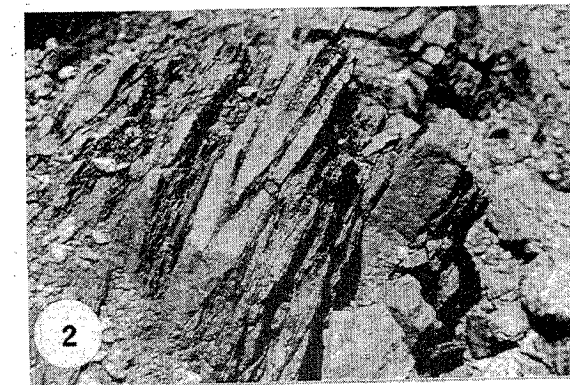
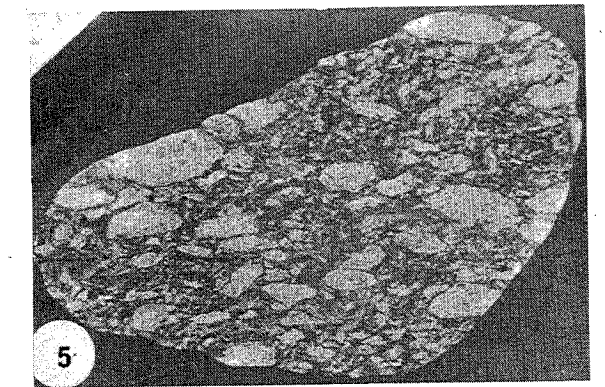
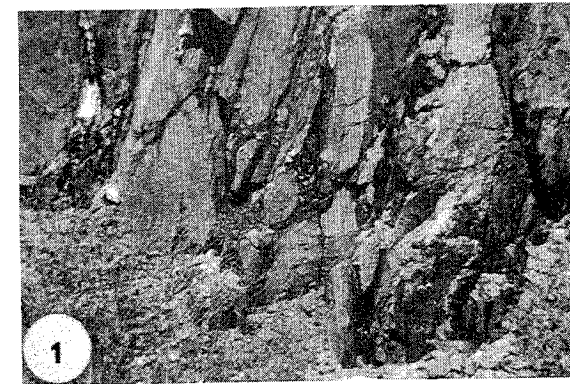
Photographie 4 - Métalaves basiques - Vue microscopique (Lame MAR 316 - x 25 - LP -). Les grenats (g), transformés en un agrégat cryptocristallin, baignent dans une trame riche en chlorite et épidote.

Photographie 5 - Métaconglomérat de Punta Maria Libre - Vue sur un échantillon scié perpendiculairement à la linéation d'allongement. Les fragments lithiques, de nature sédimentaire, atteignent fréquemment une taille de 3 cm de diamètre (*cf. description. lame MAR 312*).

Photographie 6 - Contact transitionnel entre des graphito-schistes (sombres) et des micaschistes à grenat (clair) (*piste reliant la Pointe de Tacuantar à la ville de La Guardia*).

Photographie 7 - Marbres massifs d'El Piache, sommet de la pile lithostratigraphique reconstituée du Groupe Juan Griego. (*Carrières de LA ASCUNSION*).

Photographie 8 - détail des marbres d'El Piache - vue microscopique - Lame MAR 282 - x 25 - LP). Noter la présence de quartz détritique (q) dans le ciment carbonaté.



CHAPITRE II

LES MÉTA-OPHIOLITES ET LEURS SÉDIMENTS DE COUVERTURE

Nous étudierons dans ce deuxième chapitre, d'une part, le complexe méta-ophiolitique ayant valeur de substratum océanique et, d'autre part, les séries de couverture.

Nous utiliserons, comme dans le chapitre précédent, une subdivision en trois secteurs : Paraguachoa, Macanao, Araya.

- Pour l'étude des lambeaux méta-ophiolitiques nous commencerons par Paraguachoa, partie orientale de Margarita; dans la mesure où les lithofaciès observés y présentent le plus de variantes. Nous comparerons ensuite cet éventail de référence à l'agencement des lithofaciès basiques et ultrabasiqes des zones adjacentes. A partir des observations effectuées et regroupées nous présenterons une colonne lithostratigraphique schématique pour ce substratum méta-ophiolitique puis nous discuterons des analogies possibles avec un corps ophiolitique connu, l'un des mieux préservés au monde, celui d'Oman.

- Les métasédiments et métavolcanites constituant les séries de couverture du substratum méta-ophiolitique seront présentés à l'aide de coupes, de colonnes lithostratigraphiques et de descriptions de lames minces, en commençant également par Paraguachoa.

- Nous proposerons enfin pour les différentes zones de nouvelles colonnes lithostratigraphiques, auxquelles nous tenterons d'adapter la nomenclature formationnelle préexistante quand cela sera possible.

α - LE SUBSTRATUM META-OPHIOLITIQUE

Il est imbriqué dans l'édifice de nappes. Les massifs le composant reposent toujours en contact tectonique sur les séries de marge continentale. Ces métaophiolites se retrouvent dans de nombreuses écailles sous forme de lambeaux décamétriques à kilométriques.

Les différents épisodes tectono-métamorphiques qui l'ont affecté ne permettent pas, sauf à de rares occasions, de retrouver la structure, la texture et la minéralogie des associations plutoniques initiales.

A Paraguachoa la destruction des textures primaires originelles et le développement des textures métamorphiques sont de plus en plus accentués en se dirigeant vers la partie septentrionale de cette péninsule. Dans cette dernière zone nous ne trouvons plus aucune relique des minéraux de la paragenèse magmatique. Dans cette partie orientale de Margarita, les lithofaciès des méta-ophiolites sont étroitement associés à des massifs orthogneissiques. Ceux-ci font l'objet du chapitre 3 de cette première partie.

Nous retrouvons des témoins, de taille plus restreinte, de cette méta-ophiolite au nord de la péninsule de Macanao et au niveau de quelques affleurements à Araya.

I - LES META-OPHIOLITES DE PARAGUACHOA (MARGARITA ORIENTALE)

. La majorité des lithofaciès de ce substratum se présente sous forme d'amphibolite et d'amphibole à grenat et parfois d'éclogites à amphiboles.

. Cependant la transformation des associations minéralogiques magmatiques initiales en un assemblage de paragenèses métamorphiques ne fut, par chance, pas totale.

. Bien que cisailées, certaines roches, associées aux amphibolites présentent encore des textures et structures rappelant d'anciens gabbros ou d'anciennes diabases. Nous les considérerons par abus de langage, au cours de ce paragraphe, comme des métagabbros.

. Des reliques, du bâti initial, de plus grande taille, s'observent également. Préservées au coeur de lentilles tectoniques dans les nappes, des dunites et clinopyroxénolites affleurent à Paraguachoa.

. Avant toutefois de passer en revue ces divers faciès, il nous semble important de signaler qu'une partie de la couverture sédimentaire et volcanique de ce substratum a, très probablement, été soumise à des conditions de température et de pression identiques à celles subies par le substratum méta-ophiolitique sous-jacent. Ceci a pu entraîner une convergence de faciès, qui dans les cas extrêmes, ne permet pas à la simple analyse, soit de terrain soit au microscope optique, de distinguer les deux unités imbriquées. Compte tenu de cette très forte probabilité nous décrirons ces lithofaciès, tels les amphibolites, dans leurs aspects et contexte de terrain. Ce phénomène de convergence minéralogique et de faciès revient à se demander : "quel peut être la nature du matériel initial qui, actuellement, affleure sous forme d'amphibolite au niveau de Paraguachoa ?".

. Il nous a été impossible, sur la base des arguments actuellement disponibles, de différencier les amphibolites issues d'anciennes séries tuffacées ou de volcanites de celles qui se sont développées à partir de roches grenues ou microgrenues basiques de la méta-ophiolite.

. Dans cette étude nous avons divisé ce substratum méta-ophiolitique en deux séquences :

- a. la séquence ultrabasique est constituée de dunites et clinopyroxénolites, encore identifiables, de péridotites serpentinisées et de serpentinites;
- b. la séquence basique comprend des "métagabbros" auxquels nous avons joint des amphibolites, des amphibolites à grenats et des éclogites à amphiboles.

Comme nous l'avons signalé lors de l'introduction W. Maresch (1973), n'a pas inclus les masses ultrabasiques dans le Groupe La Rinconada. Selon cet auteur ce groupe représenterait une ancienne accumulation de pyroclastites et de laves, avec, en faible proportion, des intrusions de sills ou dykes dioritiques à gabbroïques. Cette ancienne séquence volcano-sédimentaire se serait déposée, soit sur une croûte continentale amincie, soit directement sur de la croûte océanique (Maresch *op-cit*, page 124). Toutefois, cet auteur ne peut préciser à quelle époque les masses ultrabasiques se sont mises en place dans cette accumulation. Il propose, à titre d'hypothèse, qu'elles ont été incorporées tectoniquement (Protrusion) dans le Groupe de La Rinconada.

"La edades de las rocas ultramaficas en la region del estudio plantean un problema. En ausencia de criterios indicativos de que fueron intrusiones magmaticas o que tuvieron de origen sedimentario, como ya se ha analizado (travaux de Lockwood (1971) en Colombie), debe conducirse que fueron incorporadas tectonicamente a las rocas del Grupo La Rinconada" (Maresch, 1973, p. 45).

Compte tenu des progrès accomplis dans les études comparées entre croûte océanique et ophiolites; et de nouvelles idées et concepts en géodynamique, nous proposons ici une toute autre hypothèse. Nous avons inclus ces masses péridotitiques dans le Groupe La Rinconada.

Nous démontrerons, au cours de ce chapitre et des suivants l'extrême complexité de ce groupe.

I.a. La séquence ultrabasique

Nous devons à Taylor (1960) une première cartographie des massifs ultrabasiques de la péninsule de Paraguachoa. Topographiquement ces énormes masses constituent les points hauts de Margarita occidentale : Cerro Grande - Cerro Santa Helena - Cerros Matasieta-Guayamuri - Cerros Los Micos et le Cerro Chico (ou Cerro Las Guacharacas) (Fig. 27.A)

Bien qu'ayant effectué de nombreuses lames minces dans ces différents massifs ou lentilles, nous limiterons nos observations à quelques lithofaciès jugés les plus intéressants, car l'essentiel de ces ultrabasites affleure sous forme de péridotites serpentinisées ou de serpentinites. Nous apporterons une attention particulière au massif du Cerro Chico sur lequel nous avons échantillonné des clinopyroxénolites et des dunites. Nous ajouterons, à titre complémentaire, quelques remarques d'ordre pétrographique ou minéralogique concernant les autres massifs ou lentilles ultrabasiques.

a. Les ultrabasites du Cerro Chico. (Cerro Las Guacharacas)

. Avant de décrire pétrographiquement les échantillons récoltés lors de l'ascension du flanc septentrional de ce cerro, nous rappellerons quelques observations effectuées par les auteurs antérieurs (Taylor, 1960; Maresch, 1973).

. Au Sud-Est de cette montagne affleurent des masses importantes de magnésite mêlées d'actinolites. Ces concentrations de magnésite ont été l'objet d'étude à caractère économique (Pantín, 1967; Korol, 1971). Elles furent cartographiées dans ce secteur par Maresch, (1973). Au vu de leur disposition nous pensons que ces produits se sont développés d'autant plus aisément qu'ils se trouvaient dans une zone de bréchification et/ou de cisaillement important.

. Des lames minces, effectuées à partir des échantillons recueillis sur le Cerro Las Guacharacas (cf. Fig. 27.B localisation) nous retenons les échantillons MAR 236 - 226 - 218 pour illustrer successivement les dunites et les clinopyroxénolites.

- Les dunites (lame MAR 236 Pl.3, Pt. 1)

Cette roche présente une texture grenue, de adcumulat. Elle est constituée essentiellement d'olivine, atteignant parfois une taille de 5 mm. Les noyaux de péridots sont séparés par des bandes anastomosées de serpentine, de couleur jaune-verdâtre (antigorite chrysotile ?). Ces olivines sont entourées d'un liséré rougeâtre. Cette altération ferrugineuse (iddingsitisation) se développe parfois de façon importante et envahit tout le minéral.

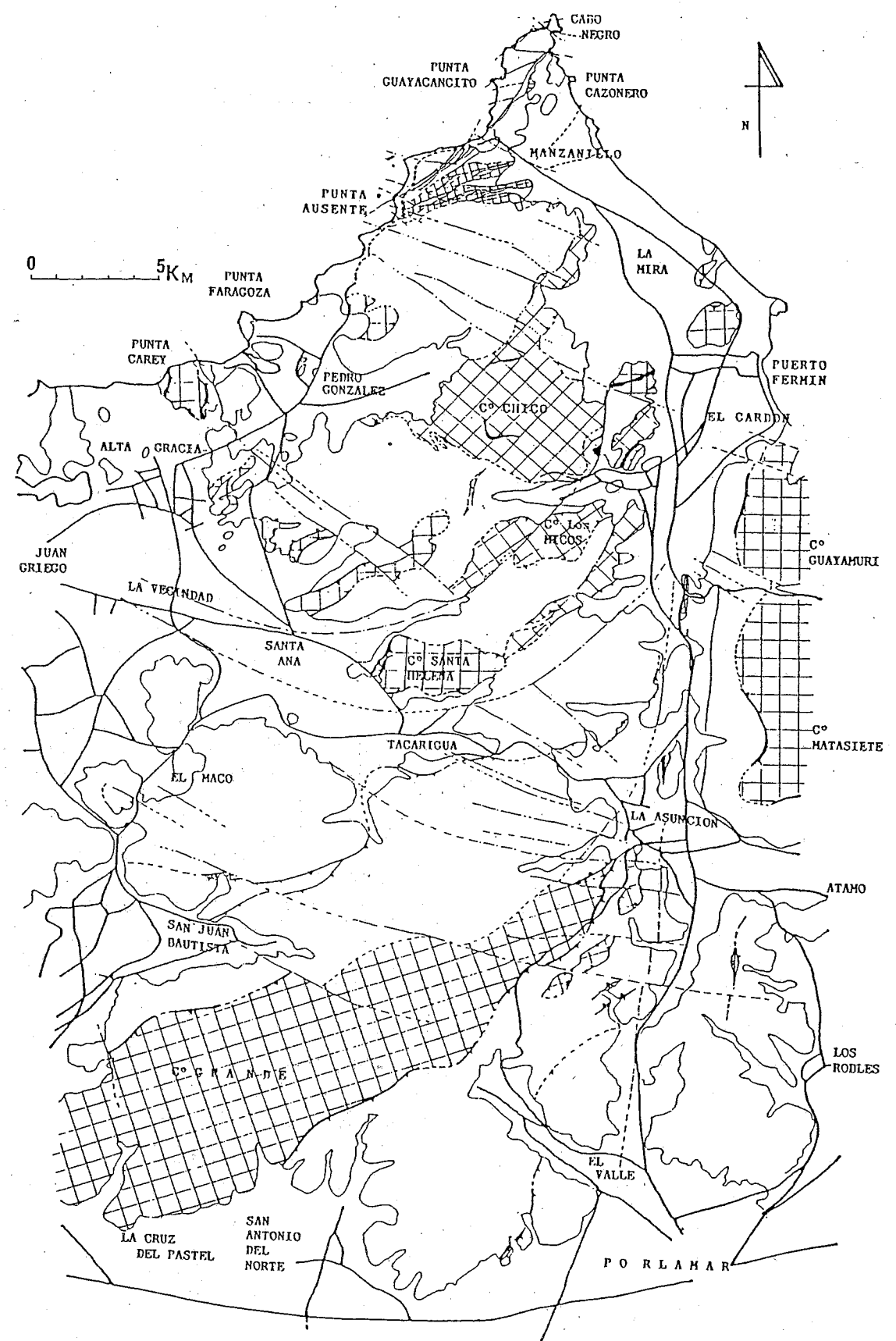


Fig 27-a: Localisation des principaux massifs de roches ultrabasiques au niveau de la péninsule de PARAGUACHOA. (d'après les travaux de Taylor, 1960-Maresch, 1973 modifiés)
 Ubicacion de los principales cuerpos de rocas ultrabasicas al nivel de la peninsula de PARAGUACHOA. (segun los trabajos de Taylor, 1960-Maresch, 1973 modificados)

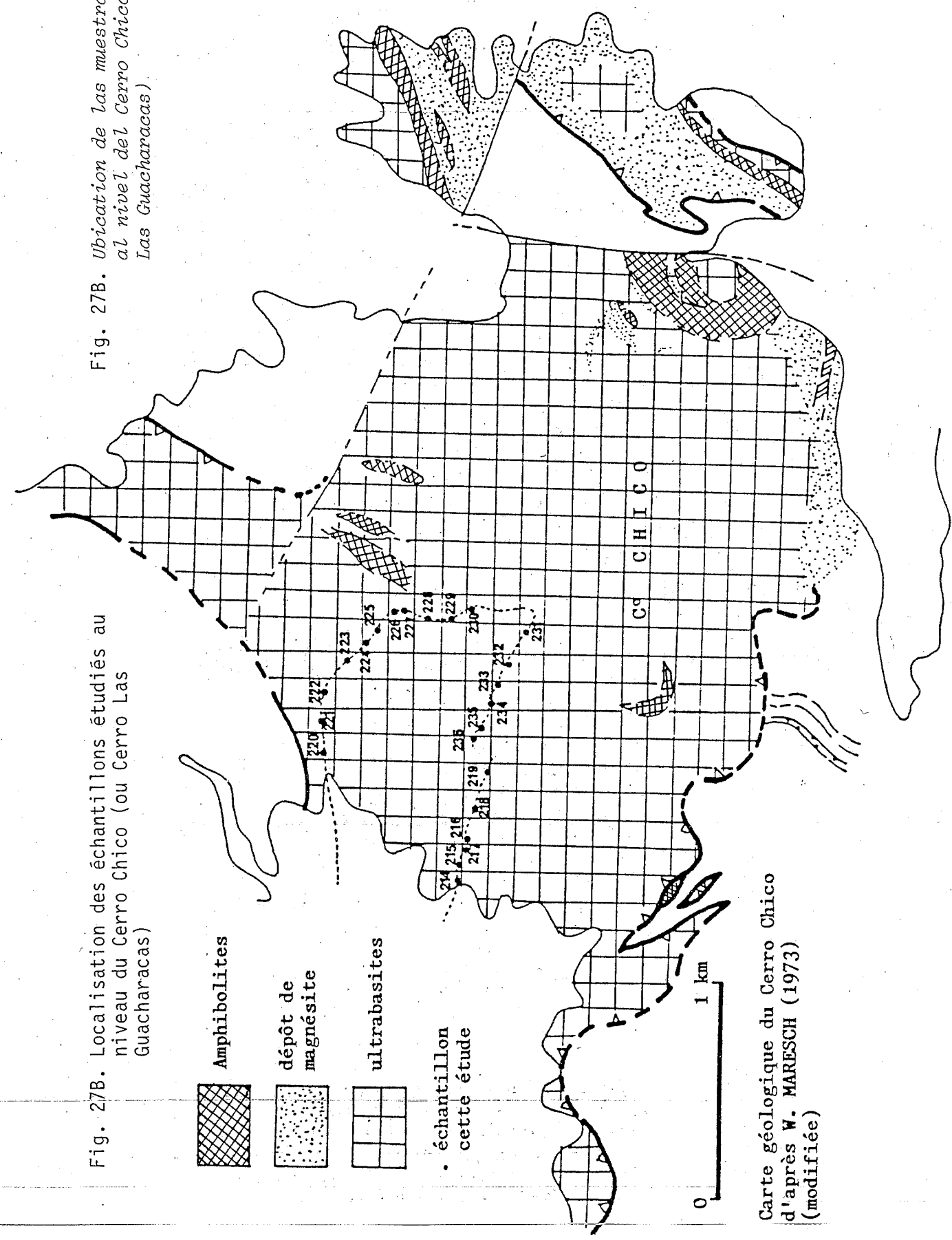


Fig. 27B. Ubicacion de las muestras estudiadas al nivel del Cerro Chico (O Cerro Las Guacharacas).

Fig. 27B. Localisation des échantillons étudiés au niveau du Cerro Chico (ou Cerro Las Guacharacas)

Carte géologique du Cerro Chico d'après W. MARESCH (1973) (modifiée)

Quelques opaques (chromite et/ou magnétite) ainsi que quelques chlorites complètent cet assemblage minéralogique.

Il est intéressant de noter que les olivines sont indemnes de toute déformation pénétrative. Elles ont un aspect craquelé mais ne sont jamais orientées ou cisailées. La présence d'antigorite jaune-verdâtre, d'iddingsite indique que le périclote de cette roche présente des tendances ferrifères.

- **Les clinopyroxénolites** (lames MAR 226 - 218) (Pl.3, Ph. 2 et 3).

Les pyroxènes, à extinction oblique, de 7 à 8 mm de longueur, en voie de serpentinisation, constituent l'essentiel de ces roches. Ils se présentent sous des sections différemment orientées, tantôt parallèles à l'axe C, tantôt perpendiculaires et le plus souvent obliques. Ces clinopyroxènes sont riches en inclusions métalliques (inclusions de Schiller) disposées de façon continue le long des clivages. Nous notons l'existence d'un clivage supplémentaire, caractéristique des diallagés.

Au niveau des points triples, où s'affrontent trois individus, se développent de petites gerbes d'amphiboles du type actinote-trémolite.

Les lames étudiées présentent également des produits serpentiniteux, occupant parfois de grandes plages, isolant des noyaux de pyroxènes.

Au contraire des pyroxènes observables sur la lame MAR 218, les diallagés de la lame MAR 226 sont, le plus souvent, brisés et présentent une extinction roulante. Les clivages sont fréquemment tordus. Les minéraux serpentiniteux de cette lame sont également déformés.

Nous notons également, quelques chlorites et de rares grains de pistachite. Dans les lames observées, les pyroxènes n'apparaissent jamais zonés.

La présence de diallagés à extinction roulante ainsi que de déformations des produits serpentiniteux nous indiqueraient plus une déformation à froid que ductile.

b. Les ultrabasites des autres cerros et localités

1. Le Cerro Grande

L'étude pétrographique des échantillons prélevés dans la lame périclotite et serpentiniteuse, matérialisant le Cerro Grande (échantillons MAR 290 à MAR 298), révèle l'existence d'une importante foliation soulignée par des gerbes d'antigorites, des chlorites (talc-chlorites aux teintes de polarisation kaki à vert-cuivré - Pennine), dans laquelle, sous forme de poisson, baignent quelques reliques, souvent épidotisées, de clinopyroxènes ou d'orthopyroxènes et d'olivines. Nous avons noté également la présence de nombreux opaques (chromite ?).

La déformation qu'a subi cette ancienne périclotite est visiblement de type ductile.

2. Les cerros Matasiete et Guayamiri

Sur la retombée orientale du Cerro Guayamiri, nous avons trouvé, dans un bloc éboulé, des reliquats de dunite mais également de roches constituées de pyroxène et d'olivine.

- L'étude des lames (MAR 58 A et B et MAR 79) de cette roche à pyroxène et olivine permet de noter les faits suivants :

- les reliques de pyroxènes, constituent des plages d'aspect très sale, de couleur grisâtre en LP. Ces reliques fracturées présentent un clivage fin qui leur confère un aspect strié. Elles sont généralement frangées d'une couronne de produits serpentiniteux;

- les reliques d'olivine sont de plus petite taille que celles des pyroxènes, cependant plus nombreuses. Les noyaux de périclotes présentent des bandes de plisages souvent parallèles entre elles et sont auréolés d'antigorite;

- ces reliques de pyroxènes (ortho ou clino) et d'olivine baignent dans un fond serpentiniteux dans lequel se discernent des spinelles de couleur brun-jaunâtre (picotite ?). Ces spinelles sont transformées, le plus souvent, en magnétite;

- d'un point de vue déformationnel nous remarquons que les produits serpentiniteux disposés en couronne autour des reliques de pyroxène sont légèrement déformés.

3. Zone de Manzanillo

Dans la partie la plus septentrionale de la péninsule de Paraguachoa, sur le bord oriental de la baie de Manzanillo, il existe des lambeaux métriques de clinopyroxénolites très serpentinitisés (échantillon et lames MAR 154 - MAR 184).

Ces lambeaux sont associés à des bandes de serpentinite riche en asbeste et des lentilles métriques de méta-gabbros blanchâtres (lame et échantillon MAR 185). Cartographiquement, ces roches constituent une bande de 2 à 20 mètres de large, sur plusieurs hectomètres (zone de cisaillement de Manzanillo définie par Maresch, (1973)).

4. Les lentilles de serpentinite des zones septentrionales de Paraguachoa

Nous notons la présence de gerbes d'actinotes dans de nombreuses lentilles serpentiniteuses. Ces amphiboles, centimétriques, disposées généralement en éventail, constituent des amas de taille parfois importante (40 cm de diamètre). Ces derniers se localisent fréquemment dans des contacts tectoniques, associés dans la majorité des cas, aux amandes ultrabasiques (soit au niveau du contact de Bahia de Plata, soit dans des contacts de moindre importance, comme au nord du village de Santa Ana, dans les écaillés de la première unité allochtone). Ces gerbes d'actinote se remarquent également dans des zones de coulissage (à l'ouest du village de Manzanillo ou au nord de Cabo Negro, dans le "shear zone" de Manzanillo).

Avant de conclure sur ces lithofaciès ultrabasiques de Paraguachoa, nous rappellerons deux observations :

- la première, réalisée par Maresch, (1973, p. 35) : "Dans un échantillon VM-9, dans une roche constituée essentiellement d'olivine (85 %), de clinopyroxène (2 Vz = 50° - 5 à 10 %), cet auteur souligne la présence de quelques grains d'orthopyroxène (2Vx = 85 %);

- la seconde, effectuée sur le flanc oriental du Cerro Matasiete, par P. Guillet et M. Cannat (1983, p. 137) :

"La composition minéralogique originelle de la périclotite est celle d'une harzburgite (80 à 85 % d'olivine, 10 à 15 % d'orthopyroxène, 0,5 à 1 % de spinelle. La microstructure porphyroclastique à gros grain témoigne d'une déformation de haute température. Les orientations préférentielles de l'olivine montrent l'activité dominante du système de glissement (0 k 1) (100), caractéristique d'une déformation plastique dans le manteau asténosphérique (T > 1 000°C)".

Ceci montre qu'il existe des témoins de roches harzburgitiques dans la séquence ultrabasique de la méta-ophiolite.

I.b. La séquence basique

Cette séquence comprend des métagabbros, des amphibolites, des

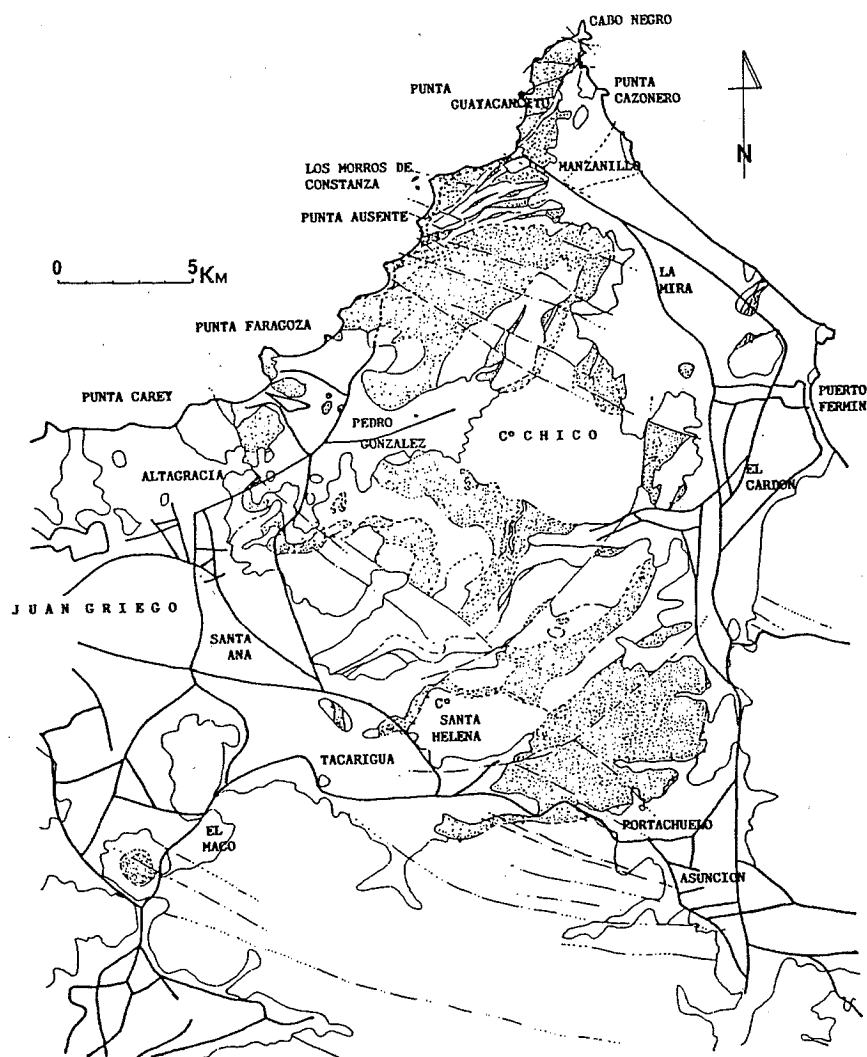


Fig.28: Localisation des principaux affleurements de roches basiques (métagabbros, amphibolites, écloğites) dans les secteurs septentrionaux de la péninsule de PARAGUACHOA. (d'après MARESCH, 1973 modifié)
Ubicación de los principales afloramientos de rocas básicas (metagabbros, amphibolitas, eclogitas) en los sectores septentrionales de la península de PARAGUACHOA. (tomado de MARESH, 1973 modificado)

amphibolites à grenat, des écloğites à amphiboles et de véritables écloğites biminérales (pyroxène-grenat) au niveau de Paraguachoa (Fig. 28).

a. Les métagabbros:

Nous retiendrons trois sites pour illustrer les métagabbros. Le premier se situe au niveau du Morro El Palmar, au sud-est de la ville de Porlamar. Le second affleurement se localise à Playa El Agua, au nord du village de Puerto Fermin et le troisième sur la façade occidentale du Cerro Santa Elena, au nord du village de Tacarigua. ces deux derniers affleurements se positionneraient, sur la carte de W. Maresch (1973) dans la zone métamorphique I (JTRI).

Nous décrivons séparément chacun de ces lithofaciès à affinité gabbroïque. La localisation de l'échantillon sera indiquée sur les coupes qui figurent dans le deuxième paragraphe de ce chapitre.

1. Les métagabbros du Morro El Palmar

Ils affleurent en une large bande d'environ 100 mètres d'épaisseur sur 500 mètres de longueur, coïncés entre des serpentinites au Nord et des métasédiments (chlorito-schistes et marbres finement lités) au Sud.

Ces métagabbros appartiennent au flanc inverse d'une structure anticlinale couchée et hectométrique, dont le coeur est composé de roches ultrabasiqes. Les métasédiments reposant sur la masse métagabbroïque, constituent la retombée méridionale de cet anticlinal (cf. paragraphe I, ce chapitre, p.

Le faciès, le plus communément observé, se caractérise, d'une part, par sa structure grenue et, d'autre part, par sa couleur blanchâtre tachetée d'amandes verdâtres. Les échantillons récoltés, proches des métasédiments, (MAR 12 et 5) présentent, macroscopiquement une importante déformation accompagnée de cisaillements. L'échantillon MAR 5 se différencie de l'échantillon MAR 12, plus massif, par la présence, au sein de la roche, de bandes blanchâtres, probablement feldspathiques, sinueuses et de contours diffus.

- Microscopiquement (lames MAR 12a et b) ce métagabbro présente une texture protomylonitique. Au sein d'une trame, peu importante, composée essentiellement de néoplagioclases et de zoïsite, nous observons différents types de minéraux reliques:
 - 1 - des plagioclases, qui atteignent une taille supérieure au millimètre, présentant des macles "mécaniques", sont cisailés et damouritisés. A partir de ces plagioclases, supposés d'origine magmatique, se développent des agrégats constitués de plagioclases (5 à 65 μ), à joints tantôt festonnés, tantôt polygonaux (texture de recuit ?) et de fines baguettes d'actinotes (Pl.3, Pt. 4-5).
 - 2 - des pyroxènes millimétriques s'effilochent à la faveur de micro cisaillements. Ils présentent un clivage supplémentaire qui permet de les définir comme des pyroxènes de type diallage (Pl.3, Pt.6).
 Sur ces diallages se développent tantôt de la bastite; tantôt des amphiboles. Nous notons, associés à ces amphiboles de pseudomorphose, des amas d'épidote, de la calcite et de petites chlorites (50 à 50 μ) avec des teintes de polarisation souvent kaki. Nous retrouvons dans ces lames, éparpillés, de petits lambeaux de pyroxènes magmatiques et leur amphibole de rétro-morphose.

. Nous pensons que les plagioclases et les diallages représentent des vestiges de la paragenèse magmatique; les amphiboles et la bastite témoigneraient des premiers stades (diastériques ?) de déstabilisation des ferro magnésiens. Les chlorites, micas incolores, zoïsi-

tes, actinotes, néoplagioclases sont contemporains du métamorphisme dynamo-thermique.

Au sein de la masse métagabbroïque foliée nous avons trouvé une lentille de 1 mètre de longueur sur une vingtaine de centimètres de largeur, composée d'amphiboles millimétriques baignant dans une "pâte" microcristalline blanchâtre. (échantillon et lame MAR 1)

- L'étude microscopique révèle que les phénocristaux d'amphibole sont déformés et alignés dans une pâte fine crypto-cristalline riche en séricite orientée, épidotes et (leucoxène ?); localement des amas de formes géométriques, truffées de grains d'épidote, évoquent des fantômes de plagioclases.

Les grandes amphiboles millimétriques, initialement automorphes présentent des marques très nettes de déformation : glissement intra-cristallin, torsions des plans de macles et bandes de pliage.

Cette roche représenterait un filon de type lamprophyre (spessartite ?), actuellement extrêmement déformé:

. Nous adjoignons à la séquence basique observable au niveau du Morro El Palmar des méta-pegmatites anciennement intrusives dans les péridotites et actuellement cisailées et étirées dans la masse serpentineuse.

. Ces roches se différencient aisément des serpentinites, d'une part, par leur teintes blanchâtres mouchetées de vert et, d'autre part, par leur texture pegmatitique.

. Ces niveaux sont observables sur le rebord oriental du Morro El Palmar, dans les falaises longeant la route de l'embarcadère des ferries, où ils furent interprétés comme des albitites par P. Moticka (A. Bellizzia, (comm. pers., 1984). Nous retrouvons ces lentilles blanchâtres sur le flanc septentrional du Morro, isolées au sein des serpentinites, ou au contact entre les masses métagabbroïques et serpentineuses (

- L'observation microscopique (lame MAR 10) de ces métagabbroïdes révèle qu'au sein d'une trame micro granoblastique existent des amandes monominérales d'amphiboles. Aucune relique de plagioclase n'est reconnaissable. Le fond leucocrate de cette roche est très recristallisé en un agrégat microcristallin et très hétérogranulaire de quartz - et néoplagioclases. La taille des cristaux ne dépasse pas 15 µ et leurs joints sont lobés à festonnés. Dans cette mésostase quartzo-néo plagioclasi-que nous notons, de façon dispersée, de petites actinotes (30 à 40 µ), de la séricite en grande quantité et quelques plages de calcite. Par endroits, au sein de cette trame, les actinotes se concentrent de façon radiaire et forment ainsi des petites alvéoles plus biréfringentes.

Les plages verdâtres apparaissant sur échantillon macroscopique sont composées d'innombrables actinotes associées à quelques granules de calcite. Les actinotes ont un aspect très déchiqueté et, lorsque leur organisation apparaît moins chaotique, ces dernières sont fréquemment crénelées à kinkées.

. Malgré la totale transformation des minéraux initiaux (probables plagioclases, pyroxènes et amphiboles) en un assemblage métamorphique néoformé, nous interprétons ces lithofaciès comme d'anciennes pegmatites intrusives dans d'anciens niveaux péridotitiques. Nous pensons que ces roches appartiennent au complexe gabbroïque observé au Morro El Palmar.

N.B. - Nous avons également observé ces lithofaciès très particuliers dans la zone septentrionale de la péninsule de Macanao. Ces méta-pegmatites, associées à des lambeaux de serpentinites, jalonnent un contact tectonique entre les séries métagabbroïques volcanosédimentaires de couleur verdâtre et l'unité graphitique à blocs d'élogite et d'amphibolite à grenat. A cet égard si les pegmatites décrites par les étudiants de l'U.C.V. (travaux synthétisés par M. Vignali, 1979) étaient en réalité des faciès similaires à ceux observés au nord de la péninsule de Macanao et sur le Morro El Palmar à Paraguachoa. Nous serions pour l'interprétation

structurale de la partie méridionale de Macanao, amené à considérer ces masses, associées à des serpentinites, comme des unités allochtones.

2. Les métagabbros de Playa El Agua

. Ces métagabbros affleurent sur une vingtaine de mètres de longueur (cf. Fig. 36, p.105). Ils apparaissent, à première vue, compacts et de teintes blanchâtres. Cependant un examen plus attentif de ces lithofaciès permet de noter l'existence de passées chloriteuses millimétriques au sein de cette masse métagabbroïque intensément déformée. (Pl.3 Ph.7)

. Macroscopiquement, sur échantillon scié (MAR 307), ces métagabbros sont composés d'un fond feldspathique sur lequel se différencient des amphiboles millimétriques de couleur verte, cisailées et bien alignées.

- En lame mince (lame MAR 307) ces métagabbros présentent, dans une trame à texture grano-lépidoblastique, des reliques de ferro magnésiens (

*. La mésostase est composée de néoplagioclases hétérogranulaires, à joints polygonaux (texture de recuit ?) d'un peu de quartz à extinction roulante), de fines baguettes d'actinote et de phyllites. Parmi ces phyllites qui soulignent la foliation nous différencions des chlorites et des micas blancs. Les chlorites, de teintes cuivrées à kaki en LP (talc-chlorites?) se développent, pour la majorité d'entre elles, sur les reliques ferromagnésiens, parfois de façon statique. Elles peuvent atteindre une longueur de 800 µ à 850 µ. Dans les feuillets de ces (talc ?) chlorites (diabane-prochlorite) s'observent quelques pennines - Les micas blancs (muscovite ou phengite) ont une taille qui varie de 350 µ à 600 µ. Certains d'entre eux présentent une extinction roulante.

*. Au sein des ferromagnésiens, à caractère relictuel, deux minéraux se différencient. Un minéral, d'aspect noirâtre en lumière naturelle, présente les caractéristiques les plus anciennes. Sur celui-ci se développent des amphiboles vertes à vert-bleuté (en L N), atteignant 1,2 mm de longueur. Ces deux minéraux sont cisailés et réalignés dans la foliation. (Pl.3 Ph.8)

*. Quelques granules de sphène ainsi que des produits cryptocristallins composés principalement d'épidote et de calcite complètent cet inventaire minéralogique.

. Par rapport aux métagabbros du Morro El Palmar, nous notons, là encore, la présence de minéraux reliques; mais nous soulignons la disparition des plagioclases initiaux. Ici le changement textural est beaucoup plus marqué, dû, très probablement, à une déformation plus ductile. La foliation de ces métagabbros s'est développée dans un climat métamorphique, du type faciès schistes verts. Le minéral à pigmentation noirâtre en lumière naturelle pourrait correspondre, soit à un ancien pyroxène, soit à une amphibole d'ouralitisation héritée d'une phase deutérique précoce. Les amphiboles, vertes à vert-bleuté, représenteraient, à titre d'hypothèse un stade dynamo-métamorphique ancien.

3. Les métagabbros - orthoamphibolites et orthoprasinites du Cerro Santa Elena

. Les métagabbros, les orthoamphibolites et orthoprasinites du Cerro Santa Elena affleurent, au total, sur une centaine de mètres le long d'un sentier, sur la façade occidentale de ce Cerro. Les mauvaises conditions d'affleurements (altération et végétation) ne permettent pas d'effectuer une coupe continue de plus de trois mètres de longueur. Cependant, à l'échelle de l'affleurement nous remarquons des lambeaux de flaser gabbros associés à des amphibolites puis des amphibolites finement litées avec des passées de roches verdâtres piquetées d'ocelles blanchâtres (prasinites*), concordantes avec la foliation des métagabbros.

N.B. - Les prasinites : ce terme fut utilisé pour la première fois par Kalkowski en 1886 (in Jeanneau, 1966, page 20). Nous devons à Novarese C. (1893 in Lagabriele Y., 1982) la première nomenclature des prasinites, fondée sur l'abondance relative des espèces minérales constituant ces roches. L'albite, la chlorite, l'épidote et les amphiboles vertes (actinotes) ou bleues (glaucophanes) sont les constituants essentiels des multiples variétés des roches prasinitiques des Alpes occidentales.

Douze lames minces ont été effectuées dans ce complexe; nous décrivons ici seulement trois d'entre elles, illustrant le passage métagabbro-prasinite.

3a. Le flasergabbro (échantillon MAR 278)

Sur échantillon scié cette roche se présente comme un flasergabbro typique, avec ses flammèches verdâtres aplaties et cisailées, se détachant d'un fond blanchâtre.

- La lame mince (MAR 278) montre des reliques de grands cristaux d'amphibole (0,2 à 0,3 cm) dispersés dans une trame à texture granonématoblastique.
- * La trame est composée, essentiellement, de néoplagioclases à joints parfois polygonaux; d'un peu de quartz, de baguettes d'actinote, de granules de clinozoisite très abondantes, de chlorites. La foliation est soulignée en L N par les chlorites et l'alignement des granules de clinozoisite.
- Les chlorites se concentrent dans la foliation. Elles se disposent de façon flexueuse autour des amandes d'amphiboles ou autour des amas de clinozoisite. Nous différencions deux types de chlorites (des chlorites incolores en L N et aux teintes de polarisation vert-culvré à kaki et des pennines).
- * Les amphiboles, à caractère relictuel, de type hornblende verte, sont transportées dans la foliation. Elles sont enveloppées et transformées en chlorites et en petites actinotes (150 à 200 μ). Sur ces ferromagnésiens reliques nous notons, disposés en échelons, des micas blancs de petites dimensions (inférieures à 170 μ). Nous n'observons plus de fantômes identifiables de plagioclases magmatiques.
- * Des granules de sphène (300 μ) s'alignent dans le plan de foliation.

Comparé à la lame MAR 307, étudiée précédemment, ce flasergabbro présente une granulation plus fine et plus importante. Le caractère porphyroblastique des amphiboles reliques y est nettement moins accentué.

3b. Les orthoamphibolites

Nous notons, sur moins de 1 mètre, le passage du flasergabbro à des amphibolites. Ces dernières sont généralement à grain grossier et présentent quelques passées millimétriques blanchâtres, feldspathiques. Sur d'autres affleurements nous observons la transition d'amphibolites à grain grossier à des amphibolites finement litées, de granulométrie fine et sans lits feldspathiques identifiables à l'œil nu.

La lame décrite ici, fut effectuée dans une amphibolite présentant encore quelques traînées feldspathiques d'épaisseur millimétrique (échantillon MAR 270).

- Au microscope optique cette amphibolite (lame MAR 270) présente une texture granonématoblastique. La roche apparaît remarquablement litée. (Pl.4 Ph.1)
- Les lits leucocrates sont composés de néoplagioclases. Ces derniers n'atteignent pas fréquemment plus de 80 μ de longueur. Leurs joints sont festonnés. Ces plagioclases ont toutefois la particularité de se disposer en plaquettes dans la foliation.
- Les lits mésocrates sont constitués d'amphibole du type hornblende-actinote. La longueur de ces minéraux est de l'ordre de 500 à 600 μ . La régularité de ce litage est perturbée par des granules de clinozoisite, de 400 μ de diamètre en moyenne.

Dans l'ombre de pression de ces objets se développent des chlorites. Ces phyllites se localisent également dans les lits d'amphibole et forment, parfois, de véritables lits chloriteux. Nous notons la présence de petits grenats de 200 μ de diamètre dans ce litage. A de rares endroits, dans les amas chloriteux, quelques albites percent les feuillets des phyllites. De nombreux granules de sphène (30 μ) soulignent la foliation en lumière naturelle.

Avant de conclure sur ces amphibolites, notons qu'il existe, sur cette coupe, des lithofaciès similaires, chez lesquels le néoplagioclase présente un caractère plus poeciloblastique (Lame MAR 271). En outre ces roches contiennent un mica de couleur jaune à incolore en L N, associé tantôt aux albites tantôt aux clinozoisites et qui se développe de façon statique (Lame MAR 267).

Le passage du flasergabbro à une orthoamphibolite se caractérise, d'une part par la disparition progressive des niveaux feldspathiques et, d'autre part, par une diminution importante du grain de la roche.

Il apparaît, au niveau des échantillons et lames étudiés que la transformation d'une masse grenue gabbroïque à métagabbroïque en amphibolites a commencé dans des faciès métamorphiques du type faciès amphibolite (hornblende - grenat - (clinozoisite?)) - et s'est poursuivie dans le faciès schistes verts. Il semblerait, au vu du caractère poeciloblastique des albites que le dernier stade d'évolution de ces roches corresponde à un épisode exclusivement thermique.

3c. Les orthoprasinites

Associées à des amphibolites à grain fin et finement litées, nous observons des passées centimétriques plus riches en chlorite et où se développent de nombreuses ocelles blanchâtres millimétriques disposées de façon diffuse.

Ces roches, que nous avons nommées prasinites, sont beaucoup plus altérables que les amphibolites de par leur contenu important en minéraux phylliteux (échantillon MAR 273).

- L'observation microscopique d'une lame, issue de ces prasinites révèle une texture granolépido-blastique à ocelles poeciloblastiques d'albite.

Les albites sont facilement reconnaissables en L N, car elles constituent des plages incolores dans la trame, de plus fort relief et de couleur verdâtre. Ces poeciloblastes albitiques se sont développés en englobant des granules de sphène, d'épidote et de clinozoisite. La "schistosité" interne de ces albites est en continuité avec celle de la trame. En lumière polarisée ces albites sont fréquemment maclées. Le fond verdâtre est constitué d'amphiboles (actinotes), de clinozoisite, d'épidote, de chlorite et de rares néoplagioclases. (Pl.4 Ph.2)

Bien que pseudomorphosés en chlorite et calcite, des reliques de grenats sont encore identifiables dans la trame. Ils sont trabéculés dans les plages albitiques. A la limite des albites et de la trame, ces grenats présentent des facettes du côté des néoplagioclases. L'ensemble de ces minéraux (albites, actinotes, chlorites) matérialisent une foliation qui est tardivement crénulée.

Ces prasinites, orthodérivées, sont les témoins d'une ultime manifestation thermique.

3d. Synthèse des observations effectuées sur les métagabbros, les orthoamphibolites et orthoprasinites du Cerro Santa Elena

* Ces observations illustrent clairement la transformation progressive d'une roche grenue gabbroïque en amphibolites puis en prasinites.

. Ce passage métagabbro en orthoprasinite, marqué par un stade amphibolite intermédiaire, observé dans ce secteur implique deux faits importants :

- Cette transformation peut s'arrêter au stade d'orthoamphibolite dans les secteurs les plus septentrionaux de la péninsule de Paraguachoa, à gradient de métamorphisme plus élevé;
- elle peut, au contraire, se poursuivre en régime rétrograde jusqu'aux prasinites dans les autres secteurs.

* Les métagabbros de Playa El Agua présentent des reliques probables d'amphiboles néées, à titre d'hypothèse, d'un stade deutérique ancien; ce qui confirmerait les observations de Maresch (in Beets *et al.*, 1984).

b. Les éclogites et les amphibolites

"Toutes les amphibolites ont comme constituants majeurs plagioclase et hornblende, ces derniers peuvent constituer 95 % de la roche". (Winkler, 1976).

. Sous cette simple définition, une très grande partie des roches basiques affleurant à Paraguachoa, fut regroupée par Taylor (1960) sous l'appellation espagnole de "Las anfíbolitas de Paraguachoa".

. Bien que ce regroupement soit logique, il existe de nombreuses variantes dans cet assemblage. Ainsi au niveau de Paraguachoa, particulièrement dans les zones septentrionales, affleurent quelques lentilles à faciès éclogitique au sein d'énormes masses d'amphibolites à grenat.

. Dans cette approche lithostratigraphique nous décrirons, le long d'un profil nord-sud, quelques unes de ces roches après avoir présenté leur mode d'affleurement et leur contexte structural. L'objectif de ces descriptions est de souligner la croissance du Sud vers le Nord des degrés de métamorphisme, déjà notée par Maresch (1973). Nous devons à cet auteur, en plus d'une excellente carte géologique de ce secteur septentrional de Margarita orientale, une localisation précise des différentes associations minéralogiques dans cette zone fort complexe (Fig.29.A). Comme Maresch, (*op.cit.*) nous soulignerons cette polarité et nous tenterons en plus, d'une part, de fournir un cadre structural à nos descriptions, et, d'autre part, de proposer une origine pour ces roches quand cela sera possible. En complément à cette première description en lames minces nous détaillerons dans la seconde partie de cette thèse, la pétrographie de ces roches à l'aide de données minéralogiques et chimiques issues de moyens plus sophistiqués (microsonde électronique, spectromètre d'absorption atomique).

LE PROFIL PETROGRAPHIQUE SUD-NORD

Il s'étend de la zone de Portachuelo au Sud jusqu'à la zone de Manzanillo au Nord de la péninsule de Paraguachoa. Nous y étudierons des roches situées, au niveau de Portachuelo (MAR 326 - MAR 327) des métapyroxénites localisées sur le flanc septentrional du Cerro Las Guacharacas (ou Cerro Chico) (MAR 222-223-225); une série d'échantillons récoltés dans les secteurs les plus septentrionaux de cette péninsule (MAR 176-178 - Mar 36-37 - MAR 170 - MAR 152 - MAR 183) et un lithofaciès, de haut degré de métamorphisme, affleurant le long de la route reliant la ville de San Juan Bautista au village de El Maco (MAR 324) (Fig.29.B).

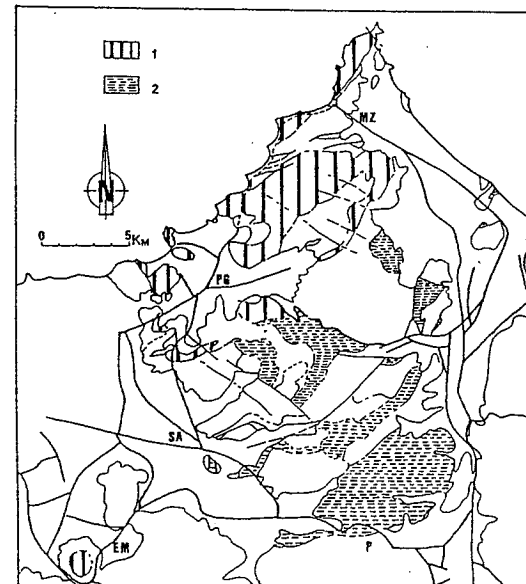


Fig.29A: Carte schématique de répartition des différents lithofaciès métamorphiques. (d'après MARESCH 1973, légèrement modifiée)

Légende:

- 1:-Gneiss à grenat-paragonite (et/ou muscovite)-épidote-albite-amphibole vert sombre à gris, de grain moyen.
-gneiss à amphibole et omphacite.
-éclogite à paragonite et/ou amphibole.
-gneiss à clinzoïsite et amphibole en bandes irrégulières.
- 2:-Gneiss à grenat, épidote, albite, amphibole vert bleu, à grain fin.
-gneiss moucheté.
-gneiss à clinzoïsite en bande irrégulière.

MZ: MANZANILLO
PG: PEDRO GONZALEZ
SA: SANTA ANA
EM: EL MACO
P: PORTACHUELO

Fig. 29A: Mapa esquemático de repartición de los diferentes litofaciés metamórficos (según MARESCH, 1973)

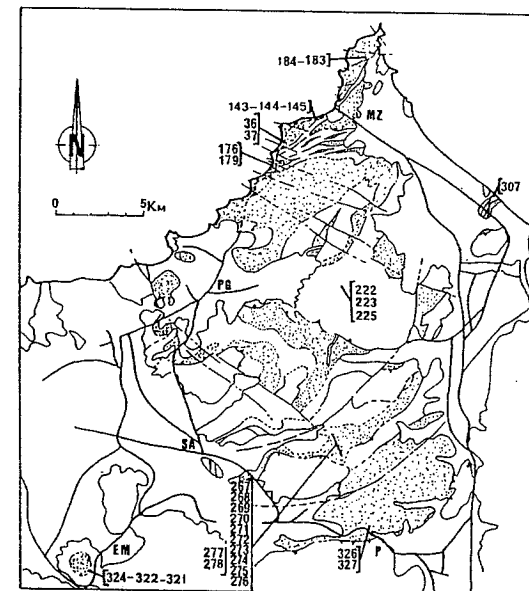


Fig.29B: Localisation des différents échantillons de la séquence basique du complexe méta-ophiolitique de PARAGUACHOA. (à l'exception des échantillons du Morro El Palmar) (d'après la carte géologique de MARESCH, 1973 modifiée)

: Ubicación de los diferentes muestras de la secuencia basica del complejo meta-ophiolítico de PARAGUACHOA. (en la zona del Morro El Palmar). (según el mapa geológico de MARESCH, 1973 modificado)

MZ: MANZANILLO
PG: PEDRO GONZALEZ
P: PORTACHUELO
SA: SANTA ANA
EM: EL MACO

1. La zone de Portachuelo

Les lithofaciès étudiés se situent à environ 200 mètres en dessous du contact de Portachuelo (nappe de La Asuncion-El Chorro, chevauchante sur la nappe de El Salado) (cf. Partie III); sur le bord septentrional de la route, joignant la vallée de La Asuncion à la vallée de Juan Griego.

A l'affleurement, ces roches (nommées amphibolites par Taylor (1960) ou gneiss amphibolitiques par Maresch (1973) sont composées de bandes centimétriques verdâtres (MAR 326) et de passées blanchâtres (MAR 327).

- Les bandes verdâtres présentent une texture et une minéralogie identiques (lame MAR 326) à celles étudiées sur l'échantillon MAR 270 (lame MAR 270 - cf. paragraphe précédent - amphibolites).
- Les bandes leucocrates (lame MAR 327) sont composées d'une trame à texture granoblastique dans laquelle nous reconnaissons quelques plagioclases à caractère relictuel.
- la trame est composée de néoplagioclases, au joints tantôt lobés, tantôt festonnés; de chlorites (120 à 150 μ de longueur) de couleur cuivrée à kaki en L.P. et des épidotes (pistachite) soit en baguettes, soit en granule. Ces deux derniers minéraux marquent la foliation en L.N.
- Les néoplagioclases (albite ?) se développent aux dépens d'anciens plagioclases. Ceux-ci sont généralement pseudomorphosés par des produits cryptocristallins, de fines lamelles de séricite et quelques actinotes aciculaires (30 μ). Ces anciens plagioclases présentent des macles mécaniques; ils sont brisés et réorientés dans la foliation qui les moule.
- Des chlorites se disposent de façon statique sur des reliques d'amphibole verte, à extinction subdroite. Ces phyllites de rétroformation constituent un "feutrage" au sein duquel il est souvent difficile de discerner les reliques d'amphibole.
- Quelques grenats limpides et subautomorphes, de petite taille (150 à 200 μ de diamètre) baignent dans la trame néoplagioclasiq.

Cette orthoamphibole rétroformosée, très riche en composés plagioclasiques (reliques ou néoformés) représente, très probablement une ancienne roche grenue, gabbro ou diorite.

2. Le flanc septentrional du Cerro Chico (ou Cerro Las Guacharacas).

Les différents échantillons récoltés dans la jungle lors de l'ascension de cette petite montagne (750 m), ne peuvent être localisés sur une coupe précise, compte tenu des conditions d'affleurement. Il s'agit de roches grenues, sombres, amphibolitiques, foliées, situées au sein et au voisinage immédiat des masses ultrabasiques (cf. séquence ultrabasique - paragraphe précédent - Ce chapitre localisation Fig.29.B).

Deux types de lithofaciès sont différenciables, selon la présence ou non de grenat. En lame mince, nous constatons l'existence de reliques. D'anciens réseaux de schiller dans les amphiboles néoformées permettent de reconnaître la nature initiale de ces roches. Ces inclusions métalliques, typiques des pyroxènes (cf. séquence ultrabasique, ce paragraphe) nous conduisent à proposer le terme de métapyroxénites pour ces roches; le terme d'amphibolite étant impropre dans la mesure où ces lithofaciès ne présentent pas de plagioclase.

a) Les métapyroxénites non grenatifères : (lames MAR 223-222).

- La trame de ces roches, hétérogranulaire, est composée d'amphiboles prismatiques et aciculaires, souvent de taille inférieure à 20 μ . Des mégacristaux de même nature, se dégagent de cette "pâte" microcristalline. Ces amphiboles millimétriques (6 à 7 mm) sont souvent brisées et présentent des extinctions subdroites. Quelques

clinozoisites (600 μ) complètent parfois (lame MAR 222) la paragenèse de ces lithofaciès. (Pl.4 Ph.3)

b) Les métapyroxénites grenatifères (lame MAR 225)

Elles se différencient aisément sur le terrain des autres roches par le pourcentage, souvent élevé, des grenats (grenatites). Ces grenats, visibles à l'oeil nu, ont une couleur rosâtre et se présentent de façon diffuse, mal cristallisés dans un fond de couleur sombre à noire.

- L'observation microscopique révèle que ces roches comportent une trame granoblastique dans laquelle baignent des prophyroblastes de grenats. La trame est composée essentiellement d'amphibole, très hétérogranulaire, d'épidote et de rares clinozoisites. Les grenats ne présentent pas de faces cristallines nettes. Leurs contours sont très irréguliers, dendritiques. Ils sont truffés d'inclusions de clinozoisite, d'épidote et d'amphibole.

Nous pensons que ces métapyroxénites se sont développées préférentiellement aux épontes de la masse boudinée d'ultrabasite. Leur genèse serait contemporaine de la mise en place des nappes méta-ophiolitiques, dans leur position actuelle.

3. La frange côtière septentrionale de la péninsule de Paraguachoa

C'est dans ce secteur qu'affleurent les roches qui présentaient les degrés de métamorphisme les plus élevés avant leur rétroformation plus ou moins accentuée.

Nous étudierons successivement des écloogites à amphiboles, des amphibolites à grenats et des amphibolites. Dans ces lithofaciès, aucune relique de la paragenèse magmatique originale n'a été observée. Une analyse plus détaillée des écloogites et de leur rétroformation sera présentée dans la seconde partie de ce mémoire; aussi, les paragenèses écloogitiques ne seront que brièvement décrites dans ce paragraphe.

3.1. Les écloogites à amphiboles

Parmi les nombreux échantillons récoltés et les lames minces effectuées, nous avons trouvé, dans quelques cas, des reliques de paragenèse écloogitique. Nous illustrerons ces roches par l'étude de deux échantillons jugés intéressants (MAR 176 - MAR 37). Ces deux lithofaciès se situent non loin de Punta Ausente, proche du village de Guayacan (Fig. 60 pour localisation). Ils se caractérisent pétrographiquement par la présence de reliques d'omphacite.

3.1.1. Etude de l'échantillon MAR 176

Cet échantillon fut prélevé en bord de plage, au Sud de Punta Ausente, sur le flanc méridional d'une antiforme dont le cœur est occupé par un mélange (cf. chapitre IV - mélange de Punta Ausente). Il appartient à une lame d'amphibolite d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, limitée au Nord par un lambeau décimétrique de serpentinite et au Sud par une bande d'orthogneiss de Guayacan.

a. Etude macroscopique

* Sur une coupe perpendiculaire au plan de foliation se différencie aisément d'un fond de couleur foncée :

- des lattes de pyroxènes de couleur vert-pâle, dépassant fréquemment 4mm de longueur;
- des micas blancs (1 à 2 mm de diamètre. Les pyroxènes sont pour l'essentiel disposés parallèlement à la foliation et constituent un pourcentage relativement élevé dans la composition minéralogique (= 30 %).

* Sur le plan de foliation nous remarquons, d'une part, l'absence d'orientation préférentielle des lattes de pyroxènes et, d'autre part, la disposition à plat des lamelles de micas blancs.

b. Etude microscopique

Deux lames furent effectuées dans cette roche, perpendiculairement au plan de foliation (lames MAR 176 A et B). (Pl. 4 Ph. 4-5)

- Dans une trame composée d'omphacite, d'amphibole vert-bleuté en LN, de micas blancs (paragonite ? phengite ?) et d'un peu de quartz, baignent des grenats. comparés aux minéraux de la lame les omphacites présentent des caractères de relique.

Les omphacites : à la faveur de microcisaillements, ces clinopyroxènes sont découpés et réorientés dans la foliation qui est soulignée par l'alignement des micas blancs et des amphiboles. Ces pyroxènes sont frangés d'une couronne réactionnelle de rétro-morphose d'aspect vermiculé, associant amphibole et néoplagioclase (albite ?). Cette symplectite constitue, en lumière naturelle, un feutrage à fort relief. Dans les fractures des pyroxènes nous observons des granules d'épidote; en outre ces omphacites semblent présenter d'anciennes inclusions de clinozoisite (ou zoisite ?). La symplectite péri-pyroxénique est d'autant plus développée qu'elle est orientée parallèlement au plan de foliation.

Les micas blancs et les amphiboles de teintes bleutées en LN sont disposés, dans la majorité des cas, de façon subparallèle entre eux. Associés à ces minéraux marqueurs de la foliation nous notons de petites plages de quartz lentiforme. Les quartz présentent des joints lobés, ont une extinction onduluse et se regroupent pour former des rubans ("platten-quartz").

Les grenats. Ils ne présentent pas une zonation évidente, mais leur cœur est truffé d'inclusions, de petite taille, de zoisite ou clinozoisite (15 μ) et de calcite (20 μ); au contraire, leur périphérie apparaît limpide, dépourvue d'impuretés. Ces inclusions dessinent une schistosité interne, tantôt de forme sigmoïde, tantôt rectiligne et, dans la majorité des cas observés, oblique à parfois perpendiculaire à la foliation de l'échantillon. Au contact avec les minéraux de la trame, le grenat ne présente pas d'auréole de rétro-morphose.

Quelques amas de leucoxène et d'opacques (rutile ?) complètent l'inventaire minéralogique de cette lame.

3.1.2. Etude de l'échantillon MAR 37

Cet échantillon a été prélevé long de la piste reliant les villages de Manzanillo et Pedro Gonzalez, au méridien de Punta Ausente. Il a été extrait d'une lame décimétrique d'amphibolite, coïncée entre deux bandes d'orthogneiss de Guayacan. L'ensemble de ces lithofaciès présente un pendage vers le Sud de 60 à 70°.

a. Etude macroscopique

Le simple examen à l'oeil nu permet de noter le caractère polyphasé de ces roches à reliques d'omphacite. Dans le litage principal de cet échantillon, souligné par des lits centimétriques, riches en amphibole, de couleur vert-foncé, nous notons que les lattes de pyroxènes de couleur vert-pâle, dessinent sur l'échantillon une ancienne surface, parfois

replissée isoclinale, entre deux plans de cette foliation régionale. Ce microplis dont la charnière est matérialisée par des amas d'omphacite, présente une schistosité de plan axial marquée par des micas blancs millimétriques. Ces micas reposent également à plat sur la foliation régionale et sont kinkés lors du plissement tardif, non métamorphe qui affecte l'ensemble de cet échantillon (Fig. 30).

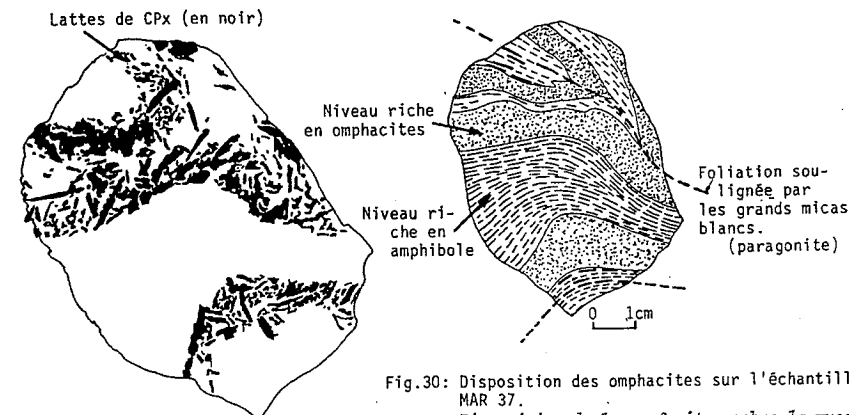


Fig.30: Disposition des omphacites sur l'échantillon MAR 37.
Disposicion de las onfacitas sobre la muestra MAR 37.

b. Etude microscopique

Trois lames minces ont été effectuées : - dans les lits riches en amphiboles, dépourvus de reliques visibles de pyroxènes (lame MAR 37-A); - dans les niveaux riches en omphacite (lame MAR 37-B); - dans le microplis à charnière dessinée par des omphacites (lame MAR 37-C)

- b.1. La lame MAR 37 A

L'étude de cette première lame mince permet de noter que ces lits dépourvus d'omphacite présentent une texture grano-nématoblastique très hétérogranulaire et sont constitués essentiellement d'amphiboles et, en moindre pourcentage, de néoplagioclases. Il s'agit d'une amphibolite.

- Les amphiboles : deux générations se distinguent :

- * une première génération est composée d'amphiboles vert-bleuté, actuellement très déchiquetées et allongées parallèlement dans la foliation. Ces premières amphiboles sodiques atteignent couramment une longueur de 500 à 600 μ.
- * une seconde génération, beaucoup plus visible dans la lame mince effectuée se caractérise par des amphiboles prismatiques de teinte vert-pâle, ne dépassant guère 300 μ de longueur et qui se développent aux dépens des amphiboles bleutées.

- Les néoplagioclases. Ils constituent de rares plages limpides, souvent diposées parallèlement à la foliation.

- b.2. La lame MAR 37-b

Dans cette lame nous observons des reliques instables d'omphacite, dispersées dans une trame grano-nématoblastique. Le fond dans lequel baignent les reliques d'omphacites, est composé des mêmes minéraux que ceux observés dans la lame précédente. Cette trame représente une amphibolite. Cependant, nous notons en plus, un pourcentage plus élevé en clinozoisite ainsi que quelques micas blancs (paragonite ?). Par endroits, dans cette trame, nous remarquons des amas vermiculaires composés de plagioclase limpide et d'amphibole. Cette symplectite traduit l'existence d'anciens clinopyroxènes.

- Les clinopyroxènes à caractère relictuel sont des omphacites (cf. Partie II). Ces anciens minéraux de la paragenèse écloogitique sont frangés d'une couronne réactionnelle (symplectite), composée de plagioclase limpide (albite ?) et d'amphibole (du type hornblende verte). Ces plages de symplectites, de rétro-morphose sont d'autant plus visibles (400 μ) lorsqu'elles se disposent parallèlement à la foliation dessinée et matérialisée par les amphiboles et les clinozoïsites de la trame. Ces omphacites sont parfois mâclées et présentent de nombreuses inclusions (zoïsite (clino ?) - micas blancs (80 μ) - amphiboles). Ils semblent parfois zonés mais cette apparence de zonation est très probablement due aux changements de teinte de polarisation consécutifs de la rétro-morphose. (Pl. 4 Ph. 6-7)

- b.3. La lame MAR 37-C

Cette lame a été réalisée dans un microplis dont la charnière est dessinée par des omphacites (cf. localisation Fig. 30).

La charnière marquant une ancienne schistosité, est composée, d'une part, d'amas d'omphacites millimétriques, souvent mâclées et déstabilisées (symplectite) et, d'autre part, de fines passées de quartz. Au voisinage de cette charnière nous observons une esquisse de schistosité de plan axiale, marquée par des micas blancs. Ces micas sont disposés parallèlement à la foliation prédominante de cet échantillon MAR 37 (voir description de l'échantillon Fig. 30). Proches des couronnes réactionnelles de déstabilisation des omphacites ces phengites ou paragonites sont fréquemment auréolés de granules de clinozoïsite. (Pl. 4 Ph. 8).

Dans la partie interne de ce micropli, composée d'une trame granoblastique à hornblende et clinozoïsite, ces micas incolores présentent des extinctions roullantes. Associés à ces minéraux, de nombreux grenats se regroupent en amas. Généralement fracturés et frangés d'un film d'oxyde, ils ne possèdent pas de zonation évidente.

3.1.3. Synthèse des observations effectuées sur les écloogites à amphiboles

Ces roches à reliques d'omphacite présentent une histoire métamorphique et tectonique complexe.

A ce stade des descriptions pétrographiques préliminaires, en l'absence de données minéralogiques précises (microsonde électronique) nous ne retiendrons que quelques points:

- * existence de reliques d'omphacite, témoins d'une histoire tectono-métamorphique précoce;
- * ces cristaux d'omphacite, parfois mâclés ont des inclusions de micas blancs, d'amphibole et de zoïsite (?);
- * les grenats, bien que ne présentant pas une zonation évidente, ont des coeurs riches en inclusions et une périphérie limpide ce qui marque une interruption de croissance;
- * existence d'amphiboles bleutées en LN apparaissant comme minéraux reliques dans la trame de ces écloogites à amphiboles;
- * présence d'une deuxième génération d'amphibole, développée, soit aux dépens des amphiboles bleutées, soit en couronne de symplectite autour des omphacites et marquent un stade de rétro-morphose hydratée;
- * les micas blancs (phengite ou paragonite) qui soulignent la foliation. Ils paraissent associés, d'un point de vue paragenétique, aux amphiboles de seconde génération;
- * un ultime stade, peu développé dans ces roches, est marqué par l'apparition de chlorite, souvent statique. Ces chlorites correspondent à un climat métamorphique épizonal.

3.2. Les amphibolites à grenats

- Ces roches composent l'essentiel des metabasites affleurant au Nord de la péninsule de Paraguachoa. Par rapport aux écloogites à amphiboles étudiées précédemment, elles se caractérisent par le développement plus accentué du métamorphisme rétrograde en conditions hydratées.

- Nous avons retenu quatre échantillons pour illustrer ces lithofaciès (échantillons MAR 36 - MAR 179 - MAR 183 - MAR 184). A l'affleurement ces amphibolites constituent des bancs métriques à décimétriques, finement laminés. Selon la présence ou l'absence de micas blancs (phengite, paragonite) disposés à plat sur le plan de foliation, nous pouvons distinguer, en première approximation deux variétés dans ces amphibolites.

3.2.1. Les amphibolites à grenat et micas blancs

Pour ces lithofaciès nous présenterons successivement des roches communément rencontrées puis des faciès particuliers associés fréquemment aux masses orthogneissiques de Guayacan.

* L'échantillon MAR 36 :

Cet échantillon se caractérise macroscopiquement, d'une part, par sa teinte verdâtre plus ou moins foncée, d'autre part par la présence de grenats millimétriques en plus de grands micas blancs plaqués sur les plans de feuilletage de cette roche.

- L'analyse pétrographique (Lame MAR 36) montre que dans une trame, à texture granoblastique, se différencient de par leur plus grande taille des micas blancs, des grenats et quelques reliques d'amphiboles bleutés.

Le fond de cette lame est composé essentiellement de néoplagioclases, généralement limpides (50 à 550 μ), d'amphiboles (hornblende ?) et des clinozoïsite en granules et en baguettes. Associés à ces minéraux nous observons de petits micas, jaunâtres en LN.

Les micas blancs marquent la foliation. Ils dépassent fréquemment une longueur de 1,5 mm et peuvent atteindre une taille de 3,5 mm.

Les grenats sont généralement auréolés de néoplagioclases. Très fracturés ils ne présentent pas de formes cristallines nettes. Rarement, dans la lame observée, ces grenats, de 1,5 à 2,5 mm de diamètre, possèdent un coeur riche en inclusions de quartz et une périphérie limpide. Cependant aucune zonation évidente n'apparaît.

Les amphiboles bleu-vert sont souvent proches des grenats et se caractérisent par leur forme déchiquetée. Il est difficile, malgré leur teintes de les différencier des amphiboles de la trame.

Quelques amas d'épidote et de produits cryptocristallins complètent la minéralogie de ces amphibolites à grenats et grands micas blancs.

* Echantillon MAR 179 :

Cette roche est associée sur le terrain à l'orthogneiss de Guayacan. Ces deux lithofaciès, constellés de grenats millimétriques, se présentent en une alternance de bandes décimétriques tantôt blanchâtres (orthogneiss) tantôt de couleur vert-foncé ("amphibolite" à grenat). La foliation parallèle à ce litage est soulignée par des micas blancs. Elle est légèrement replissée.

- L'observation microscopique (lame MAR 179) confirme que la foliation est matérialisée par des micas blancs (1 à 1,5 mm) ainsi que de nombreux prismes ou granules de clinozoïte. Dans une trame granolépido-blastique, très hétérogranulaire, baignent des poeciloblastes d'albite, des amphiboles bleutées et des grenats millimétriques.

La trame, nettement orientée est composée d'agrégats disposés parfois en bandes, de plagioclase limpide (albite ?), de quartz à extinction roulante et de micas blancs. Quelques amas de calcite se discernent dans ce fond essentiellement plagioclasi-que. Parfois la calcite est constellée de nombreux pigments gris (ankérite ?).

Les micas blancs, aux clivages légèrement ployés, sont parfois associés à des chlorites. Ils semblent déstabilisés car dans leurs feuilletés nous notons des lamelles et des fuseaux de produit d'exsudation. Ces micas incolores (phengite ou paragonite) se disposent localement en arc polygonaux (sur une ancienne foliation remplissée ?).

Les grands cristaux d'albite, à caractère poeciloblastique sont truffés d'inclusions, de petits prismes de clinzoisite-épidote et de batonnets de sphène. Ces inclusions sont en continuité avec la schistosité cristallophyllienne externe. Ces albites englobent également des reliques d'amphiboles bleutées et, localement, des macles polysynthétiques y sont observables.

Les amphiboles, bien que subautomorphes, présentent un caractère relictuel. Un pléochroïsme y est observable (Ng bleu, bleu-vert - Np jaunâtre à verdâtre). Ces ferromagnésiens sont remplacés, en partie, par de la chlorite (kaki en LP) qui se développe préférentiellement en bandes parallèles aux clivages.

Les grenats sont particulièrement bien automorphes dans les bandes quartzo-néoplagioclasiques. Ils atteignent généralement, dans ces niveaux, un diamètre de 800 μ . Ils possèdent de nombreuses inclusions, essentiellement de quartz (40 à 50 μ). Leur périphérie est limpide et leur coeur présente des inclusions de formes sigmoïdes ou annulaires. Au voisinage des micas blancs ces grenats atteignent une taille supérieure (1,5 mm) mais ne possèdent plus de formes cristallines nettes. Leurs inclusions se disposent généralement de façon linéaire et en continuité avec la foliation de la trame.

Cette roche, riche en amphibole, présente un très fort pourcentage en minéraux calciques. Elle pourrait représenter d'anciens complexes basiques (gabbro-dioritiques?) constituant l'encaissant des lames orthogneissiques quelle que soit leur origine, leur composition minéralogique très complexe témoigne d'une histoire métamorphique polyphasée. Nous y reconnaissons des témoins d'un stade d'évolution ancien, grenats, amphiboles bleutées, typiques de la mésozone. Les micas blancs représenteraient un stade intermédiaire précédant la rétro-morphose de ces minéraux dans le faciès schistes verts marqué par les albites, les chlorites et la calcite.

3.2.2. Les amphibolites à grenats sans micas blancs (échantillons MAR 183 - MAR 184)

Ces échantillons ont été prélevés au Nord Est du village de Manzanillo (voir carte de localisation Fig. 29.B). Ils présentent un fort pourcentage de chlorite aucun mica blanc de grande taille n'est observable.

- L'étude en lame mince de ces amphibolites (lames MAR 183 - MAR 184) révèle une texture granomatoblastique. La trame est composée de très nombreux granules d'épidote et de clinzoisite dont la taille moyenne est de l'ordre de 100 μ . Au sein de ce fond d'épidotes baignent de nombreux grenats très chloritisés et craquelés, assez pauvres en inclusions quartzieuses. Quelques reliques chloritisées d'amphibole bleutée, d'aspect déshiqueté et de rares plages plagioclasiques sont encore observables. Les amphiboles, de 400 à 500 μ , sont rétro-morphosées principalement en pennines; tandis que les rares plages plagioclasiques sont entourées par des granules d'épidote, de la chlorite et de petites plages de calcite. Nous remarquons, dans certaines de ces plages des traces de macles polysynthétiques et de nombreuses macles mécaniques (Pl. 5 Ph. 1)

Ces lames montrent une importante rétro-morphose de minéraux, caractéristiques d'un climat mésozonal, en une paragenèse typique du faciès schistes verts.

3.3. Les amphibolites (orthoprasinites)

3.3.1. Les amphibolites à fantômes d'omphacite (échantillon MAR 145)

Macroscopiquement ces roches présentent un grain légèrement plus grossier que les autres amphibolites.

- L'étude microscopique (lame MAR 145) révèle une texture granomatoblastique. La trame de la roche est composée essentiellement d'amphibole et de gros grains de clinzoisite; quelques granules d'épidote, de sphène (ou leucoxène), de mica jaunes de très petite taille ($\approx 40 \mu$) (phlogopite ?) constituent les minéraux accessoires.

Au sein de cette trame se différencient des amas, composés de vermicule d'amphibole et de plagioclases limpides (albite ?) rappelant les symplectites observées autour des omphacites rétro-morphosées, dans les élogites à amphiboles (cf. lame MAR 37-B). La disposition particulière des amphiboles de cette probable couronne réactionnelle soulignerait l'obliquité des omphacites vis-à-vis de la foliation prédominante (cf. lame MAR 176 et échantillon MAR 176) (Pl. 5 Ph. 2)

L'absence de grands micas blancs est ici à souligner ainsi que le très faible pourcentage de plagioclases.

3.3.2. Les amphibolites sensu stricto et les orthoprasinites

Les amphibolites sensu stricto sont composées d'amphiboles et de plagioclases et ne présentent généralement pas de micas blancs. Elles constituent, sur le terrain, des bandes centimétriques à décimétriques de couleur verdâtre, plissées isoclinalement (Pl. 5 Ph. 3)

Ces amphibolites sont parfois associés à des niveaux orthoprasinitiques. Nous illustrerons cette association à l'aide de deux échantillons, prélevés dans la zone de Manzanillo, à 300 m à l'Ouest du village en bord de plage (localisation des échantillons MAR 143 et MAR 144 sur la Fig. 29.B).

Ces roches constituent ici une alternance de niveaux vert clair (orthoprasinite) et vert foncé (amphibolite). L'ensemble est remplissé en plis droits. Ces lithofaciès appartiennent à un copeau hectométrique coïncé dans une zone de décrochement. Ils constitueraient le flanc oriental, tectonisé de l'anticlinorium de nappes de Paraguachoa qui s'ennoie faiblement vers le N.E.

* Les bandes d'amphibolite de couleur vert foncé

- Elles présentent, en lame mince (échantillon et lame MAR 144) une texture granomatoblastique. L'orientation préférentielle des minéraux est soulignée par le parallélisme des prismes d'amphiboles (hornblende) et des granules allongées de clinzoisite. En lumière polarisée ces amphiboles apparaissent dilacérées et rétro-morphosées en chlorites (prochlorite + pennine), en calcite et en épidote (pistachite ?). L'essentiel de cette roche (70 %) est constitué par une trame plagioclasique. Ces plagioclases, très hétérogranulaires ont des joints tantôt lobés, tantôt festonnés. Des films d'oxydes (goéthite - lepidocrocite ?) s'observent également.

* Les niveaux de couleur vert clair (orthoprasinites)

- Ces roches présentent une association minéralogique identique (lame MAR 143) à celle de la lame précédente. Cependant, le pourcentage respectif de chacun des minéraux est très différent.

Nous observons un litage dû à l'alternance de niveaux de 2 à 1,5 mm riches en épidote, d'une part, et en albite, d'autre part.

Associés aux épidotes nous notons des chlorites, de la calcite en granule et en petites plages de 150 μ de longueur, de petites actinotes (65 μ) ainsi que quelques reliques d'amphibole de plus grande taille.

Les lits néoplagioclasiques sont constitués d'albites poeciloblastiques et en moindre pourcentage des minéraux précédemment cités. Ces albites sont riches en inclusions d'épidote (clinzoïsite) et atteignent fréquemment une taille de 400 μ .

Quelques granules de sphène (et/ou leucoxène) frangés d'agrégat cryptocristallin d'épidote et de calcite ainsi que quelques liserés d'oxyde complètent cet inventaire minéralogique.

* Conclusion sur les amphibolites et les orthoprasinites

Nous notons dans ces roches un développement accru des minéraux de rétomorphose caractéristiques du faciès schistes verts. Les cisaillements accompagnant la création du plan de foliation en climat mésozonal, seraient encore actifs durant cet épisode métamorphique épizonal. Le caractère poeciloblastique des albites dans les orthoprasinites indiquerait un stade final uniquement thermique, non accompagné de régime cisailant.

La reprise de ces niveaux en plis droits traduit une compression tardive qui semble être accompagnée, au niveau de Manzanillo, par des décrochements (voir Partie II. Etude tectonique).

4. Le secteur du Cerro El Maco

Le long de la route traversant le Cerro El Maco, affleurent des roches métasédimentaires (Groupe Juan Griego) surmontées tectoniquement par des metabasites (Fig. 31). Ces dernières comportent, en particulier, des blocs métriques d'éclogite *sensu stricto*.

Sur échantillon scié, ce lithofaciès apparaît composé uniquement de minéraux de couleur vert pâle et de grenats millimétriques.

- L'analyse microscopique (lames MAR 324 - MAR 324 A-B-C-D-E) révèle que cette roche, à deux constituants minéralogiques, répond à la définition d'une véritable éclogite.

La mésostase, verdâtre, est composée, essentiellement, de pyroxènes à extinction oblique à subdroite (du type omphacite, cf. Partie II). Ces pyroxènes atteignent une longueur souvent comprise entre 1 et 2 millimètres. Ils se disposent presque tous de façon subparallèle, définissant ainsi un plan de foliation. Ces omphacites sont remplacés à leur périphérie par une frange, composée d'amphibole et de plagioclase. Cette transformation rétrograde se traduit également par des teintes de polarisation de plus en plus atténuées en allant vers la périphérie. Ce réajustement thermique, marqué par le développement d'une couronne réactionnelle, de 30 μ de largeur, de symplectite (amphibole + albite ?) est bien visible sur la lame MAR 324D. Nous notons en plus dans cette trame, un peu de calcite et de l'épidote (pistachite) (lame MAR 324D), ainsi que quelques granules de leucoxène et parfois de rutile, frangés d'une auréole cryptocristalline. (Pl.5 Ph.4-5)

Les grenats ont un diamètre moyen de 2 à 3 mm. Ils sont zonés. Une couronne limpide se différencie d'un cœur riche en inclusions. Ces inclusions (quartz, particulièrement, et amphiboles bleues) dessinent une ancienne foliation qui n'est pas parallèle à l'alignement des omphacites de la mésostase. Entre le cœur, truffé d'inclusions, et cette couronne limpide il existe, dans la majorité des grenats, des différentes lames minces étudiées - une auréole composée essentiellement d'amphiboles de couleur bleue à bleu-vert en lumière naturelle. Ces amphiboles sodiques présentent une extinction subdroite à droite. Leur tailles varient entre 170 et 200 μ . La lame MAR 324 E présente la particularité de posséder des grenats en atoll au cœur desquels nous observons, soit des clinopyroxènes, soit une association de clinopyroxènes et d'opaqes.

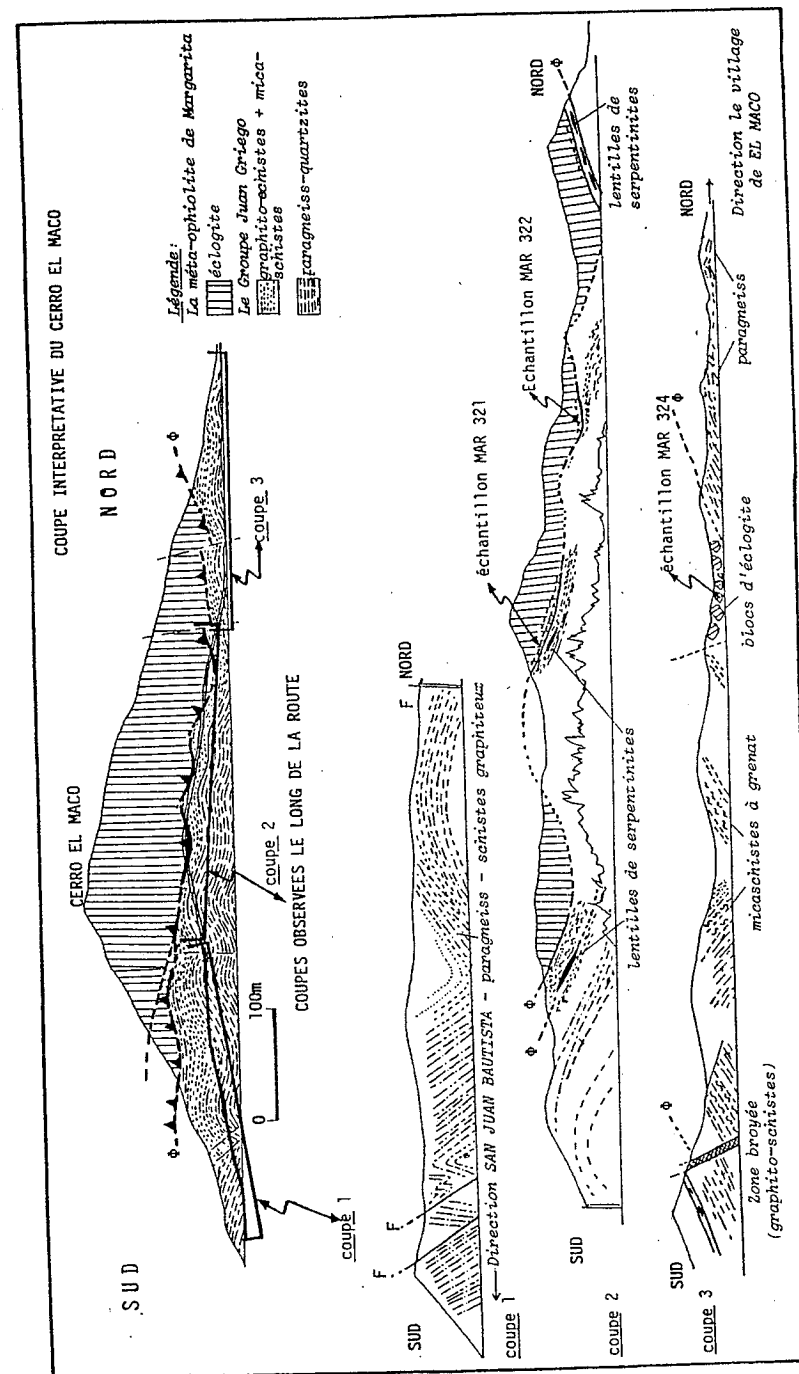


Fig. 31: Coupe le long de la route allant de San Juan Bautista vers El Maco.
: Corte a lo largo de la carretera desde San Juan Bautista hasta El Maco.

Ce lithofaciès, d'affinité éclogitique, porte la marque d'au moins trois phases de réajustement thermique. Les deux premières seraient syntectoniques alors que la dernière présente des tendances plutôt statique (mais ceci n'implique pas automatiquement trois événements bien distincts dans le temps - cf. Parties II - III- IV).

Nous notons également sur cette coupe d'El Maco des éclogites à disthène.

- L'étude microscopique de la lame MAR 322 révèle la présence d'éclogite à disthène. Cette roche présente une texture granolépido-blastique. Des reliques de clinopyroxènes de 1 mm à 500 µ de longueur, parfois maclés, sont frangées d'une couronne réactionnelle, composée d'amphiboles (hornblende ?) et de plagioclase (albite ?). Ces clinopyroxènes, de type omphacite, constituent approximativement 50 % de la roche. Leur transformation, souvent très accentuée, confère un aspect très diffus et "sale" à la lame; ceci étant marqué par le très fort relief des symplectites et les grenats, fracturés, constituent les seconds minéraux à caractère relictuel. Ils sont pseudomorphosés partiellement en agrégats cryptocristallins (amphibole ?, calcite ?, épidote ? et en chlorite).

Ces omphacites et les grenats, minéraux indicateurs de haute pression, sont emballés dans une trame composée principalement de fragments de pyroxène pseudomorphosés, de zoisite grise et d'amphibole (hornblende ?). Cependant, la présence de plages de calcite et de baguettes de disthène souligne ici le caractère particulier de cette éclogite. Les baguettes de disthène, de 1,5 mm à 300 µ de longueur, se différencient aisément dans les plages de calcite. Les micas blancs (paragonite ?) sont rares et de petites tailles (30 à 40 µ); ils se localisent, semble-t-il préférentiellement dans les plages de calcite.

Nous notons également quelques grains de rutile, frangés d'une couronne de leucoxène, ainsi que quelques petites plages limpides, composites, de quartz à extinction roulante.

Cette éclogite à disthène présente des caractéristiques minéralogiques identiques aux roches éclogitiques affleurant du Nord du village de San Francisco (Péninsule de Macanao) (Lames MC 11, MC 18, MC 19). L'association (minéralogique ?) observable au niveau des éclogites à disthène de El Maco n'est pas sans rappeler les observations effectuées à Macanao par E. Navarro (1974), avec toutefois, semble-t-il, ici un meilleur état de conservation.

- L'analyse microscopique de l'échantillon MAR 321 révèle également une texture granolépido-blastique; cependant nous notons, au contraire de la lame précédemment étudiée, la rareté des plages de carbonate ainsi que la petitesse des baguettes de disthène. Ce qui caractérise surtout cet échantillon est la prépondérance des réactions de rétro-morphose des clinopyroxènes. Les amas vermiculés, composés d'amphibole et de plagioclase limpide, constituant 80 % de la roche, englobent quelques grenats et des grains de rutile déstabilisés. Quelques clinozoisites, aux teintes de polarisation irisées et de couleur bleu à jaunâtre, semblent génétiquement stables avec les hornblendes des symplectites. Les baguettes de disthène (30 µ) se localisent préférentiellement aux alentours des grenats, lorsque ces derniers ne sont pas partiellement auréolés d'une couronne de granules de clinozoisite. Comme dans la lame MAR 322; nous confirmons la rareté et la petite taille des micas blancs (paragonite ?). Quelques granules de sphène et d'épidote complètent cet inventaire minéralogique.

L'échantillon MAR 323 est également une éclogite à disthène, toutefois la texture ici est très orientée. La foliation est marquée par l'écrasement et le cisaillement des clinopyroxènes, dans un plan préférentiel. Dans cette surface nous observons également des baguettes de disthène, des granules de zoisite grise et des hornblendes millimétriques qui caractérisent cette foliation. Par endroits quelques chlorites se disposent obliquement, de manière statique sur ces minéraux alignés.

5. Synthèse du profil pétrographique Sud-Nord de La péninsule de Paraguachoa

* Ce profil nous a permis de distinguer et de décrire brièvement différents lithofaciès (éclogites au sens strict, éclogites à amphibole, amphibolites à grenat, amphibolites et orthoprasinites). L'essentiel de ces faciès métamorphiques s'est développé, semble-t-il, à partir de roche de type gabbroïque. Il est en effet difficile, vu la relative homogénéité du faciès et son mode d'affleurement d'envisager, comme matériel d'origine, des séries tuffacées dont nous ne trouvons d'ailleurs aucune trace.

* L'existence de métapyroxénolites et de serpentinites semble assez limitée et restreinte aux épontes de mégalentes de roches ultrabasiqes.

* L'étude en lame mince de ces différentes roches révèle une évolution pétrographique et métamorphique fort complexe marquée par un stade final typique des conditions du faciès schistes verts. Ce dernier stade se développe de façon statique dans les lithofaciès basiques septentrionaux où il accompagne les importantes déformations observables dans les roches situées plus méridionalement. En effet, au contraire des zones de Punta Ausente et de Pedro Gonzalez, dans les zones de Portchuelo ou de Playa El Agua, les minéraux soulignant la foliation sont indicateurs du faciès schistes verts.

* Dans les zones méridionales, le stade de métamorphisme dynamothermique, développé dans le faciès amphibolite, est difficile à déchiffrer car il n'est perceptible actuellement qu'en reliques. Il pourrait correspondre au stade prograde éclogitique observé dans les éclogites vraies ou aux reliques encore identifiables d'omphacite dans les éclogites à amphibole.

II - LE MATERIEL META-OPHIOLITIQUE DE LA PENINSULE DE MACANAO

Il est constitué de métagabbros et de serpentinite. Ces roches furent étudiées par M.I. de Arozena (1972a, p. 22; 1972b, p. 321) particulièrement au niveau du village de El Maguey. Les étudiants de l'Université Centrale du Vénézuéla (U.C.V.), durant les années 1969-1970 cartographièrent cette zone.

Les affleurements les plus importants se localisent au nord de la Guaratarra (coupe de Punta El Tigre, aux alentours des pointes de El Tunal et de la Auyana sur le flanc septentrional du Morro Robledal (Fig. 32).

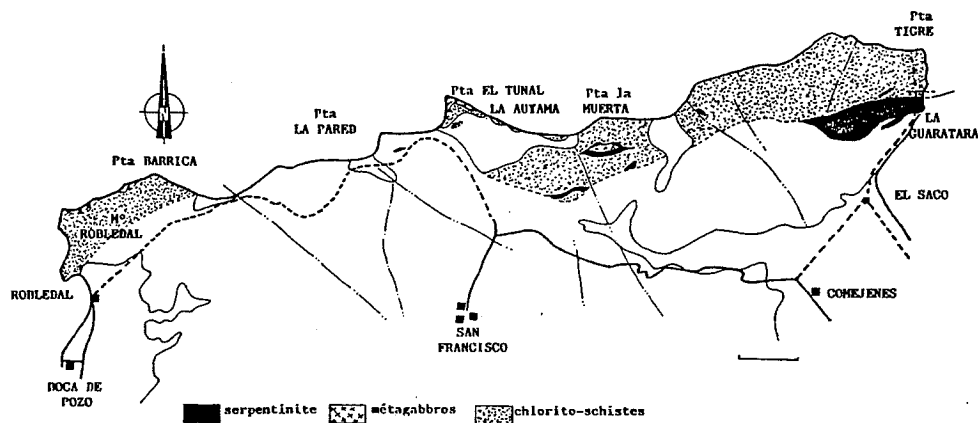


Fig. 32 - Localisation des différents lithofaciès basiques et ultrabasiques du matériel méta-ophiolitique au niveau des zones septentrionales de la péninsule de Macanao. (carte d'après les travaux des étudiants de L.U.C.V. 69-70).

Ubicación de los diferentes lithofaciés básicos y ultrabásicos del substratum méta-ophiolítico al nivel de las zonas septentrionales de la península de Macanao (mapa tomada de los trabajos de estudiantes de L'U.C.V. - 1969-1970).

II.a. La séquence ultrabasique

"Les serpentinites sont composées essentiellement d'antigorite et présentent parfois de rares cristaux de bastite (comme produit de pseudomorphose d'enstatite) et les traces de texture originelle du type olivine" J.M. Iturralde de Arozena, 1972b, p.321-322.

II.b. La séquence basique

La plus grande variété de lithofaciès s'observe au nord de la Guaratarra, au niveau du village de El Maguey. En s'éloignant de la zone de contact serpentinite/métagabbros (zone de cisaillements) et en se dirigeant vers le Nord nous remarquons les faits suivants :

1 - le massif gabbroïque s'enrichit en passées plus grossières, pegmatoïdiques, très discontinues (Pl. 5, Ph. 6-7).

2 - au sein de la masse grenue s'observent des lentilles de chlorites, jalonnant sans doute d'anciens couloirs de cisaillements;

3 - le contact avec les métasédiments-chloritoschistes apparaît tectonisé. Il est presque impossible de différencier les deux lithofaciès tant les déformations et cristallisations y furent intenses. Nous remarquons toutefois l'absence de lentilles d'ultrabasite; il est donc difficile de placer un contact majeur entre deux lithofaciès.

- Au niveau du Cerro Robledal, les métasédiments sont plaqués sur les métagabbros. La masse métagabbroïque sous-jacente est traversée par un dense réseau filonien basaltique, visible au niveau de l'estran.

La pétrographie de ces métagabbros sera décrite, de façon synthétique, à partir de différentes lames (lames MAC 26 A et B, MAC 21 A et B, MAC 4 A et B).

- Ces métagabbros présentent une texture nématoblastique à parfois mylonitique :

- La trame est composée de néoplagioclases à joints parfois lobés mais généralement polygonaux (10 à 40 μ); de clinzoïsite en baguette (50 μ) et en granule; de petites actinotes et de produits cryptocristallins (dont de l'épidote et de la calcite) disposés en amas. La foliation est marquée soit par des niveaux plus riches en néoplagioclases à joints polygonaux (texture de recuit ?), soit par l'alignement d'actinotes.

- des reliques de plagioclases et d'amphiboles de grande taille (1 à 3 mm) baignent dans une mésostase microcristalline.

Les plagioclases, à caractère relictuel et souvent fantômatique, sont encore observables à travers un feutrage constitué essentiellement de clinzoïsite et de produits cryptocristallins. Certains grands individus (300 μ) montrent encore des mâcles polysynthétiques. Ces plagioclases magmatiques ou synmétamorphes s'égrènent et se transforment en de nombreux néoplagioclases.

Malgré l'aspect très déchiqueté des amphiboles il est possible de différencier deux types de ces minéraux qui constituent parfois un pourcentage élevé de ces roches métagabbroïques.

1. Des amphiboles de première génération sont de type hornblende verte. Elles présentent des contours très irréguliers.

2. Des hornblendes, du type hornblende intermédiaire (entre hornblende verte et actinote - solutions solides) constituent la seconde génération. Ces amphiboles néoformées se caractérisent par leur forme prismatique. Elles se disposent tantôt de façon mimétique, tantôt de manière oblique sur les hornblendes de première génération.

Par rapport à la foliation, ces deux amphiboles se comportent, semble-t-il de façon similaire. Cependant, nous notons que les amphiboles de première génération ainsi que celles qui leur sont mimétiques sont généralement disposées de travers; alors que les amphiboles de deuxième génération qui ne se calquent pas sur l'habitus des premières, semblent croître parallèlement à la foliation; foliation qui tardivement est kinkée.

Bien qu'il soit fort difficile de différencier et déterminer des amphiboles entre elles au microscope optique, nous proposons, à titre d'hypothèse :

- que les premières amphiboles puissent représenter, soit les témoins d'une phase deutérique, soit les vestiges d'un événement dynamo-thermique précoce;

- que les amphiboles de deuxième génération soient synmétamorphes.

III - LE MATERIEL META-OPHIOLITIQUE DE LA PENINSULE D'ARAYA

Nous avons observé des métagabbros et des serpentinites en de nombreux endroits dans la péninsule d'Araya. Dans la plupart des cas, ces roches constituent des pointements isolés jalonnant le décrochement de Punta Salazar - Punta Los Carneros. Les seuls affleurements permettant de supposer qu'il s'agit non plus de blocs épars mais d'une association typique du cortège méta-ophiolitique, se situent à la pointe de Périco (ou pointe de Carareque).

La coupe effectuée permet d'observer du Nord-Ouest au Sud-Est, des panneaux de roches ultrabasiques et basiques, très écrasés et intercalés dans les schistes de la Formation Laguna Chica (Fig. 33).

III.a. Les roches serpentineuses

très altérées, elles sont mêlées à des fragments décimétriques de métagabbros, de marbres de la Formation Carupano et de schistes de la Formation Laguna Chica.

III.b. La masse principale de métagabbro

Elle est située à l'extrémité S.E. de la coupe et présente une structure feuilletée et diaclasée.

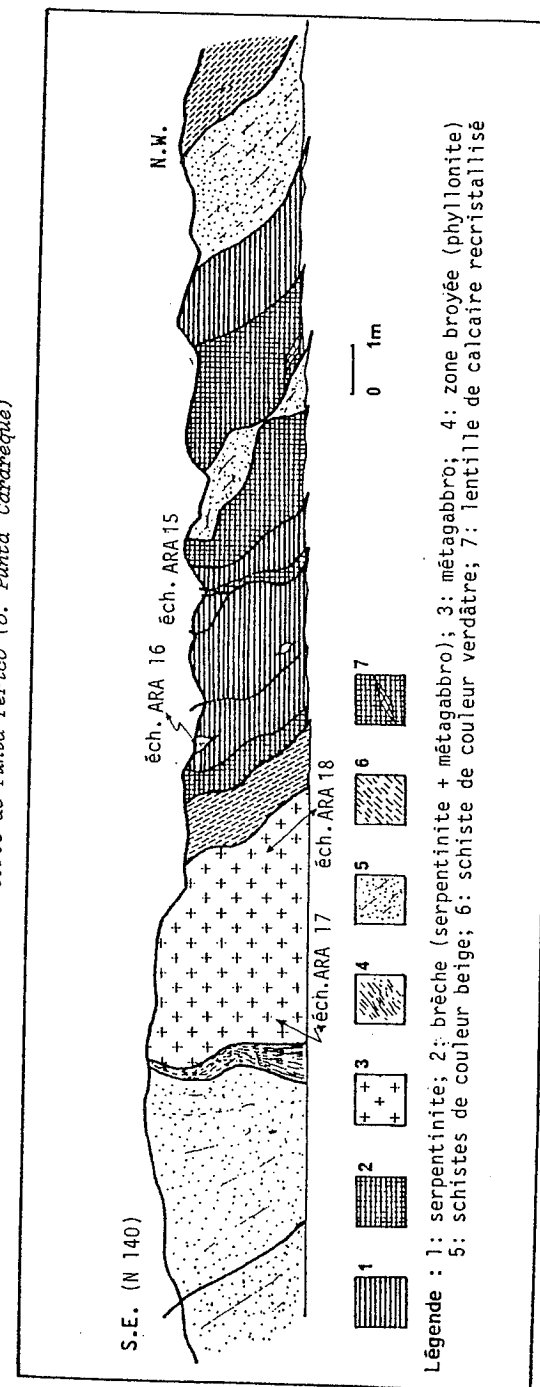
Sur échantillon macroscopique (ARA-17) ces métagabbros, très déformés, montrent des flammèches verdâtres d'amphibole qui se différencient de la "pâte" feldspathique verdâtre à blanchâtre.

L'analyse microscopique confirme (lames ARA - 15 - 16 - 17 - 18) qu'il s'agit bien de flaser-gabbro, présentant une texture grano-nématoblastique à mylonitique.

- La trame : elle est orientée et composée de néoplagioclase (30μ), de clinozoisite en baguettes et de petites actinotes aciculaires. Baignant dans cette trame nous observons des reliques de plagioclases ainsi que des amphiboles.
- Les plagioclases à caractère relictuel : ils sont parfois de taille importante (800μ); présentant de nombreuses macles mécaniques et une extinction roulante. Ces plagioclases, magmatiques sont recoupées par des veinules d'albite limpides et sont granuléés sur leur bordures où l'on observe une couronne de néoplagioclases à joints polygonaux (texture de recuit ?).
- Les amphiboles, de taille comprise entre 1,5 et 3 mm sont de deux types :
 - les premières (magmatiques ou deutériques) présentent des teintes verdâtres prononcées en L N, elles perdent leur teintes vives de polarisation à leur périphérie et sont souvent frangées de produits cryptocristallins.
 - les secondes, de formes prismatiques et de couleur vert-jaunâtre, se développent sur les précédentes.

Toutes ces amphiboles sont cisailées, fragmentées et s'effiloquent dans la foliation soulignée par des agrégats de néoplagioclases, de petites actinotes et de clinozoisite.

Fig. 33 - Coupe de Punta Perico (ou Punta Carareque)
Corte de Punta Perico (o. Punta Carareque)



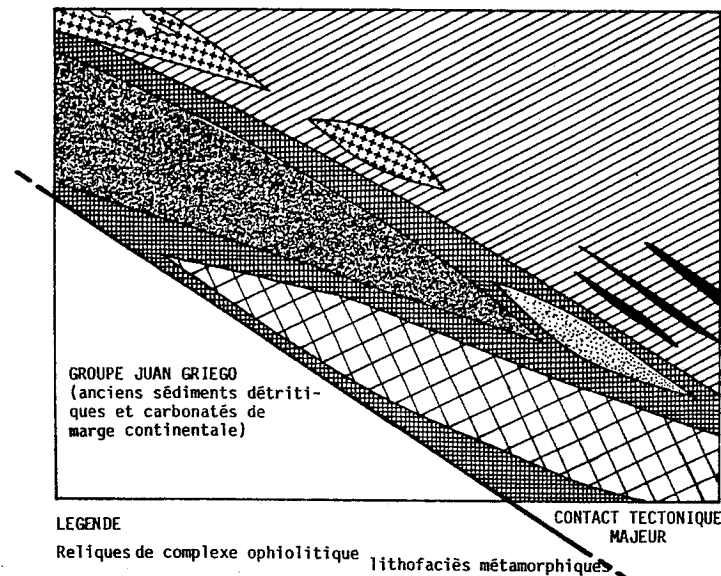
IV - CONCLUSIONS SUR LE MATERIEL META-OPHIOLITIQUE

IV.a. Edification d'une colonne lithostratigraphique schématique du cortège méta-ophiolitique

L'essentiel des roches basiques et ultrabasiques observées sur le transect Margarita-Araya, affleure sous forme d'amphibolites et éclogites ou de serpentinites. Cependant, quelques lambeaux préservés de ces transformations - soit à la faveur de méga-boudin, soit grâce à leur éloignement des zones à haut degré de métamorphisme - soulignent par leur composition pétrographique et par leur association le caractère ophiolitique du bâti initial (Fig. 33)

Fig. 34 - Schéma illustrant les différents lithofaciès de méta-ophiolite de Margarita

Esquema ilustrando los diferentes litofaciès de la metaofiolita de Margarita



bouffées pegmatitiques	amphibolites
gabbros (isotropes)	lentilles d'éclogites
clinopyroxénolites	métapyroxénites
dunités - Harzburgite	serpentinites

Le complexe ophiolitique reconstruit apparaît incomplet. Il est composé, au sommet, d'une séquence grenue d'affinité gabbroïque. Il n'a pas été reconnu de séquence effusive basaltique susceptible de constituer la partie sommitale de cet édifice charrié. Directement,

en de nombreux endroits, des métasédiments reposent sur un substratum grenu métagabbroïque.

Deux séquences se différencient aisément, chacune recèle des vestiges caractéristiques d'une croûte océanique tectonisée.

* La séquence ultrabasique

Trois faits nous semblent ici importants à souligner :

- 1 - l'existence d'une semelle harzburgitique (Guillet - Cannat, 1984), avec des marques caractéristiques de déformations intramantelliques.
- 2 - la présence de deux pôles, à textures de accumulats (un pôle à olivine = dunité - un pôle à diallage = clinopyroxénolite) soulignant une tendance de type wherlite pour les péridotites de Margarita;
- 3 - l'association intime de roches ultrabasiques (serpentinite) et de roches basiques (métagabbros).

* La séquence basique

Quelques faits sont caractéristiques des métagabbros étudiés :

- 1 - la présence de passées pegmatitiques, à gros grains dans les métagabbros de la coupe de Punta Ele Tigre (Péninsule de Macanao).
- 2 - l'existence de niveaux pegmatitiques dans les serpentinites observables au niveau du Morro El Palmar (Péninsule de Paraguachoa). Ces pegmatites témoigneraient d'un processus de "filtre presse" lors de la cristallisation des actuelles dunités-pyroxénolites et des niveaux grenus à affinité gabbroïque;
- 3 - la présence de "noyaux" gabbroïques, de couleur blanchâtre et de texture granoblastique au sein des amphibolites;
- 4 - l'existence de minéraux reliques (diallage et plagioclase).

IV.b. Comparaison avec l'ophiolite d'Oman

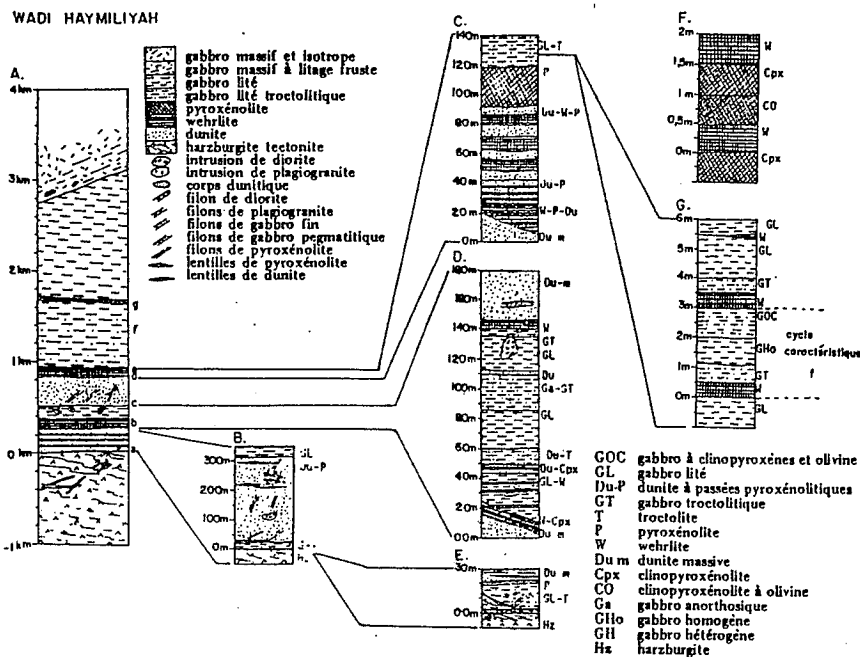
Malgré le caractère fragmentaire de nos connaissances sur le bâti initial ophiolitique, il nous a paru intéressant de comparer quelques uns des lithofaciès reconnus avec ceux d'un massif ophiolitique mieux préservé. Cette comparaison avec un édifice ophiolitique de référence a deux objectifs :

- le premier est de tenter de replacer les lithofaciès de cumulats ou à texture grenue reconnus à Margarita dans une pile lithostratigraphique ophiolitique plus complète;
- le second est de répertorier, à titre d'hypothèse, les termes non reconnus à Margarita compris entre une semelle harzburgitique et des gabbros à bouffées pegmatitiques; afin de proposer une origine probable pour les actuelles amphibolites et éclogites constituant l'essentiel des affleurements de la méta-ophiolite de Margarita.

Nous avons choisi, comme complexe ophiolitique de référence, celui d'Oman. Ce dernier n'a pas souffert de déformations synmétamorphes tardives après sa mise en place par obduction sur la marge continentale de la plaque Arabie (Coleman, 1981). De nombreux travaux

Fig.35 - Colonnes et commentaire du Wadi Haymiliyah, ophiolite d'Oman
(tirés de (Dahl R. & al., 1983)

Columnas y comentario del Wadi Haymiliyah, ofiolita de Oman
(tomados de Dahl R. & al., 1983)



COUPE DU WADI HAYMILIAH

Ce wadi offre une coupe splendide et pratiquement continue à travers 3 000 mètres de cumulats lités, depuis le contact tectoniques/cumulats jusqu'aux gabbros isotropes. Le haut de la section, en revanche, est moins clair et l'épaisseur des gabbros isotropes n'a pu être évaluée avec précision.

- 5 - Une unité de cumulats gabbroïques lités. Elle est constituée d'un grand nombre de cycles gabbroïques plurimétriques, troctolitiques à la base et à tendance anorthositique au sommet. Des récurrences ultramafiques s'y intercalent parfois, elles aussi organisées en cycles, ces cycles de 1,5 à 3 m d'épaisseur déboucent par des wehrilités, se poursuivent par des clinopyroxénolites à olivine et se terminent par des clinopyroxénolites. Le caractère lenticulaire des lits, très général tout le long de cette coupe, est particulièrement clair dans cette unité.
- 4 - Une unité ultramafique commençant par 10 m de troctolites et wehrilités litées auxquelles succède une puissante masse homogène de dunite massive de 300 m d'épaisseur, recoupée, vers le haut, par quelques rares filons de gabbro pegmatitique. Ce corps dunitique montre un contact franchement intrusif avec un ensemble ultramafique rubané discordant, constitué de dunites/pyroxénolites (100 m) dont les lits sont fortement rebrousés et plissés au contact de la dunite.
- 3 - Une unité variée à prédominance gabbroïque, où alternent des lits de gabbros, wehrilités, dunites (rares) et troctolites. Le litage de cette unité est discordant sur celui des wehrilités sommitales de l'unité suivante. Vers le sommet apparaît une intrusion dioritique contenant des enclaves du gabbro lité encaissant, et d'où rayonnement des filons d'épaisseur métrique s'injectant dans les cumulats.
- 2 - Une unité ultramafique comprenant une puissante masse dunitique (300 m), avec quelques discrètes passées pyroxénolitiques concordantes, surmontée de lits de wehrilités à passées pyroxénolitiques pegmatitiques. Cet ensemble a été fracturé et injecté par des filons de gabbro à grain fin de pyroxénolite et de plagiogranite.
- 1 - Une unité gabbroïque basale (20 m), très mylonitisée au contact avec les tectonites sur 2 m d'épaisseur. Cette unité comprend de nombreuses alternances de lits gabbroïques clairs avec des lits troctolitiques sombres riches en olivine et présente de nombreuses figures primaires de sédimentation : stratifications obliques, chenaux et C..., ainsi que de nombreux filons de gabbros indiquant des migrations répétées de liquides résiduels (au moins trois générations). Au contact tectoniques/cumulats, un filon de plagiogranite traverse le contact et est schistosé et amphibolitisé sur 2 m dans une zone mylonitique, indiquant des mouvements cisailants tardifs, mais d'ampleur limitée au niveau du contact.

sur ce panneau plurikilométrique de lithosphère obductée, ont permis une nette amélioration des connaissances aussi bien dans les domaines de la géochimie, de la pétrologie que ceux de la tectonique et de la cinématique des plaques (Pallister et Knight (1981); Pallister (1981); Pallister et Hopson (1981); Coleman, op cit.; Boudier et Coleman G. (1981); Hopson et al. (1981); Boudier et al. (1983); Michard (1983).

A l'aide de ces travaux sur l'ophiolite omanaise, nous avons établi une colonne lithostratigraphique de référence; il s'agit de la coupe du Wadi Haymiliyah (Dahl R. et al., 1983), que nous avons complétée par un commentaire (Fig. 35).

Quelques points et hypothèses ressortent de cette comparaison lithologique :

- 1 - les passées pegmatitiques, visibles au sein des métagabbros grenus de Macanao, pourraient correspondre aux bouffées pegmatitiques caractéristiques des gabbros isotropes de l'ophiolite omanaise;
- 2 - l'association dunite-clinopyroxénolite, notée au niveau du Cerro Chico, à Paraguachoa, est également observable dans les cumulats ultrabasiques du Wadi Haymiliyah;
- 3 - les amphibolites litées observées à Paraguachoa, composées de lits plagioclasiques et de niveaux riches en hornblende, pourraient s'être développées, de façon préférentielle, à partir d'une structure magmatique "stratifiée". Cette hypothèse impliquerait qu'une partie des amphibolites litées de Margarita orientale pourrait correspondre à d'anciens niveaux de gabbros lités.

IV. c. Les reliques de stades précoces

Malgré les différents épisodes tectono-métamorphiques qui ont affecté les séquences basique et ultrabasique de la méta-ophiolite de Margarita, nos observations nous laissent à penser que cette dernière se composait initialement de blocs démembrés, dénudés et non d'un panneau unique de très grande taille :

- l'absence de complexe filonien et de pillow-lavas, soulignée régionalement par le dépôt de sédiments sur un socle nu métagabbroïque, met en évidence un épisode distensif ou compressif précoce;
- l'existence d'amphiboles d'auréolisation (minéral truffé de pigments noirâtres) pourrait correspondre à un stade deutérique hydrothermal précoce, peut être synchrone de ce démantèlement, anté déformations synmétamorphes régionales. De telles amphiboles ont été notées au sein de massifs gabbroïques océaniques. Ito et Anderson (1983) ont souligné de telles transformations. Des gabbros, prélevés à l'aplomb de la Ride de Cayman présentent des phénomènes d'amphibolitisation importants, issus de circulations hydrothermales;
- la présence d'une semelle harzburgitique marquée par des tectonites de type mantellique, implique une histoire intra-océanique. Elle suggère un découplage important au sein d'un domaine océanique à partir d'un lieu de faiblesse de cette croûte océanique alors relative-ment jeune, soit au niveau d'un rift soit d'une transformante.

IV:d. Synthèse

Bien que de déchiffrement fort difficile, les associations et les reliques de la méta-ophiolite de Margarita sont comparables à certains lithofaciès non métamorphiques de l'ophiolite d'Oman. Cependant, de nombreux indices d'ordre pétrographique et tectonique nous laissent supposer que les actuels métagabbros, amphibolites etc... ne sont que des lambeaux métamorphisés d'une séquence ophiolitique incomplète. Cette méta-ophiolite présente une histoire précoce complexe, antérieure aux déformations synmétamorphes qui l'ont structurée dans son actuelle position.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE 3

LE MATERIEL META-OPHIOLITIQUE

La méta-ophiolite de Margarita

LA SEQUENCE ULTRABASIQUE

Photographie 1 - Dunite du Cerro Chico à texture de adcumulat. Les olivines (ol) sont entourées par un liséré rougeâtre (phénomène d'iddingsitisation-iddingsite = id) (- x 160 - LP - Lame MAR 236 -).

Photographie 2 - Clinopyroxénolite - Les clinopyroxènes sont des diallages (d) dans lesquels nous notons des inclusions métalliques, disposées le long des clivages (inclusions métalliques de Schiller Is) - (Cerro Chico - Lame MAR 226 - x 63 - LP -).

Photographie 3 - Serpentinisation des diallages LS = produit serpentineux - d = diallages) (- LP - x 63 - Lame MAR 218 - Cerro Chico ou Cerro Las Guachavacas).

LA SEQUENCE BASIQUE

- Les métagabbros de Paraguachoa

Photographie 4 : Reliques de plagioclase présentant de nombreuses mâcles mécaniques, partiellement damouritisés - métagabbros du Morre El PALMAR - Lame MAR 12 - LP - x 63.

Photographies 5 et 6 - Reliques de diallages (d), cisailés entre lesquels se développent soit des fibres d'asbestos (a), soit des épidotes et autres produits de rétro-morphose (- Photo. 5 : Lame MAR 12 - LP - x 63; photo 6 Lame MAR 12 - LP x 160).

Photographie 7 : affleurement de métagabbros massifs (isotropes?) au niveau de Playa El Agua.

Photographie 8 - Présence d'un minéral relique noirâtre au sein de ferromagnésiens, interprété comme une ancienne amphibole d'ouralitisation héritée d'un stade deutéritique précoce. (A1 = amphibole d'ouralitisation - A2 = amphibole métamorphique de couleur vert bleuté (- x 160 - LP Lame MAR 307).

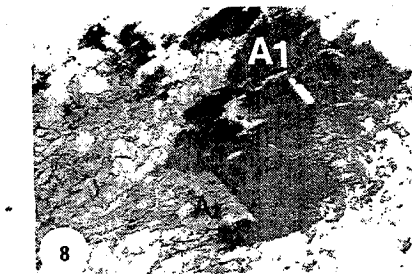
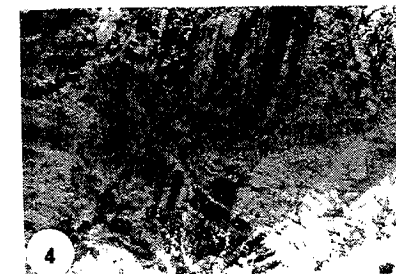
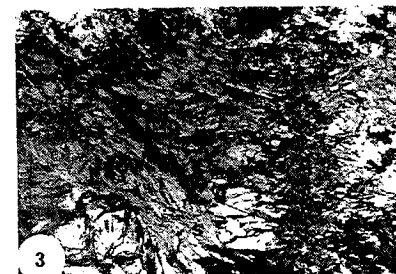
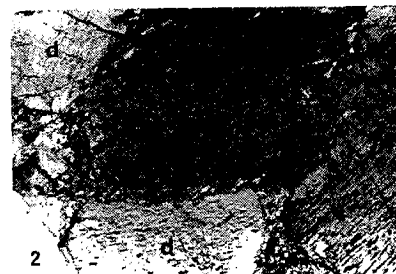
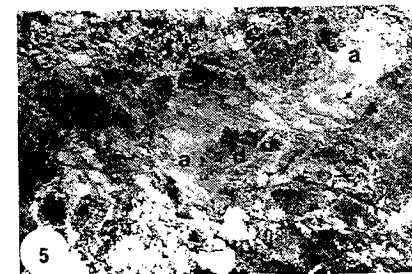
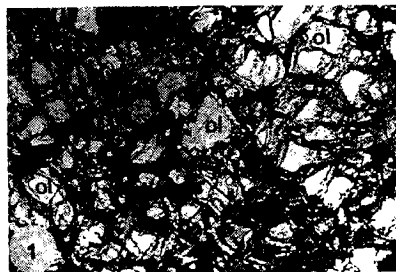


PLANCHE 4

LE MATERIEL META-OPHIOLITIQUE

La méta-ophiolite de Margarita

LES ORTHO-AMPHIBOLITES - ORTHOPRASINITES ET ECLOGITES DE PARAGUACHOA

Photographie 1 - Les ortho-amphibolites affleurant sur le flanc septentrional du Cerro Santa Elena - vue microscopique - Observer la texture grano-nématoblastique de ces roches (AM - amphiboles).
(Lame MAR 270 - x 63 - LP).

Photographie 2 - Les orthoprasinites du Cerro Santa Elena - Vue microscopique. Noter le caractère poeciloblastique des albites (AB) ainsi que la présence de grenats (g) dans une trame à texture grano-lépidoblastique.
(Lame MAR 273 x 63 - LP).

Photographie 3 - Les métapyroxénites du flanc septentrional du Cerro Chico - Vue microscopique. A noter, d'une part, le très fort relief des amphiboles néoformées et, d'autre part, l'absence de plagioclases.
(Lame MAR 223 - x 63 - LP).

Photographies 4 et 5 - Eclogites du faciès Pedro Gonzalez (om = omphacite).
(Lame MAR 176 - x 63 - LP).

Photographie 6 - Reliques d'omphacite - (clinopyroxène de haute pression) frangées d'une couronne réactionnelle de rétrogenèse à fort relief, dans une trame composée d'amphibole bleue verte du type Barroisite (Amp).
(Lame MAR 37 - x 25 - LN).

Photographie 7 - La couronne de symplectite péripyroxénique (sym) est composée d'amas vermiformes d'amphibole de type hornblende et de plagioclase (albite, cf. Partie III). Notons la présence, sous forme d'inclusions de paragonite (PA) dans l'omphacite.
(Lame MAR 37 - x 160 - LP).

Photographie 8 - Paragonite déstabilisée dans la trame des éclogites du faciès Pedro Gonzalez. Noter les exudations, probablement de fer, le long des clivages du mica (PA), ainsi que la couronne de clinozoisite autour de la paragonite (CL). La trame est constituée, sur cette photographie, de reliques d'omphacite (om) accompagnées de leur couronne de symplectite (Sym), de granule de clinozoisite et d'amphiboles bleutées du type barroisite (Amp).
(Lame MAR 37 - x 160 - LP).

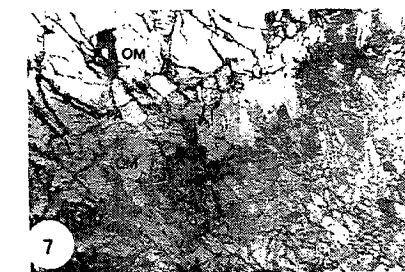
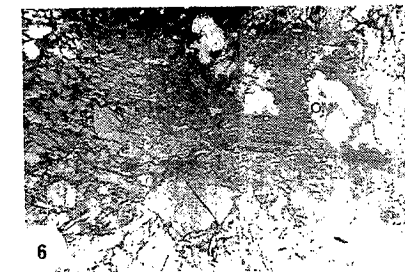
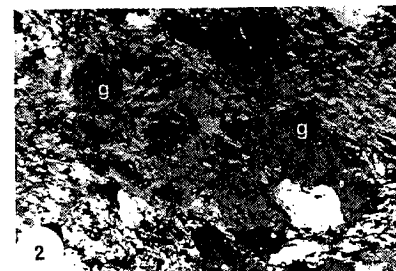
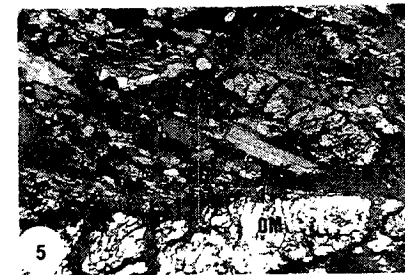
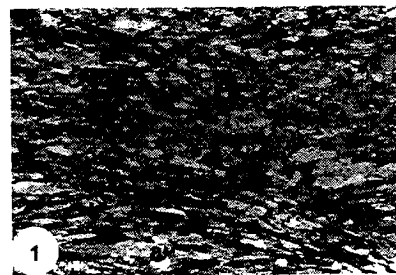


PLANCHE 5

LE MATERIEL META-OPHIOLITIQUE

La méta-ophiolite de Margarita

LES ORTHO-AMPHIBOLITES ET ECLOGITES DE PARAGUACHOA

Photographie 1 - Amphibolite à grenats sans micas blancs - Vue microscopique. Reliques de mâcles polysynthétiques de plagioclases (PL) entourées de calcite (ca) ainsi que d'épidote et de chlorite.
(- Lame MAR 183 - LP - x 160).

Photographie 2 - Amphibolite à fantômes d'omphacite. Vue microscopique. Noter les amas vermiciformes composés de plagioclases (PL) et d'amphiboles.
(- Lame MAR 146 - LP - x 160).

Photographie 3 - Affleurement d'amphibolite litée dans les zones septentrionales de Paraguachoa. Présence de plis isoclinaux soulignée par les niveaux plus riches en amphibole.
(Secteur de Manzanillo).

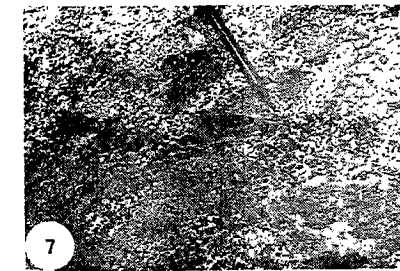
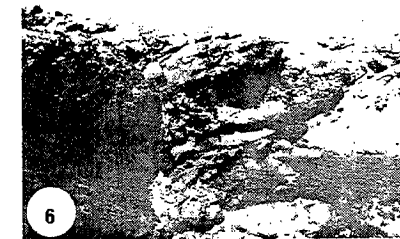
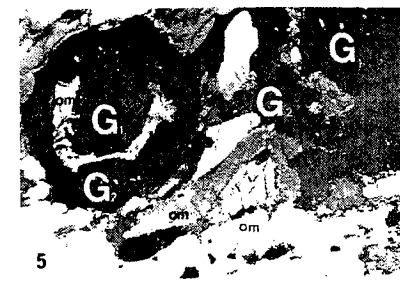
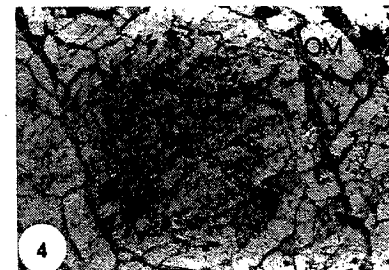
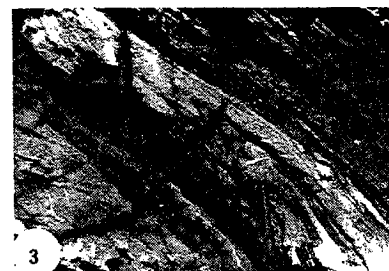
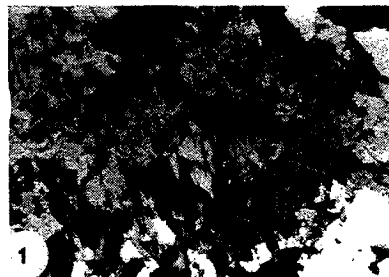
Photographie 4 - Les éclogites *sensu stricto* du faciès El Maco - Vue microscopique. Observer la couronne grenatifère (G2) limpide, dépourvue d'inclusions, séparée du grenat central (G1) truffé d'impuretés, par des amphiboles bleutées du type Barroisite (A). Ce grenat baigne dans une trame orientée, composée de lattes d'omphacite (om).
(Lame MAR 342 - x 63 - LN).

Photographie 5 - Les éclogites s.s. d'EL MACO. Ici la bordure grenatifère (G2) est séparée par endroits du grenat interne (G1) par des omphacites (om).
(Lame Mar 324 - x 25 - LP) .

LES METAGABBROS DE LA PENINSULE DE MACANAO (*Margarita occidentale*)

Photographie 6 - Bouffée pegmatoïdique dans les métagabbros à texture grenue, affleurant le long de la coupe de Punta de Tigre.

Photographie 7 - Un détail des métagabbros de Punta Tigre. Noter le caractère parfois très grenu et l'aspect légèrement lité, rappelant d'anciens gabbros isotropes.



B - LES META-SERIES DE COUVERTURE DES META-OPHIOLITES

Comme dans le paragraphe précédent, nous décrivons ces séries, successivement de Paraguachoa à Araya, en passant par la partie septentrionale de Macanao. Cette couverture est composée, de la base au sommet, d'anciens sables et graviers basiques issus du remaniement du substratum, de quartzites, de prasinites, de spilites et de métatuffites, de calcaires recristallisés alternant avec des schistes graphiteux.

Nous tenterons ici de démontrer la chronologie de ces dépôts, leur variations de faciès mais surtout, pour les séries les plus basales affleurant à Paraguachoa, leur caractère sédimentaire initial. En conclusion de ce paragraphe nous discuterons de leur origine et proposerons un bilan de nos observations sur ces séries de couverture.

I. LES META-SERIES DE COUVERTURE DE PARAGUACHOA (Margarita orientale)

Par souci de clarté, nous n'introduisons pas la nomenclature formationnelle préexistante. Cette dernière ne reflète pas avec netteté les lithofaciès et les séquences différenciées dans ce travail.

Au niveau de Paraguachoa affleurent d'anciennes séries détritiques à matériel basique, d'une part, et acide d'autre part. Elles sont surmontées par d'anciennes séries volcano-sédimentaires où l'on trouve des méta pillow-lavas à matrice, soit tuffacée, soit siliceuse. Ces lithofaciès volcanogènes sont recouverts par des calcaires finement lités, recristallisés, en alternance avec des schistes graphiteux.

Ces trois méga séquences ont souffert d'un métamorphisme dynamothermique; mais il existe des panneaux moins déformés, où nous pouvons observer le contact entre ces lithofaciès métasédimentaires et le complexe métaophiolitique. A ces endroits particuliers, il est possible de démontrer l'origine détritique de ces formations. Ailleurs la nature sédimentaire de ces séries n'est pas toujours déchiffrable. C'est le cas dans les secteurs septentrionaux de la péninsule de Paraguachoa où l'intensité des déformations est plus importante et le métamorphisme plus élevé.

I.a. Les séries détritiques à matériel basique

Nous proposons comme section-type, le site de playa "El Agua", au Nord du village de Puerto Fermín (Fig. 36). Cette coupe présente du Nord au Sud : un complexe chaotique constitué de blocs de métagabbros et de méta-arénites de gabbros, une masse métagabbroïque centrale et des niveaux lités riches en épidote.

1. LE COMPLEXE CHAOTIQUE

1.1. Nos observations

a) En bord de plage, ce complexe est composé de blocs décimétriques à métriques de métagabbros, parfois aplatis, dispersés dans une matrice de couleur verdâtre à grain fin (inférieur au mm), feuilletée et très altérée où l'on reconnaît encore des amphiboles et des phyllites (chlorites ?). Bien que réorientés parallèlement au feuilletage de la matrice,

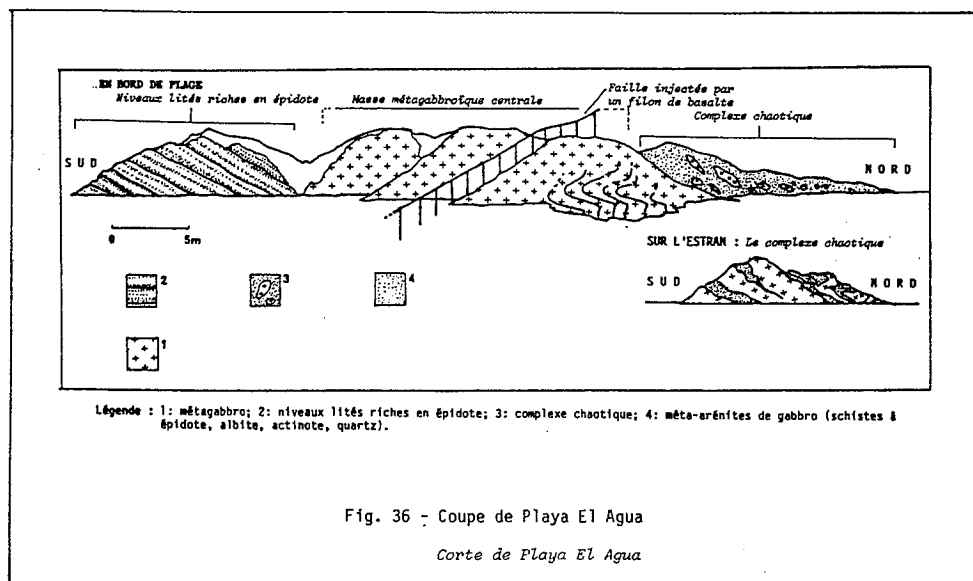


Fig. 36 - Coupe de Playa El Agua

Corte de Playa El Agua

certaines blocs de métagabbros présentent des contours irréguliers avec de nombreuses anfractuosités.

A ces niveaux, la matrice et le métagabbro s'interdigitent (Pl. 6 Ph. 1). Nous observons dans les blocs de métagabbros une foliation marquée par l'alignement de grandes amphiboles. Ce litage est le plus généralement oblique sur le feuilletage de la matrice. Nous n'avons pas trouvé de structures en boudin à coeur métagabbroïque sur ce segment de coupe.

b) Sur l'estran les relations entre la matrice et les métagabbros sont mieux observables. A de rares endroits, sur 15 à 30 cm de longueur, ce contact fut préservé, comme dans des ombres de pression lors des déformations symmétamorphes.

L'observation de deux zones très particulières permet de noter les faits suivants:

* l'opposition de deux lithofaciès

Le premier se caractérise par ses teintes blanchâtres, sa texture grenue, sa foliation marquée par de grosses amphiboles vertes, de 1 à 2 cm de longueur. Il s'agit de métagabbros.

Le second est de couleur verdâtre, cryptocristallin. Son litage est souligné, d'une part, par des passées millimétriques de quartz replissées, de 10 à 15 cm de longueur et, d'autre part, par des variantes de coloration, allant du vert clair au vert foncé en alternance.

* le biseautage de ces niveaux verdâtres contre la surface dentelée du métagabbro

Ces niveaux fins et verdâtres s'interrompent sur la surface très irrégulière, dentelée de la masse métagabbroïque. Parfois, sur quelques centimètres (3 à 5 cm) il est possible de différencier les deux roches tant les interdigitations sont complexes. Ces passées millimétriques microcristallines se tronquent progressivement sur les parois du bloc de métagabbro (Fig. 37) (Pl. 6, Pt. 2).

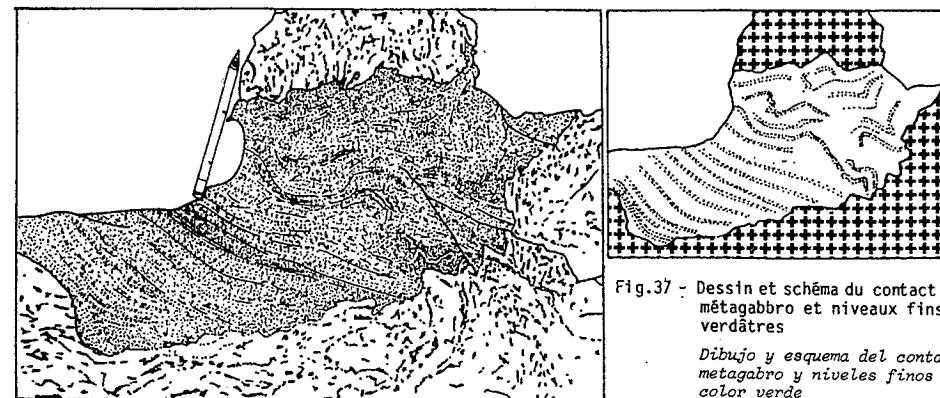


Fig. 37 - Dessin et schéma du contact métagabbro et niveaux fins verdâtres

Dibujo y esquema del contact metagabbro y niveles finos de color verde

* l'existence de passées grossières au sein de niveaux verdâtres à grain fin

Dans un autre site, nous retrouvons l'association des métagabbros et des séries finement litées verdâtres. Celles-ci sont encastrées dans un amas informe de métagabbro. Ces passées verdâtres sont associées à des niveaux mal lités, très hétérogranulaires, discontinus à limites souvent diffuses. Ces lithofaciès particuliers, composés essentiellement d'amphibole (2 à 2,5 mm) et de feldspath, perturbent le litage des passées stratocristallines et s'interdigitent avec elles de façon aléatoire. Le contact des niveaux stratiformes avec la masse méta-ignée est impossible à préciser dans un espace inférieur à 3 cm, tous ces faciès étant similaires. Dans cette frange centimétrique nous notons tantôt des lambeaux à texture grenue attribuables au métagabbro, tantôt des passées discontinues, grossières ou fines, de couleur blanchâtre à verdâtre, que nous corrélons aux lithofaciès d'origine non magmatique (Pl. 6, Pt. 3).

1.2. Interprétations

Ces seuls faits nous amènent à postuler l'existence de séries dérivées du démantèlement sous-aquatique de masses métagabbroïques. Nous proposons que la surface sur laquelle se biseautent les niveaux verdâtres, constitue le témoin d'une érosion précoce des métagabbros. La troncature de ces anciens sédiments serait la marque d'un remplissage progressif des cavités. La présence de niveaux plus grossiers mais irréguliers perturbant ces fines passées s'interprète comme des apports détritiques issus d'une désagrégation plus rapide du substratum. Les blocs de taille métrique, observés en bord de plage impliquent une surface d'érosion sous-aquatique à ressauts topographiques probablement importants. A ce titre nous ne pouvons écarter l'hypothèse de blocs décimétriques de métagabbro, totalement désolidarisés de leur substratum, à valeur de croûte océanique.

En conclusion, au vu de ces observations et interprétations nous considérons ces niveaux stratifiés observés au niveau de playa El Agua, comme des métarudites et des méta-arénites de gabbro. Celles-ci constitueraient, sur le transect étudié la séquence la plus ancienne de la couverture métasédimentaire du complexe méta-ophiolitique.

2. LA MASSE METAGABBROÏQUE CENTRALE

Affleurant sur une longueur d'environ 25 mètres, ces métagabbros ont été décrits précédemment (cf. page échantillon MAR 307).

Cette masse métagabbroïque foliée est affectée de plis à axes subverticaux et recoupée en son milieu par un filon sub-vertical de basalte de direction N.50.

3. LES NIVEAUX LITES RICHES EN EPIDOTE

3.1. Les observations

Dans la partie sud de la coupe de playa El Agua, séparée de la masse métagabbroïque par une dépression couverte d'éboulis et envahie par la végétation, nous observons, sur environ 15 mètres de longueur sur 5 mètres de hauteur, une alternance, mainte fois répétée, de niveaux à grain grossier (0,5 à 2,5 cm), composés principalement d'amphiboles et de minéraux blancs-jaunâtres et de niveaux vert foncé, très lités, parfois riches en pyrite. Au sein de cette alternance de niveaux décimétriques à centimétriques, nous notons des amas décimétriques à centimétriques, difformes, constitués de minéraux jaunâtres et de quartz.

L'observation de ces affleurements permet de conclure à l'absence, d'une part, d'un granoclassement identifiable et, d'autre part, de structures tectoniques de type boudin, que les passées à granulométrie grossière constituent, le plus souvent, des bancs continus de 10 à 15 cm d'épaisseur, alternant sur toute la longueur de l'affleurement, avec les niveaux fins. Il est cependant possible d'observer quelques passées grossières à caractère lenticulaire. (Pl. 6, Pt. 4).

L'étude plus détaillée du contact d'une "strate" grossière et d'une "strate" fine sur échantillon scié (échantillon MAR 304) révèle un passage très brutal d'un lithofaciès à l'autre. Aucun gradient de déformation n'est observable (Fig. 38).



Fig. 38 - Dessin de détail du contact entre des niveaux grossiers et fins

Dibujo de detalle del contacto entre los niveles grueso y fino

Nous avons prélevé quatre échantillons sur cette coupe (échantillon MAR 303 : niveau grossier - échantillon MAR 302 : niveau finement lité - échantillon MAR 304 contact entre les niveaux fins et grossiers - échantillon MAR 305 les amas jaunâtres mêlés de quartz). Leur étude pétrographique en lame mince révèle les faits suivants :

- la lame MAR 305 : l'amas est composé d'épidote du type pistachite et de grandes plages de quartz;
- la lame MAR 302 : ces niveaux de couleur verte et de granulométrie fine présentent une texture nématoblastique très orientée. Ces lithofaciès finement lités sont composés, pour l'essentiel, de baguettes d'actinote et de batonnets d'épidote. En moindre pourcentage nous notons : quelques chlorites de couleur kaki LP, quelques plages limpides de quartz souvent allongées dans le litage et de rares pains de sphène frangés de leucoxène. Il s'agit d'un schiste à épidote, actinote et chlorite;
- la lame MAR 303 : ces niveaux à granulométrie plus grossière (cristaux de 0,5 à 2 cm) révèlent une texture granolépidoblastique. Ces passées grossières, plus jaunâtres que les niveaux fins, sont constituées par des épidotes, des chlorites grises à kaki en LP et un moindre pourcentage par de petites plages de quartz, d'amphiboles xénomorphes et de grains de sphène, ainsi que de rares plagioclases frais. On y observe également des amphiboles subautomorphes truffées de pigments noirâtres (inclusion d'ilménite ?) rappelant les amphiboles d'ouralitisés des métagabbros (cf. description du métagabbro de playa El Agua - lame et échantillon MAR 307, page , Pl. 6, Ph. 5).
- la lame MAR 304 effectuée sur le contact entre des passées grossières et de fins "bancs" de couleur verdâtre permet de noter les faits suivants :
 - * le niveau fin : l'analyse microscopique révèle que ce niveau est composé d'épidote, d'actinote et de plages limpides (de quartz ?). Nous notons aussi la présence, dans ces lits à granulométrie fine, d'un mica de couleur dorée (phlogopite ?).
 - * Etude du contact entre ces deux niveaux. En l'espace de 80 μ nous observons d'un côté de grandes amphiboles (de 1, 5 à 2, 5 mm de diamètre) caractéristiques des niveaux grossiers et de l'autre des épidotes, de 30 à 20 μ de longueur, disposées en lits. Cette observation confirme notre première diagnose sur échantillon scié, il ne peut s'agir d'un litage dû à un gradient de déformation. (Pl. 6, Ph. 6).

3.2. Discussions et interprétations

Le fort pourcentage en épidote de ces niveaux peut s'expliquer par la transformation totale des plagioclases très basiques du métagabbro originel en un agrégat d'épidote, d'albite, de quartz et d'actinote par métamorphisme dynamothermique dans les conditions du faciès schistes verts. Cependant, ces processus ne permettent pas d'expliquer l'agencement structural de ces affleurements, en "bancs" décimétriques de composition minéralogique et de grain différents. Nous considérons qu'il s'agit là d'un litage d'origine sédimentaire; les niveaux finement lités parfois riches en pyrite représenteraient d'anciens sables ou arénites de gabbro tandis que les autres niveaux seraient des décharges beaucoup plus grossières d'anciens graviers et cailloutis issus du démantèlement des masses métagabbroïques proches. La présence d'amphiboles d'ouralitisés, observées dans les passées à grain plus grossier, confirmerait cette hypothèse. Cependant, ces amphiboles de grande taille, souvent supérieure au centimètre, ne peuvent provenir du démantèlement d'un métagabbro banal comme celui que l'on observe à playa El Agua. Ces grands ferromagnésiens seraient issus de la désagrégation de bouffées pegmatitiques, du type de celles observées à Punta El Tigre à Macanao. Nous pensons que certains noyaux granoblastiques d'épidote et d'actinote seraient des cailloutis ou des graviers de métagabbros totalement transformés.

Une seconde hypothèse est envisageable. Ces niveaux lités correspondraient à des blasto-mylonites.

*gabbro
et
d'actinote
dans le gabbro*

4 SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS ; INTERPRÉTATION DES MÉTA-SÉRIES DÉTRITIQUES À MATÉRIEL BASIQUE

Les observations effectuées sur cette coupe nous amènent à discuter de l'origine et du mode de mise en place de ces niveaux chaotiques et lités.

* Dans le complexe chaotique, la forme et la disposition des blocs métriques de métagabbros, dispersés dans une matrice probablement méta-arénitique sont, à notre avis, incompatibles avec une origine tectonique. Il ne peut s'agir de lentilles de métagabbros épargnés par la mylonitisation (avec conservation du matériel initial dans les zones boudinées - cf. flaser gabbro/amphibolite, page 71), même avec des rotations car la foliation des blocs métagabbroïques est rectiligne et subperpendiculaire à la foliation de l'encaissant.

* Les figures de troncatures des lamines métasédimentaires contre le métagabbro, sur l'estran, pourraient être imputées à la tectonique si ces contacts étaient marqués par une surface de cisaillement. Ici le contact est irrégulier, avec de nombreuses anfractuosités ce qui s'accorde bien avec une origine érosionnelle.

* Dans les niveaux lités, le passage des niveaux grossiers aux niveaux fins est brutal. Il devrait être progressif si ce litage était dû à un phénomène de mylonitisation. En outre les cristaux d'amphibole baignant dans une pâte essentiellement épidotique, ne sont pas cisailés. Les épidotes, très abondantes, seraient très probablement issues de la complète transformation de plagioclases.

Il faut donc supposer, pour rendre compte de ces différents caractères, un autre phénomène que tectonique. Nous proposons que les blocs observés dans le complexe chaotique, la troncature de fines lamines verdâtres sur une surface irrégulière métagabbroïque ainsi que les niveaux lités riches en épidote résultent de phénomènes sédimentaires. Ces roches et ces structures témoigneraient d'un démantèlement sous-aquatique d'un ou des massifs métagabbroïques ophiolitiques. Les blocs de métagabbros, de taille métrique, représenteraient d'anciens éboulis en pied de falaise d'un massif métagabbroïque. Les niveaux grossiers observés au Sud de la coupe de playa El Agua, en alternance avec des niveaux de granulométrie beaucoup plus fine, seraient d'anciennes crachées composées de cailloutis et graviers intercalées dans des arénites et sables de gabbro. La troncature de fins niveaux, de couleur verdâtre contre des parois métagabbroïques constitueraient d'anciennes figures sédimentaires de remplissage de cavité à l'érosion d'un massif métagabbroïque.

Ces séries seraient ainsi comparables aux complexes détritiques issus du démantèlement sous-aquatique d'un massif gabbroïque ophiolitique. De tels processus ont été envisagés, démontrés et observés aussi bien dans des séries métamorphiques à terre, dans les Alpes franco italiennes, qu'en mer sur le banc de Goringe, processus actuel (Lagabrielle, 1982; Lagabrielle, Auzence, 1982; Lagabrielle *et al.*, 1982, 1984; Groupe CYAGOR II, 1982).

I.b. Les quartzites et les para-prasinites

1. GENERALITES : PRÉSENTATION DE LA COUPE TYPE

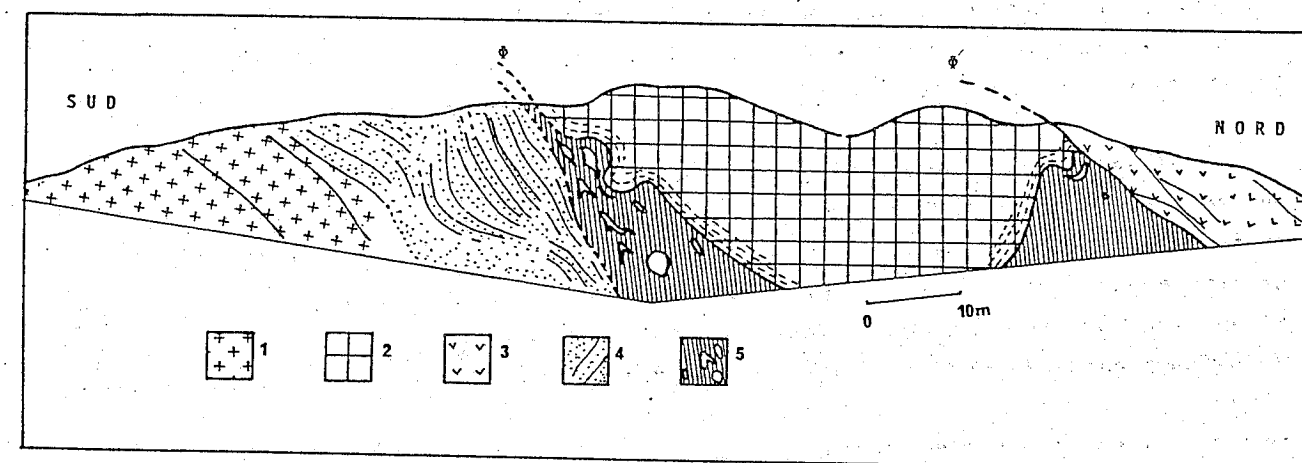
Nous proposons comme coupe-type, les affleurements situés le long de la route allant de Puerto-Fermin à Manzanillo (voir carte géologique de l'île de Margarita - Annexe B au lieu-dit La Mira).

La coupe proposée présente du Nord au Sud (Fig. 39).

- * une masse ultrabasique chevauchante sur un mélange (voir chapitre 4) et sur les orthogneiss de Guayacan;
- * une masse orthogneissique (gneiss de Guayacan) qui s'encapuchonne dans le mélange composé de lentilles d'actinote et d'orthogneiss baignant dans des schistes graphiteux;
- * une série constituée de quartzites avec quelques passées verdâtres;
- * un complexe basique (métagabbros - amphibolite - prasinite) affleurant sous ces quartzites. Ces roches basiques sont recoupées par des leptynites à grenats. L'ensemble est replissé et cisailé.

Fig. 39 - Coupe schématique de la Mira

Corte esquemático de la Mira



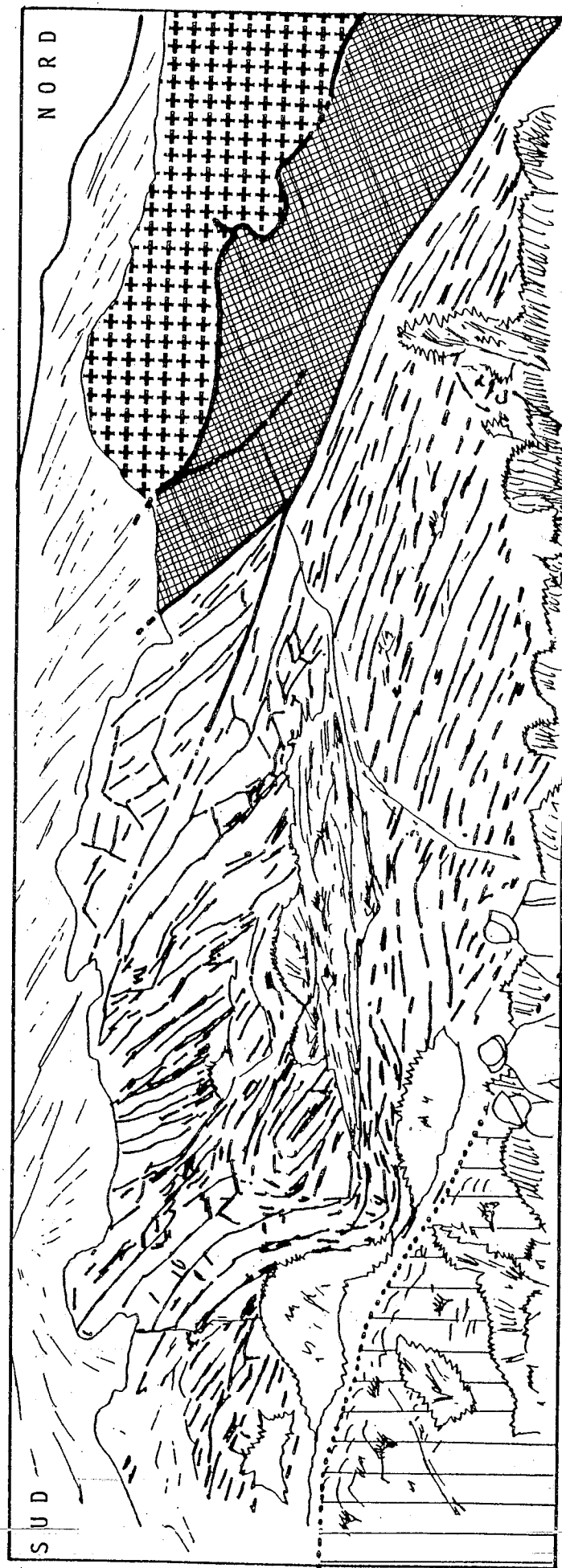
Légende : 1: complexe basique (métagabbro et prasinite); 2: orthogneiss de Guayacan; 3: péridotites serpentinisées; 4: quartzites (série grésoprasinitique); 5: mélange (semelle tectonique à lambeaux d'orthogneiss et à matrice de graphito-schistes).

2. LES CARACTÉRISTIQUES STRUCTURALES ET LITHOLOGIQUES DES QUARTZITES

Ces quartzites sont limitées au Nord par un contact tectonique qui les sépare d'un mélange développé à partir de la masse orthogneissique du Guayacan et dont la matrice est essentiellement composée de graphito-schistes. Au Sud, ces lithofaciès paraissent surmonter l'assemblage basique, mais la polarité n'est pas établie. Bien que le contact ne soit pas directement observable, nous n'avons pas d'arguments pour le considérer comme tectonique.

Malgré la végétation et les nombreux éboulis, cette série se présente comme un panneau; lequel est affecté de plis métriques dans la partie supérieure des affleurements (Fig. 40). L'épaisseur des quartzites est d'environ 6 mètres.

Fig. 40 - Les affleurements de quartzites sur la coupe de la Mira
Los afloramientos de quartzitas en el corte de la Mira



Contact stratigraphique ?

voir photographie 7 Planche 6



légende : 1/ orthogneiss de Guayacan; 2: mélange; 3: quartzite à ciment carbonaté et parapsrinite; 4: complexe basique (métagabbros + prasinites).

Cette série est composée de bancs décimétriques, de couleur blanchâtre à gris-blanc, de granulométrie très fine, aux cassures anguleuses et très riches en quartz. Nous notons, au sein de ces quartzites des passées de couleur verdâtre, d'épaisseur allant de 0,5 cm au décimètre, de la base de l'affleurement à son sommet. Ces niveaux riches en chlorites sont généralement altérés et de couleur noirâtre. Il semblerait, malgré le contexte tectonique environnant que ces lits, plus phylliteux constituaient initialement des niveaux lenticulaires.

Au sein des quartzites, dans la partie inférieure de la coupe (localisation Fig. 39), nous observons une structure chaotique sur une longueur d'environ 1 mètre. (Pl. 6 Ph. 7 Fig. 41). Englobé de part et d'autre par des bancs à pendage sud, de quartzites et de passées verdâtres centimétriques, nous observons différents blocs dans une matrice de schistes verts piquetés d'ocelles blanchâtres. Ces blocs de diverses compositions sont respectivement :

* des blocs décimétriques, à structure litée (lits verdâtres millimétriques et blanchâtres centimétriques), à pendage nord, microplissotés. Les niveaux blanchâtres ont un grain d'autant plus grossier qu'ils sont proches des lits verdâtres;

* des blocs de quartzites, à cassure nette, de différentes tailles et formes. Ils apparaissent tantôt en lambeaux parallépipédiques de 7 cm d'arête sur une longueur de 25 à 30 cm, tantôt en esquille centimétrique à décimétrique;

* au sein de ces schistes nous remarquons, en plus de ces blocs, des amas de contours diffus, s'anastomosant avec les lithofaciès de la matrice. Ces niveaux présentent les mêmes caractéristiques que les lits proches des passées verdâtres décrits dans les blocs lités.



Fig. 41 - Dessin de détail de la structure chaotique au sein des quartzites. Coupe de La Mira

Dibujo de detalle de la estructura caotica dentro las quartzitas - Corte de la La Mira

Nous observons donc dans cette structure chaotique des blocs de quartzites, des blocs composés de lits verdâtres et blanchâtres dans une matrice de schistes de couleur verdâtre à noirâtre.

3. LA PETROGRAPHIE DES QUARTZITES ET DES LITHOFACIES ASSOCIES

Trois échantillons ont été récoltés dans cette série.

3.1. Les quartzites

- En lame mince (lame MAR 129), cette roche est essentiellement composée de quartz, et en moindre proportion de plagioclase. Ces minéraux sont englobés dans une matrice de calcite. Ce lithofaciès très siliceux présente une texture orientée, soulignée par la forme allongée des clastes de quartz et des rares feldspaths. En lame mince naturelle la limite de ces grains est marquée par un liseré sombre. Certains grains de quartz ont toutefois gardé, semble-t-il, leur aspect arrondi initial, au sein de grandes plages de calcite (Pl 6 Ph. 8). La calcite constitue environ 10 % de la lame. Elle se localise, non seulement entre les grains, mais aussi dans des microfissures. Quelques chlorites, de rares clinozoïtes ainsi que quelques opaques constituent des minéraux accessoires.

L'analyse pétrographique confirme notre première diagnose. Il s'agit de quartzites légèrement feldspathique à ancien ciment carbonaté. Ces lithofaciès représentent d'anciens grès arkosiques à ciment carbonaté.

3.2. Les blocs lités ou prasinites litées

- L'analyse microscopique (lame MAR 130) révèle que les lits verdâtres sont constitués d'albites mâclées, poeciloblastiques, de chlorites (kaki en LP), de clinozoïte ainsi que, en beaucoup plus faible pourcentage, de reliques d'amphiboles. Les poeciloblastes albitiques atteignent couramment une taille supérieure au millimètre. Ils sont truffés d'inclusions de clinozoïsite et de quartz.

Ces prasinites litées, observées au sein de la structure chaotique, sous forme de blocs, sont parfois microplissotées. Ces plis sont soulignés par le contraste entre des veinules de quartz et les lits chloriteux qui constituent globalement ce litage.

3.3. La matrice des schistes verdâtres de la structure chaotique. Les prasinites

- La pétrographie de ces schistes à ocelles blanchâtres, microplissotés est illustrée par l'étude de la lame MAR 44.

Minéralogiquement elle diffère peu de la lame MAR 130 (prasinites litées). Nous notons toutefois un grand développement des albites qui atteignent ici fréquemment une taille supérieure à 3 mm. Le pourcentage en chlorite y est nettement plus élevé et les grains de quartz y sont rares.

Il s'agirait d'anciens niveaux sédimentaires détritiques très riches en ferromagnésien transformés en prasinites dans le faciès schistes verts.

4 DISCUSSIONS ET SYNTHESSES

Des observations précédentes on peut dégager les faits suivants :

a. la présence d'anciens niveaux gréseux incontestables, souligne l'origine sédimentaire de cet ensemble lité;

b. les métagrès sont ici dominants contrairement aux lithofaciès caractéristiques du détritisme ophiolitique décrit précédemment;

c. la source de ces métagrès doit être recherchée dans les massifs orthogneissiques, intrusifs dans la méta-ophiolite et érodés.

N.B. Nous rappelons à cet égard les travaux de Taylor (1960, page 849) qui soulignent l'existence de séries, d'origine sédimentaire certaine, très similaires aux lithofaciès des massifs orthogneissiques environnants. Cette observation intéressante fut également effectuée par Maresch (1973, page 30). Ce dernier cartographia ces lithofaciès sous le terme J trag (cf. carte Maresch, 1972, page 21).

d. Pour expliquer l'interstratification de ces anciens sables quartzeux avec des passées riches en ferromagnésiens (actuellement parapsinites). Deux hypothèses peuvent être avancées:

* les niveaux ferromagnésiens initiaux sont issus du démantèlement sous-marin de masses métagabbroïques et les quartz détritiques proviennent des massifs orthogneissiques;

* Ces orthogneiss constituent une source unique, à la fois pour les niveaux quartzeux et pour les actuelles parapsinites (triage sélectif).

I.c. Les séries méta-volcano-sédimentaires, spilites et métasédiments associés

1. GENERALITES

Ces séries affleurent essentiellement le long de la route Los Robles-Atamo. Elles furent cartographiées par Taylor (1960) et désignées par Gonzalez de Juana et al. (1968-1980) sous le terme Formation El Cauca (partie du Groupe Los Robles). Nous les retrouvons également: - au Sud du Morro El Palmar; - dans la demi-fenêtre de El Tirano; - au Nord du Cerro Guayamuri, et enfin au Nord de Playa El Agua (Sud-Est du village de Manzanillo).

Chacun de ces groupes d'affleurements présente des caractéristiques, aussi bien sédimentaires que lithostratigraphiques intéressantes.

2. LA SERIE META-VOLCANO SEDIMENTAIRE AU SUD DU MORRO EL PALMAR

Elle affleure sur les métagabbros (voir plus haut description lame MAR 12), en position inverse dans la mégastructure en plis couchés du Morro El Palmar (Fig. 42). Elle est plaquée et enchassée dans la masse métagabbroïque, à l'extrémité méridionale de cette colline. Elle affleure également au Nord, près de l'embarcadère des ferries; mais à ce niveau elle est très tectonisée et transformée.

* Le contact méridional avec les métagabbros

Son contact, subvertical avec les métagabbros géométriquement sus-jacents, n'est pas marqué par une bande de mylonite ou une lentille de roches ultrabasique. Bien que ce plan soit tardivement repris par des microfailles subhorizontales (Pl 7 Ph. 1), nous remarquons le caractère discordant de cette la métasédimentaire sur les roches méta-ignées sur environ 1,5 mètres de longueur.

A cet endroit nous notons le contour dentelé des métagabbros à texture grenue sur

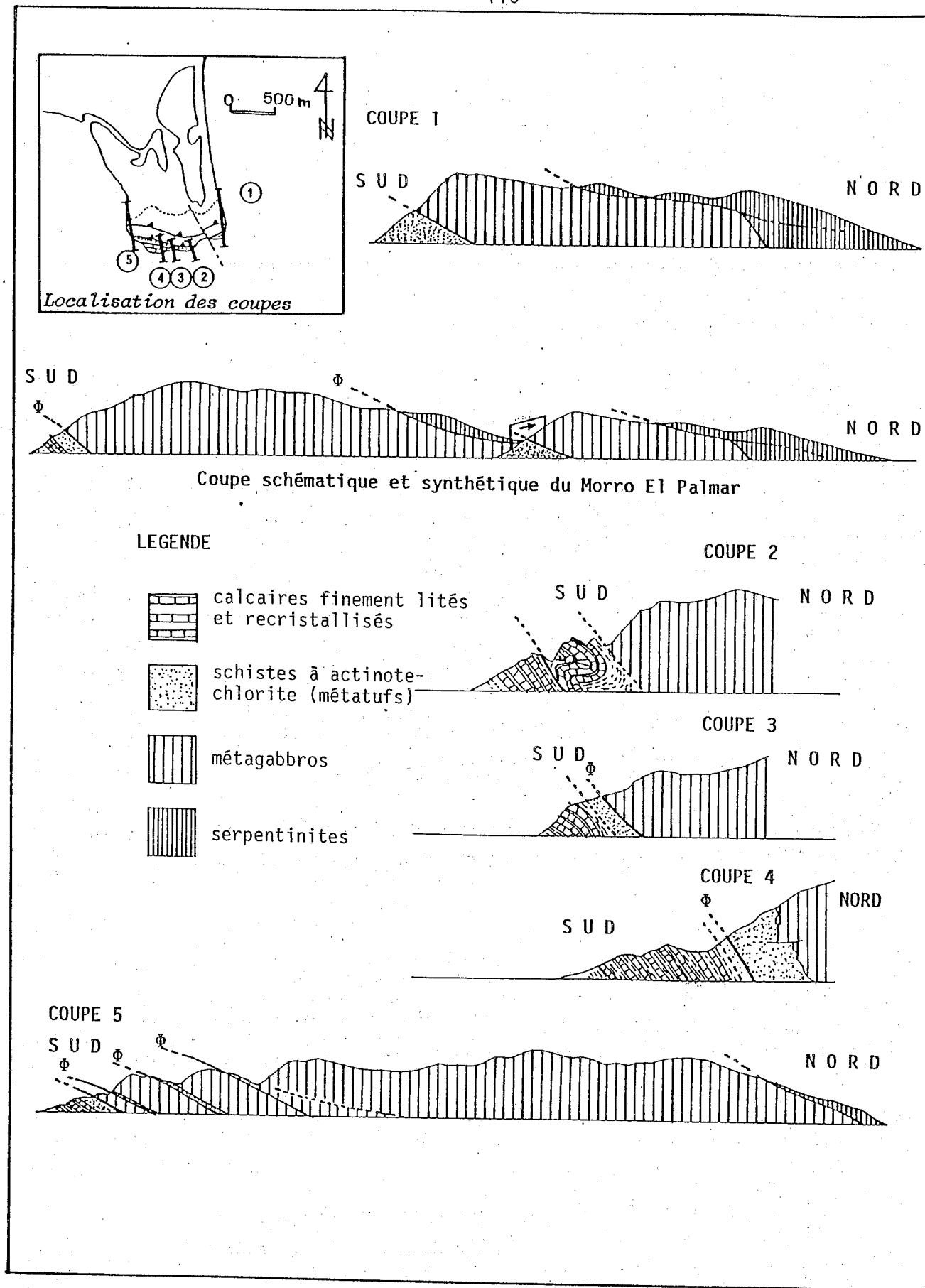


Fig.42 - Localisation des niveaux volcanosédimentaires et carbonatés au Sud du Morro El Palmar

Ubicación de los niveles volcano-sedimentarios y carbonatados al Sur del Morro El Palmar

lequel des schistes de couleur verdâtre, très fins, se moulent. Sur les autres affleurements, le long de cette presqu'île, le contact entre les métasédiments et les métagabbros est difficile à étudier car il est fréquemment tectonique ou très difficile d'accès.

Au niveau du Morro El Palmar, les schistes n'affleurent que sur quelques mètres; nous les observons dans de nombreuses écaïlles, contemporaines des failles subhorizontales visibles dans la masse métagabbroïque.

3. LES SERIES META-VOLCANO SEDIMENTAIRES ET LES METASEDIMENTS ASSOCIES, ENTRE LES VILLAGES DE LOS ROBLES ET ATAMO.

Ces anciennes séries sédimentaires sont recoupées par la route; mais les plus beaux affleurements se localisent, d'une part, sur les bas-côtés de la piste reliant le Nord de Los Robles aux carrières de la Asuncion et, d'autre part, dans le terrain de moto-cross au Nord Est de la ville de Porlamar.

Cette série est limitée cartographiquement, à l'Ouest, par un contact tectonique majeur souligné par une lentille décamétrique de péridotites serpentinisées et, à l'Est, par des dépôts quaternaires continentaux d'argilites rouges.

Globalement, ces lithofaciès présentent des teintes verdâtres et varient d'un pôle graphiteux à un pôle chloriteux, riche en épidote. Certaines passées sont constituées exclusivement d'épidote cryptocristalline disposée en très fines lamines et de quartz (lames MAR 31 a et b).

- La présence de lentilles quartzzeuses centimétriques à parfois décimétriques dans les lithofaciès riches en chlorite microplissées isoclinale dans la foliation crénelée, souligne le caractère polyphasé de ces métasédiments.

- La majorité de ces roches présente macroscopiquement des reflets satinés et apparaît composée de chlorite et d'amandes quartzo-feldspathiques millimétriques.

- En lame mince (lames MAR 18-R et MAR 17-R) ce type de lithofaciès présente une texture mylonitique. Les porphyroclastes se concentrent dans des amandes. Ces dernières sont composées de quartz (à extinction roulante et d'une taille allant de 300 à 800 μ); de plagioclases damouritisés présentant des macles mécaniques et de nombreuses microfractures remplies de calcite, de clinzoïsite. Ces différents éléments sont allongés et cisailés dans la foliation qui est marquée par l'alignement de minéraux phylliteux du type muscovite mais surtout chlorite et par des épidotes. Les plagioclases damouritisés s'émiettent en un agrégat cryptocristallin de néoplagioclases et de quartz (15 μ), à joints tantôt lobés, tantôt festonnés. Dans leurs ombres de pression se développent des phyllites (chlorites = pennine + talc-chlorite (?)) et des muscovites/séricite) ainsi que de la calcite. Certaines petites plages de calcite sont parsemées, au hasard, dans les plans de foliation. Quelques oxydes complètent cet inventaire minéralogique.

Au niveau du terrain de moto-cross de Porlamar, les lithofaciès sont plus riches en matière graphiteuse. Associés aux schistes graphiteux nous avons noté la présence de méta-psammites noires microplissées sur une longueur de 50 centimètres.

- - En lame mince (lame MAR 76-77) ces lithofaciès siliceux présentent une alternance de lits phylliteux à graphite et de lits quartzzeux à texture microgranoblastique, essentiellement isogranulaire. La taille des grains de quartz est en moyenne

de l'ordre de 30 μ ; certains cependant atteignent une taille de 300 μ par recristallisation. Les limites de chaque grain sont frangées d'un fin liseré sombre, facilement distinguable en LN. dans les lits essentiellement graphiteux s'observent de fines paillettes de séricite. Ces dernières sont également observables dans les lits siliceux. Elles présentent une taille qui n'exède pas 180 μ de longueur.

Près du rond-point, sur la piste reliant les carrières à Los Robles, dans les lithofaciès riches en épidote et chlorite nous avons trouvé un bloc métrique d'orthogneiss allongé dans la foliation (Pl. 7 Ph. 2). Sa linéation d'allongement est parallèle à celle de son encaissant (N.190). Macroscopiquement cet orthogneiss est similaire aux orthogneiss du Matasiete.

- L'étude microscopique révèle les caractéristiques pétrographiques suivantes (lame MAR 350): L'échantillon présente une trame granolépido-blastique isogranulaire, composée d'agrégats quartz-plagioclasiques (la taille de ces grains, - à joints lobés et festonnés - oscille entre 20 et 65 μ) et de rares phyllites (muscovite et chlorite). Dans cette trame baignent de grands cristaux reliques de plagioclases damouritisés et quelques feldspaths potassiques (rares) avec des veinules albitiques d'exsolution. Dans les ombres de pression des mégacristaux se développent des muscovites, des chlorites (170 μ de longueur), quelques granules de zoïsite (30 μ) et de la calcite. Les muscovites et chlorites peuvent toutefois former de petits lits discontinus en dehors de ces zones protégées.

4. LES SERIES META-VOLCANO SEDIMENTAIRES, SPILITES ET METASEDIMENTS ASSOCIES AU NIVEAU DE LA DEMI-FENETRE DE EL TIRANO

Au Nord du Cerro Guayamuri, affleurent, dans la demi-fenêtre antiforme de El Tirano, des schistes (séries méta-volcano sédimentaires), des métapsammites, des métacherts et des spilites.

a) Les schistes sont ici plus graphiteux que riches en épidote et chloriteux. Ils ressemblent à ceux observés au niveau du terrain de moto-cross de Porlamar.

b) Les roches siliceuses noires (métapsammites-métacherts) soulignent l'ancienne stratification de cette série. A ce niveau d'El Tirano, elles sont bien développées et facilement reconnaissables (Pl. 7 Ph. 3).

- En lame mince (lames MAR 85-86-341) elles sont constituées de deux types de lamines, les unes claires, les autres sombres; toutes deux très microplissées.

- Les lits clairs; sont composés essentiellement de grains de quartz d'une taille inférieure à 5 μ et d'aspect souvent sale. Dans ces lits de très fines paillettes de muscovite/séricite se disposent parallèlement au litage. Elles ont une taille n'excédant pas les 15 μ . Dans cet agrégat cryptocristallin nous observons des amandes qui peuvent atteindre une longueur de 1,2 mm et sont constituées alors de grains de quartz à extinction roulante, à joints lobés et de dimension variant entre 65 et 150 μ .

- Les lits sombres, sont constitués de lamelles graphiteuses et de muscovite/séricite.

De nombreuses concentrations d'opaques complètent cet inventaire minéralogique.

c) Les spilites. En montant de quelques mètres, au dessus des niveaux métapsammitiques notés précédemment, nous observons, isolé dans une matrice schisteuse, un amas métrique de spilites. Nous pouvons reconnaître les vestiges des structures de débit en coussin dans ces métavolcanites (Pl. 7 Ph. 4). L'espace inter-"pillow" est composé du mé-

me matériel que celui de la matrice. Nous décrivons la pétrologie de ces anciennes coulées volcaniques sous-marines dans le prochain paragraphe.

5. LA SERIE META-VOLCANO SEDIMENTAIRE, SPILITES ET METASEDIMENTS ASSOCIES, AU SE DU VILLAGE DE MANZANILLO

Ces différents lithofaciès furent décrits, pour la première fois, par Taylor (1960) et regroupés sous le nom de "Formation Manzanillo". Maresch W.V. (1973, pages 20-21) en fit les équivalents très probables de la Formation El Cauca du Groupe Los Robles.

Nous sommes en accord avec cette dernière suggestion. Nous retrouvons, comme précédemment, un ensemble formé de niveaux verdâtres, méta-volcano sédimentaires; des métavolcanites et des métapsammites. Mais ici les roches siliceuses sont intimement associées aux spilites et constituent, par endroits, semble-t-il, les sédiments inter-pillow.

a) Les schistes à chlorite, épidote et actinote (métatufs):

Ces métasédiments verdâtres sont composés macroscopiquement (échantillon MAR 347), de lits jaune-verdatre essentiellement, en alternance avec de rares passées blanchâtres.

- L'étude macroscopique (lame MAR 347) révèle que cette roche est composée, d'une part, de lits riches en épidote (pistachite) cryptocristalline ($\approx 80 \mu$), où s'adjoignent des phyllites du type muscovite/séricite; des chlorites; des actinotes soit prismatiques ($\approx 25 \mu$), soit aciculaires (150 μ de longueur sur 10 μ de large); de rares lentilles de quartz et de plagioclase (albite ?) (de 20 μ à 150 μ de diamètre) et d'autre part, en un moindre pourcentage, des agrégats quartz-plagioclasiques. Ces derniers minéraux se caractérisent par une désagrégation d'anciens clastes de plagioclases, damouritisés et mûlés tectoniquement et par la mise en sous-grain de gros grains de quartz à extinction roulante. Ces reliques ont une taille qui varie entre 500 μ et 2 mm. Sur ces individus, à caractère relictuel, qui baigent dans leur matrice de désagrégation, nous notons de très fines baguettes translucides d'actinotes (150 μ de longueur sur 10 μ de largeur), disposées fréquemment en gerbes avec quelques rares granules de pistachite et de petites chlorites.

b) Les métalaves

Bien que ces affleurements soient très tectonisés, on reconnaît localement des amas de couleur sombre rappelant les métalaves à débit en coussin, observés dans la demi-fenêtre de El Tirano.

Sur échantillon scié (MAR 348) nous observons que cette roche présente un grain très fin, cryptocristallin. Des plages subarrondies, de couleur verdâtre à noirâtre se détachent sur fond vert clair. Ces plages sont piquetées d'ocelles noires, de 1 à 1,5 millimètre de diamètre.

- Au microscope (lame MAR 348), cette spilite est composée essentiellement de chlorite, d'amphiboles brunâtres prismatiques, d'actinotes aciculaires, de rares plages de calcite et d'une quantité importante d'opaques dans une trame de néoplagioclase et de produits phylliteux cryptocristallins.

* Les amphiboles brunâtres ont, pour l'essentiel, gardé un aspect prismatique; leur taille varie de 50 μ à 1,2 mm. Les plus petites se disposent en lits tandis que les plus grosses, à leur extrémité, perdent leur teinte de polarisation pour se transformer en amphibole verte et parfois en chlorite. Les épidotes, pour la plupart groupées en amas, sont du type pistachite.

* La trame, très recristallisée, est composée de petites plages limpides, plagioclasiques (albite probable ?), de chlorite disposée de façon diffuse et de nombreux produits cryptocristallins, généralement associés à des opaques.

Ces amphiboles prismatiques brunâtres, bien qu'elles rappellent des hornblendes basaltiques, sont plutôt des oxyhornblendes ou kaersutites; elles ont été décrites par Deer *et al.* (1963, page 321, val 2) comme des amphiboles riches en titane et fréquemment observées comme produit de rétro-morphose d'olivine mais également de titanite. Nous avons opté pour cette hypothèse car s'il s'agissait de hornblende basaltique nous aurions dû observer des reliques de clinopyroxènes magmatiques beaucoup plus stables lors des phénomènes de spilitisation (cf. Partie II, Chapitre III - Le volcanisme de la couverture du substratum méta-ophiolitique).

c) Les métapsammites ou métacherts

Ils se présentent en bancs centimétriques (2 à 3 cm), microplissés.

- En lame mince (lame MAR 41 - MAR 355), ces métapsammites sont en tous points semblables à celles observées dans la demi-fenêtre de El Tirano. Nous notons l'alternance de lits composés de muscovites et de graphite avec des niveaux siliceux. Les grains de quartz ont une taille moyenne de 40 μ , les joints sont lobés à festonnés et chaque individu présente une extinction roulante.

6. SYNTHÈSE SUR LES SÉRIES META-VOLCANO SÉDIMENTAIRES, SPILITES ET METASÉDIMENTES ASSOCIÉS

Nous retenons de l'étude de ces lithofaciès les points suivants :

* Les actuels schistes à chlorite, épidote, actinote et lentilles de quartz et les schistes graphiteux représentent, très probablement, d'anciens niveaux tuffacés, pyroclastiques d'une part et, d'autre part, des sédiments riches en matière organique, sans toutefois présenter une organisation lithostratigraphique précise. Ces deux anciens dépôts sédimentaires constituent la majorité des lithofaciès de couverture de la métaophiolite. La présence d'anciens épanchements volcaniques basiques sous-marins, à débit en oreillers corrobore l'idée d'anciens niveaux tuffitiques. Cette interprétation pour les lithofaciès verdâtres du Groupe Los Robles (Formation El Cauca) fut déjà émise par Taylor en 1960. Les "Cheminées" des épanchements basaltiques n'ont pas été trouvées. Seul un filonnet, de 15 cm de large et fracturé, sécant à la foliation des métagabbros du Morro El Palmar pourrait être un témoin de cette phase de volcanisme;

N B - Comme nous l'avons déjà mentionné dans l'introduction de ce chapitre, le complexe méta-ophiolitique se présente essentiellement sous forme d'amphibolite et de péridotites serpentinisées. Parmi les amphibolites les études ayant trait à l'affinité géochimique, permettent peut-être de différencier d'anciens filons basaltiques ou gabbroïques des roches appartenant au complexe méta-ophiolitique de Margarita.

* ces anciens niveaux tuffacés et graphiteux reposent en discordance sur le substratum métagabbroïque (cf. Morro El Palmar). Cette organisation lithostratigraphique indique une phase de déformation et d'érosion avant le dépôt de ces anciens sédiments;

* la découverte d'un olistolite d'orthogneiss de lithofaciès proche des orthogneiss de Matasiete ou de Guayacan, au sein de ces métasédiments verdâtres souligne que des massifs orthogneissiques acides étaient également soumis à l'érosion pendant le dépôt de ces métasédiments. Cette observation pourrait être reliée lithostratigraphiquement et génétiquement à la présence de métagrès à ciment carbonaté décrits dans le paragraphe précédent;

* les métapsammites et les métacherts sont probablement d'anciens dépôts siliceux organiques (radiolarites). Il est difficile d'envisager une origine purement

diagénétique pour les niveaux de métacherts finement lités, à partir de solutions saturées en ions siliceux. Car ces dernières ne peuvent se concentrer et se sédimenter sans l'intervention d'organismes. Malheureusement, vu l'état actuel de ces roches, aucune faune n'a été découverte. Cependant, cette série volcano-sédimentaire de Paraguachoa (Fm. El Cauca - Ex Formation Manzanillo), pourrait être corrélée régionalement à l'unité volcano-sédimentaire du Rio Guare* définie et étudiée par Beck *et al.* 1984. Les auteurs mentionnent tant au niveau de la coupe Rio Guare que de la coupe de la Quebrada Casupo la présence de calcaire siliceux à radiolaires, de pyroclastites intercalées de shales noires, d'un niveau de laves en coussin, de grès à ciment calcaire, de conglomérats calcaires à galets et blocs de gabbros et d'harburgite. L'assemblage des radiolaires trouvées indique une répartition temporelle comprise entre le Berriasien et l'Albien. Ainsi, à titre d'hypothèse nous proposons un âge crétacé inférieur (Aptien? - Albien?) pour les niveaux volcano sédimentaires et graphiteux (associés), observés à Paraguachoa.

I.d. Les séries carbonatées et graphiteuses de couverture

Nous les observons bien exposées, au Sud du Morro El Palmar et aux environs de l'aéroport de Margarita.

1. LES MARBRES FINEMENT LITÉS DU MORRO EL PALMAR

Ils sont en contact tectonique avec les séries méta-volcano-sédimentaires et constituent le sommet de la couverture du substratum méta-ophiolitique. Les marbres affleurent à l'extrémité méridionale du Morro El Palmar sur une bande discontinue de quelques mètres de largeur où l'on observe des bancs centimétriques de calcaires recristallisés de couleur grisâtre, en alternance avec de fines passées graphiteuses (Pl. 7 Pt. 5). (cf. Fig. 42, localisation).

- Au microscope (lame MAR 7 et 8), nous observons de nombreuses plages de quartz au sein de la matrice carbonatée. La dimension de ces anciens clastes varie de 40 - 30 à 400 - 680 μ . Ces quartz, soit isolés soit en amandes ont une extinction roulante et leurs contours vis-à-vis de la matrice sont généralement lobés à festonnés. Ces éléments siliceux constituent, approximativement, 20 à 15 % de la roche. Quelques lamelles de graphite, de muscovite ainsi que quelques opaques complètent l'inventaire minéralogique des calcaires recristallisés.

2. LES METAPELITES CARBONATÉES AUX ALENTOURS DE L'AÉROPORT

Ces lithofaciès affleurent au Sud du village de Las Bermudez (cf. carte géologique de Margarita annexe B). Ils apparaissent au cœur d'une antiforme très ouverte, sous les séries miocènes et sont limités au Sud par l'Eocène de la Fm. Punta Carnero.

Ces métasédiments sont composés, au Nord, de calcaires recristallisés finement lités et au Sud, de métapelites carbonatées en alternance avec des lamines millimétriques et calcaires recristallisés.

- En lame mince ces lamines carbonatées (lame MAR 142) présentent une texture grano-blastique à très faiblement lépidoblastique. Dans la matrice carbonatée des fragments de quartz, de plagioclases ainsi que des plages et amandes phylliteuses cons-

* L'unité volcano-sédimentaire du Rio Guare affleure dans la partie centrale de la chaîne Carraïbe au Sud-Ouest de Caracas.

tituent l'essentiel des minéraux autres que carbonatés.

* Les grains de quartz sont généralement isolés, sans extinction roulante, souvent arrondis et parfois présentent de légers golfes de corrosion. Leurs tailles oscillent entre 40 et 200 μ . Ils constituent, grosso modo, 10 % de la roche.

* Les plages phylliteuses atteignent jusqu'à 700 à 800 μ sont composées d'une part de muscovite et, d'autre part, de talc (?) parfois disposé en gerbe.

- La foliation est soulignée en lumière naturelle par des lamelles sombres (muscovite-graphite) de 50 μ de longueur en moyenne. Ces minéraux phylliteux sont fréquemment accompagnés d'oxyde.

3 SYNTHÈSE

De ces descriptions, nous pouvons retenir les faits et déductions suivants :

- * ces niveaux carbonatés sont souvent riches en quartz. Lorsque ces derniers n'ont pas subi une recristallisation trop importante, nous notons leur caractère volcanogène (quartz avec lacunes de cristallisation - golfes de corrosion);
- * l'existence, bien qu'en faibles proportions, de clastes de plagioclase indique un transport rapide entre la source en démantèlement et son milieu de dépôt;
- * La présence probable de talc nécessite une source basique ou ultrabasique.

Nous proposons, pour cette série sommitale de couverture, une sédimentation de type hémipélagique, synchronique (à légèrement postérieure) d'épisodes volcaniques et à proximité d'une source susceptible de fournir des péridots qui pourront se pseudomorphoser en talc.

II - LES METASÉDIMENTS DE COUVERTURE DES META-OPHIOLITES DE MACANAO

Cette couverture se décompose, de la base au sommet, en quatre séquences :

- une séquence exclusivement volcano sédimentaire;
- une séquence intermédiaire constituée d'une alternance de fines passées volcano sédimentaires et de passées graphiteuses;
- une séquence graphiteuse légèrement détritique;
- une séquence sommitale composée de bancs de calcaires recristallisés, alternant avec des graphito-schistes.

Deux coupes illustreront succinctement cette couverture.

II.a. La coupe de Punta El Tigre (Macanao, partie N.E.)

Cette section recoupe un anticlinorium, à cœur de serpentinite, déversé et cisailé vers le Sud. Elle présente, du Nord au Sud, la succession suivante (Fig. 43).

* Une séquence de schistes verdâtres, mêlés de quelques niveaux centimétriques siliceux et de rares intercalations centimétriques de spilite (?). Cette série septentrionale apparaît très plissée et microplissée. Son contact avec les métagabbros sous-jacents est tectonisé (cf. description Paragraphe I.B).

* La masse métababbroïque est affectée de nombreux cisaillements subhorizontaux Est-Ouest et de décrochements N.140. Des bandes de chloritites, parallèles à la foliation des metagab-

bros soulignent d'anciens couloirs de cisaillements;

* Le contact métagabbros/serpentinite est répété.

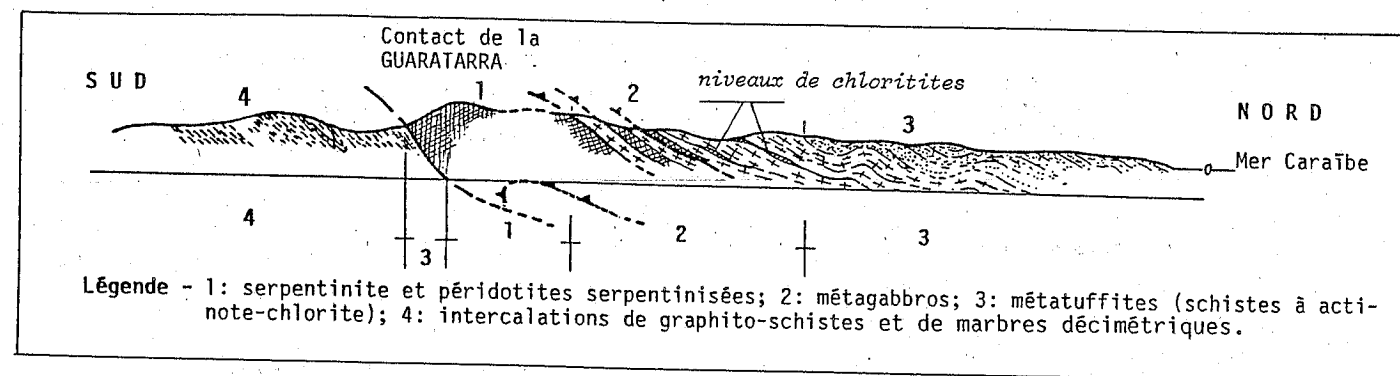


fig. 43 - Coupe de Punta de Tigre

Corte de Punta de Tigre

* Les serpentinites (péridotites serpentinisées) reposent par faille inverse (contact de la Guaratarra) sur les séquences sommitales de cette couverture du substratum méta-ophiolitique. Nous retrouvons en effet des marbres sur le flanc septentrional de cet antiforme (cf. carte V-C-V. 1969).

* Sous ces serpentinites, affleurent, au sein des graphito-schistes des passées verdâtres de 0,50 m de largeur, observables sur cinq à six mètres. Ces lithofaciès rappellent d'anciennes séries tuffacées. L'observation attentive de ces roches permet de noter leur fort pourcentage en chlorite. Quelques mètres plus au Sud, nous observons des bancs décimétriques de marbres gris; ces lithofaciès carbonatés constituent le sommet de cette pile lithostratigraphique.

II.b. La coupe du Morro Robledal (Macanao, partie N.W.)

Cette section représente le flanc méridional d'un méga-anticlinal à cœur métababbroïque. Sur l'extrémité sud de cette antiforme nous notons une répétition des séquences sommitales de la couverture, très probablement provoquée par le jeu d'un système d'écaillés à caractère tégumentaire.

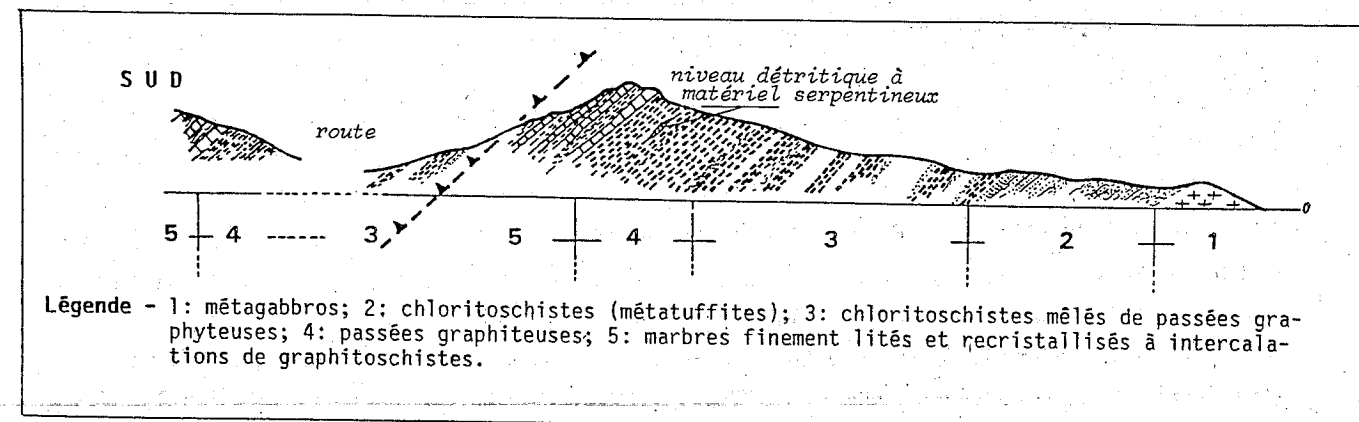


Fig. 44 - Coupe du Cerro Robledal

Corte del Cerro Robledal

Cette coupe présente successivement du Nord au Sud les lithofaciès et séquences suivants :

* au coeur affleurent des métagabbros traversés par un réseau dense de filons basaltiques non déformés;

* suit une séquence de schistes verdâtres finement lités d'origine (volcano-sédimentaire probable) plaqués sur la masse métagabbroïque. Nous n'avons cependant pas pu observer avec précision la nature du contact. L'agencement géométrique de ces lithofaciès sur la masse méta-ignée, l'absence de corps étranger coïncé entre ces différentes roches nous laissent à penser que ces métasédiments reposent de manière transgressive sur un substratum métagabbroïque ophiolitique. Ces roches verdâtres sont comparables à celles observées à Paraguachoa au niveau de Los Robles ou de Manzanillo (cf. description MAR 347).

* une séquence, dite intermédiaire, composée d'une alternance de niveaux verdâtres et de passées graphiteuses noirâtres, surmonte géométriquement les roches précédemment décrites;

* cette séquence intermédiaire passe graduellement à une séquence graphiteuse qui constitue le pôle graphiteux de la séquence de transition. Ces lithofaciès, en plus de leur pourcentage élevé en graphite, sont légèrement plus détritiques. Nous notons en effet la présence de fines passées lenticulaires plus riches en quartz ainsi que de petits fragments centimétriques, d'aspect sale, de schistes serpentineux. Ce lit de débris de schistes serpentineux, intercalé dans les schistes graphiteux, n'affleure que sur une longueur de 2 mètres et sur une épaisseur inférieure à 40 centimétriques. Ce niveau détritique, à matériel ultrabasique, confirme l'existence d'une surface d'érosion entre les métasédiments essentiellement méta-volcano-tuffacés et un substratum méta-ophiolitique;

* une alternance de marbres de couleur grise à blanchâtre en bancs décimétriques et de passées graphiteuses constitue les termes sommitaux de cette couverture.

II.c. Synthèse des observations, apports de la bibliographie

Vis-à-vis des séries de couverture décrites plus longuement au niveau de la péninsule de Paraguachoa nous remarquons les analogies et différences suivantes :

- une grande similitude entre les différents lithofaciès et dans les successions lithostratigraphiques;
- l'absence d'un détritisme ophiolitique bien développé ainsi que celle des séries quartzitiques et parapsinitiques;
- une ressemblance quant à la nature du substratum méta-igné de ces métasédiments de couverture.

L'intérêt de ces deux coupes est de présenter une succession plus ou moins complète des séries méta-volcano sédimentaires et carbonatées.

Les calcaires recristallisés de la séquence sommitale furent datés du Cénomaniens avec toutefois quelques réserves par la découverte du genre *Hedbergella* sp (?) par le Docteur Max Furrer (in Vignali, 1979, page 33). Cette indication paléontologique est la seule pour les métasédiments étudiés aussi bien à Araya qu'à Margarita. Ces lithofaciès carbonatés, en petits bancs, sont fréquemment observés dans la cordillère métamorphique de la Chaîne Caraïbe (cf. Partie V). Si l'âge cénomaniens se trouvait confirmé par la découverte d'autres fossiles cette homogénéisation des faciès serait à relier avec la grande phase transgressive du Vracomien (Albien terminal) au Venezuela (Rossi T., 1985, pages 88 et 238) ou sur la façade occidentale d'Afrique (Vail J.R., 1970, modifié SNEA(P) in Reyre, D., 1984).

III. LES SÉRIES DE COUVERTURE DES META-OPIHOLITES D'ARAYA

Cette couverture est composée de la base au sommet :

- de chlorito-schistes;
- de calcaires noirs recristallisés, finement lités;
- de métagrès-méta-arénites.

- Les chlorito-schistes présentent de nombreuses variations latérales et verticales de faciès. Pour les illustrer nous retiendrons trois secteurs : Punta Perico-Playa El Maguey; Punta Caimanes-Punta El Turco et Cerro Salazar-Punta Don Pascual. Nous regroupons ces lithofaciès dans la Formation Laguna Chica (Fig. 45).

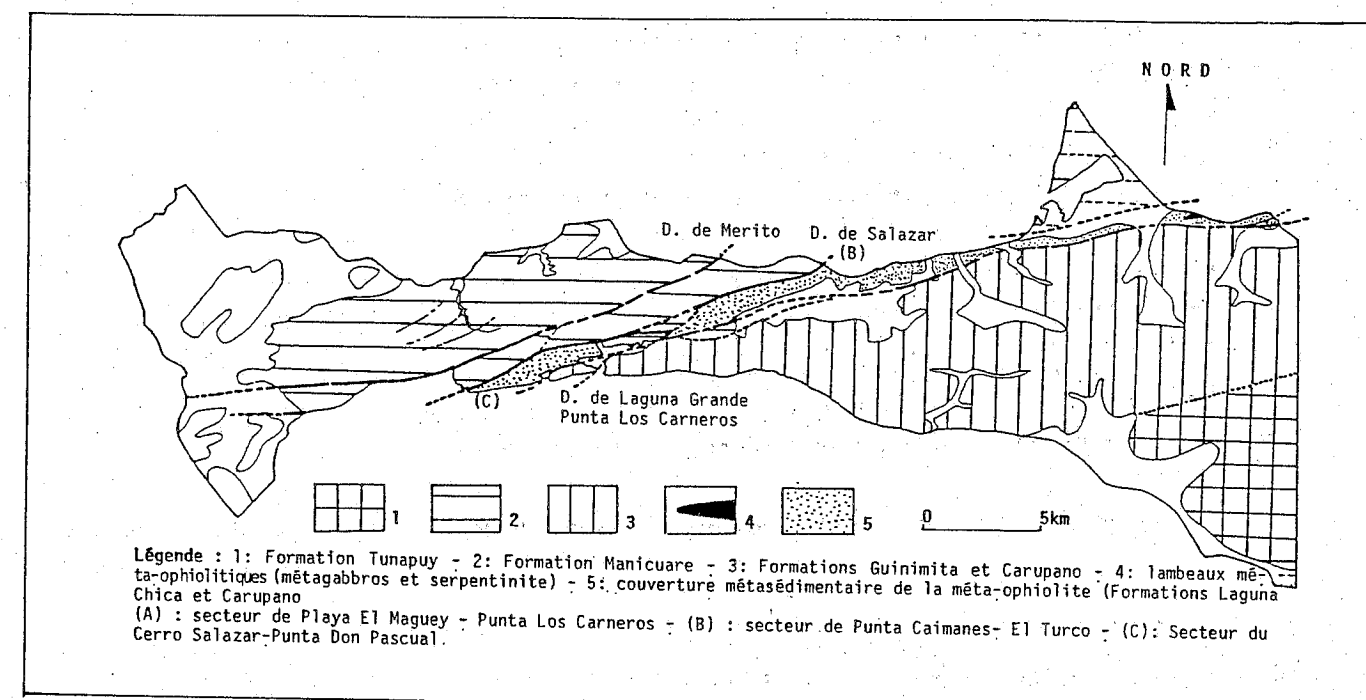


Fig. 45 - Carte géologique schématique de la péninsule d'Araya illustrant la position des lambeaux méta-ophiolitiques et leur couverture métasédimentaire

Mapa geológico esquemática de la península de Araya, ilustrando la posición de las escamas metaofiolíticas con su cobertura metasedimentaria

- Les calcaires noirs recristallisés, en alternance avec de fines passées graphiteuses sont identiques à ceux observés au Sud du décrochement de Punta Los Carneros-Laguna Grande (cf. Chapitre I, Fm. Carupano). Cependant ces lithofaciès carbonatés sont associés ici à un important volcanisme *in situ*. Nous étudierons leurs étroites relations.

- Les métagrès et méta-arénites constituent une file de collines séparées, jalonnant le décrochement de Punta Los Carneros-Laguna Grande. Ils affleurent particulièrement bien au niveau de Punta Los Carneros; nous les décrirons dans ce secteur.

III.a. Les chlorito-schistes et leurs variantes

Dans les différents secteurs choisis, ces chlorito-schistes (métatuffites) alternent

fréquemment avec de fines passées ou des niveaux plus graphiteux. Nous décrirons ces différentes séquences et nous démontrerons qu'elles sont surmontées, de façon discordante, par les séries carbonatées.

1. LE SECTEUR DE PUNTA PERICO-PUNTA EL MAGUEY

- Les schistes, de couleur verdâtre à noirâtre y sont étroitement associés, cartographiquement, aux roches ultrabasiques et basiques de Punta Perico (Fig. 46) (cf. Paragraphe I, Chapitre 2, p. 90).

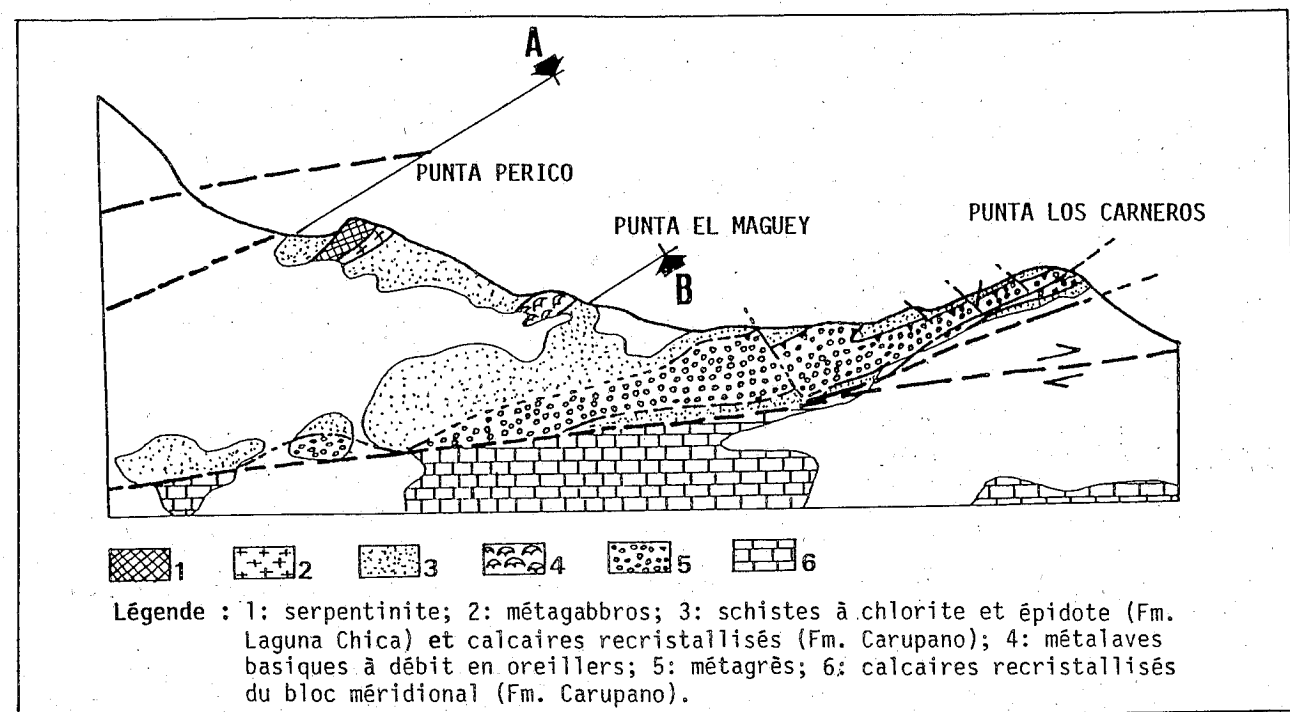


Fig. 46 - Carte géologique simplifiée du secteur de Playa El Maguey. Punta Los Carneros (échelle, voir annexe A)

Mapa geologico simplificado del sector de Playa El Maguey - Punta Los Carneros escala ver anexo A)

- La coupe qui s'étend de Punta Perico à Punta El Maguey (Fig. 47) présente des structures assez complexes, accompagnées d'une très forte transposition, elle met cependant en évidence les relations de concordance entre les séries méta-volcano sédimentaires et les lithofaciès carbonatés.

Les études détaillées des différents tronçons de cette coupe permettent d'établir une colonne schématique de l'édifice avant ces déformations. Cette reconstitution souligne les faits suivants :

a) les lithofaciès verdâtres (métatuffites) sont plutôt localisés à la base la colonne lithostratigraphique, étroitement associés aux roches basiques et ultrabasiques; (cf. Paragraphe I, p. 90).

b) les métasédiments graphiteux sombres, puis de couleur ocre à rosâtre, composent les séquences médianes de cette série;

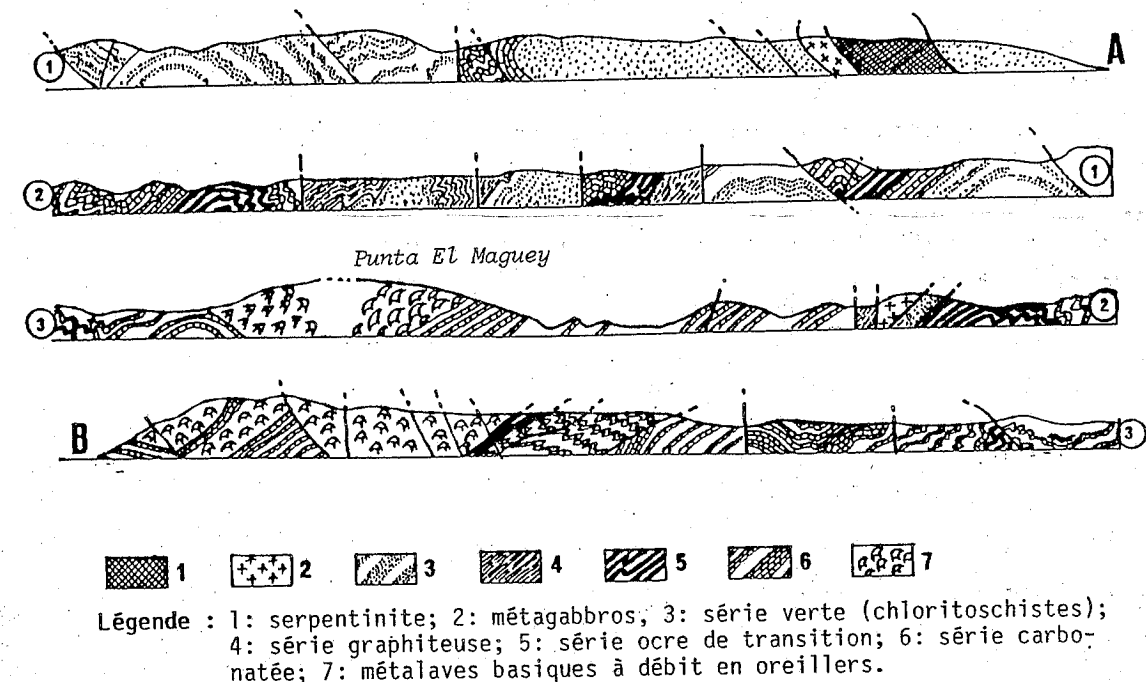


Fig. 47 - Coupe de Punta Perico à Punta El Maguey, voir Fig. 46 pour localisation
Corte desde Punta Perico Hasta Punta El Maguey (ver Fig. 46 para la localizacion)

c) viennent ensuite, en concordance, les séries carbonatées auxquelles sont associées des métavolcanites basiques.

1.1. Les séries verdâtres basales

Ces métasédiments affleurent constamment au contact (tectonique) de masses basiques et ultrabasiques (cf. coupe Fig. 33 Page substratum méta-ophiolitique à Araya). Cependant nous ne pouvons, dans l'état actuel du matériel, confirmer l'existence d'une ancienne surface de discordance entre la masse métagabbroïque et les métasédiments.

La couleur verdâtre de ces anciens dépôts n'est qu'une dominante; en fait ces lithofaciès sont composés de fines lamines verdâtres alternant avec des plus sombres graphiteuses (Fig. 48). Ce contraste de teintes soulignant la stratification permet la mise en évidence de nombreux microplis isoclinaux couchés (Fig. 49). En outre, ces métasédiments sont lardés de microfractures remplies de calcite.

- L'étude microscopique (lame ARA 9) révèle une texture lépido-némato-blastique. La foliation finement microplissée est marquée par des actinotes dont les plus longues n'atteignent pas 60 μ et par de la chlorite (teinte beige à cuivrée en LP). La roche comporte également de la calcite et de l'épidote.



Fig. 48 - afloramiento de la Formación Laguna Chica, zona de Playa El Maguey

Fig. 48 - Afloramiento de la Formación Laguna Chica, zona de Playa El Maguey

Observer les lamines graphiteuses dans les chloritoschistes (en noir)

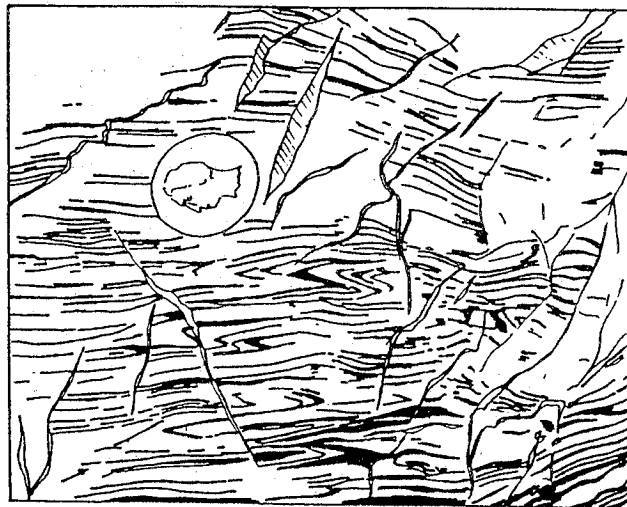


Fig. 49 - Détail des lithofaciès de la Formation Laguna Chica, zone de Playa El Maguey

Detalle de los litofaciès de la Formación Laguna Chica, zona de Playa El Maguey

Observer les nombreux microplis soulignés par les lamines graphiteuses

1.2. Les niveaux graphiteux et la séquence de transition avec les séries carbonatées sus-jacentes

- Les niveaux graphiteux : il s'agit de termes à dominante graphiteuse dans lesquels les passées métatuffitiques sont nettement moins abondantes. Le passage de la série basale avec la série graphiteuse est transitionnel.

- La séquence de transition : une séquence de 5 à 6 mètres d'épaisseur, de couleur rosâtre, constitue le terme de passage avec les calcaires noirs recristallisés sus-jacents, inclus dans la Formation Carupano. Au sein de cette séquence apparaissent les premières intercalations carbonatées, en bancs lenticulaires (Pl. 7, Ph. 6).

N.B. - Un terme de passage, aux caractéristiques identiques a également été signalé par Bladier (1976-1977), entre les Formations Tunapuy et Carupano, au Nord de l'accident de San José de Aerocuar, près de Carupano.

De l'étude de ce secteur de Punta Perico-Punta El Maguey nous pouvons retirer les résultats suivants :

- une très probable transgression des séries volcano-sédimentaires sur la masse métagabbroïque et serpentineuse;

- l'existence de 3 termes dans la Formation Laguna Chica; de bas en haut :

- * un terme basal à prédominance méta-volcano sédimentaire;
- * un terme médian plus graphiteux;
- * un terme sommital rosâtre qui constitue le passage transitionnel et concordant avec la Formation Carupano.

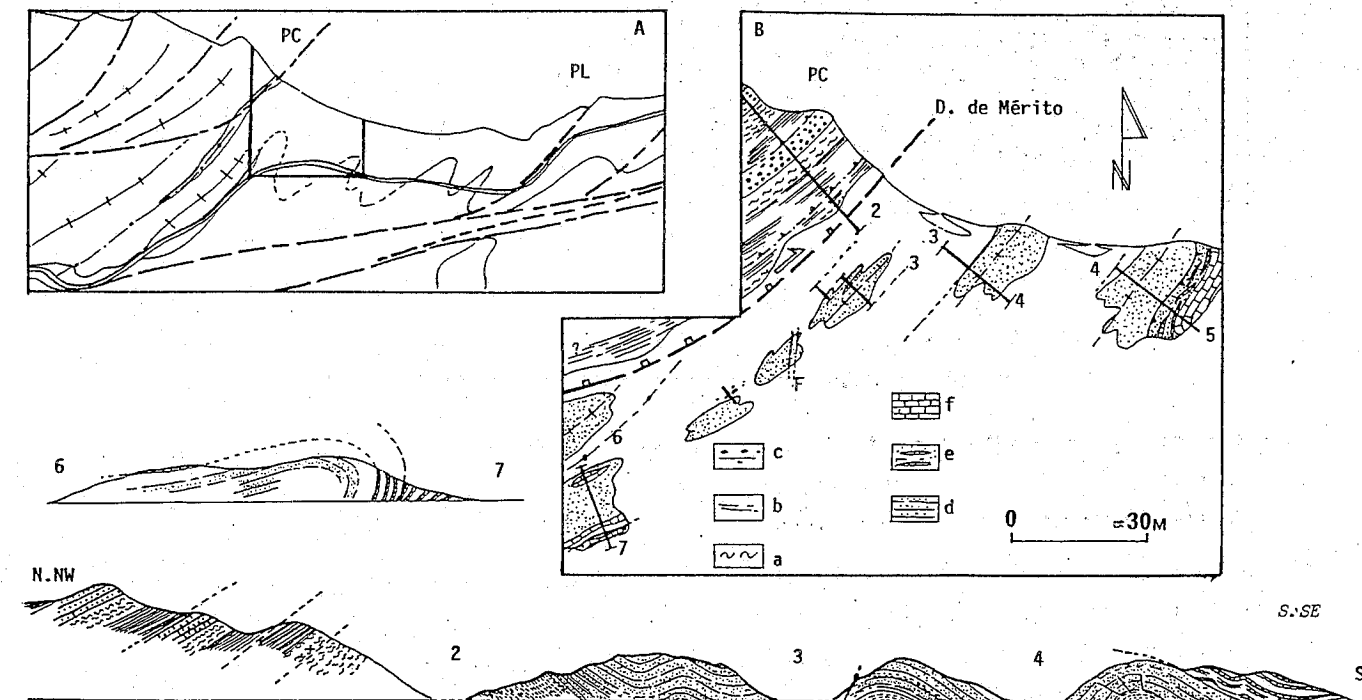
Contrairement aux opinions de C. Schubert (1972) - qui proposa, d'une part, un contact par faille entre les Formation Carupano et Laguna Chica et d'autre part, le caractère plus ancien de la Formation Carupano - cette coupe, au niveau de Playa El Maguey indique donc que la Formation Carupano repose lithostratigraphiquement sur la Formation essentiellement méta-volcano sédimentaire de Laguna Chica.

2. LE SECTEUR DE PUNTA CAIMANES ET PUNTA EL TURCO

Ici les différents lithofaciès de la Formation Laguna Chica affleurent au Sud du décrochement de Salazar.

Les coupes levées permettent une reconstitution de l'agencement lithostratigraphique initial de cette formation (Fig. 50).

A. Localisation de la carte - B. Carte géologique simplifiée - C. Coupes séries



Légende, carte et coupe : PC: Punta los Caimanes; PL: Punta El Turco : a. micaschistes, b. graphitoschistes, c. quartzites, (a + b + c = Fm Manicuaré), d. chloritoschistes de la Fm L. Chica à passées gréseuses, e. lithofaciès rougeâtre de passage entre les formations Carupano et Laguna Chica, f. calcaires recristallisés et finement lités de la formation Carupano.

Fig. 50 - Carte géologique schématique et coupes dans le secteur de Punta Caimanes - Punta El Turco
Mapa geologico esquematico y cortes en el sector de Punta Caimanes - Punta El Turco

Elle débute par une séquence de phyllites sombres, au sein de laquelle nous notons la présence d'un lit gréseux.

2.1. Les phyllites sombres

Macroscopiquement elles ont l'aspect de schistes très fins, se délitant en petits prismes.

- L'analyse microscopique (lame ARA 117) révèle le fort pourcentage des phyllites dans ces roches ; ce sont, par ordre décroissant du graphite, de la chlorite (200 μ) et de la séricite. Ces minéraux phylliteux sont étroitement associés à des oxydes. Cette roche comporte également du quartz qui se présente soit en grains isolés (particule silteuse) subarrondis à anguleux soit en amas lenticulaires fortement recristallisés (texture et recuit ?). Ces quartz ont des extinctions roulantes. La taille de ces différents grains de quartz oscille entre 250 μ à 150 μ .

Nous noterons que ces phyllites sombres passent latéralement et verticalement à des niveaux verdâtres très chloriteux.

2.2. Le banc gréseux

Interstratifié avec les phyllites, un banc gréseux lenticulaire affleure sur une dizaine de mètres de longueur et sur 0,7 à 1 mètre de large. Cette roche à grain fin présente une teinte grisâtre et apparaît homogène dans sa constitution.

- Pétrographiquement (lames ARA 116 A et B) elle est composée à environ 90 % de plages de quartz non jointifs, de taille variant entre 80 et 350 μ . Certaines, polycristallines, présentent des textures de recuit. Le contenu de chaque grain n'est jamais limpide. Un halo périphérique, constitué de phyllites (chlorite-séricite), de fibrilles d'oxydes, de graphite, de quartz, masque les relations intergranulaires d'origine sédimentaire.

2.3. Le niveau conglomératique

Nous y observons de nombreux galets fusiformes, de nature soit gréseuse, soit quartzeuse, soit métapélitique de 3 à 4 centimètres de longueur. L'un de ces galets, de 10 centimètres de longueur sur une épaisseur maximale de 5 cm, est lui-même conglomératique.

- L'étude microscopique de ce galet conglomératique (lame ARA 120) révèle que dans une matrice métagrésopélitique fine, s'étirent parallèlement à la schistosité de nombreux fragments lithiques de nature et de taille diverses.

* La matrice, intensément schistosée et d'aspect sale est composée essentiellement de quartz détritiques, de petite taille (10 à 50 μ) à contours diffus et souvent marqués par un liséré sombre; de phyllite (chlorite et séricite). Nous notons également la présence de petites actinotes 65 μ , des cubes de pyrite non déformés (30 μ d'arête à l'ombre desquels se sont développées des muscovites/séricite; des granules sphériques d'oxyde (20 μ de diamètre) disposés soit en lits soit isolés. Ces lits d'oxyde soulignent en lumière naturelle la schistosité qui affecte ce galet et ses constituants.

* Les fragments lithiques sont tantôt de nature polygénique, tantôt monogénique: - les fragments monogéniques regroupent à la fois des grains de quartz isolés, parfois de grande taille 5 à 6 mm, subarrondis et tectonisés (extinction roulante, et des quartzites à texture polygonale dont la taille des grains n'exède pas les 20 μ .

- les éléments détritiques polygéniques sont constitués de métagrès à séricite et de métapélites gréseuses. ces métagrès sont composés de grains de quartz, très hétérogranulaires, de 100 à 250 μ et de fines lamelles de séricite, mêlées d'oxyde et de graphite (?). Les métapélites se différencient aisément en LN par leur fort

pourcentage en oxyde. Nous observons, dans ces clastes essentiellement quartzeux et sériciteux, des muscovites détritiques de 30 μ de largeur, des amas phylliteux rappelant d'anciennes biotites, totalement déstabilisées et pseudomorphosées; des fragments d'amphiboles à extinction subdroite, partiellement épidotisées et oxydées, de 25 μ de longueur. De nombreuses fibrilles de séricite marquent la foliation de ces clastes; elles se disposent parallèlement à la schistosité de la matrice.

Tous ces éléments lithiques s'émiettent dans la foliation.

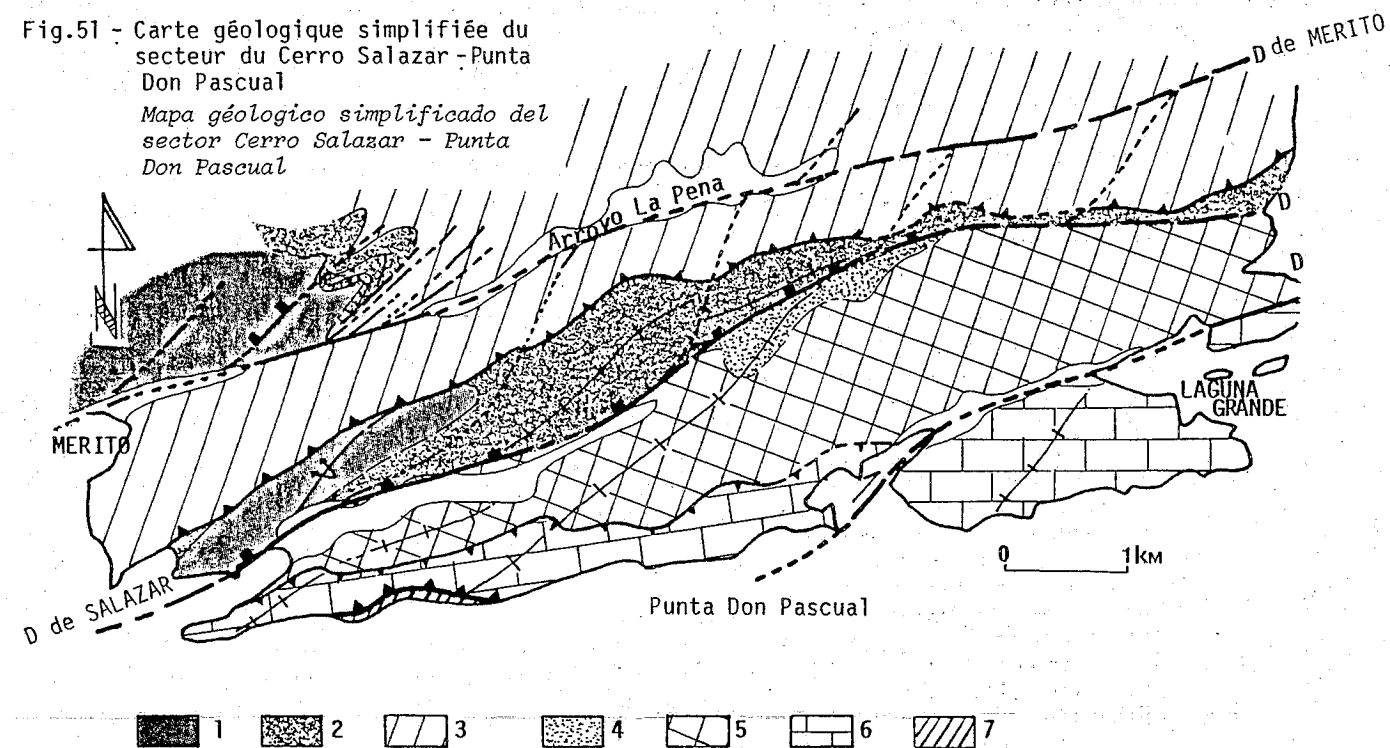
A la simple analyse microscopique de ce galet conglomératique, il est possible de noter seulement que les fragments lithiques sont de nature sédimentaire (grès, pélite gréseuse). Aucun fragment ne rappelle directement le démantèlement d'un quelconque massif igné.

2.4. Nous signalons enfin, dans ce secteur, la présence de traces de pistes sur les plans de stratification. Nous ne pouvons toutefois préciser la nature de ces traces.

La colonne reconstituée se poursuit de façon transitionnelle par des niveaux beaucoup plus chloriteux (chlorito-schistes). Dans les lithofaciès de transition nous notons des intercalations psammitiques, millimétriques, de couleur grise. Ils alternent avec des lamines beiges infra millimétriques.

3. LE SECTEUR DU CERRO SALAZAR - PUNTA DON PASCUAL

Au Sud du décrochement de Mérito, des schistes graphiteux riches en pyrite, affleurent au coeur d'une structure antiforme. Ils sont surmontés lithostratigraphiquement par une épaisse séquence de chlorito-schistes (Fig. 51).



1: Séquence basale de la Fm. Manicuaré; 2: micaschistes et marbres des séquences 1 et 2 de la Fm Manicuaré; 3: graphitoschistes et quartzites des séquences sommitales de la Fm Manicuaré; 4: séries basales graphiteuses et riches en pyrite de la Fm L Chica; 5: métatuffites (chloritoschistes) de la Fm L Chica; 6: calcaires recristallisés de la Fm Carupano; 7: série à blocs de la péninsule d'Araya.

Dans ce secteur nous remarquons que la Formation Laguna Chica présente deux séquences bien distinctes. Nous ne connaissons pas les termes les plus anciens de cette colonne, jusqu'aux roches basiques supposées; car cette antiforme est tronquée par l'accident majeur de Merito.

III.b. Les calcaires noirs recristallisés, finement lités et les métavolcanites associées

Nous traiterons, d'une part, les séries de calcaires noirs recristallisés et, d'autre part, les volcanites associées et leurs relations avec l'encaissant.

1. LES SERIES CARBONATEES (Fm. Carupano)

Ces séries reposent en concordance sur les lithofaciès de la Formation Laguna Chica (cf. paragraphe antérieur). Elles présentent, en alternance, des calcaires recristallisés, de couleur noire, en petits bancs lenticulaires, de 10 à 30 centimètres d'épaisseur et des passées graphiteuses de 5 à 15 cm de puissance. Ces niveaux sont très tectonisés; on y observe de nombreuses lentilles de quartz décimétrique et un important réseau de veines et veinules de calcite blanchâtres d'épaisseur millimétrique à centimétrique.

- EN lame mince ces calcaires (lames ARA 33 - 40) présentent, dans la majorité des cas, une trame granoblastique de calcite avec quelques passées phylliteuses sombres (graphite). Nous notons également des grains de quartz généralement peu abondants (≈ 5 à 10%) mais qui peuvent parfois constituer 40% de la roche (lame ARA 70). Dans cette lame (ARA 70) la roche présente une alternance de lamines carbonatées de 5 mm d'épaisseur et des niveaux phylliteux d'épaisseur similaire à légèrement inférieure. Nous observons de nombreux clastes de quartz et de plagioclase, pour la plupart non jointifs. Ils ont des formes généralement anguleuses à subarrondies (arêtes légèrement émoussées) et leurs tailles oscillent entre $40\ \mu$ à $600\ \mu$. Certains grains sont polycristallins avec des joints lobés et une légère extinction roulante. Les quartz ainsi que les plagioclases présentent parfois des lacunes de cristallisation (golfe de corrosion).

Dans les niveaux plus graphiteux nous notons la présence des mêmes éléments détritiques. En outre il existe des plages garnies d'un feutrage de chlorites (chlorites aux teintes cuivrées en LP et de la pennine) et de quelques grains d'épidote qui représentent probablement d'anciens minéraux ferro-magnésiens ou éventuellement d'anciens fragments de verre.

2. LES ROCHES VOLCANIQUES ET LES FACIES ASSOCIES

De nombreux affleurements de laves, à structure en coussin plus ou moins nette, sont observables entre Playa El Maguey et Punta Los Carneros (Fig. 52). Nous limiterons nos observations à ceux de Playa El Maguey, particulièrement caractéristiques.

Ces métavolcanites ont, par endroits, été préservées d'une trop forte déformation; dans ces zones "abritées", une lecture plus aisée de leurs relations avec l'encaissant carbonaté est donc possible.

Ces laves apparaissent sur le terrain comme des masses verdâtres cohérentes, dans lesquelles on reconnaît un débit en coussin. L'espace inter-pillow est le plus souvent occupé par des carbonates, parfois par des brèches. A l'approche de ces masses volcaniques, les bancs calcaires de l'encaissant présentent un aspect particulier.

Nous décrivons, sur échantillon macroscopique et en lame mince, chacun de ces trois lithofaciès (méta-laves en coussin, brèches et bancs carbonatés juxtaposés).

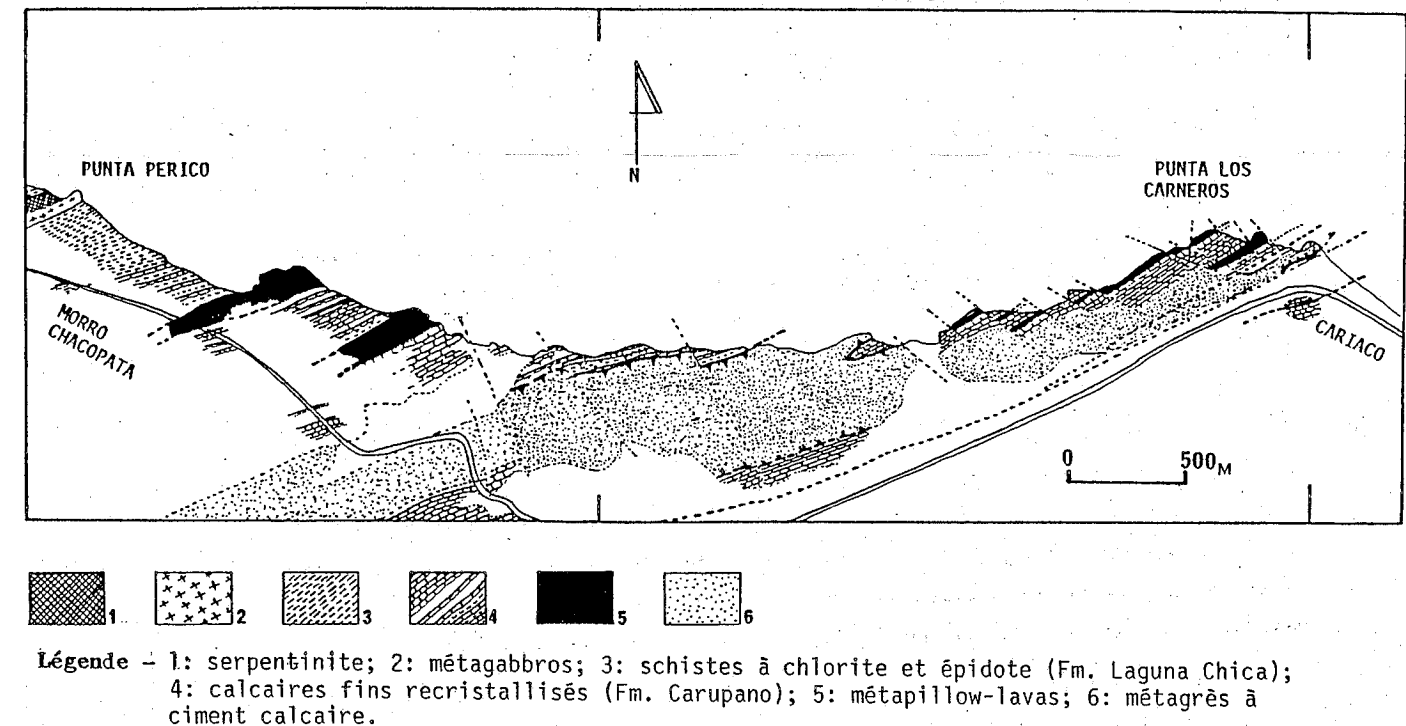


Fig. 52 - Carte géologique simplifiée du secteur de Punta Los Carneros - Punta Perico, illustrant particulièrement les affleurements de métalaves basiques

Mapa geologico simplificado del sector de Punta Los Carneros - Punta Perico, ilustrando particularmente los afloramientos de las metalavas basicas.

a) Les méta-laves en coussin

- Ces méta-volcanites se présentent au niveau de l'affleurement où d'une coupe comme de grands "paquets" décimétriques, constitués d'un très grand nombre de coussins jointifs. Ces anciens épanchements volcaniques sous-marins ne constituent pas des alternances régulières avec les calcaires recristallisés de la Formation Carupano.

Ces métacoulées sont composées de coussins de tailles très diverses, de 20 cm à 1 mètres de diamètre. Ces pillow, de teinte verdâtre, sont généralement aplatis, cisailés et schistosés, à l'exception de sous-zones, où l'on distingue des coussins sphériques avec leur frange vitreuse et leur réseau de fractures radiales (Pl. 7 Ph. 7).

Au microscope, ces anciennes laves (lame ARA 30) apparaissent très spilitisées. Dans une pâte totalement recristallisée en calcite, chlorite, séricite et épidote, quelques reliques de prismes de minéraux ferromagnésiens ($400\ \mu$ à $800\ \mu$) (amphibole ?) et des fantômes de phénocristaux de plagioclase (1,6 mm de longueur) sont encore discernables.

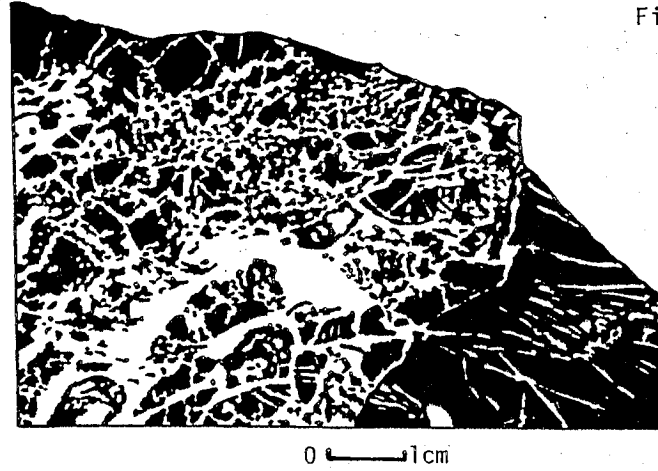
Ces reliques baignant dans un fond recristallisé, souligneraient une ancienne texture microlithique à tendance porphyroïde.

Les minéraux de métamorphisme ont tendance à se concentrer et se développer dans des vacuoles. Nous notons différents types d'ocelles. Les unes sont occupées par deux espèces minérales seulement : une couronne de quartz autour d'un coeur de calcite ou une couronne de chlorite autour d'un coeur d'oxyde. Le développement de ces minéraux est centripète. Les autres sont plus complexes et présentent des associations variées de chlorites (une chlorite aux teintes cuivrées et de la pennine) d'actinote de $300\ \mu$ (rare) à $130\ \mu$ de long., de calcite, de quartz et d'oxyde.

La roche est, en outre, sillonnée par un lacis de fissures cicatrisées par de la calcite.

b) Les brèches de pillow-lavas

Ces brèches, observées à de rares endroits, se localisent dans l'espace inter-pillow. Elles sont constituées de fragments anguleux de lave (de 0,3 à 2,5 cm), dispersés dans une matrice carbonatée riche en grains de quartz. Certains fragments ont conservé des témoins de leur frange vitreuse à contour arrondi (Fig. 53 !)



0 1cm

Fig.53 - Dessin de détail des brèches de pillow lavas (en noir éléments volcaniques, en blanc quartz et calcite)
Dibujo de detalle de las brechas de "pillow lavas" (en negro : fragmentos volcanicos; en blanco : cuarzo y calcita)

- L'étude au microscope (lame ARA 46) montre que les fragments volcaniques sont spilités et ne présentent pas de reliques de phénocristaux de minéraux ferromagnésiens ou de plagioclases; leur texture initiale était donc du type microlithique, non porphyrique. Ces fragments baignent dans une matrice de calcite, riche en quartz. Ces quartz présentent une extinction roulante et leur taille oscille entre 40 et 800 μ .

c) Les bancs carbonatés juxtaposés aux masses volcaniques

Au contact des masses volcaniques, même très schistosées, les bancs carbonatés, lenticulaires, de la Formation Carupano présentent un aspect très particulier, ils sont tachetés de noir alors que le fond de la roche devient plus clair. Ce phénomène semble plus ou moins développé selon l'épaisseur des blocs de métavolcanites. Lorsque les méta-laves occupent un grand volume, cette auréole atteint environ 5 m (Playa El Maguey). Dans le cas où les méta-pillow-lavas forment des niveaux d'épaisseur plus réduite, de l'ordre de 2 m, le changement de faciès des calcaires recristallisés ne se manifeste pas au-delà de 50cm à partir du contact (Nord de Punta Los Carneros). Certains de ces niveaux sont de véritables marbres de couleur noire.

- L'observation microscopique de ces niveaux (Lame ARA 70) souligne qu'une schistosité de fracture marquée par des oxydes recoupe les cristaux sombres de "calcite" riche en éléments phylliteux cryptocristallins (graphite). Les cristaux de "calcite" de ces marbres noirs, constituant une trame granoblastique isogranulaire, ont une taille moyenne de 2 mm et sont cisailés; ils présentent de très nombreuses macles mécaniques. Dans ces "calcites" impures nous notons la présence de zoïsites losangiques (de 150 à 50 μ de longueur).

Nous pensons que ce lithofaciès tacheté de la Formation Carupano représente les reliques d'un métamorphisme de contact, synchrone de la mise en place à chaud, des coulées basaltiques.

[calcaires argileux + silicate CA-AL (Clinozoïsite) + calcite] (Heinrich E.W.M., 1956, page 194):

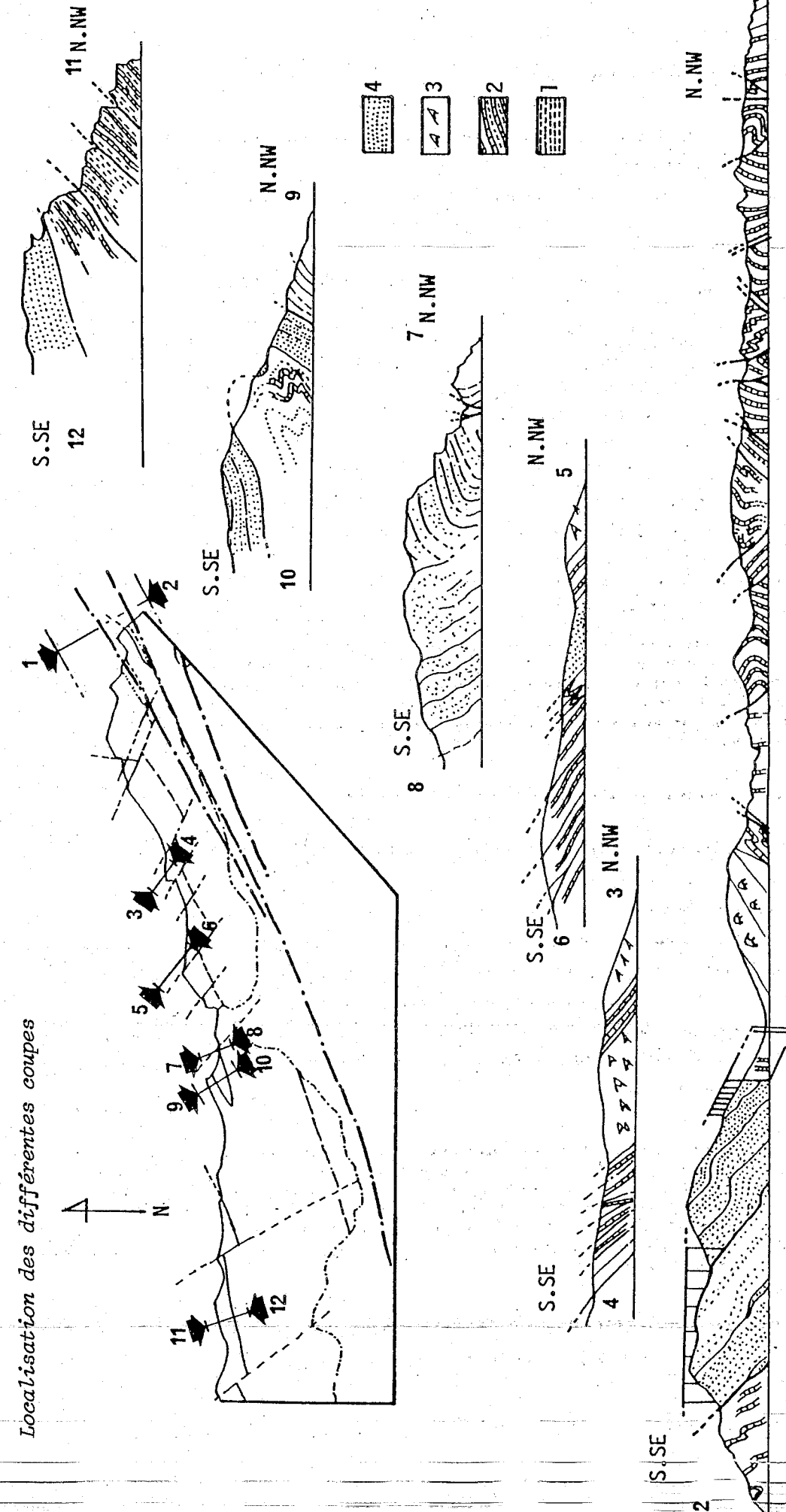


Fig. 54 - COUPES SERIES A TRAVERS LA POINTE DE PUNTA LOS CARNEROS

Légende - 1: séries rouges (passage Fms Carupano-Laguna Chica); 2: Fm Carupano; 3: métalaves basiques à débit en oreiller; 4: métagrès à ciment calcaire.

III.c Les métagrès de Punta Los Carneros

Les plus beaux affleurements se situent au niveau de Punta Los Carneros, où ces lithofaciès se différencient aisément dans le paysage grâce à leur patine de couleur rouille. Six coupes ont été effectuées dans cette avancée nord orientale de la péninsule d'Araya; elles permettent de comprendre l'architecture de cette vaste lame méta-gréseuse (Fig. 54).

Le seul contact observable avec précision est situé à l'extrémité orientale. A ce niveau les métagrès sont en contact avec les métasédiments carbonatés par l'intermédiaire d'une faille inverse.

La synthèse des différentes coupes levées démontre que cette série constitue l'armature d'une antiforme synschisteuse dont le coeur est composé de séries méta-volcano sédimentaires et métacarbonatées.

En résumé, il résulte que cette masse gréseuse est intercalée stratigraphiquement ou tectoniquement dans la Formation Carupano.

Macroscopiquement ces roches apparaissent constituées de grains de quartz, de très peu de phyllites et présentent un aspect poreux. Les dragées de quartz atteignent parfois 1 cm de diamètre, ce qui confère alors au grès des aspects microconglomératiques (Pl. 7 Ph. 8). Cependant dans la majorité des cas, ces éléments quartzeux sont inférieurs au demi-centimètre.

- Cinq lames minces ont été effectuées dans ce lithofaciès (lames ARA 71-72-73-60-51). Il résulte de l'étude de ces lames les faits suivants :
 - * nous passons d'anciens niveaux de calcaires gréseux à des grès quartzeux par diminution progressive du ciment carbonaté avec pour stade intermédiaire des grès à ciment calcaire très faiblement pélitique. Les quartzites actuels représentent des anciens niveaux de grès quartzeux;
 - * dans les faciès carbonatés, les grains de quartz sont généralement non jointifs, très hétérogranulaires (de 30 μ à 2 mm). Lorsqu'ils sont de petite taille (150 μ à 30 μ) ces grains sont souvent subsphériques. Dans le cas contraire (de 1,5 mm à 2 mm) ils apparaissent composites avec des joints lobés à festonnés et leur périphérie est frangée de nombreux sous-grains;
 - * les phyllites n'atteignent que très rarement 15 % de la roche. Dans les quartzites (lame ARA 72), ces phyllites sont de deux types : des muscovites de grande taille d'origine détritique et des séricites (d'origine métamorphique ?). Certains amas phylliteux, mêlés d'oxydes et d'opaques évoquent parfois des pseudomorphoses d'anciens minéraux détritiques du type biotite (?). Dans cette même lame la calcite est absente. Elle semble avoir été lessivée par altération superficielle. Ceci pourrait expliquer les nombreuses alvéoles observables dans cette lame;
 - * nous n'avons jamais observé des reliques de feldspaths détritiques ou des grains de quartz à lacune de cristallisation ("golfe de corrosion") et subautomorphes, ou des fragments lithiques d'origine volcanique (verre ou roche microlithique).
- Par contre, dans la lame ARA 71, nous avons remarqué deux fragments de tourmaline (420 μ et 150 μ).

III.d. Synthèses et origines des séries de couverture du substratum méta-ophiolitique au niveau de la péninsule d'Araya

Des différentes observations effectuées, nous retenons ici les points essentiels suivants.

1) Les lithofaciès volcano sédimentaires de la Formation Laguna Chica, probablement concordante sur le substratum méta-ophiolitique, constituent la base d'une couverture méta-sédimentaire. Ils sont associés à d'anciens niveaux plus pélitiques, de type "black shales". La répartition lithostratigraphique de ces deux lithofaciès, tantôt chloriteux, tantôt graphiteux, ne paraît pas répondre à une organisation précise. Dans ces roches nous avons noté, d'anciennes passées psammitiques, une lentille de grès fins, mais surtout un niveau de métaconglomérat remaniant lui-même un galet de métapoudingue. Ce galet implique la reprise d'anciens niveaux sédimentaires gréseux à pélitico-gréseux et même conglomératiques. Ce galet de métapoudingue constitue l'un des témoins d'une réorganisation paléogéographique hésitante, marquée semble-t-il par des périodes d'instabilité sédimentaire.

La finesse des grains de quartz et l'abondance de la chlorite suggèrent que les métasédiments volcano sédimentaires représentent d'anciennes cinérites ou d'anciens tufs (classification de Fisher R., in Fairbridge R.W. et Bourgeois J., 1978, p.237-852). Cependant la présence de niveaux ou de passées de chlorito-schistes laisse supposer que ces dépôts cinéritiques étaient associés à des tufs (vitroclastiques) transformés par palagonitisation puis par dynamo-métamorphisme. A ce titre, l'existence de fragments lithiques vitreux n'est pas à écarter (Pirson L.V., 1915 in Carrozi A.V., 1975, page 199).

2) Le passage de la Formation Laguna Chica, volcano-sédimentaire aux premiers bancs de calcaires noirs de la Formation Carupano est transitionnel.

3) La Formation Carupano est composée d'une alternance de petits bancs de calcaires recristallisés, finement lités et de niveaux centimétriques plus graphiteux. L'apparition de ces lithofaciès carbonatés est, à mon avis, corrélable à la transgression vraconienne (Albien supérieur) connue au Venezuela (Rossi, 1985) et sur la façade occidentale du continent africain (Reyre, 1984).

Toutefois, ces lithofaciès hémipélagiques (Campos, 1981) de la Formation Carupano sont perturbés par un volcanisme *in situ*. Celui-ci a produit un léger métamorphisme de contact lors de sa mise en place.

Les dépôts carbonatés et argilo-détritiques sont également pollués par des apports divers :

- * l'existence de quartz mal cristallisé ("golfe de corrosion") souligne une première pollution de type volcanogène bien que ces minéraux puissent être issus de sources distales ou proximales, leurs formes nécessitent des phénomènes explosifs, subaériens à aériens. En l'absence de bombes, de lapillis ou de fragments lithiques il est difficile d'envisager comme seules sources pour ces minéraux subautomorphes, les seuls bancs observés au sein des séquences carbonatées;
- * l'existence de lentilles gréseuses à ciment de calcite ne peut s'expliquer par une accumulation d'épiclastites ou de hyaloclastites de par la forme des grains, l'absence de minéraux subautomorphes, la rareté des minéraux phylliteux, le caractère non jointif des grains de quartz dans la matrice et surtout la présence de tourmaline. Cette composition minéralogique souligne un apport d'origine primaire igné d'affinité continentale.

Ces métasédiments d'Araya présentent de nombreuses similitudes avec les couvertures métasédimentaires étudiées précédemment sur Macanao et surtout sur Paraguachoa; nous noterons toutefois l'absence de séries détritiques résultant du démantèlement d'un complexe ophiolitique.

IV. CONCLUSIONS SUR LES METASEDIMENTS ET LES SPILITES DE LA COUVERTURE DES META-OPHIOLITES

L'étude détaillée de ces roches au niveau des péninsules de Paraguachoa, de Macanao et d'Araya nous a permis de mettre en évidence de grandes similitudes pour chacun des principaux lithofaciès, soulignant ainsi une homogénéisation à caractère régional (Fig. 55).

Les successions lithologiques reconstituées peuvent se résumer en quatre points :

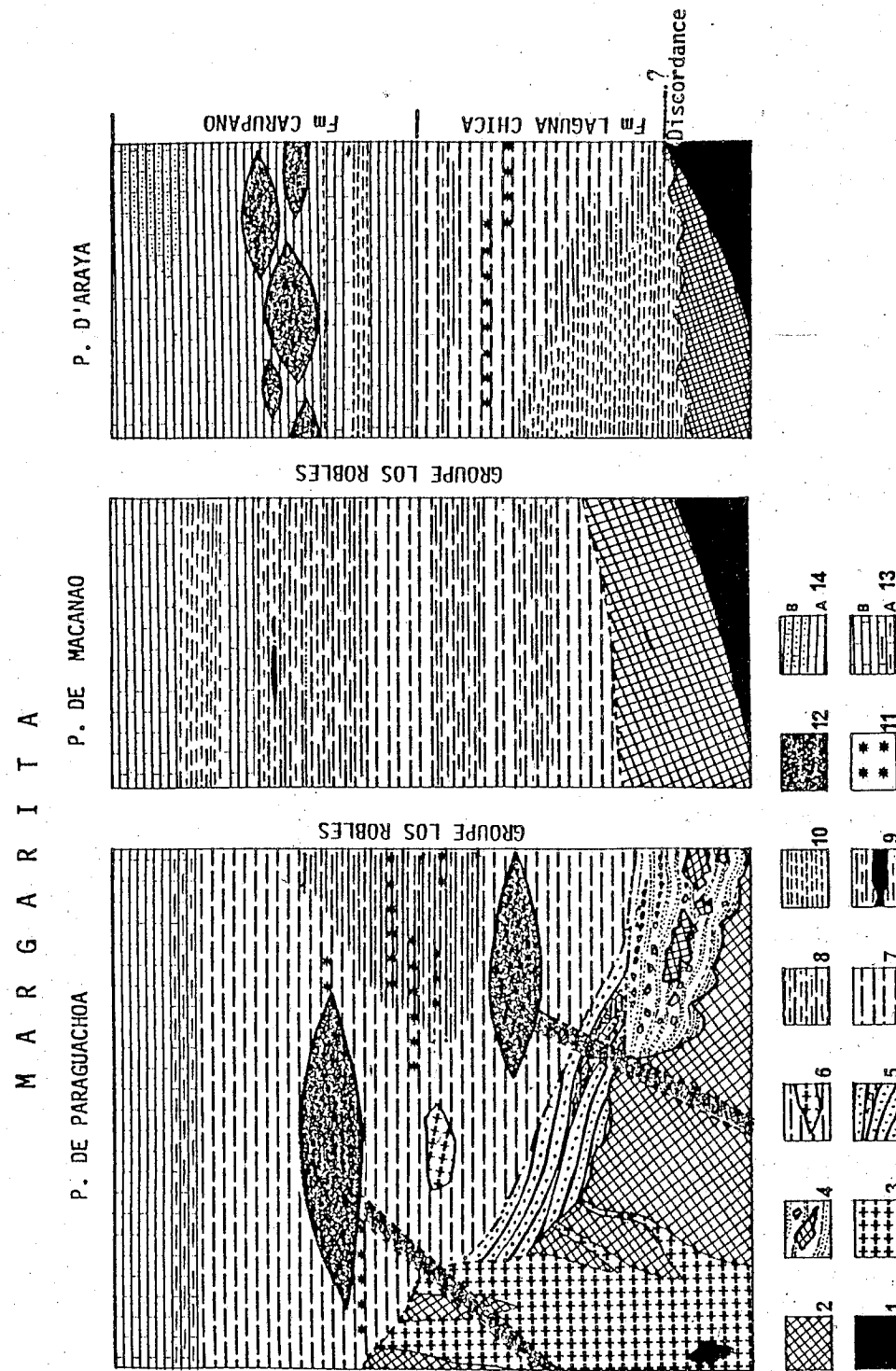
IV.a. Les séries détritiques à matériel basique. La présence de méta-arénites de gabbro et d'un complexe chaotique ainsi que l'existence d'anciennes décharges détritiques grossières, ont été mises en évidence au niveau de la coupe de Playa El Agua (Paraguachoa). Ces métasédiments, issus d'un démantèlement sous-marin de massifs métagabbroïques ophiolitiques (détritisme ophiolitique), impliquent une période d'érosion antérieure aux événements tectono-métamorphiques qui ont structuré la méta-ophiolite et l'on amenée dans sa position actuelle.

IV.b. Les métagrès à ciment carbonaté. Le dépôt de grains de quartz et de plagioclases détritiques dans un milieu de sédimentation dominé par des carbonates témoignerait d'un démantèlement sous-aquatique de masses acides, probablement granodioritiques. La présence d'un olistolithe d'orthogneiss acide dans les métatuffs semble confirmer cette hypothèse. Au vu du caractère originalement intrusif du massif de Guayacan (Maresch, 1973) et de sa reprise par un métamorphisme régional tardif, nous proposons à titre d'hypothèse d'une part, l'obduction d'un panneau de croûte océanique suivie et/ou accompagnée d'intrusions de matériel acide et, d'autre part, le démantèlement et l'érosion sous-marine de ces deux entités lithologiques. Nous suggérons un âge barrémien-aptien pour ces métagrès; car l'épisode carbonaté qui accompagne leur dépôts pourrait représenter un écho des conditions de sédimentation carbonaté régnant à cette époque sur la plate-forme continentale.

IV.c. La séquence métatuffacée et graphiteuse.

Nous retrouvons ces lithofaciès sur les trois péninsules. Cette séquence constitue le véritable et premier lien commun à tous ces témoins de la couverture métasédimentaire. A Paraguachoa nous notons dans ces anciens tuffs, mêlés à des sédiments de type "black shale", des intercalations de niveaux siliceux (psammites-cherts) et la présence de volcanites, à débit en oreillers. Sur l'île de Margarita ces roches constituent la Formation El Cauca, tandis qu'au niveau d'Araya il s'agit de la Formation Laguna Chica. L'âge de cette séquence serait albien. → corrélation?

IV.d. La séquence carbonatée. Elle représente le sommet de la couverture de la méta-ophiolite de Margarita. A Paraguachoa ses affleurements sont limités au Sud du Morro El Palmar et au niveau de l'aéroport. A Macanao des marbres finement lités renferment de rares microfaunes attribuables au Crétacé supérieur basal (Cénomarien). Cependant, c'est au niveau de la péninsule d'Araya que ces lithofaciès carbonatés



LEGENDE :
 1: séquence ultrabasique, Le substratum métaophiolitique
 2: substratum basique, métagabbros, 3: orthogneiss de Guayacan (avec enclave d'ultrabasites).
 La couverture métasédimentaire : 4: méta-arénites de gabbro et complexe chaotique (détritisme ophiolitique), 5: métagrès à ciment carbonaté et parapsammites, 6: olistolithe d'orthogneiss acide dans des schistes à chlorite, épidoite, actinote (métatuffs), 7: schistes à chlorite, épidoite (métatuffs) = séquence métatuffacée, 8: schistes graphiteux et métatuffs, 9: niveau détritico-graphiteux serpentinite au sein de graphito-schistes, 10: schistes graphiteux (anciens "black shales"), 11: niveaux centimétriques de métapsammites et métacherts noirs, 12: métatuffs basiques à débit en oreiller, 13: 13A métatuffs carbonatés - 13B niveaux de marbres décimétriques, 14: 14A calcaires finement lités, noirs, recristallisés - 14B calcaires recristallisés riches en quartz détritiques (membre gréseux de la Formation Carupano).

Fig.55 - Schéma illustrant les séries métasédimentaires et les métatuffs basiques de couverture de la méta-ophiolite de Margarita, étudiées au niveau du transect Margarita-Araya
 Esquema ilustrando las series metasedimentarias y las metatuffs básicas de cobertura de la meta-ophiolita de Margarita, estudiadas al nivel del transecto Margarita-Araya

discusion → relation entre Guayacan et les gabbros?
 cf. coupe p.110 et 111
 sont-ils intrusifs?
 Le complexe ophiolitique

Corrélation avec l'Albien sp. Type Guayacan / Tuff / Gabbros?

profond ?

présentent une plus grande extension cartographique et divers lithofaciès. Sur cette péninsule les calcaires, finement lités, de couleur noire et recristallisés, alternent avec des niveaux centimétriques graphiteux. Ces roches ont été regroupées sous le terme "Formation Carupano". Au contraire de la "Formation Carupano" surmontant les marbres massifs de la Formation Guinimita (cf. Chapitre I, cette partie), ici cette formation se différencie de la précédente par la présence de nombreuses métalaves, à débit en oreillers. Nous avons également noté l'existence de lithofaciès plus gréseux au sein de ces lithofaciès carbonatés. L'analyse pétrographique de ces roches indique une alimentation en éléments détritiques d'affinité continentale (tourmaline).

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE 6

LA COUVERTURE DES META-OPHIOLITES

LES SERIES DETRITIQUES A MATERIEL BASIQUE

Détails de la coupe de Playa El Agua (Paraguachoa)

Photographie 1 - Bloc métrique de métagabbro, emballé dans une matrice de couleur verte, à grain fin. Notons les contours très irréguliers de cet amas.

Interprétation - Bloc éboulé dans d'anciens sables, issus tous deux du démantèlement et de l'érosion sous-marine d'un massif gabbroïque ophiolitique.

Photographie 2 - Troncature de niveaux fins de couleur verdâtre contre une masse métagabbroïque. Observer les nombreuses anfractuosités que présente la masse méta-ignée au contact des schistes.

Interprétation - La surface sur laquelle se biseautent les niveaux verdâtres constitue le témoin d'une érosion précoce des métagabbros. Les niveaux à granulométrie très fine seraient d'anciennes arénites de gabbro.

(MAG : méta-arénites de gabbro - MG : métagabbro).

Photographie 3 - Présence de passées grossières au sein de niveaux verdâtres à grain fin:

Interprétation - Ces niveaux plus grossiers mais irréguliers perturbant les fines passées sont interprétés comme des apports détritiques issus d'une désagrégation plus rapide du substratum.

Photographie 4 - Alternance de niveaux fins et grossiers, riches en épidote.

Interprétation - Alternance d'anciens sables fins ou arénites avec des cailloutis, issue de la désagrégation sous-marine d'un massif gabbroïque ophiolitique.

Photographie 5 - Vue microscopique des passées grossières. Nous notons la présence de probables amphiboles d'ouralitisations issues d'un stade deutérique précoce (A).

(Lame MAR 303 - x 25 - LP).

Photographie 6 - Contact entre les niveaux fins et grossiers. Nous soulignons la présence de grandes amphiboles (2mm) légèrement transformés mais non cisailés.

(Lame MAR 304 - x 25 - LP). (Q : Quartz. Ep: Epidote).

LES QUARTZITES ET PARAPRASINITES

Détails de la coupe de La Mira (Paraguachoa)

photographie 7 - Structure chaotique au sein des quartzites. (Q: quartzite - PR = parapasinites - Q + Pr = alternance de quartzites et de parapasinites).

Photographie 8 - Quartzite - vue microscopique. Noter la présence de grains de quartz détritiques, arrondis à subarrondis, baignant dans un ciment carbonaté.

Interprétation - métagrès à ciment carbonaté.

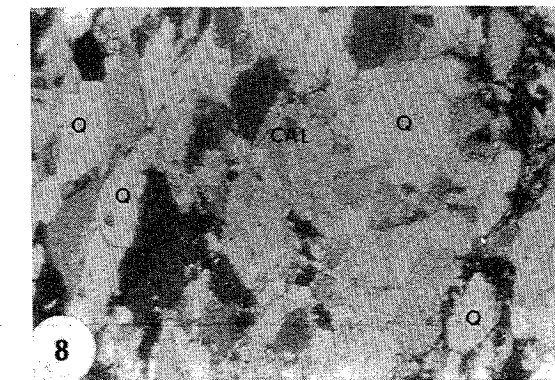
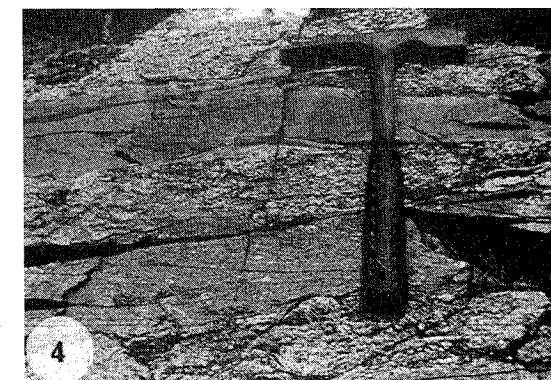
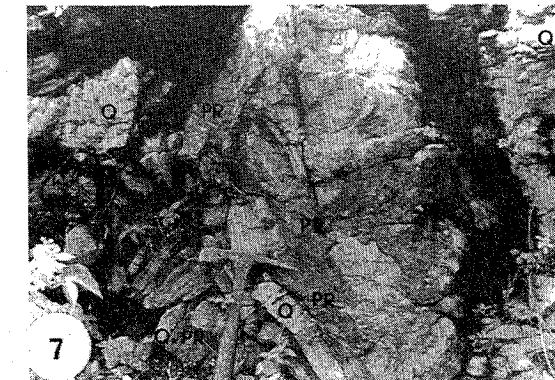
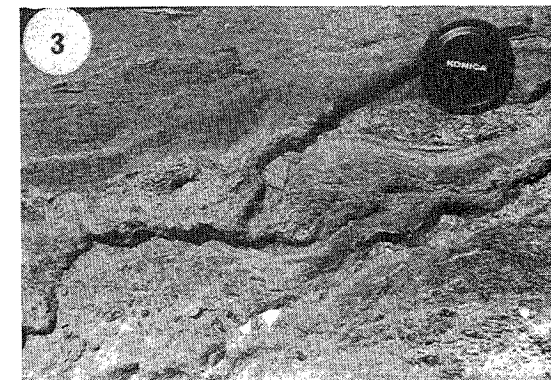
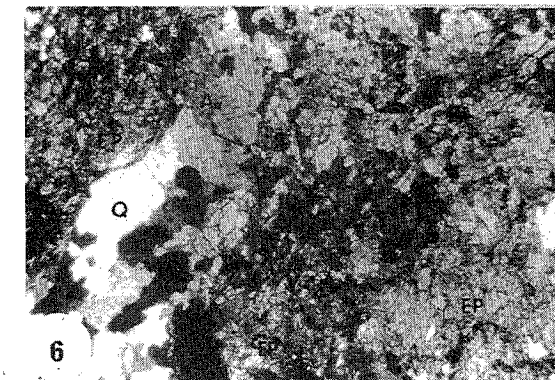
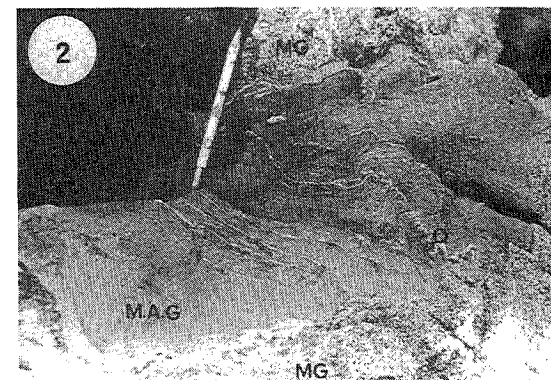
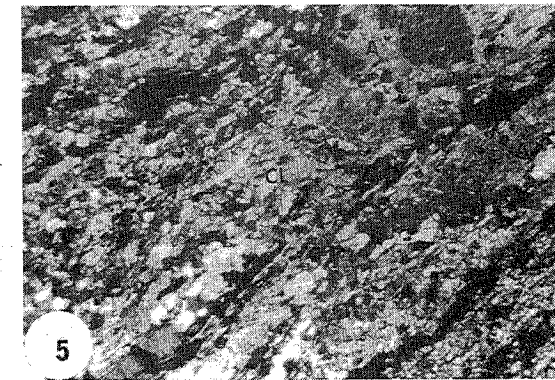
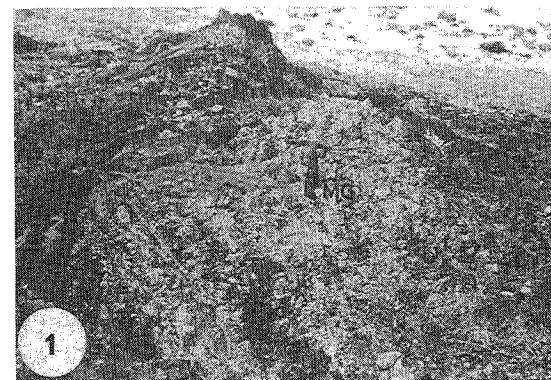


PLANCHE 7

LA COUVERTURE DES META-OPHIOLITES

LES SERIES METAVOLCANO-SEDIMENTAIRES - SPILITES ET METASEDIMENTS ASSOCIES (Paraguachoa)

Photographie 1 - Contact des schistes à chlorite, épidote (métatuffs) contre les métagabbros du Morro El Palmar. Noter le caractère très irrégulier et dentelé du contact, bien que ce dernier soit affecté d'une petite faille sub-horizontale décalant la masse métagabbroïque.

(N.B. - *Série en position inverse - La masse métagabbroïque fut érodée avant que ne se déposent les premiers sédiments de nature tuffacée.*)

Photographie 2 - Bloc métrique d'orthogneiss acide du type Guayacan ou Mata-siete, emballé dans des schistes à chlorite et épidote.

(*Piste de Los Robles, aux carrières de la Asunsion.*)

Photographie 3 - Niveaux de métapsammites - métacherts, d'épaisseur millimétrique à centimétrique dans des schistes à chlorite et épidote (métatuffs). (dans la demi-fenêtre de El Tirano).

Photographie 4 - Présence de métalaves basiques, à débit en oreillers, encore reconnaissables dans des métatuffs (*demi-fenêtre de El Tirano.*)

LES SERIES CARBONATEES ET GRAPHITEUSES DE COUVERTURE (Paraguachoa)

Photographie 5 - niveaux centimétriques à décimétriques de calcaires recristallisés de couleur grisâtre, en alternance avec de fines passées centimétriques de graphito-schistes.

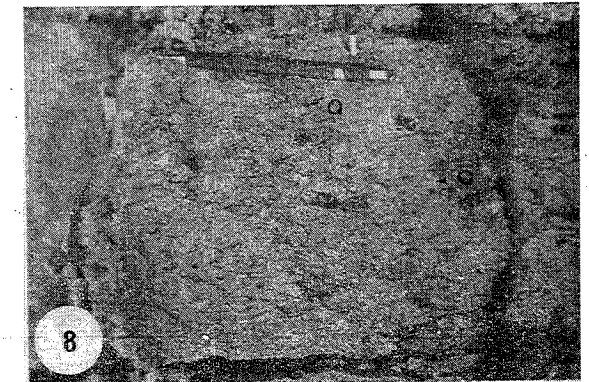
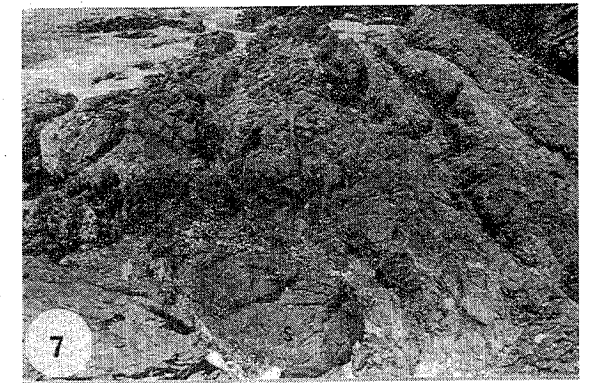
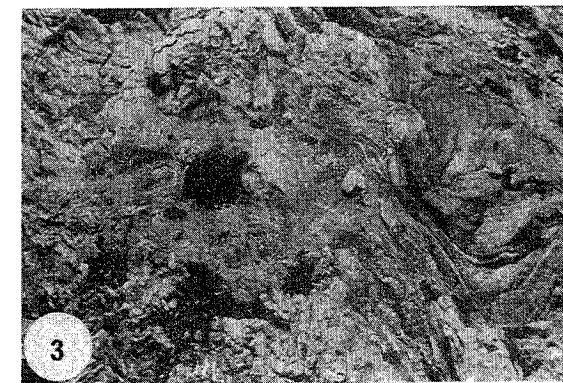
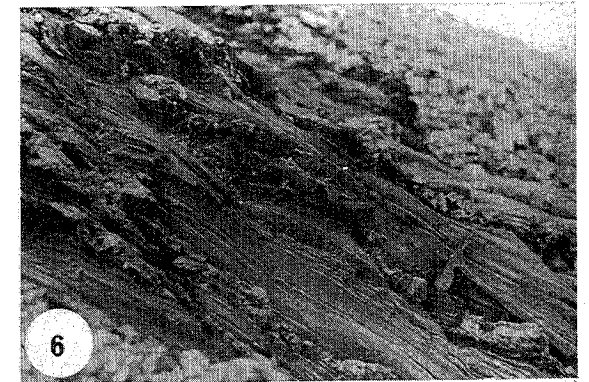
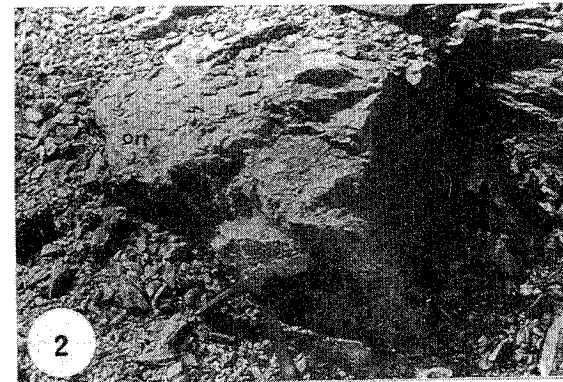
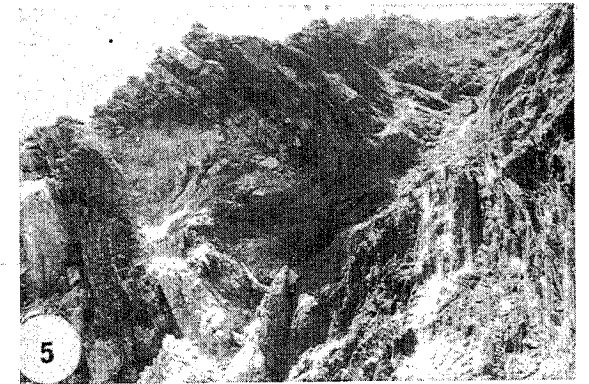
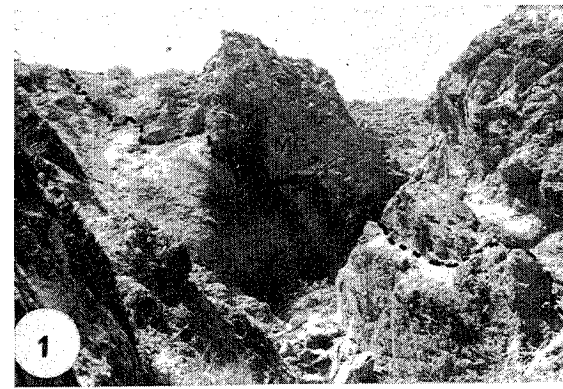
(*Série en position inverse - Sud du Morro El Palmar*)

LES SERIES DE COUVERTURE A SUBSTRATUM OPHIOLITIQUE
Péninsule d'Araya

Photographie 6 - La séquence de transition entre la Formation Laguna Chica basale, volcano-tuffacée et la Formation Carupano carbonatée. D'une épaisseur de 5 à 6 mètres, cette séquence présente des teintes rosâtres à l'aflouement. Nous pouvons noter, à ce niveau les premiers bancs de carbonates. (Zone de Punta El Turco).

Photographie 7 - Métalaves basiques, à débit en oreillers dans les lithofaciès carbonatés de la Formation Carupano - Témoins d'un volcanisme *in situ*. (Zone de Playa El Maguey).

Photographie 8 - Métagrès à ciment carbonaté dans la Formation Carupano. Ces lithofaciès gréseux sont composés de dragées centimétriques de quartz (Q) ainsi que de fragments détritiques de tourmaline et de biotites. Ces éléments sont cimentés par de la calcite. (Zone de Punta Los Carneros).



CHAPITRE III

LES ORTHOGNEISS ACIDES DE MARGARITA ORIENTALE

La majorité des orthogneiss acides affleurent dans la partie orientale de l'île de Margarita. Cependant M. Vignali (1972, page 246) signale l'existence d'un massif pegmatitique, non métamorphisé, dans les zones méridionales de Macanao. Ces masses d'origine ignée contiennent de nombreux xénolites de schistes à amphibolites et serpentinites. A la lumière de ces données, il est logique de séparer ces pegmatites des masses métai-gnées riches en silice de Paraguachoa. Au niveau de la péninsule d'Araya, à part les leptynites découvertes dans l'Arroyo la Pena (cf. Chapitre I) aucun autre massif d'orthogneiss acides n'a été reconnu.

) → rappeler l'existence d'El Dragón ?

Les orthogneiss acides de Paraguachoa ne sont jamais intrusifs dans les métasédiments détritiques et carbonatés des unités de paléo-marge (Groupe Juan Griego) Ces massifs sont toujours, soit intimement liés aux méta-ophiolites, soit coïncés sous forme d'écailles dans l'édifice de nappes.

Nous nous proposons, d'une part, de décrire chacun de ces massifs et, d'autre part, de préciser, quand cela sera possible, leur environnement tectonique ou lithostratigraphique.

Après un historique et bilan des données bibliographiques, nous décrirons donc successivement les massifs de Matasieta, de Agua de Vaca, de Guayacan, de El Salado, du Cerro Boqueron et leur probables équivalents filoniens (les leptynites à grenats de la Mira) (Fig. 56).

I - HISTORIQUE ET BILAN DES TRAVAUX ANTERIEURS

* Le massif de Matasieta fut, de tous les massifs observables à Paraguachoa, le plus étudié. Nous devons à Hess (1949) une première description et le nom de "granite sodique porphyrique de Matasieta". Taylor (1960) reprit cette première description et considéra ce massif comme intrusif dans le Groupe Los Robles (= série volcano-sédimentaire + marbres massifs - selon les travaux antérieurs à cette étude).

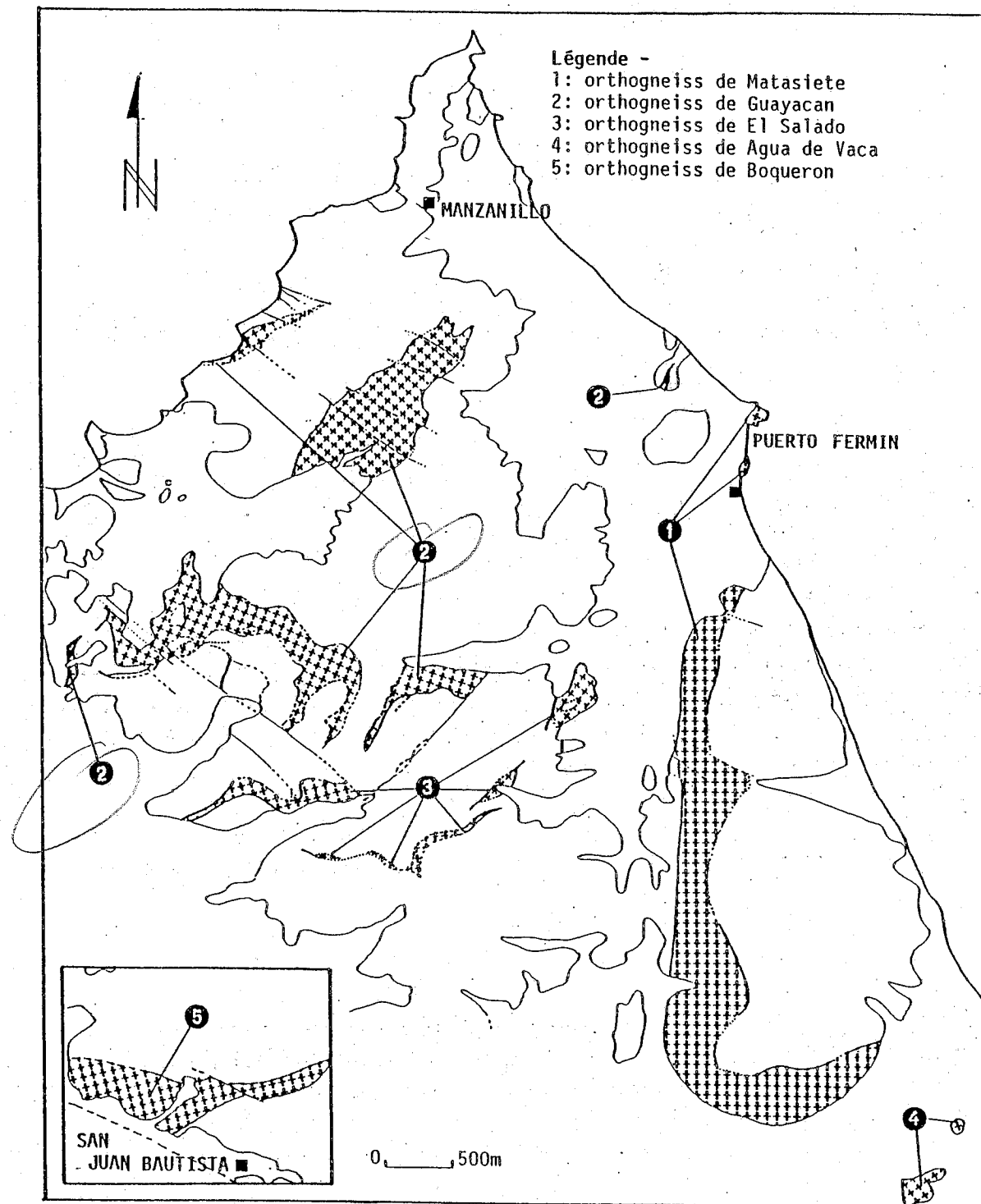


Fig. 56 - Carte de localisation des principaux corps d'orthogneiss au niveau de la Péninsule de Paraguachoa

Mapa de ubicación de los principales cuerpos de ortogneiss al nivel de la península de Paraguachoa.

* Le massif de Guyacan fut étudié et nommé ainsi par Maresch (1973). Cet auteur y trouva de nombreuses enclaves et le considéra comme intrusif dans le Groupe La Rinconada (méta-ophiolites de ce travail).

* Le massif de El Salado fut considéré par Maresch (*op. cit.*) comme étant intrusif dans les péridotites, sous forme de sill. L'existence de microcline lui confère un caractère particulier. Selon Taylor (1960, p. 887), cet orthogneiss ocellé à microcline représenterait une annexe un peu plus cisailée du vaste massif de Matasiete. Toujours, selon cet auteur, les affleurements des gneiss de Agua de Vaca, situé au Sud du massif montagneux de Matasiete, en seraient également un diverticule.

"Las colinas norte están formadas casi totalmente por el granito sodico, mientras que las están al sur tienen un aspecto entre granito-sodico y los esquistos feldspáticos de Los Robles".

(in Taylor, 1960, page 878).

Ainsi, Taylor propose-t-il que ces gneiss de Agua de Vaca représentent une zone migmatitique entre l'orthogneiss de Matasiete et les schistes du Groupe Los Robles. Ceci impliquerait, pour le granite sodique de Matasiete un âge plus récent que celui du Groupe Los Robles.

* Les gneiss du Cerro Boqueron, situés au Nord de la ville de San Juan Bautista, ne possèdent pas d'enclaves visibles. Taylor (*op. cit.*) page 874) les inclut toutefois dans sa description pétrographique avec l'orthogneiss de Guayacan. Cependant le caractère orthodérivé de ces gneiss, proposé dans les années 60, est contesté par Vignali (1979, page 35) qui leur attribue une origine sédimentaire initiale et regroupe ces lithofaciès, comme Delfino et Grillet (1949), sous le terme de "Paragneiss de Boqueron".

II - L'ORTHOGNEISS DE MATASIETE

Il affleure depuis le Nord de la localité d'Atano, jusqu'à la pointe de Cabo Blanco, au Nord de Puerto Fermin. Dans le paysage il est facilement identifiable de par ses teintes blanchâtres et par les ressauts topographiques qu'il détermine par rapport aux péridotites qui lui sont tectoniquement sus-jacentes. Son allochtonie est soulignée par une importante semelle d'ultramylonite (cf. Partie III). Les lithofaciès les plus grossiers apparaissent au Sud du Cerre Matasiete ainsi que dans la partie centrale du massif, au niveau du col de la Fuente.

Ce massif est cartographiquement limité à l'Ouest, d'une part, par la faille de Matasiete et, d'autre part, par la semelle d'ultramylonites qui le sépare des lithofaciès carbonatés et graphiteux du Groupe Juan Griego, ainsi que par des dépôts alluvionnaires quaternaires. Dans les zones méridionale et septentrionale son extension cartographique est interrompue par des sédiments récents; Quaternaire à Pléistocène (?), continentaux. L'ensemble de ce massif, très folié et à faible pendage (15 à 25°), plonge vers l'Est et disparaît ainsi sous les roches ultrabasiqes. Ces lithofaciès gneissiques de Matasiete ne réapparaissent plus dans la demi-fenêtre de El Tirano.

limites?
localisation?

- Dans sa partie la plus méridionale, l'orthogneiss de Matasiete présente une enclave à grain très fin, de couleur verdâtre de un mètre de longueur sur une quarantaine de centimètres de large. L'intensité de la déformation et le manque de continuité de l'affleurement ne permettent pas de définir la nature de l'enclave. Deux hypothèses sont envisageables:

- * il s'agirait d'une enclave à matériel issu du substratum méta-ophiolitique;
- * ce xénolithe correspondrait à un ancien filon basaltique, corrélable avec les métalaves en coussin, observées dans la couverture de l'ophiolite.

- Sur la façade occidentale du col de La Fuente, nous remarquons de nombreuses intercalations verdâtres, métriques à décimétriques, au sein des bandes d'ultramylonites (PL. 8 Ph. 1). Certains de ces niveaux verdâtres sont de véritables chloritites. Quelques uns de ces xénolithes, actuellement très tectonisés, ont une valeur élevée en TiO_2 et rappellent, au vu de leur chimisme global, d'anciens gabbros (communication personnelle, Girard, 1984).

- Macroscopiquement les orthogneiss présentent une belle linéation d'allongement. Cette dernière est matérialisée par des baguettes de quartz. Une coupe parallèle à la linéation (plan X-Z) permet d'observer des flammèches verdâtres alternant avec des ocelles feldspathiques. Quelques cristaux zonés sont présents au cœur de ces "yeux" feldspathiques. Sur cette section l'allongement est surtout marqué par des lattes centimétriques (3 à 4 cm) de quartz limpides.

- L'observation microscopique (lame MAR 100) révèle une texture mylonitique. Les ocelles correspondent à des porphyroclastes d'anciens plagioclases. Actuellement ces derniers présentant de nombreuses macles en "peigne", sont fracturés et commencent à se damouritiser. Ces reliques feldspathiques de taille comprise entre 1 et 500 μ s'émiettent en agrégats micro et cryptocristallins quartzo-plagioclasiques. Cette désagrégation s'accompagne d'une augmentation des produits micacés (séricite) et de l'apparition de nombreuses plages de calcite. Nous remarquons, comme minéraux également relictuels, quelques amphiboles du type hornblende d'environ 1 millimètre de longueur. Ces ferromagnésiens sont frangés d'une auréole de chlorites (prochlorite et pennine) et de minéraux opaques. Les quartz, regroupés soit sous forme d'amande, soit en de vins rubans, présentent des joints lobés à festonnés et des extinctions roulantes. Nous notons, par endroits, des agrégats d'épidote, entre, des clinzoïsites en granule, associés à des produits phylliteux et des opaques. (Pl. 8, Pt. 2).

En conclusion au vu de l'important pourcentage de plagioclase comme minéraux relictuels, nous proposons d'interpréter les gneiss de Matasiete comme un ancien massif granodioritique à tonalitique (selon la classification de Steikeisen *et. al.*, 1973), intrusif dans des roches de type gabbroïque.

III - L'ORTHOGNEISS DE AGUA DE VACA

Ces lithofaciès affleurent à environ 2,5 km à l'Est du village d'Atamo. Il est impossible d'en définir le contexte structural, dans la mesure où ces orthogneiss représentent deux pointements isolés au milieu des sédiments quaternaires.

Macroscopiquement ces lithofaciès montrent une intense bréchification. De nombreuses ocelles millimétriques de quartz et de feldspath sont englobés dans une pâte microcristalline feuilletée; cette roche ne présente pas, à l'oeil nu, un fort pourcentage en minéraux phylliteux. Sur les échantillons récoltés, la foliation est reprise par un microglissement bien marqué.

- L'analyse microscopique (lame AG-3) révèle une texture mylonitique. Les porphyroclastes sont composées de plagioclases et d'amandes de quartz. Ces plagioclases présentent de nombreuses macles en "peigne" (2 mm à 400 μ) et sont partiellement damouritisés. Les amandes de quartz, à extinction roulante, de 3 mm à 2 mm, sont cisillées à l'égal des plagioclases. Ces derniers s'émiettent en un agrégat de fragments cimentés par des néoplagioclases et du quartz. La taille moyenne de ces éléments de désagrégation oscille entre 30 et 50 μ . Les joints de ces grains sont principalement lobés à festonnés. Associé à cette mésostase quartzo-néoplagioclasique nous notons quelques phyllites, du type chlorite et mica blanc (muscovite ou phengite). Ces phyllites se concentrent dans des lits qui soulignent la foliation en LN. On note, en outre, parmi les minéraux relictuels quelques orthoses truffées de perthite de remplacement.

Malgré leur forte tectonisation, les gneiss de Agua de Vaca rappellent beaucoup les gneiss de Matasiete. Il s'agirait, là encore, de métagranodiorite-métatonalite. Aussi, proposons nous de les considérer comme partie intégrante d'un pluton initial commun avec les gneiss de Matasiete.

± ce ici par d'amphibole et un feldspath potassique -

IV - L'ORTHOGNEISS DE GUAYACAN

Il affleure dans les zones septentrionales de Paraguachua (Fig. 56). Dans de nombreux endroits, comme au niveau de La Mira, il apparaît totalemtent déraciné et repose, par l'intermédiaire d'un mélange (chapitre 4) sur une série composée de quartzites et de para-prasinites (Chapitre 2, Paragraphe II.a.2.). A ce niveau la masse gneissique est mylonitisée mais présente, dans son cœur, des reliques d'aplite plissées. Nous retrouvons ces orthogneiss de Guayacan, en position structurale très probablement identique, au Sud du Cerro Chico.

Cependant, la majorité de ses affleurements se localisent au sein d'amphibolites et d'éclogites. C'est à l'Ouest du Cerro Chico, que W.V. Maresch (1973, p. 30) démontre le caractère intrusif de l'orthogneiss de Guayacan qui possède de nombreux xénolithes d'amphibolite et de serpentinite.

" Las rocas tonalíticas (Guayacan) contienen comunmente xenolitos rotados de la roca-caja a muchos metros de distancia del contacto. Se observan bloques de serpentinita de hasta 20 metros de longitud comò xenolitos".

(in Maresch W.V., 1973, page 30, ligne 30).

L'auteur cité note que, dans de rares cas, des bandes orthogneissiques recoupent obliquement la foliation de l'encaissant (Fig. 57).

" Además de los grandes cuerpos ya mencionado, el gneiss de Guayacan aflora como lentes interrumpidos para-concordantes, localmente transversales a la foliacion".

(in Maresch , 1973, page 30, ligne 25).

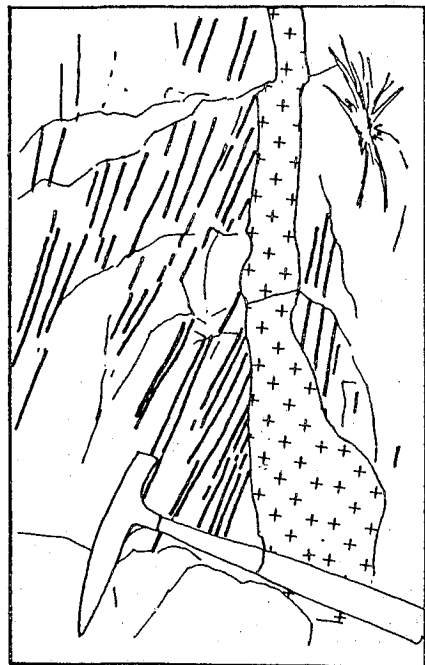


Fig. 57 - Dessin schématique illustrant le caractère intrusif des orthogneiss de Guyacan dans les amphibolites de la méta-ophiolite de Margarita (tiré d'une photographie de Maresch, 1973)

Fig. 57 - Dibujo esquemático ilustrando el carácter intrusivo del orthogneis de Guayacan dentro las anfíbolitas de la meta-ofiolita de Margarita (tomado de una fotografía de Maresch, 1973)

Les mêmes relations se retrouvent au Sud du village de Guayacan, le long de la piste reliant les villages de Manzanillo et de Pedro Gonzalez. C'est dans ce secteur que nous focaliserons nos observations et descriptions pétrographiques.

Cette piste, malgré les éboulements, offre une belle coupe à travers différents lithofaciès. L'orthogneiss de Guyacan ne constitue pas un massif unique, mais une série de lames et de dômes orthogneissiques. Celles-ci sont généralement disposées de façon concordante à la foliation des amphibolites et éclogites de l'encaissant. Toutefois, il est possible de noter l'existence d'apophyses, de ramifications qui s'interdigitent avec les metabasites. D'autre part, il faut noter la présence de nombreux filons tardifs de quartz et de basalte recoupant les bandes orthogneissiques.

Ces bandes présentent des variations lithologiques, au sein d'une même masse, en fonction du pourcentage en minéraux ferromagnésiens, particulièrement en amphiboles :

* dans les lames concordantes à la foliation des amphibolites les coeurs sont fréquemment plus pauvres en amphiboles que les bordures, ce qui leur donne une teinte plus claire. Les bordures de ces lames orthogneissiques apparaissent beaucoup plus riches en amphiboles qui se concentrent pour former des lits centimétriques à décimétriques (Pl. 8 Ph. 3).

* dans les apophyses les orthogneiss nettement intrusifs, sont généralement plus riches en minéraux phylliteux et à grain plus grossier (augmentation de la taille des feldspaths). Une observation plus détaillée permet de noter la présence de grenats millimétriques. Les amphiboles se disposent certes de façon orientée mais sont plus rares et surtout de plus grande taille. Certains lithofaciès, riches en feldspaths et en grandes amphiboles centimétriques, présentent un caractère pegmatitique.

Nous avons observé, au sein de ces orthogneiss plus grossiers, quelques rares enclaves, très riches en épidote (clinozoïsite, lame MAR 177).

Nous présenterons, ci-dessous, quelques variantes de ces gneiss étudiés en lames minces.

1 - Les faciès "internes" des lames orthogneissiques (lame MAR 35)

Cette roche présente une texture granolépido-blastique. La foliation est marquée, d'une part, par des micas blancs (phengite/muscovite) de 600 à 800 μ de longueur, d'autre part par des amphiboles. Ces dernières sont de deux types: les premières, de grande taille, fréquemment supérieure au mm) sont de couleur bleu-vert en LN. Les secondes sont des actinotes, généralement prismatique et de taille inférieure (\approx 500 μ). En outre, la foliation est soulignée en LN par des alignements de cristaux de clinozoisite qui se présentent soit sous forme de granule, soit en baguettes pouvant atteindre une longueur de 600 à 800 μ .

Le constituant essentiel de cette roche est toutefois l'albite poeciloblastique qui s'est visiblement mieux développé parallèlement à la foliation préexistante. Ces néoplagioclases sont truffées d'inclusions, particulièrement de clinozoisite et sont fréquemment maclées.

Le quartz constitue environ 25 % de l'orthogneiss. Il apparaît soit en amandes polycristallines, soit sous forme d'inclusions dans les albites. Les agrégats composites quartzeux présentent une extinction ondulée et les joints séparant les constitutants sont généralement lobés à festonnés.

2 - Les faciès "externes" (lame MAR 180). (Pl. 8 Ph. 4)

Ces roches présentent une texture granoblastique à granolépido-blastique; la foliation est marquée par de nombreux micas blancs (phengite et/ou muscovite), de 400 à 800 μ de longueur. Ces phyllites sont associées à de nombreux granules d'épidote (surtout de clinozoisite) et de très rares actinotes. Quelques amphiboles bleu-vert en LN apparaissent comme reliques au coeur de cet assemblage. Ces reliques, très probablement d'origine métamorphique ont un aspect déchiqueté et sont rétrotransformés en chlorite (prochlorite + pennine) qui se développent en rosettes de façon statique. Le fond leucocrate de ces gneiss est composé essentiellement d'albites poeciloblastiques (environ 70 %) et en moindre pourcentage de quartz (< 30 %). Ces albites, de grande taille (de 3 à 4 mm) sont remplies d'inclusions de clinozoisite, d'épidote s.l., de mica blanc et parfois d'amphiboles bleu-vert. Le quartz se présente en amande polycristalline de 2 à 2,5 mm de largeur et en fins rubans (\approx 300 μ). Ces agrégats composites présentent une extinction roulante et les joints entre les différents grains sont soit lobés soit festonnés.

Dans les amandes quartzueuses, outre le très faible pourcentage en minéraux phylliteux, nous notons quelques grenats subautomorphes de petite taille (diamètre oscillant de 500 à 340 μ). Ces grenats sont assez riches en inclusions de quartz et présentent un développement en atoll; ce qui leur confère un aspect parfois zoné. Toutefois, nous n'avons jamais noté l'existence d'inclusion de minéraux magnésiens ou de micas blancs. Ces grenats recoupent parfois les amphiboles, dispersées dans la lame. Ces inclusions de quartz dans les grenats subautomorphes de petite taille ne dessinent pas une foliation interne. Elles apparaissent se disposer de façon désordonnée. Nous observons également des grenats dans les lits feldspathiques. Dans ces niveaux ils sont de plus grande taille (800 μ à 1,2 mm) et leur inclusions dessinent une foliation interne qui est en parfaite continuité avec la foliation externe de la roche. Ces grenats sont fracturés et pseudomorphosés principalement en chlorite. Quelques plages de calcite ainsi que quelques sphères complètent cet inventaire minéralogique. Nous remarquons enfin que la foliation soulignée par les inclusions des albites ou l'alignement des phyllites est plissotée tardivement sans apparition de néo-minéraux.

Il est difficile de définir le prototype plutonique ancien de ces roches, compte tenu, en particulier, du grand développement des albites tardives. A titre d'hypothèse, nous interprétons ces orthogneiss de Guayacan comme d'anciens massifs granodioritiques ou tonalitiques analogues à ceux qui sont à l'origine des gneiss de Matasiete et d'Agua de Vaca.

V - L'ORTHOGNEISS DE EL SALADO

Son appellation vient du nom du petit village de El Salado, situé à 500 mètres au Nord-Ouest des principaux affleurements.

Taylor, en 1960 le décrit sous le terme "d'orthogneiss oeuillé". Maresch (1973, page 26) souligne que cet orthogneiss, en forme de sill, est généralement associé cartographiquement à des corps ultrabasiques et que sa composition minéralogique est marquée par la présence de microcline perthitique, de biotite et parfois d'oligoclase (page 27, échantillon W-1040). De par son fort pourcentage en potassium, cet auteur le classe parmi les granites ou adamellites.

Nous devons à ce même auteur, la carte géologique de ce secteur fort complexe où les pointements et lentilles de l'orthogneiss de El Salado sont bien figurés. Ce métagranite est associé dans la majorité des cas aux lentilles ultrabasiques. Cependant au Sud-Est de la ville de Santa Ana, il est probable qu'il repose en position allochtone sur des lambeaux de graphito-schistes actuellement imbriqués dans l'édifice de nappes. Suite à nos observations nouvelles sur l'architecture de la péninsule de Paraguachoa, nous proposons que les lames orthogneissiques du métagranite de El Salado soient, comme les masses péridotitiques, en position allochtone. Ces lambeaux orthogneissiques de El Salado seraient ainsi déracinés et imbriqués dans l'édifice de nappes, accompagnés ou non d'une partie de leur encaissant initial. Cette proposition cependant reste hypothétique, compte tenu de l'altération qui affecte toutes les roches du secteur et des difficultés de pénétration dans cette végétation de type tropical humide.

Macroscopiquement l'orthogneiss de El Salado apparaît composé essentiellement de feldspaths potassiques de grande taille (de 1 à 2,5 cm de longueur), de quartz et d'un pourcentage important (= 30 à 40 %) de produits micacés, dont la biotite. L'aspect général de la roche est celui d'un gneiss oeuillé.

- L'étude macroscopique révèle (lame MAR 400) une texture mylonitique. Les yeux sont composés d'une part de microcline en cristaux millimétriques à centimétriques et d'autre part, d'amas de plagioclases parfois zonés, très fracturés et tordus, partiellement damouritisés (Pl. 8 Ph. 5).

Les mégacristaux de microcline s'égrènent en un assemblage minéralogique constitué de néoplagioclase, de microcline et de quartz à extinction roulante. La taille de ces cristaux périphériques diminue très rapidement pour donner une "pâte" microcristalline de néoplagioclase et de quartz à joints lobés et festonnés.

Certaines de ces ocelles de microcline relique sont frangées irrégulièrement de néoplagioclases qui présentent une texture en damier. Ces perthites de remplacement s'observent également au sein des microclines, sous forme de cristaux bien différenciables (700 μ), accompagnées par des schistes automorphes (170 μ) souvent mâclées.

Les minéraux phylliteux constituent environ 30 % de la roche. Ils sont de deux types :

- * d'anciennes biotites en voie de chloritisation;
- * des micas blancs de plus grande taille. Ici à la simple analyse microscopique il est impossible de les caractériser avec plus de précision (muscovite ? phengite?).

Parmi les constituants accessoires, nous trouvons : de la clinozoïsite, de l'épidote, de la calcite ainsi que quelques sphères fracturés et des films d'oxyde. Nous notons enfin une forte obliquité entre la direction d'allongement des grains quartzo-néoplagioclasiques et le plan de foliation est marqué par les micas incolores.

L'abondance du microcline permet de penser comme Maresch (1973) que cet orthogneiss de El Salado dérive d'un granite.

VI - L'ORTHOGNEISS DU CERRO BOQUERON

- Il fut cartographié initialement par Taylor (1960). Sa limite septentrionale est jalonnée par un lambeau hectométrique de serpentinite. Au Sud une zone d'ultramylonites le met en contact avec les métasédiments, du Groupe Juan Griego.

- Compte tenu de la nature tectonique des contacts nous n'avons aucun élément d'information sur l'encaissant initial de ce granite. Nous considérons cet ensemble serpentinite-orthogneiss et ultramylonite comme une écaille prise en sandwich dans les unités allochtones, localisation sur Fig. 56.

Nous ne traiterons ici que les lithofaciès du coeur du massif. Les ultramylonites développées sur son flanc méridional seront étudiées postérieurement (voir Partie III).

- Microscopiquement l'orthogneiss du Cerro Boqueron (lame MAR 339) apparaît composé essentiellement de quartz, de plagioclases et de quelques reliques de feldspaths alcalins. L'altération des différents feldspaths en produits principalement micacés masque en partie, la texture de type proto-mylonitique à mylonitique qui est accompagnée tardivement d'une recristallisation de néo-plagioclases.

Le quartz se présente en plages composites. Il possède une extinction roulante et ses joints sont lobés ou polygonaux. Ces quartz sont hétérogranulaires (de 40 à 500 μ).

Les néoplagioclases sont généralement rétrotransformés en damourite, épidote, calcite et muscovite. Ces plagioclases (de 250 à 600 μ) montrent de nombreuses mâcles mécaniques, "en peigne" et également en damier (cf. perthites de remplacement). Certains individus présentent des mâcles combinées d'albite et de péricline.

- Les reliques de feldspaths alcalins sont envahies par des produits micacés de rétrotransformation mais présentent encore, localement, des fantômes de quadrillage (microcline ?).

- Quelques granules de clinozoïsite et de rares actinotes (80 à 170 μ) ainsi que quelques oxydes complètent l'inventaire de cette lame mince.

Sur la lame MAR 340, effectuée à partir d'un échantillon plus proche de la frange mylonitique, nous remarquons, d'une part, la destruction des feldspaths et, d'autre part, l'apparition de "platten quartz" et le développement de muscovites formant de petits lits millimétriques. Cette configuration souligne ici une texture sub-granolépidoblastique. Cette totale destruction des feldspaths initiaux s'accompagne de la naissance d'albite mâclée de grande taille (350 à 400 μ), ainsi que de plage de calcite (700 μ) et du développement accru de clinozoïsite).

Compte tenu de la présence de plagioclases et de feldspaths alcalins reliques, l'orthogneiss du Cerro Boqueron pourrait représenter un ancien granite ou une ancienne granodiorite.

VII - LE RESEAU FILONNIEN : LES NEO-ALBITITES ET LES LEPTYNITES A GRENAT

Nous décrivons ici quelques filons, interprétés comme de fines apophyses, ou le chevelu filonien, issu des masses orthogneissiques décrites précédemment. Afin d'éviter un

inventaire trop exhaustif, nous présenterons, de façon succincte, deux exemples qui sont successivement : les leptynites à grenat de la coupe de La Mira et les filonets orthogneissiques de Punta Cabo Negro.

a. Les leptynites à grenat de la coupe de La Mira

- Nous avons déjà signalé leur présence dans le chapitre 2 (paragraphe II.a.2). Ces filons, intensément replissés sont intrusifs dans le complexe basique composé de métagabbros et de prasinite (Pl. 8 Ph. 6).

- Macroscopiquement (échantillon MAR 133) ces roches à grain très fin présentent de nombreux grenats (de 2 à 3 cm de diamètre).

b. Les niveaux orthogneissiques acides interdigités dans les amphibolites

- Nous avons observé, à de nombreux endroits, ces phénomènes d'interdigitation faciès acide - faciès basique, particulièrement sur les côtes septentrionales de Paraguachoa, entre Punta Carey et Punta Cabo Negro.

- Nous illustrerons, à titre d'exemple, cette association dans le secteur de Cabo Negro. Coïncés dans la zone de coulissage de Manzanillo, immédiatement au Sud de l'accident principal, ces faciès acides orthogneissiques sont intimement liés à des amphibolites. Cette alternance qui affleure sur quelques mètres, est structurée de façon complexe. Elle est affectée de plis à axes subverticaux.

- Macroscopiquement ces lithofaciès acides apparaissent essentiellement composés de feldspath (de taille millimétrique) et de quartz.

- L'étude en lame mince (lames MAR 109 - 111 - 112) révèle une texture granoblastique. Comme les gneiss de Guayacan, ces roches sont composées essentiellement (70 à 80 %) d'albites poeciloblastiques. La minéralogie, avec toutefois une richesse plus grande en clinzoïsite.

VII - SYNTHÈSES DES OBSERVATIONS ET DISCUSSIONS SUR LES DIFFÉRENTS LITHOFACIÈS ORTHOGNEISSIQUES ACIDES DE LA PÉNINSULE DE PARAGUACHOA

Au vu des données issues de la bibliographie et de nos propres observations il est possible de résumer nos connaissances sur ces orthogneiss en trois points jugés importants :

* à l'exception des orthogneiss de Agua de Vaca et du Cerro Boquerón dont nous ne connaissons pas l'encaissant, les orthogneiss affleurant à Paraguachoa représentent d'anciens plutons granodioritiques et granitiques intrusifs dans le substratum méta-ophiolitique. Toutefois, nous n'avons la preuve nulle part de l'existence d'un ancien métamorphisme de contact au sein des roches basiques;

* la variété des massifs plutoniques (granodioritique à tonalitique, d'une part, granitique, d'autre part, accompagnés de réseaux filoniens pourrait marquer :

- soit différentes venues magmatiques échelonnées dans le temps;
- soit la différenciation en cours d'ascension d'une venue unique;

* la reprise de ces différents massifs avec leur encaissant méta-ophiolitique lors d'un événement tectonique majeur symmétamorphe, marqué par une grande allochtonie, aurait eu pour conséquence de disperser ces roches acides, détruisant ainsi l'architecture initiale des plutons.

discrusion → plusieurs choses fait à faire ?

- plagiogranite (ancien) associé avec mica - ophiolite.
- granite vrai (K)
- tonalite - trondhjemite → mica - felds

possibilité de plagiogranite ?

AB

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE

PLANCHE 8

LES ORTHOGNEISS ACIDES DE PARAGUACHOA

(Intrusif dans le substratum méta-ophiolitique)

Photographie 1 - Présence dans les lithofaciès mylonitiques de base du massif métagranodioritique du Matasiète, de niveaux métriques de roches verdâtres très laminées (Col de la Fuente).

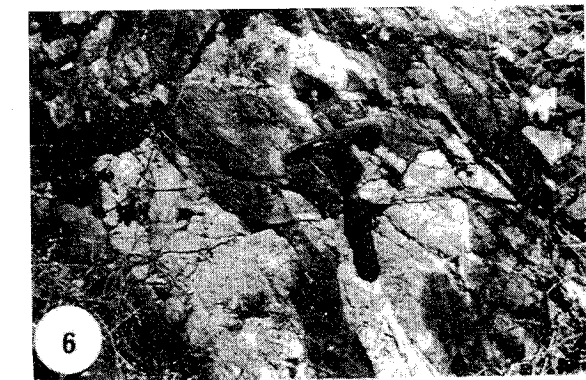
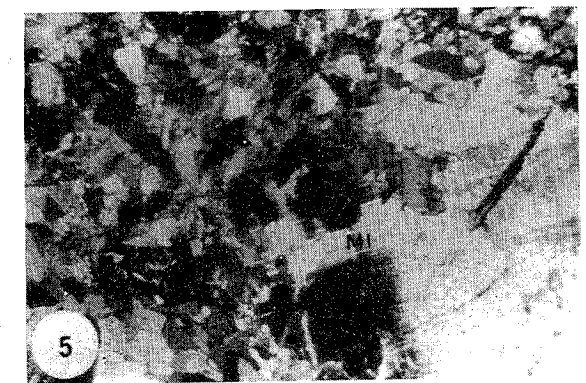
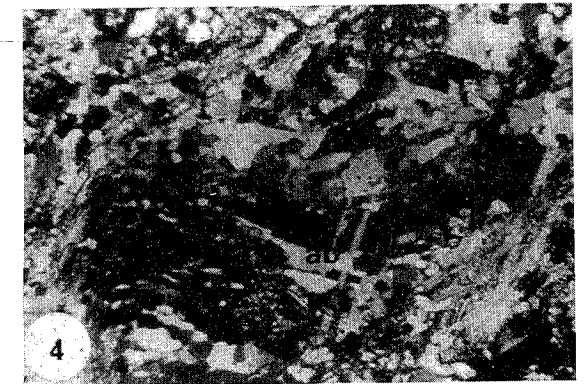
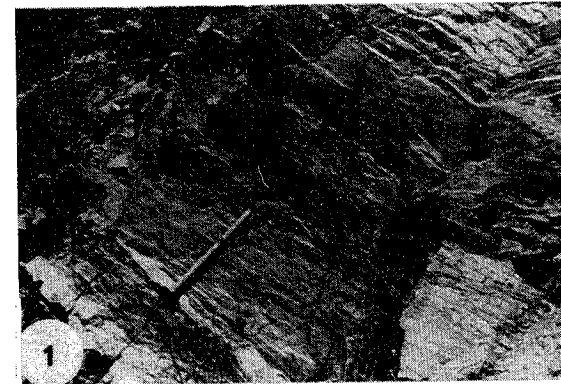
Photographie 2 - Orthogneiss de Matasiète (vue microscopique) - Relique de plagioclase présentant de nombreuses figures de cisaillement.
(Lame MAR - (MAT-1) - LP - x 25) .

Photographie 3 - Orthogneiss de Guayacan. Alternance de niveaux orthogneissiques acides (ORT) de type Guayacan avec des bandes d'amphibolite centimétriques à décimétriques - (contact septentrional d'une méga-lentille hectométrique d'orthogneiss de Guayacan : Piste Pedro Gonzalez - Manzanillo, au Sud du village de Guayacan).

Photographie 4 - Détail au microscope optique des orthogneiss de Guayacan. Noter le caractère poeciloblastique des albites, ici mâclées, dans une trame à texture granolépido-blastique composée, entre autre, d'amphiboles bleutées.
(Lame MAR 180 LP - x 25) .

Photographie 5 - Orthogneiss ocellé de El Salado - Noter les grands phénocristaux de microcline (Mi).
(Lame MAR 400 - LP - x 25) .

Photographie 6 - Leptynites à grenat, intrusives dans le complexe basique au niveau de la coupe de La Mira.



CHAPITRE IV

LES MELANGES

L'objectif de ce quatrième chapitre est de mettre en évidence sur le transect étudié, aussi bien à Paraguachoa, zone la plus interne, qu'au niveau d'Araya, plus externe, le développement de mélanges syntectoniques, marqueurs de l'avancée des nappes.

I - LES MELANGES DE PARAGUACHOA

Nous décrivons dans ce premier paragraphe successivement :

- La semelle de La Mira qui sépare un lambeau décamétrique d'orthoigneiss de Guayacan de la méta-ophiolite et de sa couverture métasédimentaire;
- la semelle de Bahia de Plata qui constitue un coussin par l'intermédiaire duquel les nappes, composées tantôt de matériaux métaophiolitiques, tantôt de métasédiments d'affinité continentale, reposent tectoniquement sur les séries métasédimentaires du Groupe Juan Griego;
- la semelle de Punta Ausente qui se localise dans les écailles septentrionales constituées essentiellement de la méta-ophiolite et d'orthoigneiss acides.

A - La semelle observée sur la coupe de La Mira

A.1. Nos observations

Cette semelle affleure de part et d'autre d'un panneau décamétrique, déraciné d'orthoigneiss de Guayacan (Fig. 39 , Paragraphe II, Chapitre 2, la couverture du substratum méta-ophiolitique). D'une épaisseur de 3 à 5 mètres, cette semelle est tronquée au Nord par une lame de péridotite serpentinisée et au Sud elle est chevauchante sur les métagrès à ciment carbonaté.

Dans la partie septentrionale, elle est composée de graphito-schistes écrasés, à débit en poissons et emballant des amas d'actinotes centimétriques à décimétriques (rarement). La foliation, soulignée par l'alignement de ces amandes de ferromagnésiens, est parallèle à celle de la masse orthoigneissique mylonitisée.

Dans le second panneau, plus méridional, ces lithofaciès graphiteux, parsemés d'amandes d'actinote (matrice), emballent quelques blocs étirés d'orthoigneiss de taille centimétrique.

Au voisinage des orthogneiss ultramytonitisés et plissés conjointement avec ce mélange par une phase plicative tardive (Fig. 58) nous notons des lambeaux de gneiss mylonitisé, appartenant à la masse orthogneissique sus-jacente et chevauchante. Ces derniers se dégagent de la base de la lame décimétrique d'orthogneiss de Guayacan, à la manière "d'un fruit que l'on pèle" (Pl. 9 Ph. 1). L'espace vacant entre ces copeaux décimétriques est injecté de lentilles de graphitoschistes et d'amandes d'actinote.

SUD

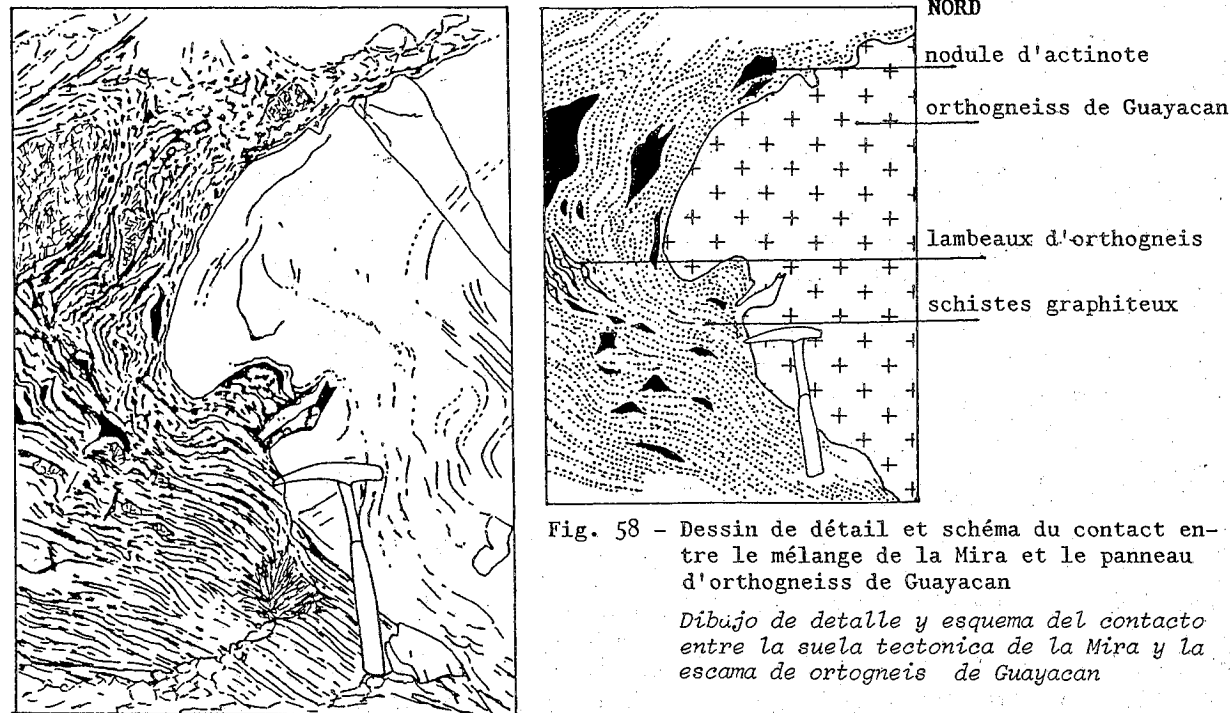


Fig. 58 - Dessin de détail et schéma du contact entre le mélange de la Mira et le panneau d'orthogneiss de Guayacan

Dibujo de detalle y esquema del contacto entre la suela tectónica de la Mira y la escama de ortogneiss de Guayacan

A un mètre, en dessous de ce contact, les lambeaux orthogneissiques sont allongés dans la foliation. A ce niveau les graphitoschistes, aux reflets brillants, lustrés et à débit en "poissons", présentent un pseudolitage qui, par endroits, est perturbé par de gros nodules d'amphiboles (Pl. 9 Ph. 2-3). Ces amandes de 20 à 50 cm de diamètre sont composées principalement de fibres d'actinotes parfois centimétriques, non brisées et sans orientation préférentielle; associées à de fines paillettes de séricite millimétriques.

A.2. Notre interprétation

La lithologie composite de cette semelle de la Mira, nous amène à proposer une élaboration à partir de trois constituants très différents :

a) les graphitoschistes qui ne comportent pas ici de lambeaux de marbres finement lités ou de métatufs, sont similaires à ceux observés dans la partie sommitale du Groupe Juan Griego, d'affinité continentale (voir Chapitre 1);

b) les amas d'actinote sont interprétés comme provenant de la fragmentation de serpentine, actuellement rétrotransformée dans des conditions du faciès schistes verts. Il est en effet fréquent de noter la présence de nodules d'actinote, sur les rebords de copeaux décimétriques à hectométriques de péridotites serpentinisées, tout particulièrement au Nord Est du village de Santa Ana;

c) Les lentilles d'orthogneiss seraient issues des orthogneiss de Guayacan, par "desquamation" symmétamorphe en base de nappe.

mylonite

Nous interprétons donc ce mélange comme une semelle d'origine tectonométamorphique, développée à la fois, à partir des séries du Groupe Juan Griego, de la méta-ophiolite de Margarita et du massif orthogneissique de Guayacan intrusif dans celle-ci.

Nous proposons le terme de semelle tectonométamorphique, pour différencier clairement ce complexe, élaboré dans un niveau structural profond, des séries à blocs souvent décrites dans les chaînes de collision et qui naissent en surface, en front de nappes, par des processus tectonosédimentaires (voir p.ex. les mélanges mio-pliocènes de Taïwa; Pelletier, 1985; Pelletier et Stéphan, 1985).

B - La semelle au niveau du contact de Bahia de Plata

B.1. Nos observations

Comme nous l'avons signalé dans le chapitre 1, le contact de Bahia de Plata représente la limite entre l'autochtone relatif - composé des séries métasédimentaires et des marbres du Groupe Juan Griego - et la base des unités allochtones constituées d'une partie du Groupe Juan Griego, de la méta-ophiolite traversée par d'anciens plutons granodioritiques et d'une couverture métasédimentaire.

La semelle de Bahia de Plata, d'une puissance de 5 à 15 mètres est coïncée entre les séquences micaschisteuses et graphiteuses de l'autochtone relatif et le premier panneau de péridotites serpentinisées des unités allochtones. Elle est composée d'une matrice de graphito-schistes très écrasés dans laquelle sont dispersés des blocs métriques de nature diverse, issus aussi bien de l'autochtone relatif que du panneau ultrabasique susjacent.

Nous étudierons successivement la matrice, puis les blocs en traitant succinctement ceux qui sont manifestement empruntés à l'autochtone et l'allochtone pour nous focaliser sur les corps étrangers, coïncés dans ce "sandwich" tectonique.

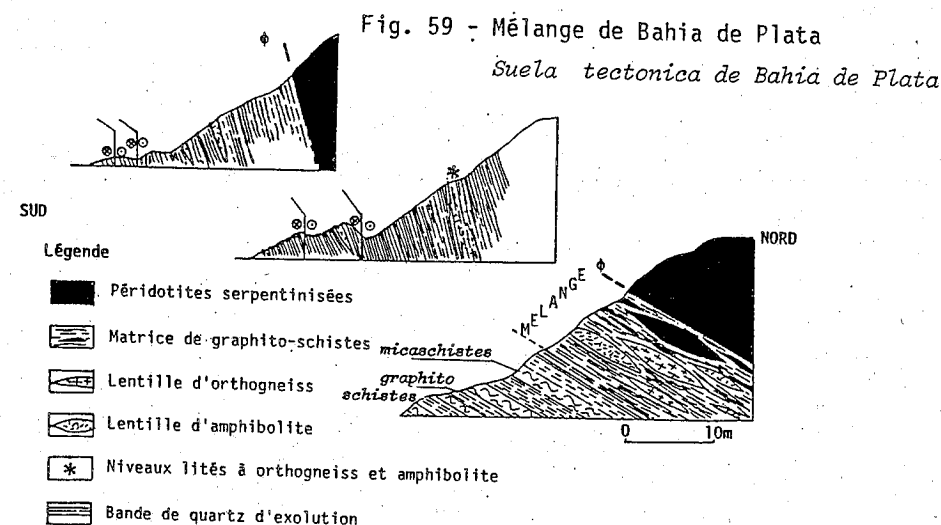
1) Nature de la matrice - allure des contacts

Les différentes coupes levées à travers ce contact permettent de noter les faits suivants : (Fig. 59)

- le contact avec la lame de péridotite hectométrique sus-jacente est brutal: en moins de 1 mètre nous observons ce mélange et la base de ce panneau allochtone souligné par un plan de faille où nous notons de nombreuses stries (voir Partie III, Etude tectonique).

- Le mélange présente un contact basal assez diffus difficilement cartographiable. Nous avons choisi pour limite basale, la présence, de lamines de quartz d'exsolution de quelques millimètres d'épaisseur, intensément plissées au sein des graphitoschistes. (voir description lame MAR 205 - Chapitre I, cette partie). En dessous de cette limite les séries sont régulièrement litées et composées d'une alternance de niveaux décimétriques de micaschistes à grenats et de niveaux centimétriques graphiteux.

Au dessus des graphitoschistes à lamines de quartz, la matrice constituée essentiellement de schistes graphiteux, ne présente plus de litage net mais se caractérise plus par débit en micro-écaille, en poissons; on y observe en outre des lentilles centimétriques de serpentinites, des amandes d'actinote et de calcite.



2) Les blocs étrangers incorporés dans la matrice graphiteuse et serpentineuse

Au premier examen nous pouvons, sur le terrain, différencier des blocs d'amphibolite et des lambeaux orthogneissiques acides.

2.a. Les blocs et lentilles de nature basique

Ces roches basiques ne sont pas toutes de même composition et de même aspect. A l'exception des lentilles d'actinote et de calcite, à texture granolépido-blastique (lame MAR 190) que nous avons associées à la matrice, deux types d'amphibolites peuvent être distingués - les amphibolites à grain fin et les amphibolites noires à grain grossier.

* Les amphibolites à grain fin. Ces roches, parfois grenatifères constituent des lentilles métriques à décimétriques. Parmi les nombreux blocs observés nous avons récolté deux types d'amphibolites grenatifères (échantillons MAR 193 - MAR 200) et quatre amphibolites non grenatifères (échantillons MAR 199, MAR 197, MAR 189, MAR 204).

- L'étude microscopique *des amphibolites grenatifères* (lames MAR 193 - MAR 200) révèle que ces roches présentent une texture grano-nématoblastique à porphyroblastes de grenats. La foliation est soulignée par deux types d'amphiboles (hornblende verte + actinote). Les hornblendes atteignent parfois 1,2 mm de longueur mais leur taille en moyenne est de l'ordre de 650 μ . Les ferromagnésiens constituent approximativement 70 à 80 % de la roche.
- Associés à ces amphiboles nous notons quelques micas blancs (paragonite/muscovite) et comme minéraux de rétro-morphose de la chlorite, de l'épidote et de la calcite pouvant parfois constituer des plages autonomes.
- Ces minéraux sont liés entre eux par une trame de néoplagioclase (albite?). Ce fond plagioclasique varie selon les lames observées; il constitue environ 10% dans la lame MAR 193 tandis que dans la lame MAR 200 le pourcentage atteint environ 40%.
- Nous notons également quelques granules de clinzoïsite.
- Les grenats, millimétriques, sont pauvres en inclusions (quartz) et sont dans leur majorité rétro-morphosés en agrégats cryptocristallins d'épidote et de calcite ainsi qu'en chlorite. Dans leurs ombres de pression quelques albites à caractères poeciloblastiques et des chlorites se développent (lame MAR 193).

L'étude microscopique *des amphibolites non grenatifères* (lames MAR 199, MAR 197, MAR 189, MAR 204) révèle que ces roches à texture nématoblastique sont composées de 90 % d'amphibole (hornblende/actinote) de petites taille et de granules de clinzoïsite. Les néoplagioclases et les chlorites ne sont présents qu'en très faible quantité.

* Les amphibolites à grain grossier

L'étude en lame mince montre que ces roches sont composées de grands amphiboles millimétriques baignant dans un fond feldspathique (échantillon MAR 198) à texture granoblastique. Les porphyroblastes d'amphibole bleu-vert en LN, de 2,5 mm à 3 mm

de longueur, ont un aspect déchiqueté et sont partiellement pseudomorphosés en petites actinotes aciculaires de 60 μ de longueur, se disposant de façon radiale. Ces petites amphiboles confèrent un aspect très particulier à la lame. Nous les observons aussi parmi les albites, à caractère poeciloblastique, qui composent environ 70 à 80 % de la roche. Nous notons également la présence de rares lamelles de mica blanc (paragonite ? - muscovite ?).

Ces amphibolites noires à grain grossier, rappellent les amphibolites associées aux lames d'orthogneiss de Guayacan (cf. Chapitre III - Description de la lame MAR 179).

2.b. Les blocs et lentilles de nature "acide"

Dans le mélange nous avons trouvé un bloc métrique d'orthogneiss et des passées lenticulaires centimétriques d'un matériel blanchâtre, très écrasé.

* Le bloc métrique d'orthogneiss (dioritique à granodioritique ?)

Il se différencie aisément des amphibolites par sa teinte blanchâtre. Sur le terrain cette roche apparaît composée de feldspath, de quartz, d'amphibole et de mica. Sur échantillon scié (MAR 191) l'orthogneiss apparaît très microplissé; des lits blanchâtres, feldspathiques, alternent avec des lits en amphiboles.

- L'analyse microscopique (lame MAR 191) révèle une texture granoblastique, légèrement grano lépidoblastique.

Cette roche apparaît composée essentiellement d'albites poeciloblastiques et de quartz. Ces néoplagioclases sont truffés d'inclusions de quartz, de clinzoïsite et d'amphiboles. Ces inclusions dessinent une schistosité interne qui est en continuité avec la foliation de la trame, marquée par de grands micas blancs (phengite ?).

Au sein des amphiboles, deux générations se différencient :

- la première est constituée par des hornblendes de couleur verte à légèrement bleu-tée en LN et d'aspect déchiqueté, ce qui leur confère un caractère relictuel;
- la seconde génération d'amphibole se développe fréquemment sur les amphiboles bleutées en LN qui peuvent être aussi pseudomorphosées en chlorite.

Les micas blancs sont tantôt de grande taille, tantôt de plus petite taille et alors souvent groupés en amas associés à des clinzoïsites.

Les clinzoïsites de grande taille (800 μ) sont fréquemment zonées et constituent un pourcentage relativement important de la roche (environ 10 %).

La minéralogie et la texture de cet orthogneiss rappellent les observations effectuées sur les lames orthogneissiques de Guayacan (voir Chapitre III., cette partie).

* Les bandes discontinues à matériel blanchâtre

Elles affleurent particulièrement bien en bord de mer, sur une longueur d'environ 15 mètres.

Elles sont discontinues et présentent des épaisseurs variant de 20 cm à 0,5 cm (Pl. 9 Ph. 4); pétrographiquement elles associent des lits riches en feldspaths, des bandettes de quartz et des lamines sombres composées d'amphiboles.

Au dessous de ces bandes blanchâtres nous trouvons les lithofaciès très laminés du Groupe Juan Griego avec des lentilles de quartz d'exsolution. Ces niveaux finement lités passent latéralement aux lentilles d'amphibolites décrites précédemment (amphibolites grenatifères et non grenatifères). Les amphiboles noires à grain grossier et le bloc d'orthogneiss de Guayacan se situeraient au dessous de ces bandes blanchâtres.

- L'analyse microscopique (Lame MAR 352) montre que ces roches composites comportent schématiquement trois types de lamines millimétriques à centimétriques.
- **Les lits riches en albite** : ils constituent les niveaux les plus épais, de l'ordre de 2 à 3 cm et sont composés essentiellement d'albites poeciloblastiques truffées d'inclusions de quartz. Ces niveaux comprennent aussi quelques cristaux reliques millimétriques d'amphiboles (hornblende ?) et de clinozoïsite. Associés à ces ferromagnésiens nous notons de nombreuses chlorites aux teintes de polarisation grisâtre à vert-grisâtre.
- **Les lits riches en ferromagnésiens** : ils sont composés principalement d'amphiboles prismatiques de type hornblende/actinote, de clinozoïsite, de micas blancs (paragonite/phengite/muscovite ?) et de quartz à extinction roulante. Sur ces minéraux qui marquent la foliation de la roche, se développent tardivement, de façon statique, de nombreuses chlorites.
- **Les lits riches en quartz**. Le quartz disposé en tablettes constitue ici le minéral prédominant. Les grains de quartz présentent une extinction roulante et sont très hétérogranulaires. Quelques rares plagioclases (albites ?) sont encore observables ainsi que des micas incolores (phengites/muscovite), des chlorites et des granules de clinozoïsite.

L'étude macroscopique et microscopique de ces bandes discontinues à matériel essentiellement blanchâtre conduit à considérer ces roches comme dérivant d'une ancienne lame orthogneissique intensément laminée.

B.2. Synthèse et interprétation

A Bahia de Plata, au sein d'une matrice essentiellement composée de graphitoschistes et contenant des lambeaux de serpentinites nous avons trouvé de nombreux blocs, lentilles et passées de nature différente des lithofaciès sus et sous-jacents. Ces blocs ne sont pas sans rappeler des lambeaux de la méta-ophiolite de Margarita ainsi que des copeaux, plus ou moins laminés, des lames orthogneissiques acides actuellement observables dans les zones septentrionales de la péninsule de Paraguachoa (orthogneiss de Guayacan).

Nous interprétons ce mélange comme le marqueur d'un cisaillement profond ductile, dans lequel ont été entraînés des lentilles d'orthogneiss de Guayacan et des lambeaux de la méta-ophiolite de Margarita. Ces fragments ont été englobés dans une matrice de graphitoschistes écrasés, appartenant initialement aux séries de Juan Griego (paléomarge). Aussi comme dans le cas du mélange de la Mira, nous préférons ici l'appellation de "semelle tectono-métamorphique" à celle de "série à blocs".

C - Le mélange de Punta Ausente

Sur la coupe de Punta Ausente (Fig. 60), des lithofaciès qui rappellent ceux de Bahia de Plata, affleurent au sein d'une antiforme cisailée, entre deux masses serpentineuses.

Au coeur de ce broyat, nous reconnaissons encore des chicots de graphitoschistes, des copeaux d'orthogneiss de Guayacan et également une importante masse centrale d'amphibolites noires à grain grossier, frangées d'amphibolites verdâtres.

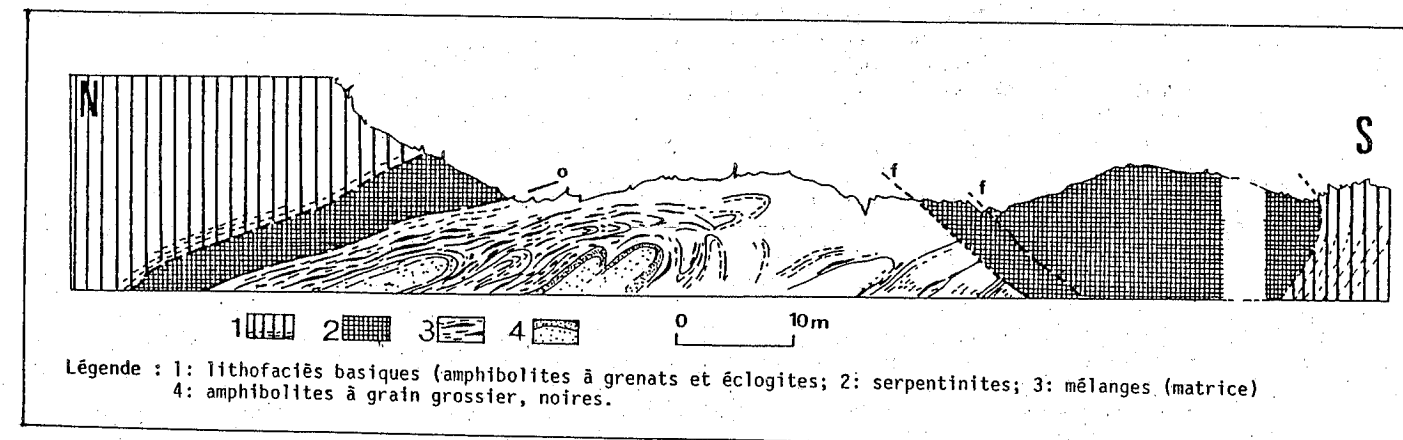


Fig. 60 - Coupe de Punta Ausente

Corte de Punta Ausente

Observer les structures en boudin que présente le mélange (cf. Pl. 9, Ph. 5)
N.B. - Pour des raisons de place la masse serpentineuse méridionale a été réduite

- L'étude microscopique des amphibolites révèle que le coeur présente une pétrographie (lame MAR 173) très similaire à celle des amphibolites noires à grain grossier décrites dans le contact de Bahia de Plata. Toutefois ici les amphiboles de première génération sont de couleur bleutée en LN.

Les amphiboles de bordure, de couleur verdâtre, sont composées (lame MAR 174) de grandes actinotes (50 %), de plagioclases (albites ?) (40 %) et de calcite, de clinozoïsite. Nous notons également des reliques d'amphiboles bleues.

Ces différents lithofaciès, structurés en un ensemble de boudins métriques, constituent une "pâte riche en grumeaux". Ils furent initialement regroupés par Maresch (1973) sous l'appellation de zone de cisaillement de Manzanillo.

Nous pouvons suivre ce mélange sur plusieurs kilomètres, jusqu'à la pointe de Cabo Negro (voir Annexe B, carte géologique de l'île de Margarita 1/50 000). Il est cependant impossible d'en préciser l'épaisseur car nous ne connaissons pas la nature du substratum.

En résumé, ce mélange de Punta Ausente présente des similitudes avec la semelle décrite au niveau du contact de Bahia de Plata; toutefois ici la lecture est plus délicate dans la mesure où les blocs et matrice ne constituent plus qu'une farine tectonique très recristallisée et métamorphisée.

D - Conclusions sur les mélanges observés sur la péninsule de Paraguachoa

Les mélanges observés tantôt au niveau de La Mira, tantôt dans le contact de Bahia de Plata ou de Punta Ausente, se sont développés à partir d'une partie des séries de l'autochtone et de la méta-ophiolite associés à des massifs orthogneissiques acides, dans des niveaux structuraux profonds. Les caractères pétrographiques des lithofaciès étudiés à Paraguachoa évoquent ceux des niveaux de décollement en zone ductile.

II - LA SERIE A BLOCS DE LA PENINSULE D'ARAYA

Cette série affleure sur une cinquantaine de mètres de longueur, sur le rebord méridional de la péninsule d'Araya (voir Annexe A - carte géologique de la péninsule d'Araya, 1/50 000). Elle est limitée au Sud par la ligne de rivage du golfe de Cariaco et au Nord elle repose sous les calcaires finement recristallisés de la Formation de Carupano.

Au sein d'une matrice essentiellement graphiteuse, de nombreux blocs de péridotite serpentinisées, de taille métrique, sont disposés plus ou moins en chapelet et constituent les olistolites. Ces roches ultrabasiques sont intimement liées à d'anciennes crachées détritiques à matériel serpentineux.

A - Les olistolites de roches ultrabasiques

Ces blocs d'ultrabasites, de forme subarrondie, ont une taille comprise entre 2 et 5 mètres de diamètre. Ils sont généralement frangés d'une auréole serpentineuse mêlée de talc (Pl. 9 Pt. 6).

B - La matrice du mélange

B.1. Les niveaux détritiques

De fins lits serpentineux et talqueux, de couleur claire, formés de fragments millimétriques de nature diverse et issus essentiellement de la désagrégation des masses péridotiques limitrophes, alternent avec des lits centimétriques graphiteux (Pl. 9 Ph. 7). Ces fins niveaux détritiques sont microplissotés et constituent parfois la matrice des blocs d'ultrabasites. Nous les observons également dans des amas difformes de graphitoschistes, ils sont alors souvent discontinus et de très fines épaisseurs (2 à 3 cm de largeur sur 60 à 80 cm de longueur). L'agencement de ces anciennes crachées détritiques ne paraît pas correspondre à une organisation tectonique mais résulterait de phénomènes de nature sédimentaire.

L'observation macroscopique et microscopique révèle quelques variantes pétrographiques au sein de ces séries détritiques finement litées (échantillons et lames ARA 108, 109, 110, 111).

a) Les niveaux à éléments centimétriques

Macroscopiquement ces lits présentent des amphiboles centimétriques, emballées dans un fond de couleur verdâtre et claire, de nature essentiellement carbonatée.

- L'étude pétrographique (Lame ARA 108) montre que ces amphiboles (du type hornblende/actinote) sont brisées, déchiquetées et transformées partiellement en chlorite, aux teintes de polarisation kaki (talc-chlorite?). Associés à ces minéraux nous notons la présence de nombreux granules de clinozoïsite et d'épidote. Quelques albites, à caractère poeciloblastique, limpides en LN, semblent également se développer aux dépens du ferromagnésien. Tous ces minéraux baignent dans une matrice composée de grains de calcite.

b) Les niveaux à éléments millimétriques

Macroscopiquement, cette roche litée présente de nombreuses lamines de couleur tantôt blanchâtre, tantôt de couleur crème.

b.1) Les lits blanchâtres sont composés de quartz, de plagioclases, de clinozoïsite, d'épidote et de chlorite. L'ensemble de ces minéraux baigné dans une trame de calcite hétérogranulaire (lame ARA 110).

Les grains de quartz et plagioclases, disposés en grains non jointifs dans la trame, montrent des lacunes de cristallisation (golfs de corrosion). Ce qui évoque une origine volcanique probable (voir Chapitre 2 - La couverture métasédimentaire). Quelques reliques de plagioclases, souvent damouritisés, présentent des mâcles polysynthétiques et sont fréquemment pseudomorphosés en un feutrage de séricite et fracturés.

Les chlorites, aux teintes de polarisation grisâtres (talcchlorites) constituent environ 40 % de la roche. Ces phyllites soulignent une foliation.

b.2) Les lits de couleur crème, possèdent globalement la même minéralogie que les lits précédemment étudiés. La variation de coloration de la patine de ces roches est seulement due à la moindre abondance en chlorite ($\approx 20\%$).

B.2. La matrice proprement dite

Les blocs de péridotites serpentinisées ainsi que les passées détritiques associées sont englobés dans une matrice de teinte noirâtre, essentiellement graphiteuse.

Cependant l'examen plus attentif de cette matrice au sens strict permet de noter la présence, au sein des graphito-schistes, de lentilles de calcite macrocristalline et d'armes de quartz centimétriques.

La composition lithologique de cette matrice rappelle, à quelques variantes près, la composition des interlits graphiteux de la série de calcaires finement lités et recristallisés de la Formation Carupano.

C - Synthèse et interprétation du mélange d'Araya

Nous interprétons le mélange décrit précédemment comme une série à blocs, développée par des processus tectonosédimentaires, lors de l'avancée progressive des nappes ophiolitiques dans un bassin confiné où se déposaient des vases noires ("black shales"). La désagrégation partielle *in situ* de ces blocs a donné naissance à des sables à minéraux basiques se mêlant plus ou moins aux vases noires; les quartz et les plagioclases d'origine volcanique proviendraient du démantèlement des sédiments de couverture ophiolitique. La série à blocs observée à Araya ne serait que l'un des premiers témoins de cette avancée des nappes, car cet assemblage lithologique chaotique, fut affecté d'un épisode tectono-métamorphique développé dans des conditions de faciès schistes verts.

III - CONCLUSIONS SUR LES MÉLANGES OBSERVÉS SUR LE TRANSECT MARGARITA-ARAYA

Nous avons opposé, au cours de ce chapitre, le caractère ductile et métamorphe des semelles tectoniques de Paraguachoa au caractère cassant et sédimentaire de la série à blocs d'Araya, bien que reprise par un épisode métamorphique faible. Ces mélanges sont les témoins d'une phase compressive importante au niveau du transect Margarita-Araya.

A Paraguachoa ces mélanges se sont développés à partir des séries les plus basses de la pile lithostratigraphique reconstituée. Ils n'impliquent jamais des lambeaux de la couverture métasédimentaire de la méta-ophiolite de Margarita. Développées, d'une part, à partir de la méta-ophiolite et des massifs granodioritiques intrusifs dans cette dernière et, d'autre part, des séries de graphitoschistes de l'autochtone relatif, les semelles de la Mira, de Bahia de Plata ou de Punta Ausente soulignent l'existence de cisaillements tangentiels ductiles dans des niveaux structuraux profonds. Les blocs et les lentilles impliquées dans la genèse de ces niveaux de cisaillements tangentiels, très probablement synchrones d'une foliation régionale horizontale, sont les marqueurs de processus de "desquamation" symétrique, soit des dômes orthogneissiques acides, soit de la base de la méta-ophiolite. Le réécailage et le bombement tardif des différentes nappes et de leur semelle permettent l'observation de ces anciens niveaux ductiles de cisaillement subhorizontaux.

A Araya, les processus envisagés pour le développement de ^{du fond} la série à blocs, étant d'ordre tectonosédimentaire, impliquent une émergence en surface de ces décollements. Ce mélange serait donc l'expression, en avant-pays, du raccourcissement provoqué, dans les zones internes, par le choc de deux blocs ou plaques.

En conclusion, il nous paraît important de ne pas attribuer à toute structure chaotique une genèse identique, lors d'un même épisode tectonique.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE

PLANCHE 9

LES MELANGES

LES MELANGES de la péninsule de Paraguachoa.

* SEMELLES Tectono métamorphiques

Photographie 1 - Mélange de La Mira. Lambeaux orthogneiss de type Guayacan (ORT) mêlés de nodules d'actinote (ac) dans des schistes graphiteux à débit en poisson; observable à la base d'un copeau déraciné, de taille décamétrique, d'orthogneiss type Guayacan.

Photographie 2 - Mélange de La Mira. Lentille d'orthogneiss très altéré (O) dans une matrice de schistes graphiteux à nodule d'actinote (ac).

Photographie 3 - Mélange de La Mira. Nodules d'actinote décimétriques, englobés dans des graphito-schistes.

Photographie 4 - Mélange de Bahia de Plata. Niveaux lités constitués d'orthogneiss, d'amphibolite, d'épaisseur centimétrique (ORT) au sein de graphito-schistes très aplatis (Sg).

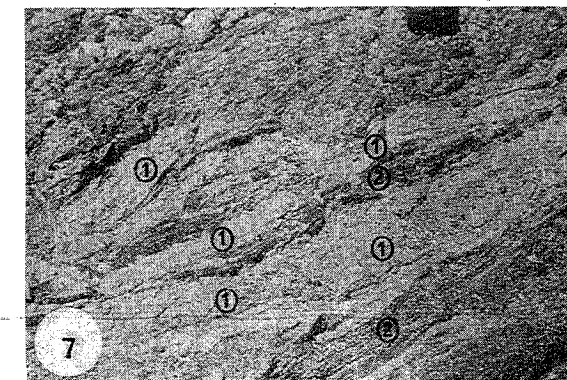
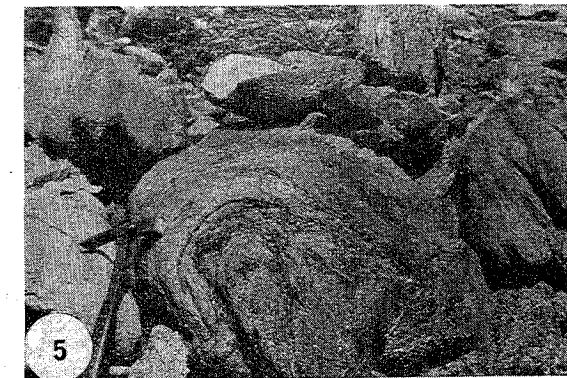
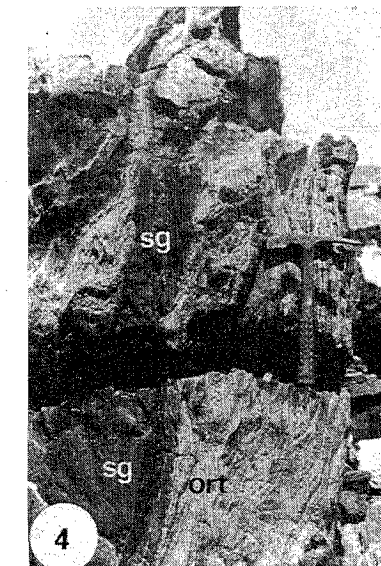
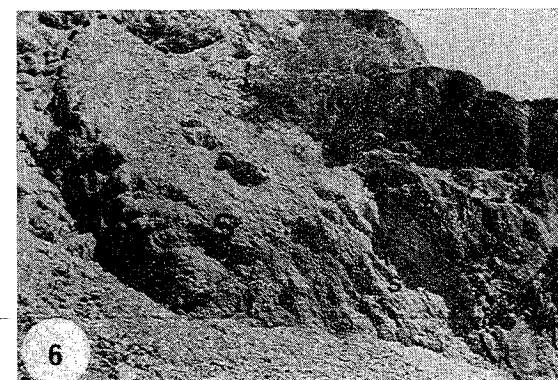
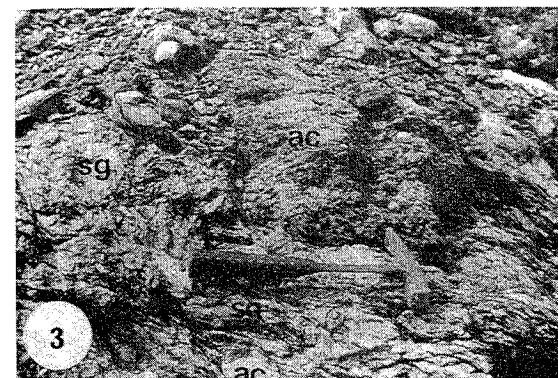
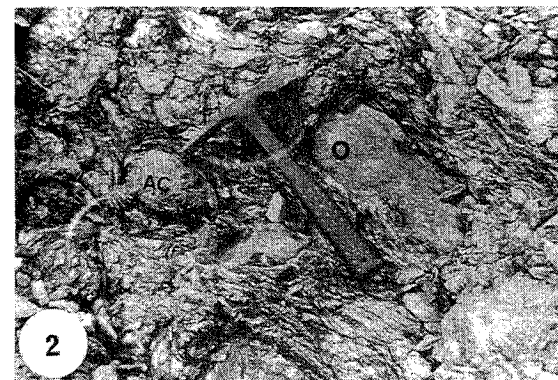
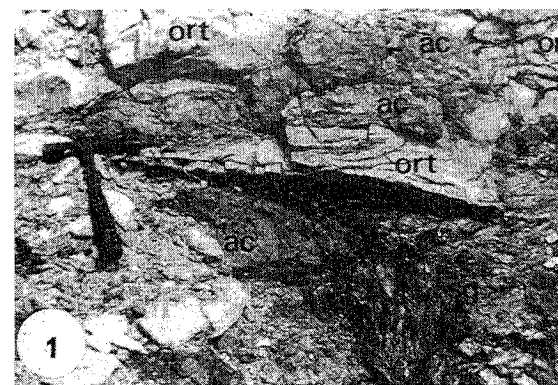
Photographie 5 - Mélange de Punta Ausente. Lithofaciès comprenant des lentilles de graphito-schistes, des copeaux d'orthogneiss acides très transformés et des fragments aux contours diffus d'amphibolite - structuration en boudin.

LES MELANGES de la péninsule d'Araya

* La SERIE A BLOCS

Photographie 6 - Olistolite de serpentinite, de taille métrique, emballé dans des fragments lithiques de la Formation Carupano. (à l'Ouest de Punta Don Pascual).

Photographie 7 - Niveaux de nature sédimentaire : soit plus riches en éléments serpentiniteux (1), soit en graphitoschistes (2) - d'épaisseur centimétrique à millimétrique - (à l'Ouest de Punta Don Pascual).



B - LES LAVES ET FILONS FINI-CRÉTACÉ

Nous étudierons ici, sous un aspect pétrologique et cartographique, les filons de l'île de Margarita et les laves de l'archipel de Los Frailes, situé à 14 kilomètres au Nord Est de la péninsule de Paraguachoa. Ces roches n'ont pas été affectées par le métamorphisme syntectonique qui caractérise tous les terrains du substratum mésozoïque; c'est la raison pour laquelle nous les présentons dans un volet distinct.

Leur étude fournira une des pièces nécessaires à la compréhension du puzzle géologique de l'île de Margarita et constituera également une approche aux problèmes géodynamiques, à l'échelle régionale.

C H A P I T R E V

LES LAVES DE PUERTO REAL (archipel de Los Frailes) et LES FILONS DE L'ILE DE MARGARITA

L'archipel de Los Frailes constitue le prolongement occidental de l'alignement, E-EN - W-SW, des îles volcaniques de Grenade - Los Testigos - La Sola. Les roches affleurant sur ces sites et îlots sont les témoins d'une activité volcanique importante au Crétacé supérieur.

Nous retrouvons l'expression de ces épanchements, essentiellement basaltiques, au niveau de Margarita sous la forme d'un dense réseau filonien. Ces filons recoupent les structures plicatives héritées des événements tectoniques synmétamorphes. Ils sont tardivement découpés et décalés par des micro-décrochements.

L'intérêt de cette étude est de tenter de connaître les caractéristiques géochimiques et minéralogiques de ces différentes roches, affleurant tantôt sous forme de complexes volcaniques étendus (Archipel de Los Frailes), tantôt en filons (Margarita). Dans ce chapitre nous ne traiterons que la pétrographie de ces lithofaciès, en réservant l'étude chimique pour la seconde partie de cet ouvrage.

Ce chapitre présente successivement un bilan des travaux antérieurs et quelques descriptions de ces roches, à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince.

I - BILAN DES TRAVAUX ANTERIEURS

A - Sur le complexe volcanique de l'Archipel de Los Frailes

Nous devons à P. Moticska (1972) la carte géologique des îlots de Los Frailes (Fig. 61), ainsi qu'une bonne description pétrographique des différents faciès.

Deux séquences prédominent sur cet archipel :

- une séquence tuffacée;
- une séquence de roches volcaniques effusives et hypoabyssales (basalte et diabase tholéiitique).

Ces deux séquences sont traversées par des dykes de basaltes tholéiitiques, puis par des dykes de diabase gabbroïque (Fig. 62).

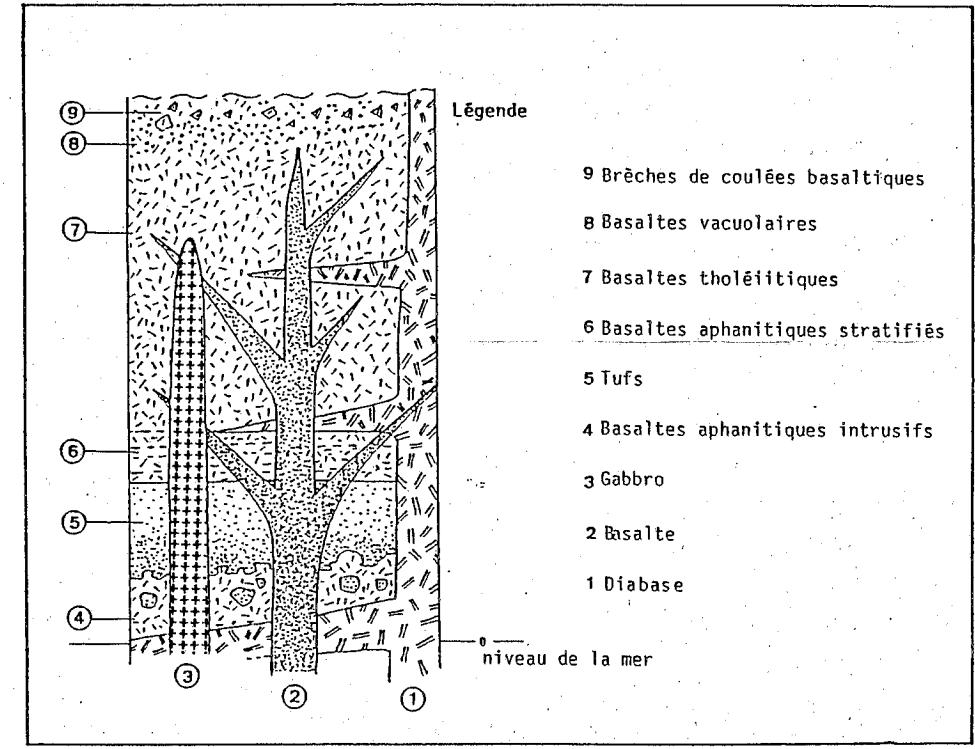
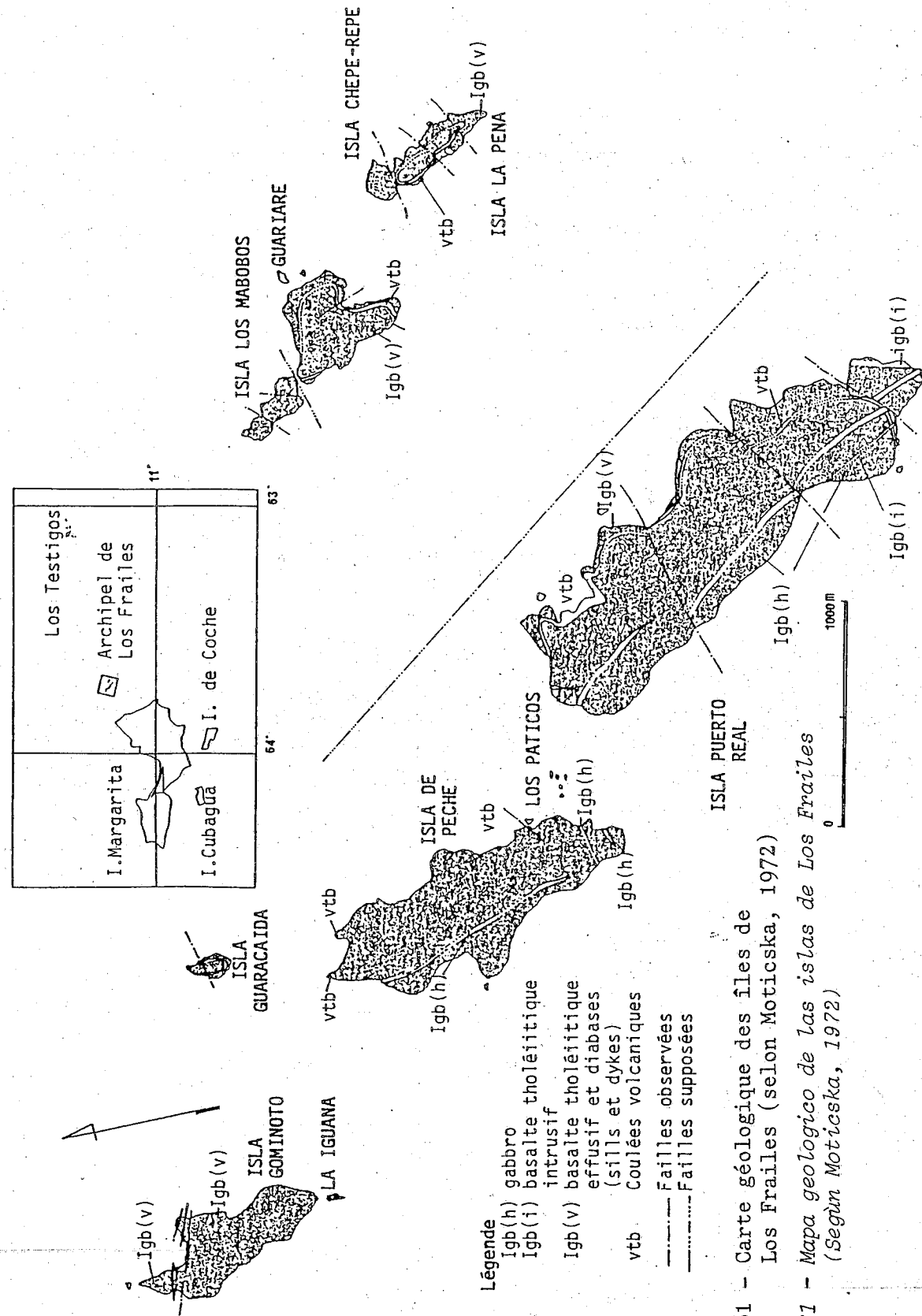


Fig. 62 - Colonne schématique de l'Archipel de Los Frailes (selon Moticska, 1972)
 Columna esquematica del Archipelago de Los Frailes (segun Moticska, 1972)

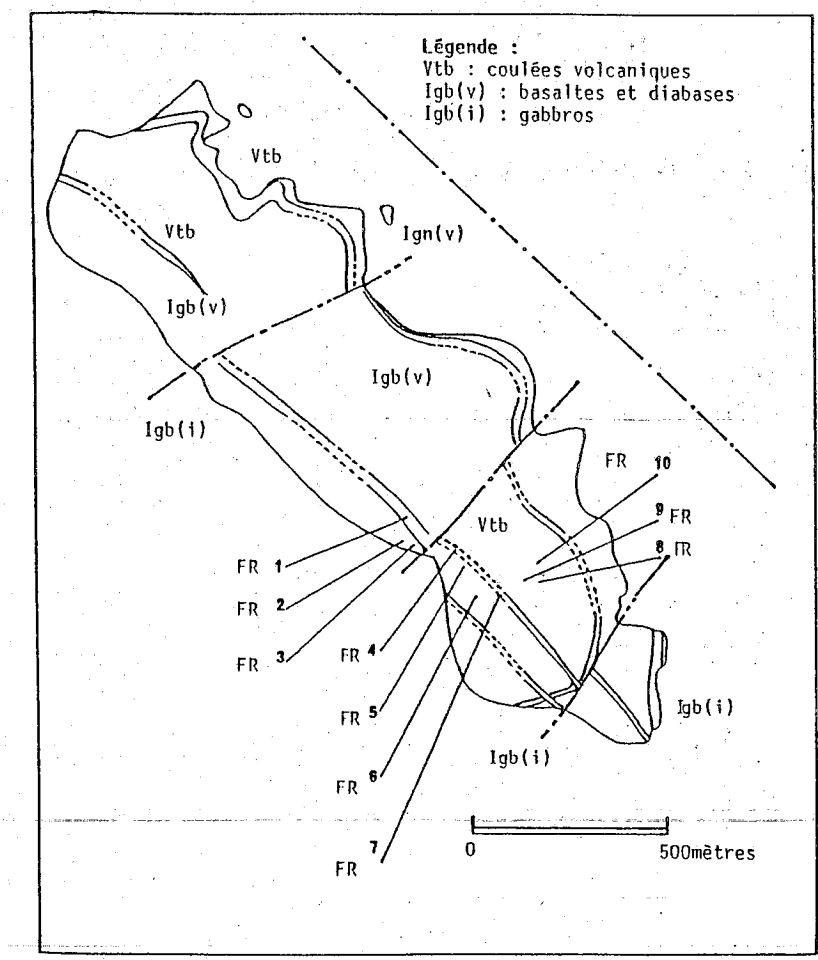


Fig. 63 - Carte de localisation des échantillons étudiés, sur l'île de Puerto Real
 - Mapa de ubicación de las muestras estudiadas, sobre la isla de Puerto Real

1. La séquence tuffacée

Selon Moticska (1972) la base du complexe volcanique de l'archipel de Los Frailes n'affleure pas, aussi considère-t-il cette première séquence comme étant l'unité la plus ancienne.

D'une épaisseur variant de 1 à 10 mètres, elle constitue un excellent guide cartographique. Il s'agit de roches aphanitiques, denses et inégalement stratifiées; soit de couleur noire ou verte pour l'essentiel. Au microscope, les tufs verts sont plus riches en plagioclase et chlorite. Les clastes de ces tufs sont des fragments de plagioclase, de quartz, de clinopyroxène et occasionnellement de hornblende actinolitique. La matrice est composée de plagioclase détritique, de calcite, de quartz, de chlorite et de séricite.

2 La séquence de roches volcaniques effusives et hypo-abyssales (basalte et diabase tholéitique)

Elle est intrusive dans la séquence tuffacée. De nombreux xénolithes de tuf sont observables dans la masse basaltique au voisinage du contact. Cependant, l'imbrication des deux séquences est telle qu'il est parfois difficile de les différencier.

LES BASALTES

Moticska (1972) différencie trois types de basaltes :

- des basaltes intrusifs formant des dykes;
- des basaltes à vacuoles;
- des basaltes aphanitiques.

a. Les basaltes intrusifs formant des dykes

Il s'agit de basaltes porphyriques à matrice aphanitique de couleur gris foncé avec des taches blanchâtres. Cette matrice holocristalline présente parfois une structure orientée de fluidalité. Ce basalte est composé de 83 % de Labrador, de 3 % de minéraux accessoires tels que hornblende actinolitique, quartz, épidote, calcite et phrénite.

b. Les basaltes alvéolaires

Ces basaltes, porphyriques, possèdent une matrice aphanitique, partiellement vitreuse et riche en vacuoles. Leur couleur oscille entre le gris-vert foncé à vert pomme, avec des taches claires. Les vacuoles sont remplies de quartz, de chlorite, de pumpellyite et d'épidote. Les plagioclases sont tabulaires en phénocristaux ou en écharde dans la matrice, quelques reliques de clinopyroxènes sont observables dans des hornblendes actinolitiques.

c. Les basaltes aphanitiques

Ils présentent la particularité de former de petits sillons immédiatement au dessous et au dessus des tufs.

LES DIABASES

Les diabases à grain fin constituent la zone de transition entre les basaltes et les diabases à gros grain. Ces derniers affleurent sous forme de sillons et de dykes. Ils présentent une composition minéralogique homogène et commune. Leur texture est intersertale, parfois sub-ophitique. Leur plagioclases sont zonés, partiellement saussuritisés et remplacés par de la prehnite formant de petits amas. Le clinopyroxène est de type augite-diopside. Moticska note également la présence de hornblende actinolitique.

3. Conclusions

Moticska (1972) interprète les basaltes à alvéoles comme une séquence effusive du complexe et les diabases gabbroïques, gabbros comme les dernières manifestations de l'activité magmatique. Cet auteur propose, pour la mise en place de ces roches volcaniques et sub-volcaniques, une extrusion rapide d'un magma à partir d'une chambre magmatique commune, sans différenciation notable. Ce qui expliquerait la relative homogénéité minéralogique des roches affleurant sur Los Frailes. Il souligne que le complexe volcanique de Los Frailes n'a pas été affecté par un métamorphisme régional dynamo-thermique. Ce dernier fait a été confirmé par Gonzalez de Juana *et al.* (1980).

B - Sur les filons de l'île de Margarita

Ce furent Hess et Maxwell (1949) qui décrivent, pour la première fois réellement, ces filons sous l'expression espagnole de "Las volcanicas mas jovenes". Taylor (1960) les nomma "dykes basiques tardifs".

Ces filons sont particulièrement bien exposés en bord de côte; à l'intérieur des terres ils sont généralement très altérés. Les affleurements, les plus importants se situent sur les façades septentrionales des péninsules de Paraguachoa et de Macanao.

Pour Taylor (1960) ce sont des basaltes à augite. Selon Gonzalez de Juana (1968), ces filons ont une composition qui varie entre celle des andésites et celle des basaltes à hornblende. Maresch (1973, p. 44) signale en outre l'existence d'un dyke de gabbro à hornblende (échantillon W-348) à 2 kilomètres à l'ouest du village de Manzanillo. Ce gabbro présente l'assemblage minéralogique suivant : 35 % de labrador, 30 % d'amphiboles qui englobent des clinopyroxènes reliques, 35 % de clinopyroxènes ($2V_z = 50^\circ$) englobés dans du labrador et altérés en chlorite et calcite.

II - ETUDE DES BASALTES ET ANDESITES DE L'ILE DE PUERTO-REAL

L'île de Puerto Real est la plus importante de l'archipel de Los Frailes. Dix échantillons ont été récoltés afin de déterminer les caractères géochimiques et pétrographiques de ces roches. Ensuite on compare ces résultats avec ceux obtenus, d'une part, sur les volcanites constituant des blocs, dans les sédiments du bassin éocène et, d'autre part, les filons observables sur les façades côtières septentrionales de l'île de Margarita.

L'optique de cette première partie étant lithostratigraphique nous ne présenterons donc pas les caractéristiques géochimiques de ces roches mais uniquement leur pétrographie. La discussion sur la nature et l'origine de ces lithofaciès est abordée dans la seconde partie de cet ouvrage (Chapitre IV).

A - Localisation des échantillons récoltés

Les échantillons récoltés se localisent uniquement dans la partie méridionale de l'île (Fig. 63).

- des dykes de diabases (dolérites ?) (échantillons FRA-4 et FRA-1) et leur encaissant basaltique (échantillon FRA-3).
- des roches basaltiques à tendance grenue (diabase/basalte) (échantillon FRA-3).
- des laves basaltiques à andésitiques (échantillons FRA 8 et FRA 9).

B - Pétrographie des dykes de diabases et leur encaissant basaltique

* Les dykes de diabase : échantillons FRA-4 ET FRA-1

Ces roches présentent macroscopiquement une pâte cryptocristalline de couleur verte sans phénocristaux apparents.

- En lame mince (lame FRA-4 et FRA-1) ces roches ont une texture microgrenue et se révèlent composées essentiellement de lattes de plagioclases enchevêtrés. Entre ces plagioclases nous observons des plages de chlorites (fantômes de pyroxènes ou d'amphiboles ?), des opaques et des plages de produits cryptocristallins.

Ces roches rappellent d'anciens basaltes ou d'anciennes diabases grenues (dolérites ?).

* L'encaissant basaltique: échantillon FRA-5

Macroscopiquement la roche apparaît constituée d'une pâte cryptocristalline de couleur grise, dans laquelle se différencie des lattes millimétriques de couleur blanchâtre à légèrement verdâtre. (Pl. 10, Ph. 1).

- L'analyse microscopique (lame FRA-5) montre la présence de nombreux phénocristaux de plagioclase et de ferromagnésiens au sein d'une pâte cryptocristalline, constituée essentiellement de nombreux phénocristaux de plagioclase et de ferromagnésiens.
 - Les microlithes de plagioclases de la mésostase sont pseudomorphosés de façon statique, en un feutrage d'épidote (de calcite ?) et de produits cryptocristallins phylliteux.
 - Les phénocristaux de plagioclases sont damouritisés, transformés en produits essentiellement phylliteux et il ne subsiste alors que des vestiges de macles polysynthétiques.
 - Les phénocristaux de ferromagnésiens présentent des caractères de reliques. Nous notons parmi ces minéraux des pyroxènes (clinopyroxènes) et des amphiboles. Les phénocristaux d'amphiboles sont généralement chloritisés.
 - Quelques opaques complètent cet inventaire minéralogique.

Cet examen en lame mince révèle une évolution tardive de type hydrothermal qui conduit à la transformation des phénocristaux de cet ancien basalte à clinopyroxène et amphibole. La mésostase, elle-même, présente des indices de recristallisation (feutrage d'épidote, (de calcite ?) et un important développement de produits cryptocristallins de nature phylliteuse).

C - Pétrographie des diabases/basaltes (échantillon FRA-3)

Cette roche de couleur verdâtre apparaît piquetée de nombreuses ocelles soit blanchâtres-jaunâtres soit sombre.

- L'analyse microscopique révèle une texture microgrenue. La roche apparaît composée de plagioclase et de ferromagnésiens. Malgré l'altération hydrothermale, marquée par la présence de produits cryptocristallins et de plages de chlorites, nous reconnaissons parmi ces minéraux, des clinopyroxènes, des plagioclases, des magnétites et, avec doute, quelques olivines (?).

Cette roche, du fait de sa texture microgrenue et de sa minéralogie s'apparente à un gabbro (ancienne diabase ?).

D - Pétrographie des laves basaltiques à andésitiques (échantillon FRA-9, FRA-8)

Cette roche apparaît constituée d'une pâte microcristalline, de couleur verdâtre dans laquelle baignent des phénocristaux d'amphibole et de plagioclases. (Pl. 10, Ph. 2).

- L'analyse microscopique confirme la nature des phénocristaux et montre que la pâte est composée de microlithes de plagioclase. Tous ces minéraux sont pseudomorphosés en produits cryptocristallins dont l'épidote, la calcite et de la chlorite.

Il s'agit donc d'une roche de type basaltique ou andésitique affectée par un événement thermique de type hydrothermal.

E - Conclusions

Il apparaît que les dykes diabases constituent les dernières manifestations volcaniques observables au niveau de l'île de Puerto Real. Ils correspondraient probablement aux diabases (cf. Fig. n°1) décrits par Moticska (1972).

L'encaissant de ces filons est composé principalement de diabase et probablement d'andésite. A titre d'hypothèse il s'agirait des basaltes tholéitiques décrits par Moticska (*op.cit.*) (cf. Fig. n°7).

Toutes ces roches sont marquées par une altération hydrothermale importante. L'étude pétrographique menée sur les échantillons confirme donc les idées de Moticska (1972) et de Gonzalez de Juana et al. (1980) sur l'existence d'un métamorphisme de type hydrothermal ayant affecté les volcanites de l'Archipel de Los Frailes.

III - ETUDE DES FILONS DE L'ILE DE MARGARITA

Nous nous proposons de décrire successivement les filons de Paraguachoa puis ceux de Macanao.

1. Les filons de la péninsule de Paraguachoa

A - Généralités

Ils sont particulièrement bien observables dans l'extrémité nord-orientale de la péninsule. Nous avons répertorié plus de trente filons en bord de côte. Tous recoupent les structures plicatives du substratum métamorphique mésozoïque. Ils présentent comme encaissant, tantôt le substratum méta-ophiolitique et les orthogneiss de Guayacan, tantôt les séries de couverture de cette méta-ophiolite appartenant au Groupe Los Robles. Ils recoupent

également les contacts tangentiels et scellent par là même les déformations symmétamorphes.

Ces filons se répartissent selon deux directions préférentielles N.110-130 et N.90. Leur épaisseur varie entre 30 centimètres à 3 mètres. La grande majorité est altérée et présente une patine grisâtre pulvérulente. (Pl. 10, Ph. 3).

B - Pétrographie

Des 19 échantillons récoltés nous n'en décrivons que trois :

- l'un (MAR 186) représente le faciès-type des filons observables à Paraguachoa (de direction N.110);
- les deux autres échantillons (MAR 104 et MAR 105) représentent des filons de direction N.90, l'un basaltique, l'autre gabbroïque. Ils recoupent les métatuffites du Groupe Los Robles (couverture des méta-ophiolites).

* Etude de l'échantillon MAR 186

Cet échantillon a été prélevé sur un filon, de direction N.110, recoupant les metabasites.

- Nous observons dans un fond fortement recristallisé, des phénocristaux de pyroxène et d'amphibole, constituant 60 à 65 % de la roche.
 - La trame : est constituée d'un feutrage de produits cryptocristallins dont de l'épidote, de la calcite et des plages de chlorite. Nous n'y avons jamais trouvé de reliques de microlithe de plagioclase de la paragenèse primaire. Les fines paillettes de chlorite, incolores en LN et de teinte kaki à vert-cuivré en LP, se développent de façon statique sur des fantômes de ferromagnésiens et sur la bordure de phénocristaux encore identifiables.
 - Les phénocristaux : nous différencions deux types de phénocristaux ferromagnésiens : des pyroxènes et des amphiboles prismatiques. Les pyroxènes présentent souvent une macle en sablier, typique des augites (500 à 500 μ), ils sont frangés d'une fine auréole d'amphibole d'ouralitisation. Les amphiboles primaires sont du type hornblendé brune basaltique (150 à 180 μ).

Cette roche basique présente donc des tendances lamprophyriques, compte tenu du taux anormalement élevé de minéraux ferromagnésiens. Nous avons observé cette anomalie dans les autres filons étudiés (échantillons MAR 156, 175, 161, 164, 165, 195 etc..) où nous avons noté parfois la présence de reliques de microlithes plagioclasiques.

* Etude des filons de direction N.90, de nature tantôt basaltique, tantôt gabbroïque

D'une épaisseur de 40 centimètres, ces filons sont situés à 2 kilomètres du village de Manzanillo, sur la côte orientale de Paraguachoa.

- Les roches microcristallines (échantillon MAR 104)

Elles présentent, en lame mince, des caractéristiques pétrographiques identiques à celles de l'échantillon étudié précédemment. Nous notons toutefois un pourcentage moins élevé en minéraux ferromagnésiens et une mésostase mieux conservée, composée de microlithes de plagioclases enchevêtrés.
- Les roches grenues (échantillon MAR 105)

Macroscopiquement ces roches se caractérisent par leur texture finement grenue, on y reconnaît des plagioclases et des amphiboles. L'analyse pétrographique des lames MAR 105 A et MAR 105 B confirme globalement cette première diagnose. La roche à texture grenue est composée de plagioclases, de clinopyroxènes, d'amphiboles et de rares muscovites.

Les lattes de plagioclases qui ne se disposent pas dans la roche de façon particulière, ne présentent pas de déformation significatives. Ces plagioclases apparaissent comme primaires, magmatiques de par leur grande taille. Ils sont très légèrement damouritisés. Les amphiboles, parfois de grande taille, 3 à 4 mm, englobent des plagioclases et des clinopyroxènes. Ces ferromagnésiens présentent en LN des teintes parfois brunâtres, parfois verdâtres. Les relations pétrogénétiques entre les clinopyroxènes et les amphiboles sont souvent complexes. Il semblerait qu'entre ces minéraux existe une "démixion" de type perthite. Ces ferromagnésiens constituent un pourcentage élevé dans la composition globale de la roche étudiée.

2. Les filons de la Péninsule de Macanao

A - Généralités

Nous avons observé ces filons sur la façade septentrionale de la péninsule et particulièrement bien au niveau du Morro Robledal où ils recoupent, sur l'estran, les métagabbros du complexe métaophiolitique de Margarita. leur direction oscille entre N.130 et N.150 et leur puissance est faible (inférieure à 50 cm).

B - Pétrographie

Généralement ces roches possèdent une patine de couleur grisâtre (MAC 23 - MAC 16); au niveau du Morro Robledal, lavés par la mer, ils sont de couleur sombre et apparaissent microgrenus (MAC 25).

- L'analyse microscopique (lame MAC 25) révèle une texture doléritique. Dans un fond très recristallisé et transformé en un feutrage d'épidote, de calcite et partiellement envahi par des plages de calcite, nous observons quelques reliques de plagioclases, constellés de fines paillettes de séricite. Dans cette ancienne mésostase altérée nous notons une multitude d'amphiboles prismatiques de couleur brunâtre et de taille ne dépassant guère 200 μ . Ces amphiboles sont déstabilisées à leur périphérie où elles perdent leur teintes vives de polarisation et se transforment en un agrégat cryptocristallin comportant parfois de la chlorite identifiable.

Pour les autres filons, l'étude en lames minces (MAC 23 et MAC 16) révèle une roche aphanitique cryptocristalline

3. Conclusions sur les filons de l'île de Margarita

Ces filons de l'île de Margarita, essentiellement doléritiques ou basaltiques se caractérisent pétrographiquement par un taux anormalement élevé en minéraux ferromagnésiens.

Une caractérisation plus précise de ces roches nécessite la prise en compte des données chimiques (voir Partie II, Chapitre IV).

*NB - à Tobago, transformés
ils sont per-*

C - LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE TERTIAIRE

Ce troisième volet présente essentiellement les sédiments éocènes et mio-pliocènes non métamorphisés.

Les séries paléogènes affleurent dans la partie méridionale de la péninsule de Paraguachoa (Margarita orientale). Elles ont également été reconnues, par forage, dans le bassin de Carupano (Campos, 1981; Pereira, 1985...) et au niveau de l'île de Cubagua (Kugler, 1957; Bermudez, 1975). A terre ces séries ont été longtemps regroupées sous le terme Groupe de Punta Carnero (voir tableau 3). Munoz (1973), suite à une étude sédimentologique, a différencié ces dépôts tertiaires en deux formations distinctes :

- ? de quelle formation ?
- la Formation le Pampatar, (\approx 1000 m) affleurant à l'extrémité sud-est de la péninsule de Paraguachoa, se caractérise par des sédiments de type calcarénites et des passées microconglomératiques nombreuses;
 - le Membre Las Bermudez, (\approx 450 m) Kugler (1957) considère celui-ci comme un wild-flysch;
 - le Membre El Datil où l'on voit apparaître les premiers bancs de biocalcarénites;
 - le Membre Punta Mosquito dans lequel Munoz (1976) a reconnu des contourites.

Les séries néogènes ont été regroupées sous l'appellation Formation Cubagua (Graff, 1972; Macsotay, 1972, Hunter, 1977-1978). Elles reposent en discordance angulaire, tantôt sur le substratum métamorphique, tantôt sur les séries éocènes verticalisées (Pl. 10, Ph. 4). Elles affleurent sur la bordure méridionale de l'île de Margarita, sur l'île de Cubagua et dans l'extrémité occidentale de la péninsule d'Araya.

La série de couverture est ici justifiée dans la mesure où un certain nombre de roches ou de minéraux caractéristiques du substratum métamorphique et igné mésozoïque se retrouvent dans les séries sédimentaires les plus anciennes reconnues sous forme de blocs exotiques, de simples galets dans des conglomérats ou de minéraux lourds.

A l'aide d'une synthèse des données paléontologiques, disponibles dans la bibliographie de ces deux séries, nous tenterons de caler l'âge de la tectonique du bassin paléogène. Nous utiliserons cette synthèse (à terre) dans l'ultime partie de ce travail pour esquisser l'évolution du bassin tertiaire en intégrant les informations recueillies grâce aux nombreux forages effectués dans le bassin de Carupano par la Compagnie pétrolière LAGOVEN.

Les deux chapitres de ce volet traiteront, successivement l'Eocène et le Mio-pliocène. N'ayant pas focalisé notre étude sur des aspects sédimentologiques ou pétrologiques mais tectoniques; les chapitres qui suivent représentent plus une synthèse bibliographique qu'une étude personnelle.

Tableau 3 - Recomposition et nomenclature utilisée dans ce travail (selon Hunter, 1977b et Munoz, 1973)

Cuadro 3 - Recompilacion y nomenclatura utilizada en este trabajo (segun Hunter, 1977b y Munoz, 1973)

	KUGLER - 1957 -	RIVERO - 1958 -	TAYLOR - 1960 -	BERMUDEZ - 1966 -	G. DE JUANA - 1968 -	MUNOZ - 1973 -	HUNTER - 1978 -	NOMENCLATURE adoptée au cours de cette étude - 1985 -			
PLEISTOCENE	horizon de Juan Griego Richards (1943)		calcaire marneux	Terrasses de Juan Griego	Terrasses de Juan Griego		terrasses de Juan Griego	terrasses de Juan Griego			
PLIOCENE	grès et marnes gréseux avec des grandes huîtres	Sable de Falca	Sable de Falca	Sable de Falca	EL MANGLILLO	EL MANGLILLO	Fm. EL MANGLILLO	Fm. EL MANGLILLO			
									U	Fm. Las Hernandez	Fm. Las Hernandez
									M	Las Hernandez	Las Hernandez
OLIGOCENE	Fm. CUBAGUA	Fm. CUBAGUA	Fm. CUBAGUA	La Guica	La Tejita	La Tejita	La Guica	La Guica			
									X	La Tejita	La Tejita
									L	La Guica	La Guica
EOCENE	LOS BAGRES 1ST	Fm. Punta Mosquito	Fm. Punta Mosquito	Fm. Punta Mosquito	Fm. Punta Mosquito	Fm. Punta Mosquito	Fm. Punta Mosquito	Fm. Punta Mosquito			
									M	Fm. El Dátil	Fm. El Dátil
									L	Fm. Las Bermudez	Fm. Las Bermudez
PALEOCENE	C A R R N E R O	C A R R N E R O	LOS BAGRES	LAS BERMUDEZ	LOS BAGRES	LOS BAGRES	LOS BAGRES	LOS BAGRES			
									M	Calcaires de Los Bagres	Calcaires de Los Bagres
									L	LOS BAGRES	LOS BAGRES
CRETACE	Gr. Los Robles	Gr. Los Robles	Gr. Los Robles	Gr. Los Robles	Gr. Los Robles	Gr. Los Robles	Gr. Los Robles	Gr. Los Robles			
									M	Gr. Los Robles	Gr. Los Robles
									L	Gr. Los Robles	Gr. Los Robles

Tout au long des chapitres 6 et 7, la nomenclature utilisée sera celle de Hunter (1978), Graff (1972) et Macsotay (1972) pour les sédiments néogènes. Pour les sédiments paléogènes nous proposons d'une part, une extension plus importante dans le temps de l'Eocène inférieur basal à l'Eocène moyen (partie sommitale, comme Hunter : 1978) et d'autre part, nous dissociions Formations Pampatar et Punta Carnero au vu des données fournies par Munoz (1973).

CHAPITRE VI

L'ÉOCÈNE

I - L'ÉOCÈNE INFÉRIEUR

A. Généralités

Les lithofaciès de base, (supposés d'âge éocène inférieur) ont des caractères de wildflysch, terme introduit pour la première fois à Margarita par Kugler (1957). Au sein de la Formation Punta Carnero ils représentent le Membre Las Bermudez (voir introduction). Dans la Formation Pampatar qui peut se scinder en différents membres, le wildflysch est constitué par des décharges détritiques grossières, non triées. Ces lithofaciès sont plus développés à la base (zone de Punta Moreno et au Sud de la lagune de Gasparico) mais sont également visibles à travers toute la succession parmi les turbidites dont la puissance a été estimée par Munoz (1973) à 1000 m.

Le Membre Las Bermudez constitue cartographiquement une bande de direction E.W.. Il est cerné par les schistes calcaires du Groupe Los Robles (substratum métamorphique) et le flysch calcaire du Membre El Datil, en position subverticale. Les blocs et fragments sont englobés dans une matrice pélitique, malheureusement non datée mais qui passe au sommet en parfaite continuité aux strates du Membre El Datil, daté de l'Éocène moyen (voir paragraphe II, ce chapitre et carte géologie de l'île de Margarita 1/50 000, Annexe B).

B. Bilan des travaux antérieurs

Les auteurs qui ont travaillé sur ce wildflysch ont tenté de faire l'inventaire complet des blocs et fragments d'origine et de nature différentes. Ces études quantitatives ont été complétées par de nombreuses déterminations paléontologiques; différentes comparaisons ont été tentées par ailleurs avec des termes connus dans la chaîne sud caraïbe. Tous ces travaux ont débouché sur de nombreuses hypothèses et entraîné des polémiques.

Pour clarifier le bilan de ces travaux, trois tableaux récapitulatifs sont présentés (4, 5, 6).

Tableau 4 - Nature des fragments et blocs du wildflysch
(d'après Kugler, 1949; Munoz, 1973; Mac Gillavry, 1974)

Cuadro - Natura de los fragmentos y bloques dentro el wildflysch
(segun Kugler, 1949; Munoz, 1973; Mac Gillavry, 1974)

A. BLOCS ET FRAGMENTS DU WILDFLYSCH

1 - Volcanites (spilite et keratophyre) et roches dérivées.

- Diabase et spilite à texture soit ophitique, soit variolitique, soit porphyrique, soit amygdalaire ou fluidale
- Lave fluidale à texture vacuolaire
- conglomérats de diabase avec de l'épidote et des veines d'épidote
- kéraatophyre à texture fluidale
- kéraatophyre à quartz interstitiel
- porphyrite avec des phénocristaux de feldspath et matrice recristallisée (albite en mosaïque)
- porphyrite à structure amygdalaire
- tuffite à phénocristaux de feldspath et matrice siliceuse
- tuffite à quartz
- tuffite siliceuse à phénocristaux et feldspath et radiolaire
- un chert tuffitique avec quelques muscovites.

2 - Fragments de roches métamorphiques et sédimentaire (autres que des calcaires et cherts)

- fragment de quartzite, de quartzwacke quartzitique, agrégats de quartz à extinction roulante, schistes à quartz et chlorite, séritoschistes à quartz, marbre
- albitite, albitite à chlorite, albitite granophyrique, porphyrique, sphérolitique avec granophyre interstitiel plus parfois phénocristaux de quartz
- agrégats de minéraux ferro-magnésiens actuellement chloritisés
- agrégats d'épidote
- grès à chlorite, à muscovite, quartzwacke.

3 - Cherts

- Chert sombre
- chert sombre à petits galets de spilite et feldspath idiomorphe
- radiolarite.

4 - Calcaires

- calcaire avec des algues carbonatées et d'autres fossiles benthiques finement cristallisés
- calcaire conglomératique avec la même association de fragments que le membre Las Bermudez et quelques oolithes détritiques.
- calcaires à milioles et grands foraminifères
- calcaires à foraminifères pélagiques
- un calcaire contenant quelques muscovites
- calcaires et bioclastes carbonatés, remplacés partiellement ou entièrement par de la chalcédoine sphérolitique (bioclastes carbonatés : fragments d'échinoïdes, de mollusques, une corallinacée avec foraminifères incrustés).

5 - Minéraux lourds

- chromite, enstatite, grenat, amphibole, serpentinite (Rutten, 1940).

B. ELEMENTS DE CHRONOLOGIE RELATIVE

- les galets de chert et de lave sont parfois traversés par des veines de quartz qui se limitent aux contours
- quelques galets montrent parfois un cisaillement et des déformations internes
- les calcaires et les Bagres remanient les séries volcaniques

"The basal Los Bagres limestone contains scattered volcanic fragments, some as angular blocks 3 or 4 inches long; but most much smaller. A thin section of one, the larger volcanic block shows it to be a medium-grained quartz diorite with diabasic texture. Other pebbles, not sectioned, appear to be aphanitic dacites or andesites much like those in the overlying conglomerates" (d'après Kugler, 1949, p. 1862).

B 1 - La nature pétrographique des différents blocs et fragments et leurs relations temporelles (voir tableau 4)

Il ressort de cette première synthèse tirée, pour l'essentiel, des travaux de Hess et Maxwell (1949), Munoz (1973) et Mac Gillavry (1974) les faits suivants :

a) les fragments dominants correspondent à des volcanites, des cherts et des calcaires lithologiquement peu ou pas représentés sur Margarita (sauf les volcanites avec les filons et les coulées de Los Frailes). Rares sont, en revanche, les fragments de roches métamorphiques;

b) les fragments de volcanite et de kéraatophyre ont subi un léger événement thermique (hydrothermal ?), responsable de la transformation de certains minéraux en chlorite, épidote, calcite et quartz;

c) parmi les calcaires, nous notons ceux de Los Bagres, très étudiés par Kugler (1957), Munoz (1973) et Hunter (1977). Ces calcaires coralliens contiennent des fragments de volcanite, ce qui souligne leur postériorité par rapport aux épanchements volcaniques et au phénomène thermique;

d) l'existence, bien qu'en faible proportion, de minéraux lourds, tels que l'enstatite, la chromite, le grenat, la hornblende, démontre que les termes de base du bassin éocène proviennent du démantèlement du substratum métamorphique et igné. Ceci, ajouté à la découverte de serpentinite par Rutten (1940), pourrait impliquer une faible distance entre la source du démantèlement, le lieu de sédimentation et un transport assez rapide.

B 2 - Age des différents blocs et fragments (tableau 5)

Seuls les calcaires et les radiolarites (cherts) ont fourni un âge grâce à leur contenu faunistique.

a) Les calcaires de Los Bagres ont été datés d'abord de l'Oligocène (Bucher, 1952). Actuellement, l'âge proposé par de nombreux paléontologistes (Nelson *in* Kugler (1957); Wells *in* Hunter (1973); Furrer *in* Munoz (1973)) varie entre le Paléocène et l'Eocène inférieur. Ces calcaires coralliens semblent avoir permis la première identification du Paléocène-Eocène inférieur à Margarita (*Venericardia planicosta*) en 1925 par Maury.

b) Les cherts passent parfois à de véritables radiolarites (au Sud de la laguna de Gasparico). Mais ces Radiolaires ne sont pas déterminables du fait de leur petite taille, de la forte recristallisation et des difficultés d'extraction. Cependant, des Foraminifères, associés à ces microorganismes siliceux ont été datés du Crétacé supérieur par Furrer (*in* Munoz, 1973).

Ranikollala?

CALCAIRE DE LOS BAGRES

MAURY (1925)	Mais pas de preuve qu'il s'agisse bien des calcaires de Los Bagres PALEOCENE-EOCENE inférieur - <i>Venericardia planicosta</i>
BUCHER (1952)	Détermination Wells J.P. OLIGOCENE
KUGLER (1957)	Détermination Nelson PALEOCENE - EOCENE inférieur - <i>Discocyclina</i> cf. <i>barkeri</i> (Vaughan & Cole). - <i>Athecocyclina</i> cf. <i>cookei</i> (Vaughan) - <i>Tremastegina</i> cf. <i>senni</i> (Cushman) - <i>Valvulineria</i> cf. <i>esterisa</i> (Cushman & Bermudez)
TAYLOR (1960)	Par corrélation stratigraphique EOCENE inférieur
BERMUDEZ ET GAMEZ (1966)	Pas de reconnaissance possible La grande répartition temporelle des coraux ne permet pas d'établir un âge précis Un âge EOCENE n'est pas impossible
MUNOZ (1973)	Détermination M. FURRER Age proposé : PALEOCENE-EOCENE inférieur - <i>Lithoporella</i> sp. - <i>Amphistegina</i> sp. - <i>Lithothamnium</i> sp. - <i>Discocyclina</i> sp. - <i>Solenospora</i> sp. - <i>Lepidocyclina</i> sp. - <i>Gymnocodium</i> sp. - <i>Mammillites</i> sp. (cordées) - <i>Echinoïdes</i> - <i>Mollusques</i> - <i>Gastéropodes</i> Détermination Wells (1970) - <i>Acropora</i> sp. - <i>Actinacis</i> sp. - <i>Astereopora</i> sp. - <i>Leptoria</i> cf. <i>L. Spencer</i> (Vaughan) - <i>Leptoseria</i> - <i>Moutastrea</i> cf. <i>altissima</i> (Duncan) - <i>Stylophora</i>
HUNTER (1978)	Age proposé PALEOCENE-EOCENE inférieur Détermination Wells 1973 - <i>Atopocoenia kugleri</i> Détermination de Ribero (1956) - <i>Discocyclina</i> (<i>Discocyclina</i>) <i>anconensis</i> BARKER - <i>Operculinoïdes trinitatensis</i> NATALL - <i>Ecomuloïdes</i> sp. - <i>Athecocyclina</i> sp.
LES CHERTS	
MUNOZ (1973)	Détermination M. FURRER Age proposé CRETACE SUPERIEUR - <i>Hedbergella</i> sp. - <i>Heterohelix</i> sp. - Radiolaires non identifiés

Tableau 5 : Synthèse sur les âges des différents blocs et fragments

Cuadro 5 : Sintesis sobre las edades de los diferentes bloques y fragmentos.

C. Nos observations sur les éléments constitutifs du wildflysch

Nous nous proposons de décrire succinctement quelques blocs ou fragments lithiques de ce wildflysch en complément aux travaux antérieurs. L'échantillonnage a été réalisé principalement en trois sites :

- au sud de la Lagune de Gasparico;
 - au niveau de Punta Moreno;
 - dans la zone de Las Bermudez-l'Aéroport de Margarita.
- Nous décrivons trois catégories de lithofaciès :
- les passées conglomératiques et micro-conglomératiques;
 - les blocs de calcaires;
 - les blocs de spilites, tantôt isolés, tantôt associés à des cherts.

C.1. Les passées conglomératiques et micro-conglomératiques

C.1.1. - Les passées conglomératiques de la Formation Pampatar

Les échantillons récoltés ici ont été récoltés au niveau de Punta Moreno et de la coupe de Marazuí, située à 1,5 km au nord-ouest de la ville de Pampatar (cf. localisation - Carte géologique de l'île de Margarita - Annexe B). (Pl.10 Ph.5-6)

A l'affleurement, ces passées conglomératiques ont une puissance oscillant généralement de 20 cm à 2 mètres et allant jusqu'à 5 à 6 mètres au niveau de Punta Moreno. Ces passées ou bancs ne présentent pas de granoclassement. Macroscopiquement les échantillons (MAR 15 - MAR 20) se présentent comme un amalgame d'éléments généralement arrondis et très hétérogranulaires (de 2mm à 3 cm). Ces fragments sont principalement des cherts noirs, des volcanites, du quartz, des roches sédimentaires du type calcarénites. Nous notons de rares éléments de granitoïdes à texture grenue et de couleur blanchâtre. Le lien entre ces différents fragments est constitué par un grès fin formé d'éléments de taille inférieure au millimètre.

- L'étude microscopique (lames MAR 20 et MAR 15) confirme que le liant de ces conglomérats est constitué de fragments de chert et de quartz, généralement de forme anguleuse, unis par un ciment de calcite.

Les fragments lithiques sont principalement de forme arrondie; nous y reconnaissons :

- des fragments de volcanite basiques à texture microlithique. Nous notons deux tailles parmi les plagioclases : les uns atteignent 250 μ de longueur; les autres, de plus petite taille 40 μ). Ces fragments de volcanite présentent de nombreuses plages de chlorites (palagonite ? et de pennine) et sont truffés d'épidote;
- les cherts ont une texture cryptocristalline. Ces fragments de cherts, arrondis, sont souvent parcourus de nombreuses veinules de quartz;
- les fragments de quartzite présentent une texture granoblastique, très hétérogranulaire (800 μ à 20 μ). Les grands grains de quartz ont des extinctions roulan-tes et des joints souvent lobés.

C.1.2. - Les passées conglomératiques dans le Membre Las Bermudes de la Forma-Pampatar

Macroscopiquement ces roches (échantillons MAR 135 - MAR 136) possèdent les mêmes caractéristiques que les conglomérats étudiés précédemment.

L'analyse microscopique des lames MAR 135 et MAR 136 révèle également peu de différences. Nous notons l'abondance des volcanites basiques en fragments lithiques; accompagnées de débris de minéraux; des fragments de plagioclases de 1,5 à 2 mm de longueur (lame MAR 136) ainsi que quelques reliques de hornblende pseudomorphosée au trois quart par des chlorites (lame Mar 135).

C. 2. - Les blocs calcaires

Nous avons différencié trois types de calcaires, sur la base de critères macroscopiques

C.2.1. - Les calcaires noirs coquilliers

Nous avons trouvé deux échantillons de ce type de calcaire (MAR 47 à Punta Morena (Formation Pampatar) - MAR 117, Membre Las Bermudez (Formation Punta Carnero)).

Macroscopiquement, il s'agit d'une lucachelle ou d'une biosparite (classification de Folk).

L'étude en lame mince confirme que ces calcaires sont composés essentiellement de fragments de Gastéropodes (probablement de Turritelles ?) et de Bivalves.

C 2 1 - Les calcaires beiges

Nous les avons récoltés principalement parmi les blocs du Membre Las Bermudez (MAR 46 : Punta Morena (Formation Pampatar) - MAR 114, 115, 116, 118, 121 : Membre Las Bermudes (Formation Punta Carnero)).

Macroscopiquement ils se caractérisent par leur teinte beige et leur granulométrie fine.

On trouvera, ci-dessous, une brève description des lames minces étudiées :

Lame MAR 115 : calcarénite à grain subanguleux à anguleux;

- . fragments de minéraux : plagioclase - quartz;
- . autres fragments : Gastéropodes, Bivalves, débris d'Algues;
- . le ciment : microsparite.

Lames MAR 116, 114, 46 : biomicrite à biomicrosparite;

- . présence : de Foraminifères, d'Algues (Melobésiées ?) - de micro-Gastéropodes - de Bryozoaires et de Lamellibranches;
- . ciment : micrite ou microsparite.

Lame MAR 118, 121 : biomicrite

- . fragments : d'Algues (Melobésiées ?) - de Coraux;
- . présence de Foraminifères;
- . ciment : micrite ou microsparite.

Ces calcaires beiges fossilifères ont été examinés par Vila qui a identifié les faunes suivantes :

Lame MAR 116 : découverte d'une Amphistegine : *Eoconulides wellsi* - âge : Paléocène supérieur à Eocène inférieur;

Lame MAR 121, 114 : une Sulcoperculine - âge : Crétacé supérieur - (Campanien- Maestrichtien ?)

Lame MAR 118 : *Amphistegina lopeztrigoï* - âge : Eocène inférieur - Eocène moyen basal.

C 2 3 - Les calcaires coralliens ou "calcaires de Los Bagres"

. Ces calcaires affleurent, non pas en petits blocs épars, mais en lames métriques. Ils s'observent uniquement au contact des terrains métamorphiques dans la zone de l'aéroport (métapélites carbonatées du Groupe Los Robles - voir paragraphe II, chapitre II, p.). Nous ne les avons jamais trouvés en dehors de cette zone.

Ces calcaires de Los Bagres constituent, cartographiquement, des bandes discontinues de 5 à 10 m. de largeur environ sur une trentaine de mètres de longueur (voir carte géologique de Margarita, 1/50 000, Annexe B).

. Ce sont des calcaires coralliens à ciment micritique d'âge probable paléocène-éocène inférieur (voir discussion, paragraphe antérieur).

C.2.4. - Synthèse

L'étude de ces différents galets, blocs et lames de calcaires a permis, pour la première fois, de dater avec certitude l'Eocène inférieur à l'Eocène moyen basal; d'autres fragments plus anciens d'âge paléocène, voire crétacé supérieur sont présents.

C.3. Les spilites

Nous avons observé généralement des spilites sous forme de blocs isolés, de taille métrique à décimétrique; au niveau de la Laguna de Gasparico seulement, ces roches sont associées à des cherts noirs. Ces derniers affleurements ont été considérés, tantôt comme une formation à part entière (Los Frailes), tantôt comme un olistolite par les auteurs antérieurs.

a - Le problème de l'existence ou non de la Formation Los Frailes à Paraguachoa.

Historique

Au sud de la Laguna de Gasparico, juste au nord de Punta Gorda (voir localisation sur carte géologique de Margarita - Annexe B), affleurent conjointement, sur une vingtaine de mètres, des spilites très altérés de teinte rouille et des cherts noirs. Les affleurements furent autrefois corrélés à la Formation Los Frailes par Taylor en 1960. Cet auteur considéra ces roches comme étant les témoins en place de cette formation, définie sur l'archipel de Los Frailes, au niveau de la péninsule de Paraguachoa. Plus récemment, Munoz (1973) a proposé de considérer ces affleurements comme des olistolites de grande taille inclus dans la Formation Pampatar.

Ces spilites et cherts couvrent, cartographiquement, une zone restreinte (100 m²); ils disparaissent au Nord sous des dépôts quaternaires sablonneux et sont frangés au Sud par les strates microconglomératiques de la Formation Pampatar (Eocène inférieur à moyen); L'étude de ces affleurements et de leur contact avec les premiers strates tertiaires nous a paru importante pour tenter de lever cette ambiguïté.

Description des affleurements

* Ces cherts et ces spilites sont intimement associés. Les coulées basaltiques, très altérées, s'intercalent avec les bancs centimétriques de cherts (Pl.10 Ph.7)

* Les cherts, en bancs de 2 à 3 cm d'épaisseur, sont déformés par des plis métriques en chevron à surface axiale matérialisée par des cassures (Pl.10 Ph.8)

* Associés à ces niveaux spilitiques et siliceux stratifiés nous observons, uniquement dans la partie septentrionale de cette zone des brèches monogéniques à petits éléments (mm à cm) de chert. Ces brèches dans lesquelles aucune stratification n'est visible, présentent un réseau multidirectionnel de microfractures.

* Le contact méridional est souligné par les premières strates microconglomératiques, disposées en bancs décimétriques. Nous n'avons pas trouvé de passées détritiques au sein des spilites et des cherts sous-jacents. L'analyse de ce contact permet de noter que celui-ci est faiblement ondulé et que l'axe de ces structures est Nord-Sud.

bloc?

Notre opinion sur ces affleurements

De nombreux faits plaident plus en faveur de l'hypothèse de Munoz 1973 que de celle de Taylor (1960).

1) Ces cherts ont été datés par Furrer du Crétacé supérieur (voir plus haut). Cet âge est celui des épisodes volcaniques connus sur l'archipel de Los Frailes (Santamaria et Schubert, 1974).

Ces premiers faits écartent l'hypothèse d'une importante tectonisation synmétamorphe de ces niveaux siliceux, car l'événement tectono-métamorphique, ayant restructuré le substratum mésozoïque est d'âge campanien inférieur (≈ 80 Ma.) (voir Partie IV) et les volcanites de l'archipel de Los Frailes n'ont subi qu'un métamorphisme hydrothermal (voir chapitre V, cette première partie).

2) La présence de plis en chevron n'est donc pas corrélable à une tectonique synmétamorphe. Ils sont ici interprétés comme des structures issues d'une tectonique gravitaire.

Tous ces recoupements nous amènent à nier l'existence de véritables affleurements de la Formation Los Frailes, en place, au niveau de Margarita. Les spilites et cherts affleurant au sud de la lagune de Gasparico représenteraient, en fait, une grosse masse glissée au sein des séries congломératiques et turbiditiques de la Formation de Pampatar. Toutefois, l'existence de plis dans les cherts recristallisés nécessite une tectonique de type gravitaire suivie d'une phase thermique avant l'incorporation de ces masses en olistolites dans les séries tertiaires non métamorphisées.

b - Les blocs de spilite isolés

Parmi les nombreux blocs de spilite observés, aussi bien dans l'aire du Membre Las Bermudez qu'au niveau de Punta Moreno dans la Formation Pampatar, nous avons différencié trois catégories de volcanites, sur la base de critères macroscopiques.

b. 1 - Les spilites à vacuoles.

Il s'agit de blocs de taille tantôt métrique (Punta Moreno) tantôt décimétrique (Punta Moreno et zone de Las Bermudez) ces roches présentent macroscopiquement un fond microcristallin verdâtre, constellé d'ocelles millimétriques.

- L'étude microscopique de l'échantillon MAR 128 (lame MAR 128), typique de ce lithofaciès, révèle une mésostase microlithique composée de plagioclases fortement transformés en chlorite, épidote et calcite. Sur cette trame se dégagent, d'une part, des phénocristaux de plagioclases (400 à 1,5 mm) généralement damouritisés, des amphiboles 170 μ à 300 μ au trois quart pseudomorphosées, quelques fantômes probables de pyroxènes (300 μ) et d'autre part des alvéoles remplies de chlorite (pennine), d'épidote, de calcite ou de quartz.

b. 2 - Les spilites "sensu lato ?"

Ces roches, les plus fréquemment observées, présentent, sur le terrain, une teinte verdâtre et une texture microcristalline (échantillons MAR 125 - 139 - 123).

- En lame mince (MAR 125) se dégagent d'un fond microlithique, très pseudomorphosé en chlorite, épidote, calcite, de grandes lattes de plagioclases (800 à 2 mm). Ces phénocristaux faiblement damouritisés étaient vraisemblablement accompagnés de grands cristaux de ferromagnésiens actuellement pseudomorphosés en amas chloriteux. Sur les lames MAR 123 - 139, nous notons des amphiboles de forme prismatique (2 mm) à extinction roulante, souvent mâclées (hornblende basaltique ?) au sein d'une pâte microlithique fine à texture fluidale, composée de plagioclase de 25 à 15 μ de largeur. Ces roches sont parcourues de petites veines.

b. 3 - Les volcanites de couleur noire, à cassure esquilleuse

- Les lames effectuées à partir des échantillons (MAR 140 - 138) montrent, au sein d'une pâte aphanitique, des amphiboles prismatiques (800 μ) et aciculaires (2,5 mm) à contour arrondi. La mésostase de ces lames (lames MAR 140 - MAR 138) est constitué d'un feutrage cryptocristallin où domine la chlorite.

L'observation de ces différentes lames nous amène ici encore à supposer l'existence d'un épisode de métamorphisme statique de type hydrothermal ayant affecté les volcanites avant leur incorporation sous forme d'olistolites dans les sédiments d'âge éocène moyen non métamorphisés.

II - L'EOCENE MOYEN

Les sédiments datés de l'Eocène moyen affleurent aux alentours de la ville de Pampatar et des localités de Las Bermudez-Punta Mosquito au niveau de Paraguachoa (voir annexe B - carte géologique de l'île de Margarita). Ils ont été également reconnus par forage, au niveau de l'île de Cubagua.

Nous adopterons, dans notre étude, cette subdivision géographique en traitant, dans un premier sous-paragraphe, les sédiments éocènes de l'île de Margarita, puis, dans un second, les résultats obtenus à Cubagua.

Nos observations trop ponctuelles ne permettent pas d'améliorer les connaissances de ces séries d'un point de vue stratigraphique. Nos tentatives de dater la Formation de Pampatar par nannofaunes furent vaines. Nous ne présenterons donc ici qu'une synthèse bibliographique sur l'Eocène moyen ainsi qu'une brève note sur la lithostratigraphie d'une portion de la Formation Pampatar.

II.a. Les sédiments Eocène moyen de l'île de Margarita

1. Généralités

Ces séries sont connues depuis les travaux de Wall (1860) et ont fait l'objet depuis de très nombreuses publications (Aguerrevere, 1936; Liddle, 1928-1946 etc...).

L'évolution des idées ayant été résumée précédemment (Tableau 3 page 189) nous rappellerons seulement ici, les points importants des études réalisées sur les sédiments éocènes de l'île de Margarita.

Comme l'avait déjà signalé Lorenz en 1949 les sédiments des zones occidentales (Aéroport-Las Bermudez-Punta Mosquito) et orientale (Pampatar) diffèrent de par leur lithologie.

2. Bilan sédimentologique

Le tableau 6 tente de synthétiser l'excellente étude sédimentologique de Munoz (1973), à l'exclusion des lithofaciès de base mentionnés antérieurement.

STRUCTURES SEDIMENTAIRES

- Base de bancs : fluto-cast - tool marks (commun dans la Formation Punta Carnero) Load casts; groove cast.
- Les structures internes : séquence de BOUMA (T.a.b.c.d. - T.a.b.c. - T.b.c.) commune dans les formations Punta Carnero et Pampatar. Jamais l'intervalle T.e. ne fut observé.
- Les sommets de bancs : origine organique sur les biocalcarénites de la Formation Punta Carnero.
- Les structures de déformations : ball and pillow et slump balls très communes dans les zones de Punta Gorda et Punta Moreno (Formation Pampatar).

PETROGRAPHIE ET PETROLOGIE SEDIMENTAIRE

A. Les lutites

- La majorité des lutites des membres Punta Mosquito et El Datil, de la Formation Punta Carnero, sont riches en foraminifères planctoniques et en radiolaires.
- Les lutites de la Formation Pampatar sont apparemment stériles.
- Les argiles des lutites.
 - * Dans la Formation Pampatar, à l'exception de deux échantillons sur treize, les lutites contiennent de la chlorite associée soit à de l'illite soit au couple illite-kaolinite.
 - * Dans la Formation Punta Carnero, prédominance de la kaolinite et seulement présence de chlorite en association avec de la kaolinite et illite dans quatre échantillons sur onze.

B. Les "grès"

- Il s'agit exactement de graywackes immatures (avec une matrice argileuse supérieure à 20 %) avec comme éléments principaux du quartz et des feldspaths ainsi que des fragments de roches:
 - le quartz (15 à 22 %) est d'origine plutonique et métamorphique,
 - les fragments de roches (3 à 30 %) sont des fragments de roches sédimentaires dérivant essentiellement de lutites et de calcaires et des fragments de roches volcaniques.
 - les feldspaths (3 à 20 %) : plagioclase sodique avec cependant quelques orthoses en faible quantité,
 - le ciment est constitué par de la calcite,
 - le matériel charbonneux (restes de plantes).
- La texture : de façon générale la majorité est représentée par des grains subanguleux à anguleux, seuls les grains fins de quartz présentent la plus grande angularité. Les grains de phanites observés sont subanguleux à subarrondis. Par contre les fragments de roches volcaniques sont toujours arrondis.

C. Les calcaires bioclastiques

- Les calcaires bioclastiques parautochtones, formés essentiellement de foraminifères pélagiques remaniés avec parfois des radiolaires,
- les calcaires bioclastiques aliodapiques, dérivant des zones proches du littoral, se divisant, selon leur taille en biocalcirudites, biocalcarénites et biocalcilutites.

D. Les minéraux lourds

Malgré la difficulté d'éliminer l'hématite, les minéraux lourds les plus communs sont le zircon (roulé) et l'épidote. Sinon en ordre d'abondance : la chlorite, la clinozoïte, la tourmaline, grenat, biotite et hornblende.

Un grand nombre de biocalcarénites de la Formation Punta Carnero se révèlent stériles en minéraux lourds.

DIAGENÈSE

Il est commun d'observer le remplacement des grains de feldspath par de la calcite et de la kaolinite, ainsi que leur décomposition en séricite. La dissolution ou le remplacement de grains de quartz par de la calcite est fréquente.

Dans les graywackes, il est très significatif de rencontrer un agrégat microcristallin de calcite, séricite, kaolinite.

PALEOCOURANT

Sans écarter la possibilité d'existence de courant longitudinal dans le bassin, les mesures effectuées soulignent des apports Nord et Sud du bassin éocène. Certains plis intraformationnels semblent indiquer la présence de paléopente pour la Formation Punta Carnero.

ENVIRONNEMENT ET MECANISME DE SEDIMENTATION

L'influence marine est certaine pour la Formation Punta Carnero (avec présence de lits riches en foraminifères pélagiques) avec cependant les différents types lithologiques et structures sédimentaires associés. La Formation Pampatar présente des caractères quelque peu différents. Il est probable qu'elle s'est développée au pied de la pente continentale.

PALEOGEOGRAPHIE

L'hypothèse d'une crête, une séparation sous-marine quelconque entre les domaines de resédimentation des formations Pampatar et Punta Carnero est avancée. Elle serait responsable des différences lithologiques. La zone de Pampatar fut la plus instable en comparaison avec le bassin que constitue actuellement les zones de Las Bermudez Manglillo et Punta Mosquito.

Tableau 6 : Synthèse de l'étude sédimentologique des Formations Punta Carnero et Pampatar (Tiré de Munoz, 1973).

Cuadro 6 : Sintesis del estudio sedimentologico de las Formaciones Punta Carnero y Pampatar.

De ces travaux ressortent les points suivants :

- * les sédiments d'âge éocène moyen présentent une séquence de type flysch, avec de nombreuses variations de faciès;
- * la Formation Pampatar, constituée principalement de graywackes et de calcarénites, se différencie nettement des faciès plus bioclastiques de la Formation Punta Carnero;
- * il existe des turbidites (dont les séquences les plus complètes sont T a - b - c - d) intercalées avec des strates marines d'eaux profondes;
- * différentes mesures de paléocourant suggèrent que les apports sédimentaires dans le bassin éocène sont issus, à la fois, de sources méridionales et de sources septentrionales (Fig.64);
- * de nombreuses figures de glissement synsédimentaire soulignent une grande instabilité du milieu de dépôt.

3. Synthèse des données paléontologiques

3.1. - La Formation Punta Carnero

Le sommet est formé par le Membre Punta Mosquito, recouvert, en discordance, par la Formation El Manglillo (Pliocène). Bien que Van der Vlerk (1972) ait proposé un âge éocène inférieur par comparaison de Lépidocyclines avec la Formation Mene Grande (d'ailleurs datée par Furrer (1967) de l'Eocène moyen) de nombreux paléontologistes (Bermudez, 1970; Bermudez et Gamez, 1966; Caudri, 1974 etc...) s'accordent à penser que le Membre Punta Mosquito n'a pas un âge plus jeune que la Zone à *Truncoroladoïdes robri*. Cette zone de Foraminifères correspond à la partie sommitale de l'Eocène moyen. La Zone à *Globigerinatheka semi-involuta* n'a jamais été reconnue jusqu'à présent à Margarita.

3.2. - La Formation de Pampatar

Par comparaison de faciès, un âge éocène inférieur à moyen, est supposé (Pl. 10, Ph. 9).

4. Nos observations

Nous avons effectué un relevé stratigraphique précis au sein des turbidites de la Formation Pampatar, au niveau de Punta Ballena, en compagnie de Macsotay, paléontologiste, sur un peu plus de 100 m. d'épaisseur. Certains échantillons récoltés ont été traités afin d'étudier leur contenu en nanofaunes (Muller). Malheureusement, il se sont révélés stériles. Il ressort toutefois de ce relevé lithostratigraphique les faits suivants (Fig. 65) :

- * l'existence de niveaux conglomératiques décimétriques, ravinant les strates antérieures. Ces niveaux sont composés essentiellement de fragments de cherts anguleux à arrondis, de petits galets millimétriques de quartz et de fragments de spilites millimétriques dans une matrice tantôt carbonatée, tantôt calcaro-arénitique. Les microconglomérats ne présentent pas de granoclassement, ils sont sans organisation et mal triés;
- * l'instabilité du milieu de dépôt est soulignée par une série perturbée de 8 mètres de puissance, au sein de laquelle de nombreux microplis synsédimentaires, décimétriques sont observables.

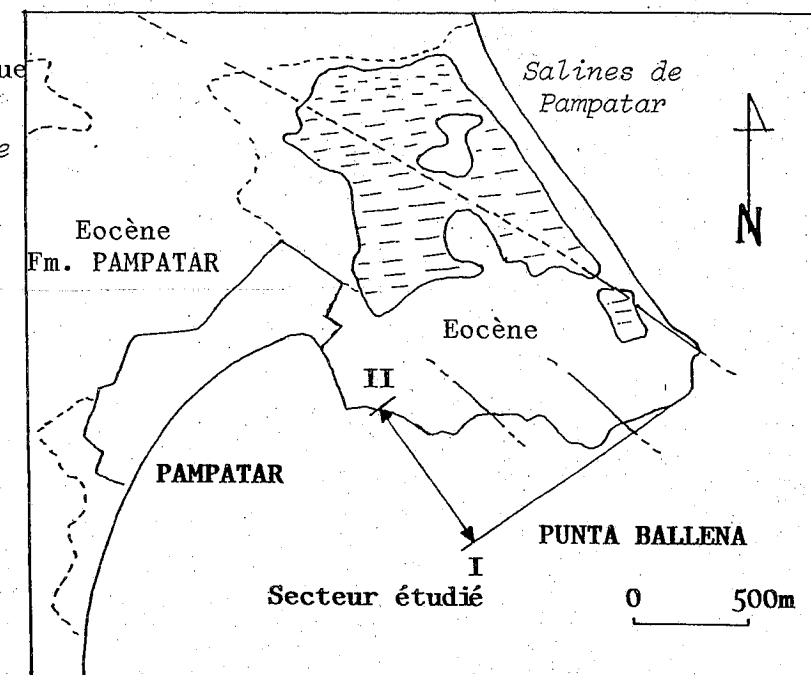


Fig. 64 - Direcciones de aportos sedimentarios del bassin eoceno (d'après Munoz, 1973).

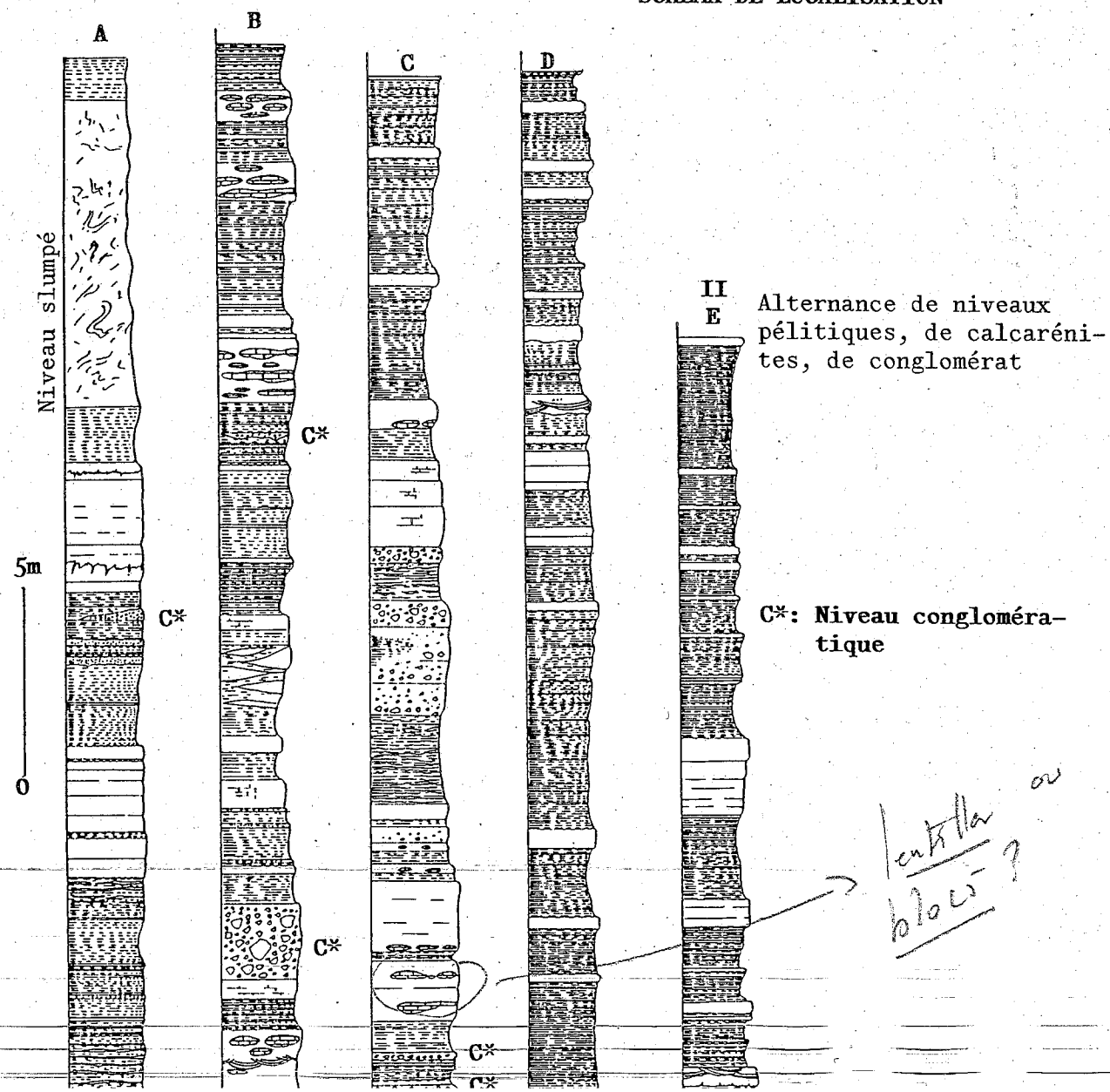
Fig. 64 - Direcciones de los fuentes sedimentarias de la cuenca eocena (Segun Munoz, 1973)

Fig. 65 - Columna lithostratigraphica de detalle de Punta Ballena

Fig. 65 - Columna lithostratifica de detalle en Punta Ballena



SCHEMA DE LOCALISATION



* Nous avons trouvé quelques ichnofaunes (traces fossiles d'animaux) et observé de nombreuses figures sédimentaires (figures de charge-stratification entrecroisées, figures de courant);

* L'ensemble de cette série apparaît très monotone; nous n'avons pas reconnu les cycles caractéristiques de la séquence de Bouma dans sa totalité.

II.b. L'Eocène de l'île de Cubagua

1. Généralités

Deux forages, distants de 2,5 km, ont été effectués ^{par} dans la Socony Vacuum Oil Company. Les résultats de ces travaux ont été mentionnés une première fois par Kugler (1957) et plus récemment par Bermudez (1975).

2. Les résultats

Seul le forage n°1 a atteint les niveaux éocènes à 4220 pieds (environ 128 mètres) (Fig. 67, chapitre suivant). Citant différents rapports privés et inédits Kugler (*op.cit.*) tente de résumer les données en ajoutant ses propres observations. Il propose un âge éocène supérieur pour la succession traversée.

Cependant, Bermudez (1975), après avoir étudié les carottes, souligne que les faunes rencontrées dans ces niveaux correspondent à celles du membre El Datil et par là même propose un âge éocène moyen (zone à *Globigerinatheka kugleri*).

III - CONCLUSIONS SUR L'EOCENE

1. Les faits acquis

- * Le bassin éocène se caractérise par une sédimentation de type flysch (Munoz, 1973).
- * Que ce soit dans la zone de Pampatar ou dans celle de l'aéroport Las Bermudez, le bassin débute par un wildflysch (Kugler, 1957; Munoz, 1973; Mac Gillavry, 1977). Les blocs et fragments de nature et d'origine diverses sont les marqueurs de la naissance de ce bassin.
- * Ces deux zones se différencient ensuite par leur type de sédimentation et la nature du matériel (Munoz, 1973-1976).
- * Dans les blocs de calcaire du wildflysch nous avons trouvé des faunes de l'Eocène inférieur à l'Eocène moyen basal.

2. Discussions et interprétations

La présence originale d'une *Salcoperculine* dans les blocs de calcaire du wildflysch marque un âge crétacé supérieur. Cependant nous pensons que : les calcaires de Los Bagres (Paléocène-Eocène inférieur) - les calcaires beiges à *Amphistegina lopestrigoi* (Eocène inférieur à Eocène moyen basal) à *Eoconulides wellsi* (Crétacé ? - Paléocène supérieur à Eocène inférieur) - Les calcaires noirs coquilliers - ont l'âge de la matrice pélitique du Membre Las Bermudez de la Formation Punta Carnero. Nous suggérons que ces niveaux carbo-

natés soient les vestiges de la bordure du bassin éocène. Ils se seraient resédimentés à la suite d'un approfondissement dans les sédiments du même âge non encore indurés et de nature pélitique. Aussi, suivant cette hypothèse, nous proposons un âge éocène inférieur à moyen pour le Membre Las Bermudez et par comparaison de faciès, nous étendons cette limite temporelle basale à la Formation Pampatar.

La subdivision de ces sédiments d'âge éocène inférieur à moyen en deux formations distinctes est essentiellement basée sur la nature pétrographique des dépôts (Munoz, 1973). La Formation Pampatar semble constituer, pour cet auteur, des dépôts de pied de pente continentale alors que la Formation Punta Carnero présente une dépendance plus marine par la présence de bancs riches en Foraminifères pélagiques.

3. Les problèmes à résoudre

Existe-t-il une corrélation étroite entre le volcanisme observé sur l'archipel Los Frailes et les spilites retrouvées sous forme d'olistolites dans les sédiments éocènes ?

Ne peut-on expliquer la juxtaposition, sur un même parallèle, des Formations Pampatar et Punta Carnero par un décrochement dextre rapprochant deux aires de dépôts différentes (distale et proximale) d'un même bassin ?

Quels processus tectoniques peut-on invoquer pour expliquer la naissance de ce bassin tertiaire au sein des zones internes de la branche sud-caraïbe ?

Nous tenterons de répondre à ces trois questions dans la suite de ce travail : d'une part à l'aide de données géochimiques d'une étude comparée des volcanites de Los Frailes et de celles observées en blocs dans le bassin tertiaire, d'autre part grâce à une analyse structurale des accidents décrochants du substratum et de sa couverture, enfin par une reconstitution géodynamique.

bonne séde
cf. Tibirou

CHAPITRE VII

LE MIO-PLIOCÈNE

Les séries d'âge mio-pliocène affleurent dans la partie méridionale de Margarita au niveau de l'île de Cubagua et sur l'extrémité occidentale de la péninsule d'Araya. Elles reposent toujours en discordance angulaire soit sur le substratum métamorphique, soit sur les sédiments éocènes.

I - LES SÉRIES MIO-PLIOCÈNES DE LA PÉNINSULE D'ARAYA

a. Historique

L'existence de ces séries fut mentionnée, pour la première fois dans les carnets de voyage du célèbre explorateur A.V. Humbolt (1820). Depuis elles ont été étudiées en grand détail notamment par Patrick (rapport privé, 1958), Bolli et Bermudez (1965), Bermudez (1966), Macsotay (1965) et Vignali (1965).

b. Résultats

Ces séries débutent par un conglomérat basal, peu consolidé, constitué de blocs de roches métamorphiques (Fig. 66). Ce conglomérat, de nature continentale est malheureusement azoïque. Par corrélation de faciès, avec des conglomérats de la partie inférieure de la Formation de Cubagua, Vignali (1965) lui assigne un âge miocène inférieur à moyen.

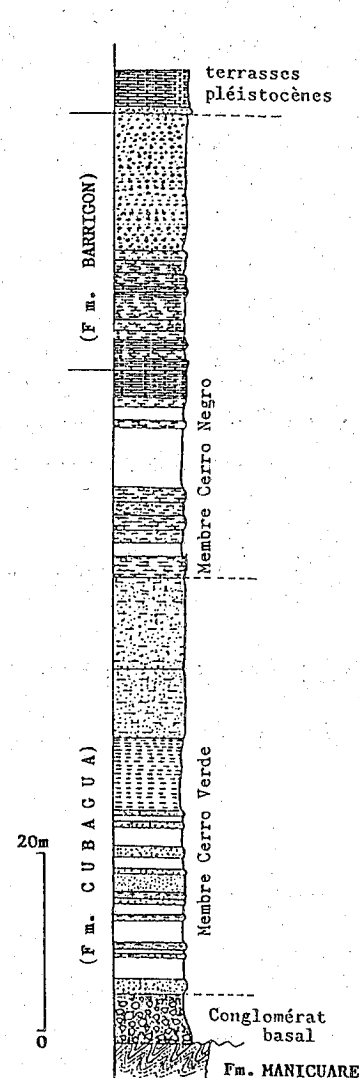
La succession se poursuit au-dessus par des séries marines formant la Formation Cubagua (terme introduit dans la littérature par Dalton en 1912 "Capas de Cubagua"). Cette formation se divise en deux membres (Fig. 66).

- Le membre inférieur (Membre Cerro Verde) étudié par Bermudez (1966), caractérise les zones à *Globorotalia acostaensis*, à *Globigerina dutertei*/*Globigerinoïdes obliquus extremus* et la partie inférieure de la zone à *Globorotalia margaritae*. Ces zones appartiennent, selon la classification de Bolli (in Andreiff, 1985) au Miocène supérieur et

au Pliocène inférieur basal.

- Le membre supérieur (Membre du Cerro Negro) ont été découverts des Foraminifères appartenant à la partie supérieure de la zone à *globorotalia margaritae* et à la zone à *Globorotalia altispira altispira/Globorotalia crassaformis* (BOLLI & BERMUDEZ, 1965). Ces faunes indiquent un âge pliocène inférieur.

Sur ces séries mio-pliocènes repose, transitionnellement (Vignali, 1965) ou en discordance (Mcsotay, 1965) la Formation Barrigon d'âge pliocène et/ou pléistocène.



Commentaire de la colonne mio-pliocène de la péninsule d'Araya d'après M. Vignali, 1972

Le conglomérat basal (12 mètres maximum)

Il est représenté par une séquence de niveaux conglomératiques, d'origine continentale. Ces niveaux sont peu consolidés et composés essentiellement de blocs subarrondis de schistes quartzo-micacés, de quartzites et de gneiss.

La Formation Cubagua

Membre Cerro Verde (45,21 m)

Le contact inférieur est marqué par une influence marine. Il est représenté par un conglomérat homogène, bien trié, à ciment calcaire.

La colonne se poursuit par environ 20 mètres de grès ferrugineux, de grès limonitique et calcaire, de grès marneux et conglomératique et de limons.

Suivent huit mètres de lutite limonitique légèrement carbonatée. La partie supérieure est constituée de 17 m de séries calcaro-gréseuses fines, en alternance avec des grès grossiers.

Membre Cerro Negro (22,10 m, au Nord de la vallée de Sabana)

Deux mètres de marne gréseuse, fossilifère, marquent le passage transitionnel avec le membre inférieur de la Formation Cubagua sous-jacent. Suivent des séries de grès limoneux, fins, peu consolidés et des marnes fossilifères. Un calcaire marneux, compact, fossilifère, termine la colonne de la Formation Cubagua.

La Formation Barrigon (28 mètres)

Des faciès calcaro-gréseux, sur une épaisseur de 2 mètres, constituent le passage transitionnel avec la Formation Cubagua. La colonne se poursuit par une alternance de niveaux marneux, de calcaire gréseux de fines passées de limon calcaro-gréseux (11 m) et des sables fins (15 m). La Formation Barrigon se termine par des séries conglomératiques à ciment calcaire, sur lesquelles viennent, en discordance les terrasses pléistocènes.

Fig. 66 - Colonne stratigraphique de la Formation Cubagua à Araya (tirée de Vignali 1972)

Fig. 66 - Columna estratigrafica de la Formacion Cubagua en Araya (tomada de Vignali, 1972)

II - LES SERIES MIO-PLIOCENE DE L'ILE DE CUBAGUA

a. Introduction

Ces séries sont bien connues grâce aux deux forages effectués. Cependant leurs rapports avec les séries d'âge éocène restent encore à élucider.

b. Les résultats

Dans le forage Cubagua n°1, Tipsword (in Kugler, 1957) a décrit, avec toutefois quelques réserves, de l'Oligocène entre 2990 et 4220'. Mais les études plus récentes proposent pour ces horizons marins, un âge miocène moyen (Langhien : zone N14-N15, Bolli et Bermudez, 1965) (Fig. 67).

Il est possible d'envisager, à titre d'hypothèse, que les niveaux correspondent, à Araya, au "conglomérat basal" sous la Formation Cubagua.

Bullbrood et Blow (in Bermudez, 1975) retrouvent dans le forage Cubagua n°2, l'équivalent de ces faciès entre 4600' et 5155'.

Beckman (in Kugler, 1957) reconnut la zone à *Globorotalia menardii* aussi bien dans le forage Cubagua n°1 (entre 158' et 2950') que dans le forage Cubagua n°23 (entre 150' et 4600'). Cette zone à foraminifères marque le sommet du Miocène moyen (selon la classification de Bolli in Andreiff, 1985). Cependant Blow (1969) propose un âge légèrement plus jeune (zone N17), sommet du Miocène.

Le passage des zones N17 (Miocène supérieur) à N18-N19 (Pliocène) n'est pas connu avec certitude dans ces deux forages.

La colonne sédimentaire se termine, sur l'île de Cubagua par les séries pléistocènes (zone N21-N22) de la Formation Barrigon.

III - LES SERIES MIO-PLIOCENES DE L'ILE DE MARGARITA

a. Introduction

Deux sites ont été choisis pour traiter ces séries tertiaires :
le premier au sud de la péninsule de Macanao;
le second entre Punta El Mangle et Las Bermudez.

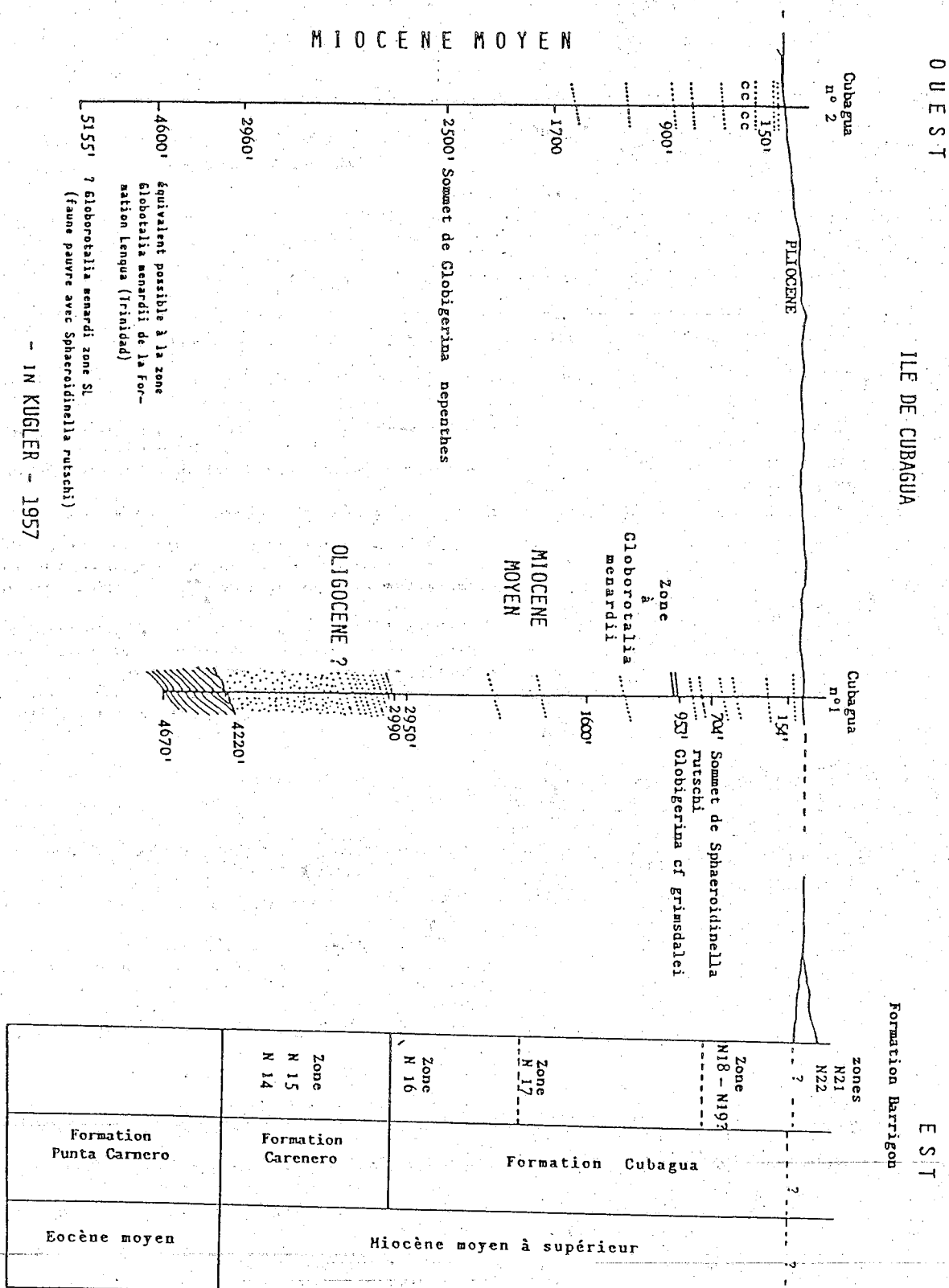
b. Les résultats

1 - Les séries mio-pliocènes de la péninsule de Macanao Fig. 68-A).

Elles reposent en discordance angulaire, sur les séries métamorphosées et polyphasées du Groupe de Juan Griego. Cette Formation de Cubagua a été datée du Miocène supérieur-Pliocène, grâce à de nombreux mollusques. Il n'existe pas, selon Graff (1972), de discordance angulaire entre le Miocène supérieur et le Pliocène.

Fig. 67 - Résultats des forages Cubagua 1 et 2 (tirés de Kugler 1957)

Fig. 67 - Resultados de los pozos Cubagua 1 et 2 (tomados de Kugler 1957 y Bermudez 1975)



2 - Les séries mio-pliocènes de Paraguachoa et du cordon littoral Fig. 68 - B).

A ce niveau les sédiments Miocène et Pliocène sont séparés par une discordance angulaire faible.

- Le Miocène

Les séries miocènes, anciennement nommées Formation La Tejita par Martinez (1950, sont actuellement regroupées sous le nom de Formation Cubagua (Hunter, 1978).

Elles ont été cartographiées (Hernandez, 1949; Martinez, 1950; Santana, 1950) et ont fait l'objet de nombreuses études paléontologiques (de Rivero, 1956; Anisgard, 1956 etc...). De nouveaux travaux permettent de donner à ces séries marines, transgressives, débutant par un conglomérat, un âge Miocène supérieur ((Zone à *Neogloboquadrina dutertei*) (Hunter, 1978)). Plus récemment Macsotay a confirmé cet âge (communication personnelle) par la découverte de *Globorotalia acostaensis*.

- Le Pliocène

Les sédiments Pliocène se regroupent sous le nom de la Formation El Manglillo, défini par Martinez (1950). Celle-ci possède une épaisseur approximative de 8 mètres (Jam et Mendez Arocha, 1961). De nombreux Mollusques, dans les termes marneux intermédiaires, lui doivent un âge Pliocène.

Fig. 68 - A MACANAO

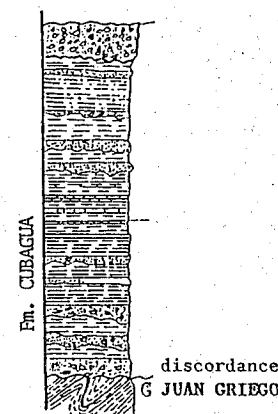


Fig. 68 - B PARAGUACHOA*

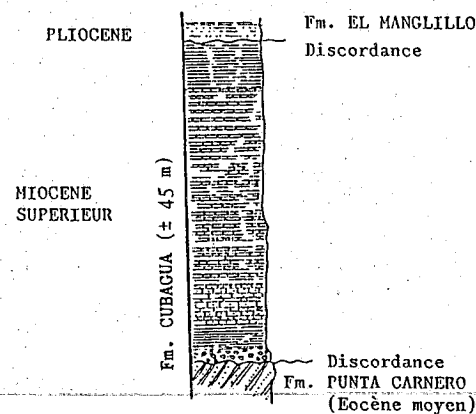


Fig. 68 - Le Mio-Pliocène de l'île de Margarita El Mio-Plioceno de la isla de Margarita

Commentaire de la colonne Mio-pliocène de l'île de Margarita d'après Graff (1972) et Jam & Mendez Arocha (1961)

A. Les séries mio-pliocènes de la péninsule de Macanao

La Formation Cubagua débute par un conglomérat reposant, en discordance angulaire sur le complexe métamorphique et igné (Groupe Juan Griego).

L'unité 1, transgressive, est constituée de séries conglomératiques, de grès limoneux, d'argiles et d'argiles d'origine fluviale.

Ces dépôts passent progressivement aux faciès d'argilites carbonatées, de marnes fossilifères et des bancs d'huîtres à l'unité 2.

Une courte transition permet le passage à l'unité 3 sommitale, constituée de conglomérats et d'argilites fluviales.

B. Les séries mio-pliocènes de la péninsule Paraguachoa et du cordon littoral

Formation Cubagua (Ex. Formation La Tejita) ± 45 m.

Cette formation repose, en discordance angulaire, sur les séries éocènes. Elle débute par un conglomérat (3 m, constitué de galets de quartz, de schistes et de roches ignées. Des argilites gypsifères, des grès argileux et carbonatés, des lutites carbonatées et des marnes fossilifères terminent la colonne du Miocène supérieur.

Formation El Manglillo Cette formation possède une puissance approximative de huit mètres et repose, en discordance angulaire sur les séries miocènes et éocènes.

Cette formation est constituée de marnes impures et de grès grisâtres, mal consolidés, parfois conglomératiques.

Des alluvions quaternaires ne permettent pas une observation plus continue de cette formation.

* (Colonne effectuée d'après la littérature).

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE

PLANCHE 10
 LES VOLCANITES DU CRETACE SUPERIEUR
 ET
 LES SERIES SEDIMENTAIRES TERTIAIRES

LES VOLCANITES d'âge crétacé supérieur

Photographie 1 - Couléés basaltiques au niveau de l'île de Puerto Real (Archipel de Los Frailes).

Photographie 2 - Détail des andésites affleurant au coeur de l'île de Puerto Real. Noter les amphiboles (sombres) de taille centimétrique. (Archipel de Los Frailes).

Photographie 3 - Filons de basalte (en clair) recoupant la foliation des méta-séries d'affinité continentale du Groupe Juan Griego. (Paraguachoa - Zone de Punta Galera).

LES SERIES TERTIAIRES

Photographie 4 - Discordance angulaire entre les séries Eocène moyen (E) (membre El Datil - Formation Punta Carnero) et les séries Miocène supérieur (M) (Formation Cubagua) - (Zone de l'aéroport - Las Bermudez).

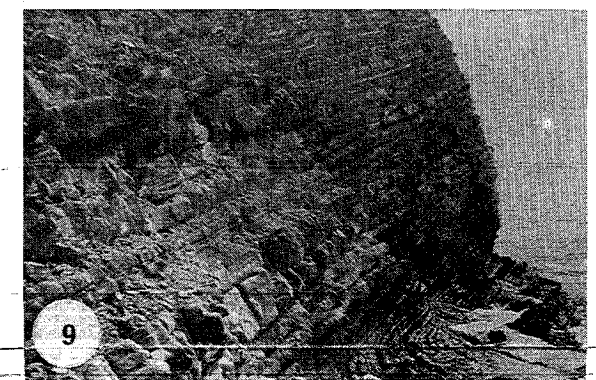
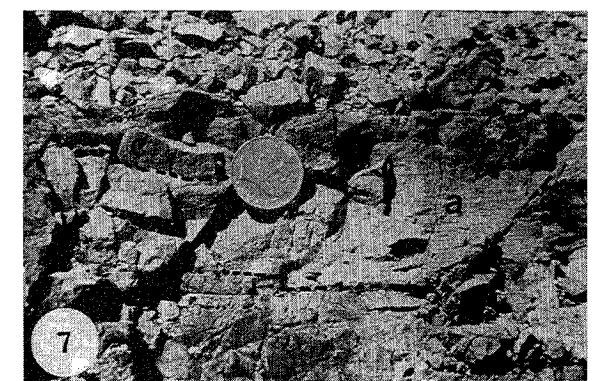
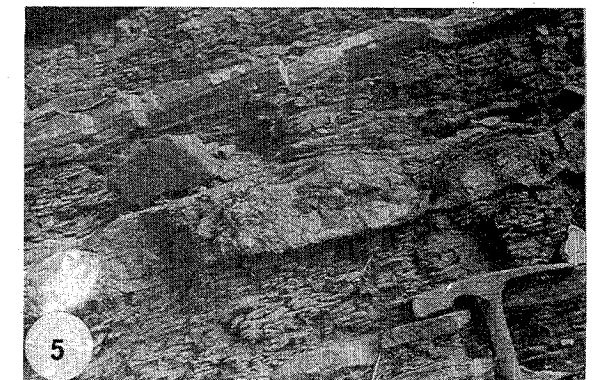
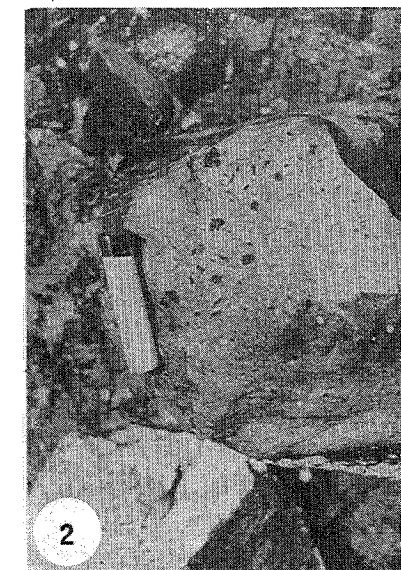
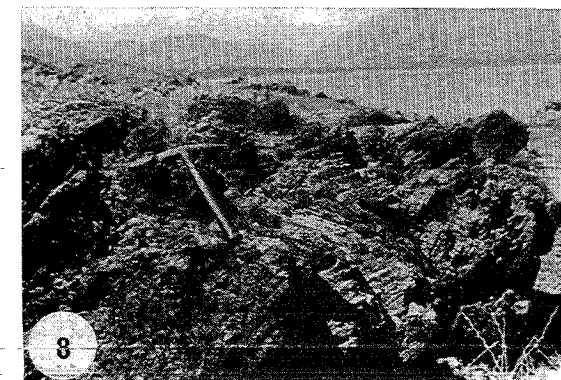
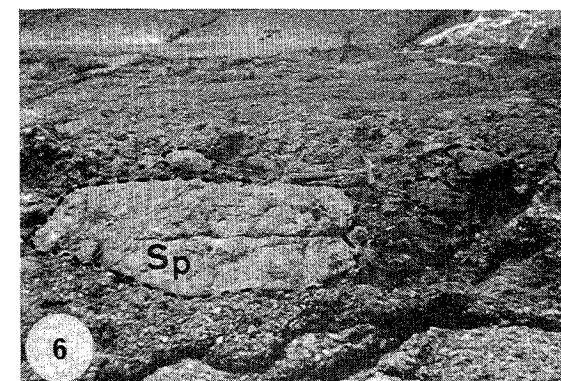
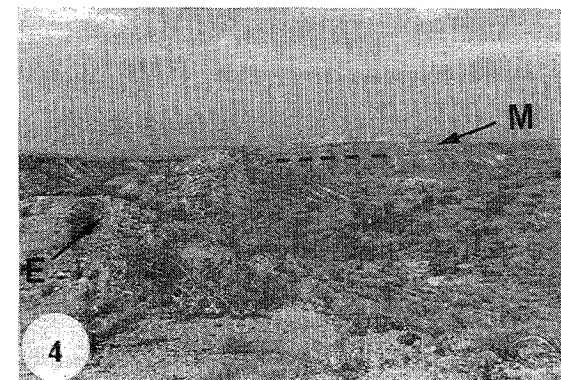
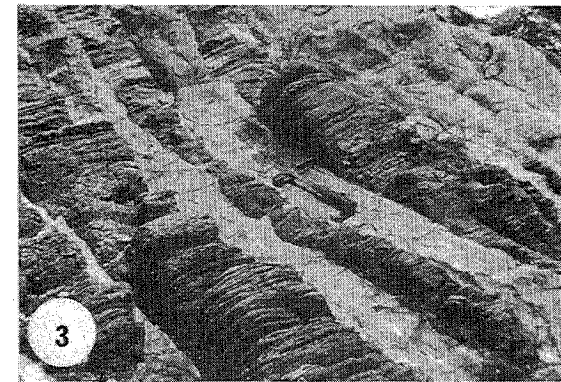
Photographie 5 - Niveau décimétrique de crachée conglomératique non triée - dans les turbidites de la Formation Pampatar - (Zone de Punta Ballena).

Photographie 6 - Conglomérat observable à Punta Moreno - Formation Pampatar - Noter la présence de blocs métriques à décimétriques de spilite (*Wildflysch*).

Photographie 7 - Olistolite dans la Formation de Pampatar. Observer l'alternance de spilite (a) et de cherts (c) à Radiolaires et Foraminifères datés du Crétacé supérieur. (Sud de La Laguna Gasparico - au Nord Ouest de Punta Gorda).

Photographie 8 - Olistolite métrique de chert, disposé en lits centimétriques et affectés de plis en chevrons. (Sud de La Laguna Gasparico - au Nord Ouest de Punta Gorda).

Photographie 9 - Les turbidites de la Formation Pampatar: alternance de bancs de calcarénites décimétriques à centimétriques avec des niveaux pélitiques centimétriques. (Zone de Punta Ballena).



**D - SYNTHÈSE SUR LES GRANDS ENSEMBLES LITHOSTRATIGRAPHIQUES
DU TRANSECT MARGARITA-ARAYA**

L'étude du transect Margarita-Araya nous a permis de distinguer, deux grands ensembles métamorphiques constitués de terrains mésozoïques où s'injectèrent de nombreux filons et sur lesquels, finalement, se déposèrent en discordance des sédiments tertiaires. Les colonnes lithostratigraphiques reconstituées à travers les péninsules de Paraguachoa, de Macanao et d'Araya, sur une distance globale de plus de 100 kilomètres, permettent de visualiser l'organisation des divers ensembles de ce tronçon de la Chaîne Caraïbe dans ses zones internes (Fig. 69).

I - LES GRANDS ENSEMBLES METAMORPHIQUES

Dans ce substratum métamorphique mésozoïque, deux grandes unités lithostratigraphiques sont superposées par l'intermédiaire d'un contact tectonique majeur, jalonné par des mélanges. Il s'agit, d'une part, d'une série métasédimentaire représentant une ancienne marge stable, d'autre part, d'un complexe ophiolitique métamorphisé, témoin d'un ancien domaine océanique.

A - Les séries de paléomarge

La première unité, ayant valeur de paléomarge continentale et constituant un autochtone relatif se caractérise par d'anciens dépôts détritiques et carbonatés.

Malgré le manque d'informations précises au niveau de la péninsule de Macanao, cette unité peut se décomposer schématiquement à Paraguachoa et Araya, en cinq séquences regroupées soit sous le terme de Groupe Juan Griego, soit sous l'appellation de Formation Manicure.

* Abstraction faite des leptynites de l'Arroyo La Pena, à Araya, pouvant correspondre à un substratum méta-igné (pré-Jurassique ?) (voir Fig. 69, n°10), la séquence basale de cette couverture métasédimentaire de paléomarge est composée de paragneiss, de quartzites, de micaschistes à grain fin (voir Fig. 69, n°12). Nous notons à Paraguachoa, l'existence de niveaux interstratifiés d'amphibolite (voir Fig. 69, n°11) (anciens épanchements basaltiques jurassiques ?) dans les termes les plus bas de cette séquence. Tous ces métasédiments représentent d'anciens apports détritiques plus ou moins riches en feldspaths.

* La seconde séquence marque une transgression importante du domaine marin sur le continent. A Paraguachoa cet événement débute par un poudingue à éléments lithiques de nature sédimentaire (voir Fig. 69, n°13). Cependant cette transgression se marque essentiellement par des dépôts carbonatés. L'âge proposé pour cette barre calcaire est jurassique supérieur (Kimmé-

ridgien), compte tenu des données lithostratigraphiques d'ordre régional disponibles (N.B. : le Membre Zenda - région de Caracas - Urbani, 1969) (voir Fig. 69, n°14).

* Suite à cette avancée marine sur l'avant-pays d'un domaine cratonique, vient une période marquée par une oxygénation faible ou nulle des dépôts (voir Fig. 69, n°15 et 16), soulignée actuellement par des graphito-schistes. A Paraguachoa, les anciens sédiments de type argilites se sont déposés en même temps que la venue d'olistolites (de nature gabbroïque probable), issus de la surrection et du démantèlement d'un domaine océanique. Cette alimentation particulière est plus tardive au niveau de la péninsule d'Araya. Associé à des graphito-schistes où s'intercalent des niveaux décimétriques de limonite massive, caractéristiques de milieux de dépôts en conditions euxiniques, nous avons trouvé un olistolite de serpentine de taille métrique.

* La séquence sommitable des colonnes lithostratigraphiques reconstituées du Groupe Juan Griego et de la Formation Manicuare marque un retour à des conditions de sédimentation en mer ouverte. Elle est matérialisée, dans la péninsule de Paraguachoa par les marbres massifs d'El Piache (voir Fig. 69, n°18) et, dans la partie septentrionale d'Araya par des bancs de quartzites décimétriques (voir Fig. 69, n°17). Ces anciens dépôts carbonatés massifs ont été retrouvés au sud du décrochement de Laguna Grande - Punta Los Carneros. Ils constitueraient le prolongement occidental de la Formation Guinimita, datée du Barremo-Aptien (Macsoy in Campos, 1981).

* a ces diverses séquences, caractéristiques de la paléomarge, il est utile d'ajouter la colonne lithostratigraphique de ces séries d'affinité continentale aux dépôts d'avant-pays, situé actuellement sur le transect étudié à l'extrémité méridionale de la péninsule d'Araya. Ces anciens sédiments se caractérisent par des bancs de centimétriques de calcaires noirs, de type hémipélagique, appartenant actuellement à la Formation Carupano (voir Fig. 69, n°8). Ces calcaires finement lités et épimétamorphiques ne reposent que sur les marbres massifs attribués à la Formation Guinimita. Ces lithofaciès correspondraient à la grande transgression cénomano-turonienne connue mondialement et qui commence au Vénézuéla au Vraconien (Albien terminal).

B - Les méta-ophiolites de Margarita - Les orthogneiss acides et leur couverture métasédimentaire

B.1. Les méta-ophiolites affleurent largement à Paraguachoa, tandis qu'elles ne constituent que de rares affleurements, de taille souvent restreinte, au niveau de Macanao et d'Araya (voir Fig. 69, n° 1 et 2).

L'étude pétrographique menée sur les différents lithofaciès constitutifs de ces méta-ophiolites aussi bien à Paraguachoa qu'à Macanao et Araya, a permis de retrouver des lambeaux reliques de croûte océanique, probablement obductée (semelle de Harzburgite - dunite - clinopyroxénites - gabbros (isotopes ?), passées de pegmatoïde intrusif dans des péridotites serpentinisées). Cependant la répartition de ces lithofaciès et leur contact avec diverses unités sus-jacentes nous amènent à proposer que la pile ophiolitique était, après son obduction probable, incomplète vis-à-vis d'un cortège ophiolitique type (Oman). Il n'existe pas, en effet, de témoins du complexe effusif sommital (pillow-lavas et d'une couverture primaire (radiolarite ou argiles rouges).

L'âge de ces méta-ophiolites nous semble fourni par la découverte d'ammonites dans la région de Siquisique. Stephan (1982), a trouvé parmi les blocs de méta-ophiolites de Siquisique ces fossiles qui ont été réexaminés récemment par Bartok *et al.* (1985). Ces paléontologistes ont identifié une association faunistique indiquant une répartition du Bajocien

au Bathonien basal (*Stephanoceras* (*Skirroceras*, cf. *macrum* (QUENSTEDT) - *Emileia* ex. gr. *multiformis* (GOTTSCHE) et *Quenstedti westerman* - *Parkinsonia* sp.) (Jurassique moyen).

B.2. Les orthogneiss acides de Paraguachoa constituent différents massifs. Certains d'entre eux (Matasiete et Guayacan), sont intrusifs dans la méta-ophiolite. Les autres massifs (orthogneiss du Cerro Boqueron ou de El Salado), qui présentent une minéralogie différente, ont des contextes structuraux complexes, et il n'est pas possible de retrouver des reliques témoignant de leur architecture initiale. La présence de microcline dans l'orthogneiss ocellé de El Salado fait de ce dernier, à titre d'hypothèse, un lambeau probable du substratum méta-igné des métasédiments de paléomarge (voir Fig. 69, n°3).

Pour les massifs intrusifs dans la méta-ophiolite nous proposons, à titre d'hypothèse, un âge éocrétaqué, correspondant à la mise en place de ces anciens plutons d'affinités trondhémite à granodioritique, soulignant la continentalisation de l'ophiolite obductée.

B.3. La couverture métasédimentaire est constituée de dépôts qui proviennent, d'une part, du remaniement du substratum et, d'autre part, d'une sédimentation biochimique à laquelle viennent s'adjoindre des épanchements basaltiques sous-marins importants. C'est au niveau de Paraguachoa que cette couverture à substratum principalement ophiolitique apparaît la plus complexe (voir Fig. 69, n°5).

* La couverture métasédimentaire au niveau de Paraguachoa (Groupe Los Robles) débute par d'anciennes arénites de gabbros et des séries chaotiques à éléments gabbroïques. Cet épisode d'érosion sous-marine, marqué par le développement limité d'un détritisme ophiolitique souligne une structuration précoce du substratum ophiolitique ayant valeur de croûte océanique. Cette période érosionnelle et de réorganisation paléogéographique probable serait les conséquences de l'obduction de la croûte océanique durant le Crétacé inférieur (post Jurassique terminal) (voir Fig. 69, n°5).

Malgré l'absence de preuves indubitables d'une continuité lithostratigraphique, ces actuelles méta-arénites seraient surmontées par des métagrès à ciment carbonaté. Ces niveaux gréseux proviendraient de l'érosion des massifs acides granodioritiques, intrusifs dans la méta-ophiolite. La nature carbonatée du ciment de ces grès n'est pas sans rappeler le développement des corniches calcaires (marbres de El Piache, marbres de Guinimita) observables dans les avant-pays de la chaîne, aussi nous envisageons, à titre d'hypothèse, un âge Barrémo-Aptien pour ces actuels métagrès à ciment calcaire (voir Fig. 69, n°4).

Ces anciennes séries gréseuses et ces séries détritiques à matériel ophiolitique ne présentent qu'une répartition géographique mineure; car, dans la majorité des cas, le substratum (méta)-ophiolitique, dénudé et soumis à l'érosion sous-marine est recouvert, en discordance, par d'anciens niveaux tuffacés auxquels se mêlent des dépôts de type "black-shale" (voir Fig. 69, n°7).

A Paraguachoa, ces anciens dépôts volcanogènes comportent des coulées de basaltes en oreiller (voir Fig. 69, n°6). La matrice de ces pillows-lavas est, soit de nature tuffacée, soit de nature siliceuse. Les fines lamines de métapsammites, ainsi que quelques passées de métacherts, observables tantôt dans des schistes à épidote, chlorite et actinotes, tantôt dans des graphito-schistes, évoquent les passées siliceuses des coupes du Rio Guare ou de La Quebrada Casupo (Beck C., 1985), dans lesquelles on trouve des Radiolaires indiquant une répartition stratigraphique comprise entre le Berriasien et l'Albien. Au vu des hypothèses déjà formulées nous suggérons un âge aptien-albien pour ces épanchements basaltiques volcaniques sous-marins, ces métatuffites et ces graphito-schistes.

logique ?
détritisme
syn- ou post-obduction ?
de mer

post-obduction ?

a voir ?
cf
155
156

La colonne lithostratigraphique de cette couverture métasédimentaire se poursuit, à Paraguachoa, par des niveaux carbonatés (bancs centimétriques de calcaires recristallisés et métapélites carbonatées) (voir Fig.69, n°8).

* La couverture métasédimentaire au niveau de Macanao (Groupe Los Robles) présente moins de variantes. Nous ne retrouvons plus, comme dans la péninsule d'Araya, les méta-arénites de gabbros et les métagrès à ciment carbonaté. Seules les métatuffites, mêlées de graphito-schistes, ainsi que de bancs de calcaires recristallisés, décimétriques, surmontent les métagabbros de la méta-ophiolite. Lors de la cartographie de cette péninsule occidentale de Margarita, les étudiants de l'U.C.V. découvrirent des reliques de spicules dans la séquence carbonatée. Ces fossiles, identifiés par le docteur Max Furrer, révélèrent un âge cénomaniens, avec toutefois quelques réserves (in Vignali M., 1979).

* La couverture métasédimentaire au niveau de la péninsule d'Araya (Formations Laguna Chica et Carupano).

- La Formation Laguna Chica est principalement composée de schistes à chlorite-épidote (métatuffites) et de graphito-schistes (anciens dépôts de type black-shales). Ces deux lithofaciès ne présentent pas un agencement lithostratigraphique précis. C'est au sein de cette formation que nous avons découvert des passées de métagrès et un niveau de métaconglomérat (galets de quartzite, de quartz, de métapélite, de métaconglomérat). L'analyse pétrographique d'un galet de nature conglomératique, composé de grains de quartz, de dragées de quartzite et de métapélite, nous amène à envisager un début de réorganisation paléogéographique, marquée par la reprise des premiers dépôts transgressifs sur le substratum méta-ophiolitique.

- La Formation Carupano surmonte transitionnellement la Formation Laguna Chica. Une série d'une dizaine de mètres d'épaisseur, de couleur ocre et dans laquelle les premiers bancs lenticulaires de carbonate apparaissent, constitue le terme de passage entre ces deux formations.

- La prépondérance des lithofaciès carbonatés caractérise la Formation Carupano. Les dépôts carbonatés (bancs de calcaires noirs, riches en matière organique, centimétriques à parfois décimétriques) rappellent une sédimentation de type hémipélagique. Nous retrouvons dans cette formation des méta-pillow-lavas, qui, semble-t-il, ont développé un léger métamorphisme de contact lors de leur mise en place. Ces épanchements basaltiques "in situ" constituent les témoins d'une importante activité volcanique et sont l'un des traits caractéristiques de la couverture métasédimentaire de la méta-ophiolite. Ces métalaves en oreiller semblent constituer un critère précieux de distinction entre la Formation Carupano, à substratum ophiolitique et les séries déposées en avant-pays sur les Formations Tunapuy et Guinimita, d'affinité de plate-forme plus continentale.

- Dans cette séquence carbonatée, nous avons différencié, en plus de ces métalaves, une bande hectométrique de grès à dragées de quartz liées par un ciment de calcite. Ce membre gréseux caractérisé également par la présence d'anciennes biotites détritiques déstabilisées et de grains de tourmaline, révèle des apports continentaux (voir Fig.69, n°9).

- Il faut donc envisager que les lithofaciès carbonatés de la Formation Carupano représentent le sommet de la pile lithostratigraphique de la couverture de la méta-ophiolite de Margarita mais également les dépôts les plus récents des séries sédimentaires d'avant-pays.

Ces sédiments témoigneraient d'une grande transgression sur un domaine déjà préstructuré. L'âge de ces sédiments, que nous trouvons sur toute la bordure septentrionale du continent sud-américain, ainsi que sur la façade occidentale de l'Afrique (Reyre, 1985), s'étalerait entre le Vraconien (Albien supérieur, partie sommitale) et le Turonien.

C. Les mélanges

Ils sont de deux types.

* A Paraguachoa les mélanges étudiés, affleurant grâce au bombement tardif de l'empilement des nappes et au jeu de l'érosion, se sont développés aux dépens des séries les plus basales (graphito-schistes du Groupe Juan Griego, serpentinite de la méta-ophiolite) et des orthogneiss acides de Guayacan (Matasiete ?).

Nous interprétons ces mélanges comme des semelles tectoniques, développées en profondeur par cisaillements ductiles subhorizontaux; elles constitueraient les marqueurs d'un raccourcissement colossal dans les zones étudiées les plus internes (voir Fig. 69, n°20).

* A Araya, au contraire, le mélange affleurant sur la côte méridionale de cette péninsule est interprété comme une série à blocs d'origine tectonosédimentaire. Elle se serait développée lors de l'avancée des nappes en surface par la fragmentation progressive frontale des écaillies d'avant-pays (voir Fig. 69, n°21).

* il apparaît donc que tous ces mélanges sont les témoins d'une phase de compression régionale importante. Ils ne diffèrent que par leurs milieux de formation, profond et ductile à Paraguachoa, superficiel et cassant à Araya.

II - LE VOLCANISME CRETACE SUPERIEUR (voir fig. 69, n°24)

Les nombreux filons basaltiques observés sur les façades septentrionales de l'île de Margarita recoupent les structures plicatives synmétamorphes du substratum métamorphique mésozoïque. La majorité d'entre eux présente des taux anormalement élevés en minéraux ferromagnésiens, évoquant des compositions de boninites.

L'âge de mise en place de réseau filonien est corrélé avec celui des épanchements basaltiques et andésitiques des îles de l'Archipel de Los Frailes, datés du Crétacé supérieur par Santamaria, Schubert (1974).

Ces roches marquant probablement une phase de distension ne sont affectées que par un faible métamorphisme de type hydrothermal.

III - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE TERTIAIRE

A - L'Eocène inférieur à moyen (voir Fig. 69, n°25 et 26)

Sur le rebord méridional de l'île de Margarita, les dépôts d'âge éocène moyen constituent le prolongement occidental du bassin sédimentaire de Carupano.

*Araya
à la Península*

synchrone ?

Ces séries éocènes se localisent, d'une part, aux environs de la ville de Pampatar (Formation Pampatar) et, d'autre part, aux alentours de l'aéroport international de Margarita (Formation Punta Carnero).

* La Formation de Pampatar (Munoz, 1973), non datée, présente une lithologie marquée principalement par des turbidites, au sein desquelles nous notons des niveaux slumpés et des décharges conglomératiques non triées. La base supposée de cette formation comporte des olistolithes de cherts mêlés d'andésite.

* La Formation Punta Carnero peut se diviser en trois membres. Le membre basal (= membre Las Bermudez) possède les caractéristiques lithologiques d'un wild flysch. Les membres moyen (Membre El Datii) et supérieur (Membre Punta Mosquito), datés de l'Eocène moyen, marquent un approfondissement du bassin. Des contourites y furent découvertes en 1976 par Munoz, dans les séquences turbiditiques composées de bancs de biocalcarénites.

- Le wild flysch du Membre Las Bermudez et les passées conglomératiques évoquent, par leurs éléments lithiques, le démantèlement d'un substratum tantôt métamorphique et basaltique, tantôt sédimentaire. La découverte de blocs de calcaires datés de l'Eocène inférieur, Eocène moyen basal souligne la rapidité de l'individualisation de ce bassin.

La disposition actuelle, sur un même parallèle, des formations Pampatar et Punta Carnero, aux caractéristiques sédimentologiques bien distinctes, pourrait résulter du rapprochement d'une bordure de bassin avec son centre par des mouvements de coulissage.

B - Le Mio-Pliocène (voir Fig. 69, n°27)

- A Paraguachoa les séries du Miocène supérieur de la Formation Cubagua reposent, en discordance angulaire, sur les strates verticalisées de la Formation Punta Carnero. Cette transgression mio-pliocène est marquée par des dépôts de base conglomératique, remaniant l'ensemble des séries préexistantes, puis par des faciès sommitaux marins carbonatés. Nous en retrouvons des témoins au niveau de la Péninsule d'Araya (Fm. Cubagua) ainsi que sur le flanc méridional de la Péninsule de Macanao.

DEPLIANT ILLUSTRANT L'ORGANISATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE

DES PENINSULES DE PARAGUACHOA - MACANAO - ARAYA

Fig. 69 - Colonnes lithostratigraphiques du transect Margarita-Araya
Columnas litoestratigráficas del Transecto Margarita-Araya

Légende

Le substratum métamorphique mésozoïque

- le complexe méta-ophiolitique de Margarita
 - 1 : séquence ultrabasique (dunites, clinopyroxénites, péridotites, serpentinites)
 - 2 : séquence basique (métagabbros, amphibolites et éclogites)
- les métagranites et métagranodiorites intrusives
 - 3 : orthogneiss d'El Salado-Boqueron-Matasiete-Guayacan-Agua de Vaca
- la couverture métasédimentaire des méta-ophiolites
 - 4 : métagrès à ciment carbonaté
 - 5 : méta-arénites de gabbro (détritisme ophiolitique)
 - 6 : séries métavolcano-sédimentaires avec ses métalaves basiques et leur probables réseaux filoniens
 - 7 : changement latéral de faciès des séries métavolcano-sédimentaires avec des schistes graphiteux - présence de méta-psammites et de métacherts noirs
 - 8 : calcaires fins recristallisés avec des niveaux de schistes graphiteux intercalés
 - 9 : métagrès lenticulaires dans les calcaires fins recristallisés (Araya)
- séries de paléomarge
 - 10 : leptinite (probable substratum ingé - Araya)
 - 11 : schistes et quartzites fins avec des niveaux fins de métalaves basiques
 - 12 : paragneiss et quartzites
 - 13 : niveau de métaconglomérat (Parabuachoa)
 - 14 : marbres lenticulaires
 - 15 : micaschistes à grenat
 - 16 : schistes graphiteux
 - 17 : quartzites massifs (Araya)
 - 18 : marbres massifs
 - 19 : schistes avec des lentilles de calcaires fins recristallisés et niveaux de conglomérat

symboles supplémentaires

- 20 : semelles tectoniques
- 21 : séries à blocs
- 22 : chevauchements reconnus
- 23 : chevauchements supposés

le volcanisme crétacé supérieur

- 24 : filons de basalte et de gabbros

la couverture sédimentaire d'âge éocène inférieur à moyen

- 25 : Formation Pampatar - séquence avec des niveaux slumpés, des niveaux conglomératiques sauvages et des turbidites
- 26 : Formation Punta Carnero
 - Mb Punta Mosquito
 - Mb El Datil
 - Mb Las Bermudez avec des blocs de calcaire d'âge paléocène à éocène inférieur (calcaire de Los Bagres)

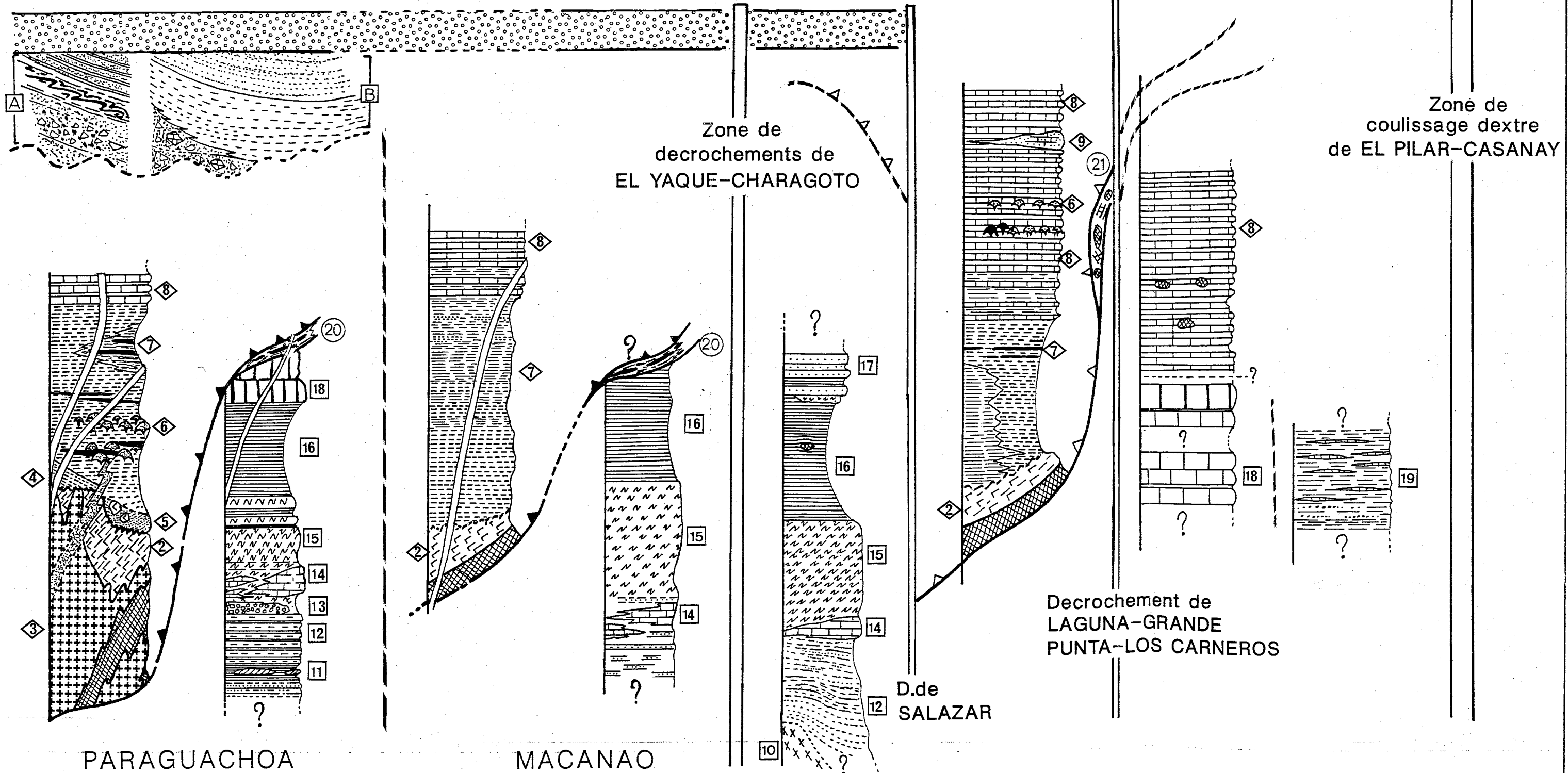
la couverture sédimentaire d'âge miocène inférieur - pliocène

- 27 : le Miocène supérieur (Formation Cubagua) discordant sur l'Éocène inférieur à moyen verticalisé.

COLONNES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DU TRANSECT MARGARITA-ARAYA

ILE DE MARGARITA

PENINSULE D'ARAYA



24 A 25 B 26 27

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23

PARTIE II

*Les caractéristiques géochimiques majeures
des ensembles plutonique, volcanique et métamorphique*

PARTIE II

LES CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES MAJEURES DES ENSEMBLES
PLUTONIQUE - VOLCANIQUE ET METAMORPHIQUE

Au cours de cette seconde partie nous traiterons notamment :

- du complexe méta-ophiolitique de Margarita, du détritisme ophiolitique et des amphibolites observées dans les métasédiments du Groupe Juan Griego (Chapitre I);
- des orthogneiss acides de Margarita orientale (Chapitre II);
- des métavolcanites de la couverture du complexe ophiolitique (Chapitre III);
- des volcanites d'âge crétacé supérieur (Chapitre IV).

C H A P I T R E I

LE COMPLEXE META-OPHIOLITIQUE - LE DETRITISME OPHIOLITIQUE
LES AMPHIBOLITES DU GROUPE JUAN GRIEGOI.A. LES CARACTERES GEOCHIMIQUES DU COMPLEXE META-OPHIOLITIQUE

A.1. Bilan des travaux antérieurs

Seuls seront retenus dans ce bref bilan les travaux de Maresch (1973), Navarro (1974) et Mottana *et al.* (1985).

1. L'opinion de Maresch (1973)

Cet auteur (p. 124) considère les gneiss amphibolitiques du Groupe de la Rinconada comme une accumulation de pyroclastites et de coulées basaltiques, mêlée à des sédiments riches en matière organique et déposée soit sur une croûte océanique, soit sur une croûte continentale amincie. Cette accumulation a été tardivement traversée par des sills de basaltes et de microdiorites et des dômes péridotitiques (théorie de la protrusion).

2. L'opinion de Navarro (1974)

En accord avec Maresch (*op.cit.*), cet auteur (p. 162) propose comme protolithes des basaltes d'affinité magmatique spilitique. Ces basaltes se seraient mis en place au sein de séries sédimentaires typiques de fosse géosynclinale.

3. L'opinion de A. Mottana *et al.* (1985)

Suite à une étude sophistiquée (éléments majeurs et traces, terres rares) d'une quarantaine d'échantillons de gneiss amphibolitiques, récoltés par Maresch; ces géochimistes soulignent que les roches basiques du "Groupe de la Rinconada" ont une affinité de type M.O.R.B. (Mid Oceanic Ridge Basalt), ceci malgré la présence de termes rappelant des tholéiites d'arc (I.A.T.). Cependant, ces auteurs indiquent que certaines de ces amphibolites peuvent être d'anciennes masses gabbroïques. Ils écartent, sur la base d'arguments géochimiques la possibilité qu'une partie des roches de ce groupe soit d'anciennes séries tuffacées.

4. Synthèse et discussion des travaux antérieurs

Grâce aux travaux de Mottana *et al.* (*op. cit.*) la suggestion de Maresch (1973), faisant du "Groupe La Rinconada" une accumulation de roches basaltiques et de tuffs est écartée.

Tableau 7: Analyses, roche totale de la séquence ultrabasique des méta-ophiolites de Margarita
Analisis, roca total, de la secuencia ultrabasica de las meta-ophiolitas de Margarita

N° échantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	MAR 232	MAR 229	MAR 236	MAR 217	MAR 245	MAR 214	MAR 226	MAR 216	MAR 233	MAR 231	MAR 218	MAR 225	MAR 220	MAR 224	MAR 222
SiO ₂	33.50	34.80	35.20	35.90	36.00	38.20	47.50	47.70	48.00	48.50	50.20	38.80	39.60	42.10	43.00
TiO ₂	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.12	0.20	0.17	0.23	0.21	0.12	2.04	1.61	0.69	0.39
Al ₂ O ₃	0.58	0.28	0.57	0.30	0.44	2.10	2.71	2.40	2.87	2.87	2.05	15.10	15.76	16.78	16.04
Fe ₂ O ₃ T	12.55	10.00	12.00	10.16	10.60	12.60	6.10	6.29	5.80	5.72	4.66	17.11	16.12	10.43	7.59
MnO	0.20	0.17	0.19	0.17	0.17	0.19	0.13	0.13	0.14	0.16	0.12	0.24	0.19	0.16	0.15
MgO	40.50	39.70	41.30	43.70	40.60	31.51	19.75	21.41	20.62	19.60	20.13	9.56	9.60	10.62	12.90
CaO	0.18	0.03	0.08	0.22	1.74	3.33	20.03	18.37	19.78	19.40	21.08	12.52	12.01	14.40	15.06
Na ₂ O	0.06	0.00	0.05	0.00	0.07	0.07	0.23	0.26	0.23	0.53	0.29	2.67	3.34	2.72	1.89
K ₂ O	0.04	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07	0.03	0.02	0.34	0.41	0.25	0.03
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.20	0.00	0.00
Pfeu	9.03	11.39	7.90	6.34	6.67	9.65	3.57	3.28	3.15	2.49	2.23	0.67	0.13	0.13	2.46
H ₂ O	0.78	1.20	0.62	0.85	0.38	0.60	0.51	0.19	0.49	0.24	0.16	0.37	0.24	0.09	0.22
TOTAL	97.45	97.60	97.36	97.66	96.71	98.39	100.75	100.22	101.31	99.75	101.06	99.57	100.11	98.37	99.37

Cr	3850	1720*	3235*	1930*	2995	10 300	3880	4272	2650	5320	3940	132	163	403	880
Ni	1590	1770	1620	1515	1580	1070	435	580	552	582	380	60	108	106	169

Analyses: 1-5: dunites; 6: wherlite; 7-11: clinopyroxénolites; 12-15: métaclinopyroxénolites (réalisées par J. Cotten, Laboratoire de Pétrographie, U.B.O.)

N.B* - chromite non totalement solubilisée

La spilitisation étant un phénomène métamorphique ne pouvant se développer au sein d'un magma (voir Girard, 1980), l'hypothèse de Navarro (1974), d'anciens basaltes à affinité magmatique spilitique pour les éclogites de Margarita ne peut être retenue.

L'attribution d'une affinité de type M.O.R.B. pour les roches basiques de l'ex Groupe La Rinconada, nous semble trop rapidement émise. Nous demeurons en effet très sceptiques quant à l'interprétation globale proposée par ces auteurs car elle est basée sur des critères lithostratigraphiques établis par Maresch (1973).

A.2. Les caractéristiques géochimiques du complexe méta-ophiolitique de Margarita

La difficulté de l'étude de ces méta-ophiolites résidant dans celle des termes métamorphisés, nous tentons, après avoir exposé les caractères géochimiques de la séquence ultramafique, de comparer les analyses issues de Margarita avec celles réalisées sur les roches non métamorphisées du complexe ophiolitique d'Oman.

L'optique de cette approche est de comparer, de façon simple, les gabbros omanais avec les amphibolites et éclogites ("gneiss amphibolitiques") de Margarita. Cependant nous rappelons à titre indicatif les résultats obtenus par Mottana *et al.* (1985).

A.2.1. La séquence ultramafique

Au sein de la séquence ultrabasique définie antérieurement (cf. Partie I, Chapitre III) se différencie, entre autres, des reliques de dunite et de diallagite, à texture de accumulats, monominérale. Ces deux pôles (olivine et pyroxène), soulignent une tendance wherlitique pour les roches ultrabasiques affleurant au niveau du Cerro Chico. Des analyses sur roches totales ont été effectuées sur onze échantillons (voir analyses 1 à 11, tableau 7).

Les analyses 1 à 5 correspondent à des dunites, plus ou moins serpentinisées. L'analyse 6 (échantillon MAR 214) a été réalisée sur une roche composée de fragments de clinopyroxènes, d'olivines et d'opaques baignant dans une trame d'antigorite. Il s'agit probablement d'une wherlite. Les analyses 7 à 11 ont été effectuées sur des diallagites.

a) Les dunites

a.1. Les données sur roche totale

Bien que présentant des pourcentages fréquemment élevés en "perte au feu", de 6.3. à 11.4, dus à la serpentinitisation, les données recueillies sont caractéristiques de dunites (Bailey et Blake, 1974):

1) La géochimie des éléments majeurs

* les teneurs en SiO₂ constituant 33 à 36 % de ces analyses sont inférieures au MgO, 39 à 44 %;

* des roches montrent de très faibles pourcentages en Al₂O₃, compris entre 0.3 et 0.6 %;

* le titane n'est jamais présent qu'à l'état de trace ainsi que le Na₂O et le K₂O, inférieur à 0,05 %;

* les taux relativement élevés en Fe₂O₃, sont compris entre 10 et 12 %. En l'absence du dosage du Fe³⁺, nous ignorons si ces teneurs sont corrélables avec soit l'idingsitation des olivines soit avec la présence probable de magnétite.

FE	0.1197	0.1155	0.1164
NA	0.0003	0.0001	0.0003
SI	0.4218	0.4062	0.4096
K	0.0001	0.0000	0.0002
MN	0.0019	0.0007	0.0024
MG	0.4821	0.4703	0.4664
AL	0.0000	0.0002	0.0000
CA	0.0000	0.0004	0.0004
CR	0.0000	0.0000	0.0000
TI	0.0000	0.0000	0.0000
	1.0258	0.9934	0.9956

Tableau 8 :
Analyses microsonde (Camebax) des olivines
des niveaux dunitiques du complexe méta-
ophiolitique de Margarita (lame mince
MAR 236)

*Cuadro 8 : Analisis microsonda (Camebax)
de los olivinos de los niveles duniticos
del complejo meta-ofiolitico de Margarita
(seccion fina MAR 236)*

FE	0.2405	0.2397	0.2412
NA	0.0013	0.0003	0.0013
SI	1.0138	1.0082	1.0148
K	0.0003	0.0000	0.0006
MN	0.0038	0.0015	0.0050
MG	1.7271	1.7399	1.7220
AL	0.0000	0.0007	0.0000
CA	0.0000	0.0011	0.0010
CR	0.0000	0.0000	0.0000
TI	0.0000	0.0000	0.0000
	2.9868	2.9914	2.9859

EM	0.1239	0.1218	0.1251
EO	0.8761	0.8782	0.8749
EA	0.1239	0.1218	0.1251

FE	0.0296	0.0287	0.0296	0.0255
NA	0.0030	0.0022	0.0023	0.0021
SI	0.5400	0.5513	0.5416	0.5343
K	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000
MN	0.0021	0.0018	0.0004	0.0000
MG	0.1656	0.1722	0.1659	0.1644
AL	0.0199	0.0153	0.0202	0.0142
CA	0.2365	0.2371	0.2343	0.2348
CR	0.0059	0.0058	0.0045	0.0039
TI	0.0007	0.0004	0.0011	0.0000
	1.0034	1.0146	0.9999	0.9792

Tableau 9 : Analyses microsonde
(Camebax) des pyroxènes des ni-
veaux de clinopyroxénolites du
complexe méta-ophiolitique de
Margarita (lame mince MAR 218)

*Cuadro 9 : Analisis microsonde
(Camebax) de los piroxenos de los
niveles de clinopiroxenolitos del
complejo meta-ofiolitico de Marga-
rita (seccion fina MAR 218)*

FE	0.0899	0.0858	0.0899	0.0792
NA	0.0211	0.0150	0.0165	0.0154
SI	1.9601	1.9744	1.9676	1.9808
K	0.0004	0.0001	0.0000	0.0000
MN	0.0064	0.0053	0.0012	0.0000
MG	0.8959	0.9190	0.8983	0.9086
AL	0.0851	0.0645	0.0864	0.0622
CA	0.9197	0.9097	0.9119	0.9326
CR	0.0168	0.0164	0.0130	0.0111
TI	0.0020	0.0010	0.0030	0.0000
	3.9973	3.9913	3.9877	3.9899

EM	0.0970	0.0902	0.0920	0.0802
WO	0.4811	0.4738	0.4796	0.4856
EN	0.4686	0.4787	0.4725	0.4731
ES	0.0503	0.0475	0.0479	0.0412

2) La géochimie des éléments de transition

* le nickel, concentré dans les olivines, présente des valeurs en ppm oscillant entre 1500 et 1800;

* le chrome est essentiellement sous forme de chromite. Ce spinelle n'est que partiellement solubilisé (comm. pers. Cotten, 1985), ce qui explique les valeurs de 1720 à 1930 ppm. Les valeurs proches de 4000 ppm semblent d'ailleurs encore faibles. La méthode par fluorescence X aurait permis de connaître l'importance des teneurs en chrome.

a.2. Les données microsonde : les olivines

Nous avons analysé trois olivines de la lame MAR 236 (voir analyse tableau 8). Ces péridots sont légèrement plus ferrifères que les olivines du Manteau (Fo = 90-91). Les valeurs obtenues du pôle magnésien (forstérite = Mg_2SiO_4) de Fo = 87, soulignent une tendance magmatique nette et confirme l'idée de cumulat, (cf. description lame MAR 236: texture de adcumulat partie I, chapitre II), pour les niveaux dunitiques de Margarita (comm. pers. Juteau, 1986). Ces olivines sont des chrysolites avec Fa = 12 %.

b) Les clinopyroxénolites ou diallagites (analyses 7 à 11)

b.1. Les données sur roche totale

Malgré une "perte au feu" moindre que les dunites, de 2.2 à 3.6 %, ces analyses soulignent les quelques caractéristiques suivantes :

1) la géochimie des éléments majeurs

* le pourcentage en SiO_2 , de 47.7 à 50.2 %, est supérieur à celui de MgO 19.6 à 21.4 %;

* le CaO ici proche du MgO , 18.3 à 21 %, constitue un trait caractéristique des clinopyroxénolites (Bailey et Blake, 1974, p. 64);

* le taux en Al_2O_3 avoisine les 2.5 %;

* le TiO_2 ainsi que le Na_2O et le K_2O , demeurent très faibles dans ces roches à l'égal des dunites.

2) La géochimie des éléments de transition

* le nickel présente des taux en ppm aux alentours de 500;

* le chrome, de 3000 à 5000 ppm, est probablement à associer aux inclusions métalliques observées microscopiquement (inclusions de schiller - cf. description des lames MAR 226-218, partie I, chapitre II).

b.2. Les données microsonde : les diallages

Cinq analyses ont été réalisées sur les clinopyroxènes de la lame MAR 218 (cf. tableau 9). Ces diallages présentent un chimisme de diopside.

c) La wherlité probable (analyse 6)

L'analyse sur roche totale effectuée sur l'échantillon MAR 214, révèle une perte au feu de l'ordre de 10 % due à la serpentinisation des olivines et des diallages.

1) La géochimie des éléments majeurs:

* avec un taux de 38.2 de SiO_2 cette roche se place entre les dunites (35 %) et les diallagites (47 %);

* la valeur en Al_2O_3 (2.10 %) est proche des valeurs en Al_2O_3 des pyroxénolites;

* le MgO avec une valeur de 31.5 % se situe entre les taux en magnésium des dunites (40 %) et des clinopyroxénolites (20 %);

* le CaO, 3.3 % reste faible;

* le TiO₂, le K₂O et le Na₂O demeurent comme les autres roches étudiées à l'état de traces.

2) La géochimie des éléments de transition :

* le nickel (1070 ppm) se situe entre les valeurs obtenues sur les dunites (1500 ppm) et sur les diallagites (500 ppm);

* le chrome atteint plus de 10 000 ppm. Il semble que cette valeur soit liée minéralogiquement à des spinelles chromifères soit du type chromite soit picotite ((Mg,Fe)(Al,Cr)₂).

d) Synthèse sur l'étude géochimique de la séquence ultramafique

Les résultats d'analyses sur roche totale, obtenus sont tantôt caractéristiques de dunites, de clinopyroxénolites et de wherlite.

- Pour les dunites nous notons le parallélisme du rapport SiO₂/MgO aux alentours de 0.8 à 0.9 obtenu aussi bien sur les olivines que sur la roche.

- Pour les clinopyroxénolites, sur roche totale, elles se différencient des dunites par leur taux élevé en CaO (≈ 20 %). Cette différence s'explique aisément par la composition chimique des clinopyroxènes du type diopside.

- L'échantillon MAR 214, wherlite probable, se caractérise par un chimisme dont les valeurs soulignent des compositions intermédiaires aussi bien en éléments majeurs qu'en éléments de transition (Cr et Ni) entre les dunites et les diallagites.

- Toutes les roches étudiées appartenant à cette séquence ultramafique présentent de faibles teneurs en Al₂O₃, TiO₂, Na₂O et K₂O.

En conclusion, ces données géochimiques ne font que refléter la composition minéralogique de ces roches.

Toutefois, le fait très intéressant à signaler est la composition géochimique des olivines. Elles sont de type chrysolite et présentent un pourcentage en forsterite plus bas que les olivines du manteau. Le caractère évolutif de ces péridots ainsi que la texture en accumulat des niveaux dunitiques du complexe méta-ophiolitique de Margarita (texture plutonique relique) indiqueraient que ces dunites se sont "sédimentées" lors de processus magmatiques (filtre-pressé-décantation) dans une chambre magmatique probable.

A.2.2. La séquence basique

L'objectif est de retrouver la nature pétrographique originelle des amphibolites et des éclogites. Afin d'obtenir un plus large éventail des données géochimiques sur la séquence basique des méta-ophiolites de Margarita, nous avons compilé les nombreux travaux existants, synthétisé les informations et reporté celles-ci dans différents diagrammes, nous avons ajouté nos propres analyses (tableau 10).

Nous étudions les divers lithofaciès basiques du complexe méta-ophiolitique en commençant par la distribution des éléments majeurs pour finir par des données sur spectres de terres rares empruntés à Mottana *et al.* (1985).

Outre une synthèse, ce sous-chapitre sera une discussion sur la méthode d'étude utilisée. Nos conclusions quant à la nature des protolithes des actuelles éclogites et amphibolites ne peuvent se dissocier des données issues du terrain et de l'étude au microscope optique. Elles seront une réflexion générale conduisant à une image hypothétique des capitaux géochimiques engagés.

Tableau 10: Analyses, roche totale, d'amphibolites, de métagabbros, d'éclogites, d'orthoprasinites et de méta-arénites de gabbro
Cuadro 10: Analisis, roca total, de amphibolitas, de metagabro, de eclogito, d'ortoprasinitas y de meta-arenicas de gabbro

No échantillon	MAR 316	MAR 319	MAR 324	MAR 336	MAR 273	MAR 278	MAR 307	MAR 5	MAR 303	MAR 302
SiO ₂	47.80	51.65	47.50	48.00	49.20	48.10	48.00	49.80	48.20	49.10
TiO ₂	1.99	3.00	1.35	1.50	1.80	0.60	0.90	0.57	1.00	1.00
Al ₂ O ₃	13.93	12.59	13.16	14.13	14.58	22.05	16.45	17.73	15.00	15.00
Fe ₂ O ₃ T	12.56	14.40	14.06	14.66	12.60	4.50	8.82	5.38	9.33	10.28
MnO	0.18	0.13	0.25	0.22	0.16	0.07	0.13	0.11	0.14	0.15
MgO	6.50	3.99	7.65	8.06	6.12	5.31	7.70	7.85	8.46	7.17
CaO	10.88	7.94	12.47	11.14	11.22	14.17	12.88	11.60	12.14	12.17
Na ₂ O	3.77	3.88	3.48	2.17	2.81	2.97	2.83	3.01	2.79	2.55
K ₂ O	0.20	0.18	0.00	0.17	0.22	0.09	0.23	0.85	0.06	0.04
P ₂ O ₅	0.20	0.50	0.10	0.10	0.20	0.00	0.05	0.00	0.02	0.10
P.feu	2.15	1.72	0.21	0.64	1.22	2.13	2.03	2.61	2.55	2.14
H ₂ O ⁻	0.20	0.11	0.09	0.09	0.13	0.07	0.17	0.15	0.21	0.15
TOTAL	99.76	100.09	99.90	100.15	100.21	100.60	100.19	99.66	99.90	99.85
Cr	97	28	224	196	146	360	184	244	68	142
Ni	48	36	80	88	36	56	56	70	38	38

Analyses réalisées par J. COTTEN, Laboratoire de Pétrographie U.B.O.

MAR 316 - MAR 319 = métalaves basiques dans le Groupe Juan Griego - MAR 324 = éclogite d'El Maco,
MAR 336 - olivinite de métagabbro probable dans les micaschistes à grenats du Groupe Juan Griego -
MAR 273 - orthoprasinite du Cerro Santa Elena - MAR 278 = flaser gabbro du cerro Santa Elena -
MAR 307 = métagabbro de Playa El Agua - MAR 303 - MAR 302 : méta-arénites de gabbros de Playa El Agua

a) Etude des éléments majeurs

1) Report des analyses (sur roche totale) dans le diagramme AFM : $((Na_2O + K_2O), (FeO + 0.9 Fe_2O_3), (MgO))$ (voir Fig. 70).

Mottana *et al.* (1985, p. 357) soulignent que la majorité des points, à l'exception de trois, dessinent une lignée de type M.O.R.B. ophiolitique (Fig. 70). Cette tendance se voit confirmée dans les autres diagrammes (analyses de Navarro, 1974 etc...) (voir Fig. 70).

Cependant, contrairement aux opinions avancées par Mottana *et al.* (*op. cit.*), proposant une série de basaltes de type tholéitique; ce diagramme ne permet pas de différencier des gabbros et basaltes. Comme l'indiquent Bailey et Blake (1974), les lignées "ophiolitiques" de nombreux massifs étudiés présentent des champs de recouvrement importants (Fig. 71). Aussi nous ne pouvons, à ce titre; écarter la présence de masses métagabbroïques hautement métamorphisées (amphibolites-éclogites) parmi les protolithes.

2) Les diagrammes binaires de Miyashiro (1974)

Ces diagrammes ont pour rôle de différencier, lors d'une première approche, différents types de basaltes. Ce diagramme se voit complètement faussé dans le cas de report d'amphibolite dont le protolithe est un gabbro; les gabbros et basaltes ont des teneurs en éléments majeurs souvent proches (Fig. 72, 73, 74).

3) Conclusions sur l'étude des éléments majeurs

L'examen des éléments majeurs dans les diagrammes soit de type A.F.M., soit de Miyashiro (1974), ne constitue pas un argument suffisamment discriminant.

A priori comme Mottana *et al.* (1985), l'étude de ces éléments permet seulement d'énoncer que les protolithes sont pauvres en K_2O , sous saturés en silice et présentent, semble-t-il, un évolution comparable à de nombreux lithofaciès de massifs ophiolitiques.

b) L'examen des éléments de transition (Cr, Ni, V, Co)

Ces éléments sont généralement considérés comme peu mobiles lors des épisodes tectono-métamorphiques, à l'exception du strontium et du rubidium qui suivent respectivement le comportement très mobile du calcium et du potassium.

1) Les variations du Cr et Ni en fonction du rapport FeO^*/MgO

Considérés comme de bons marqueurs des différents types de basaltes, ces éléments varient énormément selon la nature du protolithe. Aussi, la comparaison des différents diagrammes réalisés (voir Fig. 75,76) ne nous permet pas d'émettre une opinion. Certaines teneurs dépassent plus de 500 ppm soit en chrome soit en nickel, ce fait nous amène à la plus grande prudence. Bien que la majorité des analyses indique des taux moyens de 200 à 100 ppm de Ni ou de Cr, il n'est pas possible de tirer des informations définitives sur la nature des protolithes à ce stade de l'étude. De plus ces diagrammes ne s'appliquent qu'au cas des basaltes.

2) Les variations du vanadium-cobalt-nickel

Mottana *et al.* (*op. cit.*) indiquent que l'emploi du diagramme de Ishikawa (1968) permet de mettre en évidence une lignée correspondant à la différenciation de basaltes tholéitiques, ceci appuyé par le fait que le report des taux en ppm du cobalt et du vanadium en fonction du rapport FeO^*/MgO (Fig. 77, A, B, C, D), montre successivement une faible décroissance et une légère pente positive de ces deux éléments (marquant un fractionnement probable).

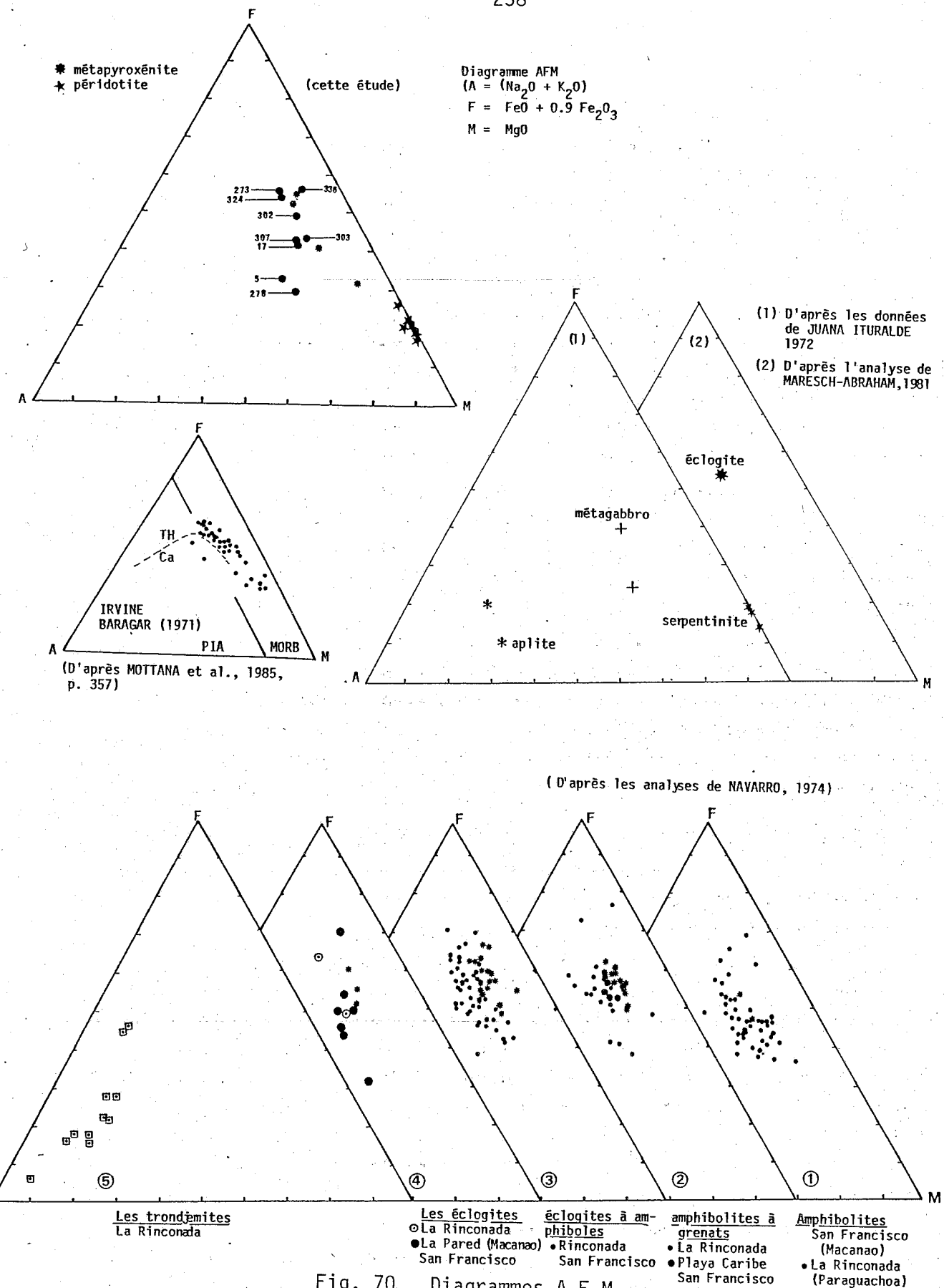
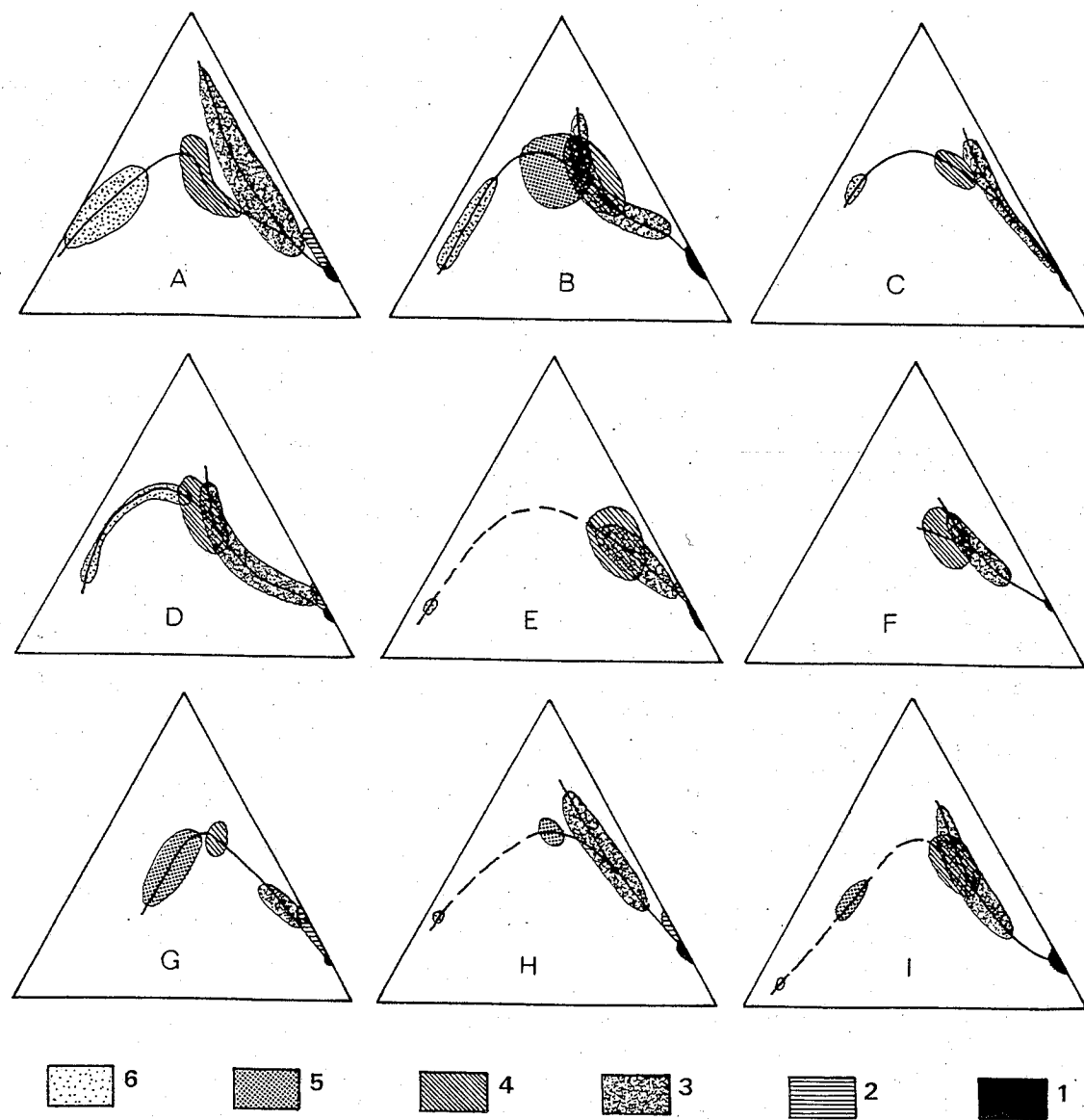


Fig. 70. Diagrammes A.F.M.

Fig. 70. Diagrammes A.F.M.



LEGENDE : 1 : harzburgite, dunite et serpentinite; 2 : pyroxénite et wherlite; 3 : gabbro et amphibole; 4 : basalte, diabase et spilite; 5 : andésite et quartz diorite; 6 : Kératophyre et quartz kératophyre.

A : "Coast Range" Californie - B : Troodos - C : Vourinos - D : Terre Neuve - E : Hatay - F : Ile Macquaire - G : Papouisie - H : Baltimore - I : Assemblage de rides océaniques.

Fig. 71. Répartition des diverses séquences de complexes ophiolitiques différentes dans le diagramme A.F.M., d'après Bailey et Blake (1974)

Fig. 71. Repartición de varias recuencias de complejos ofiolíticos diferentes dentro el diagramme A.F.M., tomado de Bailey y Blake (1974)

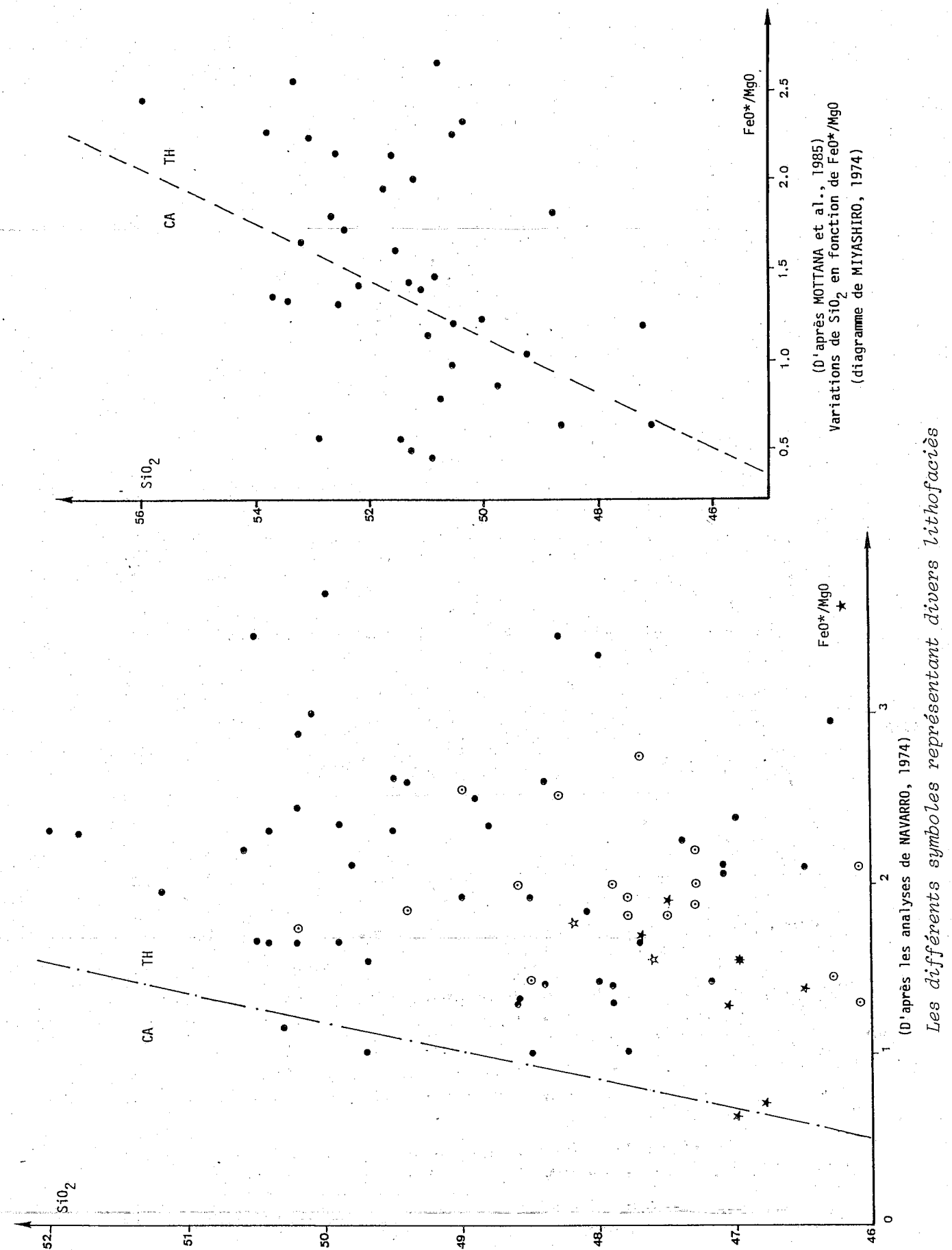


Fig. 72. Report des analyses réalisées sur le complexe méta-ophiolitique de Margarita dans le diagramme SiO_2 en fonction FeO^*/MgO .

Suma de los analisis realizadas sobre el complejo méta-ofiolítico de Margarita dentro el diagramme $SiO_2/FeO^*/MgO$.

(D'après MOTTANA et al., 1985)
Variations de SiO_2 en fonction de FeO^*/MgO
(diagramme de MIYASHIRO, 1974)

(D'après les analyses de NAVARRO, 1974)
Les différents symboles représentant divers lithofaciès

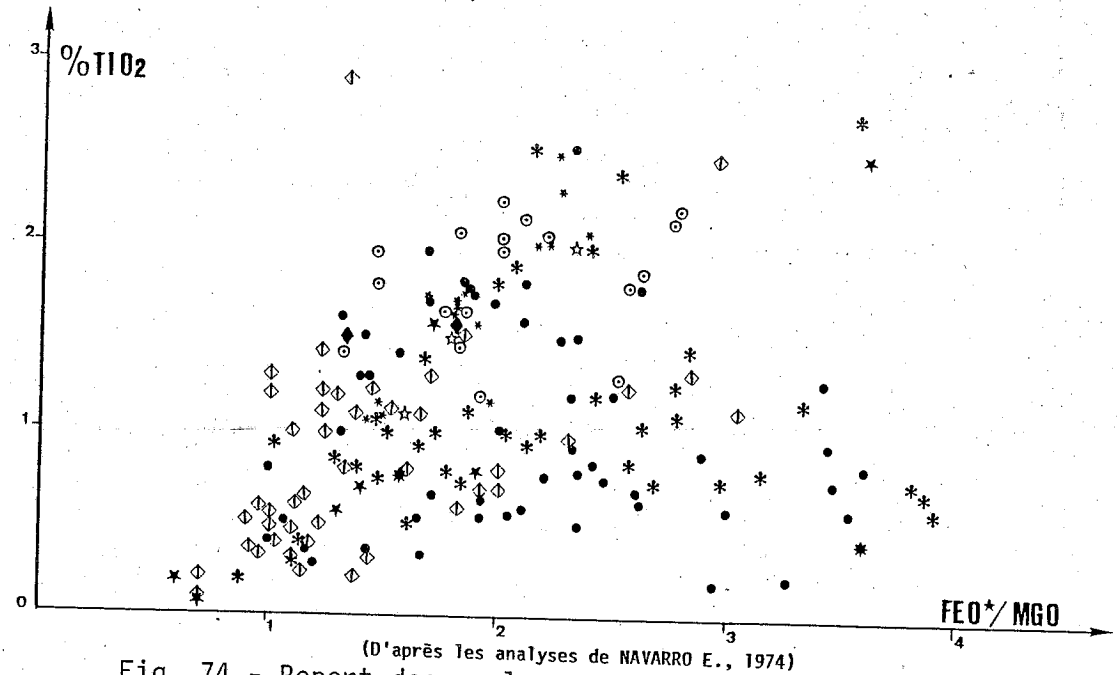
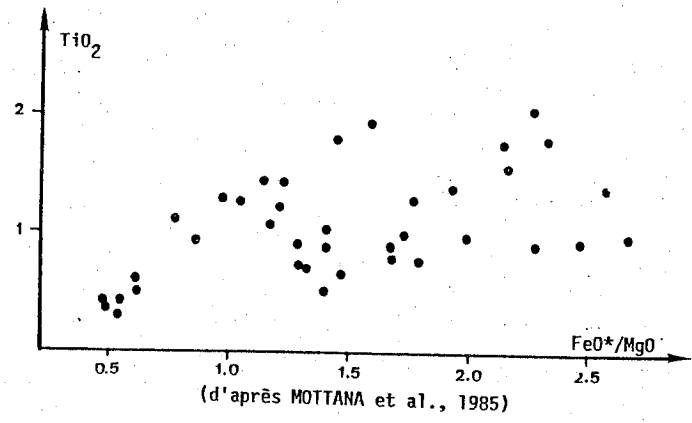
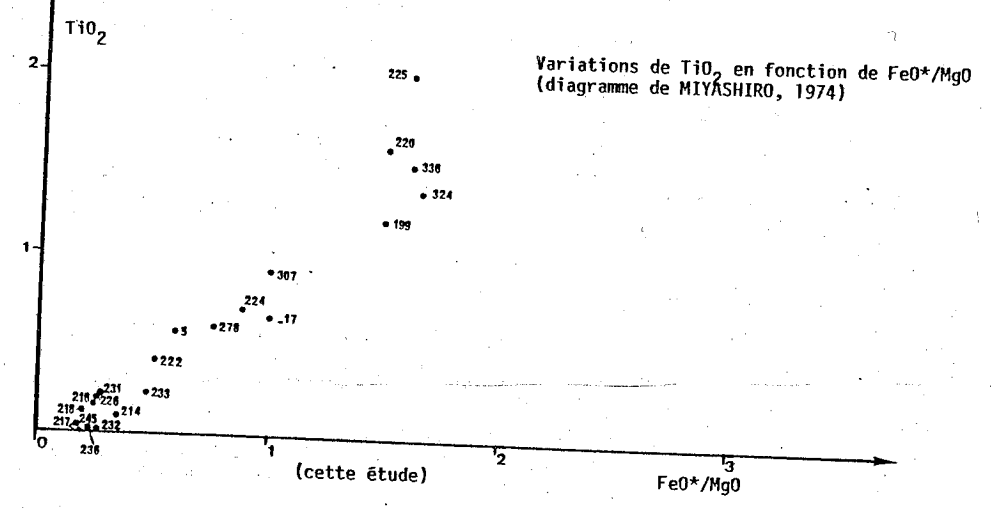
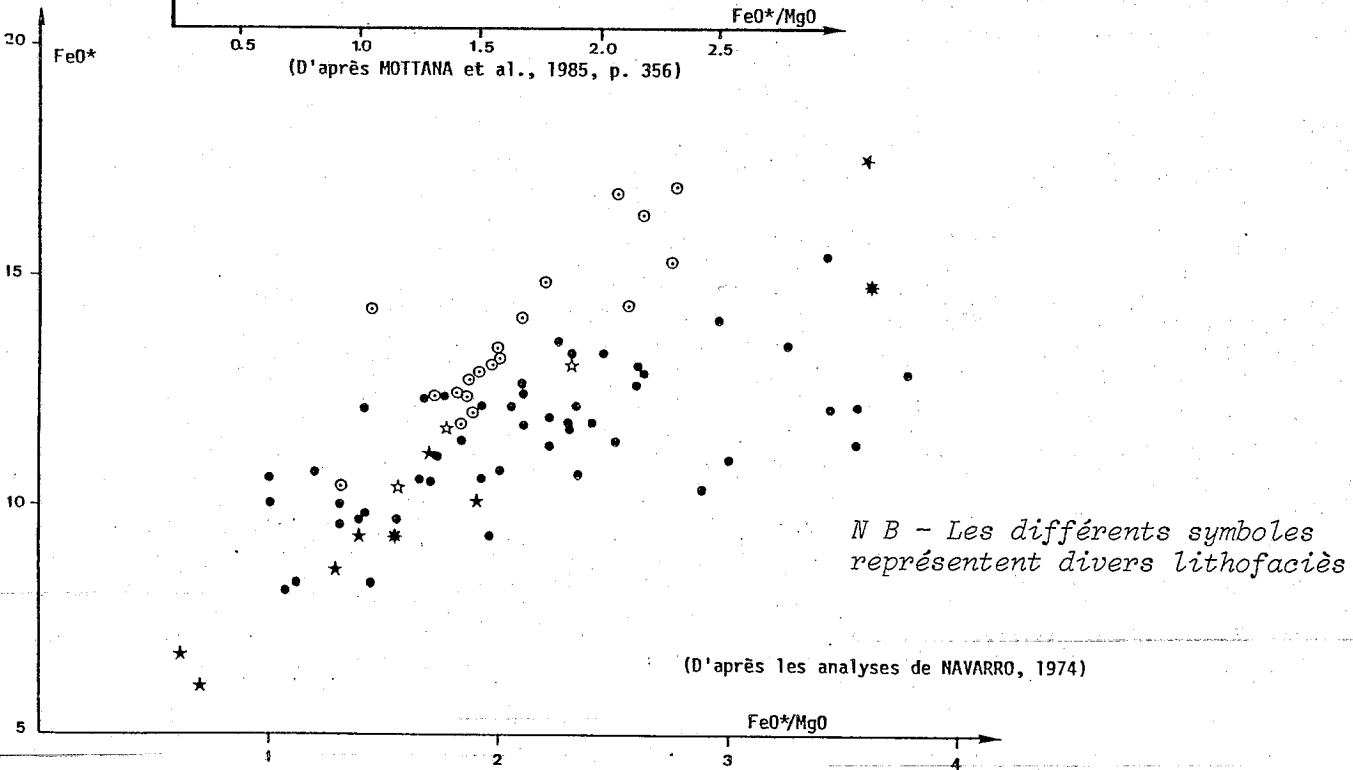
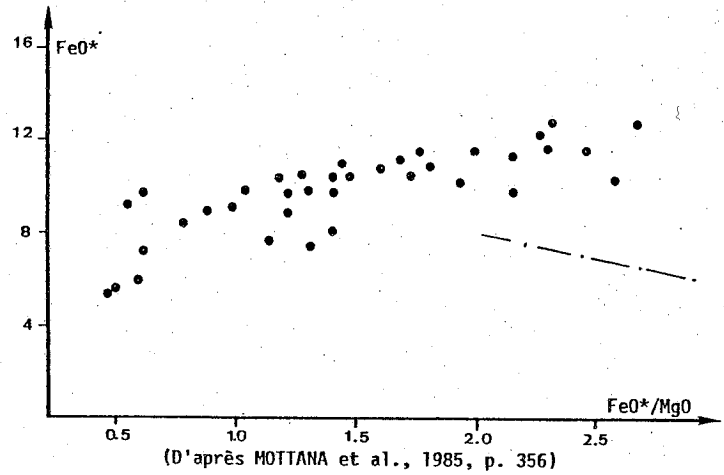
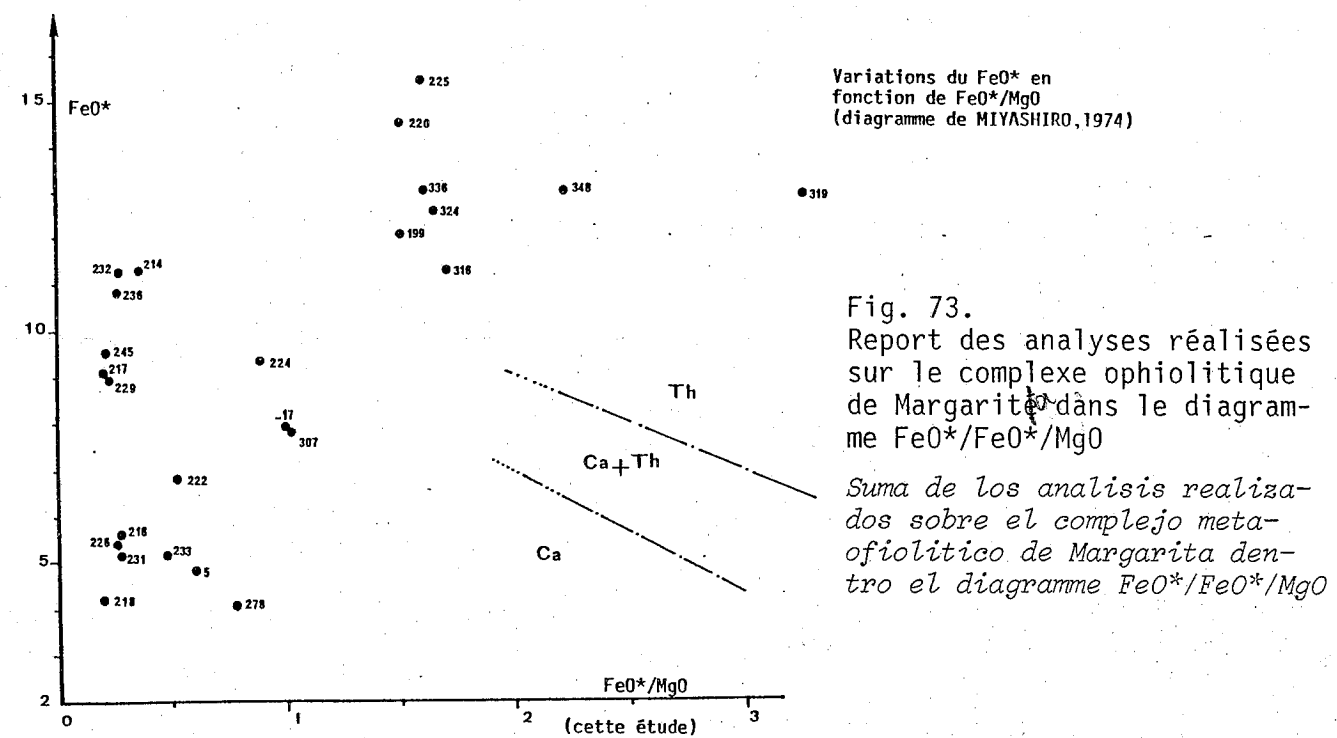


Fig. 74 - Report des analyses réalisées sur le complexe méta-ophiolitique de Margarita dans le diagramme TiO₂/FeO*/MgO

Fig 74 - Suma de los analisis realizados sobre el complejo meta-ofiolitico de Margarita dentro el diagramme TiO₂/FeO*/MgO

N.B. - Les différents symboles représentent divers lithofaciès

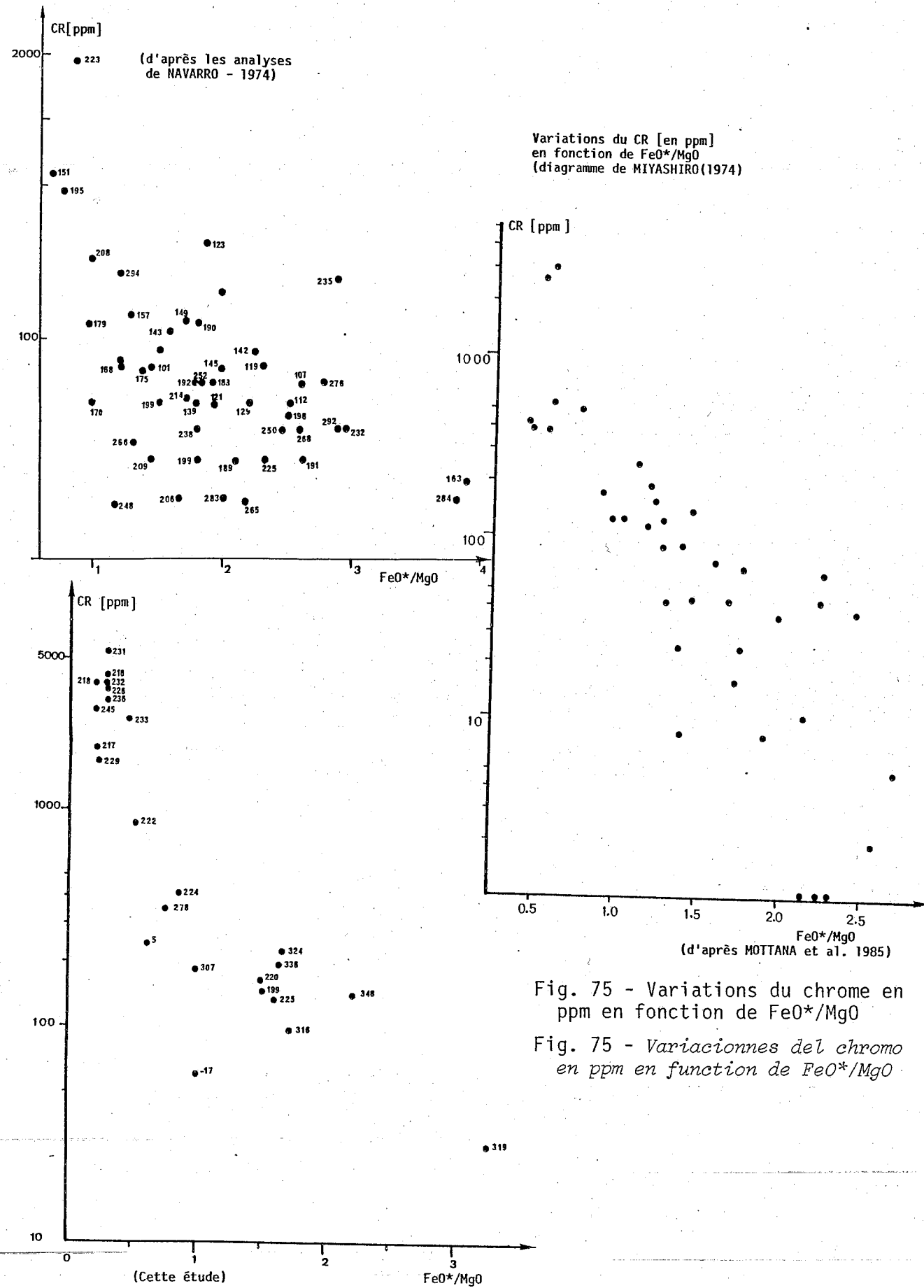


Fig. 75 - Variations du chrome en ppm en fonction de FeO*/MgO

Fig. 75 - Variaciones del chromo en ppm en funcion de FeO*/MgO

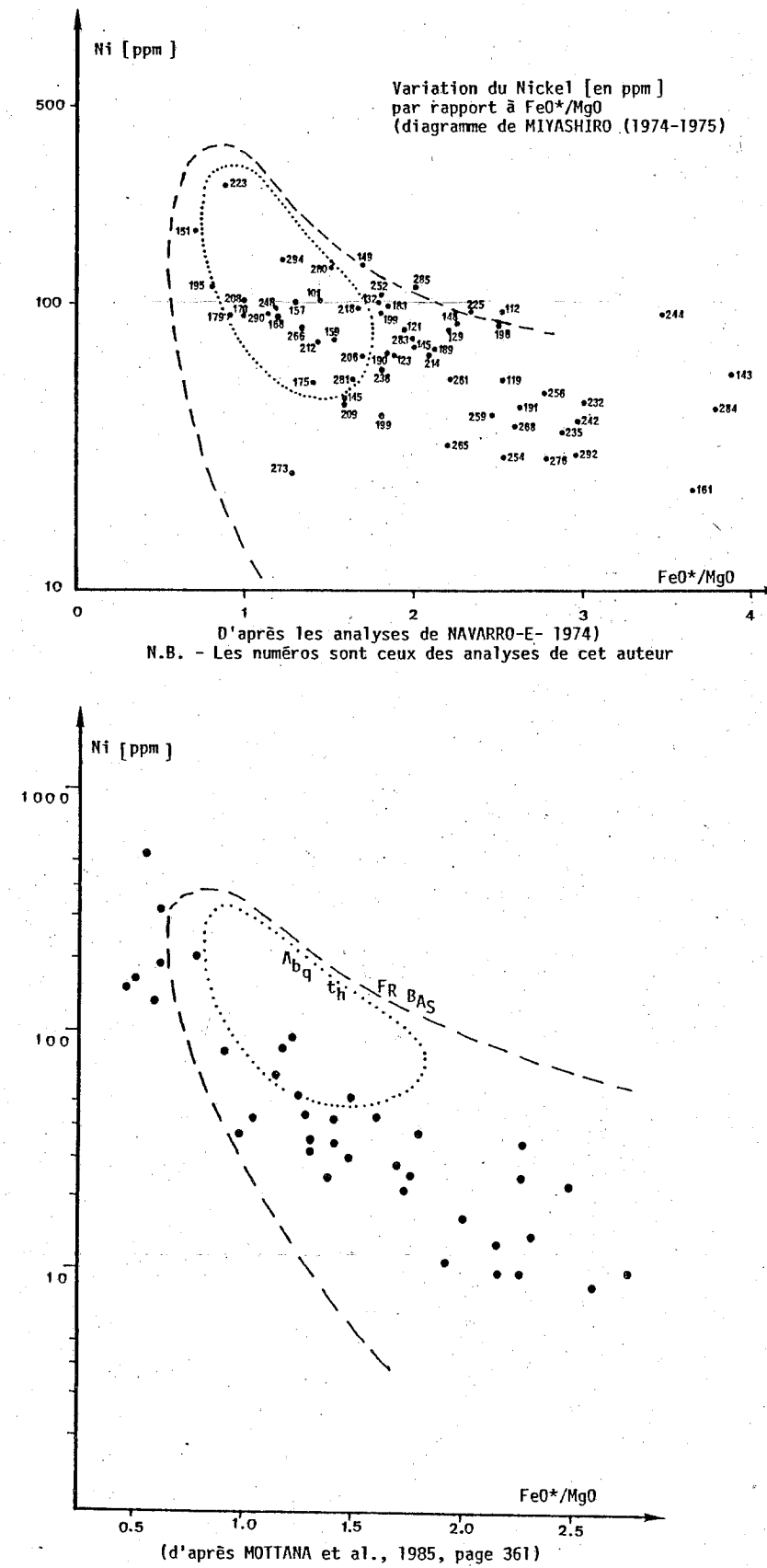


Fig. 76 - Variation du nickel en ppm en fonction de FeO*/MgO

Fig. 76 - Variacion del nickel en ppm en funcion de FeO*/MgO

Fig. 77 A,B, C, D - Report des teneurs en chrome, nickel en fonction de FeO*/MgO
Suma de los tenores de cromo y nickel en funcion de FeO/MgO*
 Analyses tirées des travaux de Navarro (1974) et Mottana et al. (1985)

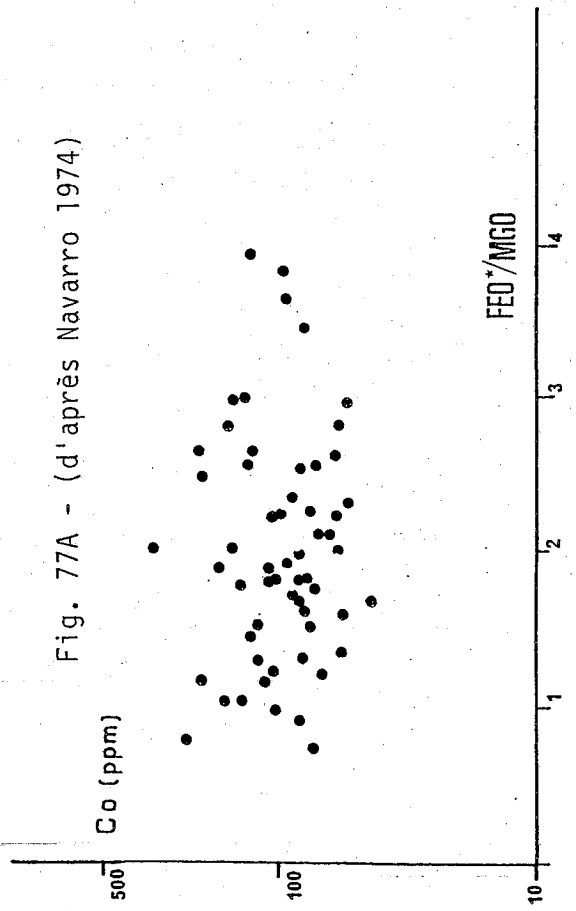


Fig. 77A - (d'après Navarro 1974)

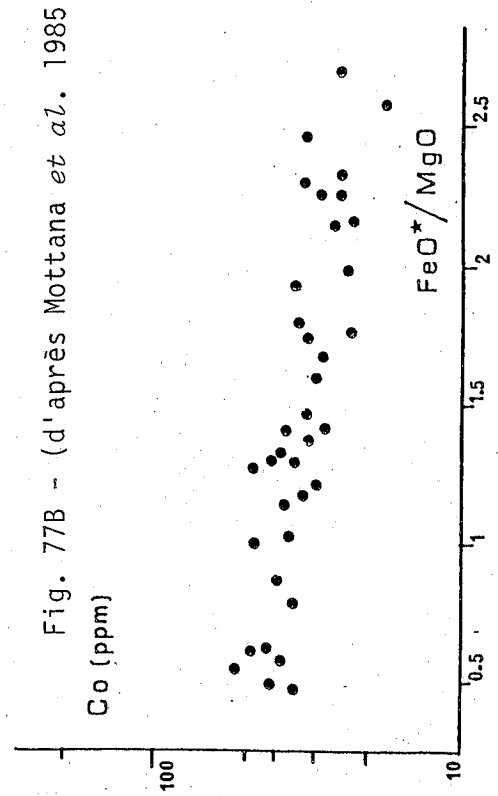


Fig. 77B - (d'après Mottana et al. 1985)

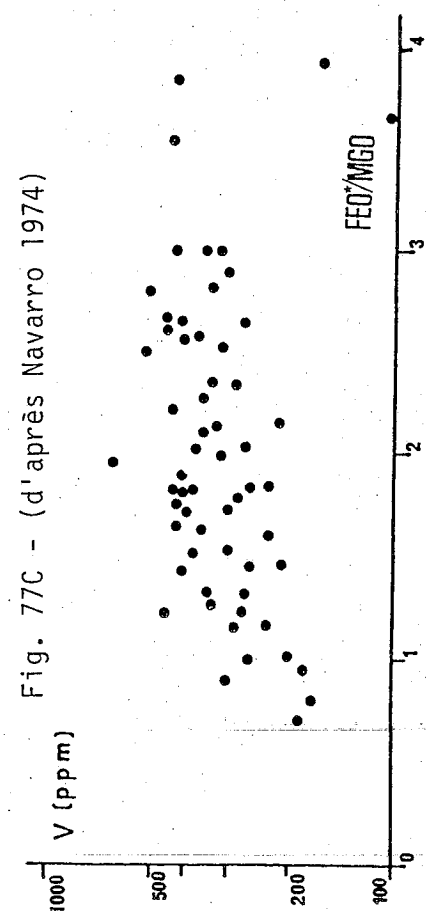


Fig. 77C - (d'après Navarro 1974)

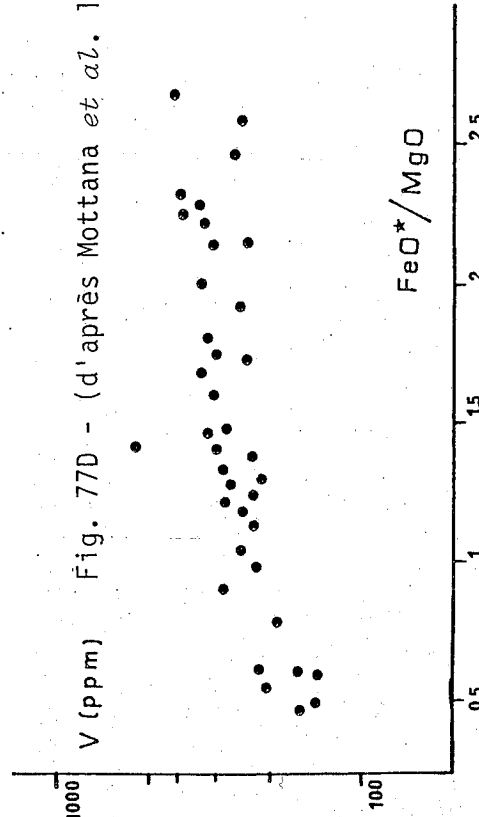
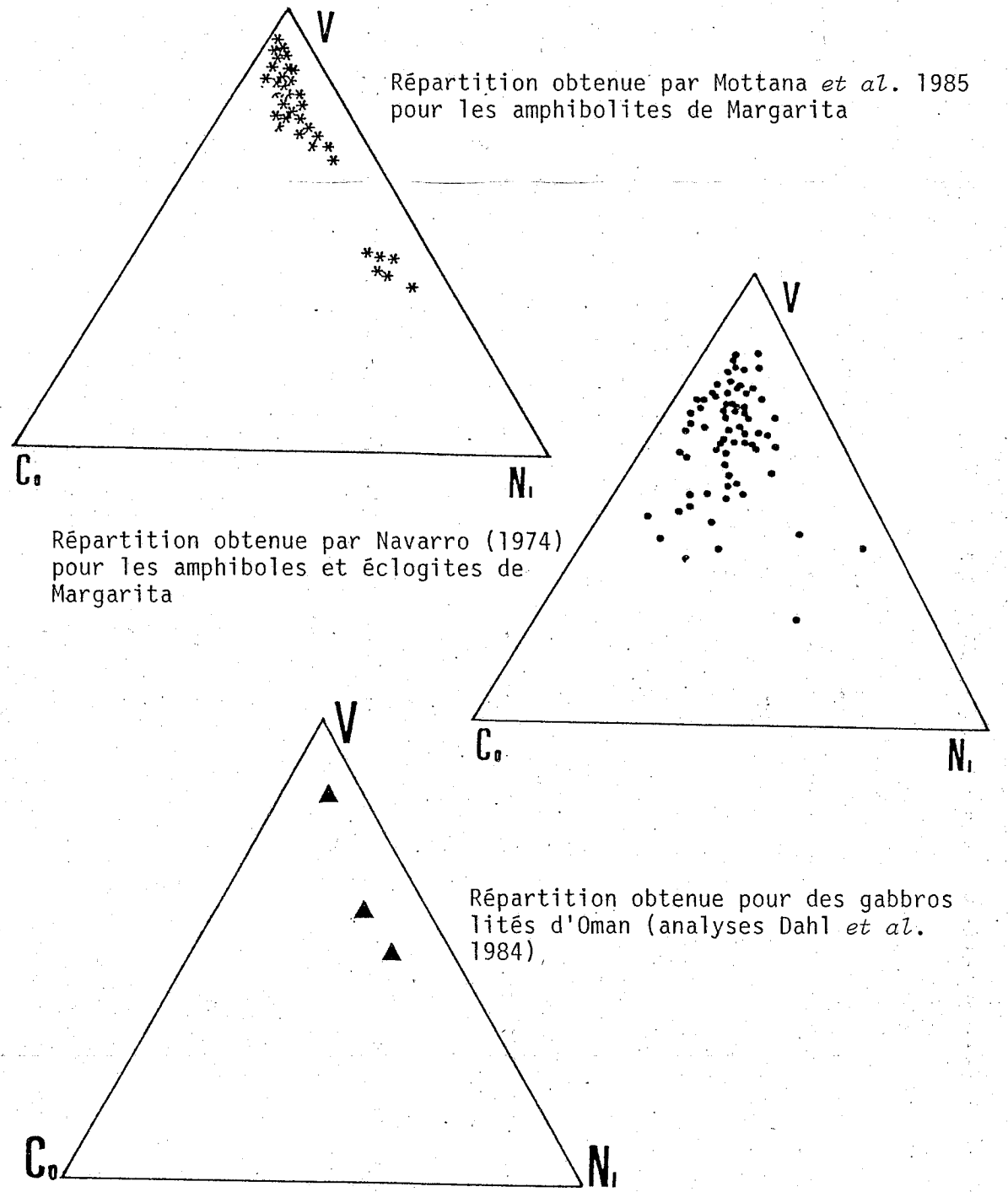


Fig. 77D - (d'après Mottana et al. 1985)



Répartition obtenue par Mottana et al. 1985 pour les amphibolites de Margarita

Répartition obtenue par Navarro (1974) pour les amphiboles et éclogites de Margarita

Répartition obtenue pour des gabbros lités d'Oman (analyses Dahl et al. 1984)

Fig. 77E - Report des teneurs en vanadium (V) - cobalt (Co) et nickel (Ni) dans le diagramme d'ishikawa (1968)

Suma de los tenores en vanadium (V) - cobalt (Co) y nickel (Ni) dentro el diagramme d'Ishikawa (1968)

Le diagramme triangulaire (Co, Va, Ni) ou l'étude de la répartition du taux en Ni, Co, ou Va par rapport à FeO^*/MgO ne nous paraît pas un argument suffisant pour présenter une série de basaltes ophiolitiques. En effet, nous avons reporté dans le diagramme triangulaire de Ishikawa (1968) des valeurs connues de gabbros omanis frais. Ces analyses, tirées des travaux de Dahl *et al.* (1984), montrent une répartition tout à fait similaire à celle issue des analyses de Mottana *et al.* (*op. cit.*) (voir N.B.) (Fig. 77E et tableau 10).

N.B. : quelques valeurs des taux de cobalt, de vanadium et de nickel des gabbros isotropes d'Oman d'après Dahl *et al.* (*op. cit.*).

V = 285 ppm	V = 680 ppm	V = 220 ppm
Co = 60 ppm	Co = 60 ppm	Co = 50 ppm
Ni = 125 ppm	Ni = 60 ppm	Ni = 170 ppm

3) Conclusion de l'étude des éléments de transition

La répartition des taux de Ni, Cr, Va, Co dans les différents diagrammes à partir des analyses réalisées sur différents lithofaciès (éclogites, amphibolites) ne nous permet pas de différencier la nature des protolithes de ces roches (basaltes, gabbros lités, gabbros isotropes, troctolites ?).

c) Les éléments H.C.I.E. et les spectres de terres rares

Ne disposant de données personnelles sur ce sujet, nous utiliserons et discuterons des informations fournies par Mottana *et al.* (1985).

1) Les éléments H.C.I.E.

1.1. Le diagramme de Pearce et Norry, 1979 (Zr/Y en fonction de Zr)

Ce premier diagramme montre une répartition des points principalement dans le champ des M.O.R.B., mais également dans celui des I.A.T. (Fig. 78)

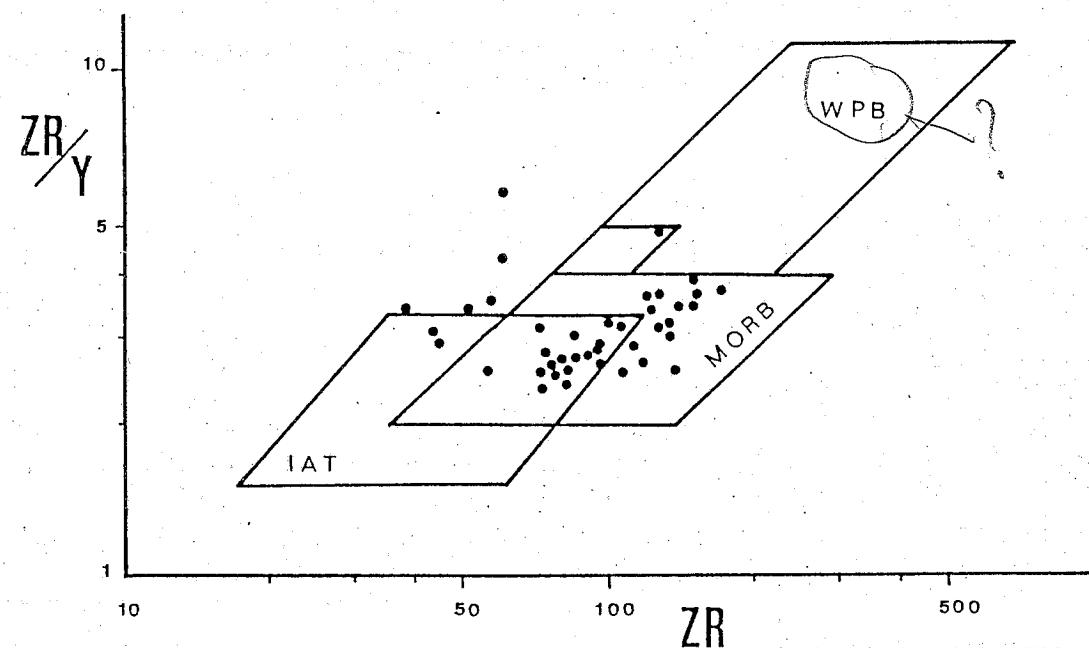


Fig. 78 - Report dans le diagramme de Pearce et Norry (1978) des amphibolites du complexe méta-ophiolitique de Margarita, tiré de Mottana *et al.* (1985)

Suma dentro el diagramma de Pearce y Norry (1978) de las amphibolitas del complejo meta-ophiolítico de Margarita, tomado de Mottana *et al.* (1985)

1.2. Le diagramme de Pearce (1975) (Ti en fonction de Cr)

La majorité des points reportés tombent dans le champ des I.A.T. (Fig. 79)

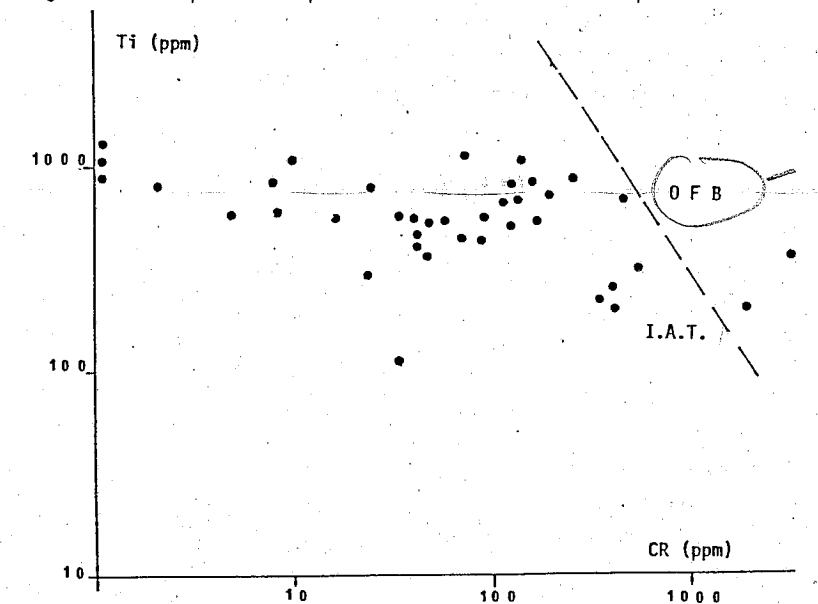


Fig. 79 - Variation de Ti (ppm) en fonction du Cr (en ppm) dans le diagramme de Pearce (1975), tiré de Mottana *et al.* (1985)

Variación de Ti (ppm) en función del Cr (ppm) dentro el diagramma de Pearce (1975), tomado de Mottana *et al.* (1985)

2 Les spectres de terres rares (normalisation utilisée de Haskin *et al.* 1968)

Mottana *et al.* (1985), après avoir écarté certains échantillons présentant des taux anormalement élevés en chrome (3000 ppm), soulignent que l'étude de 10 échantillons présente les caractéristiques suivantes (Fig. 80) :

- * les spectres obtenus sont fréquemment horizontaux, ceci caractérise des tholéiites de type M.O.R.B.;
- * la présence d'une légère pente négative;
- * un faible ressaut dû à une anomalie en europium.

d) Interprétations de Mottana *et al.* (*op. cit.*) et discussions

Ces auteurs proposent en conclusion que les roches de l'(ex) Groupe La Rinconada (complexe méta-ophiolitique de Margarita) ont principalement comme protolithes des basaltes de type M.O.R.B. pollués par des tholéiites d'arc insulaire. La répartition dans le diagramme de Pearce (1975) de la majorité des points est due aux effets du métamorphisme.

1) Les éléments majeurs et de transition

Bien que le métamorphisme ait pu entraîner une variation géochimique non négligeable, il est néanmoins difficile d'obtenir par ce mécanisme une répartition si marquée pour les mêmes matériaux, dans deux champs distincts. Nous suggérons que l'utilisation des éléments considérés (Zr, Y, Ti, Cr) dans de tels diagrammes peut être sujette à de nombreuses controverses. Leurs caractères discriminatifs sont seulement applicables à des basaltes frais.

Par ailleurs, une rapide comparaison avec des analyses réalisées tantôt sur des lithofaciès gabbroïques frais d'Oman, tantôt sur les amphibolites des méta-ophiolites de Margarita permet de souligner de nombreuses similitudes des teneurs en éléments majeurs. L'intérêt de cette comparaison est renforcée par l'examen des teneurs en éléments de transition (Fig. 81). Les teneurs en chrome, nickel, vanadium, cobalt et strontium issus, d'une part,

Fig. 80 - Distribution des terres rares dans les amphibolites, analyses du complexe méta-ophiolitique de Margarita (tirée de Mottana *et al.* 1985)

Distribucion de las tierras raras dentro las anfibolitas analizadas del complejo méta-ofiolítico de Margarita (tomado de Mottana y al., 1985)

N B - Normalisation utilisée par rapport au chondrite (Haskin et al. 1968)

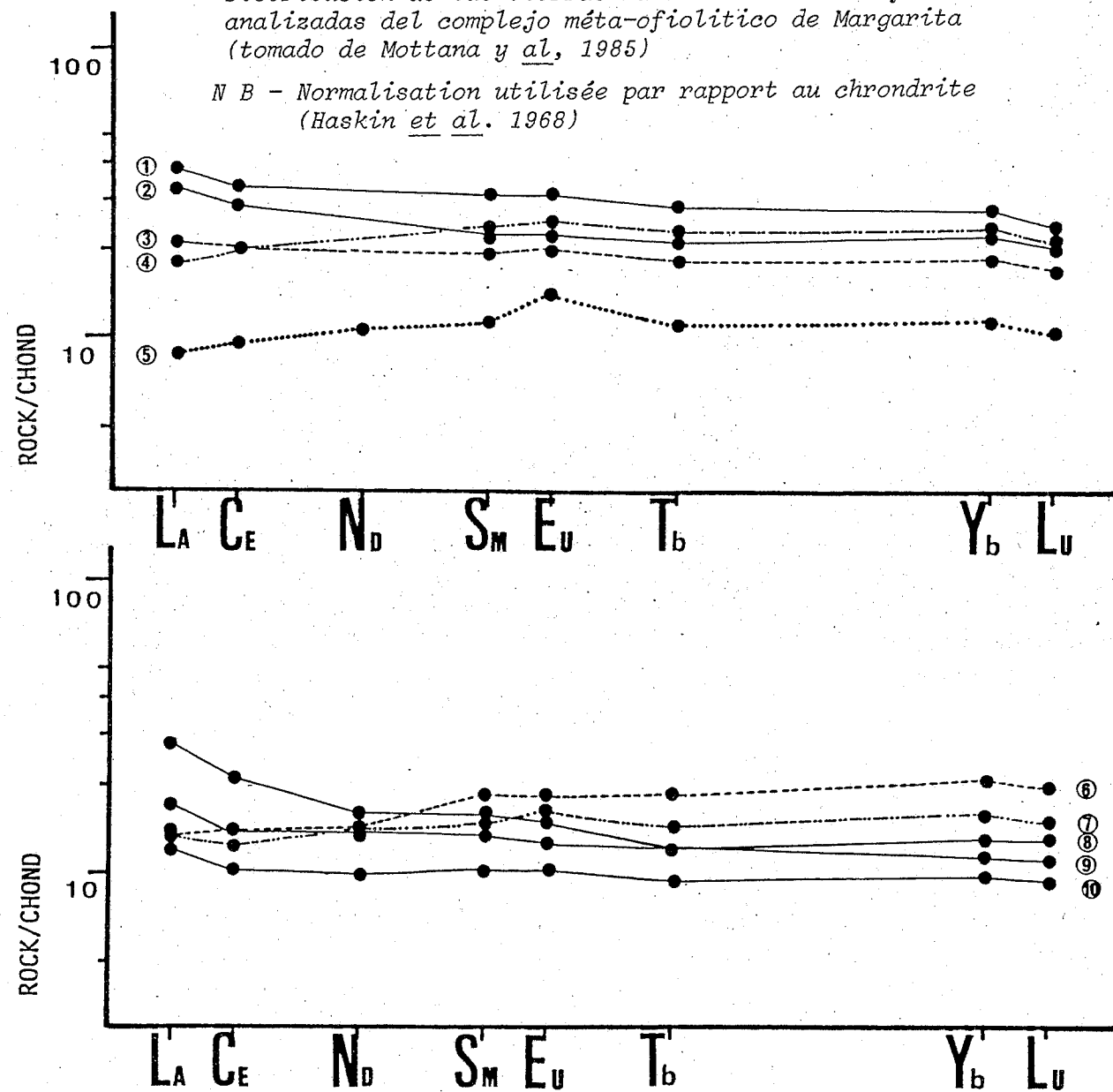
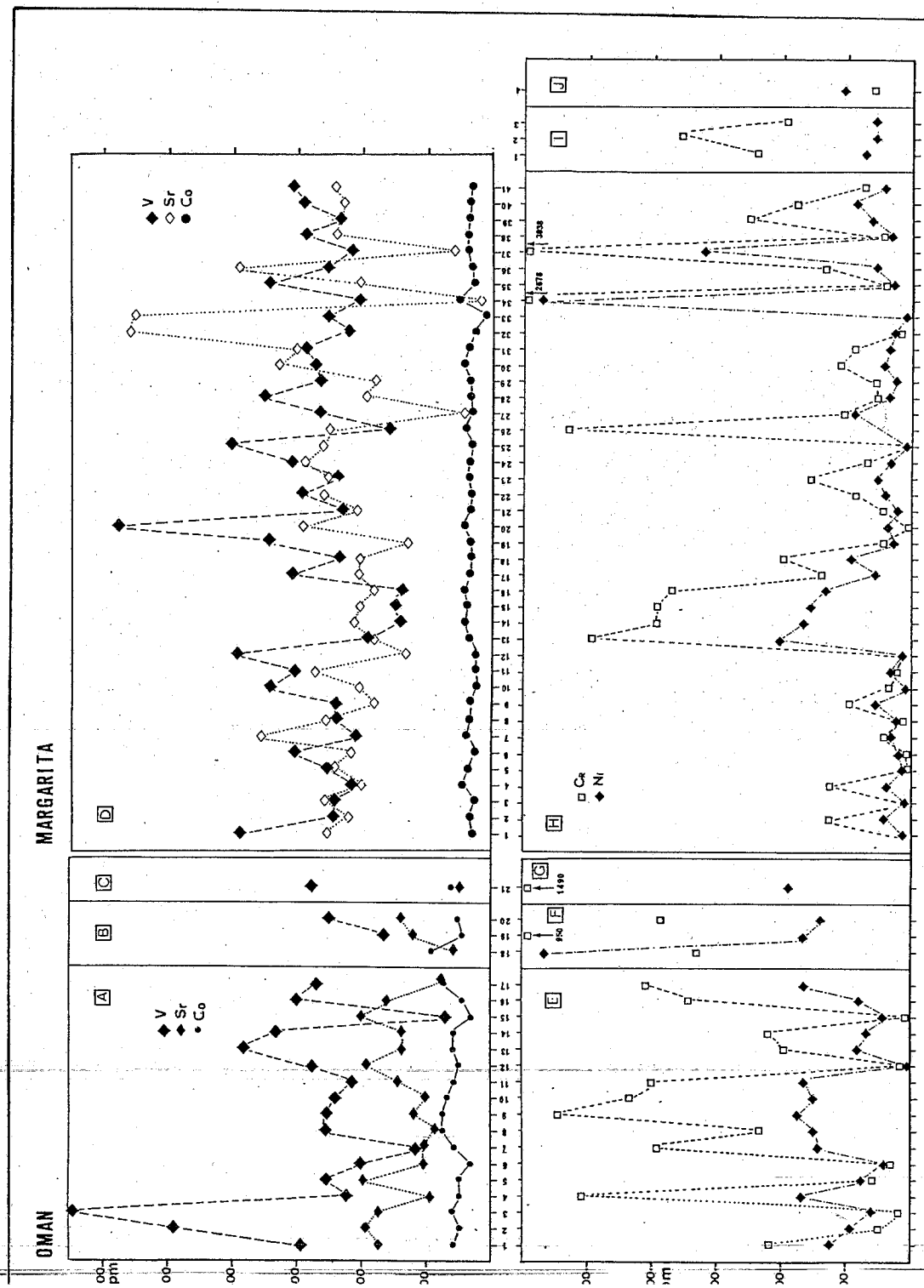


Fig. 81 - Diagrammes comparatifs entre les teneurs en vanadium, strontium, cobalt, chrome et nickel de gabbros lités et isotropes de l'ophiolite omanaise et les amphibolites du complexe méta-ophiolitique de Margarita

entre los tenores de vanadium, strontium, cobalt, cromo y níquel de gabbros camados y isotropos de la ofiolita de Oman y de las anfibolitas del complejo méta-ofiolítico de Margarita

N B - Les valeurs des gabbros omanais sont tirées des travaux de Dahl et al. (1984)

Explicación de la figura!



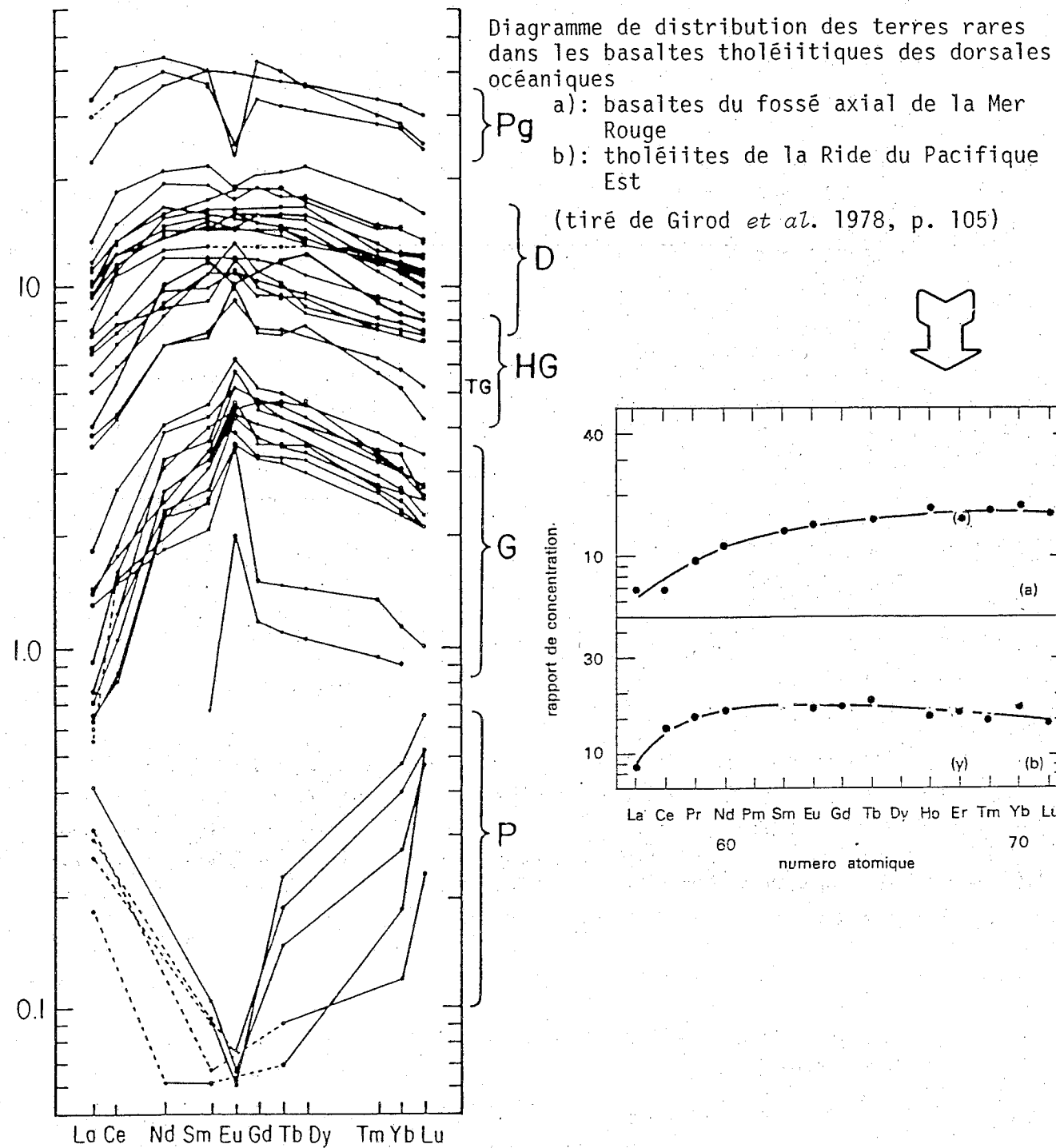


Fig. 82 - Allure des spectres de terres rares (normalisées au chondrite) des péridotites (P), gabbros (G), des gabbros isotopes (HG), des gabbros troctolitiques (TG), des diabases (D) et des plagiogranites (Pg) dans la nappe du Samail (ophiolite d'Oman) (d'après Pallister et Knight, (1981)).

Aspecto de los espectros de tierras raras (normalizadas al chondrite) de las peridotitas (P), de gabros (G), de gabros isotropos (HG), de gabros troctolitos (TG), de las diabasicas (D) y de los plagiogranitos (Pg) dentro el napa de Samail (ofiolita de Oman) (Segun Pallister y Knight (1981)).

des gabbros isotropes et lités d'Oman et d'autre part, des analyses effectuées sur le complexe méta-ophiolitique de Margarita sont très proches les unes des autres. Cette particularité géochimique est soulignée par les teneurs en chrome observées dans les différentes ophiolites. Les pics de l'ordre de 400 ppm, parfois de 500 ppm semblent constituer l'une des caractéristiques des séries de gabbros lités. La présence de teneurs en cet élément dépassant parfois 2600 à 3000 ppm dans les amphibolites de Margarita rapprocherait ces roches à d'anciens cumulats très riches en pyroxènes. En effet, ces valeurs ne sont pas sans rappeler les taux trouvés dans les diallagites (voir paragraphe antérieur).

2) Les spectres des terres rares

L'aspect des spectres relativement plat, avec une très légère anomalie en europium est caractéristique de tholéiite de type M.O.R.B., mais peut correspondre soit à des basaltes soit à des diabases comme le signale les travaux de Pallister et Knight (1981, p. 2682) (Fig. 82). La valeur normée voisine de 10 est par contre nettement supérieure à celle des gabbros lités d'Oman où la concentration est de l'ordre de 2 à 3 fois celle des chondrites avec également un enrichissement en terres rares "moyennes".

e) Conclusion de l'étude de la séquence basique du complexe méta-ophiolitique de Margarita

Au vu des données recueillies sur le terrain ainsi qu'en lame mince les protolites des metabasites ophiolitiques de Margarita ne peuvent se différencier géochimiquement par l'emploi des diagrammes de Miyashiro (1974).

Néanmoins les dix échantillons étudiés par Mottana *et al.* (1985) rappellent, par leur aspect, des spectres de terres rares soit basaltes ou diabases à affinité géochimique tholéiitique de type M.O.R.B. Ceci laisse supposer que les roches originelles affleurant actuellement sous forme d'amphibolites et d'éclogites appartenaient à une pile ophiolitique composée de basaltes, de diabases de gabbros isotropes et lités et peut être de gabbros plus superficiels.

A.2.3. Synthèse des données géochimiques obtenues sur les méta-ophiolites de Margarita

Globalement les caractéristiques géochimiques ne vont pas à l'encontre de nos observations de terrain.

La séquence ultrabasique marquée par des reliques de dunite, de clinopyroxénolite et de wherlite présente un chimisme varié selon les termes étudiés. Les caractéristiques principales des éléments majeurs et de transition de ces roches ne fait que refléter le chimisme de leurs minéraux. Nous soulignons que les olivines des dunités présentent des teneurs en fer plus élevées que les péridots du manteau marquant ainsi le caractère évolué de ces minéraux de cumulat.

L'étude de la séquence basique semble indiquer comme protolites, d'anciennes roches du type gabbro, diabase, basalte. Cependant il ne nous est pas possible de différencier, parmi ces basaltes, ceux qui pourraient appartenir au complexe ophiolitique et ceux de la couverture métasédimentaire des méta-ophiolites de Margarita.

I.B. LE DETRITISME OPHIOLITIQUE

B.1. Rappel sur les méthodes d'étude des séries détritiques ophiolitiques

Lagabrielle et Cotten (1984) ont utilisé les diagrammes de Miyashiro et Shido (1975), de Pearce (1975), de Beccaluva *et al.* (1979) ainsi que le rapport Cr/Ni (en ppm) pour distinguer les différents types de prasinites du Queyras (Alpes).

Plus récemment, Lagabrielle et Polino (1985) ont proposé l'utilisation d'un diagramme triangulaire adapté au problème spécifique qu'ils désiraient traiter. Ce diagramme triangulaire ($(Al_2O_3 + CaO + K_2O)$; (SiO_2) ; $10 (MgO + TiO_2)$) permet de distinguer deux lots dans les prasinites : des métalaves et des métabrèches et arénites basaltiques. Son principal intérêt est de montrer l'existence d'une certaine "dérive" entre des compositions de basaltes de référence et les métasédiments bréchiques issus de leur démantèlement; cette dérive s'expliquant par des processus d'altération et de remaniement sédimentaire.

B.2. L'utilisation des diagrammes de Le Mer *et al.* (1986) et de Lagabrielle-Polino (1985)

1. Le diagramme binaire (CaO en fonction MgO)

Il ne permet pas de séparer nos échantillons. Les métagabbros reportés (analyses MAR 307, MAR 5, MAR 278) et orthoprasinite (MAR 273) occupent une position sub identique à celle des méta-arénites ((analyses MAR 302 (partie fine), Mar 303 (partie grossière)) (Fig.83).

2. Le diagramme triangulaire ($(Al_2O_3 + CaO + K_2O)$; (SiO_2) ; $10 (MgO + TiO_2)$) (Fig. 84)

Nous l'avons utilisé pour des amphibolites et des éclogites car ces roches peuvent être, en partie, composées d'anciens basaltes ou d'anciennes arénites basaltiques (voir sous-chapitre précédent).

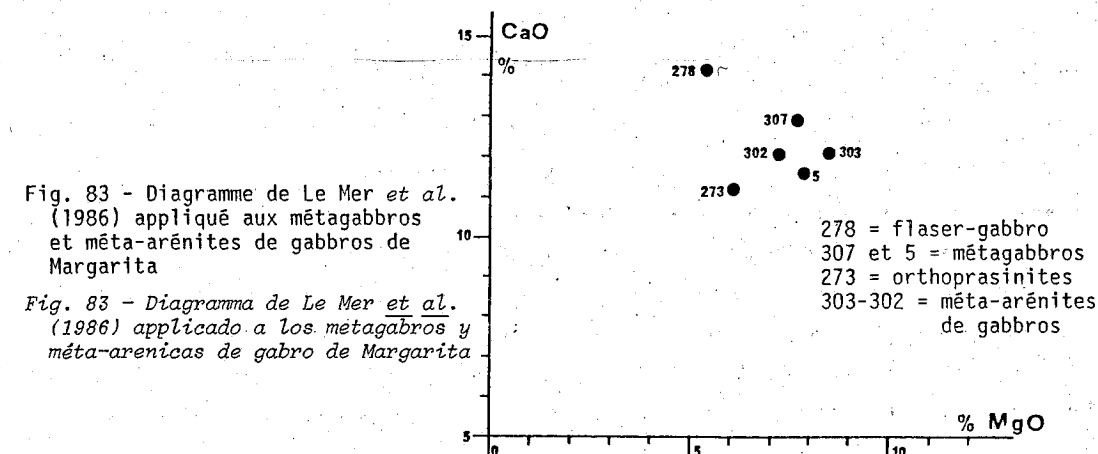
Nous avons reporté les analyses réalisées sur les métagabbros et les méta-arénites de gabbros à titre indicatif.

B.3. Les résultats et leurs interprétations

1. Les méta-arénites de gabbro présentent-ils de grandes différences géochimiques vis-à-vis des méta-massifs ?

a) Les teneurs en éléments majeurs ou de transition (Cr et Ni) sont presque identiques dans les divers lithofaciès. Nous remarquons toutefois un pourcentage légèrement plus élevé en SiO_2 dans les passées à granulométrie grossière (MAR 302) ainsi que des valeurs plus faibles en Cr et Ni. Les niveaux grossiers sont géochimiquement identiques (MAR 303) à la masse métagabbroïque limitrophe (MAR 307).

b) Le report des analyses dans le diagramme de Le Mer *et al.* (1986) ne souligne pas un écart notable entre méta-arénites et métagabbros. Les différents points se localisent dans une zone assez restreinte; seules les analyses des échantillons MAR 273 et MAR 278 (orthoprasinites et flaser gabbro) s'écartent de ce domaine (influence des événements tectono-métamorphiques)



A : Position des analyses de métagabbro et méta-arénites de gabbros
B : Position des analyses effectuées par NAVARRO E., 1974, d'amphibolite (A) d'éclogite à amphibole (E_a) et d'éclogites (E)

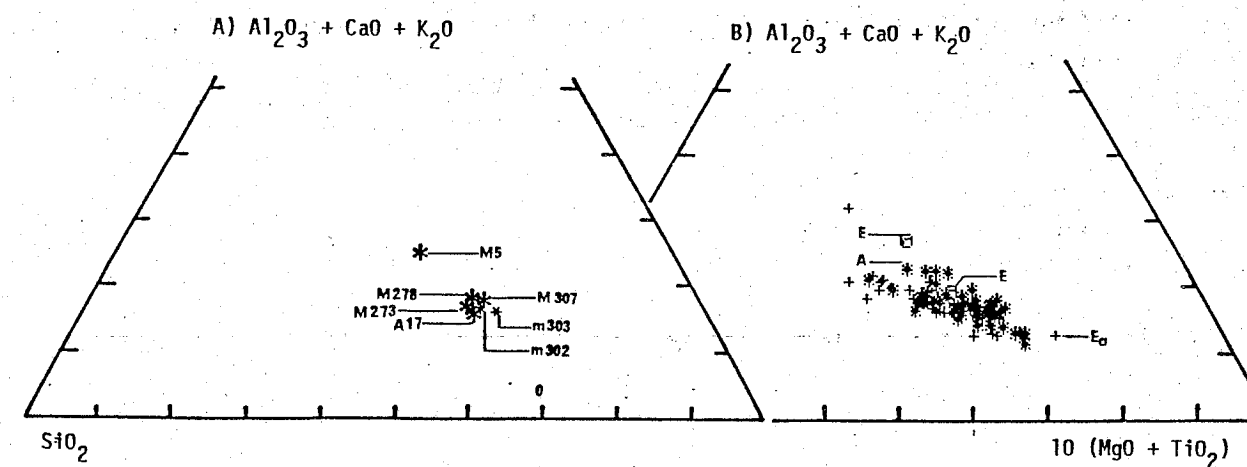


Fig. 84 - Diagramme de Lagabrielle et Polino (1985) appliqué aux amphibolites éclogites (E) et éclogites à amphiboles (E_a) de Margarita

Diagramma de Lagabrielle et Polino (1985) aplicado a las anfibolitas, eclogitas (E) y las eclogitas con anfiboles (E_a) de Margarita

Ces deux constatations nous font envisager que les anciennes arénites de gabbro, actuellement métamorphosées se sont sédimentées dans des zones situées à l'abri d'apports terrigènes.

2. Existe-t-il parmi les lithofaciès très transformés du complexe méta-ophiolitique de Margarita deux populations distinctes, corrélables à deux sources de nature différente, l'une sédimentaire, l'autre ignée ?

Nous avons reporté une cinquantaine d'analyses tirées du travail de Navarro (1974) sur des roches éclogitiques et amphibolitiques. Tous les points se regroupent en un nuage compact de forme ellipsoïdale. L'interprétation demeure néanmoins très délicate. Plusieurs facteurs sont envisageables pour le léger étalement :

- des compositions initiales différentes des protolites ?
- une influence du métamorphisme syntectonique ? (cf. la position des flaser-gabbros et des orthoprasinites, diagramme précédent);
- la présence de métasédiments très peu pollués ? La forme ovoïde de ce nuage semble, à mon avis, résulter de l'interaction conjuguée de ces trois facteurs.

B.4. Conclusions sur le détritisme ophiolitique

Il ressort de ce bref aperçu géochimique que les méta-arénites de gabbros observées au niveau de Playa El Agua ne sont pas polluées géochimiquement par des apports terrigènes ou pélagiques.

Le report des analyses des éclogites et amphibolites dans le diagramme de Lagabrielle-Polino (1985) souligne une forte homogénéisation de ces lithofaciès; ce qui peut s'expliquer soit par une réhomogénéisation des compositions lors du métamorphisme, soit comme nous l'avons dit, par l'absence de différences dans les compositions chimiques originales.

Autok

I.C. LES AMPHIBOLITES DU GROUPE JUAN GRIEGO

Parmi les amphibolites observables dans les métasédiments du Groupe Juan Griego, nous avons différencié, à l'aide de critères microscopiques et de terrain des métalaves basiques et un probable olistolithe de nature originelle gabbroïque. Pour plus de précision nous avons analysé ces deux types de roches (voir tableau 10).

1. Les métalaves basiques ont été récoltées au niveau de Punta Tacuantar - l'une concordante avec des niveaux décimétriques de graphito-schistes (échantillon MAR 316) - l'autre coïncée dans une alternance de pargneiss, de quartzites et de schistes graphiteux (échantillon MAR 319);

2. Les métagabbros probables sont issus d'une masse amphibolitique à texture grenue, située dans la zone de Punta Maria Libre (voir description lame MAR 336 - Chapitre I, Partie I).

Les analyses sur roche totale, obtenues sont reportées sur le tableau 10 (Analyses MAR 316, MAR 319, MAR 336).

Malgré la quasi similitude des teneurs en éléments majeurs de ces deux différents lithofaciès, nous remarquons leur pourcentage plus élevé en "perte au feu" et en "TiO₂" pour les échantillons MAR 316, MAR 319. Il semble que la présence plus élevée de SiO₂ dans l'analyse MAR 319 puisse s'expliquer de deux manières :

1) elle est corrélable avec une contamination du matériel basique initial par les roches encaissantes lors des épisodes de structuration symmétamorphes;

2) Il peut s'agir d'anciennes séries tuffacées qui, au moment de leur dépôt ont été polluées par des sédiments détritiques riches en quartz. Seules les teneurs en éléments de transition, Cr et Ni différencient ces roches. L'olistolithe (échantillon MAR 336) possède des taux en chrome de l'ordre de 200 ppm et de nickel de 80 à 80 ppm. Ces valeurs ne sont pas sans rappeler celles obtenues sur les métagabbros du complexe méta-ophiolitique de Margarita (Cr ≈ 200 ppm et Ni ≈ 70 ppm, voir tableau 10).

En raison du manque de données statistiquement fiables sur les métalaves basiques, il nous est impossible de préciser l'affinité géochimique de ces roches.

C H A P I T R E I I

LES ORTHOGNEISS ACIDES DE MARGARITA ORIENTALE

En l'absence de données sur les terres rares des divers orthogneiss acides de Paraguachoa analysés (en cours de traitement); ce chapitre constitue un aperçu succinct de la nature géochimique de ces roches.

I. ANALYSES SUR ROCHE TOTALE

Nous avons analysé les principaux types de lithofaciès gneissiques acides rencontrés au niveau de la péninsule de Paraguachoa (voir tableau II et description pétrographique - Chapitre III - Partie I).

II. REPORT DES ANALYSES DANS LE DIAGRAMME DE "De La Roche *et al.*, 1980"

Du fait que ces roches sont actuellement très transformées nous avons opté pour ce type de diagramme afin de limiter les possibles variations provoquées par les événements tectono-métamorphiques qui ont structuré ces roches dans leurs positions actuelles. Ce diagramme binaire tient compte de 9 cations associés en deux paramètres:

$$R_1 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R_2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$$

Ceci limite les effets très probables de remobilisation du potassium, ce qui le rend préférable par exemple au diagramme de Coleman et Peterman (1975) (SiO_2 en fonction de K_2O). Nous avons reporté dans ce même diagramme (voir Fig. 85) :

- des analyses issues des travaux de Navarro (1974) qui a considéré les orthogneiss comme d'anciennes trondhjémites;
- sept analyses réalisées au cours de notre étude;
- trois analyses effectuées sur des métagabbros du complexe méta-ophiolitique de Margarita, à titre indicatif.

La majorité des analyses reportées se regroupe dans le champ des granodiorites, mais les orthogneiss de El Salado, d'Agua de Vaca, de Boqueron et de Matasiete tombent dans le champ des granites.

L'olistolite (échantillon MAR 350) ainsi que les faciès gneissiques mylonitisés (échantillons MAR 63 et MAR 198), s'écartent de ces champs à cause de leur "altération".

N. B.: Les métagabbros reportés se localisent dans le champ des gabbros à olivine.

III. INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSIONS SUR L'ORIGINE POSSIBLE DE CES ORTHOGNEISS

A la simple lecture des analyses, il n'apparaît pas de grandes divisions parmi les orthogneiss étudiés. Nous notons toutefois le pourcentage relativement important en K_2O de l'orthogneiss de El Salado ce qui est en accord avec la présence de microcline dans ces roches. Les teneurs en K_2O , de l'ordre de 2,3 % du métagranite de Boqueron sont également à relier aux probables reliques de feldspaths potassiques (cf. partie I - Chapitre III).

Avant de discuter des diverses interprétations émises lors des travaux antérieurs sur ces roches, il est important de rappeler que les orthogneiss de Matasiete et de Guayacan étaient originellement intrusifs dans une pile ophiolitique. Nous n'avons pas trouvé de tels rapports avec les métasédiments du groupe Juan Griego; par contre la présence de métagrès à ciment carbonaté souligne leur érosion et démantèlement durant la période de dépôt des sédiments de couverture de l'actuel complexe méta-ophiolitique. Ces faits indiquent un âge éocrétaïc probable pour les granitoïdes.

Différentes hypothèses ont été formulées pour expliquer leur présence au niveau de Margarita:

1. Maresch (1973) a considéré que les orthogneiss de Margarita orientale étaient d'anciens massifs granitiques de type adamellite. Cette première supposition n'est pas à écarter dans la mesure où le champ des adamellites se situe à la limite de ceux des granites et des granodiorites (Fig. 86). Les adamellites sont souvent considérés comme des granites tardicollision (références).

2. Vignali (1979) a émis l'hypothèse d'une fusion partielle des sédiments du Groupe Juan Griego pour expliquer la présence de dômes gneissiques, "trondhjémiques" soulignée par Navarro (1974).

Cette hypothèse nous semble difficilement vérifiable dans le contexte lithostratigraphique actuel. Cependant, l'intérêt d'une fusion partielle, soit de métasédiments soumis à des conditions de température et de pressions suffisamment élevées ($T > 700^\circ C$), soit d'une semelle de massif ophiolitique (amphibolite), ou des deux lithofaciès conjugués, aurait eu pour conséquence de développer des granitoïdes syntectoniques à tarditectoniques.

Dans l'optique d'une genèse de ces granitoïdes par fusion partielle de sédiments détritiques sous-charriés et d'une partie de la semelle d'un massif ophiolitique allochtone sur une paléomarge, accompagnée donc de migmatites, nous avons recherché, dans la littérature, de tels processus.

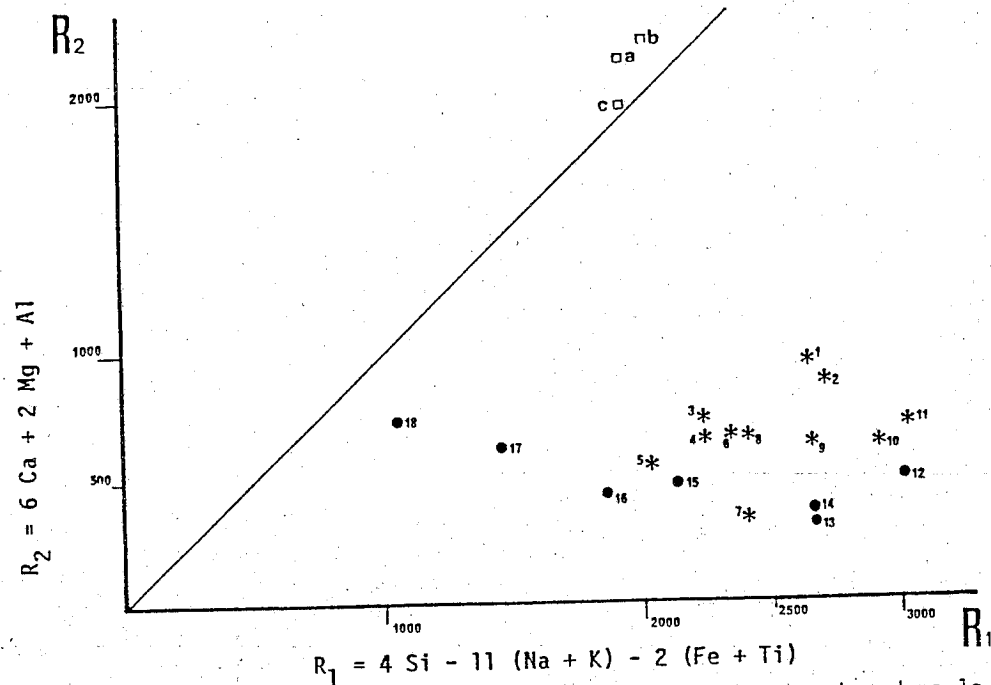
Tableau II : Analyses, roche totale, des orthogneiss acides de Paragua-choa

Cuadro 11 : Analisis, roca total, de los ortogneis acidos de Paraguachoa

N.B. - MAR 400 = orthogneiss del Salado - MAR 340 = orthogneiss du Cerro Boqueron - MAR 180 = orthogneiss de Guayacan - 2MA = orthogneiss du Matasiete - MAR 63 = orthogneiss du Matasiete mylonitisé - AGV2 = orthogneiss de Agua de Vaca - MAR 350 = olistolite d'orthogneiss dans les métatuffites du Groupe Los Robles

N° échan- tillon	MAR 400	MAR 340	MAR 180	2 MA	MAR 63	AG V2	MAR 350
SiO2	66.00	72.00	71.50	66.65	66.60	69.30	65.80
TiO2	0.62	0.13	0.40	0.45	0.17	0.25	0.40
Al2O3	16.19	16.85	14.54	16.66	16.27	15.70	18.30
Fe2O3	0.88	0.29	1.10	0.64	0.73	0.67	0.96
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	1.85	0.62	2.31	1.34	1.52	1.40	2.01
MnO	0.07	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04
MgO	1.25	0.38	0.96	1.49	2.00	1.20	1.66
CaO	2.17	1.70	1.56	3.35	3.51	0.14	1.60
Na2O	3.80	4.44	2.96	5.97	4.35	5.26	7.60
K2O	4.70	2.32	2.70	0.64	0.53	2.74	0.74
P2O5	0.10	0.05	0.05	0.10	0.05	0.05	0.05
H2O+	1.76	1.04	1.62	1.56	1.90	1.74	1.32
H2O-	0.31	0.16	0.23	0.28	0.23	0.25	0.23
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.70	100.02	99.98	99.17	97.90	98.72	100.71
Si 4+	62.59	67.47	68.71	62.56	64.26	65.78	59.82
Ti 4+	0.44	0.09	0.29	0.32	0.12	0.18	0.27
Al 3+	18.09	18.61	16.46	18.43	18.50	17.56	19.60
Fe 3+	0.63	0.21	0.80	0.45	0.53	0.48	0.65
Cr 3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	1.47	0.48	1.86	1.05	1.23	1.11	1.53
Mn 2+	0.06	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03
Mg 2+	1.77	0.53	1.37	2.08	2.87	1.70	2.25
Ca 2+	2.20	1.71	1.61	3.37	3.63	0.14	1.56
Na +	6.98	8.06	5.51	10.86	8.13	9.67	13.39
K +	5.68	2.77	3.31	0.77	0.65	3.32	0.86
P 5+	0.08	0.04	0.04	0.08	0.04	0.04	0.04
QZ	19.32	33.28	38.78	20.32	29.24	26.38	12.06
ORT	28.44	13.87	16.25	3.88	3.27	16.73	4.41
AB	32.91	38.00	25.51	51.87	38.41	45.98	64.82
AN	10.42	8.23	7.58	16.46	17.87	0.41	7.71
NE							
LE							
KA							
CO	1.15	4.10	4.10	0.28	2.37	4.07	2.22
AC							
WO							
*DWO							
*DEN							
*DFS							
+EN	3.19	0.96	2.44	3.81	5.20	3.09	4.17
+FS	1.82	0.76	2.82	1.30	2.08	1.72	2.33
ACK							
*FO							
*FA							
CHR							
MT	1.31	0.43	1.63	0.95	1.10	1.00	1.40
HE							
IL	1.21	0.25	0.77	0.88	0.34	0.49	0.77
RU							
MGSP							
FESP							
SFH							
FE							
MNA							
MK							
AP	0.24	0.12	0.12	0.24	0.12	0.12	0.12
CA							
%QZ	23.95	39.09	48.15	26.71	41.23	29.61	14.84
%ORT	35.25	16.29	20.18	5.11	4.61	18.78	5.42
%AB	40.80	44.62	31.67	68.18	54.16	51.61	79.74
%ALC	68.57	84.27	57.04	65.99	53.88	71.44	64.80
%FEO*	21.35	10.99	33.29	19.14	24.05	17.84	22.31
%MBO	10.08	4.74	9.67	14.87	22.08	10.72	12.90
DI	80.66	85.15	80.54	76.07	70.92	89.10	81.29
SI	10.03	4.71	9.63	14.82	21.98	10.69	12.86

Norme C.I.P.W. = programme de traitement Ph. D'Arco (avec $Fe_2O_3^* = 0.3 Fe_2O_3$) - Analyses réalisées par J. Cotten, Laboratoire de Pétrographie U.B.O.



Report des analyses des orthogneiss acides de Paraguachoa dans le diagramme de DE LA ROCHE et al. (1980).

Analyses NAVARRO (1974- page 203)
(Trondjémites ? - Paraguachoa)

- 1 = 201 (granodiorite) ($R_1 = 2644 - R_2 = 978$)
- 2 = 228 (granodiorite) ($R_1 = 2700 - R_2 = 882$)
- 3 = C (granodiorite) ($R_1 = 2232 - R_2 = 772$)
- 4 = D (granodiorite) ($R_1 = 2258 - R_2 = 654$)
- 5 = 185-A (granite) ($R_1 = 2074 - R_2 = 554$)
- 6 = A (granodiorite) ($R_1 = 2370 - R_2 = 648$)
- 7 = 275 (granite) ($R_1 = 2500 - R_2 = 336$)
- 8 = 185-B (granodiorite) ($R_1 = 2452 - R_2 = 668$)
- 9 = B (granodiorite) ($R_1 = 2676 - R_2 = 650$)
- 10 = 219 (granodiorite) ($R_1 = 2918 - R_2 = 676$)
- 11 = 200-A (granodiorite) ($R_1 = 3048 - R_2 = 702$)

Les métagabbros de la méta-ophiolite de Margarita

- a = Analyse MAR 307 (métagabbro de Playa El Agua) (gabbro-olivine) ($R_1 = 1932 - R_2 = 2144$)
- b = Analyse MAR 278 (flaser-gabbro du Cerro Santa Helena) (gabbro-olivine) ($R_1 = 2018 - R_2 = 2206$)
- c = Analyse MAR 5 (méta-gabbro du Morro El Palmar) (gabbro-olivine) ($R_1 = 1912 - R_2 = 1970$)

Analyses cette étude: Les orthogneiss acides de PARAGUACHOA

- 12 = MAR 180 (de Guayacan (granodiorite) ($R_1 = 3008 - R_2 = 492$)
- 13 = MAR 340 (de Boqueron) (granite) ($R_1 = 2676 - R_2 = 336$)
- 14 = AG V2 (Agua de Vaca= (granite) ($R_1 = 2636 - R_2 = 234$)
- 15 = 2 MA (de Matasieta) (granite) ($R_1 = 2130 - R_2 = 436$)
- 16 = MAR 400 (de EL SALADO) (granite) ($R_1 = 1886 - R_2 = 420$)
- 17 = MAR 350 (bloc dans la couverture)(quartz monzonite) ($R_1 = 1436 - R_2 = 608$)
- 18 = MAR 198 (bloc dans le mélange de Bahia de Plata) (quartz-syenite) ($R_1 = 278 - R_2 = 1048$)

Fig. 85 - Les orthogneiss de Paraguachoa dans le diagramme de "De La Roche et al. (1980)

Fig 85 - Los ortogneiss de Paraguachoa dentro el diagrama de "De La Roche et al. (1980)

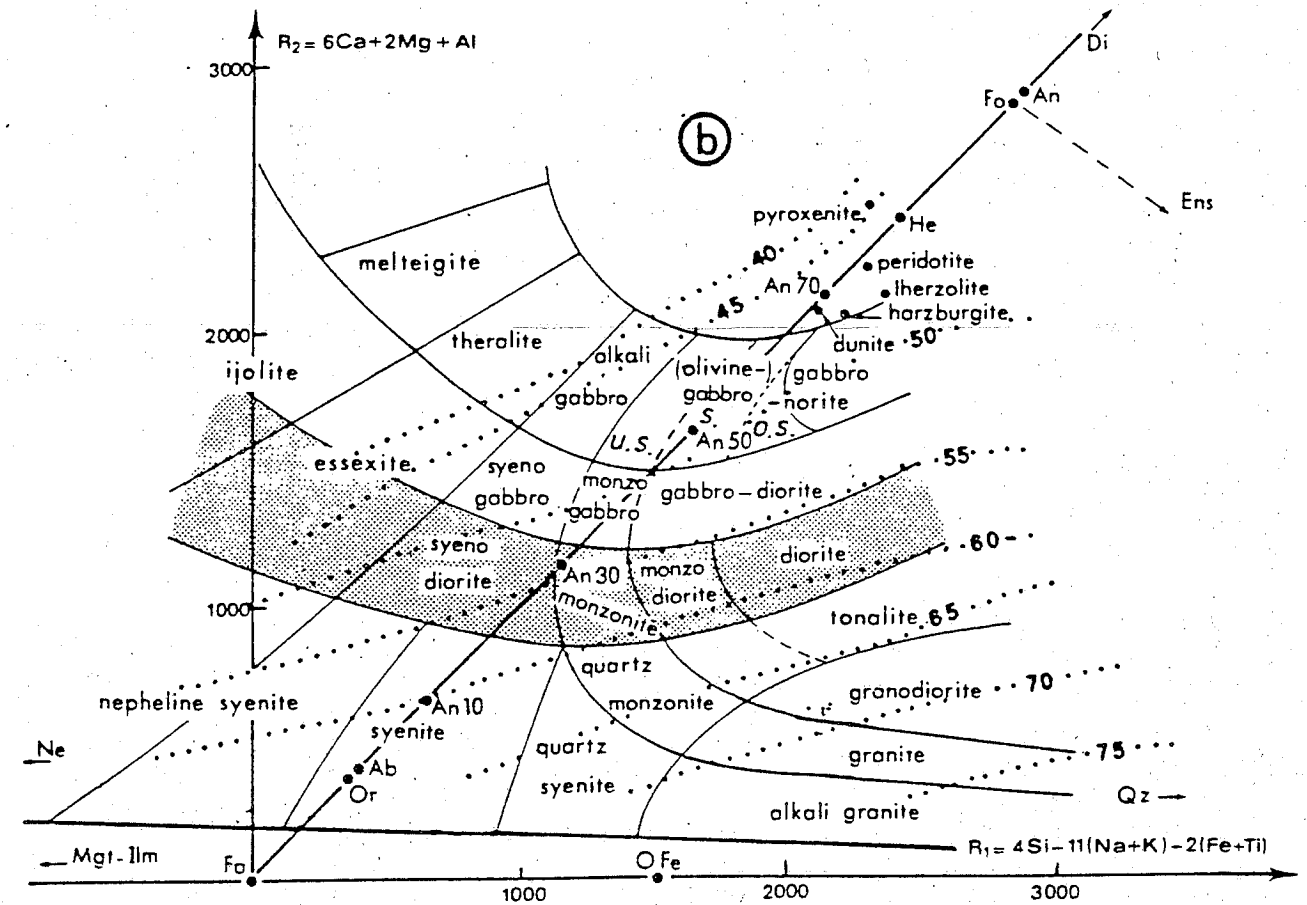


Fig. 86 - Classification de De La Roche et al. (1980)

Clasificacion de De La Roche et al. (1980)

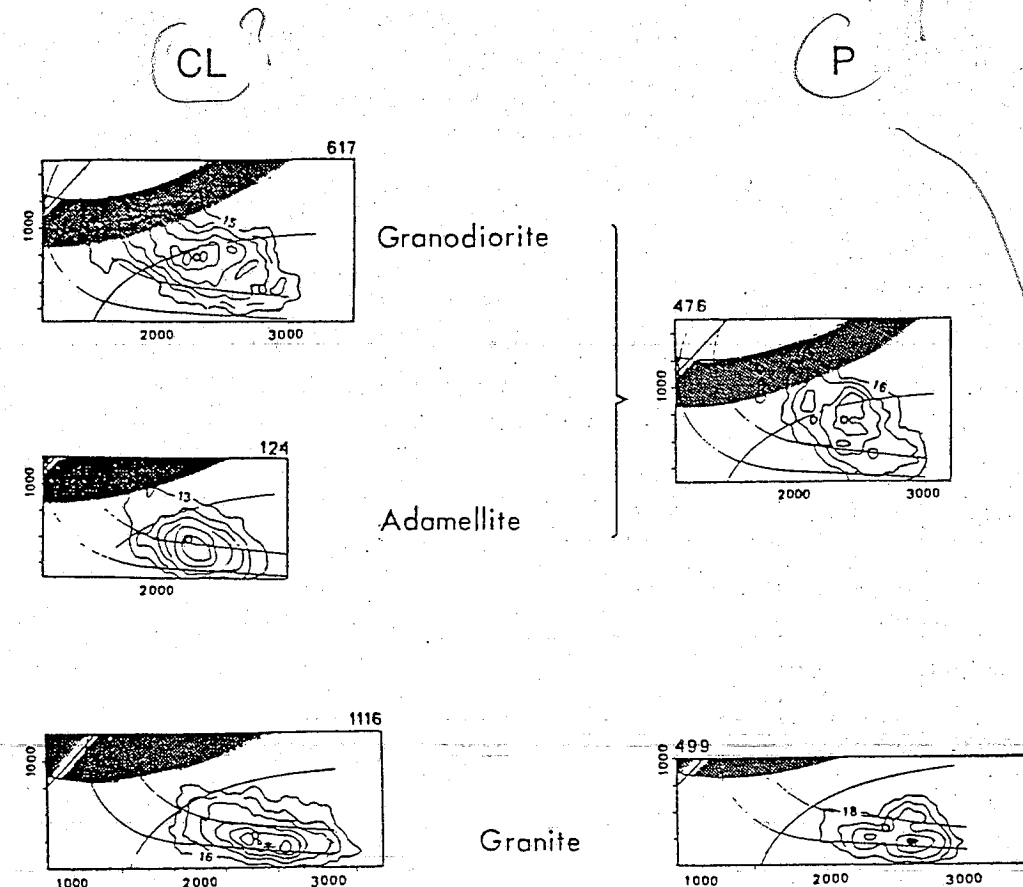


Fig. 87 : Classification des granites, granodiorites et plagiogranites de Batchelor et Bowden (1985)

Clasificación de los granitos, granodioritas y plagiogranitos de Batchelor y Bowden (1985)

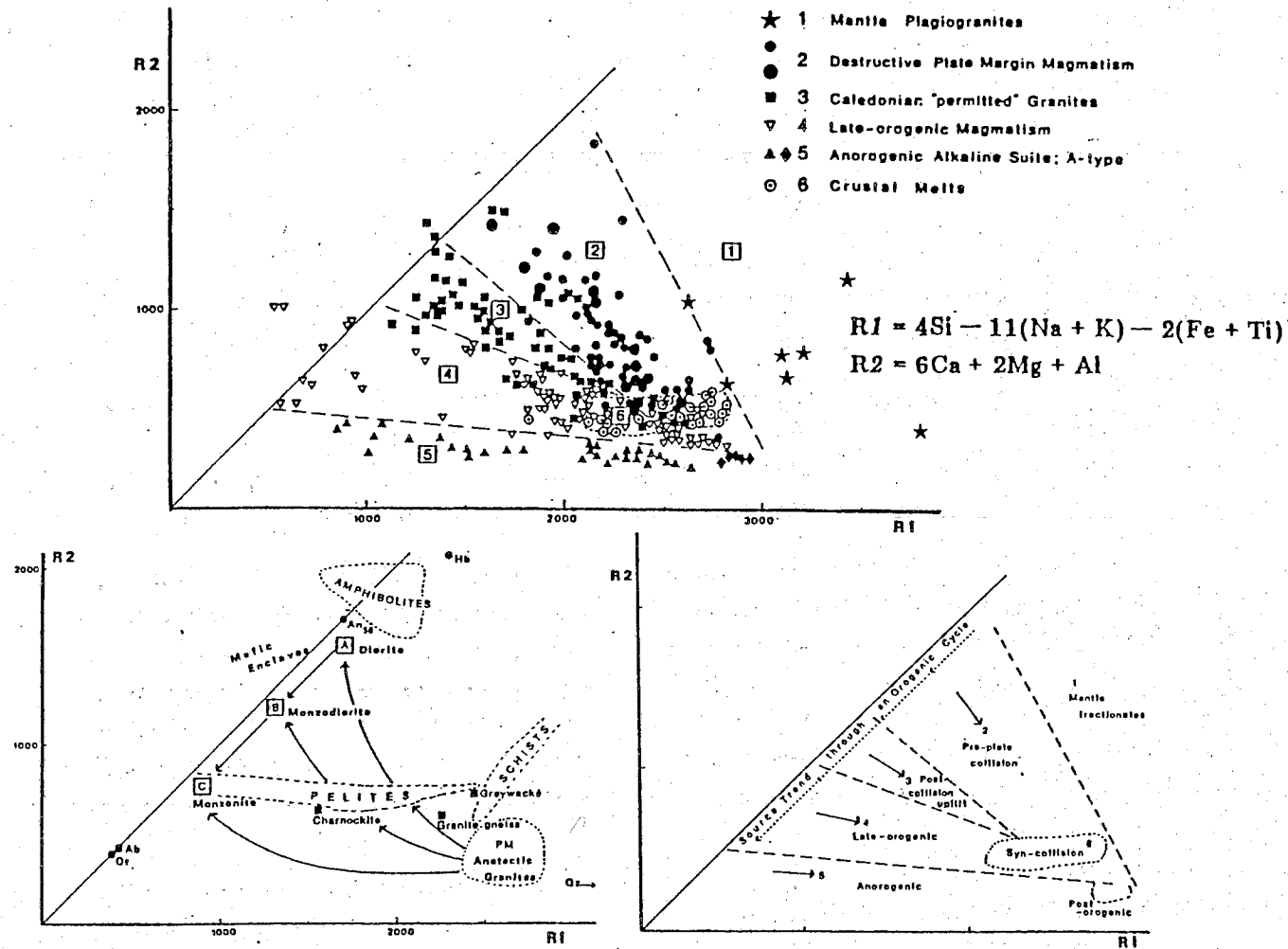


Fig. 87 B - position des analyses MAR 63 et MAR 2 ma dans le diagramme ternaire de Luth-Jahns et Tuttle (1964)

(en pointillé la courbe de l'eutectique)

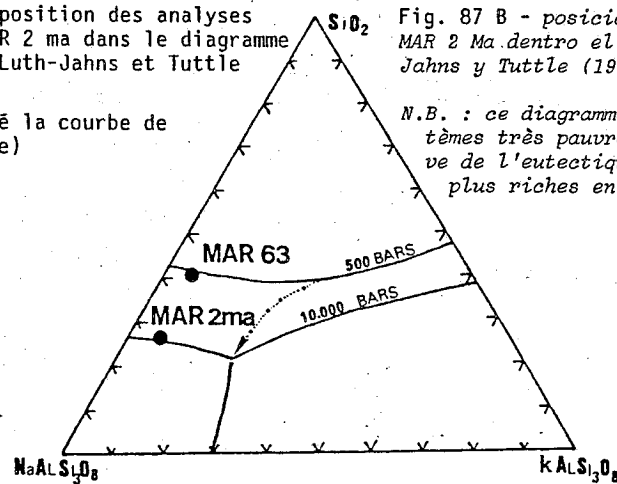


Fig. 87 B - posición de los análisis MAR 63 y MAR 2 Ma dentro el diagrama ternario de Luth, Jahns y Tuttle (1964)

N.B. : ce diagramme ne s'applique qu'aux systèmes très pauvres en Ca, sinon il y a dérive de l'eutectique vers des compositions plus riches en Si et K

a. Bien que la présence de faciès plagiogranitiques ou granitiques soit connue dans un domaine océanique (Engel et Fisher, 1975 ! Spulber et Rutherford, 1979-1983) et considéré comme le dernier stade immiscible du complexe plutonique "ophiolitique", récemment Nicolas et Ceulener (1986) ont proposé une nouvelle hypothèse pour les massifs plagiogranitiques d'Oman. Ces derniers sont, en partie, issus de la fusion partielle de la base d'un panneau lithosphérique obducté. Cette première information, bien que concernant des plagiogranites et non pas des granites et granodiorites, souligne la possibilité de montée de matériaux acides scellant un contact tectonique majeur.

b. L'hypothèse d'une fusion partielle de sédiments sous-charriés nous est fournie, entre autres, par Batchelor et Bowden (1985). Ces auteurs ont différencié divers contextes géodynamiques selon la position relative de "De La Roche *et al.*, 1980" (Fig. 87A).

Nos analyses dessinent un nuage très proche de la lignée des granites par anatexie de syncollision. Mais ce diagramme géotectonique présente un champ de recouvrement important dans la zone "des granites d'anatexie", aussi est-il délicat de se prononcer sur le possible contexte géodynamique de mise en place des granites et des granodiorites de Margarita.

Les pourcentages en Al_2O_3 des roches étudiées sont trop faibles pour proposer des granites d'anatexie au sens habituel du terme. Cependant l'échantillon 2 MA, peu altéré (cf. tableau II) semble indiquer un processus de genèse par fusion particulière. Le report dans le diagramme ternaire de Luth *et al.* (1964), uniquement applicable pour des systèmes très pauvres en Ca, (sinon il y a dérive de l'eutectique vers des compositions plus riches en Si et K (Winkler, 1976)), des roches pauvres en K_2O (2 MA et MAR 63) semble indiquer une fusion partielle possible sous forte pression en H_2O ($PH_2O \approx 10$ Kbars) et à température de l'ordre de $675^\circ C$ (Fig. 87B).

3. Une dernière hypothèse supposition pourrait expliquer la présence des orthogneiss de El Limon, de Choroni et de Guaremal dans les métasédiments de la Cordillère Centrale au niveau de Caracas (Beck, 1985b). Les âges radiométriques proposés par Santamaria, Schubert (1974) et Morgan (1969) de 76 ± 3.9 Ma et 79 ± 5 Ma correspondraient à un événement métamorphique et non pas à une mise en place de nature plutonique intrusive. Ces orthogneiss constitueraient une ceinture avec les massifs de Matasiete, de Guayacan, de El Salado etc..., d'âge éocène. Par ailleurs un mécanisme similaire a été suggéré par Bourgois *et al.* (1985), en Colombie pour expliquer la présence des massifs d'Antioquia ou de Buga (Aspden et McCourt 1986) dans les massifs méta-ophiolitiques du Cauca, de Ginebra/Amaine.

Handwritten note: 8 pages au-dessus possibles

CHAPITRE III

LES METAVOLCANITES DE COUVERTURE DES META-OPHIOLITES DE MARGARITA

Nous avons noté, aussi bien à Paraguachoa qu'à Araya, la présence de nombreuses métalaves à débit en coussin au sein de la couverture métasédimentaire des méta-ophiolites. Un âge aptien-albien? est proposé pour ces roches sur la base de corrélations régionales (voir Partie I, Chapitre IV).

Ce chapitre constitue un aperçu des problèmes posés par ces roches. L'étude de celles-ci, largement spilitisées, requiert la plus grande prudence (Girard, 1981), aussi avons nous seulement tenté de formuler leurs caractéristiques géochimiques majeures.

Six analyses ont été réalisées par J. Cotten au Laboratoire de Pétrographie U.B.O. (méthode absorption atomique éléments majeurs et traces, tableau 12), sur des spilites récoltées aussi bien sur la péninsule d'Araya que dans la partie orientale de Margarita.

I. EXAMEN DES ELEMENTS MAJEURS ET TRACE DE CES METAVOLCANITES

A l'exception des analyses A-22 et MAR 345, réalisées sur échantillons très déformés, la majorité de ces roches présentent les caractéristiques suivantes :

- * un pourcentage en SiO_2 proche de 47 %;
- * des teneurs en titane élevées (2,5 %);
- * les teneurs en Cr et Ni sont respectivement de 300 et 100 ppm;
- * le calcul de norme C.I.P.W. fait apparaître de la néphéline normative (tableau 12).

Tous ces critères vont à l'encontre de basalte de type alcalin.

N B - A titre complémentaire, les métasédiments associés à ces anciens épanchements sous-marins ont été analysés (analyse MAR 344). Ces roches présentent des valeurs en éléments majeurs presque similaires à celles trouvées dans les métalaves. Toutefois, nous notons des teneurs relativement plus faibles en chrome et nickel par rapport aux taux généralement rencontrés dans les métavolcanites. Ceci est probablement dû aux caractères sédimentaires des roches originelles.

II. SYNTHÈSE ET DISCUSSIONS SUR LES METAVOLCANITES DE COUVERTURE DU COMPLEXE META-OPHIOLITIQUE DE MARGARITA

Malgré le nombre limité de nos analyses nous proposons que ces spilites représentent d'anciens basaltes alcalins, on orogéniques, mis en place à la faveur de phénomènes tectoniques distensifs.

D'un point de vue régional, des épanchements volcaniques associés à des tufs ((Formations Tucutunemo et Pilaconnes, Girard, 1981, ou à des séries volcanosédimentaires (série de Paracatos, coupe du Rio Guare, Beck, 1985) sont lithostratigraphiquement corrélables à ceux observés au niveau de l'île de Margarita et de la péninsule d'Araya.

Tableau 12: Analyses, roche totale, des métavolcanites de la couverture des méta-ophiolites de Margarita
 Cuadro 12 : Analisis, roca total, de las métavolcanites de la cobertura de la meta-
 ofiolitas de Margarita

N°échantillon	A-22	A-24	A-25	A-30	MAR 348	MAR 345	MAR 344
SiO ₂	73.00	46.80	47.00	38.00	47.00	50.00	51.50
TiO ₂	0.47	1.58	1.45	1.60	2.50	1.27	1.20
Al ₂ O ₃	10.51	16.30	15.75	19.30	14.12	18.10	16.23
Fe ₂ O ₃	2.42	10.85	10.44	8.70	15.06	11.74	11.96
MnO	0.05	0.18	0.17	0.17	0.22	0.19	0.18
MgO	1.10	7.45	7.21	5.69	6.07	3.58	3.77
CaO	8.68	8.56	9.71	18.90	8.45	9.85	9.37
Na ₂ O	1.02	3.97	3.87	0.18	3.80	2.33	2.97
K ₂ O	0.00	0.04	0.03	0.00	0.52	0.30	0.37
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.10	0.20	0.40	0.25	0.30
P.feu	2.58	4.29	4.62	7.42	2.10	3.19	2.87
H ₂ O ⁻	0.01	0.33	0.28	0.19	0.27	0.34	0.41
TOTAL	99.89	100.40	100.63	100.35	100.61	101.14	100.13
Cr	98	328	308	318	140	28	30
Ni	16	130	116	94	80	24	22

Norme C.I.P.W. programme de traitement Ph.D'Arco avec

$$Fe_2O_3^* = 0.15 Fe_2O_3$$

	A.22	A.24	A.25	A.30	MAR 348	MAR 345	MAR 344
Q	51.38	-	-	-	-	5.66	5.03
ORT	-	0.25	0.19	-	3.17	1.83	2.26
AB	8.88	32.75	30.55	-	32.90	20.39	25.93
AN	24.82	27.98	26.90	56.34	20.57	39.36	30.82
NE	-	1.43	2.14	0.90	0.14	-	-
WO	2.57	-	-	-	-	-	-
*DWO	5.45	6.87	9.71	6.78	8.45	4.03	6.40
*DEN	2.82	4.02	5.67	3.98	4.09	1.63	2.62
*DFS	2.49	2.52	3.57	2.47	4.22	2.44	3.82
+EN	-	-	-	-	-	7.59	7.06
FS	-	-	-	-	-	11.32	10.29
ACK	-	-	-	10.18	-	-	-
*FO	-	10.88	9.29	8.00	8.06	-	-
*FA	-	7.81	6.44	5.49	9.15	-	-
MT	0.54	2.49	2.39	2.06	3.38	2.64	2.68
IL	0.92	3.16	2.90	3.30	4.90	2.50	2.35
AP	0.12	0.12	0.25	0.52	0.98	0.61	0.73
DI	60.27	34.43	32.88	0.90	26.21	27.89	33.21
SI	25.30	34.80	34.87	41.02	25.12	21.10	20.88

N B : Analyses : A22 - A24 - A25 - A30 : métapillows lavas de la péninsule d'Araya
 - Analyses MAR 348 - MAR 345 : métapillows-lavas de la péninsule de Paraguachoa.
 Analyse MAR 344 : métatuffites du Groupe Los Robles (ex Formation Manzanillo).
 Analyses réalisées par J. Cotten - Laboratoire de Pétrographie U.B.O.

Ces spilites se sont révélées être parfois des basaltes alcalins de type non orogénique (Fm. Pilacones, Girard *op. cit.*).

Néanmoins, il serait utile de réétudier ces épanchements volcaniques, d'en réaliser une étude statistiquement plus fiable et de tenter de trouver quelques reliques de pyroxènes afin d'en définir l'affinité et le cadre de mise en place de façon plus précise.

Chapitre
de 2 pages 1/4

C H A P I T R E I V

LES VOLCANITES D'AGE CRETACE SUPERIEUR

Les objectifs de ce chapitre sont de mettre en évidence ou non des corrélations sur la base d'arguments géochimiques entre les diverses volcanites observées soit au niveau de l'archipel de Los Frailes, soit des spilites trouvées en filons dans le substratum métamorphique mésozoïque ou en blocs dans les séries chaotiques du bassin éocène de l'île de Margarita. Nous avons donc réalisé quelques analyses sur roche totale de certains échantillons. Des études en cours plus détaillées (spectre de terres rares, données microsonde) tentent d'élucider la complexité géochimique de ces roches. Nous ne formulons ici que les principaux traits (travaux en cours en collaboration avec Girard, Maury, Stephan). Les données de ce chapitre ne sont donc que préliminaires.

Nous avons analysé cinq échantillons de l'île de Puerto-Real (cf. localisation Chapitre B, Partie I, Fig. 63); sept filons de l'île de Margarita et trois spilites affleurant sous forme de blocs dans les séries éocènes (voir tableau 13).

I. LES FILONS INTRUSIFS DANS LE SUBSTRATUM METAMORPHIQUE MESOZOIQUE DE L'ILE DE MARGARITA

A l'exception des échantillons MAR 105 et MAC 16 qui représentent successivement un gabbro et une dolérite-diabase à texture doléritique, les filons de l'île de Margarita supposés d'âge crétacé supérieur, sont essentiellement des basaltes.

1) Examen des éléments majeurs et traces

- * Les teneurs en SiO_2 sont inférieures à 50 %;
- * globalement ces roches possèdent un pourcentage de TiO_2 de l'ordre de 1 %;
- * les teneurs en K_2O sont inférieures à celles en Na_2O ;
- * le pourcentage en MgO est de l'ordre de 12 %;
- * à l'exception de l'échantillon MAR 104, nous soulignons l'absence de néphéline normative mais la présence d'olivine normative (norme C.I.P.W., voir tableau 13);
- * les valeurs en chrome sont généralement de l'ordre de 500 à 800 ppm (sauf pour l'échantillon MAR 104: 66 ppm);
- * les teneurs en nickel sont proches de 300 ppm;
- * le vanadium est presque constant, il oscille entre 180 et 200 ppm;
- * le barium atteint parfois 700 ppm, cependant ses valeurs moyennes sont de l'ordre de 200 ppm.

Tableau 13 : Analyses, roche totale, des volcanites d'âge crétacé supérieur
 Cuadro 13 : Analisis, roca total, de las volcanitas de edad cretaceo superior

Analyses réalisées par J. Cotten, Laboratoire de Pétrographie - U.B.O.

N°Echantillons:	FR8	FR4	FR5	FR7	FR1	MAR 186	MAR 105	MAR 104	MAR 181	MAR 161	MC 25	MC 16	MAR 140	MAR 138	MAR 125
SiO ₂	51.00	53.80	55.40	56.30	56.80	41.00	44.50	47.10	48.20	49.10	47.90	52.00	74.00	71.75	52.50
TiO ₂	0.78	1.51	1.50	1.50	1.47	0.93	0.39	1.00	0.90	1.01	0.77	1.00	0.50	0.57	1.70
Al ₂ O ₃	18.40	14.85	14.96	14.92	14.46	14.80	15.50	15.10	14.60	15.80	14.22	17.90	11.55	8.99	15.43
Fe ₂ O ₃ T	9.70	9.86	10.16	9.64	9.58	9.60	7.03	8.71	8.32	8.06	9.03	7.57	4.18	4.20	13.12
MnO	0.20	0.19	0.18	0.18	0.18	0.17	0.13	0.13	0.15	0.14	0.16	0.15	0.12	0.12	0.18
MgO	4.33	2.76	2.92	2.79	2.95	14.02	14.05	11.51	11.75	8.79	12.05	5.58	0.68	1.46	4.23
CaO	6.54	5.79	5.27	5.22	4.34	9.65	13.10	7.73	8.73	6.82	7.78	9.02	1.06	7.46	2.63
Na ₂ O	3.78	4.63	4.09	4.43	4.89	0.51	1.08	2.62	2.43	2.28	2.64	3.26	4.63	0.63	4.77
K ₂ O	1.44	0.70	1.63	1.20	0.28	0.73	0.09	1.70	0.52	1.47	1.13	1.49	1.32	0.35	0.30
P ₂ O ₅	0.10	0.50	0.60	0.40	0.40	0.08	0.01	0.10	0.05	0.05	0.05	0.05	0.01	0.20	0.25
P _{Feu}	3.14	4.93	3.11	3.04	4.36	7.59	3.65	3.76	3.34	5.70	3.72	2.15	1.24	4.71	4.16
H ₂ O ⁻	0.20	0.17	0.32	0.27	0.28	0.78	0.21	0.12	0.40	0.25	0.26	0.42	0.15	0.08	0.22
TOTAL	99.61	99.69	100.14	99.89	99.99	99.86	99.74	99.58	99.39	99.47	99.71	100.59	99.44	100.52	99.49

	Li	Rb	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni
	13	27	438	350	155	19	25	5
	8	11	271	440	190	5	20	3
	8	21	246	770	176	12	23	8
	6	17	330	560	175	2	19	1
	8	7	303	120	184	0	20	2
	16	16	192	205	182	830	50	360
	16	6	114	30	124	809	48	305
	22	24	205	160	182	66	41	290
	7	8	150	755	182	685	41	314
	11	30	173	480	197	410	33	193
	13	25	203	225	200	770	43	320
	12	40	336	220	211	75	26	40
	7	14	117	600	40	62	4	0
	7	5	83	345	52	10	7	12
	7	9	102	70	410	4	30	7
	12	9	102	70	410	4	30	7

	FR8	FR4	FR5	FR7	FR1	MAR 186	MAR 105	MAR 104	MAR 181	MAR 161	MC 25	MC 16	MAR 140	MAR 138	MAR 125
Q	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ORT	8.91	4.41	10.04	7.40	1.75	4.76	0.56	10.57	3.24	9.35	7.03	9.04	7.98	2.17	6.17
AB	33.49	41.73	36.05	39.09	43.71	4.76	9.59	22.66	21.64	20.77	23.51	28.31	40.08	5.58	1.88
AN	30.37	18.84	18.40	18.04	17.64	39.63	39.02	25.72	28.85	30.74	24.87	30.61	5.32	21.66	42.90
NE	-	-	-	-	-	-	-	0.36	-	-	-	-	-	-	12.31
CO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
*DWO	1.25	3.60	2.16	2.72	1.10	5.27	12.15	5.86	6.86	2.25	6.45	6.27	-	-	3.21
*DEN	0.60	1.44	0.87	1.11	0.46	3.67	8.85	4.02	4.76	1.48	4.40	3.72	-	2.90	-
*DES	0.64	2.20	1.30	1.63	0.64	1.16	2.18	1.37	1.54	0.60	1.55	2.23	-	3.72	-
+EN	8.16	5.88	6.70	6.14	7.30	9.05	1.23	-	12.14	21.17	5.25	8.68	1.73	0.91	11.20
+FS	8.72	8.98	10.02	9.01	10.12	2.87	0.30	-	3.92	8.62	1.85	5.20	4.86	1.16	15.24
*FO	1.77	-	-	-	-	18.06	18.67	18.32	9.75	0.64	15.38	1.30	-	-	-
*FA	2.09	-	-	-	-	6.31	5.06	6.87	3.47	0.29	5.98	0.86	-	-	-
MT	2.21	2.28	2.30	2.19	2.20	2.30	1.60	1.99	1.91	1.89	2.07	1.69	0.93	0.96	3.03
IL	1.55	3.06	2.97	2.97	2.95	1.95	0.78	2.00	1.80	2.07	1.54	1.95	0.97	1.13	3.43
AP	0.25	1.26	1.48	0.99	1.00	0.21	0.02	0.25	0.12	0.13	0.12	0.12	0.02	0.50	0.63
DI	42.40	52.46	53.79	55.19	56.59	9.51	10.14	33.60	24.88	30.12	30.54	37.35	85.54	60.42	50.95
SI	23.43	16.09	16.25	16.15	17.43	58.25	64.82	48.36	52.60	44.10	49.99	32.27	6.47	23.03	19.87

Norme C.I.P.W. (programme de traitement Ph. D'Arco (Fe₂O₃* = 0.15 Fe₂O₃))

Analyses FR8 - FR4 - FR5 - FR7 - FR1 - île de Puerto Real; Archipel de Los Frailes (basaltes et andésites) -
 Analyses MAR 186; MAR 105; MAR 104; MAR 181; MAR 161; MC 25; MAR 16 = filons de l'île de Margarita - Analyses
 MAR 140; MAR 138; MAR 125 = olistolites dans les sédiments éocènes.

2) Synthèse et interprétations

Ces roches aux teneurs élevées en chrome et nickel seraient, pour l'essentiel, des **basaltes de type tholéitique** au sens large. De plus les analyses reportées dans le diagramme de Le Terrier *et al.* (1982) montrent le caractère non orogénique de ces basaltes (comm. pers. Girard, 1985).

II. LES CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES MAJEURES DES VOLCANITES DE L'ILE DE PUERTO-REAL (Archipel de Los Frailes) (cf. tableau 13)

1) Examen des éléments majeurs et traces

A l'exception de l'échantillon FR-8, les spilites de l'île de Puerto Real présentent les caractéristiques suivantes :

- * un pourcentage en SiO_2 compris entre 53,8 et 56,80 %;
- * un taux en TiO_2 de l'ordre de 1,5 %;
- * un pourcentage en Al_2O_3 de l'ordre de 15 %;
- * nous soulignons l'absence de néphéline normative;
- * les teneurs en ppm du chrome et du nickel sont fréquemment négligeables;
- * les taux en strontium (au comportement corrélable à celui du calcium), de l'ordre de 300 ppm, sont à interpréter avec prudence à cause des circulations hydrothermales qui ont affecté ces roches. Il en est de même pour ceux du barium (500 ppm);
- * les teneurs en vanadium sont, en moyenne, de 175 ppm.

2) Synthèse et interprétations

Les teneurs en chrome et nickel faibles, les taux relativement élevés en titane ($\approx 1,2$ %), les pourcentages en K_2O faibles ainsi que les taux en SiO_2 indiquent que les roches affleurant au niveau de l'île de Puerto Real sont des **basaltes (FR 8) et des andésites basiques (FR 4, FR 5, FR 7, FR 1) appartenant à une série calco-alcaline de type orogénique.** Ces caractères soulignent la présence d'un arc insulaire au niveau de l'archipel de Los Frailes

Santamaria et Schubert (1974) ont daté ces roches du Crétacé supérieur (67 Ma), par la méthode Potassium/Argon.

III. LES BLOCS DE SPILITE DANS LES SERIES SEDIMENTAIRES EOCENES

Des trois échantillons analysés, deux (MAR 140 et MAR 138) présentent des pourcentages en SiO_2 de l'ordre de 70 %, le troisième (MAR 125) en possède 52,5 %.

1) Examen des éléments majeurs et traces

Malgré un pourcentage en "perte au feu" de l'échantillon MAR 138, les analyses MAR 140 et 138 se différencient nettement de l'analyse MAR 125 par les points suivants :

- * faibles pourcentages en TiO_2 (0.5 %) et en $Fe_2O_3^*$ (4 %) comparés à l'analyse de MAR 125 ($TiO_2 = 1,7$ %, $Fe_2O_3^* = 15.5$ %);
- * Absence de néphéline normative dans les trois échantillons analysés;
- * K_2O est inférieur à Na_2O et oscille entre 0.3 et 1.3 %;
- * Dans les trois échantillons analysés les teneurs en chrome et nickel sont très faibles.

2) Synthèse et interprétations

Compte tenu des faits présentés ci-dessus, nous proposons que les échantillons MAR 138 et MAR 140 représentent d'anciennes rhyolites et que l'échantillon MAR 125 une ancienne andésite. Ces roches appartiendraient à une série commune de type orogénique.

Ces olistolites sont corrélés avec les andésites et basaltes décrits au niveau de l'île de Puerto Real. Leur position actuelle témoigne du démantèlement d'un arc insulaire au cours du Tertiaire. Cet arc était actif au Crétacé supérieur.

IV. CONCLUSIONS SUR LES VOLCANITES D'AGE CRETACE SUPERIEUR

L'étude comparée des volcanites de l'archipel de Los Frailes avec les filons intrusifs dans le substratum métamorphique et les blocs de spilite observés dans le bassin éocène nous amène à proposer, à titre d'hypothèse, les points suivants :

1) la présence commune d'andésite au niveau de l'archipel de Los Frailes et dans le bassin éocène sous forme de blocs suggère le démantèlement d'un arc insulaire. Cet arc est remanié lors de la sédimentation des turbidites et des calca-arénites d'âge éocène inférieur à moyen;

2) cet arc insulaire, né à l'aplomb d'une zone de subduction, serait actif au Crétacé supérieur et composé de tufs de basaltes, d'andésites et de rhyolites. Ces roches effusives marquent une série calco-alcaline de type orogénique;

3) les filons de l'île de Margarita sont différents, leur nature et leur chimisme ne permettent pas de les corrélés avec les roches précédentes. Il semblerait que ces épanchements soient constitués de basalte tholéitique au sens large, de type non orogénique liés à une période de distension. Cette hypothèse se voit confirmée par les premiers résultats obtenus par Girard (travaux en cours) sur le chimisme des pyroxènes. Leur âge reste néanmoins un point à résoudre.

Important: si les filons de Margarita sont # de Los Frailes.

et le titan de Tobago (?)
Margarita et Los Frailes sont-ils contemporains ??

CONCLUSIONS GÉNÉRALES DE L'ÉTUDE DES CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES DES ENSEMBLES PLUTONIQUE-VOLCANIQUE ET MÉTAMORPHIQUE

Cette étude nous a permis de souligner les points suivants :

1. Les méta-ophiolites de Margarita présentent des reliques de roches ultrabasiques où le chimisme de certains minéraux confirme le caractère cumulatif d'une partie de la séquence ultramafique. La recherche des protolites des actuelles éclogites et amphibolites ne peut s'effectuer sur la base d'arguments discriminants pour des basaltes. L'étude comparée des métagabbros et des lithofaciès métamorphiques basiques avec des gabbros lités et isotropes d'Oman nous permet de noter de grandes similitudes des teneurs en éléments trace (Cr, Ni, Co, V, Sr). Les méta-ophiolites de Margarita devaient être composées de niveaux de cumulats (dunite-clinopyroxénolite etc...), de gabbros lités, isotropes et également de diabases et basaltes.

Les compositions chimiques des métasédiments considérés ultérieurement comme issus du démantèlement d'un substratum gabbroïque ophiolitique ne vont pas à l'encontre de notre étude lithostratigraphique.

Parmi les amphibolites observables dans le Groupe Juan Griego, il est possible de différencier d'anciennes laves basiques (anciens épanchements basaltiques) de roches initialement grenues, actuellement sous la forme d'olistolite, issues du démantèlement d'un massif ophiolitique;

2. Les orthogneiss acides de Margarita orientale possèdent un chimisme de granite et de granodiorite. Leur genèse reste néanmoins hypothétique;

3. L'examen succinct des spilites observables dans la couverture métasédimentaire des méta-ophiolites de Margarita, sur la base de quelques analyses, indique que ces volcanites sont d'anciens basaltes alcalins, probablement de type non orogénique et liés à un régime de distension régional;

4. La comparaison des principales caractéristiques géochimiques des spilites de l'Archipel de Los Frailes, des filons de l'île de Margarita et des blocs de métavolcanite observables dans les séries d'âge éocène inférieur à moyen nous amène à proposer l'existence d'un arc insulaire composé d'andésites, de rhyolites, de tuffs. Ce paléo-arc insulaire de Los Frailes, d'âge crétacé supérieur est remanié au Tertiaire. Nous trouvons des jalons de son démantèlement dans les séries turbiditiques de l'Eocène inférieur à moyen. Il ne semble pas, *a priori*, possible de corréler les filons de Margarita avec l'arc volcanique de Los Frailes. Nous suggérons que ces épanchements filoniens et basaltiques tholéitiques *s.l.*, anormalement riches en chrome et nickel représentent les témoins d'épisodes tectoniques distensifs (Girard, 1986, Comm. pers.).

Ces trois derniers résultats restent à confirmer par des études plus détaillées et statistiquement plus fiables.

ou l'histoire de
des de. ^{des} la complexité
aura dans un
(cf. l'île Anillo)

Est-ce d'un fragment?
lien avec la ride de Arica?

PARTIE III

*Cristallochimie , Geobarometrie , Geothermometrie
des roches metamorphiques*

PARTIE III

**CRISTALLOCHIMIE - GÉOBAROMÉTRIE - GÉOTHERMOMÉTRIE
DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES**

Cette troisième partie comprend trois chapitres :

- le premier est consacré à l'étude des éclogites de Paraguachoa;
- le second constitue une synthèse des informations aussi bien personnelles qu'empruntées à la bibliographie concernant le métamorphisme des méta-ophiolites (à l'exception des éclogites), des orthogneiss du Matasiete, de Guayacan et de leur couverture métasédimentaire;
- le troisième récapitule les divers minéraux indicateurs des degrés de métamorphisme observés dans les métasédiments de paléomarge.

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

1 - D é f i n i t i o n d ' u n e é c l o g i t e

Les éclogites sont des roches de composition gabbroïque à basaltique dont les deux principaux minéraux sont un clinopyroxène sodique (omphacite) et un grenat (almandin-pyrope-grossulaire). L'absence du plagioclase est caractéristique, car ce dernier est instable dans les conditions P.T. du "faciès éclogitique".

2 - L e u r m o d e d e g i s e m e n t

Ces roches affleurent, généralement soit en bancs ou en lentilles, dans des terrains métamorphiques de différents "grades" (haut, moyen, faible). Nous les trouvons également en enclaves dans des kimberlites et des basaltes, en bandes ou en niveaux lités dans des péridotites mantelliennes.

3 - L e u r c l a s s i f i c a t i o n

Les éclogites peuvent, selon leur composition minéralogique, se diviser en trois groupes:

- les éclogites du groupe A sont entièrement composées d'omphacite et de grenat, auxquels s'ajoutent parfois, en très petite quantité du quartz, de l'hypersthène ou du disthène (jamais de sillimanite). Le rutile y est très commun comme minéral accessoire;
- les éclogites du groupe B peuvent avoir, en plus de l'omphacite et du grenat, une amphibole primaire sodique et alumineuse (barroisite ou carinthine) et de la zoisite;
- les éclogites du groupe C présentent parfois, dans leur paragenèse primaire, du glaucophane et de l'épidote.

4 - L e s c a r a c t è r e s d e l e u r s m i n é r a u x e s s e n t i e l s

a. **Le clinopyroxène.** L'omphacite représente une solution solide entre différents pôles pyroxéniques (jadéite-diopside-hedenbergite et aëgyrine (ou acmite)).

Les omphacites reportées par Clark et Papike (1968), considérées comme typiques, présentent des rapports ioniques particuliers

$$0.2 < \text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca}) < 0.8 \text{ et } \text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe}^{3+}) > 0.5$$

Leur composé aëgyrinique n'exède pas 15%. Smulikowski (1965) pense que les omphacites présentent une variation croissante et continue de leur pourcentage en jadéite, des éclogites du groupe A jusqu'aux éclogites du groupe C, en passant par celles du groupe B. Au contraire de Coleman *et al.* (1965) qui constate seulement le fort pourcentage en jadéite (de 28 à 40 %) des omphacites du groupe C.

b. **Les grenats** présentent une solution solide de trois constituants (almandin + spessartine-grossulaire + andradite-pyrope). Grâce aux travaux de compilation de Tröger (1959) et Coleman *et al.* (1965) leurs compositions chimiques furent rattachées à des modes de mise en place particuliers:

- les éclogites du groupe A, associées aux kimberlites, dunites et péridotites, présentent des grenats plus riches en pyrope que celles du groupe B qui affleurent dans des terrains métamorphiques de moyen et haut "grade" de métamorphisme (almandin);
- les grenats des éclogites du groupe C, associés aux schistes glaucophanites sont plus pauvres en pyrope; cependant, tous ces grenats présentent un très faible pourcentage en spessartine.

Smulikowski (1972), proposant de nouveaux diagrammes triangulaires sur la base des valeurs de Na, Al, Ca pour les omphacites et de Ca, Mg et Fe^{2+} pour les grenats, observe une variation de la composition des grenats et des omphacites. Il détermine, de façon statistique de nouveaux champs qui sont, un à un, corrélables à des compositions particulières des clinopyroxènes et des grenats, attribuables à des contextes structuraux différenciables (Fig. 88);

- les grenats et omphacites, dans les diagrammes triangulaires respectifs, sont corrélables, soit à des éclogites associées aux kimberlites (Griquaites), soit à des éclogites associées à des terrains métamorphiques de haut "grade" de métamorphisme (éclogites communes), soit à des éclogites associées aux schistes glaucophanites (éclogites ophiolitiques de type alpin).

5 - Q u e l q u e s c o n s i d é r a t i o n s t h é o r i q u e s

La présence de disthène, ou de jadéite, l'absence de plagioclase et occasionnellement l'apparition du diamant dans les éclogites du groupe A, ainsi que le changement isochimique de

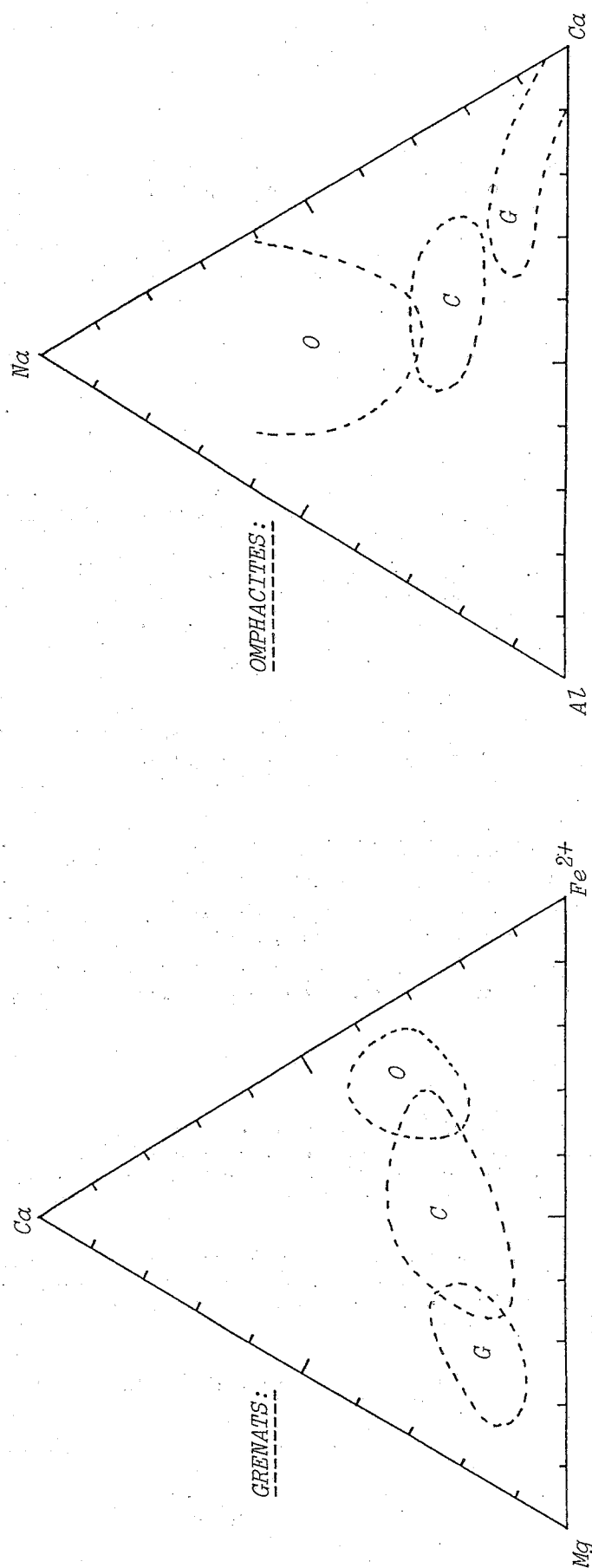


Fig. 88 - Composition des grenats et des omphacites comparée aux différents types d'éclogites. (d'après SMULIKOWSKI, 1972 - in MARESH et ABRAHAM, 1981)

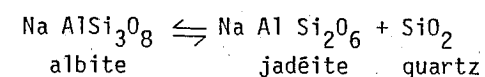
Composicion de los granatas y omphacitas comparada a los diferentes tipos de eclogitas (segun Smulikowski, 1972; in Maresch y Abraham, 1981)

G: Griquaites, éclogites associées aux kimberlites.
 C: Eclogites communes. (associées à des hauts grades de métamorphisme)
 O: Eclogites ophiolitiques ou de type "alpine". (terrains HP/BT)

masse spécifique (de 3.0 g/cm³ d'un gabbro à 3.5. g/cm³ d'une éclogite) soulignent des conditions de genèse sous haute pression. De nombreux travaux expérimentaux confirmèrent ces observations. Parmi ces derniers, comme l'indique Godard (1981, p. 41-45) deux études sont essentielles à la compréhension des éclogites:

Les expériences de Green et Ringwood (1967) in Godard, 1981).

Partant d'un gabbro (composition de tholéïte à quartz) à haute température (1100°) et à pression croissante le pyroxène et le grenat se développent aux dépens de l'anorthite par réaction de "granulitisation" à partir de 5 Kb de pression. La nouvelle paragenèse, typique du "faciès granulite à grenat" est formée de plagioclase, à tendance évolutive oligoclasique, de pyroxène et de grenat. Green et Ringwood montrent que le plagioclase, enrichi en albite par ces réactions de granulitisation (accompagnées d'une augmentation de la densité de la roche) disparaît au dessus de 15 Kb;



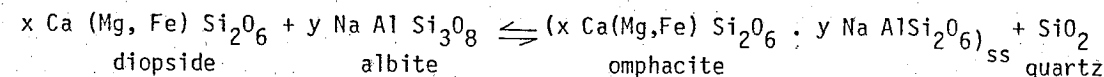
L'omphacite se développe, par la suite, par la combinaison, en solution solide, de la jadéite néoformée avec le diopside originel (réaction d'éclogitisation). Godard (op. cit., p. 43) dégage les faits suivants de cette expérience :

- le dernier plagioclase à disparaître lors de l'éclogitisation et le premier plagioclase à apparaître lors d'une rétro-morphose ont une teneur élevée en albite avec une composition oligoclasique (≈ An 13);

- bien que l'éclogitisation d'un gabbro puisse se réaliser par le processus décrit par Green et Ringwood, les paragenèses éclogitiques peuvent également se développer à partir de paragenèses du "faciès schistes bleus" lors d'un métamorphisme BT-HP. Par contre, lors d'une rétro-morphose à pression décroissante (réaction de kelyphitoïdisation) l'omphacite exsolve un plagioclase riche en albite selon un mécanisme exactement inverse.

Les expériences de Kushiro (1969 in Godard, 1981)

Dans la phase ultime des processus d'éclogitisation, les réactions qui font disparaître la molécule anorthite sont peu importantes puisque le plagioclase est essentiellement albitique (Barth, 1969). Kushiro (1969) restreint les phénomènes d'éclogitisation (ou des processus inverses) à une réaction simplifiée :



[système simplifié à deux constituants indépendants, avec SiO₂ en excès : Na Al O₂ (composition de l'albite et de la jadéite); Ca Mg O₂ (composition du diopside)].

Cette expérience montre que la réaction d'éclogitisation est une réaction continue, favorisée par une augmentation graduelle de la pression pendant laquelle l'omphacite s'enrichit progressivement en jadéite jusqu'à l'épuisement de l'albite.

Il résulte, selon Godard (op.cit., p. 45) de l'expérience de Kushiro des implications fondamentales concernant la pétrologie des éclogites.

- en géobarométrie :
 - . si l'omphacite est en équilibre avec l'albite (cas des éclogitoïdes à plagioclase primaire), la pression peut être déterminée, si T est connue;
 - . si l'omphacite n'est pas en équilibre avec l'albite (cas des éclogites vraies); on ne possède qu'une indication de pression minimale.

- en pétrographie :
 - lors d'une évolution prograde de la pression, le plagioclase de certaines roches peu sodiques disparaîtra dès les faibles pressions et la paragenèse résultante contiendra un diopside peu jadéitique dont l'existence n'implique pas forcément de très fortes pressions (cas des pyrigarnites).

6 - Géobarométrie et géothermométrie des éclogites (tirée de Godard, 1981, p. 80-88 et de Fabriès, 1984)

1) Estimation de la température

Le géothermomètre cpx-grenat

La température d'équilibre des paragenèses éclogitiques peut être estimée grâce au géothermomètre utilisant la distribution de Fe²⁺ et Mg²⁺ entre la périphérie du grenat et le clinopyroxène. Plusieurs géothermomètres cpx-grenat furent proposés.

Raheim et Green (1974)

$$T (^{\circ}\text{K}) = 3686 + 28,35 \text{ p (Kbar)} / (\text{Ln } K_D + 2,33)$$

avec $K_D = (\text{FeO/MgO})_{\text{grenat}} / (\text{FeO/MgO})_{\text{omphacite}}$

limites : composition globale tholéitique, omphacite avec 0.20 à 0.46 % de jadéite; inconvenients : elle ne prend pas en compte les effets d'interaction qui peuvent exister entre les diverses molécules entrant en solution solide dans le grenat et le cpx, l'effet de la pression sur le K_D est surestimé car la calibration fut effectuée à des valeurs élevées de pression (20-30-40 Kb), ceci entraînant une sous-estimation de la température pour des pressions moindres.

Ellis et Green (1979)

$$T^{\circ}(\text{k}) = \frac{3104 X_{\text{Ca}}^{\text{gt}} + 3030 + 10,86 \text{ P(Kbar)}}{\text{Ln } K_D + 1,9034}$$

K_D étant considéré comme étant fonction de P, T et $X_{\text{Ca}}^{\text{gt}}$, les autres paramètres sont négligés.

$$(X_{\text{Ca}}^{\text{gt}} = X_{\text{grossulaire}}^{\text{gt}})$$

Ganguly (1979)

$$T^{\circ}(\text{k}) = \frac{[1586 X_{\text{Ca}}^{\text{gt}} + 1308 X_{\text{Mn}}^{\text{gt}} + 4801 + 11,07 \text{ P(Kbar)}] + [(W_{\text{HJ}} - W_{\text{DJ}}) X_{\text{Jd}}^{\text{cpx}}]}{\text{Ln } K_D + 2,930}$$

W_{HJ} et W_{DJ} = énergies d'activation

Saxena (1979)

$$T (^{\circ}\text{K}) = [8288 + 27,6 \times \text{P(Kbar)} + 91 - Q_2] / [1,987 \text{ Ln } K_D + 2,4083]$$

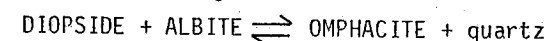
Q_1 et Q_2 paramètres complexes. Cet auteur tient compte d'un maximum de paramètres, à l'exception $X_{\text{Jd}}^{\text{cpx}}$.

Estimation: le Fe_2O_3 du cpx négligeable et intégré au FeO.

2) Estimation de la pression

- Pression minimale

La géobarométrie des éclogites est essentiellement fondée sur l'équilibre divariant



La teneur en jadéite de l'omphacite donne des indications de pressions minimales pour la stabilité des paragenèses éclogitiques à omphacite + quartz, SANS PLAGIOCLASE.

- Le géobaromètre de Holland (1980)

Cet auteur utilisa, dans sa calibration, de l'albite haute température

$$\Delta_P(\text{fixée}) = P - P_0 = - (RT/\Delta V^{\circ}) \text{ Ln } a_{\text{Jd(omph)}}$$

N.B. - la valeur obtenue p est à soustraire de la droite univariante (Holland, 1980).

- Activité de la jadéite

$$a_{\text{Jd}} = X_{\text{Jd}}^2 \gamma_{\text{Jd}}$$

- Coefficient d'activité

$$\gamma_{\text{Jd}} = \exp [(W/RT)(1 - X_{\text{Jd}})^2]$$

- Energie d'interaction

$$W = 24 K_j \times \text{mole}^{-1}$$

- Pression maximale

La présence de plagioclase est ici reconnue.

II - BILAN DES TRAVAUX ANTERIEURS SUR LES ECLOGITES DE MARGARITA

II.1 - Considérations générales

Les éclogites de Margarita, particulièrement étudiées depuis les années 70, ont été l'objet de très nombreuses publications et thèses (Navarro, 1971, 1974, 1977 a et b, 1981; Blackburn-Navarro, 1977; Maresch, 1971, 1972 a, b, et c, 1974, 1975, 1977-81; Maresch-Abraham, 1977-1981; Maresch et al., 1980-1982; Beets et al., 1984; Mottana et al., 1985).

Entre les équipes de recherche américano-vénézuéliennes : (Navarro et Blackburn) et germano-italiennes : (Maresch, Abraham, Mottana, Bocchio etc...) existe une divergence d'opinion sur la signification pétrogénétique des éclogites de Margarita.

a - La conception américano-vénézuélienne

Selon celle-ci, les roches éclogitiques de Margarita se sont développées au cours de deux étapes distinctes de métamorphisme, d'où la notion de polymétamorphisme.

La première étape, mal connue, semble présenter des conditions de température moindre et de pression plus élevée que la seconde. Elle conduirait, à partir d'un basalte, à des roches du faciès schistes bleus.

La seconde étape, développée sous des conditions du faciès amphibolite, à des pressions moins élevées, se marque par une série continue de lithofaciès allant des éclogites jusqu'aux amphibolites en passant par des éclogites à amphiboles et des amphibolites à grenat.

Elle est soulignée minéralogiquement par une période de résorption du grenat et par le renversement de leur zonation (Blackburn, Navarro, 1977). Navarro (1981), suite à une étude très détaillée sur un grand nombre d'échantillons propose des conditions de formation de température et de pression de l'ordre de $460^{\circ} \pm 60^{\circ}\text{C}$ et 7 à 8 Kbar pour le second événement métamorphique.

b - La conception germano-italienne

Pour Maresch et ses collaborateurs, les roches éclogitiques de Margarita ne présentent pas de marques évidentes de polymétamorphisme. Ces éclogites, de type ophiolitique, selon la classification de Smulikowski (1972) n'auraient subi qu'un seul métamorphisme.

L'existence de grenat parfaitement zonés est niée par Maresch et Abraham (1981, p. 344) "Apart from a distinct decrease in Mn fore core to rim of three relatively unaltered idiomorphic crystals analysed, there are no well-developed unequivocal zoning patterns".

Ces auteurs signalent que les compositions analysées soit au coeur soit à la périphérie des grenats se localisent dans le champ des éclogites ophiolitiques. La distribution du Fe^{2+} et Mg^{2+} entre le grenat et l'omphacite, utilisée dans le géothermomètre cpx/grenat est, entre autre, à la base de cette divergence d'opinion. Maresch et Abraham (op. cit., p. 345) pensent que les échantillons étudiés par Navarro et Blackburn peuvent minéralogiquement s'expliquer par un simple intervalle de plus ou moins 100°C lors d'un métamorphisme unique. En conclusion, pour ces auteurs, les éclogites de Margarita montrent des réactions complexes, imputables à des effets tardifs de dépressurisation (sur la base des études des relations par des diagrammes de Scheimakers sur les phases minérales). La cristallisation initiale

d'éclogite, au lieu de gneiss amphiboliques, est attribuable à une baisse de l'activité de l'eau (a H₂O), dans une phase fluide non constituée exclusivement de H₂O durant le métamorphisme. Ceci, couplé à des données minéralogiques de stabilité, implique que l'assemblage de culmination était approximativement stable dans des conditions de température de l'ordre de 450°C à 525°C et de pression de 11,5 à 13,5 Kbar et que la dépressurisation, jusqu'à des pressions inférieures de 5 Kbar, fut accompagnée d'une faible augmentation de la température.

c - Discussions

Le différent qui oppose ces auteurs a des conséquences non négligeables d'un point de vue structural et géodynamique; car l'existence ou non d'un polymétamorphisme conditionne le modèle de mise en place et d'évolution de la métaophiolite que nous avons différenciée des séries de marge continentale au niveau du transect Margarita-Araya. Ce problème fut soulevé par Beets et al. (1984; p. 97) à l'échelle de toute la Chaîne Caraïbe.

"With only minor exceptions, all eclogites from the Coast Ranges that have been studied are typical of Smulikowski's (1969-1972) "ophiolite" group, with some tendency toward his "common" group (Morgan (1970); Navarro (1974), Maresch (1971), Maresch and Abraham (1981)). Such eclogites are found on a worldwide scale than blueschist, greenschist, or epidote-amphibolite. The greenschist to epidote-amphibolite grade of the Venezuelan Coast Ranges is thus completely in accord with the type of eclogite found there. Tectonic juxtaposition as suggested by Talukdar and Loureiro (1982) and Stephan and others (1980) need not be invoked" (Beets et al., 1984, p. 98).

II.2 - Les arguments pour un polymétamorphisme ou pour un métamorphisme unique

Parmi les roches décrites dans le chapitre II de la première partie de ce travail, une véritable éclogite (MAR 324), se différencie des autres lithofaciès à reliques de clinopyroxènes et de grenats. Les grenats de cette éclogite qui baignent dans une trame composée d'omphacites orientées montrent un coeur truffé d'inclusions séparé d'une couronne limpide par une auréole composée d'amphibole bleu-vert. Les inclusions de la partie centrale dessinent dans de nombreux cas une foliation oblique sur la foliation de la trame marquée par l'alignement des clinopyroxènes. Cette texture zonée ne correspond pas, en première analyse, au modèle évolutif des éclogites de Margarita proposé par Maresch et Abraham (1981) ou Beets et al. (1984). Ceci nous a amené à revoir, de façon détaillée les arguments de Navarro (1974-1981) pour un polymétamorphisme, ainsi que ceux de Maresch et ses collaborateurs qui à partir de l'étude, très détaillée, d'un seul échantillon d'éclogite (W 176) propose des conclusions sur l'évolution métamorphique de la branche méridionale de la Chaîne Caraïbe.

a - Existence d'un polymétamorphisme selon Navarro (1974-1981) et Navarro-Blackburn (1977)

* Les arguments pétrographiques

Après avoir étudié environ 200 échantillons, provenant des péninsules de Macanao et de Paraguachoa, Navarro (1974) différencie six types de roches selon leur assemblage minéralogique.

- 1 - Les éclogites *sensu stricto* :
GRENAT - cpx - (amphibole)
- 2 - Les éclogites à disthène (Macanao)
GRENAT - cpx - ZOISITE - DISTHÈNE - (amphibole)
- 3 - Les éclogites à amphiboles :
GRENAT - cpx - AMPHIBOLE - CLINOZOISITE (paragonite)
- 4 - Les amphibolites à grenats
GRENAT - AMPHIBOLE - CLINOZOISITE (paragonite)
- 5 - Les amphibolites
AMPHIBOLE - PLAGIOCLASE - CLINOZOISITE (paragonite)
- 6 - Les trondhjémites
QUARTZ - PLAGIOCLASE sodique

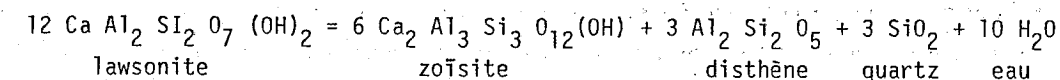
Pour cet auteur les faits suivants constituent des arguments importants en faveur d'un polymétamorphisme

- 1 - La présence de disthène et d'une zoïsite grise dans les éclogites de la péninsule de Macanao
- 2 - L'existence de "noyaux" de paragonite et de clinozoïsite, auréolés de plagioclase
- 3 - La présence d'inclusions de sphène, épidote ferrique et amphibole dans les omphacites des éclogites.

Navarro (op.cit.) propose un certain nombre de réactions afin d'expliquer ces particularités

1 - L'association disthène-zoïsite grise

Les éclogites à disthène, observées à Macanao, montrent, en plus des grenats, des omphacites et du disthène, un pourcentage important de zoïsite grise. La présence contiguë du disthène et de cette zoïsite est interprétée par Navarro (1974, p. 103) comme le résultat de la transformation prograde d'une Lawsonite issue du premier métamorphisme

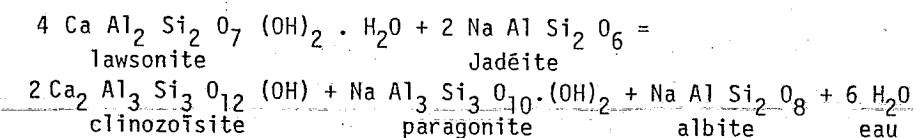


N.B. - La lawsonite n'est plus stable à des températures supérieures à 450°

2 - L'association Paragonite-clinozoïsite-plagioclase sodique

Dans la plupart des cas la paragonite est intimement interpénétrée ou bordée par de la clinozoïsite et des plagioclases sodiques.

Navarro (op. cit. p. 86) suggère que cette association est la marque des porphyroblastes de lawsonite préexistants



3 - Les inclusions de sphène, d'épidote ferrique et d'amphibole dans les clinopyroxènes

La présence d'inclusions dans les minéraux de haute température et de haute pression constitue le troisième argument pétrographique de Navarro

* Les arguments cristallographiques

Navarro (1974-1981) et Navarro et Blackburn (1977) proposent, au vu des données obtenues à la microsonde que les grenats sont zonés et que les omphacites présentent une structure cristallographique et un chimisme particuliers, compatibles avec des clinopyroxènes de deuxième génération, développés aux dépens de pyroxène jadéitique primaire.

- Les grenats

Des nombreux profils réalisés par ces auteurs à travers les grenats, il ressort que ces derniers présentent une zonation. Pour l'essentiel ils se répartissent dans le domaine des grenats ophiolitiques sur les diagrammes de Smulikowski (1972). Cependant quelques uns montrent une nette évolution du domaine des éclogites ophiolitiques au domaine des éclogites communes (Navarro, 1981; Navarro-Blackburn, 1977).

- Les omphacites

Les omphacites étudiées par Navarro sont du type structural P_2 , et tombent, dans leur majorité, dans le champ des clinopyroxènes ophiolitiques des diagrammes de Smulikowski (1972). Cependant les profils effectués à travers ces minéraux montrent une évolution du cœur à la périphérie; remplacement de Na par Ca. Certains d'entre eux sortent du champ des pyroxènes ophiolitiques pour se localiser dans ceux des éclogites communes (Navarro, 1981, p. 34).

- Les amphiboles, micas blancs et épidotes

Ces minéraux, bien que décrits amplement dans les travaux de Navarro ne seront pas traités ici car ils constituent des problèmes à part entière, difficiles à résumer en quelques lignes. Aussi reprendrons-nous les travaux de Maresch et ceux de Navarro à ce sujet, après avoir présenté nos données.

* Conclusions

Navarro (1974-1981), Navarro-Blackburn (1977) proposent une évolution polyphasée pour les éclogites de Margarita.

La première paragenèse, corrélée à des faciès schistes bleus, se caractérise par l'assemblage suivant :

I : LAWSONITE + PYROXENE JADEITIQUE + Fe GRENAT

La deuxième paragenèse attribuée à un second événement dynamo-thermique est marquée par l'apparition des minéraux suivants :

II : OMPHACITE + Fe Mg GRENAT + PARAGONITE

sous haute P_{H_2O} → éclogite à amphibole
réaction hydratée → amphibolite à grenat
amphibolite

b - Proposition d'un métamorphisme unique selon Maresch (1973) et Maresch et Abraham (1981)

Maresch et Abraham (1981) étudièrent en grand détail une seule éclogite, récoltée par Maresch en 1973 aux alentours de Punta Ausente, non loin du village de Guayacan.

* Description microscopique de l'éclogite W 176

Ces auteurs décrivent cette éclogite et les réactions entre les divers minéraux qui la composent.

- Les grenats observés sont automorphes à subautomorphes, soit isolés, soit regroupés en agrégats. Ces grenats, relativement limpides, présentent néanmoins en inclusions, du quartz, de l'amphibole, de l'épidote, de rares paragonites ainsi que quelques granules de rutile/ilménite. Ils sont pseudomorphosés en chlorite et en amphibole.

- Les pyroxènes, auréolés d'une couronne réactionnelle, composée principalement d'albite et d'amphibole, possèdent en inclusions, des amphiboles, des grenats, de la paragonite et du quartz.

- Les amphiboles bleu-vert se présentent parfois au cœur de plus grands cristaux de hornblende. Il est possible de noter, le long de leurs clivages, des zones de réactions constituées d'épidote, d'albite et de chlorite.

- Les paragonites sont fréquemment frangées d'une couronne composée d'épidote et d'albite. Quand leur transformation est totale, la pseudomorphose peut se déceler par des amas à cœur d'épidotes et lames périphériques d'albite. Cette pseudomorphose, selon Maresch et Abraham (op.cit.) est clairement différente de celle d'un mica blanc associé à de l'épidote en clinozoisite et plagioclase, attribuable à des fantômes de lawsonite dans les autres terrains métamorphiques (selon Miller, 1977).

* Géochimie des minéraux

Les omphacites : ils semblent être légèrement plus diopidiques à leur cœur (Ca) que sur leur périphérie (Na). Cependant très transformés, il est impossible de réaliser un profil continu. Très contrairement à l'opinion de Navarro (1977), Maresch et Abraham ne décèlent pas d'évidence pour l'existence de deux générations de clinopyroxène sodique.

Les grenats : ils présentent une décroissance de la teneur en manganèse, du cœur à la périphérie. Sur les profils réalisés, ces auteurs ne trouvent pas de texture zonée certaine pour ces minéraux, tout au plus une légère discontinuité, marquée spécialement par le comportement du MnO. Ils soulignent également une augmentation faible, mais régulière, du magnésium (MgO) des coeurs aux périphéries de ces porphyroblastes.

Contrairement à l'opinion de l'équipe américano-vénézuélienne, qui avait interprété cette discontinuité comme la marque du développement d'un second métamorphisme (polymétamorphisme), ces auteurs (p. 345), après avoir introduit quelques notions théoriques sur le comportement du Fe^{2+} et Fe^{3+} , en géothermométrie (Ellis et Green, 1979), proposent que cette discontinuité traduit seulement un léger ressaut de température, inférieur à 100°, lors d'un métamorphisme unique.

Les amphiboles : les analyses à la microsonde effectuées sur ces amphiboles soulignent bien leur caractère zoné, par une répartition bimodale des analyses. Le coeur est composé d'une amphibole du type BARROISITE (classification de Leake, 1978) tandis que la périphérie est constituée de hornblende.

Les paragonites : ces micas présente une composition chimique homogène, si l'on néglige les faibles teneurs en Fe^{2+} , Ma, Ca. Ces micas ont des valeurs comprises entre $Pa_{95.6} Ms_{4.4}$ et $Pa_{96.5} Ms_{3.5}$.

Les épidotes : en considérant tout le fer sous sa forme oxydée (Fe^{3+}) ces minéraux correspondent à la composition idéale des épidotes de la série clinozoïsite-épidote (monocliniques) avec un pourcentage souvent élevé en pistachite.

* Conclusions

Maresch et Abraham (1981) proposent, à titre de conclusion que les éclogites de Margarita ne montrent qu'un seul métamorphisme qui, lors d'une dépressurisation tardive avec une légère hausse de température, évoluera vers des faciès métamorphiques du type amphibolite puis schistes verts (paragenèse hydratée).

Ils rejettent la conception de Navarro et Blackburn, sur la base des arguments suivants:

- les grenats ne présentent pas de zonation certaine aussi bien texturale que chimique;
- les omphacites analysées ne se répartissent pas en deux populations distinctes;
- la pseudomorphose des lawsonites primaires, proposée par Navarro, ne peut être évoquée par le caractère structural des amas de paragonites, clinozoïsites et plagioclases, car l'association observée est clairement différente de celle observée dans d'autres terrains métamorphiques.
- la légère discontinuité observée pour l'évolution des teneurs en MnO dans les grenats n'est imputable qu'à un léger ressaut de température, inférieur à 100°C.

Globalement, ces auteurs expliquent la rétro-morphose des éclogites de Margarita par deux réactions :

- 1 - OMPHACITE + PARAGONITE + GRENAT + RUTILE + albite + épidote + amphibole (hornblende?) + sphène
- 2 - AMPHIBOLE (barroïsite) + PARAGONITE + albite + épidote + chlorite

La décomposition en deux équations est avancée par ces auteurs car les omphacites, les paragonites et les grenats ne sont pas toujours communément associés.

III - LES ECLOGITES DE PARAGUACHOA (Margarita orientale)

Aucune des deux conceptions, germano-italienne ou américano-vénézuélienne, ne nous satisfait pleinement.

Malgré le grand nombre d'éclogites étudiées par Navarro (1974) et Navarro-Blackburn (1977), il apparaît difficile d'envisager la pseudomorphose de la lawsonite selon les arguments présentés par Maresch et Abraham (1981) (allusion aux travaux de Miller 1977); ainsi que la préexistence de jadéite ($NaAlSi_2O_6$) avant la formation des omphacites. Il est toutefois très intéressant de signaler la présence de disthène dans les éclogites de Macanao.

Les résultats de l'étude de l'éclogite W 176, présentés par Maresch et Abraham (op.cit) ne s'accordent pas avec nos observations microscopiques. L'analyse très "pointue" par des moyens sophistiqués de cette unique éclogite demeure trop ponctuelle. Cependant, les données fournies par ces auteurs sont de grande qualité. Nous sommes en accord avec ces derniers, pour la proposition d'un stade de dépressurisation important post éclogitique. Cette rétro-morphose des minéraux stables dans le faciès éclogitique, en paragenèse du type faciès amphibolite à faciès schistes verts est parfois très importante, gommant ainsi toute trace des stades précoces métamorphiques. Elle entraîne, entre autre, la formation de hornblende en couronne autour des amphiboles bleutées et, plus tardivement, le développement de chlorite, de calcite, d'épidote. Nous ne débattons pas, au cours de cette étude, des phénomènes réactionnels post éclogitiques d'un point de vue géochimique, mais seulement minéralogique.

L'optique de ce paragraphe sera axé sur la présence ou non d'un stade métamorphique précoce corrélable à un événement tectonique antérieur important. Nous focaliserons nos recherches sur les grenats et clinopyroxènes pour tenter de répondre aux questions suivantes:

- Les grenats "zonés" des éclogites de Margarita présentent-ils une seule évolution polyphasée ou, au contraire, deux étapes de croissance bien distinctes dans le temps ?
- Existe-t-il deux générations de cpx: des jadéites primaires, anté omphacitiques et des omphacites calciques, frangées ou non par un liséré omphacitique plus sodique comme semblent le signaler Maresch et Abraham (1981) ?

Notre choix s'est porté sur l'étude de deux faciès éclogitiques. Aussi, après une brève description minéralogique, nous étudierons, en détail, une éclogite vraie (-échantillon MAR 324; faciès El Maco); une éclogite à amphibole (-échantillon MAR 176; faciès Pedro Gonzalez).

Après avoir défini les conditions géothermométriques et géobarométriques de leur formation, nous effectuerons un bilan des connaissances d'ordre géochimique sur les éclogites de Margarita. Une synthèse de l'évolution du substratum méta-ophiolitique ne sera toutefois pas tentée au cours de ce chapitre car des données supplémentaires sur les lithofaciès basiques seront nécessaires pour mieux cerner le problème du mono- ou polymétamorphisme des éclogites.

III.A - Les éclogites du faciès El Maco

Nous avons effectué diverses lames minces dans l'échantillon MAR 324 (cf. description sommaire, chapitre II, partie I, - Le substratum méta-ophiolitique); afin de déceler des différences texturales susceptibles de fournir des indices sur le développement des minéraux.

1) Données texturales (études en lames minces)

* Globalement, les grenats subautomorphes présentent une zonation texturale évidente (Fig. 89). Un liséré périphérique limpide, composé parfois de deux ceintures entre lesquelles nous observons des opaques (rutile ?), englobe un grenat central, truffé d'inclusions. Cette couronne est généralement séparée du grenat central par un "halo" de minéraux ferromagnésiens. Le développement accru de cette frange grenatifère, regroupe parfois deux à trois noyaux grenatifères, en "phagocytant" quelques clinopyroxènes de la trame, ceci confère un aspect en "nid d'abeille" (Lasnier, 1970) à certaines parties de la lame mince (Lame MAR 324).

* Sur la lame MAR 324 E, quelques grenats en atoll, à coeur constitué soit d'omphacite, soit d'une association d'omphacite et de minéraux opaques, marquent un processus de cristallisation anhydre prograde.

* L'auréole de ferromagnésiens est composée d'amphibole bleutée en LN, à extinction subdroite et de clinopyroxènes.

* Le grenat central présente, semble-t-il, microscopiquement un noyau plus riche en inclusions de quartz et de petites amphiboles que la bordure.

* Les omphacites de la trame, bien orientées, sont associées à quelques granules subsphériques à ovoïdes d'opaques qu'on ne peut pas sans rappeler les concentrations réniformes du rutile fréquemment observées dans les éclogites. Ces clinopyroxènes perdent leur aspect limpide à leurs périphéries. Nous notons, en plus, une fine frange de symplectite de 30 à 20 μ de large, composée de plagioclase limpide (albite ?) et d'amphibole d'aspect vermiforme.

La présence d'omphacite au coeur de quelques grenats en atoll ainsi que dans l'auréole autour du grenat central et leur très faible stade de rétro-morphose permet d'espérer qu'une étude comparée des couples cpx/grenat central (faciès de bordure) et cpx/grenat de la couronne, nous renseignera sur la variation de la température en plus des conditions physiques de formation de cette éclogite, faciès El Maco.

2) Les grenats du faciès El Maco

Nous avons effectué différentes analyses ponctuelles à la microsonde sur l'un des grenats de cette éclogite (cf. Tableau 14)*.

Le report de ces points sur un profil reconstitué, virtuel, permet de noter un spectre relativement plat (Fig. 90). Ces grenats ont une composition chimique élevée en almandin $Fe_3^{2+} Al_2 (SiO_4)_3$ de 50 à 55 %. Les teneurs en grossulaire $CaAl_2 (SiO_4)_3$ et en pyrope

* N.B. Les tableaux mentionnés dans cette troisième partie sont regroupés dans l'annexe C.

Fig. 89 : dessin schématique du faciès éclogitique d'El Maco (lame MAR 324).

Fig. 89 : dibujo esquemático del faciès eclogítico del Maco (sección MAR 324)

Omp. = Omphacite
GR = Grenat
R = opaque (rutile)

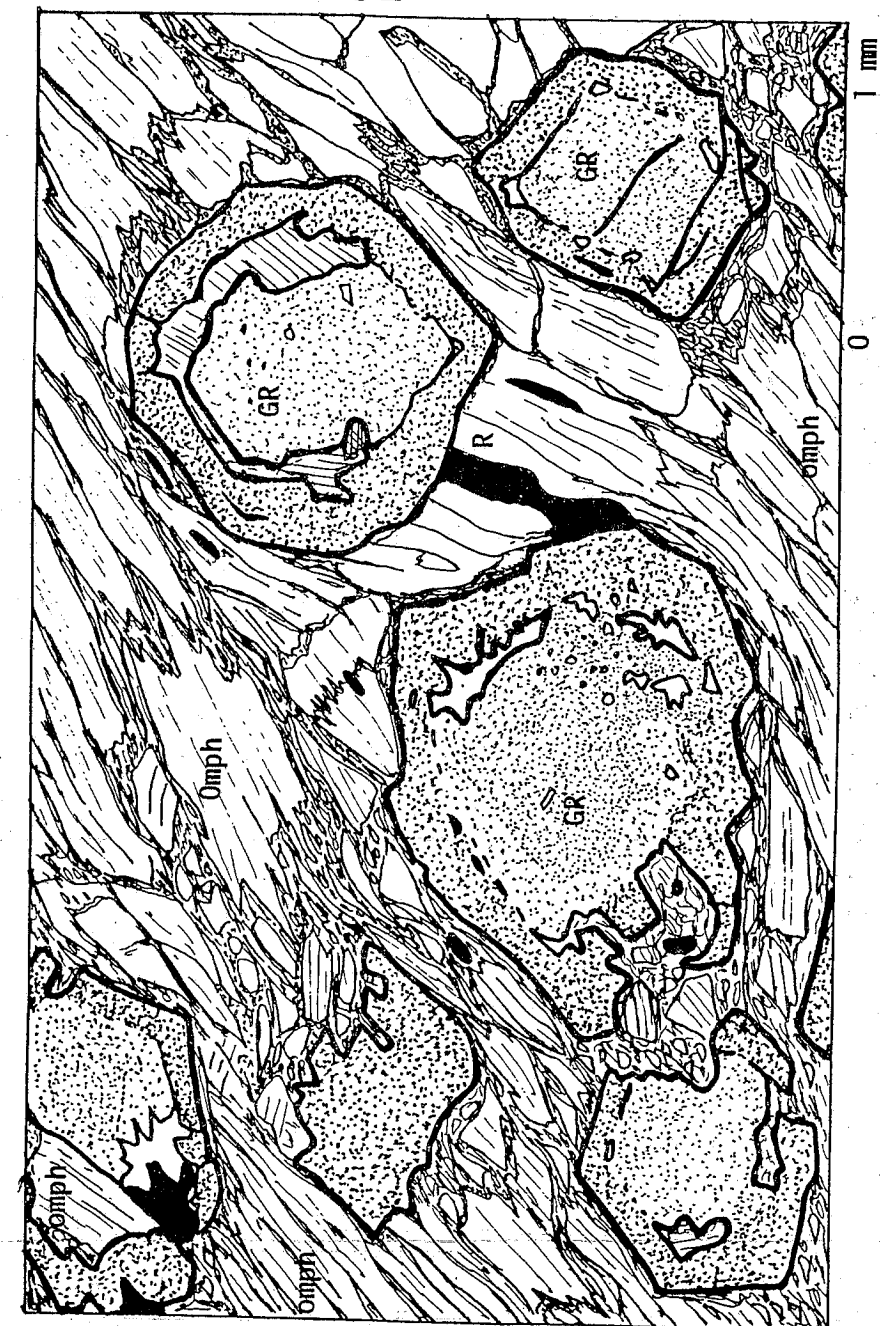
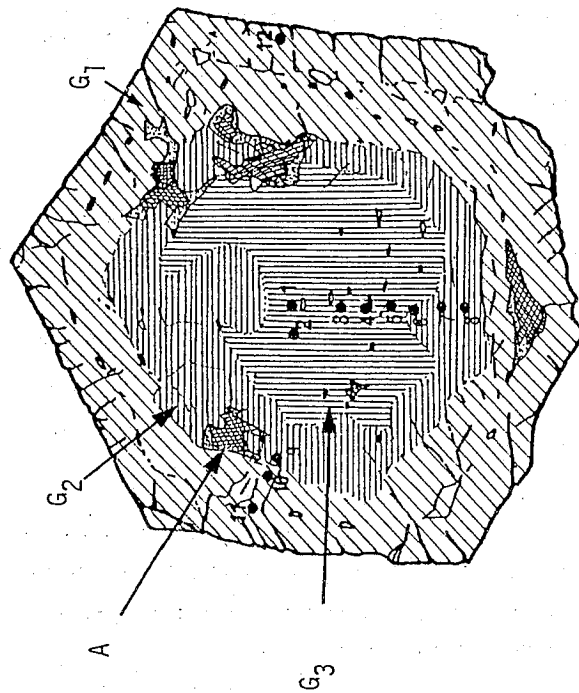


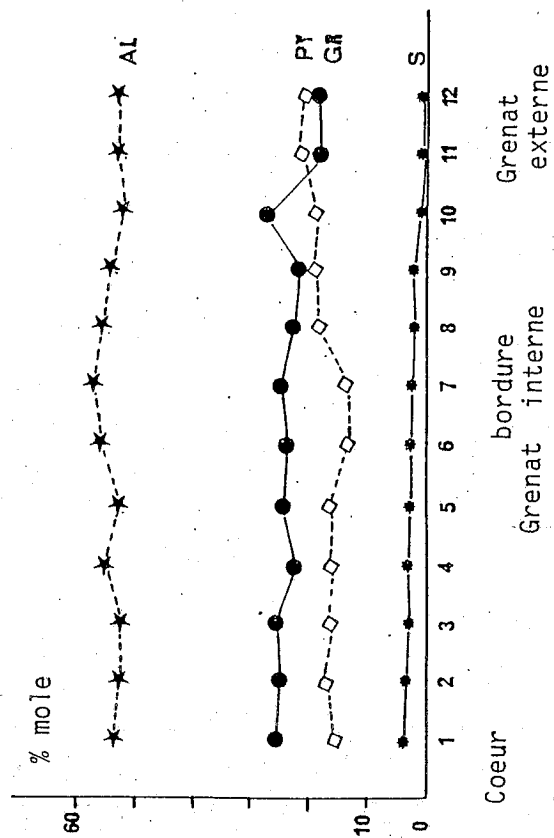
Fig. 90 A = Schéma illustrant l'aspect zoné des grenats des écloğites de "El Maco" et indiquant les points microsonde

Esquema ilustrando el aspecto zonado de los granates de las écloğitas de El Maco y mostrando los puntos de microsonda



Les points 1 à 12 représentent les lieux analysés à la microsonde

- A = Amphibole bleue
- G₁ = Grenat externe
- G₂ = Bordure du grenat externe
- G₃ = Coeur du grenat interne



- AL = Almandin
- Py = Pyrope
- GR = Grossulaire
- S = Spessartine

Fig. 90 B - Profil reconstitué du grenat étudié
Perfil reconstituido del granate estudiado

$Mg_3 Al_2(SiO_4)_3$ sont de l'ordre de 15 à 25 %. Le pourcentage en spessartine $Mn_3 Al_2(SiO_4)_3$ demeure relativement faible, inférieur à 5. Les taux en andradite $Ca_3Fe_2^{3+}(SiO_4)_3$ et en ouvarovite $Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$ sont proches de zéro ou nuls et, par là même, négligeables. Cette dernière constatation revêtira toute son importance pour le calcul des conditions de genèse de cette roche.

Bien que ces analyses furent effectuées sur un plan dont nous ne pouvons prouver le caractère équatorial, il apparaît que ces grenats ne sont pas géochimiquement zonés, du moins pour ce qui concerne les valeurs de la bordure du grenat interne et celles obtenues sur la couronne périphérique externe. Les légères variations géochimiques enregistrées ne sont pas suffisantes pour démontrer l'existence d'un métamorphisme polyphasé (ou d'un polymétamorphisme).

Les grenats en atoll, souvent attribués à deux époques de métamorphisme distincts sont encore, de nos jours, sujets à de vives polémiques. Plusieurs interprétations furent avancées pour expliquer cette apparente zonation texturale et non chimique:

- Résorption centrale de grenats pleins préexistants (Engels, 1972; Smellie, 1974; in Godard 1981, p. 75);

- Développement des grenats de manière amiboïde le long des joints de grain. De Wit *et al.*, (1979; in Bard, 1980, p. 79) propose que "les grenats en atoll des roches basiques se forment au niveau de point triple ou sur les bordures, plus ou moins courbes, des grains de quartz, par un processus de nucléation et de croissance cristalline". Dans le même ordre d'idées Chatterjee, (1974, p. 290, in Godard, (1981)) ou Lasnier (1970) suggèrent que les atolls grenatifères pourraient être des couronnes réactionnelles.

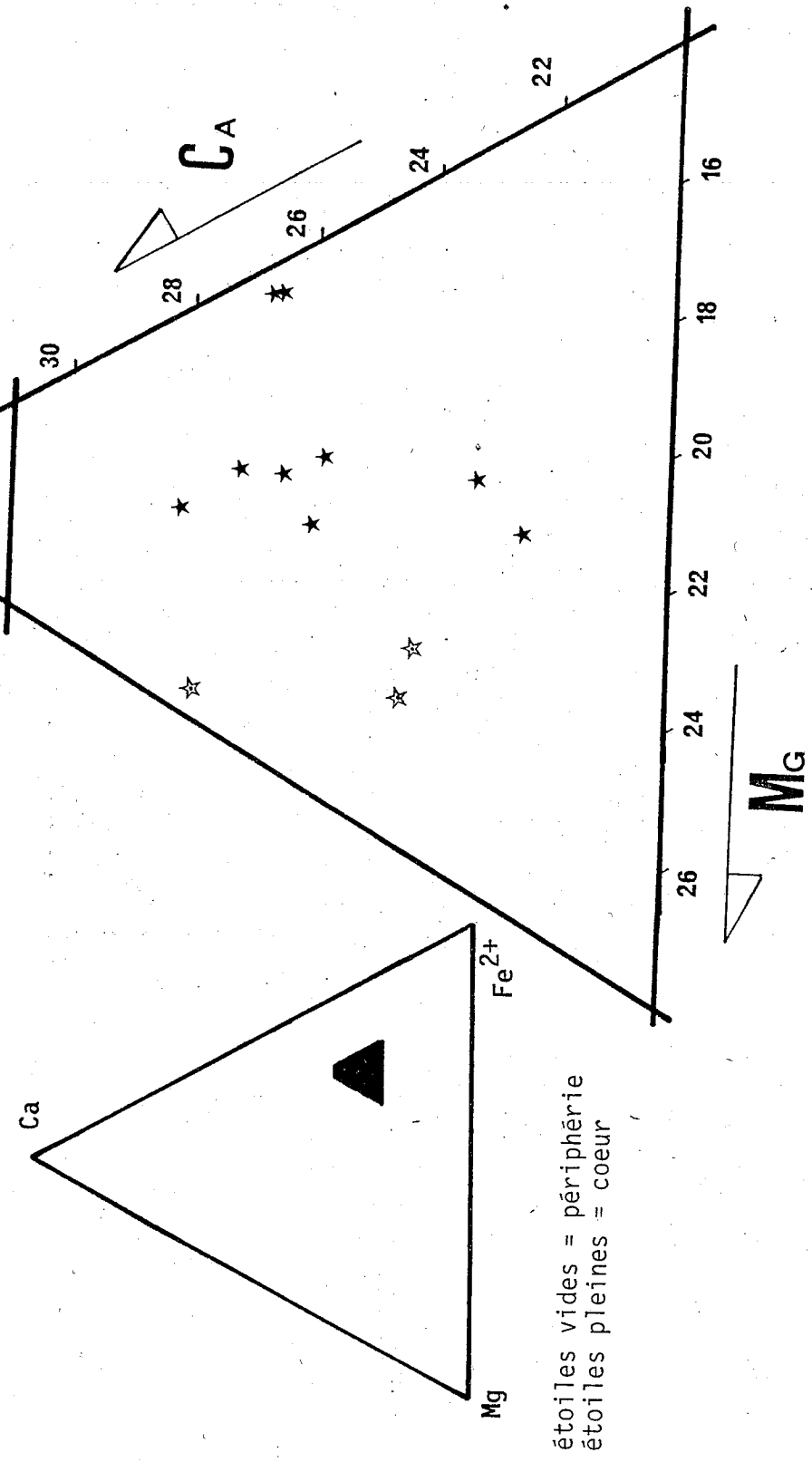
Dans le cas présent, la première hypothèse nous semble difficilement applicable car: la coalescence de quelques grenats avec développement d'une couronne commune - la "phagocytose" de clinopyroxène de la trame - L'existence d'omphacite ou d'une association omphacite/opaque dans les grenats en atoll, vont plus en faveur d'une croissance d'une façon amiboïde des grenats, lors d'un métamorphisme prograde. Les variations texturales ne seraient dues qu'aux différences de cinétique chimique entre les omphacites à croissance plus rapide et les grenats à croissance lente.

Les variations chimiques, bien que très faibles, sont aisément visualisables dans le diagramme de Smulikowski (1972). Toutes les valeurs reportées se localisent dans le champ des grenats ophiolitiques, de type alpin. Cependant les données obtenues sur la couronne limpide, appartiennent également au champ des écloğites communes (Fig. 91 et Fig. 93 discussion fin de chapitre).

3) Les clinopyroxènes des écloğites - faciès El Maco

Nous avons réalisé un profil à travers un clinopyroxène, de la trame, en contact avec le grenat étudié. Les valeurs acquises ne soulignent pas d'hétérogénéité chimique, pas de zonation de ce pyroxène. Les analyses reportées dans le diagramme de Essene et Fyfe (1967) se positionnent dans le champ des omphacites (avec des teneurs moyennes en jadéite de 0,40% et des pourcentages en acmite (aegyrine) inférieurs à 5 %).

Fig. 91 - Position des analyses effectuées sur les grenats du faciès éclo-
 gitique d'El Maco, dans le diagramme de Smulikowski (1972)
*Posición de los análisis efectuados sobre los granates del faciès éclo-
 gítico del Maco en el diagrama de Smulikowski (1972)*



étoiles vides = périphérie
 étoile pleine = coeur

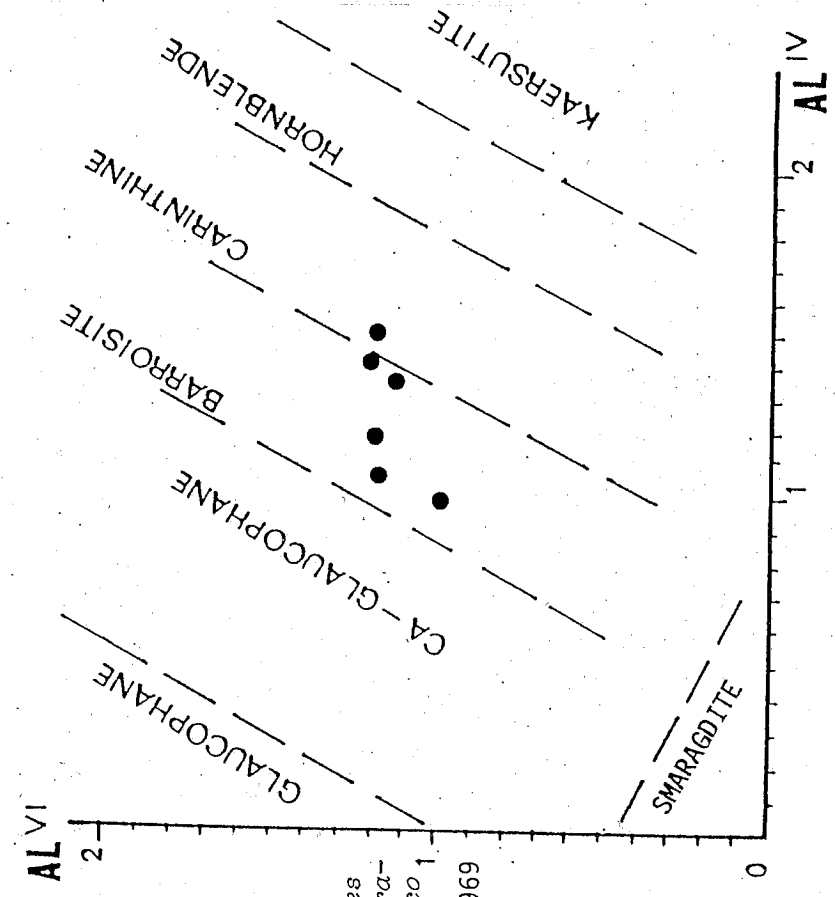


Fig. 92 - Position des amphiboles
 bleues observées en inclusions
 dans les grenats des éclo-
 gitiques d'El Maco

*Posición de los anfíboles
 azules observados dentro los gra-
 nates de las eclogitas d'El Maco*
 Diagramme de Mottana et Edgar, 1969

4) La chimie des amphiboles bleuées en LN du faciès éclogitique d'El Maco

Six amphiboles, soit en inclusion dans la bordure du grenat central, soit dans le halo qui sépare ce même grenat de sa couronne limpide furent analysées (tableau 15).

Le report des valeurs, obtenues et recalculées sur la base de 23 oxygènes, dans le diagramme de Mottana et Edgar (1969) (Al^{VI}/Al^{IV}), permet de conclure que cinq d'entre elles sont des barroisites et l'une du type carintine (Fig. 92). Ces amphiboles calcosodiques sont bien connues dans les éclogites, comme minéraux soit primaires, soit secondaires. Ici elles semblent antérieures aux omphacites et seraient, à titre d'hypothèse, en équilibre avec la bordure du grenat interne.

5) Les minéraux accessoires

Nous avons trouvé, en inclusions, dans le grenat central, du quartz, du rutile et également des carbonates. La nature de ce carbonate cryptocristallin ne peut être précisée (calcite ou aragonite) et rien ne nous laisse supposer qu'il s'agit d'un minéral primaire.

6) Conditions physiques - géothermométrie - géobarométrie

Grâce à la présence conjointe de grenat et d'omphacite, il est possible d'utiliser le couple cpx/grenat pour estimer, d'une part, la température et d'autre part, la pression lithostatique minimale (absence de plagioclase), de stabilité de cette paragenèse éclogitique.

6.1. - Estimation de la température

La méthode de calcul utilisée dans ce travail est celle proposée par Ellis et Green (1979).

L'équation appliquée est la suivante :

$$T(k) = \frac{3104 X_{Ca}^{gt} + 3030 + 10.86 P(Kbar)}{\ln K_D + 1.9034}$$

$$\text{avec } K_D = \frac{(Fe^{2+}/Mg^{2+})_{Grenat}}{(Fe^{2+}/Mg^{2+})_{cpx}}$$

Nous nous proposons d'étudier deux couples cpx/grenat

- 1) cpx/grenat (bordure du grenat interne)
- 2) cpx/grenat (de la couronne)

Avant toutefois de présenter les températures obtenues pour différentes pressions établies, il est important de connaître les valeurs en Fe^{2+} dans le grenat et le clinopyroxène.

* Calcul de Fe^{2+} dans le grenat

Les données obtenues à la microsonde ne permettent pas une lecture immédiate des valeurs Fe^{2+} et Fe^{3+} des minéraux analysés. Tout le fer est sous la forme FeO (Fe^{2+}); le problème est donc d'estimer le fer ferreux et le fer ferrique pour ensuite ne prendre que la valeur Fe^{2+} recalculée.

Différentes méthodes sont proposées dans la littérature :

- 1) $Fe^{3+} = 2 - (Al^{VI} + Ti + Cr)$
- 2) $Fe^{3+} = 8 - 2 Si - 2 Ti - Al - Cr$ (Ryburn et al., 1975)

Dans les deux cas, les valeurs recalculées du Fe^{3+} est négative pour nos grenats. Ceci s'explique aisément par la quantité négligeable à nulle de la molécule d'andradite $[Ca_3 - Fe_2^{3+} (SiO_4)_3]$. Comme le proposent Ryburn et al. (1975, p. 162), la valeur exprimée en FeO à la microsonde correspond effectivement ici à la valeur en Fe^{2+} .

$$FeO \text{ microsonde} = Fe^{2+} \text{ (si la molécule d'andradite est négligeable).}$$

Cette approximation, souvent usitée n'est pas très grave dans le cas présent, car d'une part elle ne présente que très peu d'effets sur les températures estimées (Ryburn et al. op. cit.) et, d'autre part, "l'exactitude d'une analyse de grenat repose essentiellement sur la justesse relative des cations Ca, Mg, Fe et Mn" (Godard, 1981, p. 136).

* Calcul de Fe^{2+} dans les clinopyroxènes

Il est possible de calculer le Fe^{2+} et le Fe^{3+} par de nombreuses équations, basées sur l'équilibre des charges.

$$1) Fe^{3+} = K + Na + Al^{IV} - (Al^{VI} + Cr + 2 Ti)$$

$$\text{avec } Al^{IV} = 2 - Si \text{ (Papike et al, 1974)}$$

$$2) Fe^{3+} = 12 - \frac{48}{M'} \text{ (Hamm et Vieten (1971).)}$$

avec M' légèrement inférieure à 4.

Mais comme le soulignent Cawthorn et Collerson (1974), le cas des omphacites est beaucoup plus complexe que celui des autres pyroxènes. Ces auteurs, suite à une compilation de clinopyroxènes dont la teneur en Fe_2O_3 (Fe^{3+}) était connue, démontrent que les omphacites possèdent une stoechiométrie anormale, avec en moyenne 3.9747 cations pour six oxygènes; en conséquence la méthode d'estimation de Fe^{3+} , basée sur une stoechiométrie parfaite de 4 cations pour six oxygènes, entraîne certaines erreurs pour le cas particulier des omphacites. Cawthorn et Collerson (op. cit.) indiquent que la somme des cations dans les omphacites (pour 60) oscille entre 3.970 et 4.03, ce qui est par fait, ramenée à 4, cette somme, pour le cas des valeurs inférieures à 4, implique une diminution de 3 % de la valeur calculée pour Fe^{3+} et consécutivement un phénomène inverse pour une somme cationique supérieure à 4. Ces auteurs rappellent que la méthode d'estimation du Fe^{3+} et de la valeur de la molécule de jadéite suggérée par Essene et Fyfe (1967), dans les pyroxènes, est seulement applicable aux omphacites (éclogites et granulites), car elle ne prend pas en compte les pourcentages en TiO_2 et K_2O (ex.: titano-augite) (jadéite = $Al^{VI} - Al^{IV}$).

La répartition très étalée des sommes cationiques sur un histogramme (cf. fig. 1-B p. 1205, Cawthorn et Collerson, 1974) des omphacites des éclogites, au contraire de la courbe en "cloche" des autres pyroxènes (problème des sites vacants), souligne le problème délicat d'estimation au Fe^{3+} et Fe^{2+} . Nous avons opté dans cette étude pour la méthode Cawthorn et Collerson (op. cit.).

C'est à l'aide d'un exemple que nous tenterons d'illustrer cette méthode qui présente le double avantage de recalculer, d'une part la valeur de Fe^{2+} et, d'autre part, le pourcentage de jadéite dans les omphacites.

Calcul d'estimation du Fe²⁺

et du pourcentage de jadéite dans une omphacite de Margarita.

Un exemple

(Calcul selon la méthode de Cawthorn et Collerson (1974))

Analyse 2 : (cf. Tableau)

OXYDES	SiO ₂	55.79
	Al ₂ O ₃	9.31
	MgO	9.52
	FeO	4.87
	CaO	15.15
	Na ₂ O	5.63
	MnO	0.07
	K ₂ O	0.01
	TiO ₂	0.22
	Cr ₂ O ₃	0.00

Total 100.57

CATIONS	Si ⁴⁺	1.9876
	Al	0.3910
	Mg ²⁺	0.5057
	Fe	0.1451
	Ca ²⁺	0.5783
	Na ⁺	0.3887
	Mn ²⁺	0.0021
	K ⁺	0.0004
	Ti ⁺	0.0060
	Cr ⁺	0.0000

Total 4.0050

CATIONS
RECALCULES

	Si ⁴⁺	1.9876
	Al ^{IV}	0.0124

Σ T = 2.0000

Al^{VI} 0.3786

Ti 0.0060

Fe³⁺ 0.0101Fe²⁺ 0.1350Mn²⁺ 0.0021Mg²⁺ 0.5057Σ M₁ = 1.0355Ca²⁺ 0.5783Na⁺ 0.3887

K 0.0004

Σ M₂ 0.9674

TOTAL 3.9929

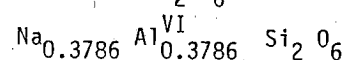
A - Calcul d'estimation du Fe²⁺

$$Si^{4+} + Al^{IV} = 2$$

$$Al^{IV} = 2 - 1.9876 = 0.124$$

$$Al^{VI} = Al - Al^{IV} = 0.3786$$

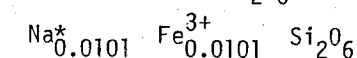
1 - Constitution de la molécule jadéite

Na(+K) Al Si₂ O₆ ici K négligé

excès de Na = Na* = 0.3887 - 0.3786

$$Na^* = 0.0101$$

2 - Constitution de la molécule aegyrine

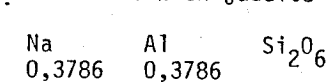
Na* Fe³ (+Cr) Si₂ O₆ ici Cr⁺ = 0

$$Fe^{3+} = 0.0101$$

$$Fe^{2+} = Fe - Fe^{3+} = 0.1451 - 0.0101$$

$$Fe^{2+} = 0.1350$$

B - Calcul du % en jadéite



$$Na/\Sigma M_2 = \frac{0.3786}{0.9674} = 39.13$$

$$\% Jd = 0.39$$

$$\text{avec } \% Jd + \% Ac + \% Reste = 1$$

6 1 a) Le couple cpx/grenat (valeur de la bordure du grenat interne)

L'estimation des différentes températures, à pression fixée, est basée sur la répartition du Fe²⁺ et Mg²⁺ dans le clinopyroxène et le grenat.

$$\text{Le calcul du coefficient de partage } K_D = \frac{(Fe^{2+}/Mg^{2+})_{\text{GRENAT}}}{(Fe^{2+}/Mg^{2+})_{\text{cpx}}}$$

$$\text{et la valeur de } X_{Ca}^{gt} = \frac{Ca^{2+}}{Ca^{2+} + Mg^{2+} + Fe^{2+}}$$

- La valeur choisie pour représenter le grenat (bordure) est l'analyse n°8 avec

$$Mg^{2+} = 1.1093 \text{ et } Fe^{2+} = 3.3574$$

$$\text{Le rapport du } Fe^{2+}/Mg^{2+} = 3.026$$

$$\text{et } X_{Ca}^{gt} = 0.237$$

Nous avons pris les différentes valeurs d'omphacite, analysées dans la lame MAR 324. Le choix de cette prise en compte des diverses valeurs de Fe²⁺, recalculées (cf. paragraphe antérieur) est fondé sur l'absence de critères suffisamment déterminants pour attribuer telle ou telle omphacite, stable avec la périphérie du grenat interne. Nous répéterons cette opération lors de l'estimation des températures d'équilibre du couple cpx/GRENAT (couronne).

Le rapport Fe²⁺/Mg²⁺ dans chaque omphacite est mentionné dans le tableau ci-dessous;

cpx(1)	Fe ²⁺ = 0.1515 Mg ²⁺ = 0.4871	Fe ²⁺ /Mg ²⁺ = 0.311	K _{D(1)} = 9.73
cpx(2)	Fe ²⁺ = 0.1350 Mg ²⁺ = 0.5057	Fe ²⁺ /Mg ²⁺ = 0.267	K _{D(2)} = 11.33
cpx(3)	Fe ²⁺ = 0.1219 Mg ²⁺ = 0.5141	Fe ²⁺ /Mg ²⁺ = 0.237	K _{D(3)} = 12.76

Les différentes températures calculées pour des pressions fixées tantôt à 5 Kbar, tantôt à 10 Kbar, à coefficient de partage différents sont les suivants :

K _{D(1)}	P _(5Kb) → T = 641 C°	P _(10Kb) → T = 654 C°
K _{D(2)}	P _(5Kb) → T = 609 C°	P _(10Kb) → T = 621 C°
K _{D(3)}	P _(5Kb) → T = 585 C°	P _(10Kb) → T = 597 C°

6 1 b) Le couple cpx/grenat (de la couronne externe)

Les résultats acquis sont les suivants avec Fe²⁺/Mg²⁺ grenat = 2.566 (12)

$$\text{et } X_{Ca}^{gt} = 0.253 \text{ (N.B. le grenat de couronne = grenat n°12)}$$

$K_{D(1)} = 8.25$	$P_{(5Kb)} + T = 690 \text{ C}^\circ$	$P_{(10Kb)} + T = 705 \text{ C}^\circ$
$K_{D(2)} = 9.61$	$P_{(5Kb)} + T = 656 \text{ C}^\circ$	$P_{(10Kb)} + T = 670 \text{ C}^\circ$
$K_{D(3)} = 10.827$	$P_{(5Kb)} + T = 630 \text{ C}^\circ$	$P_{(10Kb)} + T = 643 \text{ C}^\circ$

6.1 c) Synthèses des températures estimées

Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées selon le choix du couple cpx/grenat adopté. Les trois analyses obtenues sur omphacite peuvent, indépendamment, se coupler avec les valeurs acquises soit sur la couronne externe du grenat, soit sur la périphérie du grenat interne.

Nous résumerons seulement les valeurs de températures obtenues, à pression fixée, à l'aide de deux tableaux

P = 5Kb	grenat interne	grenat externe	ΔT (C°)
cpx(1)	641 C°	690 C°	49 C°
cpx(2)	609 C°	656 C°	47 C°
cpx(3)	585 C°	630 C°	45 C°

P = 10Kb	Grenat interne	Grenat externe	ΔT (C°)
cpx(1)	654 C°	705 C°	51 C°
cpx(2)	621 C°	670 C°	49 C°
cpx(3)	797 C°	643 C°	46 C°

6.2. - Estimation de la pression minimale

Le calcul de la pression lithostatique minimale est basé sur le pourcentage en jadéite dans l'omphacite. Sur les éclogites du faciès El Maco le pourcentage moyen en jadéite est de 0.39 (cf. exemple). L'équation utilisée pour définir la droite de 0.39 % en jadéite est celle proposée par Holland (1980). Cet auteur définit tout d'abord la droite qui délimite le champ de l'omphacite et du quartz avec le champ d'une albite synthétique de haute température. Cette fonction univariante répond à l'équation suivante :

$$P = 0.35 + 0.0265 t_{(C^\circ)} \pm 0.5 \text{ Kbar (Holland, 1980, p. 129).}$$

Cette droite est déterminée à partir d'une jadéite pure; le calcul de la droite d'un pourcentage moindre en jadéite est tracé par rapport à cette limite par la soustraction d'une variation de pression (ΔP), à températures fixées, qui est formulée par cet auteur par l'équation suivante :

$$\Delta P = - (RT/\Delta V^\circ) \ln \alpha_{Jd}$$

$$\text{Avec } \alpha_{Jd} = X_{Jd}^2 \gamma_{Jd}$$

$$\gamma_{Jd} = \text{Exp} [(W/RT) (1 - X_{Jd})^2] \text{ Holland (op. cit., p. 132)}$$

Les constantes sont :

$$\Delta V^\circ = 1,734 \text{ Jb}^{-1} \text{ (in Holland, 1983)}$$

$$W = 24 \text{ K Joules}$$

$$R = \text{arrondi à } 8,32$$

Les variations de pression obtenues avec % Jd = 0.39 sont :

$$P = 0,35 + 0.0265 T (\text{C}^\circ) - \frac{RT}{\Delta V^\circ} \ln \alpha_{Jd}$$

exemple:
à 500 C° $\Delta P = 1,83 \text{ Kbar}$
à 600 C° $\Delta P = 2,74 \text{ Kbar}$

6.3. - Synthèse et discussions des conditions physiques de l'éclogite faciès El Maco

Le report des différentes droites dressées à partir, soit des couples cpx/grenat (8) et (12) pour l'estimation des températures, soit pour un pourcentage en jadéite moyen de 39 pour l'approximation de la pression lithostatique minimale, dans des diagrammes binaires, P et T conduit à de nombreux points d'intersection (Fig. 93 A et B).

Le problème qu'il convient de résoudre est la signification de chacun de ces points. Plusieurs hypothèses sont envisageables car, comme nous l'avons antérieurement signalé, nous ignorons quelle valeur de cpx il faut coupler avec celles des grenats.

a) Les conditions d'équilibre du dernier stade prograde, éclogitique II

1ère Hypothèse : Si nous considérons le clinopyroxène (1), le plus proche de la couronne limpide du grenat, comme en équilibre avec cette dernière valeur. L'ensemble minéralogique, marqueur du dernier stade prograde, est en équilibre sous des pressions de $15,6 \text{ Kb} \pm 0.50 \text{ Kb}$ et des températures de l'ordre de 720 C° . Sachant que nous avons approximativement pour 1 Kb une profondeur d'enfouissement de 3 km, cette pression indiquerait une profondeur de l'ordre de 47 km .

2ème Hypothèse : globalement si tous les clinopyroxènes sont en équilibre avec le grenat externe, dépourvu d'inclusions, nous aurions comme conditions d'équilibre de cette paragenèse des températures de l'ordre de $685 \text{ C}^\circ \pm 35 \text{ C}^\circ$ et des pressions avoisinant 15 Kb. (45 km).

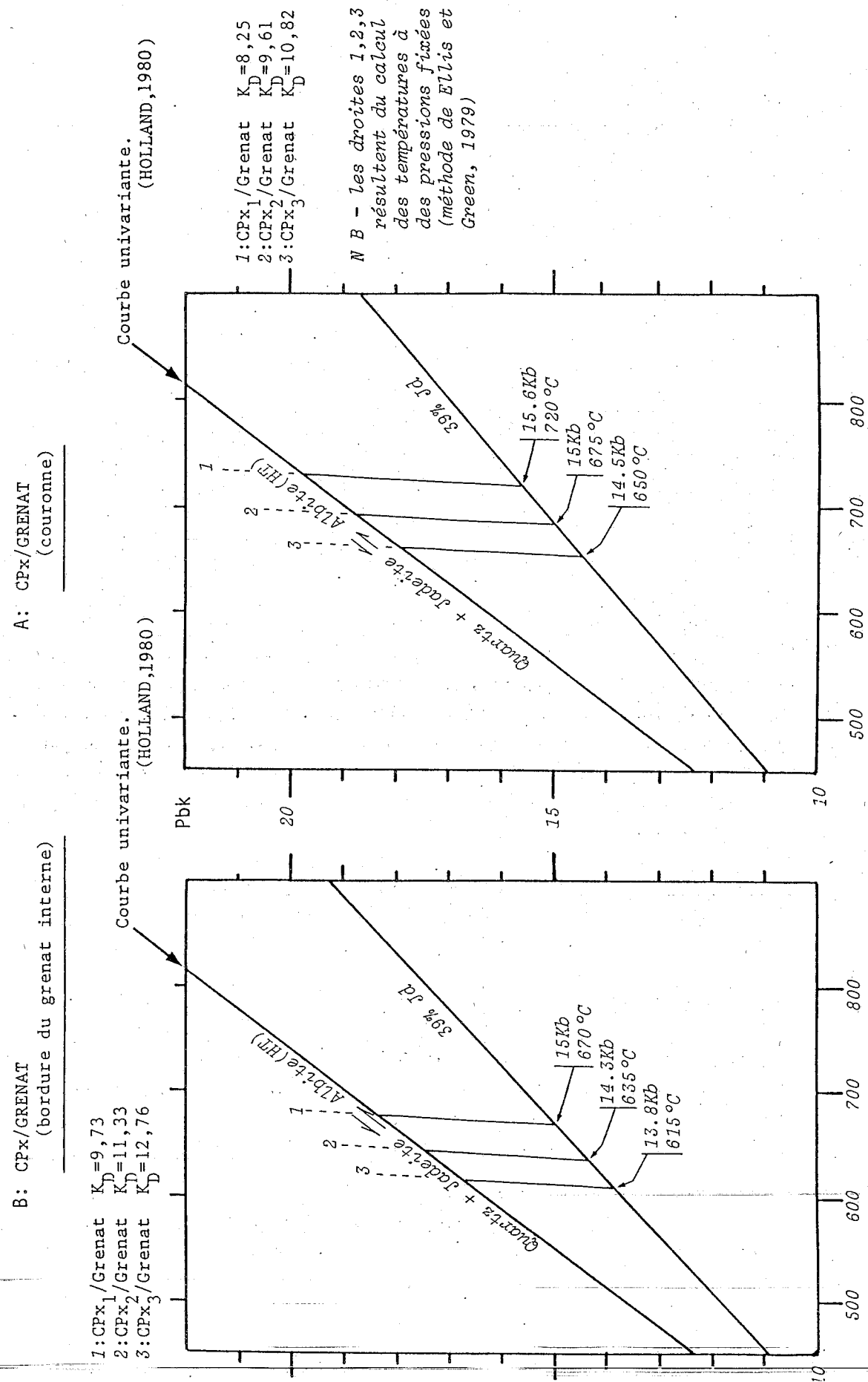
b) Les conditions physiques d'équilibre du premier stade éclogitique I et quantification possible des variations du métamorphisme prograde

1ère hypothèse : La bordure du grenat interne est en équilibre avec le clinopyroxène (1). Ceci induirait des conditions d'équilibre de $15 \text{ Kb} \pm 0.5 \text{ Kb}$ en pression et des températures de 670 C° . Le passage du stade éclogitique I au stade éclogitique II serait donc marqué par une augmentation de 50 C° et de $0,6 \text{ Kb}$.

2ème hypothèse : la bordure du grenat interne n'est pas en équilibre avec le cpx (1), mais au contraire soit avec le cpx(2), soit avec le cpx(3).

de 1700 pour 10 Kb

Fig. 93 - Synthèse géobarométrique et thermométrique sur les écolites du faciès d'El Maco
Sintesis geobarométrica y termométrica sobre las eclogitas del facies del Maco



Les variations avec le stade écolitique II, caractérisé par cpx(1)/Grenat externe, pourraient se résumer de la façon suivante :

	cpx(2)/Grenat interne		cpx(3)/Grenat interne	
	14,3 Kb	635°C	13,8 Kb	615°C
cpx(1)/Grenat externe	1,3 Kb		1,8 Kb	
15,6 Kb	85°C		105°C	
720°C				

3^{ème} hypothèse : Le grenat externe comme le grenat interne sont stables avec tous les clinopyroxènes

$$\text{cpx}(1,2,3)/\text{Grenat (interne)} \quad 642,5 \text{ C}^\circ \pm 24 \text{ C}^\circ$$

$$14,5 \text{ Kb} \pm 0,5 \text{ Kb}$$

$$\text{cpx}(1,2,3)/\text{Grenat (externe)} \quad 15 \text{ Kb} \pm 0,5 \text{ Kb}$$

$$685 \text{ C}^\circ \pm 35 \text{ C}^\circ$$

Dans ce dernier cas, bien qu'il subsiste un domaine de recouvrement de 14,5 à 15 Kb et 650°C - 666,5°C, dans lequel les deux couples cpx/grenat sont en équilibre, il existe, globalement, comme dans les cas précédemment supposés, une variation minime entre les deux stades écolitiques (0,5 Kbar et moins de 100°C).

c) Conclusions sur les conditions physiques d'équilibre des écolites du faciès El Maco

Les nombreux critères microscopiques sont plus favorable à un stade prograde. Les nombreuses hypothèses évoquées précédemment soulignent, dans leur majorité, de très faibles variations aussi bien en pression qu'en température entre les deux couples cpx/grenat étudiés (inférieures à 2 Kb et 100°C). Ces simples données ne sont pas sans rappeler l'hypothèse de Maresch et Abraham (1981) quant à l'existence d'un ressaut de température inférieur à 100°C. Ceci confirmerait, à ce stade de l'étude des écolites de Margarita, la notion de monométamorphisme suggérée par Maresch (1973) et Maresch-Abraham (op. cit.).

D'un point de vue géodynamique ces écolites de El Maco pourraient ainsi représenter d'anciens lambeaux de croûte océanique subductée, à des profondeurs de l'ordre de 40 à 45 kilomètres.

III.B - Les écolites du faciès Pedro Gonzalez

Ce faciès se caractérise par la présence de reliques de clinopyroxènes et de grenats dans une trame composée essentiellement d'amphiboles bleutées et de micas blancs.

1) Données texturales (étude en lames minces)

Une première description de ce faciès est donnée dans la première partie de ce travail (cf. Partie I, p.77 Lames MAR 176, MAR 37), aussi nous ne reprendrons que quelques points brièvement.

* Les grenats ne présentent pas de zonation texturale évidente. Cependant, il est possible de différencier une zone centrale, riche en inclusions de zoïsite ou clinozoïsite, d'opaques (rutile ?) et de quartz, d'une périphérie limpide.

* Les clinopyroxènes déstabilisés possèdent quelques inclusions de zoïsite-clinozoïsite-amphibole bleutée et de micas incolores (cf. lame MAR 37.B).

* Les amphiboles bleutées composent, avec les micas incolores, l'essentiel des minéraux de la trame (cf. lame MAR 176).

* Ces minéraux sont pseudomorphosés : - les clinopyroxènes sont auréolés d'une couronne de symplectite (amphibole verte-plagioclase (albite ?)) - Les grenats, parfois fracturés, sont transformés en un agrégat de calcite-épidote-chlorite - Les micas blancs exudent leur fer le long des plans de clivages - Les amphiboles bleutées, d'aspect déchiqueté, semblent se transformer en hornblende.

Au vu des autres données, d'ordre minéralogique et textural, fournies lors de la première partie de ce travail, il apparaît que les micas incolores ainsi que les amphiboles bleutées sont génétiquement en équilibre avec les grenats et les clinopyroxènes dans leurs stades initiaux de développement.

2) Les grenats du faciès éclogitique de Pedro Gonzalez

Des analyses à la microsonde furent réalisées suivant deux profils à travers deux grenats de la lame MAR 176 (cf. Tableau 16).

Le report de ces résultats, en fonction des teneurs en almandin, pyrope, grossulaire et spessartine sur un diagramme binaire, souligne globalement les faits suivants (Fig.94) :

- * les teneurs en composé almandin de ces grenats (de l'ordre de 50 à 60 %) sont proches de celles obtenues sur les grenats du faciès El Maco;
- * les fractions en grossulaire demeurent stables (de l'ordre de 30 %) avec toutefois une légère augmentation de ces taux sur les bordures limpides du grenat 1 (cf. profil I, Fig. 94);
- * les pourcentages en pyrope croissent assez nettement des coeurs aux périphéries (5 + 12%);
- * les pourcentages en spessartine sont supérieurs, au coeur du grenat interne, aux taux en pyrope. Cependant, de façon systématique, les composés manganifères décroissent du coeur à la périphérie des deux grenats analysés. Les valeurs obtenues pour ce constituant en bordure sont très souvent négligeables.

Ces profils permettent de visualiser une inversion des teneurs en pyrope et en spessartine, non pas à partir de la limite entre la périphérie limpide et le noyau riche en inclusions (comme nous pouvions le supposer initialement) mais au coeur même du grenat central.

Cette anomalie souligne :

- d'une part, que le développement de la bordure des grenats subautomorphe, observée dans la lame MAR 176, n'est probablement que la conséquence d'un réajustement ou ressaut thermique (cf. discussion grenats zonés des éclogites d'El Maco);
- d'autre part, l'existence de teneurs supérieures en grenat spessartine vis-à-vis des taux en pyrope, dans le grenat central; ceci semble témoigner d'un stade précoce plus complexe.

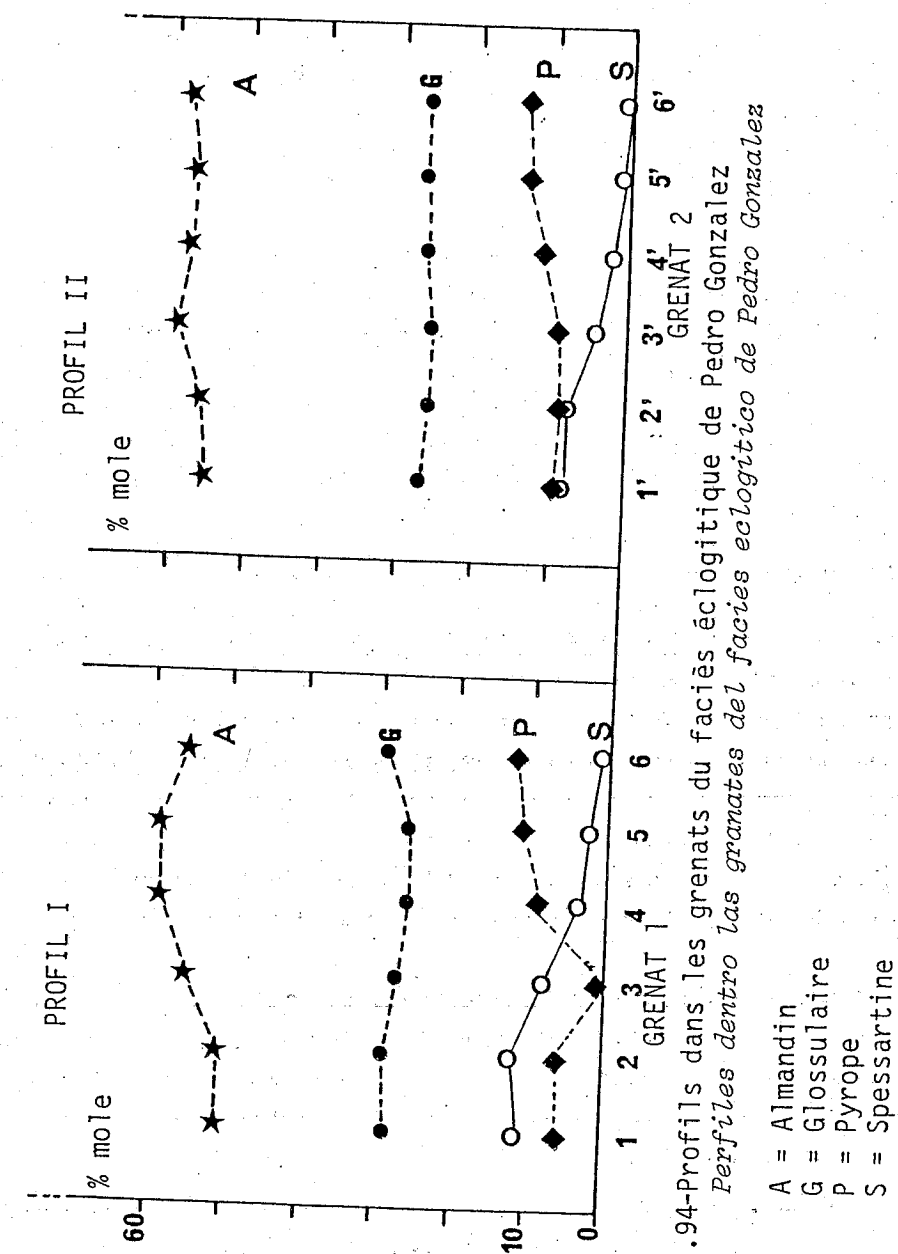


Fig.94-Profiles dans les grenats du faciès éclogitique de Pedro Gonzalez
Perfiles dentro las granates del facies eclogitico de Pedro Gonzalez

A = Almandin
G = Grossulaire
P = Pyrope
S = Spessartine

Le report des valeurs cationiques Ca, Mg, Fe²⁺ dans le diagramme triangulaire de Smulikowski (1972) nous indique un passage progressif d'un pôle calci-ferrifère (grenat du coeur) vers un pôle magnésio-ferrifère (grenat de bordure). En outre les points obtenus se placent toujours dans le domaine des grenats éclogitiques de type Alpin (Fig. 95).

3) Les clinopyroxènes du faciès éclogitique de Pedro Gonzalez

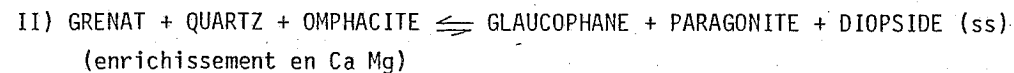
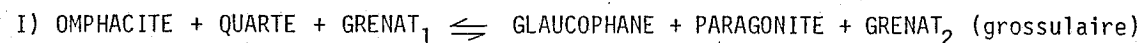
Trois de ces clinopyroxènes furent analysés (Tableau 17). Les valeurs obtenues permettent de classer ces pyroxènes parmi les omphacites, avec des teneurs en jadéite comprises entre 44 % et 46 % et des pourcentages en aegyrine (acmite) inférieures à 5 %.

Les pourcentages en jadéite obtenus sur les omphacites étant calculés sur des individus différents, aucun argument ne nous permet de proposer une zonation pour ces clinopyroxènes de haute pression et haute température.

4) Les amphiboles bleutées

Le coeur de deux de ces amphiboles bleutées en LN sont analysés (Tableau 17). Le report des valeurs en Al^{VI} et Al^{IV}, recalculées sur la base de 23 oxygènes, dans le diagramme de Mottana et Edgar (1969), indique que ces amphiboles, visiblement secondaires, sont, d'une part, des Ca-glaucophane et, d'autre part, des barroisites (Fig. 96).

La présence de Ca-glaucophane indiquerait une évolution rétrograde de la température. Comme le souligne Godard (1981, p. 131), ces amphiboles secondaires, stables avec les paragenèses éclogitiques légèrement antérieures (problème des réactions continues), peuvent se développer lors d'une chute de température selon deux réactions :



Dans le cas des éclogites nantaises (France-Massif Armoricaïn), c'est la première réaction qui est retenue. Le glaucophane serait le témoin de la rétrogenèse d'une éclogite primaire, anciennement stable sous des températures de l'ordre de 650 ± 100 °C et sous une pression minimale de 15 Kb. Godard (1981, p. 58) propose "que cette réaction I semble nécessiter une évolution rétrograde de la température vers le domaine de stabilité de la glaucophane (Maresch, 1977), de telle sorte que la remontée des éclogites pourrait avoir commencé dans un contexte géologique à gradient géothermique HP-BT".

Ces amphiboles bleues à bleutées (Ca-glaucophane-barroisite), stables avec des paragonites (cf. paragraphe suivant), dans les éclogites du faciès Pedro Gonzalez, englobant des reliques d'omphacite et des porphyroblastes de grenats ne présentant pas d'inclusions, semblent se développer préférentiellement à partir des omphacites; mais nous notons toutefois des teintes en LN plus bleutées au contact des grenats. L'absence de critères microscopiques ne permet pas de préciser laquelle des deux réactions proposées pour l'apparition du glaucophane s'applique. Quoiqu'il en soit, la présence de celui-ci n'est pas sans rappeler les observations effectuées par Godard et al. (1981).

Enfin, la présence contigüe de glaucophane et de barroisite (à domaine de stabilité

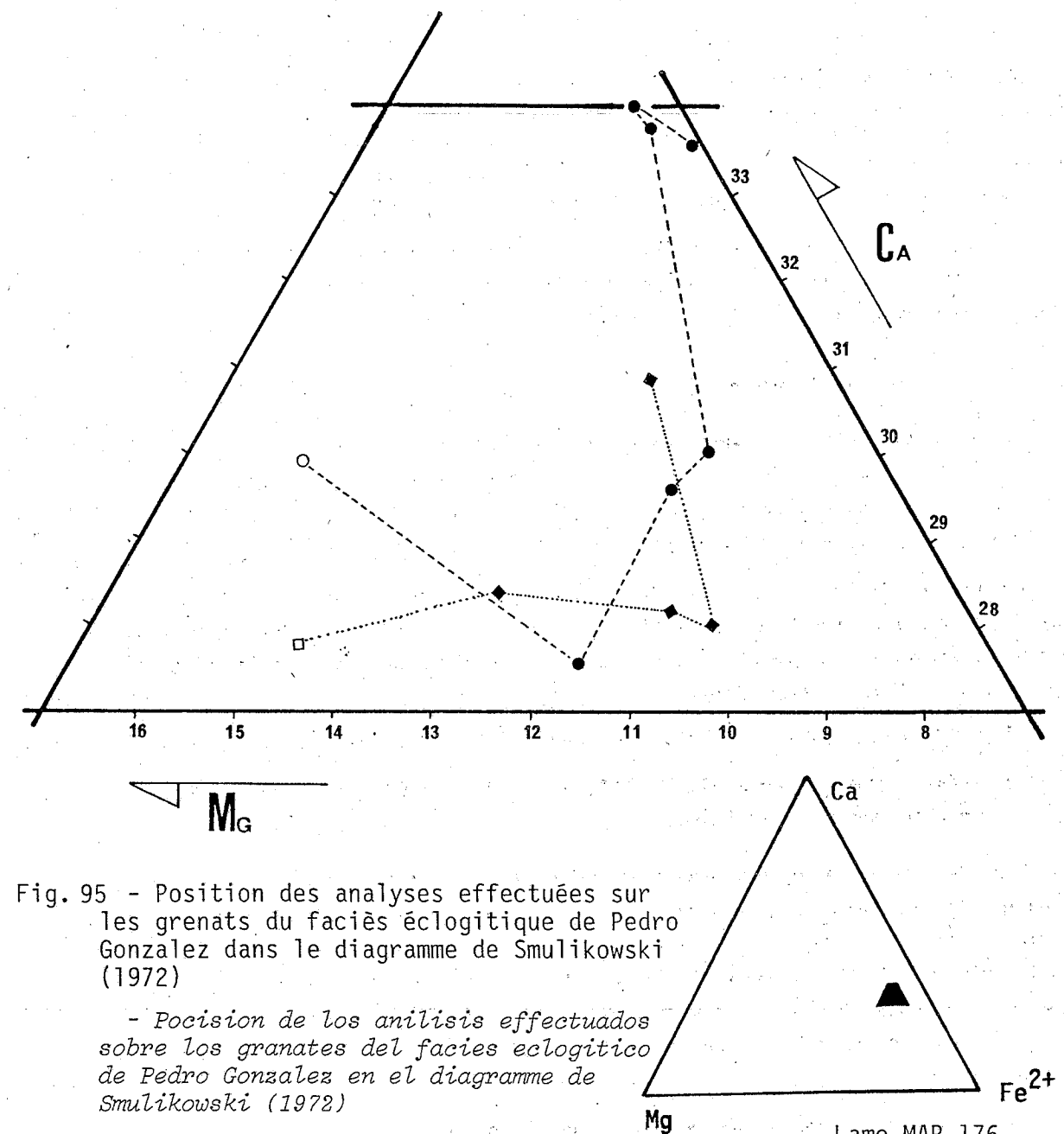


Fig. 95 - Position des analyses effectuées sur les grenats du faciès éclogitique de Pedro Gonzalez dans le diagramme de Smulikowski (1972)

- Posición de los análisis efectuados sobre los granates del faciès eclogítico de Pedro Gonzalez en el diagramme de Smulikowski (1972)

Lame MAR 176

- en rectangle et cercle creux, valeur des périphéries
- en rectangle et cercle vide valeur de coeur

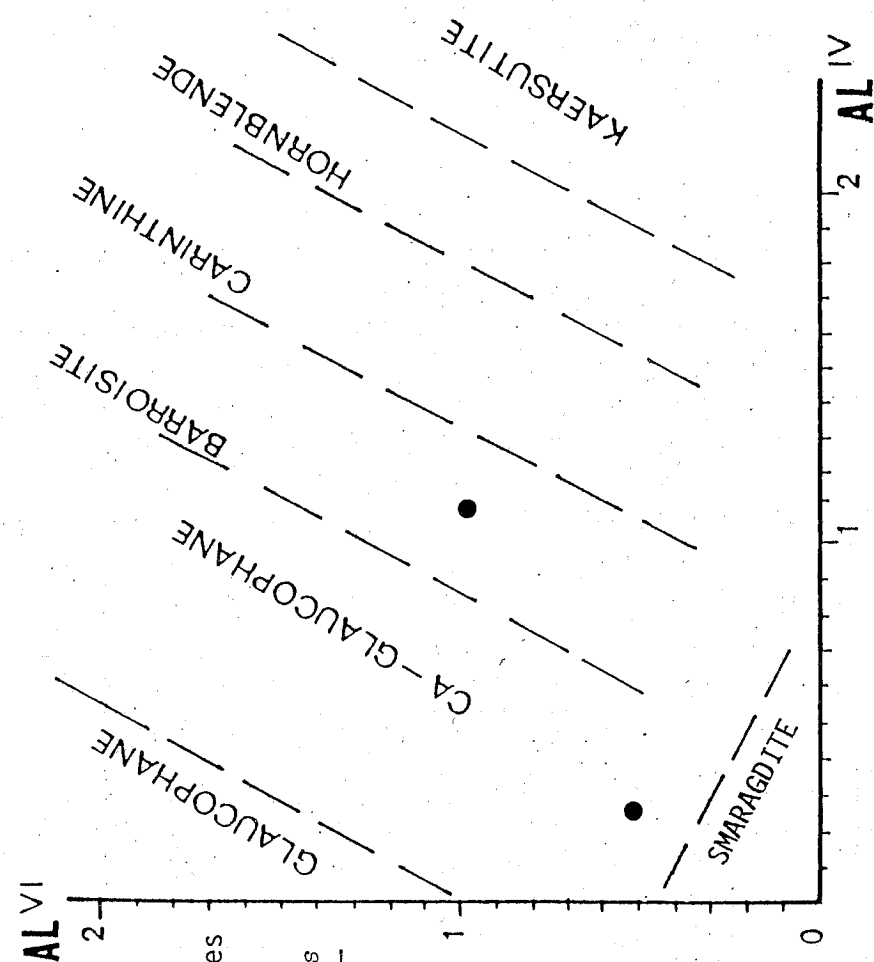


Fig. 96 - Position des amphiboles bleues observées dans la trame des éclogites du faciès Pedro Gonzalez

Posición de los anfíboles azules observadas dentro la trama de las eclogitas del faciès Pedro Gonzalez

Lame MAR 176 - Diagramme de Mottana et Edgar, 1969

plus élevée en conditions température et pression HP-HT) semble indiquer les premiers stades de rétro-morphose dans le domaine des barroisites, puis de la glaucophane, avec franchissement du seuil de 550 C° (Maresch, 1977).

5) Les micas

Les micas incolores, matérialisant la foliation de cette éclogite, sont des paragonites (cf. Tableau 17). La composition de ces micas, avec de faibles teneurs en potassium, ne fait que refléter le faible pourcentage en K_2O des roches basiques. (cf. discussion les micas blancs des orthogneiss de Guayacan).

6) Géothermométrie - géobarométrie

Au vu des données précédentes et compte tenu du fait que les omphacites et les grenats ne sont pas contigus, nous nous proposons d'estimer les températures et pressions lithostatiques minimales en utilisant différentes compositions soit des grenats, soit des clinopyroxènes. A ce titre nous étudierons communément plusieurs couples cpx/grenat. Les grenats utilisés pour cette estimation des conditions physiques sont ceux reportés dans le Profil I. (analyses 6, 4, 3); tandis que les valeurs de cpx choisies représentent les valeurs maximale et minimale des pourcentages obtenus en jadéite (analyses (cpx) 6 et 8). Le tableau ci-dessous résume les différentes valeurs entre Fe^{2+} , Mg^{2+} et leurs rapports dans chaque minéral.

Grenat (6)	$Fe^{2+} = 3.3176$	$Fe^{2+}/Mg^{2+} = 4.45$
	$Mg^{2+} = 0.7456$	$x_{Ca}^{gt} = 0.299$
Grenat (4)	$Fe^{2+} = 3.6108$	$Fe^{2+}/Mg^{2+} = 6.347$
	$Mg^{2+} = 0.5689$	$x_{Ca}^{gt} = 0.280$
Grenat (3)	$Fe^{2+} = 3.3275$	$Fe^{2+}/Mg^{2+} = 6.957$
	$Mg^{2+} = 0.4783$	$x_{Ca}^{gt} = 0.307$

cpx(6)	$Fe^{2+}/Mg^{2+} = 0.155$	$\Sigma M_1 = 1.0189 \approx 1$	% Jd = 0.467
		$\Sigma M_2 = 1.0122 \approx 1$	
cpx(8)	$Fe^{2+}/Mg^{2+} = 0.218$	$\Sigma M_1 = 1.0277 \approx 1$	% Jd = 0.445
		$\Sigma M_2 = 1.005 \approx 1$	

La prise en compte du grenat (3) est fondée sur l'inversion observée des taux de spessartine et de pyrope (cf. profil I, Fig. 94) et dans l'hypothèse d'un probable équilibre entre la périphérie du grenat primaire (?) et d'un clinopyroxène dont nous supposons encore l'existence.

6-1) Estimation des températures

Les valeurs obtenues, à pression fixée, ne présentent pas de grandes variations pour les différents couples étudiés (cf. Tableau ci-dessous). Seules les différentes valeurs des coefficients de partage (K_D), comprises entre 20,4 et 45, semblent indiquer des températures

d'équilibre proches de 400 à 500°C, ceci étant basé sur la répartition des différentes valeurs de K_D , pour des couples cpx/grenat, replacés dans le diagramme T et P de Green et Ringwood, 1972.

	cpx ₍₆₎ (% Jd = 0.467)	cpx ₍₈₎ (% Jd = 0.445)
Grenat ₍₆₎ Périphérie ($x_{Ca}^{gt} = 0.299$)	$K_D = 28.7$ $P = 5 \text{ Kb} + T = 489.75 \text{ C}^\circ$ $P = 10 \text{ Kb} + T = 500 \text{ C}^\circ$	$K_D = 20.4$ $P = 5 \text{ Kb} + T = 542.5 \text{ C}^\circ$ $P = 10 \text{ Kb} + T = 553.5 \text{ C}^\circ$
Grenat ₍₄₎ Bordure du grenat interne ($x_{Ca}^{gt} = 0.280$)	$K_D = 41$ $P = 5 \text{ Kb} + T = 430 \text{ C}^\circ$ $P = 10 \text{ Kb} + T = 440 \text{ C}^\circ$	$K_D = 29$ $P = 5 \text{ Kb} + T = 485.5 \text{ C}^\circ$ $P = 10 \text{ Kb} + T = 477.2 \text{ C}^\circ$
Grenat (bordure du noyau du grenat interne) ($x_{Ca}^{gt} = 0.307$)	$K_D = 45$ $P = 5 \text{ Kb} + T = 434 \text{ C}^\circ$ $P = 10 \text{ Kb} + T = 443.5 \text{ C}^\circ$	$K_D = 32$ $P = 5 \text{ Kb} + T = 480 \text{ C}^\circ$ $P = 10 \text{ Kb} + T = 490 \text{ C}^\circ$

6.2 - Estimation de la pression minimale

- a) Pour un pourcentage de 0,467 en jadéite dans les omphacites
à $T = 500 \text{ C}^\circ \rightarrow \Delta P = 1,7 \text{ Kb}$
à $T = 600 \text{ C}^\circ \rightarrow \Delta P = 2,4 \text{ Kb}$
- b) Pour un pourcentage de 0,445 en jadéite dans les omphacites
à $T = 500 \text{ C}^\circ \rightarrow \Delta P = 1,8 \text{ Kb}$
à $T = 600 \text{ C}^\circ \rightarrow \Delta P = 2,6 \text{ Kb}$

6.3 - Synthèses et discussions des conditions physiques d'équilibre des éclogites du faciès de Pedro Gonzalez

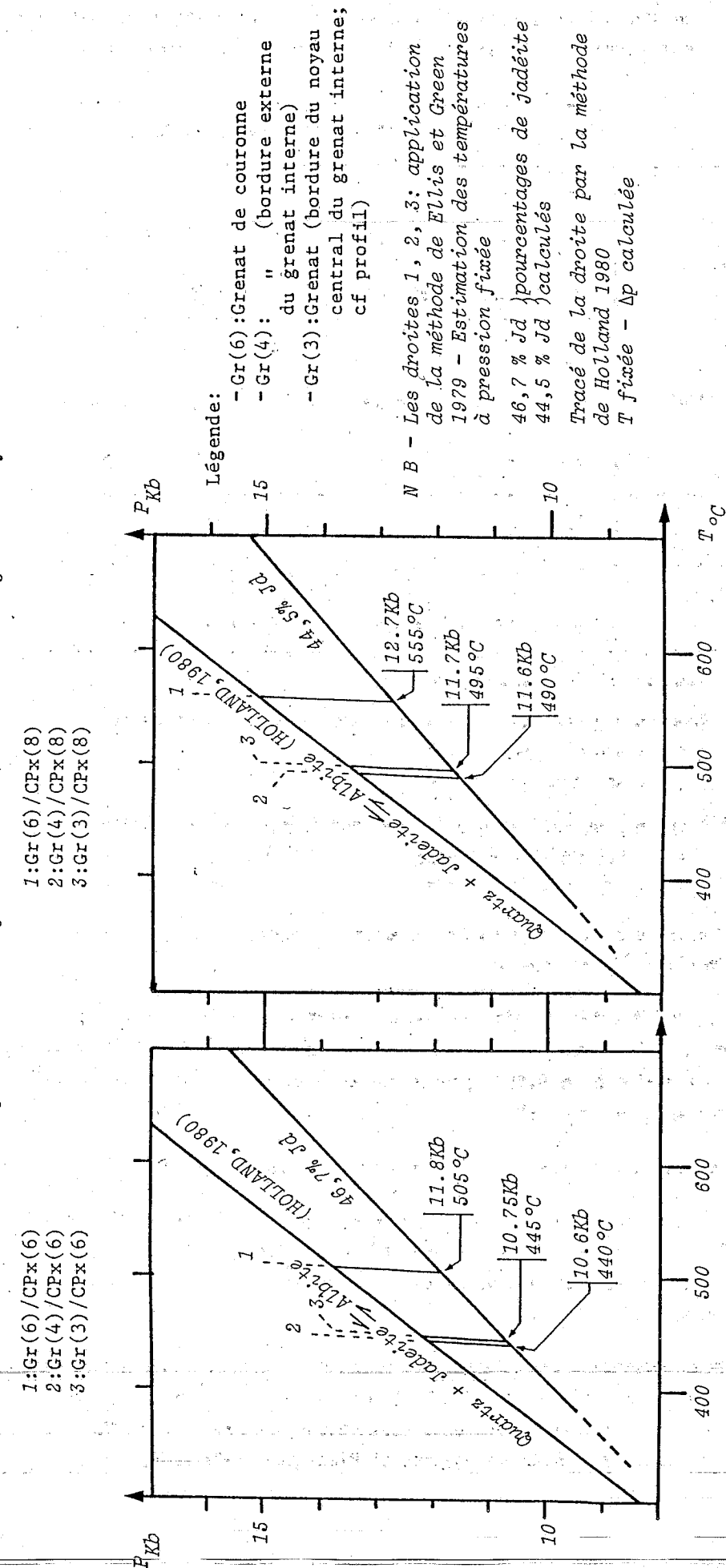
Le report des différentes droites dressées à partir, tantôt de températures fixées, tantôt de pressions pré-établies pour des valeurs en pourcentage en jadéite des omphacites, minimale de 0,445 ou maximale de 0.467, présentent de nombreux points d'intersection qu'il convient de discuter (Fig. 97 A et B).

a) Conditions d'équilibre du dernier stade prograde

Nous ne tenons compte, dans cette estimation que de la valeur la plus élevée en jadéite (0.467 % Jd) et du grenat (6) de la périphérie limpide; car comme le signale Maresch et Abraham (1981), les omphacites analysées par ces auteurs semblent légèrement plus jadéitiques à leur périphérie.

Les conditions physiques d'équilibre obtenues de l'étude du couple cpx(6)/Grenat(6) sont : une température de l'ordre de 500 C° et une pression minimale de $11,8 \pm 0,5 \text{ Kb}$ ($\approx 35 \text{ km}$). Nos résultats concordent donc avec ceux obtenus par Maresch et Abraham (op.cit.) alors que les pressions de 7 à 8 Kb de Navarro et Blackburn (1977) nous semblent un peu basses.

Fig. 97 - Synthèse géobarométrique et thermométrique sur les éclogites du faciès Pedro Gonzalez
Síntesis geobarométrica y termométrica sobre las eclogitas del faciès Pedro Gonzalez



b) Les conditions d'équilibre du rebord du grenat interne riche en inclusions (Grenat(4)) avec différentes valeurs de cpx.

Pour un pourcentage de jadéite de 46,7 les températures sont de l'ordre de 440 C° et les pressions de $10,6 \pm 0,5$ Kb, tandis que, pour un pourcentage de 44,5 nous obtenons des températures de 490 C° et des pressions minimales de $11,6 \pm 0,5$ Kb.

c) Peut-il exister un stade éclogitique précoce ?

Les conditions d'équilibre déterminées sur le couple cpx/(6 ou 8)/Grenat(3) nous semblent trop élevées en température (de l'ordre de 500 C°). En effet, les pourcentages en spessartine étant supérieurs à ceux du pyrope, nous nous attendions à obtenir des valeurs plus basses de l'ordre de 300 à 350 C°. Aussi, à titre d'hypothèse, nous suggérons que ce grenat central, riche en composés manganisifères, n'est pas stable dans une paragenèse éclogitique et pourrait constituer le témoin d'un stade précoce initial.

III.C - Bilan sur les paragenèses éclogitiques observables à Paraguachoa

Nous tenterons, au cours de ce bilan, de répondre à deux questions :

- Les grenats des éclogites de Margarita sont-ils zonés ?

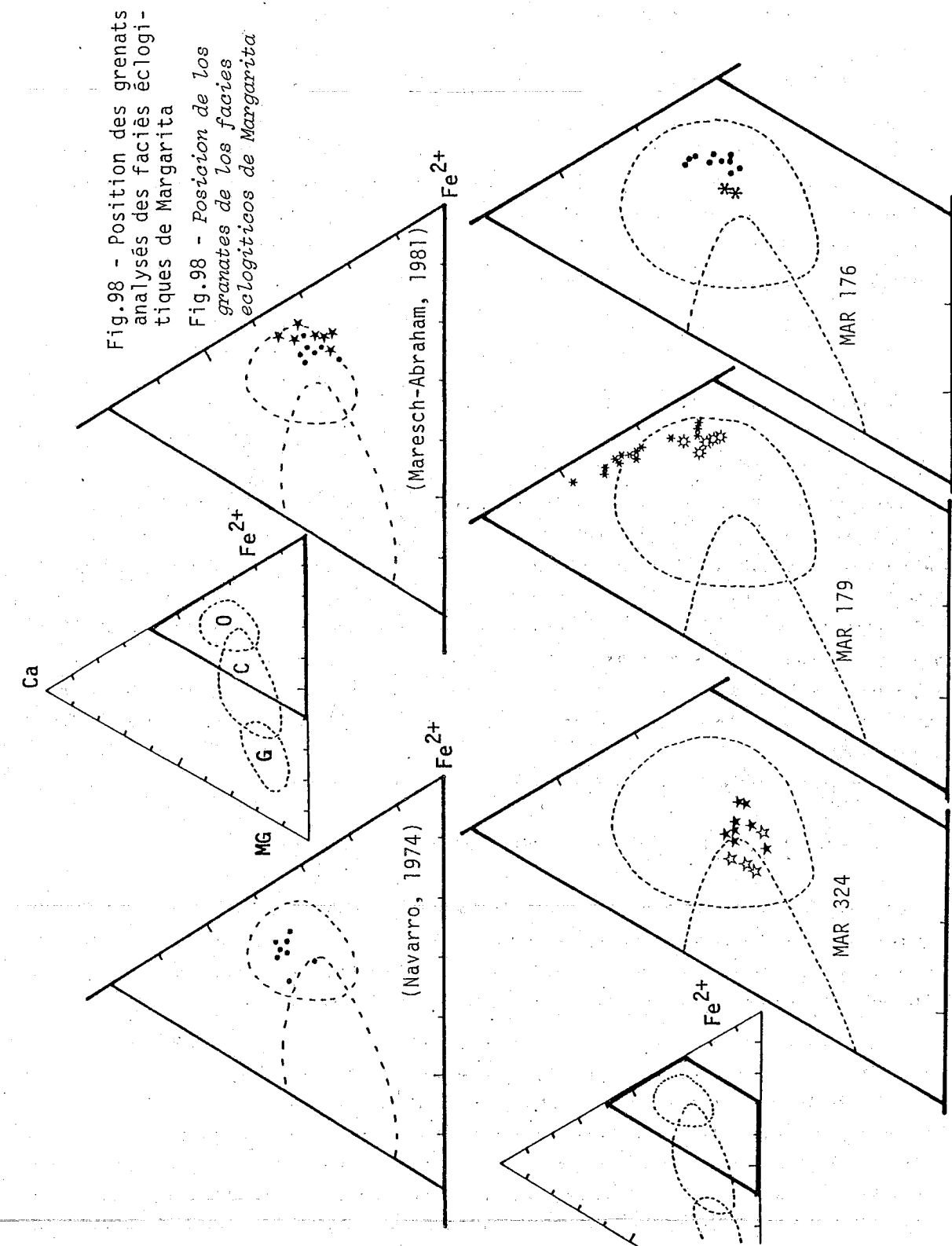
Bien que de nombreux grenats présentent une zonation texturale évidente, les variations des conditions physiques calculées ne permettent pas de considérer cette zonation texturale comme le témoin de deux stades métamorphiques différents. Nous sommes d'accord avec l'hypothèse de Maresch et Abraham (1981) proposant un ressaut de température inférieur à 100 C° entre la couronne limpide des grenats et leurs noyaux riches en inclusions. Cependant, comme le mentionnent Navarro et Blackburn (1977) certaines bordures limpides de ces grenats éclogitiques se localisent dans le champ de recouvrement des éclogites communes et des éclogites de type alpin; dans les diagrammes de Smulikowski (1972) (Fig. 98). En outre, l'existence d'un noyau manganésifère au coeur des grenats internes, peu stable avec un stade éclogitique, ne permet pas d'écarter définitivement la notion de polymétamorphisme

- Existe-t-il deux générations distinctes de clinopyroxènes ?

La position des omphacites dans le diagramme triangulaire de Smulikowski (1972) (Na, Al, Ca) (Fig. 99) indique, pour les éclogites d'El Maco, que leurs clinopyroxènes tombent dans le champ de recouvrement des éclogites de type ophiolitique et commun. Il est donc difficile de différencier deux générations distinctes de clinopyroxènes.

A ce titre, nous pensons que la préexistence d'une jadéite primaire, marqueur d'un stade éclogitique précoce, proposée par Navarro-Blackburn (1977) et Navarro (1974-1981) semble difficilement envisageable. En effet, les différentes valeurs en jadéite trouvées dans les omphacites analysées s'étalent entre 0.39 et 0.467 et une jadéite pure serait en équilibre avec des taux élevés en pyrope ou grossulaire. Ceci est donc en contradiction avec la zonation inverse des grenats étudiés, dont le coeur présente parfois des teneurs en spessartine relativement élevées.

Nous ne pouvons toutefois exclure définitivement l'hypothèse de Navarro-Blackburn (op. cit.) par manque de données suffisantes statistiquement. C'est donc, uniquement à titre d'hypothèse, que nous envisageons une éclogitisation des roches de Margarita au cours d'un seul épisode de métamorphisme.



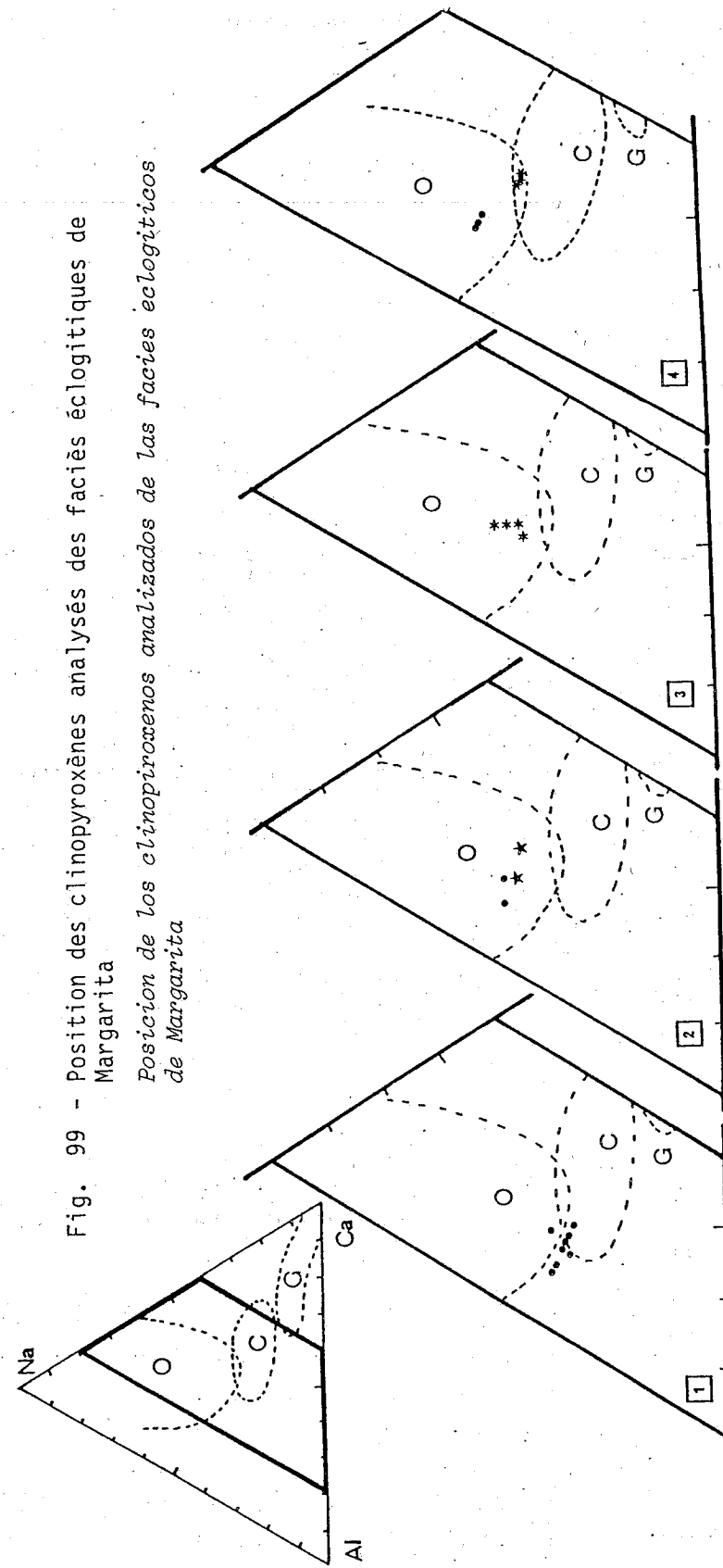


Fig. 99 - Position des clinopyroxènes analysés des faciès éclologitiques de Margarita

Posición de los clinopiroxenos analizados de las facies éclologiticas de Margarita

1. d'après Navarro (1974) analyses de minéraux concentrés
2. d'après Blackburn-Navarro (1977) (* coeur - . périphérie)
3. d'après Maresch (1971)
4. cette étude (lame MAR 176 . - lame MAR 324 *)

O : éclologites ophiolitiques ou de type alpin
 C : éclologites communes
 G : griquaites (éclologites des kimberlites)

C H A P I T R E I I

ETUDE DE L'ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE DES META-OPHIOLITES, DES MASSIFS ORTHOGNEISSIQUES ASSOCIÉS ET DE LEUR COUVERTURE MÉTASÉDIMENTAIRE

Cette étude a pour but une tentative de reconstitution de l'évolution métamorphique de la méta-ophiolite de Margarita en prenant en considération les lithofaciès autres qu'éclologiques.

Nous tiendrons compte, pour cette étude, des indications lithostratigraphiques et pétrographiques fournies dans la première partie de ce travail.

Avant de présenter cette figure récapitulative, il est nécessaire de fournir quelques précisions sur les minéraux observés dans les lithofaciès autres qu'éclologiques dans les méta-ophiolites, les massifs orthogneissiques de Guyacan et de Matasiete et dans leur couverture métasédimentaire. L'intérêt de cette étude polyvalente est double. Elle sera un apport précieux pour la synthèse sur l'évolution tectono-métamorphique des séries des zones internes, observables dans cette portion de la Chaîne Caraïbe et elle permettra de visualiser ainsi toutes les différences possibles, entre ces trois méga-lithofaciès, dans ce même grand ensemble lithostratigraphique.

II.A - Les différents lithofaciès (autres qu'éclologiques) témoins de l'évolution métamorphique des méta-ophiolites (séquence basique)

Les minéraux de métamorphisme qu'il convient ici de préciser et de regrouper dans ce paragraphe sont ceux des lithofaciès suivants :

- les amphibolites issues de la rétro-morphose des faciès éclologiques - les amphibolites secondaires;
- les amphibolites sans traces de clinopyroxène de haute pression - les amphibolites supposées primaires;
- les métagabbros .

1) Les amphibolites issues de la rétro-morphose des faciès éclologiques

a) La rétro-morphose du faciès éclologique de Pedro Gonzalez

Nous devons à Maresch et Abraham (1981) une excellente synthèse de ce phénomène de rétro-morphose affectant les éclologites, ici du faciès Pedro Gonzalez. Aussi utiliserons-nous leur travaux pour plus de précision.

Comme nous l'avons mentionné dans le chapitre précédent, l'apparition du glaucophane, dans la trame de ces éclologites indique au minimum des conditions de rétro-morphose à des températures inférieures à 550 C° (Maresch, 1977, p. 123). Cependant la coexistence de ces glaucophanes avec des barroisites nous ramène à un champ de stabilité plus étroit (cf. champ de stabilité des Barroisites; Ernst, 1979, p. 275). Bien que ces amphiboles puissent être en équilibre avec les clinopyroxènes et les grenats (réactions continues) de la paragenèse éclologique *sensu stricto*, leur présence n'en est pas moins le témoin d'une chute de pression et de température, lorsqu'elles sont stables avec les paragonites (cf. discussion chapitre antérieur - réactions 1-2 Godard et al., 1981).

Donc, d'une part le domaine de stabilité du couple cpx/grenat à $T \approx 500$ C° et P_{min} male ≈ 12 Kbars et, d'autre part, la coexistence de barroisite et de glaucophane dans un

domaine situé aux alentours de 10 Kbars en pression et de 550 C° en température, nous conduit à penser que cette première étape de rétro-morphose est marquée par une chute de pression de l'ordre de 2 Kbars et une augmentation moyenne de température égale à 50 C°.

Maresch et Abraham (op. cit.) étudièrent en grand détail les minéraux de rétro-morphose. Ils mirent, entre autre, en évidence une zonation des amphiboles. La répartition bimodale des valeurs microsonde obtenues (sur les coeurs barroisite et en périphérie des hornblendes) souligne ainsi le développement d'une nouvelle paragenèse, stable dans des conditions de pression et température moindre. Le réajustement de ces amphiboles bleutées en LN, par le développement d'une couronne de hornblende n'est pas le seul changement minéralogique imputable à cette rétro-morphose croissante.

Nous notons que les omphacites sont frangées de vermicules, ou symplectites à caractère rétrograde, composée de hornblende et de plagioclase ainsi que parfois d'épidote (et de clinozoïte).

Le développement synchrone de cette symplectite (avec la présence de clinozoïsite) serait à corréliser pétrographiquement avec la présence de nombreux granules de clinozoïsite disposés à la périphérie des paragonites, ceci impliquant donc la sortie du domaine de stabilité de ces micas.

Maresch et Abraham (1981, p. 347,348) proposèrent, à la lumière des travaux effectués par Laird et al., 1978, 1979; Holland-Richardson (1979) et Spear (1976-1980), d'interpréter cette zonation, ainsi que la formation de néoplagioclase (albite) comme le témoin d'une baisse de la pression totale et d'une légère augmentation de la température.

Les teneurs en Ca du plagioclase ainsi que la somme des valeurs cationiques de Al dans la hornblende transposées dans le géobaromètre et le géothermomètre de Plyusnina, (1982, p. 145) (avec des valeurs en $Al_{(HB)}$ égales à 2.18, 2.12, 2.04, 2.10 et de $Ca_{(PL)}$, 0.13, 0.38) induiraient des conditions de températures comprises entre 520°C à 7 Kb et de 575 C° à 5 Kbars (cf. Fig. 100).

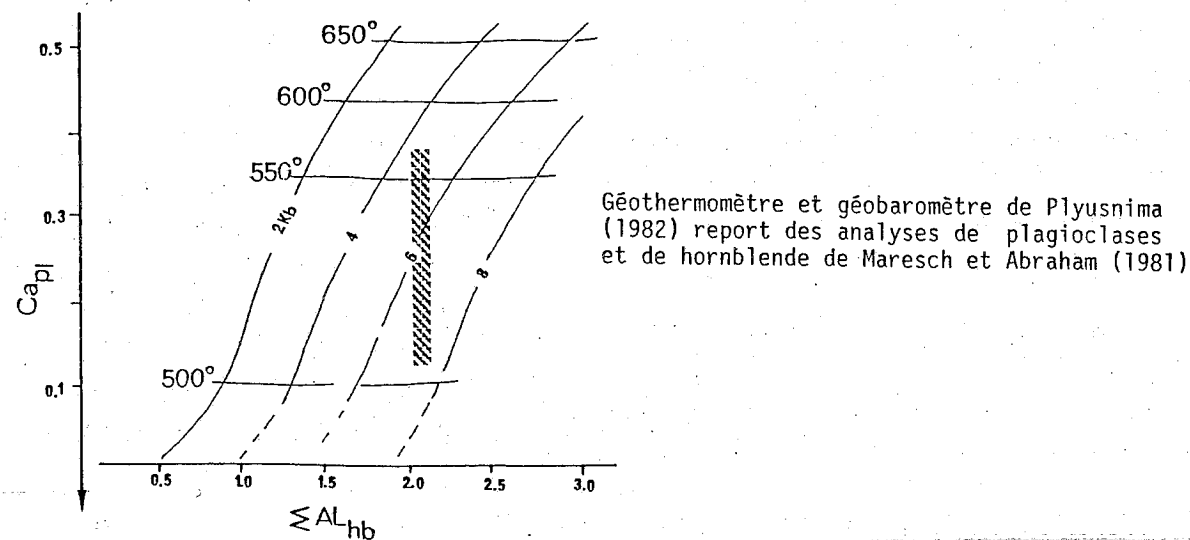


Fig. 100- Champ de stabilité de l'association albite-hornblende

Domínio de estabilidad del conjunto albita-anfibol tipo "hornblende"

- Les paragonites analysées par Maresch et Abraham (1981) présentent une composition oscillant entre $Pa_{(95.6)Ms_{4.4}}$ à $Pa_{(96.5)Ms_{3.5}}$ (Maresch, 1971). Le calcul des différents pôles paragonite-muscovite (solutions solides) furent réalisés, à des températures et pressions fixées selon l'équation de Eugster et al. (1972)* à pente positive et par la formule de Chatterjee et Froese (1975).

* N.B. - L'équation d'Eugster et al. (1972, p. 147).

$$\bar{G}_{ex} = (3082 + 0,170 T + 0,082 P) N_{pa} N_{Mu}^2 + (4 164 + 0,395 T + 0,126 P) N_{Mu} N_{Pa}^2$$

T et P fixées Pa et Mu Paragonite et Muscovite N^2 valeurs cristallographiques. \bar{G} : données thermodynamiques.

Nos analyses microsonde sur ces micas étant très proches de celles publiées par Maresch et Abraham (op. cit.), nous utiliserons, dans la suite de ce travail, ces hypothèses géobarométriques et géothermométriques proposées par ces auteurs lors de la synthèse envisagée pour l'évolution métamorphique des roches éclogitiques, en contexte de rétro-morphose, des méta-ophiolites de Margarita.

- Ce qui semble ici toutefois important à signaler est la présence de paragonite en inclusions dans la frange des omphacites et leur obliquité tardive vis-à-vis des lits riches en clinopyroxène (cf. description et lame MAR 37 - Chapitre II, Partie I). Ceci implique donc une grande stabilité des paragonites vis-à-vis des contraintes tectoniques.

- La déstabilisation de ces micas blancs semble débiter par le départ du Fer pour former des lamelles noirâtres d'exsolution et par le développement d'une couronne composite constituée principalement de granules de clinozoïsite et pistachite, avant leur totale transformation en agrégats d'albite, d'épidote et de chlorite.

- Cependant, une étude plus détaillée serait utile sur ces micas blancs. En effet, existe-t-il des variations notables des pourcentages respectifs paragonite s.s. et muscovite dans les paragonites SL, observées en inclusions dans les clinopyroxènes et celles soulignant la foliation principale de ces roches.

L'hypothèse de Navarro (1974) apparaît, dans ce contexte, difficilement envisageable (cf. introduction). La présence de Lawsonites préexistantes, tardivement rétro-morphosées en paragonites + épidotes n'est pas compatible avec les températures et pressions calculées pour les divers couples cpx/grenat des éclogites. Les lawsonites ne sont plus stables à des températures supérieures à 450 C°.

Les grenats, stables avec les omphacites et co-stables avec les amphiboles de type barroisite-glaucophane ainsi que les paragonites (avec toutefois quelques réserves) sont transformés lors du phénomène de rétro-morphose en agrégat d'épidote, de hornblende, puis en chlorite.

En conclusion, la rétro-morphose des faciès éclogitiques du type Pedro Gonzalez débiterait par le développement d'amphibole bleutée en LN (du type glaucophane ?) et de paragonites, dans des conditions très proches de celles de la formation de l'omphacite et du grenat (almandin 60 %, grossulaire 25 %, pyrope 10 %, et spessartine 3 %).

Certains de ces micas et amphiboles se trouvent actuellement sous la forme d'inclusions dans les grenats et les omphacites. Ces minéraux, témoins d'un premier stade de métamorphisme rétrograde, se seraient développés avant un stade prograde marqué par le développement de la couronne limpide des grenats et par celui des omphacites à nucléation plus rapide. Les variations seraient inférieures à 100 C° en température et à 2 Kbars en pression (cf. hypothèse chapitre précédent, étude des paragenèses éclogitiques).

Suite à cet épisode, probablement très bref dans le temps, les omphacites et les grenats néoformés seraient soumis aux conditions qui entraîneraient le développement accru des amphiboles bleutées et des paragonites. Les amphiboles calco-sodiques analysées (Barroisite, Ca-glaucophane) sont stables conjointement dans un champ bien délimité (cf. travaux de Maresch 1977; Ernst, 1979).

Cet assemblage minéralogique aurait enfin subi une rétro-morphose plus marquée, après avoir subi des variations de contraintes tectoniques (cf. échantillon MAR 37 que nous tenterons d'élucider dans la quatrième partie de cette thèse (Partie IV, Analyse structurale).

La présence d'une couronne de type hornblende autour des barroisites (Maresch, Abraham 1981), ainsi que le développement de clinozoisite autour des paragonites indiquent une chute importante de la pression, Maresch, Abraham (op. cit., p. 348) et peut être une augmentation de la température. Cette hypothèse s'accorde bien avec la position du plagioclase et de la hornblende dans le diagramme géobaro-géothermométrique de Plyusnina (1982).

Le développement tardif de chlorite, de façon fréquemment statique, traduirait une chute des conditions de température et de pression jusqu'au climat du faciès schistes verts.

b) La rétro-morphose du faciès éclogitique du type El Maco

Les faciès éclogitiques du type El Maco, étant situés dans un diagramme P-T au delà du champ de stabilité des glaucophanes (supérieurs à 550 C°) nous ne trouvons que des barroisites comme amphiboles calco-sodiques.

La disposition de ces amphiboles dans les grenats à texture zonée (cf. chapitre précédent) ainsi que le développement d'une couronne limpide grenatifère les incluant avec des clinopyroxènes, ne sont pas sans rappeler les premiers stades proposés pour les éclogites du type Pedro Gonzalez. Cependant, le manque d'informations minéralogiques précises sur la symplectite péri-omphacitique ne nous permet pas d'affirmer le caractère rétrograde de ces amphiboles.

Plusieurs hypothèses sont envisageables pour les processus de rétro-morphose de ces éclogites:

1 - la couronne réactionnelle développée autour des omphacites est composée de reliques de barroisites, elles-mêmes pseudomorphosées en hornblende et albite. Cette première supposition supposerait que les amphiboles, observées en inclusions dans quelques grenats correspondraient à un premier stade de rétro-morphose.

2 - La symplectite, de 30 à 40 µ de largeur, est composée uniquement de hornblende et d'albite, développées à partir des clinopyroxènes. Ceci impliquerait une remontée rapide du domaine de stabilité minimale calculée à partir de l'assemblage grenat/omphacite (environ 15 Kb et 700 C°) vers un domaine où l'association hornblende-albite serait stable et pour-

rait s'y développer.

3 - La couronne réactionnelle s'est développée grâce à l'apport de fluides (H₂O ou H₂O + CO₂), relativement peu abondants lors de la traversée du domaine de stabilité et de développement de la barroisite.

Cette troisième hypothèse nous semble plus probable, car, en effet, nous n'observons pas de paragonite dans la trame mais parfois des plages de calcite.

A titre d'hypothèse, nous proposons que ces éclogites s.s. d'El Maco furent soumises à une remontée rapide, sans apport de fluides significatifs (rétromorphose anhydre). Après leur mise en place dans des niveaux structuraux nettement moins profonds que leurs lieux de genèse, elles furent parcourues par des fluides, probablement composés de H₂O et de CO₂. Ces fluides permirent le réajustement thermique des omphacites en développant une couronne de hornblende (?) et d'albite (?). Ils facilitèrent le développement d'une couronne de leucoxène autour des grains de rutile et la déstabilisation des minéraux calciques en formant des plages éparses de carbonate dans la trame.

Avant de conclure sur ces "amphibolites" issues de la rétro-morphose du faciès éclogitique de El Maco, il est intéressant de rappeler la présence d'éclogite à disthène au niveau de la coupe de El Maco. La contemporanéité probable de ces silicates d'alumine avec des zoisites grises coïnciderait bien avec des conditions rigoureuses de rétro-morphose anhydre. Une analyse plus détaillée de ces faciès (présence ou non de corindon ?) à l'aide de données microsonde, devrait élucider la pétrogenèse de ces faciès. Nous avons quelque peu délaissé ces roches pour des raisons de temps.

2) Les amphibolites à grenats ne présentant pas de reliques d'omphacites

Parmi ces lithofaciès nous nous proposons d'étudier séparément les amphibolites concordantes aux masses orthogneissiques de Guayacan (cf. description lame MAR 179, chapitre II et paragraphe IV; chapitre III, 1ère partie) et celles observées dans les lames décamétriques des méta-ophiolites au niveau de Manzanillo (cf. description lame MAR 183-184, chapitre II. Le substratum méta-ophiolitique).

a) Les amphibolites à grenats, concordantes aux lames d'orthogneiss de Guayacan

Comme une description microscopique est fournie dans la première partie de ce travail, nous ne traiterons, dans ce paragraphe, que de la minéralogie des grenats, des micas blancs et des amphiboles (cf. Tableau 18-19).

* **Les grenats** : un profil fut réalisé à travers un grenat subautomorphe (Fig. 101). Comme les autres grenats analysés sur les faciès éclogitiques nous retrouvons une très faible variation entre la bordure du grenat interne, riche en inclusions et la périphérie limpide. Cependant, comme l'indique la répartition des différents pourcentages en almandin, grossulaire, pyrope, spessartine; il existe un noyau interne qui présente des taux très élevés en spessartine, parfois supérieure à celui du grossulaire et égal à celui de l'almandin, de l'ordre de 30 %. Une étude plus précise fut réalisée pour mieux cerner les changements de compositions entre ce noyau interne et la bordure de grenat interne, constellé d'impuretés. Les points microsonde effectués, à distance égale, démontre une chute extrêmement brutale des taux de spessartine et inversement une augmentation du pourcentage en almandin.

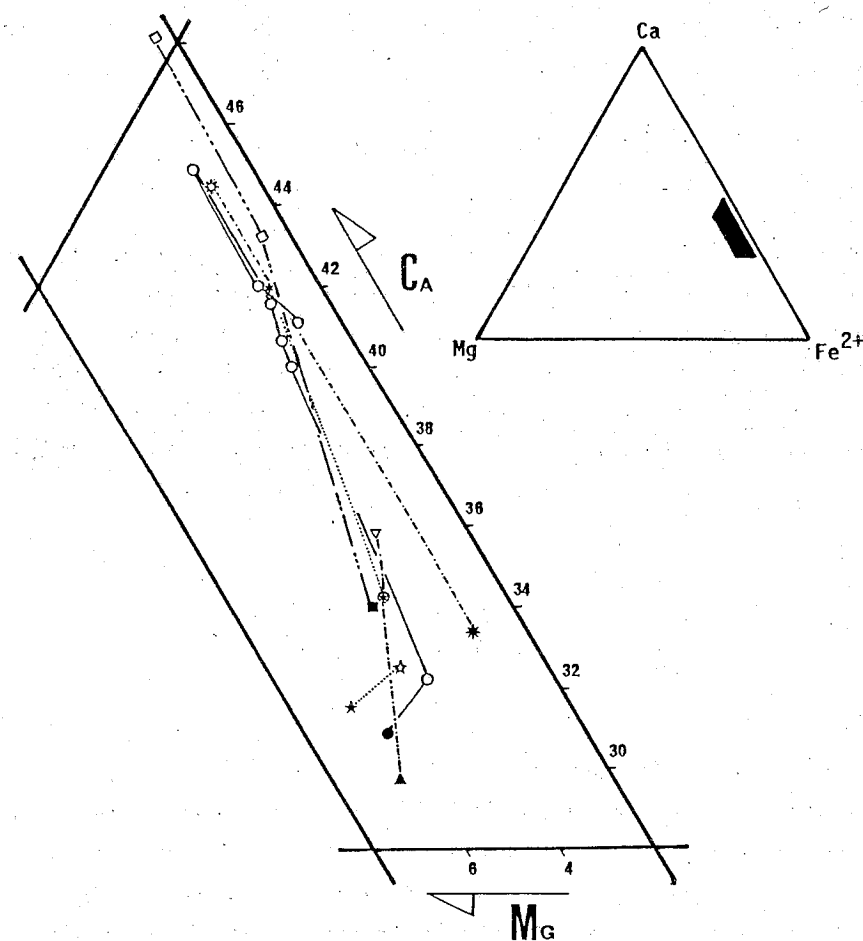
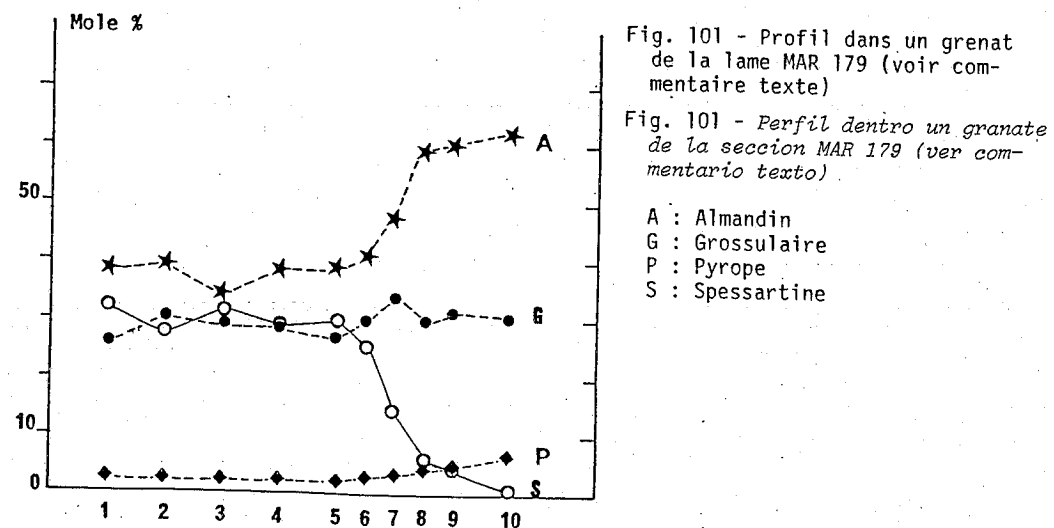


Fig. 102 - Position des analyses effectuées sur les grenats de la lame MAR 179, dans le diagramme de Smulikowski (1972)

Fig. 102 - Posición de los análisis efectuados sobre los granates de la seccion MAR 179, dentro el diagrama de Smulikowski (1972)
 (Figuré plein = périphérie - figurés creux = profil et coeur)

Ces teneurs en spessartine élevées peuvent être rapprochées des valeurs obtenues sur les grenats étudiés sur la semelle de l'ophiolite omanaise (Ghent et Stout, 1981, p. 2562-2564) (Alm = 38.30 %; Sp = 33.10 %; Pyr = 16.20 %; Gr = 12,30 %).

L'interprétation que nous proposons pour ce ressaut important des taux en spessartine est que le noyau central du grenat interne constitue un germe développé sous des conditions de température et de pression moindre que les enveloppes. Il serait le témoin d'un stade précoce corrélable à des conditions de métamorphisme de type "Low rank amphibolite" ou du faciès schistes bleus (blueschist) (Ernst, 1973).

Le report des différentes valeurs cationiques de Ca, Mg, Fe^{2+} dans le diagramme triangulaire de Smulikowski (1972) indique que tous les points analysés, soit le long de ce profil, soit de différents grenats (coeur, périphérie) se localisent dans le champ des grenats ophiolitiques, du type alpin (Fig.102).

* Les amphiboles analysées dans la Lame MAR 179, quoique légèrement déstabilisées à leur périphérie, se répartissent en deux populations : (Fig.103, Tableau 19). L'une de type barroisite-carinthine, l'autre de type hornblende.

Cette observation confirme les résultats obtenus par Maresch et Abraham (1981) (cf. paragraphe antérieur - rétro-morphose des éclogites du faciès Pedro Gonzalez).

* Les micas blancs sont des phengites (avec une valeur moyenne en K_2O de 9,6 %). Ceci peut surprendre, vu la nature basique d'une amphibolite. Toutefois, nous soulignons que ces roches sont concordantes aux lames orthogneissiques et qu'elles peuvent très bien se développer à partir d'anciennes enclaves au sein de la masse orthogneissique acide, ou d'un mélange constitué de roche acide et de matériel basique, entraînant ainsi une très forte contamination de la roche résultante par la circulation importante de fluide enrichi en K; malheureusement, nous ne possédons pas d'analyse roche totale de cet échantillon.

Bien que ces micas blancs, de par leur nature phengitique, constituent un problème; il ressort de l'analyse minéralogique les points suivants quant à l'évolution métamorphique de ces roches.

1) les grenats de cette amphibolite soulignent, de par leur comportement du constituant manganésifère, une histoire métamorphique complexe. Nous proposons que le protolithe a subi progressivement un enfouissement dont les compositions des grenats sont les témoins. La composition des germes grenatifères dénoterait des conditions physiques proches du faciès amphibolite faible ou du faciès schistes bleus. Le ressaut textural des enveloppes, aux compositions géochimiques équivalentes, déjà observé dans les grenats des faciès éclogitiques, serait probablement dû à ce mécanisme.

2) Le maximum de température et de pression atteint correspondrait à la paragenèse phengite-barroisite/carintine-grenat (bordure limpide), probablement dans le faciès amphibolite.

(Nous n'avons pas utilisé le couple phengite/grenat (cf. introduction) car les phengites sont très déstabilisées (exudation du fer)).

3) Ces roches subirent un stade de rétro-morphose jusqu'au faciès schistes verts (albite poeciloblastique, chlorite, calcite, épidote).

b) Les amphibolites à grenats en lames décimétriques des méta-ophiolites de Margarita, supposées primaires

Nous ne pouvons envisager, dans cette étude, que l'amphibolite à grenat (échantillon MAR 183) n'ait jamais subi les conditions rigoureuses du "faciès éclogitique"; en effet, cette roche présente un fort degré de rétro-morphose (cf. description lame mince MAR 183-184).

L'étude microsonde fut principalement axée sur les amphiboles bleutées en LN. (Tableau 20)

- les sept analyses effectuées sur les ferromagnésiens révèlent que ces amphiboles sont des barroisites (Fig. 104) tandis que le grenat présente des taux en almandin de 56%, en grossulaire de 20.6 %, en pyrope de 18.3 % et en spessartine de 4.2 %; proches des valeurs obtenues sur les enveloppes grenatifères précédemment étudiées au niveau des amphibolites et éclogites. La présence de plagioclases au mûcles polysynthétiques en "peigne", au sein d'un feutrage de chlorite, d'épidote, de calcite (typique du faciès schistes verts) pourrait constituer une relique d'un stade métamorphique précoce (faciès amphibolite). Malheureusement, nous ne connaissons pas le pourcentage d'anorthite de ce plagioclase; c'est seulement à titre d'hypothèse que nous avons envisagé l'existence de reliques.

- L'absence de relique de micas blancs indiquerait un champ minimal de culmination métamorphique aux alentours de 500 C° en température et de 6 Kbars en pression (cf. champ de stabilité des barroisites, Ernst, 1979 - Champ de stabilité des paragonites, Eugster et al., 1975 - Champ de stabilité de l'antigorite Johannes (1975) in Winkler 1976, p. 157).

c) Les amphibolites associées aux flaser-gabbros

Ces amphibolites observées au niveau du Cerro Santa Helena (cf. Partie I, chapitre II, Lamme MAR 270) présentent un "maximum" métamorphique typique du faciès amphibolite à épidote, avant leur rétro-morphose en des minéraux indicateurs du faciès schistes verts.

L'absence d'amphiboles bleutées, semble indiquer un champ de stabilité pour ces amphibolites en dehors du domaine des barroisites ou des glaucophanes. Cependant, des analyses devraient s'effectuer sur ces ferromagnésiens pour en connaître la composition.

Fig. 104 - Position des analyses réalisées dans la lame MAR 183, sur le diagramme de Mottana et Edgar (1969)

Fig. 104 - Posición de los análisis realizados sobre los anfíboles de la sección MAR 183 - dentro el diagrama de Mottana y Edgar (1969)

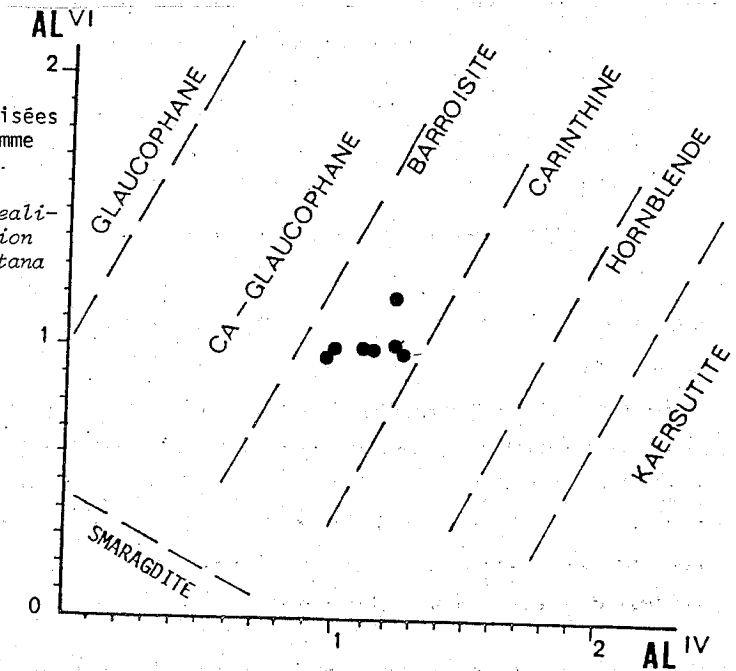
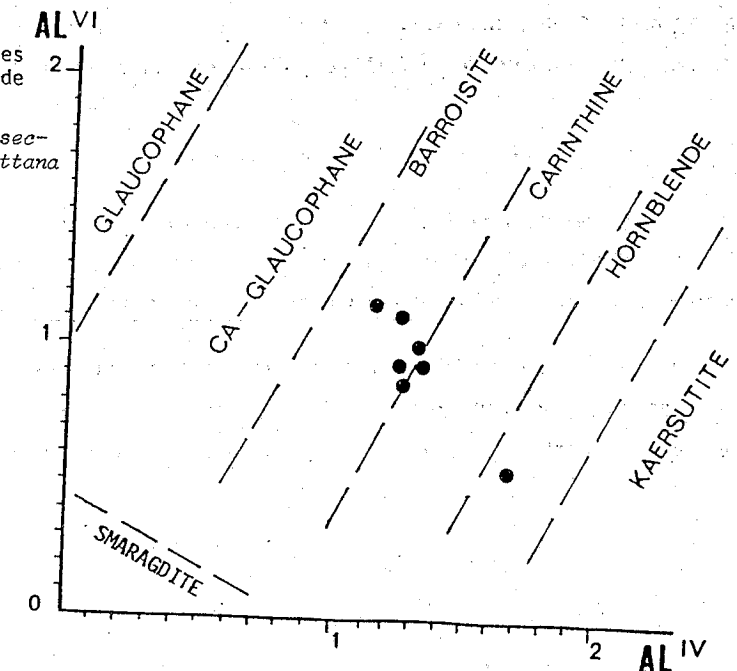


Fig. 103 - Report des amphiboles bleutées de la lame MAR 179 dans le diagramme de Mottana et Edgar (1969)

Fig. 103 - Suma de los anfíboles de la sección MAR 179 dentro el diagrama de Mottana y Edgar (1969)



3) Les métagabbros

Au niveau de Paraguachoa, comme Maresch in Beets et al., 1984, nous avons remarqué la présence d'amphibole qui, de par leur habitus et aspect, rappellent des ferromagnésiens développés au dépens de pyroxène (amphibole d'ouralitisation), lors d'un climat métamorphique de type hydrothermal (cf. Lame MAR 307, description et discussions, chapitre II, partie I).

Les métagabbros de Playa El Agua sembleraient, par la suite avoir subi des conditions métamorphiques proches des conditions de stabilité des barroisites et des paragonites/muscovites, avant que ne se développent des actinotes, des hornblendes, de la calcite, des épidotes, des chlorites caractéristiques d'une rétro-morphose jusqu'aux faciès schistes verts.

Nous envisageons globalement les stades suivants pour les métagabbros de Playa El Agua :

- un stade intraocéanique primaire, marqué par un épisode d'hydrothermalisme, souligné par l'ouralitisation des pyroxènes magmatiques;
- un enfouissement progressif de ces masses gabbroïques jusqu'à des conditions thermiques et barométriques caractéristiques du faciès amphibolite à épidote;
- un stade de rétro-morphose, synchrone probablement dans ces stades initiaux, d'une tectonisation importante jusqu'aux faciès schistes verts.

Il semble que nous retrouvons les empreintes de ce stade hydrothermal au niveau des masses métagabbroïques du Morro El Palmar (Sud de Paraguachoa) ainsi qu'au niveau de Macanao et d'Araya. Au sein des métagabbros, étroitement associée à la couverture métasédimentaire, nous notons l'absence de grenat et d'amphiboles bleutées caractéristiques des conditions du faciès amphibolite. La seule surimposition du faciès schistes verts, sur les minéraux d'origine magmatique, permet la conservation de reliques de diallage ou de plagioclase basique (cf. description Lame MAR 5 - MAR 12, chapitre II, partie II). Nous avons trouvé lors de l'analyse des minéraux des métagabbros d'Araya (Lame ARA 17) des amphiboles calciques, non alumineuses, de la série de l'actinote, riche en calcium et magnésium, des albites et des épidotes (Tableau 21).

En résumé, nous proposons (Fig. 105)

- globalement il ressort de cet inventaire minéralogique que les métagabbros étudiés dans les zones centrales de Paraguachoa présentent des témoins d'un stade "amphibolite faciès". Au contraire des métagabbros du Sud de Paraguachoa et d'Araya qui n'ont souffert que d'un métamorphisme faciès schistes verts quelque peu différent selon probablement le chimisme des protolites. Au niveau de la péninsule de Macanao, l'existence contiguë de hornblende, d'actinote et d'amphibole d'ouralitisation est due aux difficultés de reconnaissance des amphiboles par le seul biais du microscope optique.

Fig. 105 -

Tableau schématique des minéraux de métamorphisme dans les métagabbros des méta-ophiolites de Margarita

Cuadro esquemático de los minerales de metamorfismo dentro los metagabbros de la meta-ophiolitas de Margarita

ZONE INTERNE		ZONE EXTERNE					
		métagabbros de Santa Elena	métagabbros de Playa El Agua	métagabbros du Morro El Palmar	métagabbros de Macanao	Métagabbros d'Araya	
		Lame MAR 270-278-326	Lame MAR 307	Lame MAR 5 - 12	Lame MC 26-21-4	Lame ARA 15-16-17-18	
STADE HYDROTHERMAL (ouralitisation des pyroxènes)	GRENAT	—	—	—	—	—	
	Amphibole bleutée	—	—	—	—	—	
	Hornblende	—	—	—	—	—	
	Micas blancs	—	—	—	—	—	
	Clinozoisite	—	—	—	—	—	
	Actinote	—	—	—	—	—	
	Epidote	—	—	—	—	—	
	Chlorite	—	—	—	—	—	
	Albite	—	—	—	—	—	
	Calcite	—	—	—	—	—	
Stade faciès amphibolite		<div style="text-align: center;"> </div>					
Faciès schistes verts							

Légende - trait plein = minéral caractérisé; trait discontinu = minéral probable

II.b - Les faciès ultrabasiques des méta-ophiolites

L'étude de l'évolution métamorphique des séquences ultrabasiques est l'une des plus difficiles à résoudre, car les processus de serpentinisation présentent de nombreuses variantes selon l'importance des teneurs des fluides en H_2O , et en CO_2 . De nombreuses études expérimentales furent menées selon un deuxième paramètre, soit dans un système $MgO - SiO_2 - CO_2 - H_2O$, soit dans un système $MgO - CaO - SiO_2 - H_2O$.

Comme les différentes lames effectuées dans des serpentinites ne présentent pas de forstérite néoformée, mais des produits serpentineux dominés par de l'antigorite, nous utiliserons, comme le suggèrent Maresch et Abraham (1981) la courbe de stabilité de l'antigorite, proposée par Johannes (1975, in Winkler, 1976, p. 176) (cf. Fig. 106).

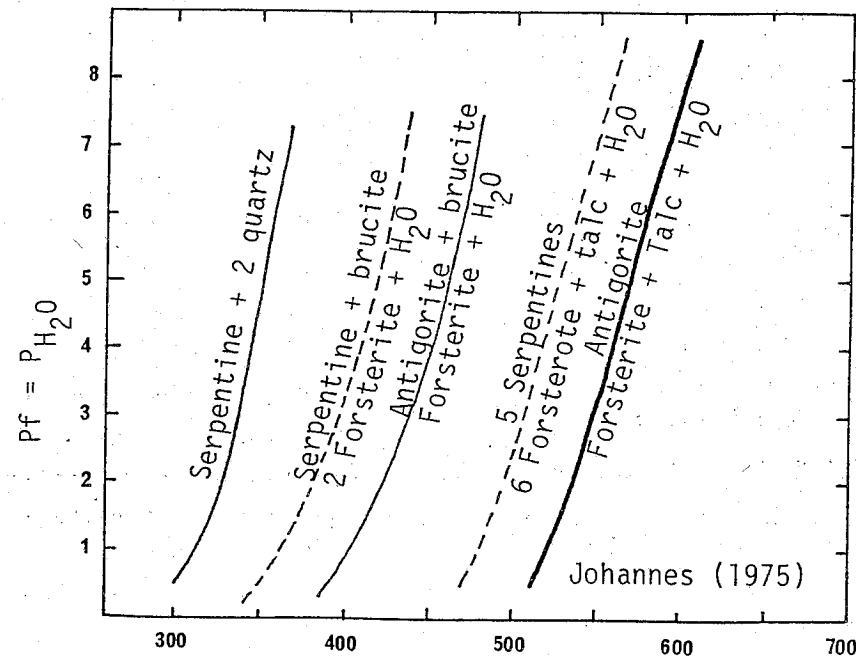


Fig.106 - Domaine de stabilité de l'antigorite (Johannes, 1975, in Winkler, 1976)

Dominio de estabilidad de la antigorita (Johannes, 1975, in Winkler, 1976)

Cette courbe limitera les trajectoires de rétroformation des paragenèses éclogitiques.

II.c - L'évolution métamorphique des orthogneiss acides associés aux méta-ophiolites au niveau de Paraguachoa

L'étude de ces orthogneiss est primordiale, car nous savons que ces massifs orthogneissiques, particulièrement celui de Guayacan, sont intrusifs dans les méta-ophiolites et déracinés de leur substratum (cf. chapitre II, partie I). Aussi, leur histoire métamorphique constitue un excellent guide quant à l'évolution métamorphique et tectonique de la méta-ophiolite.

Nous avons donc étudié les principaux minéraux des massifs de Guayacan et de Matasiete.

1) Le Massif de Guayacan

De la lame MAR 35 (cf description chapitre III, paragraphe IV, partie I), nous avons analysé à la microsonde les amphiboles, les micas blancs, les épidotes (clinozoïsite microscopiquement) et les plagioclases (tableaux 22-23). Malheureusement, nous n'avons réalisé de mesures sur les grenats observables dans ce lithofaciès acide, car ils étaient absents sur la lame effectuée.

- Les données microsonde confirment notre diagnose microscopique : les plagioclases sont des albites et les épidotes des clinozoïsites (avec un rapport $Fe^{3+}/\Sigma Al$ compris entre 0.17 et 0.19).

N.B. - Dans le cas des données microsonde réalisées sur les épidotes tout le fer est donné sous la forme FeO .

- Les micas blancs sont des phengites. Les six analyses obtenues sur ces micas présentent des pourcentages en K_2O oscillant entre 10 et 8.8 %.

- Les amphiboles présentent une répartition étalée dans le diagramme de Mottana et Edgar (1969 (Al^{VI}/Al^{IV}) (sur 23 oxygènes) (cf. Fig. 107). Sur les cinq analyses effectuées nous obtenons une Ca-glaucophane, trois barroisites et une hornblende. Les amphiboles calcosodiques sont ici regroupées dans un même ensemble. Cette répartition rappelle les observations effectuées sur les amphiboles des faciès éclogitiques de Pedro Gonzalez. Aussi est-il intéressant de souligner que les orthogneiss de Guayacan subirent une évolution quasi identique à celle de la méta-ophiolite. Cette observation implique donc que les processus d'éclogitisation ou d'amphibolitisation se sont réalisés après l'intrusion des corps acides. Il est donc difficile, par des arguments uniquement métamorphiques et lithostratigraphiques de considérer les éclogites de Margarita comme des reliques d'un stade métamorphique ancien; d'où la notion de monométamorphisme pour ces roches, proposée par Maresch et Abraham (1981) se voit confirmée.

2) Le Massif de Matasiete

Nous avons analysé, sur les lithofaciès de Matasiete les grands cristaux de plagioclases les micas blancs et les chlorites (Tableau 24).

- Malgré le caractère trop ponctuel de l'analyse effectuée sur les plagioclases, nous avons obtenu une albite sur l'un des ces grands cristaux supposés d'origine magmatique. Aussi pensons que les lithofaciès de type Matasiete représentent d'anciens plutons sodiques.

- Les deux chlorites analysées sont très riches en Magnésium et en fer, aussi proposons-nous de les classer dans la série des talc-chlorites ferromagnésiennes (diabanite - prochlorite).

- Les micas blancs présentent, sur une analyse, des teneurs en K_2O dépassant les 10 %, les autres, parfois nulles en potassium, semblent être d'anciennes phengites totalement déstabilisées.

déjà de suite myphica ?

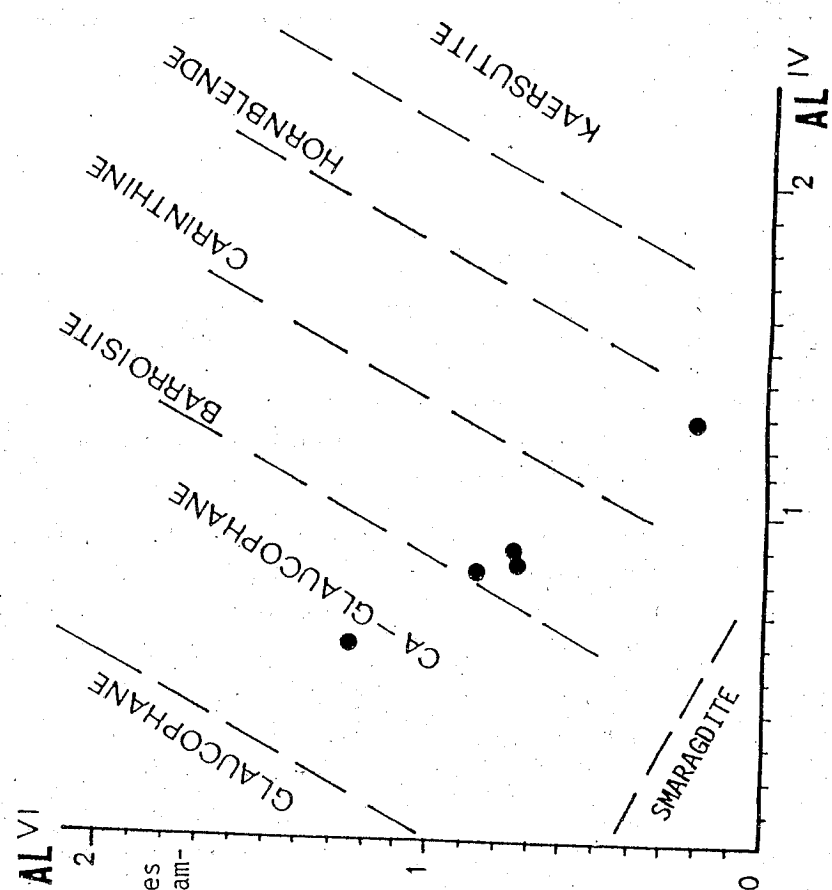


Fig. 107 -
Position des amphiboles bleutées dans les
orthogneiss de Guayacán (MAR 35) (diagram-
me de Mottana et Edgar, 1969)

Posición de los anfíboles azules dentro
los ortogneiss de Guayacán (MAR 35)
(diagrama de Mottana y Edgar, 1969)

Compara avec
amphiboles bleues
de El Inaco
(La Agredita)

II.d - L'évolution métamorphique de la couverture métasédimentaire des méta-ophiolites de Margarita et des massifs orthogneissiques associés

L'étude comparée du substratum métagabbroïque et de sa couverture métasédimentaire constitue un point fondamental dans l'histoire tectono-métamorphique du transect Margarita-Araya; car il existe une surface d'érosion entre les métagabbros et les méta-arénites de gabbros ou métatuffites. L'existence de cette surface indique une tectonisation précoce des séries ophiolitiques ainsi que le démantèlement des massifs à matériel acide.

Nous ne rappelons pas, au cours de ce paragraphe les différentes lames minces effectuées sur ces lithofaciés de couverture de la méta-ophiolite (cf. description lames minces, la couverture métasédimentaire de la méta-ophiolite, chapitre II, partie I).

Il en ressort que ces métasédiments n'ont pas subi de degré de métamorphisme important. La présence quasi continuelle d'actinote, de calcite, de chlorite, d'épidote, d'albite caractérise un climat métamorphique faible, typique du faciès schistes verts.

Aussi est-il important de souligner que leur substratum de nature gabbroïque au niveau du Morro El Palmar (Lame MAR 12 S) ainsi que sur la péninsule d'Araya, au niveau de Punta Perico (Lame ARA - 17 - 18) présentent des conditions de métamorphisme similaire.

Les micas blancs dans les métagabbros de Playa El Agua (phengite/paragonite/muscovite) et les hornblendes, marqueurs d'un stade légèrement plus élevé de métamorphisme, se retrouvent au niveau des méta-arénites de gabbros et de méta-séries à matériel ophiolitique. (cf. description Lames MAR 302 - 303 - 304), plus ou moins rétro-morphosés en chlorite-clinozoïsite. Les hornblendes vert-bleuté de la lame MAR 302, parfois associées à de très petites fibrilles de micas incolores (muscovites/phengites/paragonites) sont réorientées dans une foliation marquée par des chlorites kakies en LP. La présence probable de phlogopite qui une variété de biotite très magnésienne (Deer et al., 1962, p. 51, vol. 3) serait à rattacher à un stade intermédiaire entre le faciès amphibolite et le faciès schistes verts.

Il apparaît donc que la couverture sédimentaire de la méta-ophiolite s'est structurée durant un stade de métamorphisme, faciès schistes verts. Cet épisode métamorphique n'est pas à différencier de celui observable dans les métagabbros sous-jacents. Ces données impliquent un événement tectonométamorphique majeur, unique mais différent selon les divers lieux de la chaîne. A ce titre, seuls des lambeaux méta-ophiolitiques affleurant à Paragua-choa, imbriqués dans une série de duplex tectoniques (cf. Partie IV) montrent une évolution métamorphique complexe allant jusqu'aux stades éclogitiques. Cependant il faut se garder d'associer ce stade éclogitique dans sa totalité comme partie intégrante de cette structuration majeure (cf. discussion paragraphe suivant). L'âge de cet épisode tectono-métamorphique précoce serait crétacé supérieur, turonien, coniacien, au vu des âges proposés pour les séries sommitales de la couverture métasédimentaire (cf. Conclusion partie I).

Toutefois, l'existence d'une foliation antérieure, marquée par l'alignement de grosses amphiboles (cf. description chapitre I, la couverture métasédimentaire, le détritisme ophiolitique, partie I) dans les masses métagabbroïques de la coupe de Playa El Agua demeure une énigme.

Plusieurs hypothèses sont envisageables :

1. les amphibolites noires sont des amphiboles d'ouraltisation développées lors de phénomène de fracturation et cisaillement en domaine intraocéanique;
2. la foliation observable dans les masses métagabbroïques serait à associer à un événement tectonique important dans la structuration de la marge continentale.

Bien que la présence d'olistolithes milite pour la seconde hypothèse (olistolithe de métagabbro probable dans les micaschistes à grenats du Groupe Juan Griego, de serpentinites dans les graphito-schistes de la Formation Manicuare) ^{mais} nous préférons relier cette schistosité à des phénomènes intraocéaniques. En effet l'observation microscopique des métagabbros du Morro El Palmar n'est pas sans rappeler les textures décrites par Ito et Anderson, 1983, p. 381, Fig. 9b) d'une part et d'autre part ces auteurs signalent la présence de mylonite de gabbro, dans la zone de fracture de Cayman. Aussi, en l'absence d'indice de métamorphisme syntectonique, antérieur à la structuration synmétamorphe des masses gabbroïques décrites précédemment, au niveau du transect étudié (zones internes); nous proposons que cette foliation soit héritée d'une histoire intraocéanique, dans un contexte géodynamique de type zone de fracture ou de transformante.

II.e - Proposition d'un schéma d'évolution métamorphique des méta-ophiolites de Margarita

1) Rappel

Des précédents paragraphes et chapitres, il est possible de résumer les données acquises en quelques points.

* Les méta-ophiolites de Margarita présentent des reliques de "stade éclogitique, cependant la majorité des lithofaciès n'ont subi qu'un métamorphisme faciès schistes verts et amphibolite. Les paragenèses éclogitiques soulignent, de par leur pétrographie, une histoire métamorphique très complexe, dont les stades initiaux sont marqués par un enfouissement progressif des protolites. Les lithofaciès basiques présentent une minéralogie témoignant des températures de l'ordre de 700 C° et des pressions de l'ordre de 15 Kb, typiques de climat géophysique de zone de subduction. L'étude détaillée des roches à reliques de grenats et surtout d'omphacite démontre des phénomènes de rétro-morphose syntectonique importante.

* Associés à ces méta-ophiolites, les massifs orthogneissiques de Guyacan et de Matasiete, ont été affectés par des conditions de métamorphisme rétrograde observable dans la méta-ophiolite de Margarita.

L'étude de leurs minéraux de métamorphisme indique que les méta-ophiolites de Paraguachoa se sont structurées et métamorphosées dans des contextes métamorphiques identiques. Ceci implique donc l'absence d'un métamorphisme ancien vis-à-vis de l'intrusion de ces granites et granodiorites, au niveau des zones internes.

* La contemporanéité du métamorphisme affectant les masses gabbroïques observables au Sud de Paraguachoa, de Macanao et de la péninsule d'Araya (Punta Perico) avec celui de la couverture métasédimentaire de ces méta-ophiolites implique un âge crétacé supérieur (Turonien, Coniacien?) pour cet épisode majeur.

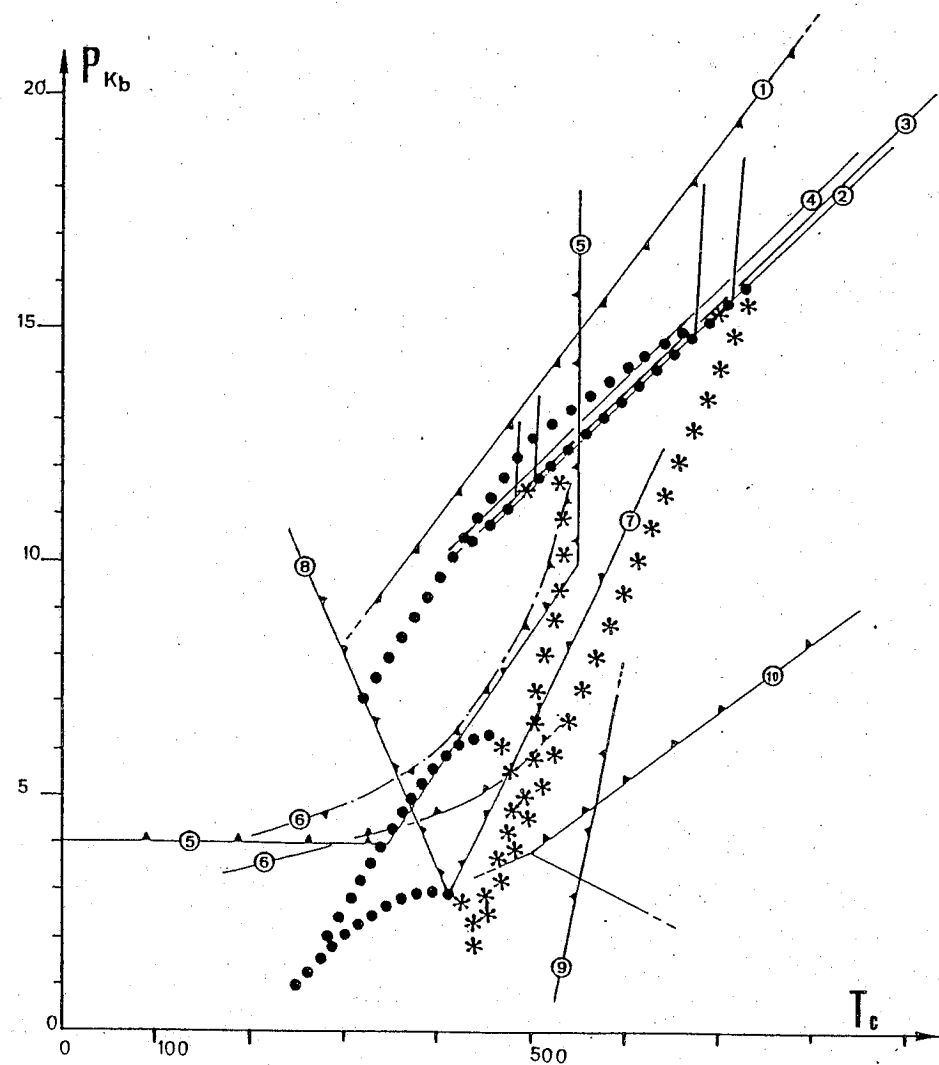
2) Quelques données supplémentaires et problèmes restant à résoudre

Cependant quelques points restent à élucider, comme la présence de noyaux grenatifères très magnanésifères au coeur des grenats zonés, truffés d'inclusions; comme confirmer l'importance d'amphiboles bleutées comme les témoins d'un métamorphisme HP/BT crétacé inférieur.

- *Les grenats: témoins des stades évolutifs d'un métamorphisme prograde (en régime de subduction ou d'obduction?)*

Nous avons effectué un bilan des pourcentages en MnO, soit le long de profils (Fig. 109) soit à travers différents grenats, entre les valeurs du coeur et de la périphérie (Fig. 110).

Compte tenu du problème du plan de coupe des sections réalisées à travers les grenats analysés, nous ne tiendrons compte que des valeurs maximales. Il résulte de ces données que les grenats présentent une histoire en régime de métamorphisme prograde. Ces faits sont interprétés comme les témoins d'une "subduction" pour les lithofaciès basiques de type éclo-



Légende: 1. quartz + jadéite albite (haute température) (Holland, 1979)
 2. =39 % Jd; 3. =44,5 % Jd; 4. = 46,7 % Jd (cette étude)
 5. champ de stabilité du glaucophane (Maresch, 1977, p. 123)
 6. champ de stabilité des barroisites (Ernst, 1979, p. 275)
 7. domaine de stabilité des paragonites (Eugster *et al.*, 1979)
 8. domaine de stabilité des paragonites (Chatterjee *et al.*, 1972)
 9. domaine de stabilité de l'antigorite (Johannes, 1975)
 10. domaine de stabilité du disthène (Holdaway, 1971).

Les cercles pleins = évolution prograde; les étoiles = évolution rétrograde.

Fig. 108 - Diagramme P-T illustrant l'évolution métamorphique des méta-ophiolites de Paraguachoa

Diagramma P-T ilustrando el evolucion metamorfica de las meta-ofiolitas de Paraguachoa

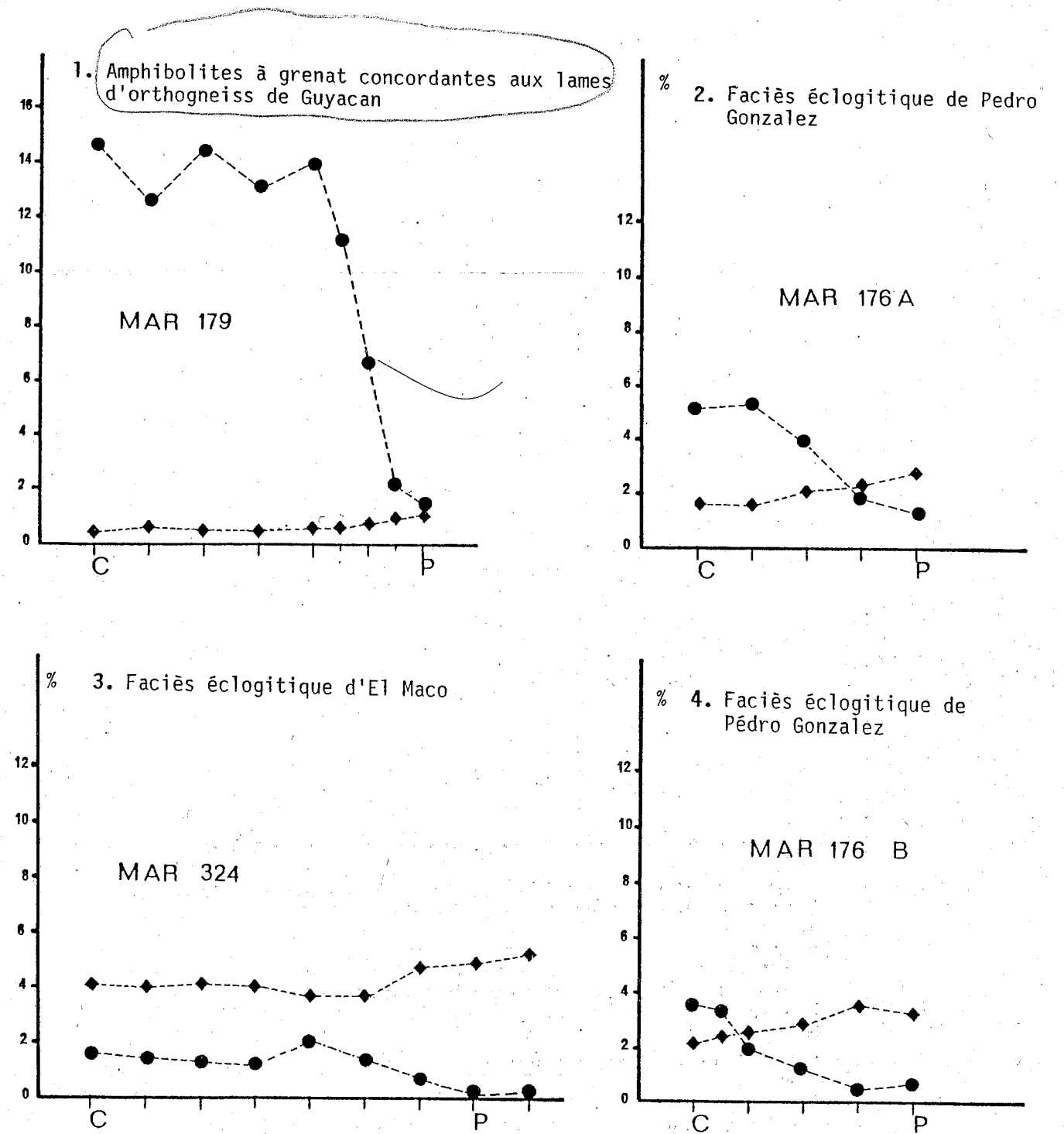


Fig. 109 - variations des % en Mn (●---●) et Mg (◆---◆) dans différents grenats zonés du coeur (C) à la périphérie (P)

Variaciones de los porcentajes en Mn (●---●) y Mg (◆---◆) dentro diferentes granates zonados del corazon (C) hasta la periferia (P).

N.B. les amphibolites associées aux Gneiss de Guyacan sont clairement différentes.

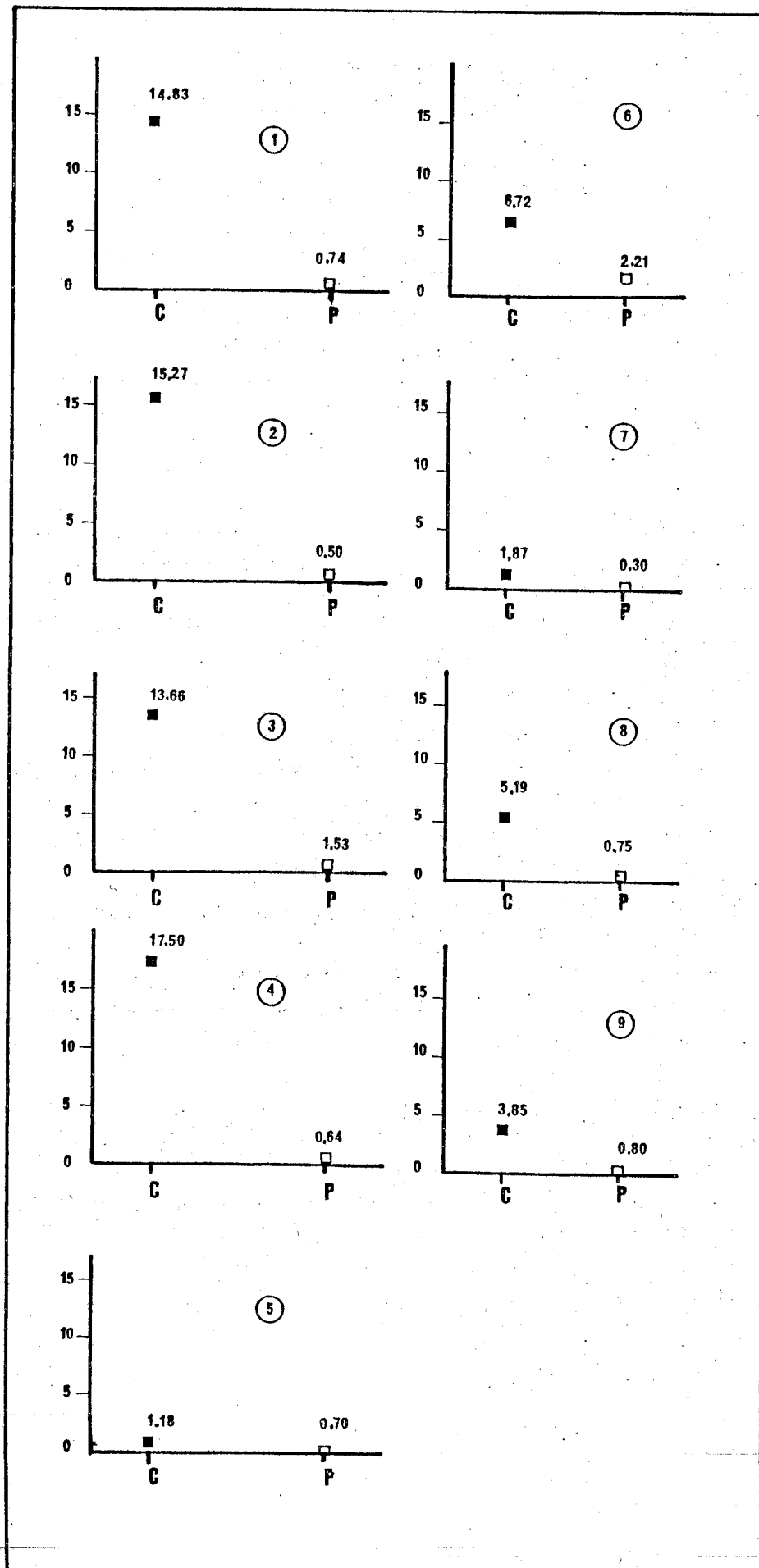


Fig. 110 - Variations du % de manganèse dans différents grenats du cœur (■) et de la périphérie (□)

Variaciones del % de manganeso dentro los diferentes granatos del corazón (■) y de la periferia (□)

amphibolites à grenats

1. lame MAR 179 - grenat A
2. lame MAR 179 - grenat B
3. lame MAR 179 - grenat C
4. lame MAR 179 - grenat D
5. lame MAR 179 - grenat E
6. lame MAR 179 - grenat F

éclogites

7. lame MAR 324
8. lame MAR 176 - grenat A
9. lame MAR 176 - grenat B

gitique (Ernst, 1979) ou pour les amphibolites, disposées de façon concordante aux lames d'orthogneiss de Guayacan (MAR 179), comme les premiers stade de collision en régime probable d'obduction ou de chevauchement.

- Les amphiboles bleutées - évidence de phénomènes de rétro-morphose

Une compilation des différentes amphiboles trouvées dans les roches éclogitiques affleurant le long de cette branche méridionale des zones internes de la chaîne caraïbe, issus des travaux de Morgan, 1970; Navarro, 1974; Maresch et Abraham, 1981; révèle clairement la présence contigüe de barroisites et de glaucophanes. Ceci indiquerait, au niveau des zones internes de la chaîne une histoire similaire entre les séries affleurant au Nord de Caracas et celles de Margarita (Fig. 111).

- Existe-t-il un métamorphisme HP-BT d'âge crétacé inférieur ?

Au niveau de Paraguachoa, de Macanao et d'Araya (zone de Punta Perico) aucun indice minéralogique ne permet de proposer l'existence d'un métamorphisme faciès schistes bleus. Cependant, la présence d'olistolithes dans les métasédiments détritiques de la paléomarge, supposés d'âge post-jurassique, indiquerait un événement précoce de démantèlement d'un complexe associant, à la fois, des roches grenues de type gabbroïque et des roches ultrabasi-ques.

Si l'existence d'une semelle tectonique, développée dans des faciès schistes bleus avait existé, elle se situerait en front de chaîne et non pas au niveau des zones étudiées. Aussi, la présence d'amphibole bleue, signalée par Campos, 1981, au niveau du Morro Esmeralda, (secteur de Carupano), pourrait se corréliser à cette ceinture de schistes bleus d'âge crétacé inférieur.

Nous avons trouvé, au niveau d'Araya, un lambeau de taille métrique, coïncé dans le décrochement de Salazar (à 800 m au Nord-Est de Punta El Burro, cf. carte géologique d'Araya, Annexe A). Il s'agit d'un schiste à amphiboles. Les ferromagnésiens (Lame ARA 106) de taille millimétrique, baignent dans une trame lépidoblastique à plagioclase, micas blancs, quartz présentant des teintes bleutées. Ces reliques amphiboles disposées en lits, et déstabilisées en produits phylliteux pourraient correspondre aux "glaucophanes" décrites par Campos (1981) et seraient les témoins d'un métamorphisme faciès schistes bleus (H.P./B.T.). Il est toutefois difficile d'affirmer la présence des minéraux typiques des faciès bleus (glaucophane) sans une analyse plus détaillée en géochimie et géochronologie; aussi des études futures sont nécessaires dans ce secteur méridional d'Araya et ceux de la péninsule de Paria-Carupano.

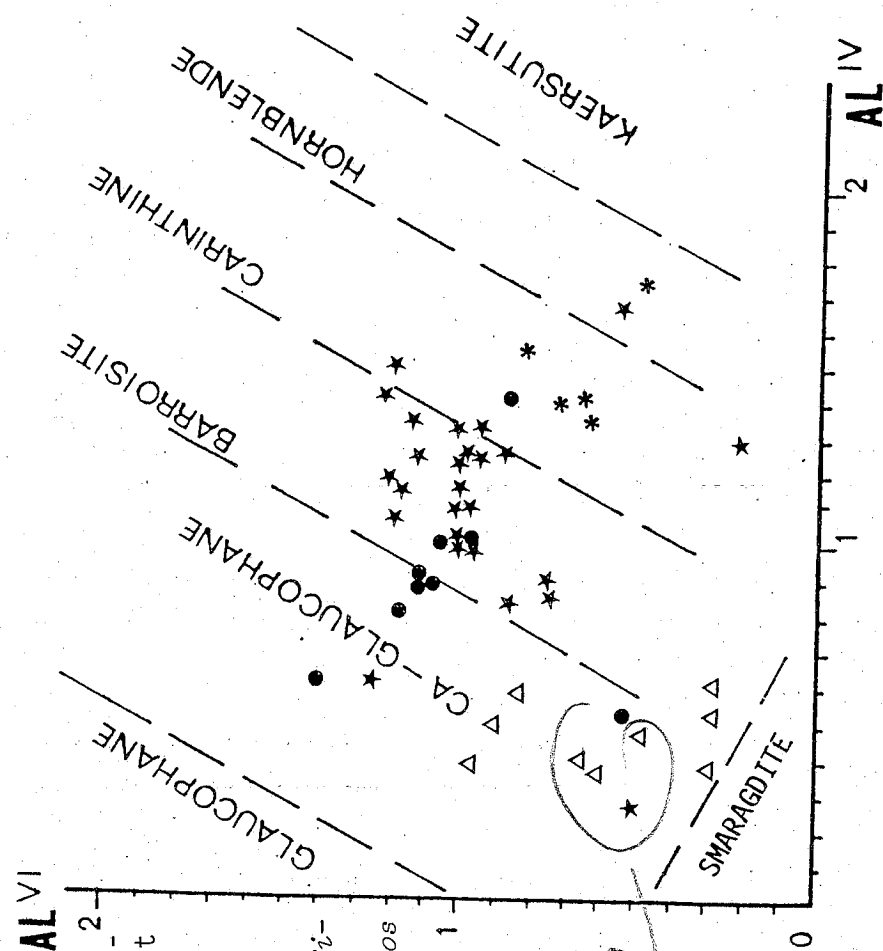


Fig. 111 - Report des différentes anfiboles dans le diagramme de Mottana et Edgar (1969) tirées des travaux de Morgan (1970), de Navarro (1974) d'Abraham et Maresch (1981) et dans cette étude

Fig. 111 - Suma de los diferentes anfiboles dentro el diagrama de Mottana y Edgar (1969) tomados de los trabajos de Morgan (1970), de Navarro (1974), d'Abraham y Maresch (1981) y dentro este estudio.

Leyenda de Symbol

CHAPITRE III

BILAN DES MINERAUX, MARQUEURS DES DEGRES DE METAMORPHISME, DES METASEDIMENTS DETRITIQUES DE PALEOMARGE

En dépit du manque de données microsonde sur les grenats, amphiboles, micas blancs observés dans les métasédiments aussi bien du Groupe Juan Griego que de la Formation Manicuaire, nous avons focalisé notre étude, d'une part, en soulignant la texture des grenats étudiés en lames minces et, d'autre part, effectué un bref bilan des principaux minéraux trouvés dans les anciens sédiments détritiques ou métalaves basiques (cf. chapitre I. Cette partie les amphibolites du Groupe Juan Griego) (Fig. 112).

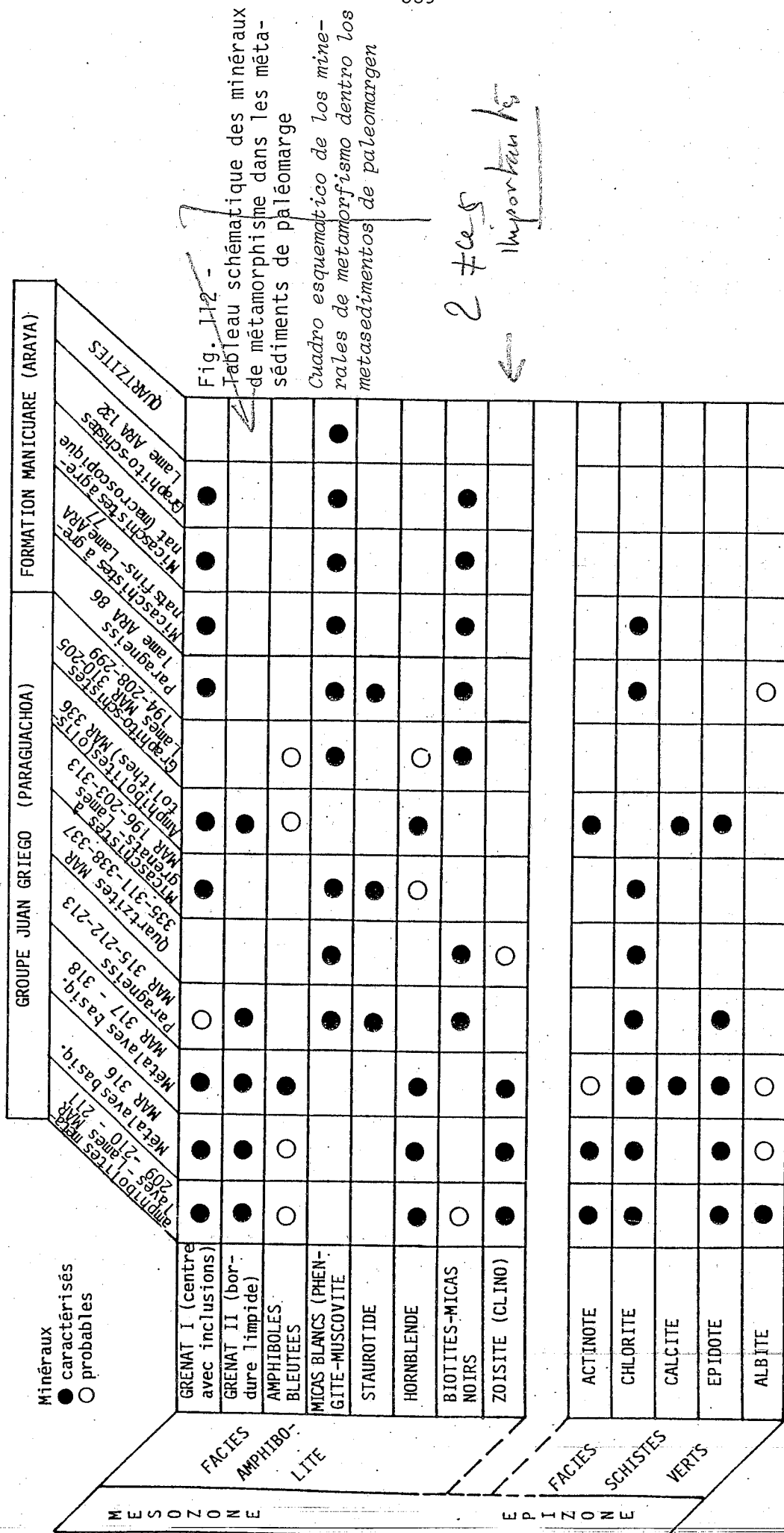
De la séquence carbonatée nous rappelons uniquement que les lentilles de marbre observées dans la zone de Playa Caribe-Juan Griego, possèdent des grenats de forme sigmoïde (cf. chapitre I, partie I, Lame MAR 263).

Les points importants qu'il convient de souligner sont :

- les métasédiments détritiques sont affectés d'un premier stade métamorphique de type mésozonal (présence de grenat, staurotide, micas blancs (phengites ?); puis rétrotransformés dans le faciès schistes verts.
- les métalaves basiques du Groupe Juan Griego présentent des grenats texturalement zonés, une périphérie limpide englobe un noyau truffé d'inclusions. Ces inclusions confèrent aux grenats des aspects sigmoïdes.

La texture des grenats observés dans les métalaves du Groupe Juan Griego n'est pas sans rappeler la zonation texturale étudiée dans les lithofaciès éclogitiques et amphibolitiques des méta-ophiolites au niveau de Paraguachoa. Aussi, à titre d'hypothèse, nous proposons que le métamorphisme observé dans ces deux grands ensembles lithostratigraphiques est contemporain et dénote d'une histoire tectonométamorphique semblable.

CONCLUSIONS A L'ETUDE DU METAMORPHISME



Les points essentiels qu'il convient de souligner sont :

1) L'étude des éclogites a permis d'établir, d'une part, que l'aspect textural zoné des grenats est attribuable à de faibles variations de pression (2 kb) et de température (moins de 100 C°); d'autre part qu'on ne peut distinguer deux générations de pyroxènes.

Les éclogites d'El Maco se sont formées dans des conditions de température et de pression proches de 700 C° et 15 kb tandis que celles du faciès Pedro Gonzalez témoignent de températures et de pressions de l'ordre de 500 C° et de 12 kb. Ces données thermométriques et barométriques indiquent, dans un cadre géodynamique, des profondeurs d'enfouissement comprises entre 45 et 36 km, typiques soit de zone de subduction soit de zone de collision.

Dans les grenats analysés, les noyaux internes, très riches en spessartine, sont interprétés comme les témoins d'un stade précoce de cet enfouissement des protolites basiques (probablement accompagné d'un faciès schistes bleus ou d'un faciès amphibolite faible).

La présence soit d'omphacite, soit de barroisite entre des enveloppes grenatifères chimiquement équivalentes (riches en grossulaire) indiquent un début de rétro-morphose (remontée du bâti ?), avant un retour aux conditions rigoureuses du faciès éclogitique.

Ces faits nous amènent à rejoindre l'opinion de Maresch et Abraham (1981) à pour lesquels la genèse des éclogites de Margarita est imputable à un métamorphisme unique.

2) L'analyse des paragenèses minérales dans les méta-ophiolites de Margarita, dans les orthogneiss acides associés ainsi que dans leur couverture métasédimentaire indique un gradient métamorphique croissant en se dirigeant vers les zones septentrionales de Paraguachoa (zones plus internes du transect étudié). Toutes les roches du complexe méta-ophiolitique de Margarita n'ont pas été affectées par le faciès éclogitique. Certaines montrent exclusivement des paragenèses du faciès amphibolite à epidote, d'autres uniquement des paragenèses du faciès schistes verts. Par contre toutes ces roches portent les marques d'une rétro-morphose jusqu'au faciès schistes verts. Le faciès amphibolite et le faciès schistes verts affectant le complexe méta-ophiolite s'observent également dans les orthogneiss du Matasiete, de Guayacan et dans leur couverture métasédimentaire; ceci démontre que le métamorphisme est unique et affecte un édifice déjà structuré. Cette observation permet de dater, avec réserve cet événement métamorphique du Turonien-Coniacien, âge supposé du sommet de la couverture métasédimentaire (voir Partie I).

3) La présence de grenats zonés dans les métasédiments de la paléomarge, affectés des faciès amphibolite et schistes verts, indique une évolution métamorphique semblable à celle proposée pour les méta-ophiolites (à l'exception des éclogites).

4) Néanmoins, ce complexe méta-ophiolitique présente des reliques d'événements thermiques précoces :

- dans les métagabbros affectés du faciès schistes verts, on observe des reliques d'amphiboles d'ouralitisation. Leur présence indique un stade thermique précoce de type hydrothermal.

La présence de reliques d'amphiboles bleutées dans un schiste récolté à Araya et dont la paragenèse est dominée par des minéraux indicateurs du faciès schistes verts, peut s'interpréter comme le témoin d'un métamorphisme HP/BT. Ces amphiboles bleutées ont également été signalées par Campos (1981) dans les métagabbros du Morro Esmeralda (région de Carupano). Toutes ces reliques pourraient constituer les jalons d'une ceinture HP/BT, d'âge crétacé inférieur.

↳ l'éclogite sont donc + riante ?

PARTIE IV

Etude tectonique du transect Margarita - Araya

P A R T I E I V

**ETUDE TECTONIQUE
DU TRANSECT MARGARITA-ARAYA**

Les trois chapitres qui constituent cette quatrième partie, traiteront successivement:

- du motif cartographique du domaine étudié (Chapitre I);
- de l'étude structurale du bassin éocène (Chapitre II);
- de l'analyse structurale du substratum métamorphique mésozoïque (Chapitre III).

CHAPITRE I

CARTOGRAPHIE DU DOMAINE ÉTUDIÉ

I. LES DOCUMENTS ANALYSES

Les cartes géologiques qui accompagnent ce mémoire ont été élaborées en deux temps. Leur réalisation a d'abord nécessité le dessin du fond topographique au 1/50 000, partant de documents au 1/100 000; nous avons ensuite effectué le report des données cartographiques disponibles complétées et actualisées en fonction des apports de ce travail.

Notre contribution aux cartes géologiques d'Araya et de Margarita est finalement assez limitée par rapport aux travaux antérieurs qui sont respectivement ceux:

- de Taylor (1960, 1/100 000) et de Maresch (1973, 1/25 000) pour la péninsule de Paraguachoa;
- des étudiants de l'Université Centrale du Venezuela (U.C.V.) sous la tutelle scientifique de Gonzalez de Juana et Vignali (1972), pour la péninsule de Macanao;
- de Christensen (1961, 1/50 000), de Schubert (1971, \approx 1/35 000) pour les terrains métamorphiques; de Patrick (1958, 1/50 000), de Vignali (1972, \approx 1/55 000) et de Macsotay (1984, 1/25 000), carte inédite) pour les roches sédimentaires de la péninsule d'Araya.

II. LES STRUCTURES REGIONALES

II.A. La péninsule d'Araya : longue de 80 kilomètres d'Ouest en Est et large de 6 à 25 kilomètres. Elle est bordée au Sud par le golfe de Caicaco appelé Graben de Humbolt par Bladier et Macsotay, 1976 et au Nord par le décrochement dextre d'El Yaque-Charagoto (Pereira, 1985).

Elle est caractérisée par un dispositif cartographique en lanières longitudinales qui résulte du découpage des terrains métamorphiques par une famille d'accidents décrochants majeurs, de direction N.75 à N.85°E. Ces structures séparent schématiquement trois compartiments.

* Dans la frange méridionale, au Nord du décrochement de Salazar, les séquences de la Formation Manicuaire s'organisent en une antiforme légèrement déversée au Sud, à plongement axial faible vers l'Est (10-15° → N.80°E) et dont le flanc sud est cisailé par l'accident de Mérito.

* Le compartiment central, limité vers le Sud par le décrochement de Laguna Grande - Punta Los Carneros, est affecté de plis orientés vers le N.60° et N.85°E, dessinant un système en échelon assez typique dans les métasédiments des Formations Laguna Chica et Carupano.

* Dans la bande méridionale les marbres de la Formation Guinimita affleurent au coeur d'une structure antiforme, d'axe est-ouest, très faiblement penté à l'Est, que soulignent notamment les calcaires recristallisés de la Formation Carupano.

L'extrémité occidentale d'Araya permet enfin d'observer la discordance du Mio-pliocène de la Formation Cubagua cachetant les structures exprimées dans la Formation Manicuaire.

II.B. L'île de Margarita :

Elle est séparée du domaine précédent par le système décrochant d'El Yaque-Charagoto. Elle se compose de deux péninsules, Macanao à l'Ouest et Paraguachoa à l'Est.

* La péninsule de Macanao se présente cartographiquement comme un brachi-anticlinorium d'axe est-ouest dont nous remarquons la disparité des flancs : les metabasites et lithofaciès de couverture du groupe Los Robles ne s'observent pas au Sud de la structure.

* La péninsule de Paraguachoa est caractérisée par la virgation que dessinent les lithofaciès du substratum métamorphique passant d'une direction N.60-70 au Sud à N.10-20 vers l'Est. La partie centrale et le Nord Ouest montrent de nouveau la structure anticlinoriale s'ennoyant vers le Nord-Est.

La péninsule expose, en outre sur sa façade méridionale, des sédiments tertiaires dont la Formation Cubabua (Miocène supérieur) qui repose indifféremment tantôt sur les roches métamorphiques tantôt sur les séries éocènes. Ce Miocène est lui-même affecté d'une large voussure (de direction axiale N.130).

L'étude pétrographique et structurale de Margarita a permis de souligner de fortes correspondances entre le Sud de la péninsule de Paraguachoa et le Nord de la péninsule de Macanao, ceci conduit à proposer que ces domaines sont décalés par le jeu (25 kilomètres minimum) d'un accident décrochant dextre orienté N.140°E.

III. BILAN DE L'ANALYSE CARTOGRAPHIQUE

L'analyse cartographique de l'île de Margarita et de la péninsule d'Araya appelle les remarques suivantes :

- le dispositif régional témoigne de l'importance d'une tectonique en décrochement: motif cartographique en lanières, plis en échelon, décalages pluri-kilométriques;
- la péninsule d'Araya occupe une position privilégiée entre la zone de décrochement d'El Yaque - Charagoto au Nord, qui la sépare de Margarita et l'accident coulissant dextre d'El Pilar - Casanay au Sud. Elle apparaît, de fait, comme le secteur le plus marqué par le régime décrochant;
- dans l'île de Margarita les péninsules de Macanao et Paraguachoa portent la signature d'une architecture plus complexe;
- l'essentiel de l'évolution structurale régionale est acquis antérieurement au Miocène supérieur comme en témoigne la discordance systématique des dépôts de cet âge.

Il convient maintenant de préciser les modalités de cette histoire tectonique en termes de géométrie et de chronologie des structures pour en dégager un modèle cinématique ainsi qu'un calendrier tectono-métamorphique.

CHAPITRE II

ÉTUDE STRUCTURALE DU BASSIN ÉOCÈNE

Localisé sur la façade méridionale de la péninsule de Paraguachoa l'Eocène (Formations Pampatar et Punta Carnero : cf. Partie I, Chapitre VI) s'organise, à l'échelle cartographique en une succession de synclinaux et d'anticlinaux orientés en moyenne Est-Ouest. Cette déformation est scellée par la discordance angulaire de la formation conglomératique de Cubagua, d'âge miocène supérieur, sur les strates verticalisées de l'Eocène moyen.

Ce chapitre est consacré, pour l'essentiel, à l'analyse des structures plicatives ainsi qu'à l'étude du contact entre le substratum métamorphique et les formations éocènes.

I - STRUCTURE DE L'EOCENE

Les données de cette étude, observations personnelles et compilation des travaux de Munoz (1973), proviennent respectivement d'une coupe synthétique dans la Formation Pampatar (Fig. 113 A et B) entre Punta Gorda au Nord et Punta Moreno au Sud des affleurements cotiers de la zone de Punta Mosquito (Fig. 113 C et D).

Les collines environnant la ville de Pampatar exposent un matériel turbiditique et conglomératique affecté de plis métriques à hectométriques, orientés N.80° à N.90°E, écaillés vers le Sud (Fig. 113 I). Ces structures sans schistosité se surimposent à un dispositif tangentiel précoce dont témoignent quelques charnières isoclinales métriques et des surfaces de cisaillement. L'ensemble est affecté tardivement par des accidents décrochants orientés N.140°E, tantôt dextres tantôt senestres.

Des structures équivalentes, à déversement sud, également caractérisées par l'absence de schistosité s'observent au niveau de Punta Mosquito dans les calca-arénites et biocalcarénites de la Formation Punta Carnero (Fig. 113 D, écaillage synchrone de la déformation tardive (Fig. 113 C), plis précoces et cisaillements repris par le plissement tardif majeur).

Fig. 113 - Localisation des coupes à travers les Formations Pampatar et Punta Carnero
Ubicación de cortes dentro las formaciones Pampatar y Punta Carnero

Fig. 113- A. Localisation des séries éocènes

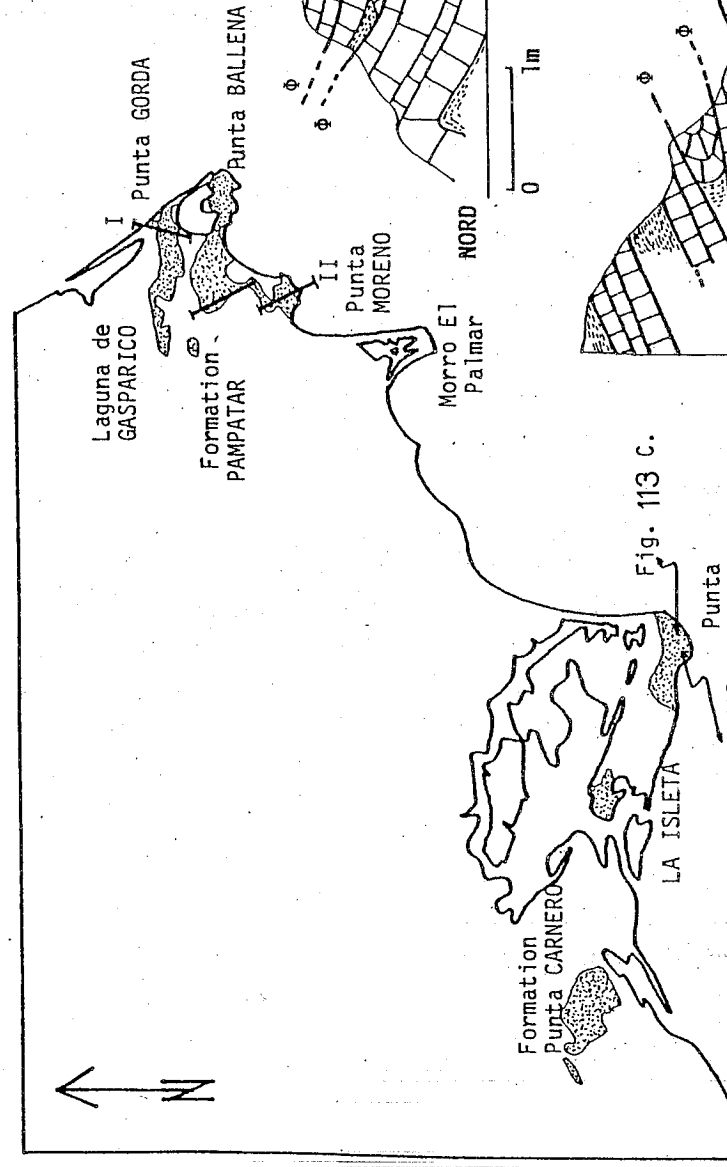


Fig. 113- C.D. Niveaux de décollement dans le membre Punta Mosquito de la Formation Punta Carnero

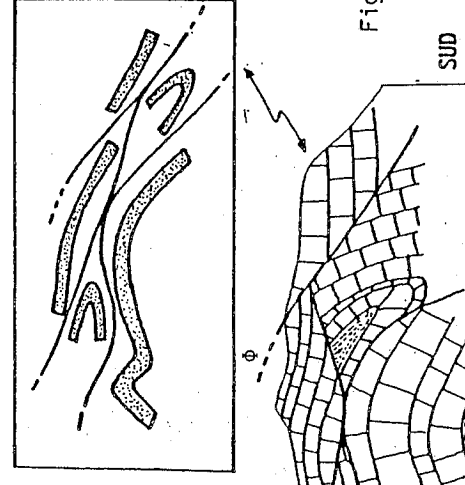


Fig. 113- C.

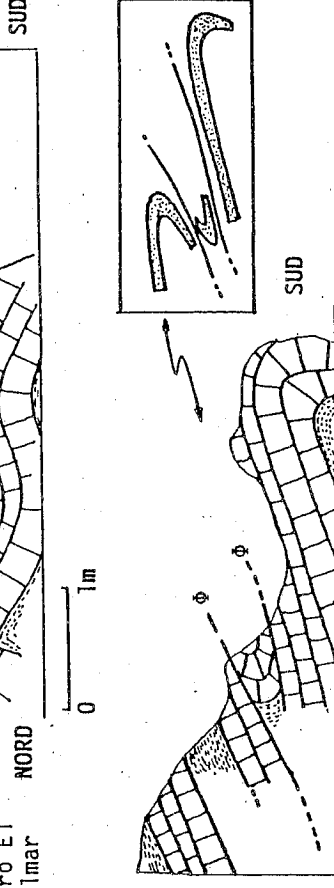
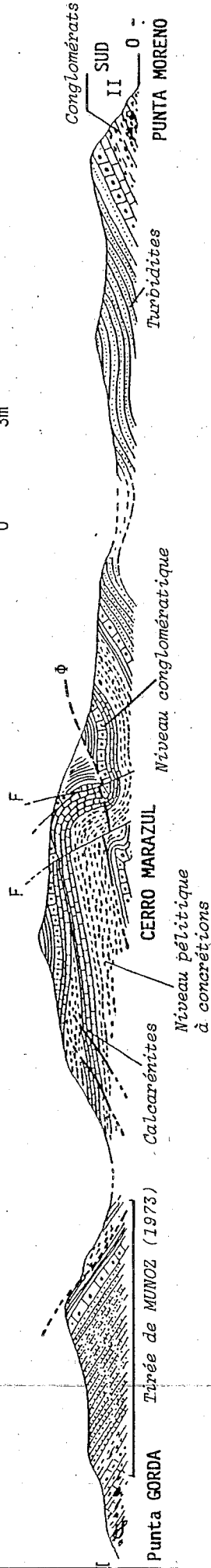
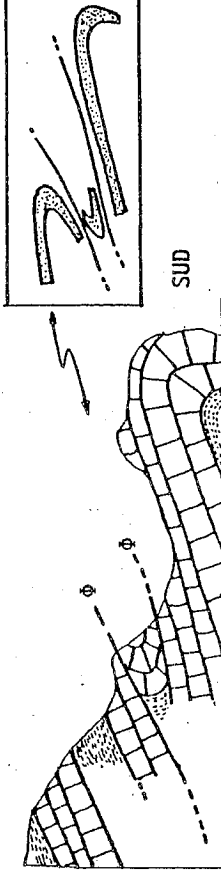
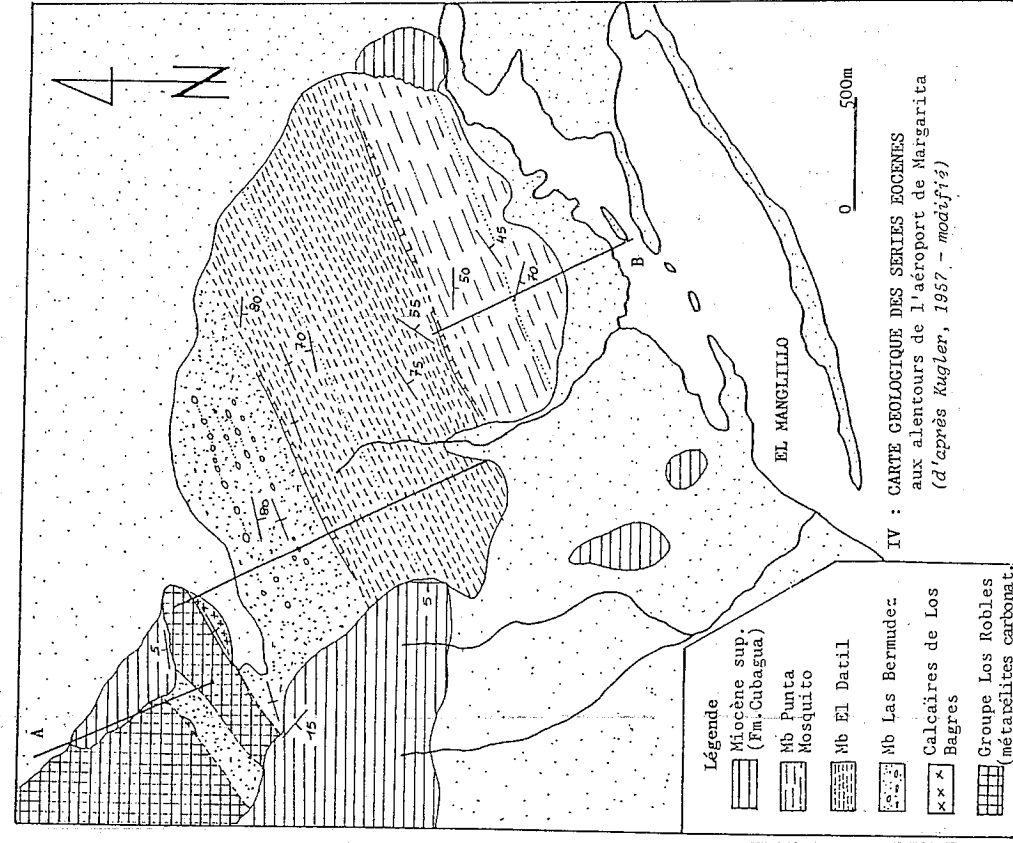


Fig. 113- D.



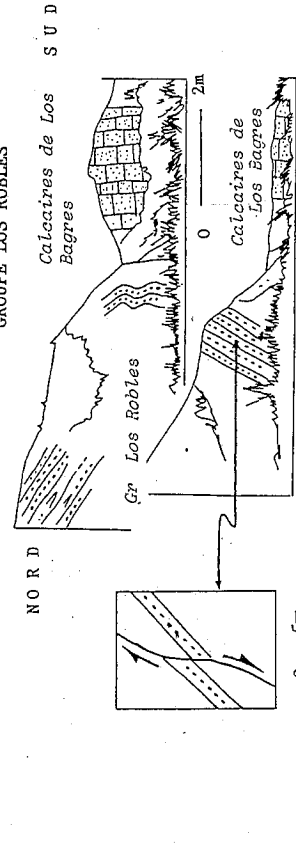
- Coupe de la Formation de Pampatar

Fig. 114 - Localisation, structure du bassin éocène aux alentours de l'aéroport de Margarita et interprétation de la bordure septentrionale du bassin
Ubicación, estructura de la cuenca eocena cerca del aeropuerto de Margarita y interpretación de la frontera septentrional de la cuenca

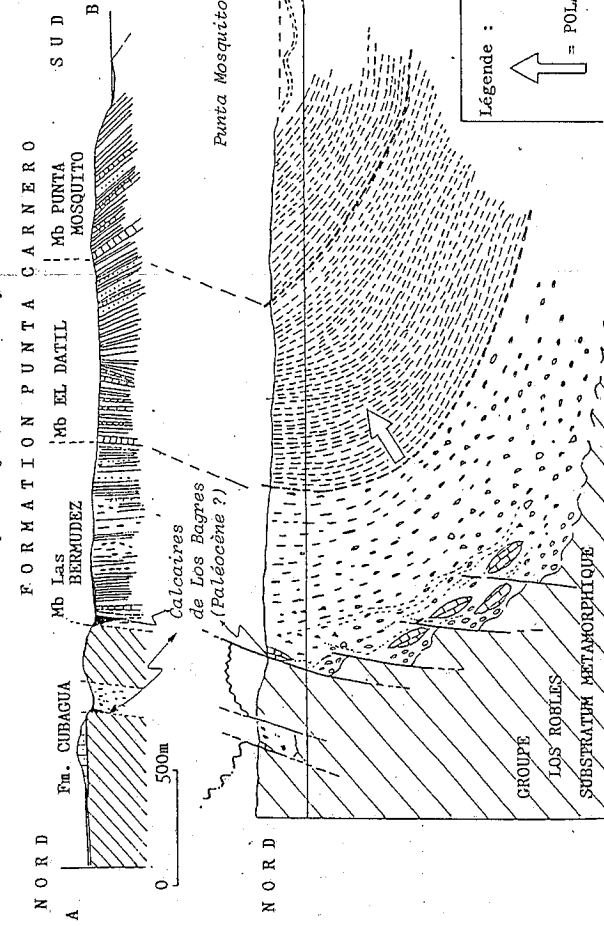


IV : CARTE GEOLOGIQUE DES SÉRIES ÉOCÈNES aux alentours de l'aéroport de Margarita (d'après Kugler, 1957 - modifié)

I : DESSINS ET SCHEMA DU CONTACT CALCAIRES DE LOS BAGRES/METAPELITES CARBONATÉES DU GROUPE LOS ROBLES



III : COUPE DE LA FORMATION PUNTACARNERO (d'après Kugler 1957 - modifié)



III: SCHEMA INTERPRETATIF DE L'ALLURE DU CONTACT - BASSIN ÉOCÈNE/SUBSTRATUM METAMORPHIQUE -
- Noter le-basculéement des séries sédimentaires

II - LE CONTACT DES FORMATIONS EOCENES AVEC LE SUBSTRATUM METAMORPHIQUE

Ce contact peut être étudié au Sud-Ouest du village de Las Bermudez. Ici les séries éocènes (membre : Las Bermudez, El Datil et Punta Mosquito) sont **verticales** et nous observons, en particulier, le contact des calcaires de Los Bagres (olistolites dans le Membre Las Bermudez) avec les métapélites carbonatées du Groupe Los Robles, elles-mêmes verticalisées (Fig. 114, I, II et IV).

L'attitude actuelle de cette "accordance" conduit à envisager d'une part qu'elle résulte, au moins pour partie, d'un phénomène tectonique et d'autre part, qu'elle n'a qu'une valeur locale.

En dehors de quelques indices de chevauchement mineurs vers le Sud dans le substratum métamorphique nous ne disposons d'aucun autre critère pour caractériser la nature tectonique éventuelle de ce contact. Cependant, étant donné le contraste d'évolution structurale et métamorphique qui oppose les deux ensembles il convient de ne pas minimiser l'importance de la coupure qui les sépare.

III - CONCLUSION - INTERPRETATION

L'étude structurale des séries éocènes de Margarita a permis de dégager les points essentiels suivants :

- * les structures plissées ne s'accompagnent jamais de schistosité; ce qui ajouté à leur géométrie témoigne d'une tectonique du niveau structural supérieur, très superficiel;
- * l'"accordance" des séries éocènes sur le Mésozoïque métamorphique révèle probablement de la verticalisation et du rejeu tectonique tangentiel de l'ancienne surface de discordance séparant les deux ensembles.

En définitive, compte tenu du caractère flyschöide des séries éocènes de Margarita qui présentent notamment de nombreux niveaux à slumps, nous envisageons de rapporter leur déformation **précoce** à des phénomènes de nature **gravitaire**. Ils peuvent être rattachés aux prémices de l'évolution structurale d'un bassin dont la bordure septentrionale est flexurée à l'aplomb d'un accident inverse affectant le substratum mésozoïque. L'histoire de ce bassin se conclut par une déformation généralisée en plis droits à déversés vers le Sud, traduisant un **serrage final** dans une direction subméridienne.

↳ aye ?

CHAPITRE III

ANALYSE STRUCTURALE DU SUBSTRATUM METAMORPHIQUE MESOZOÏQUE

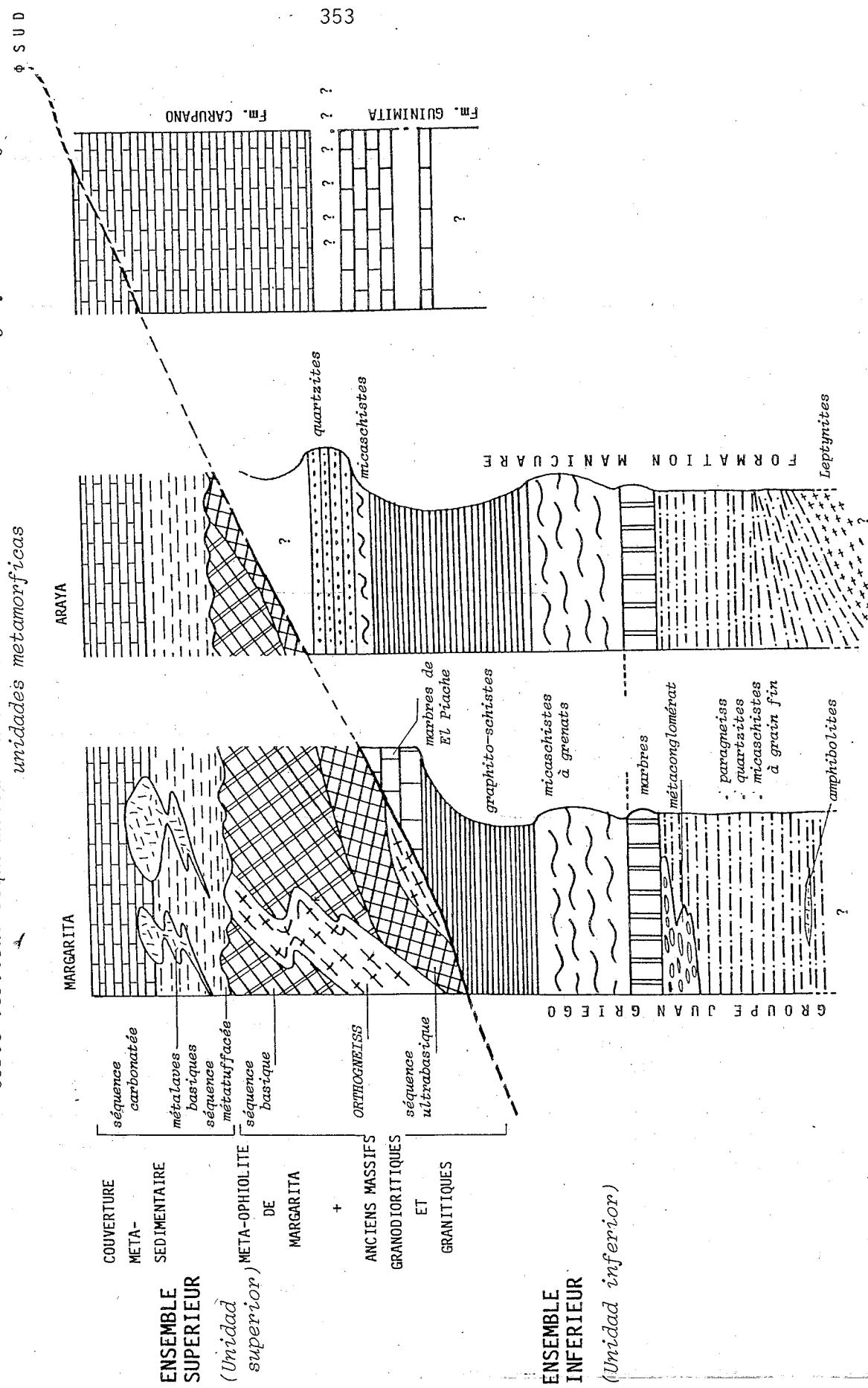
Avant de préciser la géométrie des structures ainsi que leurs relations avec le métamorphisme dans le substratum pré-tertiaire; il est utile de rappeler, à l'aide d'une coupe verticale synthétique, les principales informations dégagées de la première partie de ce mémoire concernant la succession des différents lithofaciès (Fig. 115).

L'analyse lithostratigraphique détaillée des diverses séries et séquences métamorphiques nous a permis de distinguer deux grands ensembles lithologiques, l'un d'affinité continentale, l'autre d'affinité océanique. ces deux unités sont superposées le long d'un contact tectonique majeur que jalonnent des semelles tectoniques dans les zones profondes (déformation ductile) et des séries à blocs dans les domaines plus superficiels (déformation syn-sédimentaire).

Dans ce schéma les métasédiments du Groupe Juan Griego, des Formations Manicuaire, Guinimita et Carupano constituent un **ensemble inférieur** tandis que les méta-ophiolites de Margarita, munies de leur couverture, représentent l'**ensemble supérieur**.

Fig. 115 - Coupe verticale schématique illustrant les relations lithostratigraphiques des grands ensembles métamorphiques

Corte vertical esquemática ilustrando la relaciones litoestratigráficas de la grandes unidades metamórficas



A. ENSEMBLE INFERIEUR DU TRANSECT MARGARITA-ARAYA

ce sous-chapitre est consacré, pour l'essentiel, à la tectonique des péninsules de Paraguachoa et d'Araya qui ont fait l'objet d'études de terrain détaillées. Compte tenu, d'une part, des données ainsi recueillies et, d'autre part, des informations disponibles sur la péninsule de Macanao, nous concluons enfin sur l'évolution tectonique de cet ensemble inférieur à l'échelle du transect.

I. L'ENSEMBLE INFERIEUR DE LA PENINSULE DE PARAGUACHOA

1. Extension

L'ensemble inférieur de Paraguachoa affleure dans la demi-fenêtre de Juan Griego. Celle-ci est limitée à l'Ouest et au Nord par la mer des Caraïbes. Au Sud les masses péridotitiques du Cerro Grande reposent sur les lithofaciès feldspathiques du Groupe Juan Griego par l'intermédiaire d'une semelle tectonique à lentille de marbre (cf. cartes géologiques de Alcaïno, 1949; Taylor, 1960). Ce contact est incliné de 55° vers le Sud. Au Nord-Est le contact des unités méta-ophiolitiques, jalonné par le mélange de Bahia de Plata, est observable dans les nombreuses excavations qui entament le flanc méridional du Cerro El Carey (cf. chapitre IV, partie I et annexe B; carte géologique de l'île de Margarita, 1/50 000).

Les lithofaciès graphiteux de l'ensemble inférieur affleurent également au Nord-Est du village de Santa Ana à la faveur d'une antiforme d'axe N.50.

A l'Est, un copeau hectométrique de serpentinite sur lequel reposent les orthogneiss du Cerro Boqueron, marque la limite entre les ensembles inférieur et supérieur. Ces écaïlles plongeant vers le Sud de 60°, matérialisent le contact tectonique du barrage de San Juan Bautista. Dans ce secteur, nous notons au Sud du village d'EL Maco, une klippe dont la base comporte des éclogites (éclogites *sensu stricto* et des éclogites à disthène - voir chapitre II, partie I). Ces roches reposent sur les paragneiss et les micaschistes à grenat du Groupe Juan Griego, par l'intermédiaire d'une semelle constituée de lentilles de serpentinite et de schistes graphiteux (Fig. 116).

2. Mégastructures

La structuration la plus évidente consiste en des antiformes et synformes droites, kilométriques dont les axes sont de directions N.50 et à plongement axial fréquemment vers le S.W. mais également vers le N.NE.

Cette déformation affecte des séquences en position normale comme dans la zone de Punta Maria Libre (cf. chapitre I, partie I, Fig. 18); mais également en position inverse comme dans la zone du Cerro Valle Hondo (antiforme d'El Maco, voir Fig. 116, Coupe A).

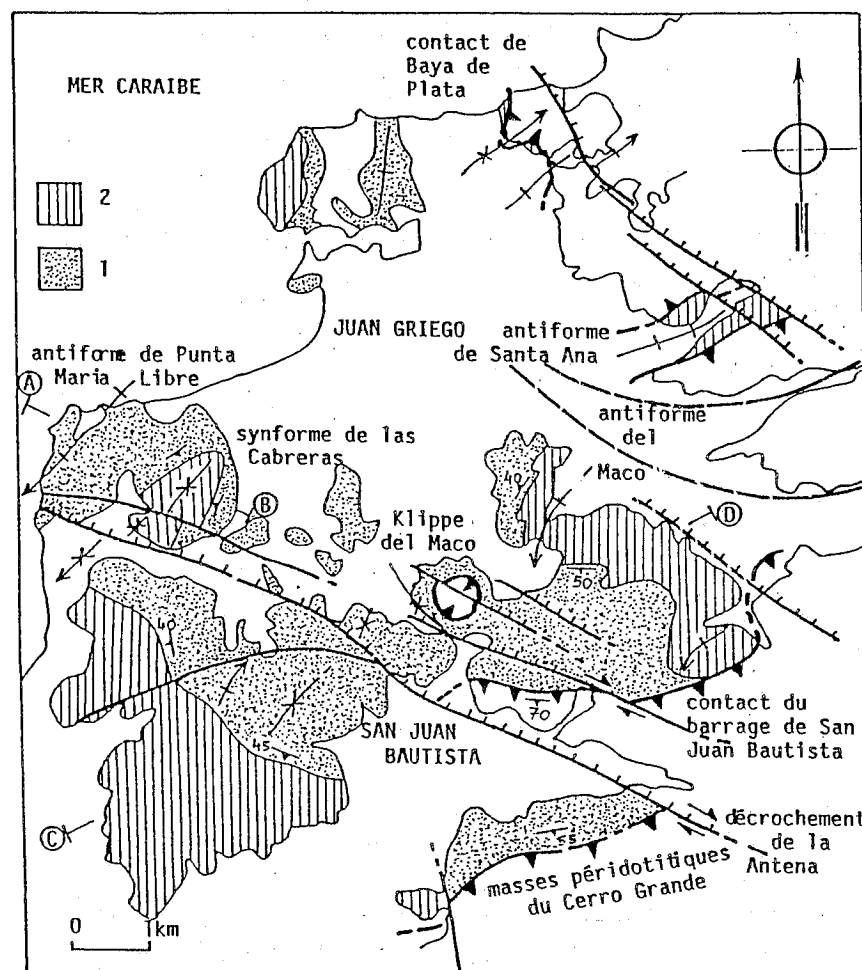


Fig. 116 A - La demi-fenêtre de Juan Griego - Paraguachoa

La semi-ventana tectónica de Juan Griego - Paraguachoa

Légende -

1 : paragneiss, micaschistes à grain fin, amphibolites, marbres, micaschistes à grenats (séquences basales du Groupe Juan Griego)

2 : graphito-schistes en alternance avec quelques passées de micaschistes à grenat

: axe de plis de dernière phase

: faille normale (les barbillons du côté abaissé)

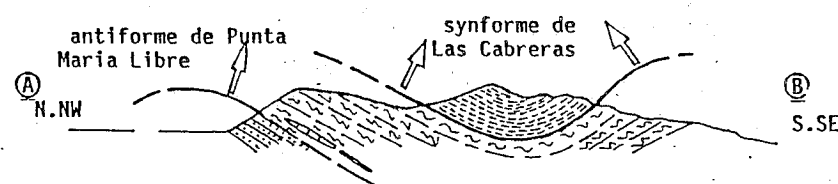
: décrochement dextre

: contact tangentiel

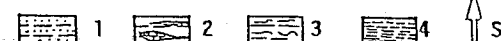
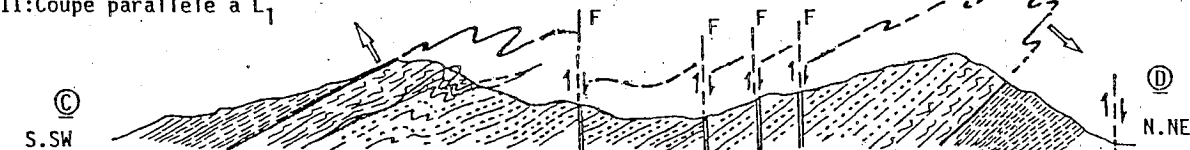
A + B et C + D coupes perpendiculaires (voir Fig. 116 B)

Fig. 116 B - Coupe perpendiculaire à la linéation d'allongement (A-B) et parallèle (C-D)
Cortes perpendicular de la lineation de estiramiento (A-B) y paralela (C-D)

I : Coupe perpendiculaire à L_1



II: Coupe parallèle à L_1



Légende - 1: paragneiss-micaschistes à grain fin-quartzite-schistes graphiteux
2: marbres lenticulaires
3: micaschistes à grenat
4: graphito-schistes
5: Polarite lithostratigraphique

L'existence de tectoniques superposées que suggère déjà cette observation est justifiée sur une coupe orthogonale à la précédente (voir Fig. 116 coupe B) où la succession des lithofaciès peut être expliquée par une structure plurikilométrique couchée vers le Nord-Est et antérieure à la précédente.

Le tout est tronçonné par une famille de décrochements dextres de direction N.150-N.160E dont la composante verticale n'est pas négligeable; il en résulte un dispositif en "marches d'escalier" s'abaissant progressivement vers le N.NE. Cette fracturation s'observe également dans l'ensemble supérieur, signant ainsi son caractère tardif (voir Fig. 116).

3. Analyse microtectonique

3.1. Les différents marqueurs de la déformation majeure

Le marqueur principal de la déformation synschisteuse et synmétamorphe (D_1) est une surface d'anisotropie pénétrative parallèle, le plus fréquemment, aux limites lithologiques (S_1).

Dans la séquence paradérivée, elle est caractérisée notamment par la disposition plane de minéraux phylliteux (biotites - micas incolores) moulant les porphyroblastes qui se développent par niveaux (grenats - staurotides (rares)).

Dans les termes basiques orthodérivés, les fibres d'amphibole de type actinote, les épidotes, les chlorites ainsi que les néoplagioclases (albite ?) participent à la réalisation de ce feuilletage.

Dans les alternances de paragneiss, quartzites et micaschistes de la base du Groupe Juan Griego, s'intercale un niveau de métaconglomérat où nous pouvons noter l'expression d'un allongement intense que soulignent des clastes en fuseau, anciens grès à grauwackes, étirés dans le plan de foliation (voir Fig. 117). Cette linéation d'allongement (L_1) est moins évidente dans les autres lithofaciès (micaschistes et graphito-schistes) où sa caractérisation requiert la mise oeuvre d'étude de fabrique (quartz, micas) en sections orientées.

A l'échelle du secteur étudié nous remarquons une importante variation de l'attitude du plan de foliation (S_1) dont la dispersion traduit l'existence d'une déformation tardive axée vers le N.50 (Fig. 118). Nous notons, au contraire, le caractère bien réglé de la linéation d'allongement L_1 plongeant en moyenne de 25° à l'azimut N.230° (Fig. 119).

La foliation (S_1) est associée au développement de plis d'échelle décimétrique à métrique fortement non cylindriques. Cette non cylindricité qui s'exprime dans la grande variété des directions axiales (Fig. 117), peut être vérifiée directement sur le terrain par l'observation des structures plicatives particulièrement courbes du type fourreau, allongées dans les directions de la linéation d'allongement (L_1). Les sections perpendiculaires à (L_1) montrent des motifs souvent très complexes et qui conduisent parfois à poser le problème de l'intervention de déformations superposées (Fig. 120 A et B).

3.2. La structuration tardive

Nous rapportons à l'épisode tardif, (D_2), la génération d'antiformes et de synformes hectométriques, droits, orientés vers le N.50°E et dont les axes plongent le plus générale-

Fig. 117 A - Intense allongement des anciens clastes de grès et de grauwwacks dans le métaconglomérat de Punta Maria Libre

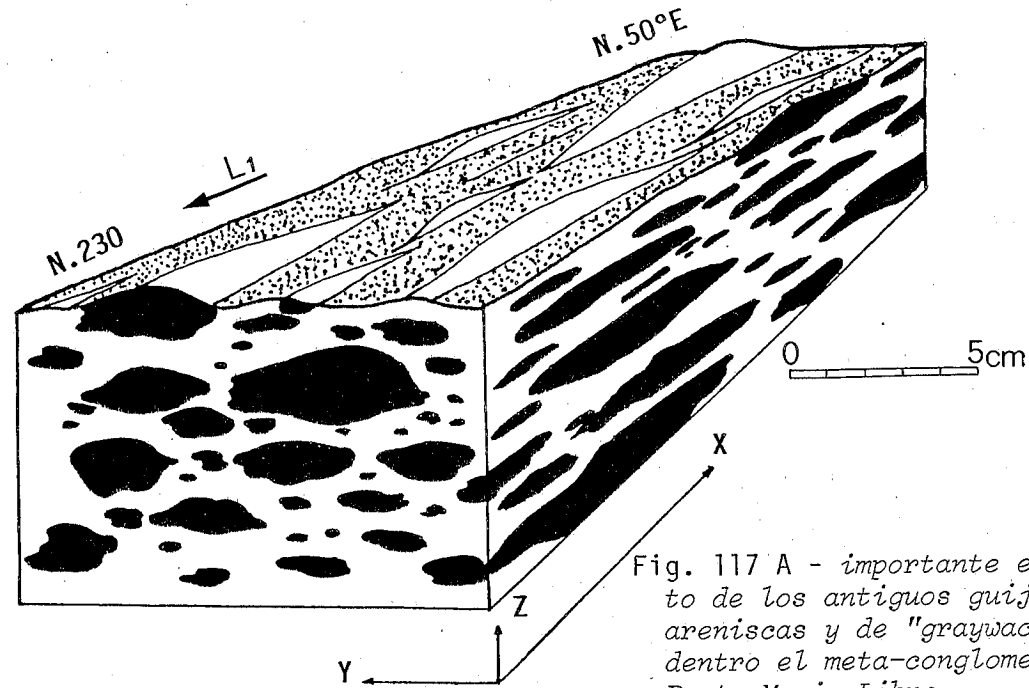


Fig. 117 A - importante estiramiento de los antiguos guijaros de areniscas y de "graywackes" dentro el meta-conglomerado de Punta Maria Libre

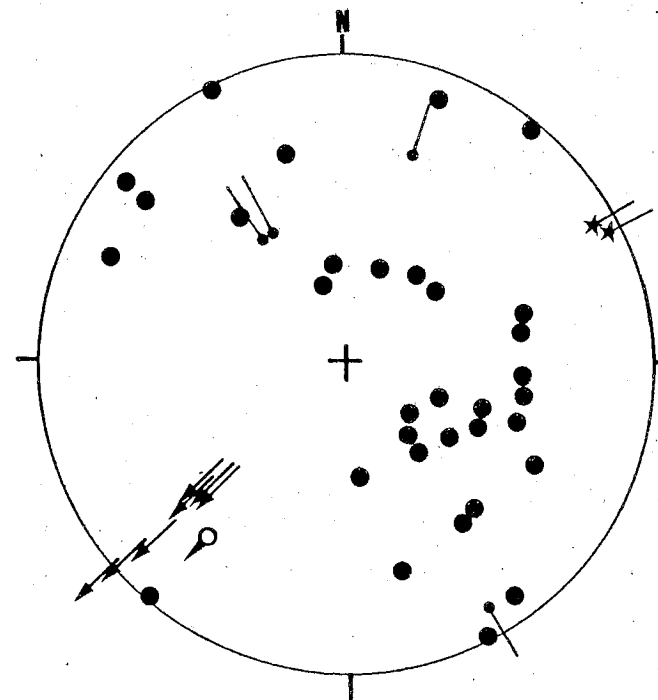


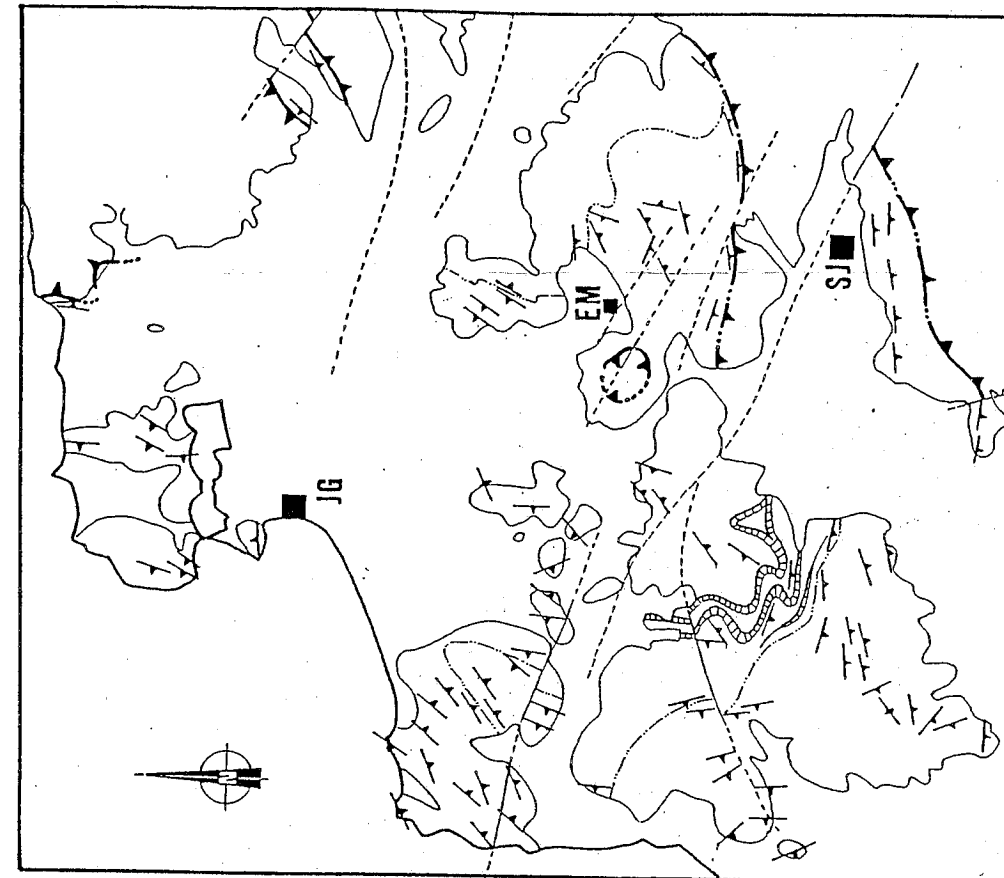
Fig. 117 B - Quelques mesures structurales de l'étude du secteur de Punta Maria Libre

Fig. 117 B - Algunas medidas estructurales del estudio del sector de Punta Maria Libre

(Projection sur l'hémisphère inférieur canevas de Wulf)

Légende :

- 1 = plis en fourreau (P_1); 2 = Linéation d'allongement (L_1); 3 = plis à axe courbe (P_1);
- 4 = plis tardifs (P_2); 5 = pôles des plans de foliation (S_1)



Légende : JG : Juan Griego - EM : El Maco - SJ : San Juan Bautista

Fig. 118 - Direction des plans de foliation (S_1) dans la demi-fenêtre de Juan Griego

Direction de los planos de foliación (S_1) dentro la semi-ventana tectónica de Juan Griego

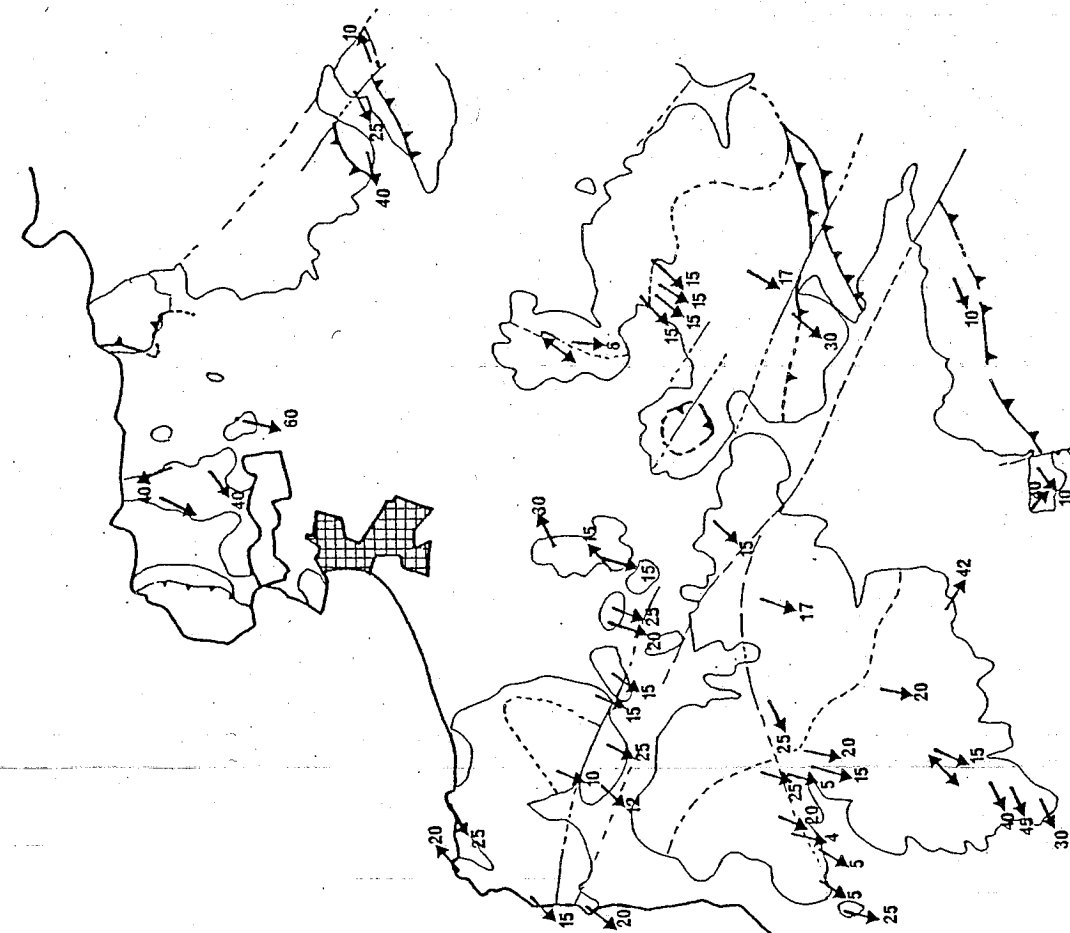
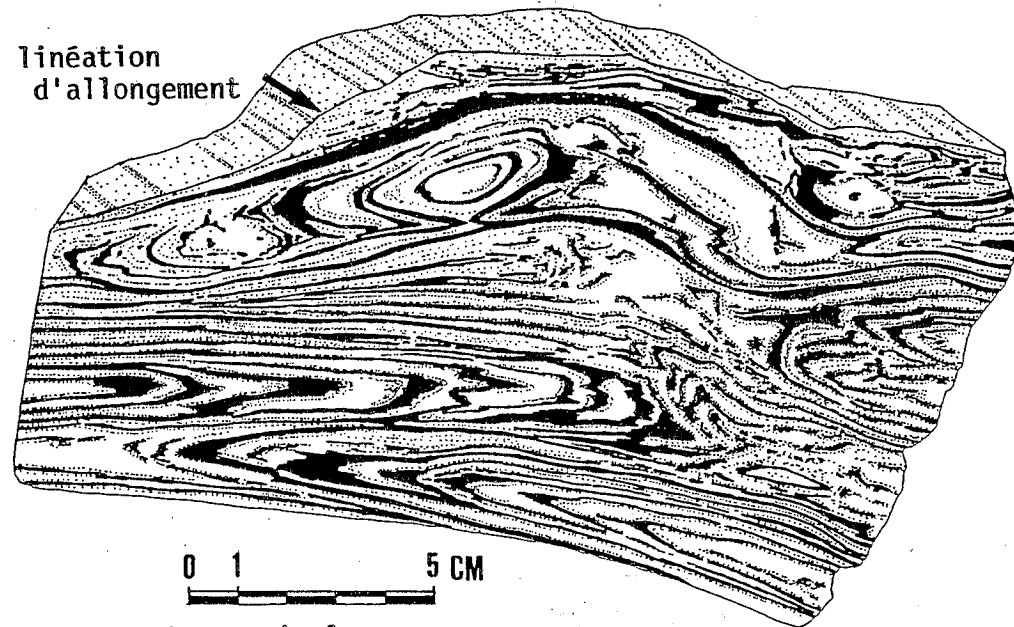


Fig. 119 - Lineations d'allongement (L_1) dans la demi-fenêtre de Juan Griego (mesures personnelles, plus certaines empruntées aux travaux de Taylor, 1960)

Lineaciones de estiramiento (L_1) dentro la semi-ventana tectónica de Juan Griego (medidas personales, mas algunas tomadas de los trabajos de Taylor, 1960).

linéation
d'allongement



A : structures simples

B : structures complexes

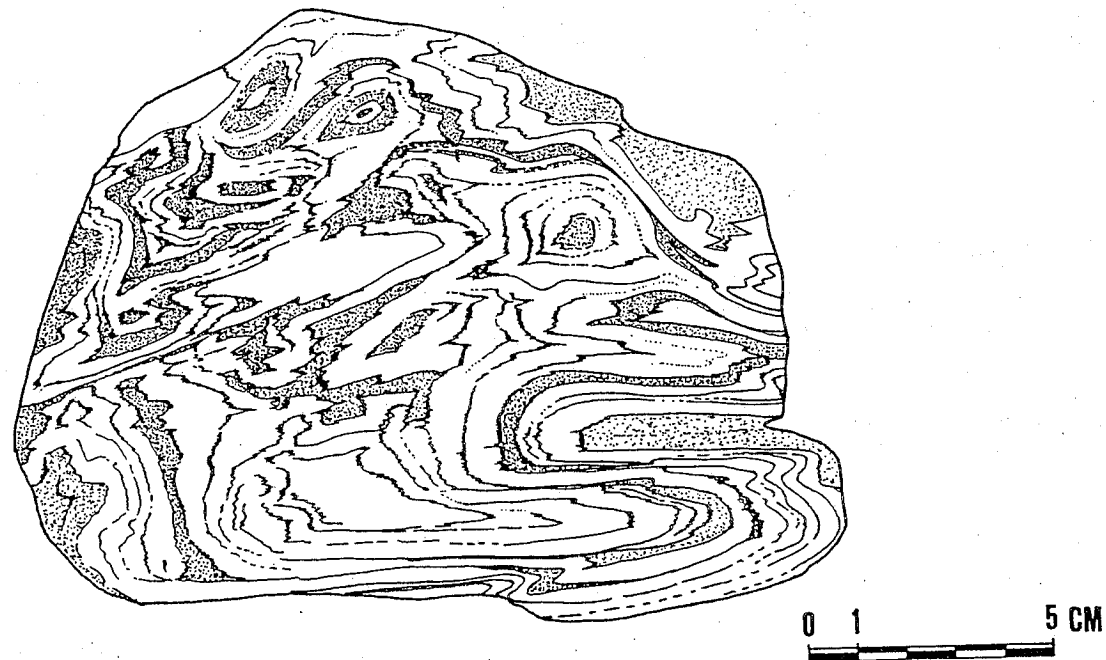


Fig. 120 - Coupes perpendiculaires de plis en fourreau
Cortes perpendiculares de pliegues en "dedo"

ment de 15 à 20° vers le S.W. Le développement de ces structures plicatives (P_2) s'accompagne de celui d'une schistosité régionale de plan axial (S_2), souvent fruste. Il s'agit d'un clivage peu évolué du type pli-fracture dont les plans, tapissés d'oxydes, doivent être le siège de processus de dissolution sous pression. Nous remarquons le fréquent parallélisme de l'intersection S_1/S_2 avec la linéation d'allongement (L_1).

II. L'ENSEMBLE INFÉRIEUR DE LA PÉNINSULE D'ARAYA

L'ensemble inférieur de la péninsule d'Araya se répartit en deux bandes de direction N.80E qui encadrent la lanière centrale où sont préservées les terrains de l'ensemble supérieur composés des Formations Laguna Chica et Carupano.

Au Nord du décrochement de Salazar cet ensemble inférieur est représenté par les diverses séquences de la Formation Manicuaire. Au Sud de l'accident de Laguna Grande - Punta Los Carneros il s'agit des lithofaciès rapportés aux Formations Guinimita, Carupano et Tunapuy. Ces derniers représentent, non seulement les affleurements les plus méridionaux de l'ensemble inférieur sur le transect étudié mais également compte-tenu de leur faible degré d'évolution métamorphique, la frange la plus externe, dans le dispositif structural régional.

II.1. Les caractères structuraux de la frange externe (méridionale)

Les difficultés d'accès au terrain dans ce secteur méridional n'ont pas permis l'acquisition de données nouvelles et pour caractériser ce domaine nous emprunterons à Schubert (1971) l'essentiel de ses conclusions. Cet auteur décrit en particulier la Formation Carupano. Elle est affectée par un système de plis métriques à décimétriques, à tendance isoclinale, orientés N.50°E à N.90°E déversés vers NW au Sud et vers le SE au Nord.

Ces plis qui reprennent une foliation régionale peuvent donc être considérés comme assez tardifs par rapport à une évolution précoce mais qui n'est pas prise en compte dans le travail de Schubert (*op. cit.*). Au titre des interrogations sur ce domaine on doit ranger celles qui concernent la signification et l'importance des cisaillements s'exprimant, apparemment en association avec le plissement.

II.2. Etude structurale de la Formation Manicuaire

1. Ses limites

Les lithofaciès de la Formation Manicuaire occupent une frange longue de 80 kilomètres d'Est en Ouest et large de 6 à 8 kilomètres. Cette lanière, bordée au Nord par la Mer Caraïbe, disparaît à l'Ouest sous la Formation Cubagua, datée du Mio-pliocène (Macsoy, 1972), qui la recouvre en discordance.

2. Les mégastructures

Cet ensemble inférieur est organisé en un anticlinorium de direction axiale N.75E, dont l'axe plonge d'une dizaine de degrés vers l'Est. Il s'agit d'une structure dissymétrique à déversement sud dont le flanc septentrional, peu penté, contraste avec le flanc méridional redressé jusqu'à la verticale et s'inversant même localement. Cette bordure sud est jalonnée de lentilles d'ultrabasites associées aux décrochements de Mérito et de Salazar. Ce dispositif anticlinorial régional déforme une foliation métamorphique (S_1) que l'on doit rapporter à un stade précoce d'une histoire structurale polyphasée.

3. Analyse microtectonique

3.1. - Structures précoces synmétamorphes

Les témoins les plus ubiquistes de cette évolution précoce est représenté par la foliation régionale (S_1). Dans la séquence basale de la Formation Manicuaire (paragneiss - micaschistes à grain fin - quartzites et graphito-schistes), il s'agit d'un feuilletage synmétamorphe à quartz, biotite vertes à brunes et micas blancs (muscovite - séricite) dont le feutrage se moule sur des prophyroblastes de grenats fréquemment altérés en chlorite et produits cryptocristallins.

La direction d'allongement est exprimée sur ce plan par l'alignement de biotites (linéation minéralogique) et celui d'agrégats de quartz-graphite et micas. A l'exception du secteur sud-ouest où elle s'oriente vers le N.140°E, cette linéation est bien réglée dans une direction proche E.W. (Fig. 121).

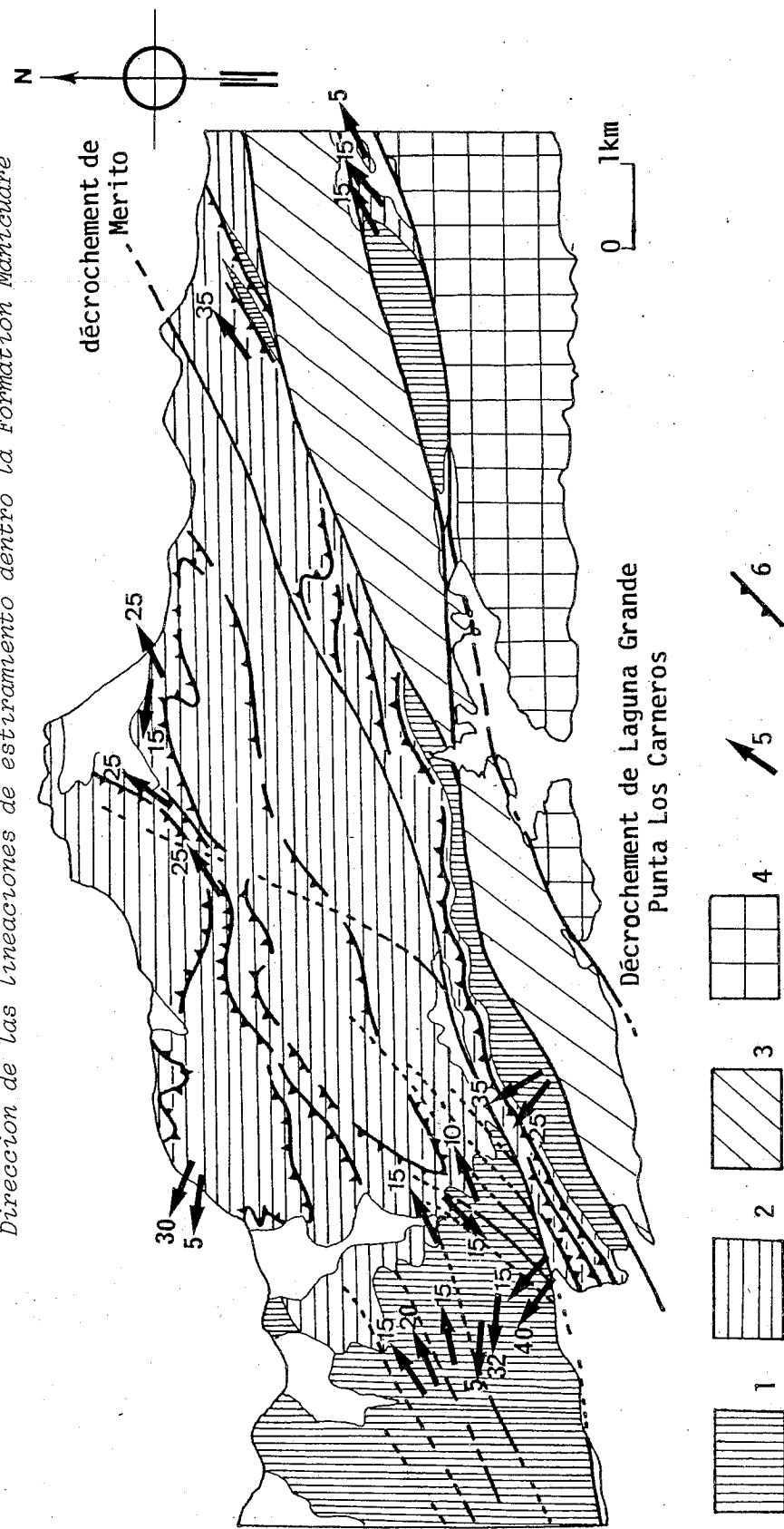
Cette foliation régionale (S_1) doit être rapportée à des plis (P_1) centimétriques à décimétriques, couchés dans (S_1) et dont les axes courbes tendent à se réorienter vers (L_1) (Fig. 122). L'examen détaillé des charnières de ces structures plicatives révèle que le feuilletage micacé y est déformé au même titre que les alternances lithologiques qui lui sont parallèles (Figs. 123-124), alors que s'observe, en position de clivage de plan axial, une famille de surfaces de dissolution assez fruste (Fig. 125). Cette observation qui témoigne du caractère très précoce de (S_1) conduit, en l'absence d'argument déterminant pour une structuration antérieure, à envisager un processus de déformation progressive compatible par ailleurs avec l'existence de plis non cylindriques (Quinquis, 1980).

Vers le sommet de l'édifice (séquences terminales de la Formation Manicuaire - graphito schistes et quartzites) la déformation précoce synmétamorphe engendre de nombreuses répétitions par écaillage. Ces écaillages synmétamorphes sont favorisés par le niveau de décollement préférentiel que constituent les graphito-schistes et se développent en association avec des plis à axes courbes, métriques à décimétriques, visibles notamment au NE de Guama-che.

3.2. - La déformation tardive D_2

Responsable du dispositif cartographique régional en anticlinorium, cette déformation tardive se manifeste à l'échelle des affleurements par des plis métriques à décimétriques droits, à axes subhorizontaux orientés entre N.75 et N.80°E. Nous lui rapportons également le développement d'accidents cassants, décrochements et failles inverses; ou semi-rupturels du type kink band. Le caractère fondamental de cet épisode tient dans la liaison qu'il paraît présenter avec les linéaments de Mérito et de Salazar. Cette association est suggérée, dans le Sud du domaine, par l'organisation de plis (P_2) en un système en échelon de direction globale N.75°E, encadré par les deux décrochements; l'ensemble dessinant un dispositif structural en décrochement dextre. Cette hypothèse est renforcée par l'existence d'un système de failles de directions N.140°E - N.150°E compatible avec ce dispositif décrochant (Fig. 126) (fentes T de Riedel *in* Vialon *et al.*, 1976).

Fig. 121 - Direction des linéations d'allongement dans la Formation Manicuaire
 Dirección de las lineaciones de estiramiento dentro la Formación Manicuaire



Légende : 1: séquences basales de la Formation Manicuaire (paragneiss, micaschistes, marbres) -
 2: séquences sommitales de la Formation Manicuaire (graphito-schistes et quartzites) -
 3: ensemble supérieur constitué essentiellement des Formations Laguna Chica et Carupano
 (métatufs et calcaires marmoréens) - 4: frange méridionale constituée des Formations
 Guinimita et Carupano (marbres massifs et calcaires marmoréens) - 5: linéations d'al-
 longement - 6: chevauchements (par disharmonie).

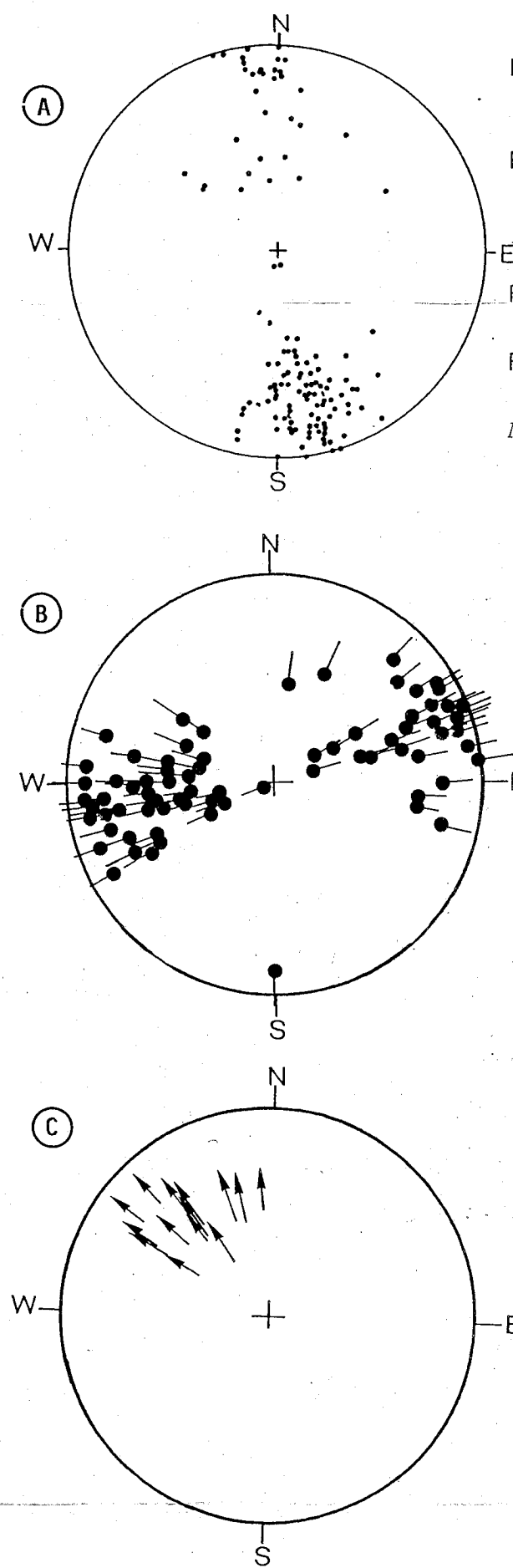


Fig. 122 - quelques mesures structurales prises au niveau de la coupe Guama-che-Merito

Fig. 122 - Algunas medidas estructurales tomadas al nivel del corte Guama-che-Merito

Fig. 122 A - Pôles des plans de foliation (S₁)

Fig. 122 A - Polos de los planos de foliacion (S₁)

N B - projection hémisphère inférieur Canevas de Schmidt, 134 mesures

Fig. 122 B - Axe des microplis couchés dans les plans de foliation S₁

Fig. 122 B - ejes de los micropliegues acostados dentro los planos de foliacion

N B - projection hémisphère inférieur - Canevas de Wulf - 42 mesures

Fig. 122 C - Direction des linéations d'allongement proche de Merito

Fig. 122 C - Dirección de las lineaciones de estiramiento arce de Merito

N B - Canevas de Wulf - projection hémisphère inférieur - 14 mesures

Fig. 123 - Coupe de Guamache - Merito - Punta Salazar montrant l'attitude du plan de foliation régionale (S_1) - coupe sub-perpendiculaire aux directions de linéations d'allongement (L_1)

Corte de Guamache - Merito - Punta Salazar ilustrando el comportamiento del plano de foliation regional (S_1) - Corte sub perpendicular a las direcciones de las lineaciones de estriamiento (L_1)

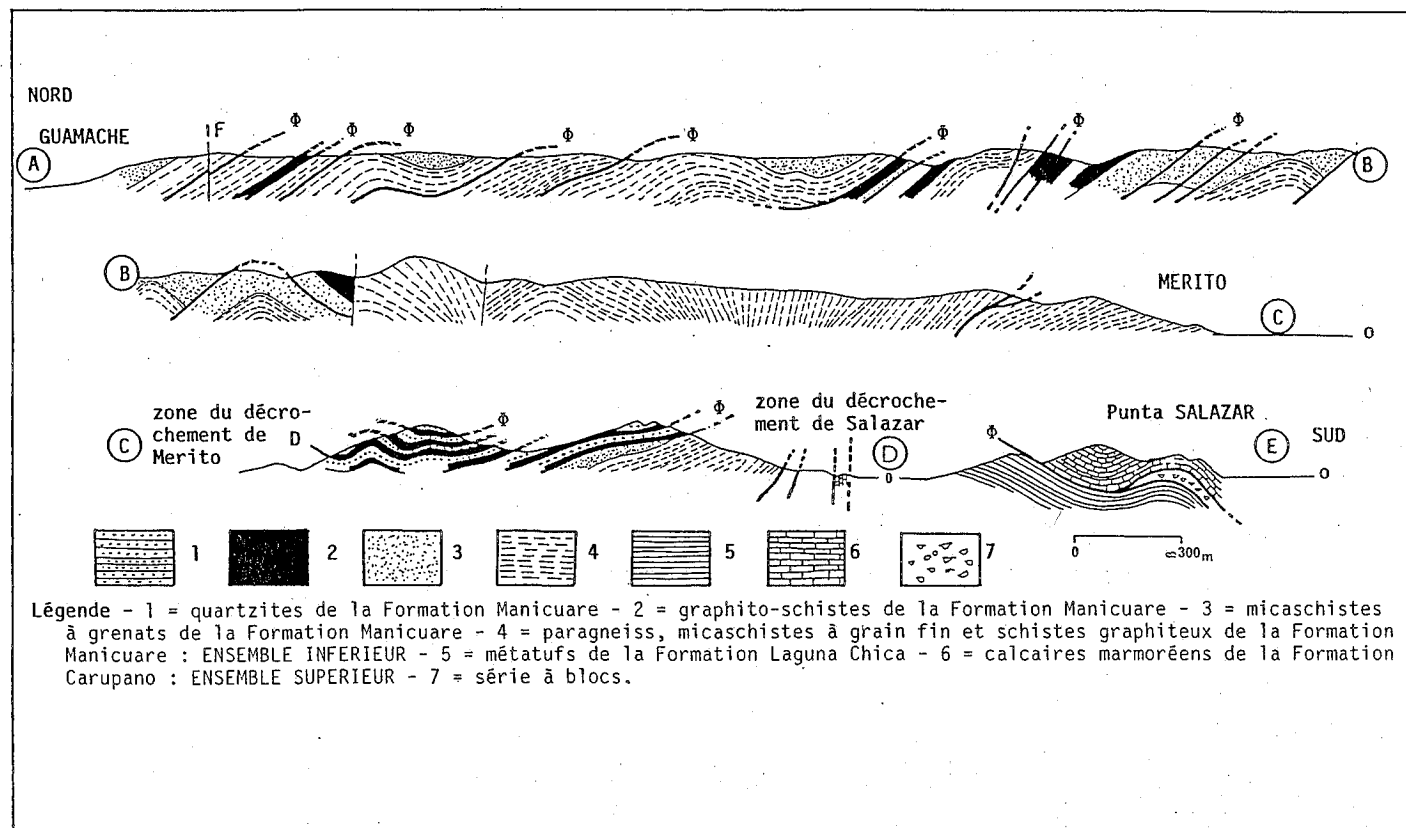
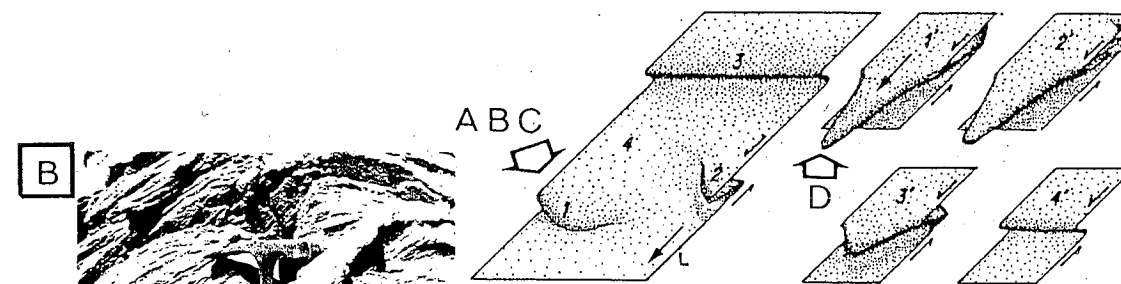
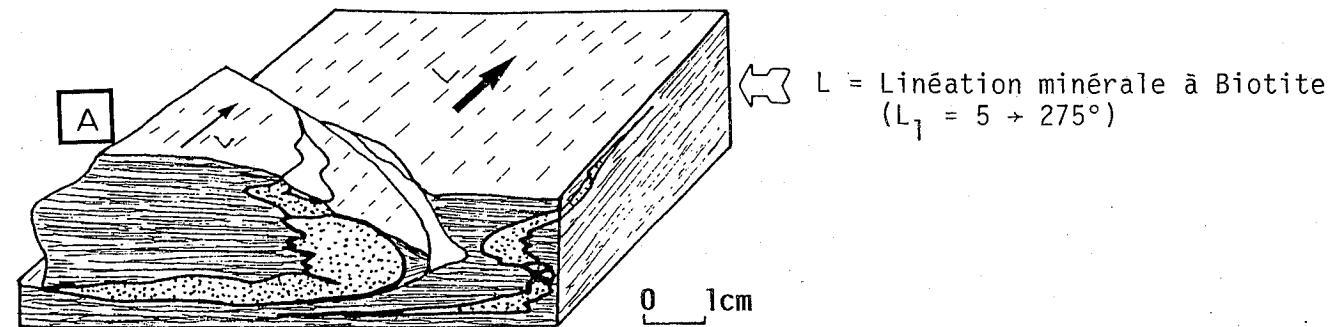
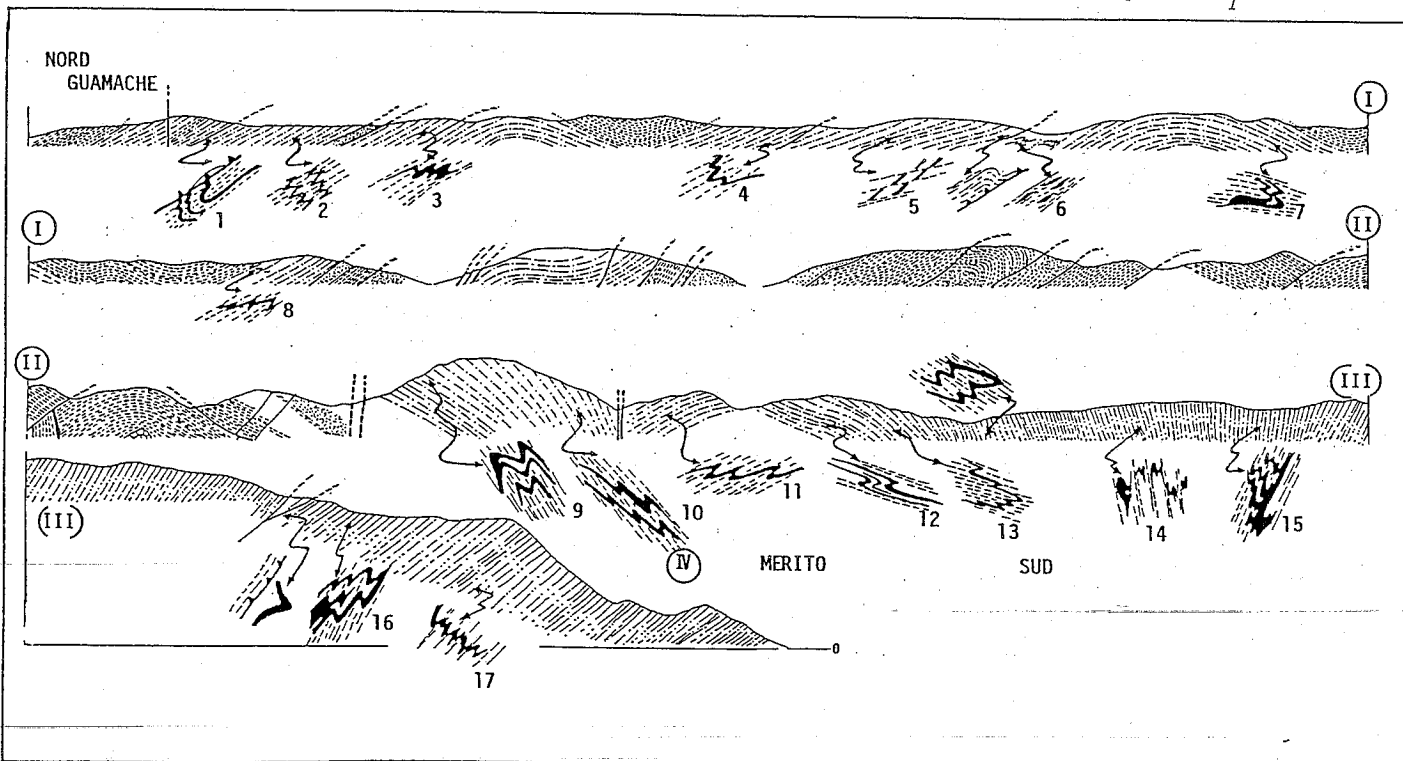


Fig. 124 - Figures plicatives reliques, précoces, reprises par le plan de foliation régional (S_1)
Figuras de pligamientos precoces reabajados con el plano de foliacion regional (S_1)



Modèle hypothétique de formation de plis en fourreau par un cisaillement simple (flèches) parallèle à une anisotropie planaire : A gauche (1, 2, 3, 4) : différents stades de développement des plis à un moment donné de la déformation progressive. A droite (1', 2', 3', 4') : géométrie des plis précédents à un stade plus avancé de déformation. L : linéation d'étirement. (d'après Quinquis, 1980)

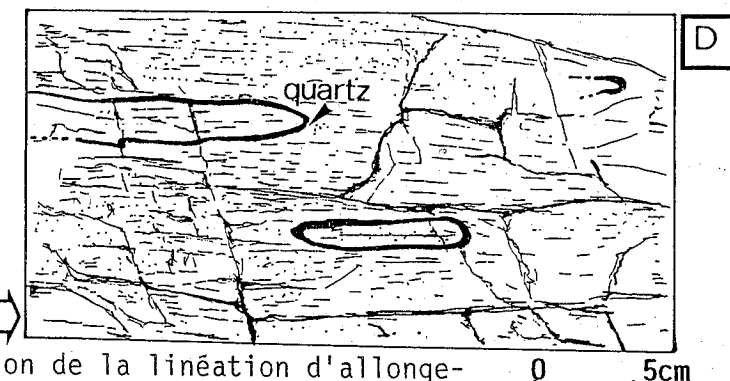
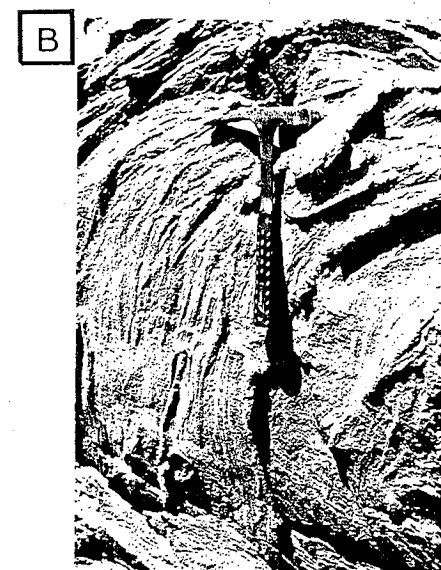


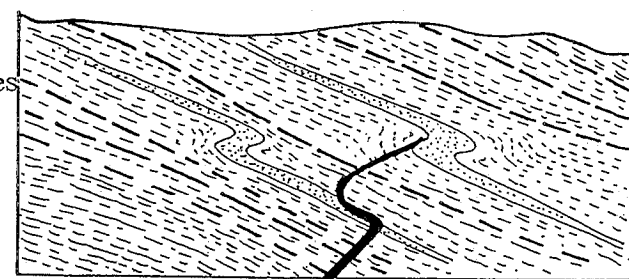
Fig. 125 A - Schémas et photographies illustrant les plis (P_1), en fourreau ou à axe courbe, associés à la linéation d'allongement (L_1)

Esquemas y fotograficas ilustrando los pliegues (P_1), en dedo o con un eje curvo, asociados con la lineacion de estiramiento (L_1)

Fig.125 B - Figures soulignant le caractère progressif de la déformation

 $D_1 S_1$ *Laminas ilustrando el caracter progresivo de la deformacion* $D_1 S_1$

A - Détail d'affleurement de structures plicatives P_1 - soulignées par les lits de paragneiss. Reprise de la foliation $S_1 S_0$ - Voir Fig. 124, n°12 pour localisation



B - Dessin de lame mince montrant les surfaces de dissolution (SD) recoupant la foliation S_1-S_0

I = niveau quartzeux

II = niveau riche en feldspath

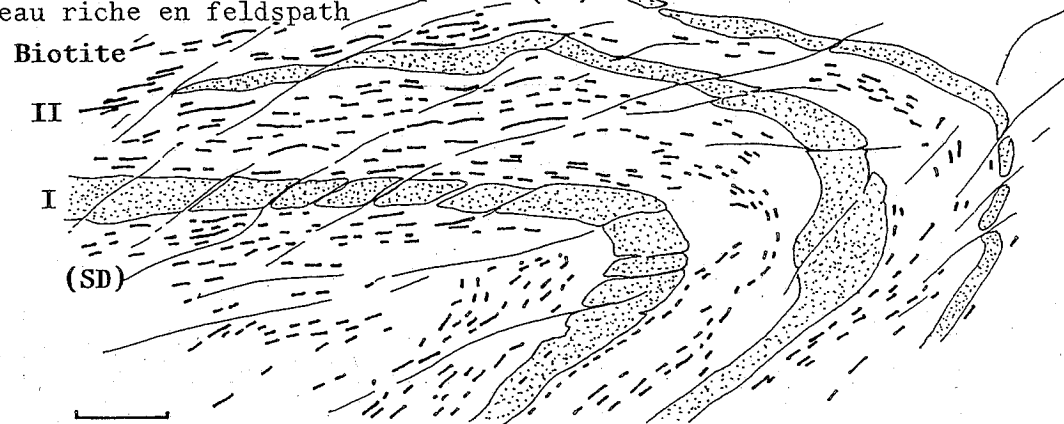
Biotite

II

I

(SD)

(SD)



C - Plis précoce repris par la foliation lors de la déformation progressive $D_1 S_1$ (voir Fig. 124, n°7)

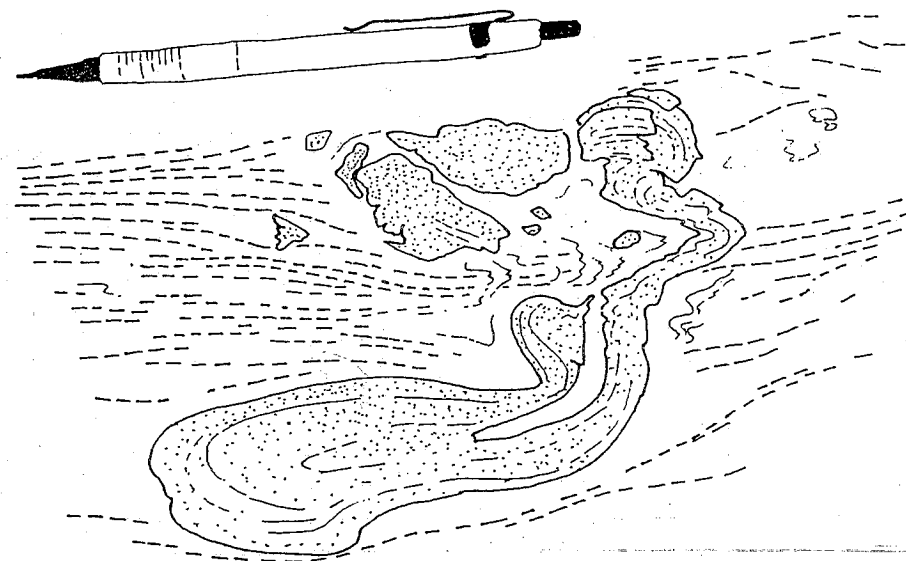
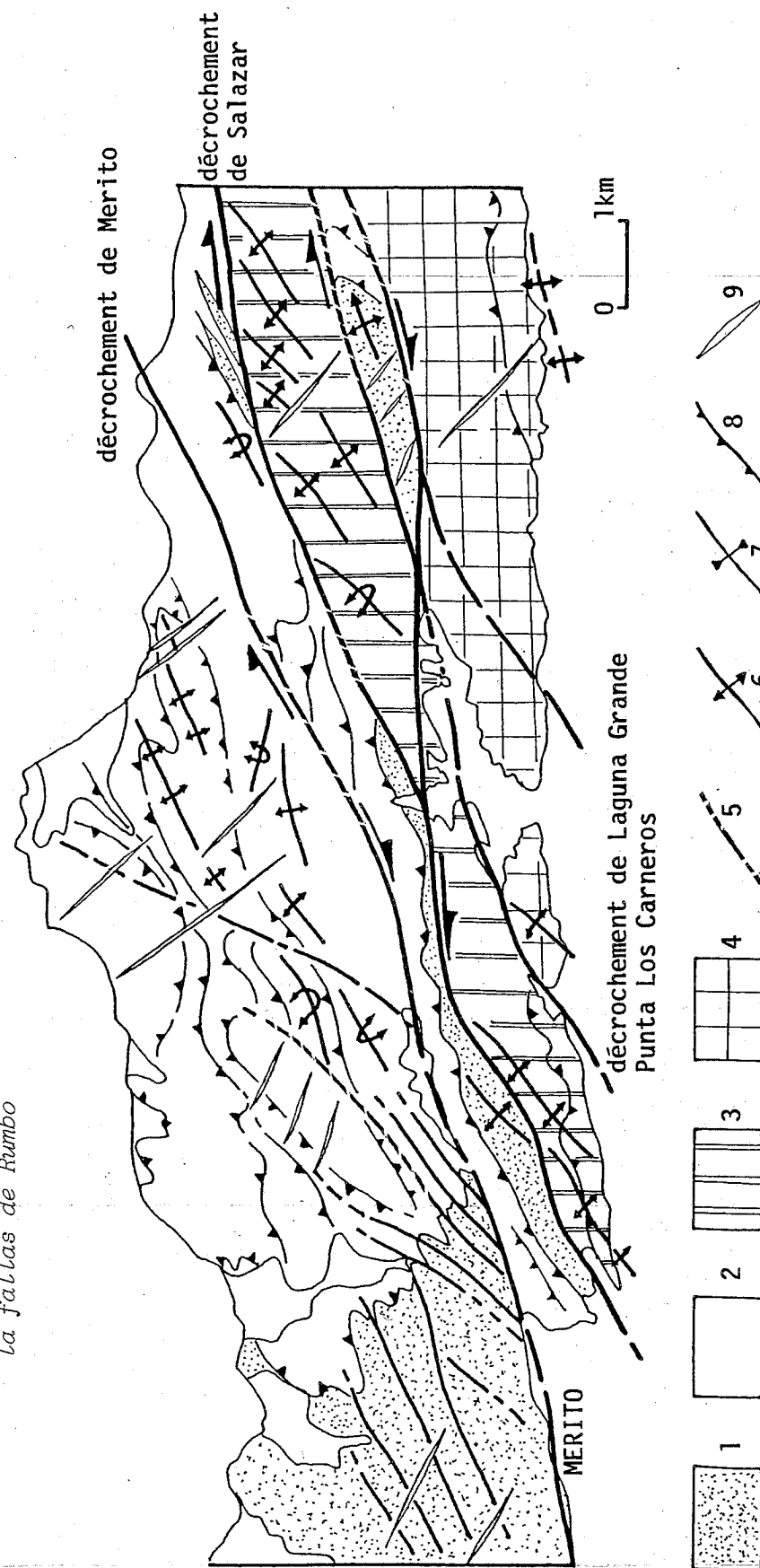


Fig. 126 - Schéma structural montrant les structures décimétriques liées aux décrochements
Esquema estructural mostrando las estructuras decametricas correlacionadas con la fallas de Rumbo



Légende - 1 = séquences basales de la Formation Manicuaire (paragneiss - micaschistes à grenats - marbres) - ENSEMBLE INFÉRIEUR.
2 = séquences sommitales de la Formation Manicuaire (graphito-schistes et quartzites) - ENSEMBLE SUPÉRIEUR.
3 = Formations Laguna Chica et Carupano (métatufs et calcaires marmoréens) ENSEMBLE SUPÉRIEUR.
4 = Formations Guinimita et Carupani (marbres massifs et calcaires marmoréens) FRANGE MÉRIDIIONALE.
5 = décrochement vu et supposé - 6 = axe d'antiformes - 7 = axe de synformes - 8 = chevauchement par disharmonie - 9 = failles de tension.

III. L'ENSEMBLE INFÉRIEUR DE LA PÉNINSULE DE MACANAO

Il s'agit ici, pour l'essentiel, d'une compilation des données recueillies par les étudiants de l'Université Centrale du Venezuela (U.C.V.) et synthétisées par Gonzalez de Juana et Vignali (1970) puis Vignali (1979), interprétées à la lumière des conceptions nouvelles sur les autres secteurs.

1. Extension

Les séquences quartzo-feldspathique, micaschisteuse et graphiteuse du Groupe Juan Griego affleurent dans les zones centrale et méridionale de la péninsule.

Sur la bordure méridionale les terrains métamorphiques sont masqués tantôt par les sédiments mio-pliocènes discordants de la Formation Cubagua, tantôt par les dépôts quaternaires.

La limite septentrionale de cette unité inférieure correspond à un système de failles inverses qui mettent en contact l'unité non feldspathique du Groupe Juan Griego avec les métasédiments du Groupe Los Robles (couverture des méta-ophiolites de Margarita) ainsi qu'avec des lithofaciès très proches des semelles tectoniques analysées à Paraguachoa (voir Fig. 127).

2. Evolution structurale

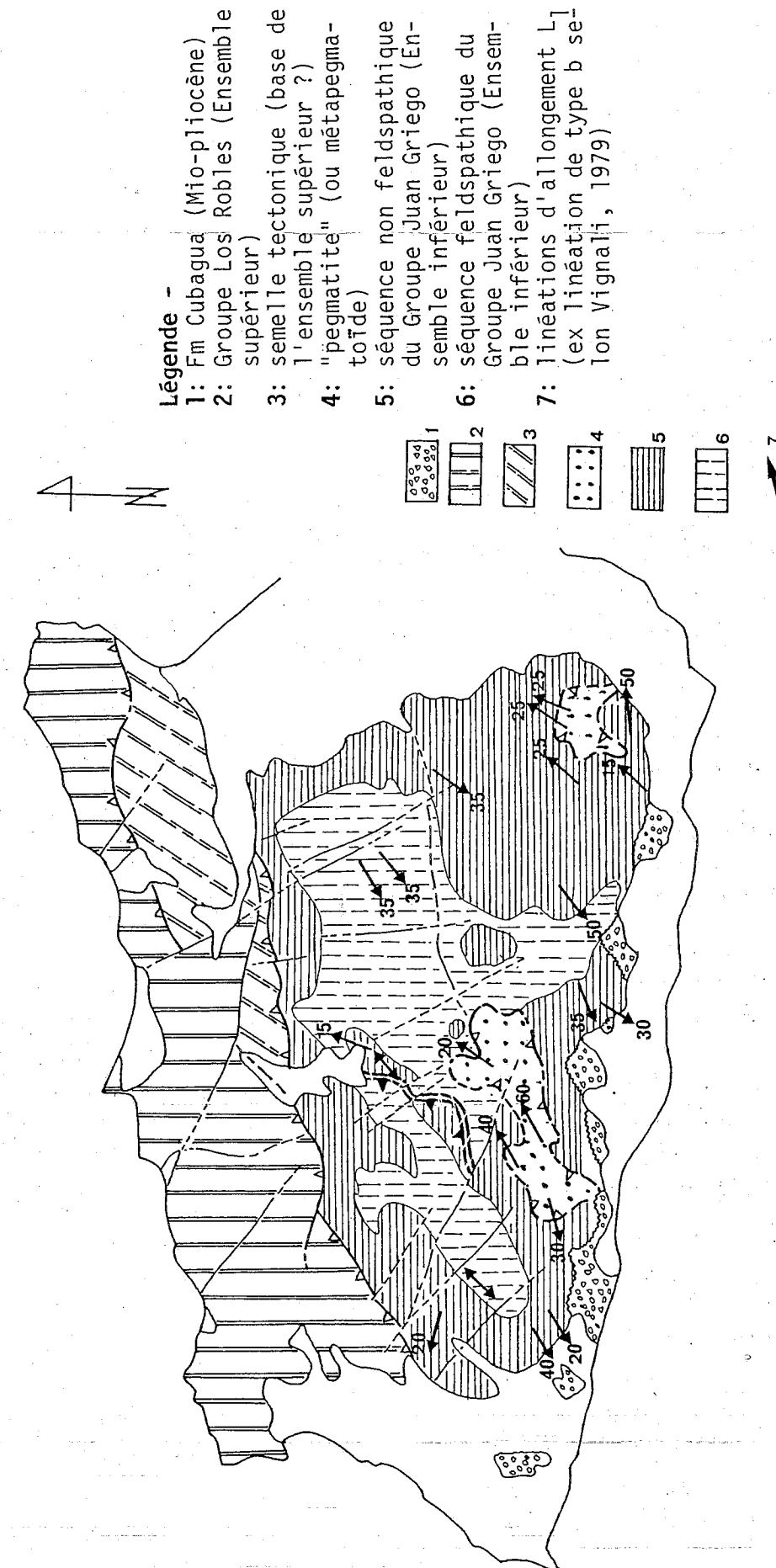
L'ensemble inférieur de Macanao est organisé en un méga-anticlinorium de direction axiale E.W. à N.85°E, replissant la foliation régionale et tronçonné par une famille d'accidents orientés entre N.130 et N.150°E.

Les caractéristiques structurales du Groupe Juan Griego à Macanao peuvent être dégagées de l'étude de coupes tectoniques établies selon deux directions orthogonales, l'une parallèle à la linéation régionale orientée vers N.75 à N.80E, les autres perpendiculaires. Il convient de signaler à ce propos que les linéations cartographiées par Vignali (1979) et présentées comme de "type b" (parallèles aux axes de plis, sans autre précision, sont assimilés ici, par analogie, aux autres secteurs étudiés à la linéation d'allongement régionale (L_1). Une démarche identique a d'ailleurs été suivie antérieurement par Guillet et Cannat (1984) pour l'ensemble supérieur de la péninsule de Paraguachoa.

La coupe parallèle à L_1 permet d'associer la foliation régionale (S_1) (métamorphisme syntectonique variable entre les faciès schistes verts et amphibolite, (Vignali (1979)) à une déformation de plis couchés et déversés à l'E-NE, compatible avec l'épisode précoce (D_1) dont les segments homologues voisins portent l'empreinte.

Les coupes perpendiculaires à L_1 révèlent le style des déformations (D_2) qui reprennent la foliation (S_1). Il s'agit de plis hectométriques à plurihémométriques, orientés vers N.80°E et N.90°E qui montrent, localement, un double déversement, notamment dans les secteurs orientaux de la péninsule. Selon Vignali (1979) ces structures sont accompagnées d'une schistosité de plan axial de type pli-fracture sans néogenèse minérale.

Fig. 127 - Schéma structural interprétatif de la péninsule de Macanao et direction des linéations d'allongement dans l'ensemble inférieur (selon Vignali, 1979 - réinterprété)
Esquema estructural interpretativo de la península de Macanao y dirección de las lineaciones de estiramiento dentro la unidad inferior (segun Vignali, 1979 - reinterpretado)



IV. EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE DE L'ENSEMBLE INFÉRIEUR SUR LE TRANSECT MARGARITA-ARAYA

BILAN

L'analyse tectonique a mis en évidence que les différents domaines de cet ensemble inférieur présentent une évolution structurale identique où nous pouvons distinguer, au moins, un épisode précoce (D_1) générateur de la foliation régionale (S_1) et un épisode tardif (D_2) qui la déforme.

La phase D_1S_1

Dans les différents cas cette déformation précoce imprime aux terrains une foliation (S_1) réalisée dans un contexte de métamorphisme syntectonique dont le climat peut atteindre l'"amphibolite faciès". Elle se manifeste aussi par l'expression d'un allongement (L_1) d'orientation bien réglée entre $N.50^\circ E$ et $N.75^\circ E$, à l'exception du secteur S.W. de la péninsule d'Araya où son azimuth s'infléchit vers $N.130^\circ - N.140^\circ E$. Pour l'ensemble des domaines étudiés, enfin les structures plicatives rapportées à D_1 se caractérisent par une forte non cylindricité et une tendance à s'allonger en fourreau dans la direction L_1 . Cette observation conduit à envisager pour leur genèse une déformation non coaxiale par cisaillement tangentiel selon L_1 (Quinquis, 1980 - Quinquis et Choukroune, 1981) et dont l'évolution progressive permet en outre d'expliquer les indices de déformation superposées (figures d'interférence S_1 plissée) par un continuum. L'hypothèse d'une déformation non coaxiale est confortée à Punta Tacuantar, dans la péninsule de Paraguachoa, par le comportement de corps amphibolitiques dont la section sigmoïde, caractéristique, permet d'ailleurs de fixer une vergence E-NE au cisaillement (Fig. 128).

A l'échelle régionale cette vergence est compatible avec la dissymétrie des structures couchées d'axe $N.130 - N.140^\circ E$ dont l'existence a pu être établie sur des coupes tectoniques (voir Fig. 116), en fonction des levés de terrain ou des informations cartographiques disponibles sur Paraguachoa et Macanao. Pour Araya, en l'absence d'arguments de cet ordre mais compte tenu des affinités avec les secteurs voisins nous proposons de retenir cette vergence.

En l'absence d'informations concernant l'amplitude de cette déformation par cisaillement et la portée des recouvrements qu'elle a pu entraîner, il convient de ne pas négliger l'éventualité d'une allochtonie de cet ensemble inférieur.

La phase D_2S_2

- Elle se caractérise par la surimposition d'une schistosité S_2 de type pli-fracture, sans néogenèse minérale mais accompagnée de phénomènes de dissolution sous pression.

- Pour l'ensemble du domaine nous devons remarquer le parallélisme quasi-systématique de l'intersection S_1S_2 avec la linéation d'allongement L_1 . Dans de nombreuses chaînes une situation identique a été reconnue. Ce parallélisme ne doit donc pas être fortuit et il traduit peut être l'existence d'une liaison entre la déformation D_1 et l'épisode tardif D_2 . Quinquis (1980) envisage, à ce sujet, deux hypothèses :

Fig. 128 A - Affleurement de corps amphibolitiques dissymétriques dans une alternance de paragneiss, quartzite, micaschistes à grain fin et de schistes graphiteux (Paraguachoa)



Fig. 128 A - Afloramiento de cuerpos amphibolíticos disimétricos dentro de una alternancia de paragneiss, cuercitas, mica-esquistos a grano fino y de esquistos grafitos (Paraguachoa)

Fig. 128 B - Schéma soulignant la vergence de la déformation $D1S1$ à Paraguachoa dans l'ensemble inférieur

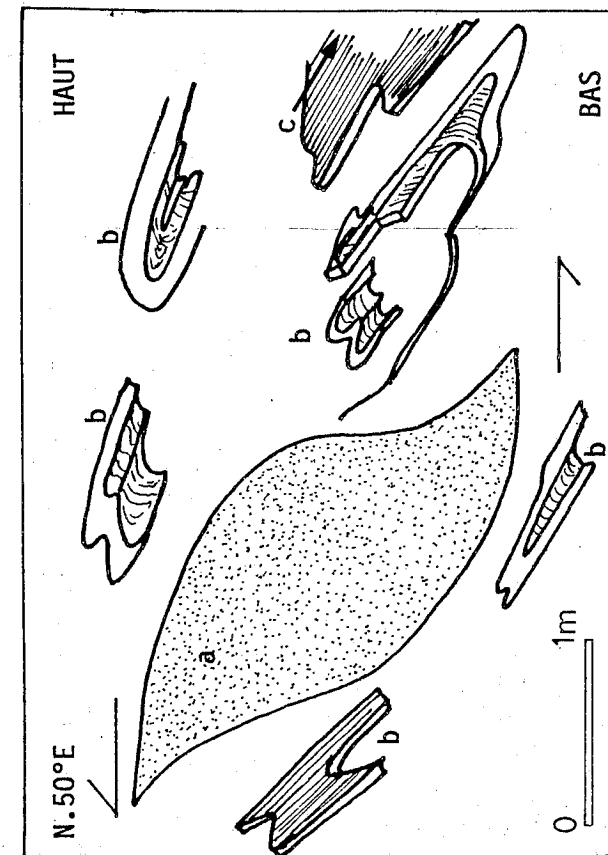


Fig. 128 B - Esquema ilustrando la vergencia de la deformación $D1S1$ en Paraguachoa dentro la Unidad inferior

a: lame amphibolitique dissymétrique - b: plis en fourreau - c: linéation d'allongement

- l'influence sur D_2 de la structure linéo-planaire L_1-S_1 précoce;
- le passage à un régime de constriction.

- Une liaison de D_2 avec le fonctionnement des linéaments de Mérito et de Salazar est plus facile à mettre en évidence. Elle est directement évoquée par l'organisation des plis P_2 et des fentes de tension qui les recoupent, l'ensemble dessinant un dispositif structural en décrochement dextre assez typique (voir Fig.126).

- Nous savons cependant depuis Schubert (1971 a et b) que l'accident de Salazar est jalonné de nodules de disthène et nous avons pu constater la présence de ce minéral dans l'accident de Mérito. L'ambiance métamorphique ainsi traduite, contraste avec celle qui paraît avoir contrôlé la genèse des structures D_2 (clivage S_2 de plis-fracture; sans néogenèse). A moins d'admettre l'existence de gradients très rapides en direction de ces linéaments, nous pouvons tenter d'envisager qu'ils étaient déjà actifs avant la fin du métamorphisme précoce contemporain de D_1S_1 .

De ce bilan, à échelle du transect, nous pouvons dégager deux idées essentielles :

- la foliation S_1 et le clivage de type pli-fracture S_2 doivent représenter : l'un le marqueur précoce, l'autre le marqueur tardif d'une évolution progressive;
- le fonctionnement des linéaments de Salazar et de Mérito doit être suspecté tout au long de cette évolution tectonique et métamorphique.

Interprétation cinématique

L'ensemble des données tectoniques relatives à cet ensemble des péninsules de Paragouchoa, d'Araya et de Macanao conduit à l'élaboration d'un modèle (Fig. 129) où les structures s'élaborent précocement en contexte de cisaillement tangentiel à vergence E-NE. Ce dispositif est limité vers le Sud par le système de décrochement dextre de Mérito-Salazar/ Nous rapportons l'inflexion des directions de L_1 vers le N.130°-N.140°, dans le secteur de Mérito, à l'expression d'une tendance de chevauchement vers le S-SE et sensible sur le tracé occidental de ces décrochements. Cette influence, très précoce, des décrochements sur la structuration régionale va devenir progressivement prépondérante et déterminer notamment la formation des plis P_2 et leur schistosité S_2 .

Fig. 129 A - Schéma récapitulatif des déformations observées à Araya - vergence N.70E - D_1S_1

Esquema recapitulativo de las deformaciones observadas en Araya - desplazamiento global hacia el Norte 70 - 75° Este durante D_1S_1

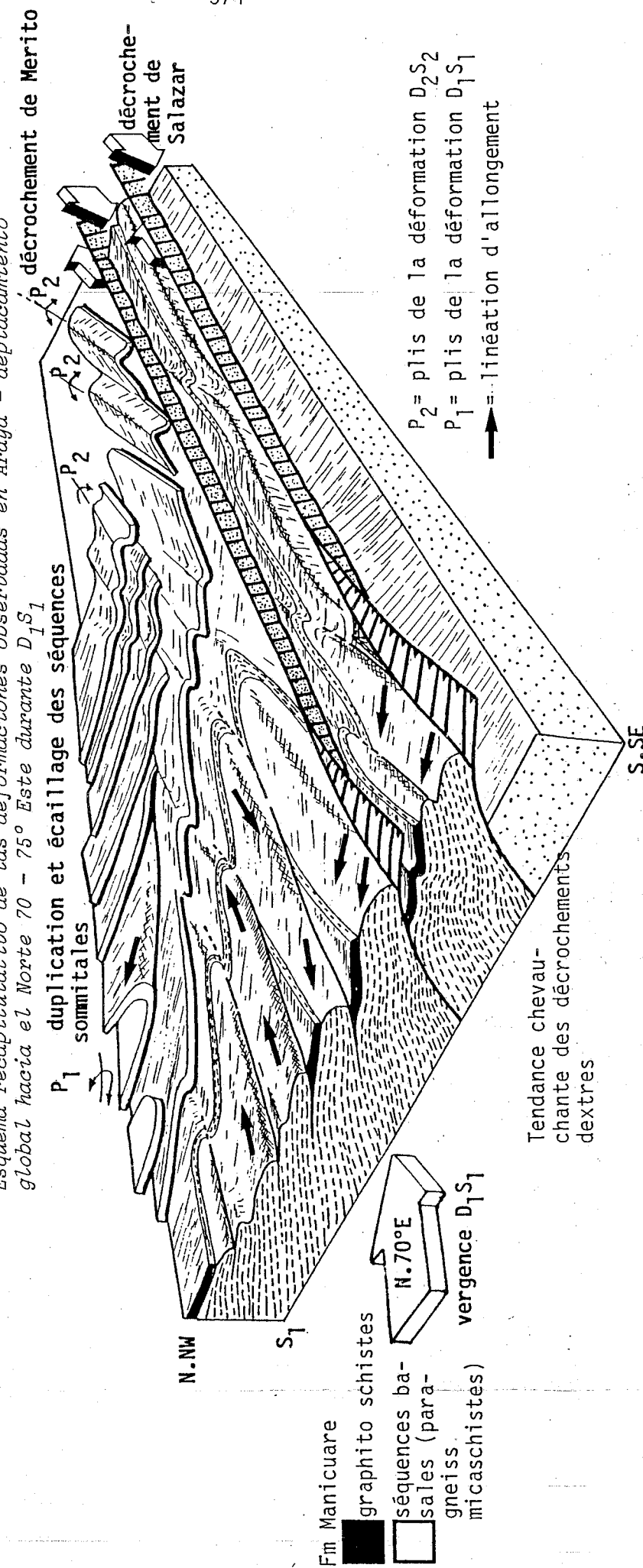
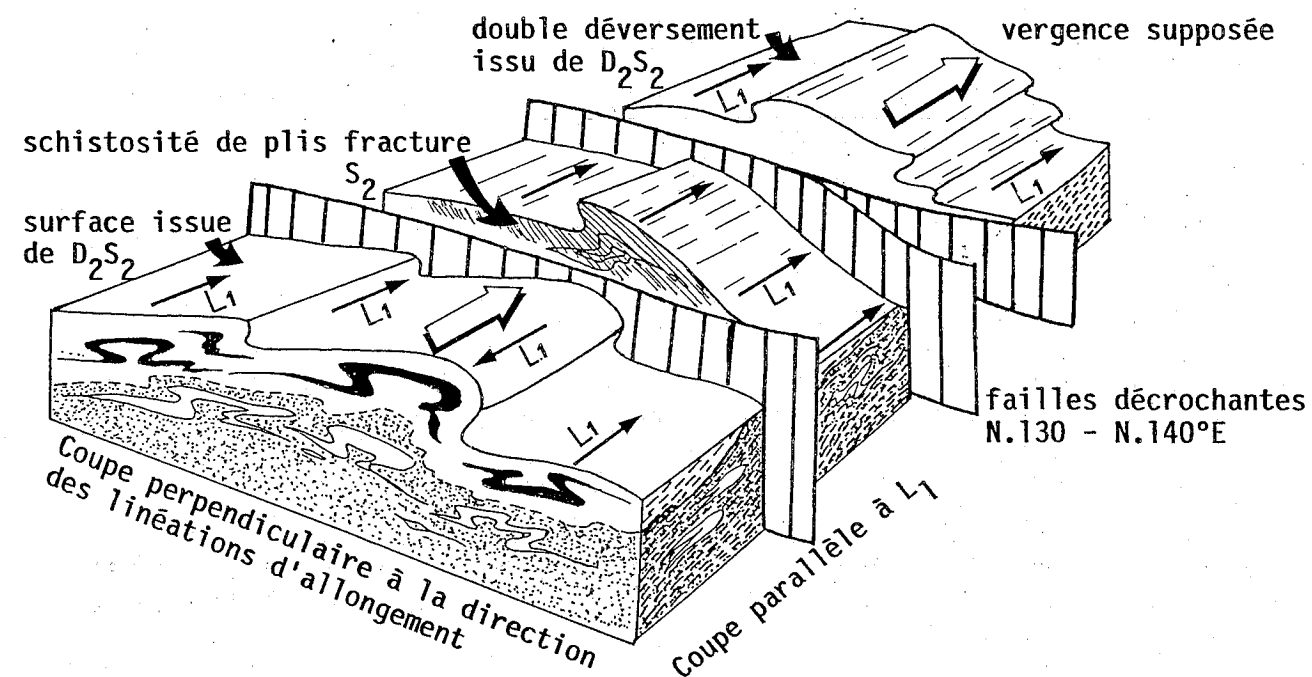


Fig. 129 B - Schéma récapitulatif de l'ensemble inférieur au niveau de la péninsule de Macanao - interprétatif

Fig. 129 B - Esquema recapitulativo del conjunto inferior al nivel de la península de Macanao - interpretativo



vergence N.70 à N.75°E

linéations d'allongement (L_1)

B. ENSEMBLE SUPERIEUR DU TRANSECT MARGARITA-ARAYA

L'ensemble supérieur est constitué, pour l'essentiel, par le complexe méta-ophiolitique de Margarita, ainsi que les orthogneiss acides et les formations métasédimentaires ayant valeur de couverture. Ces roches affleurent dans la lanière centrale du dispositif cartographique de la péninsule d'Araya, dans les secteurs septentrionaux de la péninsule de Macanao et occupent jusqu'à 80 % de la superficie de la péninsule orientale de l'île de Margarita (Paraguachoa).

I. L'ENSEMBLE SUPERIEUR DE LA PENINSULE D'ARAYA

I.1. Extension

Les unités supérieures constituées de lambeaux du complexe méta-ophiolitique de Margarita, des Formations Laguna Chica et Carupano, affleurent en une étroite bande occupant une position médiane dans le dispositif cartographique de la péninsule d'Araya (Fig. 130).

Ces métagabbros, serpentinites et métasédiments s'étendent de Punta Salazar à l'Ouest de Punta Los Carneros à l'Est. Ils sont limités au Nord par le décrochement de Salazar et au Sud par le décrochement de Laguna Grande - Punta Los Carneros.

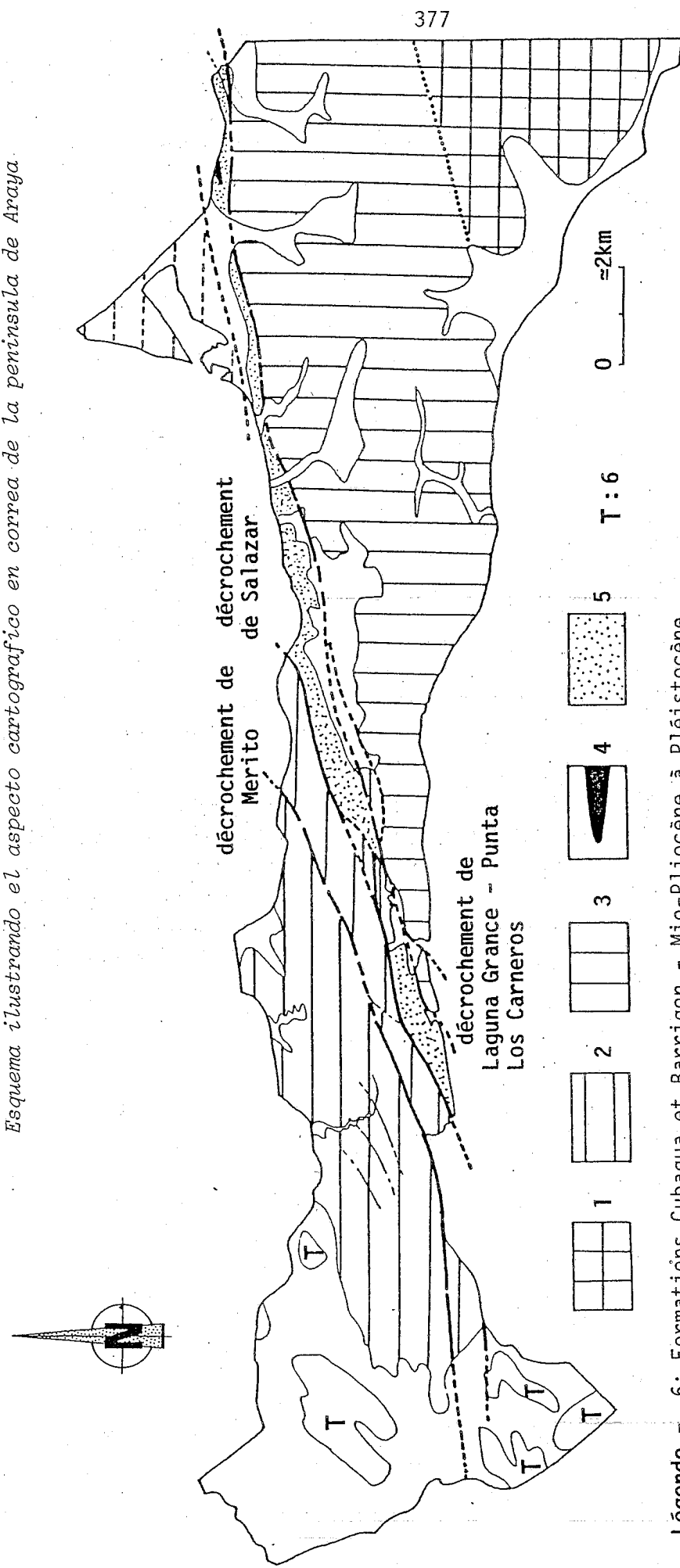
I.2. Structure

La déformation la plus évidente consiste en un système de plis et de failles dont l'organisation générale évoque une liaison avec des mouvements coulissants dextres (voir Fig. 126).

I.2.1. La déformation majeure symétabrope D_1

Nous lui rapportons la foliation régionale (S_1) en association avec les plis isoclinaux (P_1) centimétriques à décimétriques d'orientation axiale moyenne N.70 à N.75°E, déformant la stratification S_0 (rarement observés).

Fig. 130 - Schéma illustrant le motif cartographique en lanière de la péninsule d'Araya
Esquema ilustrando el aspecto cartografico en correa de la peninsula de Araya



- Légende** -
- 6: Formations Cubagua et Barrigon - Mio-Pliocène à Pléistocène
 - 5 et 4 : ENSEMBLE SUPERIEUR allochtone
 - 5: Formations Laguna Chica et Carupano
 - 4: Lambeaux de complexe méta-ophiolitique de Margarita
 - 3 et 1 : FRANGE MERIDIONALE
 - 3: Formations Carupano et Guinimita
 - 1: Formation Tunapuy
 - 2: ENSEMBLE INFÉRIEUR ALLOCHTONE : (Formation Manicuaire)

Dans les métasédiments tuffacés de la Formation Laguna Chica, la foliation est caractérisée par l'intense développement de chlorite et d'aiguilles d'actinote symmétamorphe.

Dans les masses métagabbroïques les feuillets à chlorite, actinote et épidote matérialisant (S_1) isolent des reliques déformées d'amphibole et de plagioclase, issues soit d'un stade plutonique ou deutérique précoce de la roche.

Une direction d'allongement peut être mesurée localement, plus ou moins évidente selon le matériel. Elle s'exprime notamment aux dépens de pillow-lavas dont le rapport L/l peut atteindre 4 et qui s'étirent en direction de N.60 à N.70°E avec de faibles plongements 55 à 25°), tantôt vers l'Est, tantôt vers l'Ouest.

L'inhomogénéité du développement de S_1 , l'abondance de plans de cisaillements à différentes échelles (lames minces, voir Fig.131 et affleurement) et la duplication fréquente des séquences lithologiques évoquent un régime de déformation non coaxiale par cisaillement tangentiel. Sa direction doit être parallèle à L_1 et, compte tenu du contexte régional (l'absence de grandes masses ophiolitiques à l'Est), nous envisageons un déplacement de l'W-SW vers l'E-NE.

1.2.2. La déformation tardive D_2

Elle est responsable de l'édification des structures plicatives (P_2) qui déforment le feuilletage (S_0-S_1) ainsi que les surfaces de cisaillement élaborées au cours de l'épisode précoce symmétamorphe (D_1).

Il s'agit de plis décamétriques à hectométriques, à axes horizontaux orientés entre N.45° et N.85°E. Aux alentours de Cerro Salazar ce sont des plis droits, de direction axiale N.45°E tandis que dans la zone de Punta Los Carneros ils s'orientent vers le N.70°E et tendent à se déverser et s'écailler vers le SUD. Un clivage de plan axial (S_2) leur est associé. Il est de type pli-fracture, sans néogenèse minérale et détermine la crénulation de la foliation régionale S_1 .

Fig. 131 - Figures de cisaillements contemporains à la déformation D_1S_1 dans les Formations Laguna Chica et Carupano ENSEMBLE SUPERIEUR

Fig. 131 - Figuras de cisallamientos contemporaneos de la deformacion D_1S_1 dentro las Formaciones Laguna Chica y Carupano - UNIDAD SUPERIOR

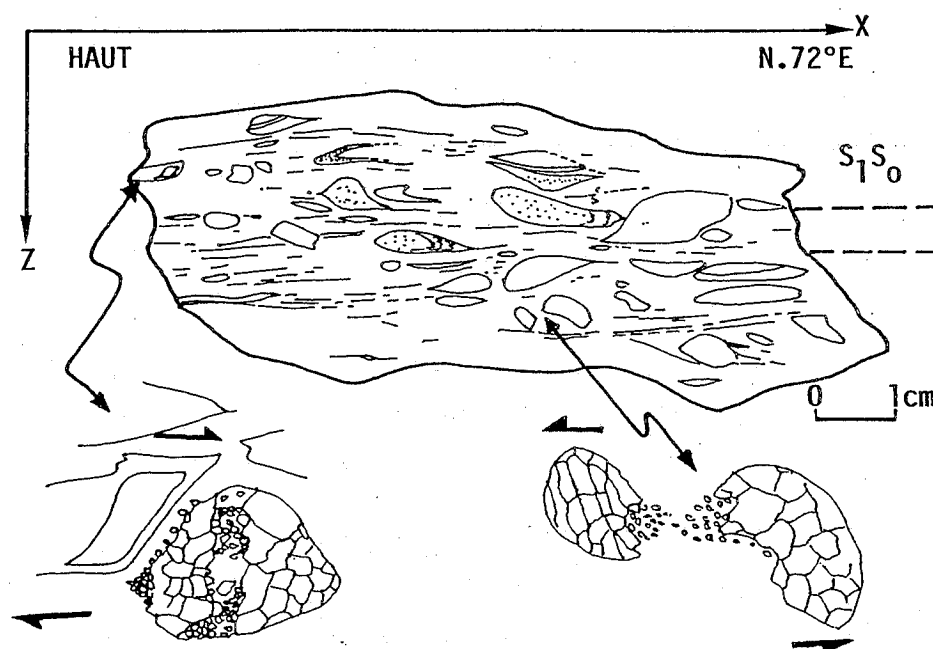


Fig. 131 A - Cisaillement dans un galet de métaconglomérat

Cisallamiento dentro uno guijaro de metaconglomerado

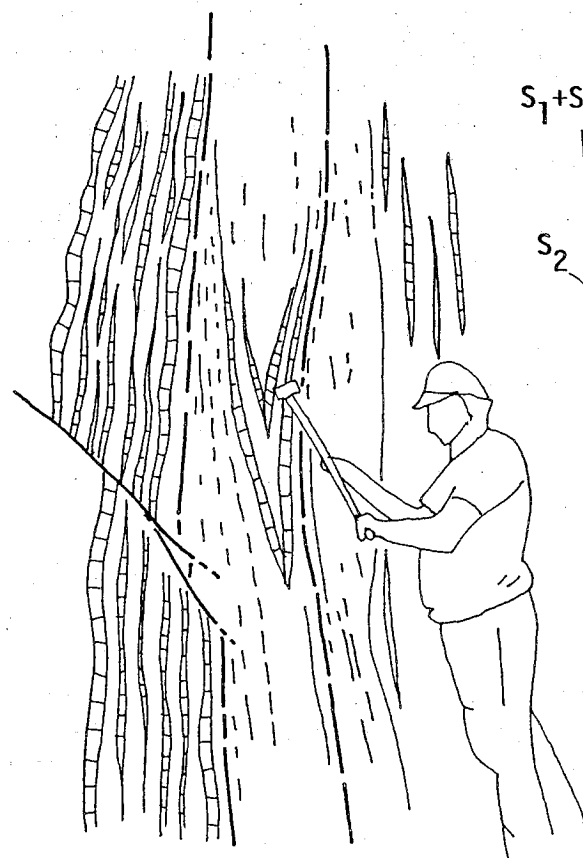


Fig. 131 B - Présence de plis P_1 entre des plans de cisaillements Φ_1 redressé et affecté par la phase plicative D_2

Presencia de pliegue P_1 entre los planos de cisallamientos Φ_1 verticalizado y afectado con la fase plicativa D_2

II. L'ENSEMBLE SUPERIEUR DE LA PENINSULE DE MACANAO

Les informations recueillies dans les zones septentrionales de Macanao nous permettent d'envisager l'alloctonie des lambeaux de métagabbros et de serpentinites, munis de leur couverture métasédimentaire, sur la séquence non feldspathique du Groupe Juan Griego représentée par des micaschistes à grenat et des graphito-schistes.

II.1. Extension

Le contact de ces unités allochtones, non observé au cours de ce travail, est tracé à partir des levés de Gonzalez de Juana et de Vignali (1970)*. Ces unités occupent une bande large de 4 à 5 kilomètres sur le flanc septentrional du méga-anticlinorium de Macanao. En l'absence de données concernant le flanc méridional nous ne pouvons que proposer, à titre d'hypothèse, l'alloctonie des faciès pegmatoïdes (méta-pegmatites ?) associés à des copeaux de serpentinite.

*↳ no intrusiva ??
cf. Vignali*

II.2. Structure

2.1 - La déformation synmétamorphe précoce D_1

Elle imprime aux matériaux la foliation régionale S_1 , plan axial de plis isoclinaux, couchés, centimétriques (P_1) visibles dans la séquence métasédimentaire. Le développement de cette foliation est très hétérogène. Dans la masse métagabbroïque, notamment, des bandes roches peu ou pas déformées alternent avec des couloirs de cisaillement à chlorite syntectoniques ainsi qu'avec des faciès mylonitiques centimétriques.

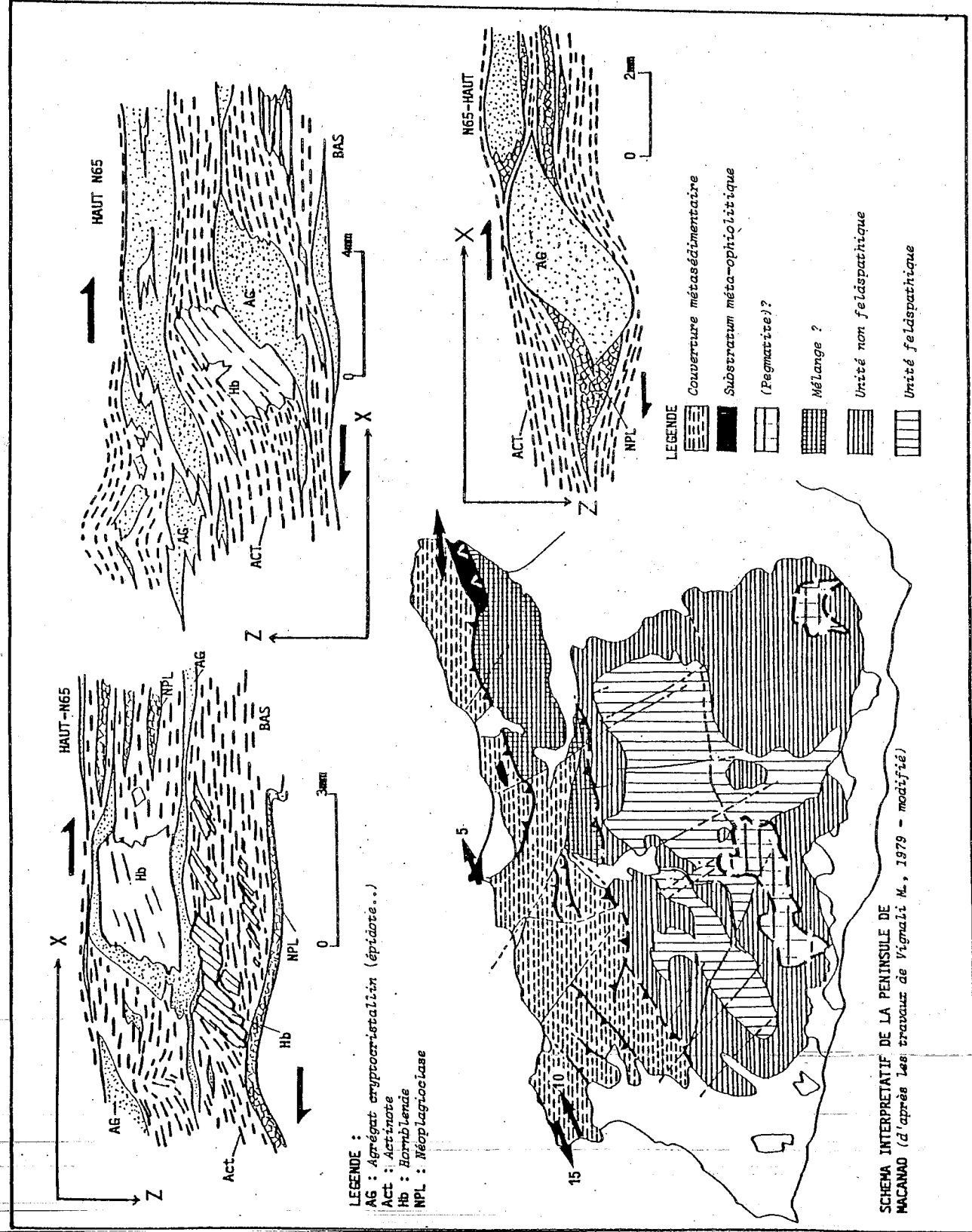
Cet événement tectono-métamorphique s'identifie également par l'expression d'une linéation d'allongement L_1 , orientée vers le N.70°E et révélée par l'ensemble de la trame minérale. Elle est particulièrement évidente dans les anciens niveaux ignés de nature gabbroïque où la foliation s'estompe au profit d'une texture plano-linéaire ($L > S$) (Flin, 1965). Compte tenu de l'absence d'anisotropie de ces matériaux avant déformation (gabbros isotropes ?), nous disposons ici d'un indice de la géométrie de l'ellipsoïde de la déformation finie : cette fabrique linéaire indique un ellipsoïde de type $K \geq 1$ (Flin Flin *op. cit.* diagramme Y/Z en abscisse et X/Y en ordonnée).

Le régime non coaxial de la déformation précoce est souligné par la fréquence des cisaillements à différentes échelles (lames minces, duplication de la couverture des métaphiolites) et la grande inhomogénéité qui caractérise le développement de la foliation S_1 (Lagarde, 1978). Il convient finalement d'envisager une déformation par cisaillement tangentiel dont la direction et le sens peuvent être dégagés de l'étude de sections orientées de métagabbros mylonitisés.

Les critères de cisaillement observés en section XZ (perpendiculaire à S_1 et parallèle à L_1) traduisent un déplacement selon L_1 , de l'W-SW vers l'E-NE (Fig. 132). A l'échelle

* Ce contact entre le Groupe Los Robles (faciès schistes verts) et le Groupe Juan Griego (faciès amphibolite et schistes verts) fut déjà souligné par Vignali (1979)

Fig. 132 -
Figures de cisaillement
dans les métagabbros et
schéma structural inter-
prétatif de la péninsule
de Macanao
*Laminas de cisallamiento
dentro los metagabros y
esquema structural de la
península de Macanao*



SCHEMA INTERPRETATIF DE LA PENINSULE DE
MACANAO (d'après les travaux de Vignani M., 1979 - modifié)

régionale, on peut envisager de rapporter à un stade tardif de ce cisaillement l'accident qui doit juxtaposer, au sein des séries alloctones, les méta-ophiolites de l'unité Robledal-Tigre, déformées dans le faciès schistes verts, avec un ensemble plus métamorphique à caractère de mélange tectonique (lambeaux d'éclogite à disthène, d'amphibole à grenat dans une matrice composée de graphito-schistes et de micaschistes à grenat).

2.2- La déformation tardive D₂

Elle est responsable de l'édification de plis métriques, décamétriques et hectométriques axés entre N.65 et N.80°E, droits dans le domaine occidental et déversés au Sud dans le domaine oriental. Leurs axes plongent faiblement à l'Ouest (entre 5 et 15°).

Ces plis s'accompagnent d'une schistosité, S₂, de type pli-fracture, bien exprimée à l'Est (coupe de Punta Tigre) mais d'autant plus fruste qu'on s'éloigne vers l'Ouest (coupe du Morro Robledal). Dans le secteur oriental un certain nombre de failles inverses pentées de 50 à 75° au Nord (failles de la Guaratarra). Elles limitent actuellement les diverses unités tectoniques (Ensemble supérieur/Ensemble inférieur peuvent être associés à cette déformation D₂ dont les plis témoignent ici d'un déversement accusé vers le Sud.

III. L'ENSEMBLE SUPERIEUR DE LA PENINSULE DE PARAGUACHOA

La péninsule de Paraguachoa présente un empilement de nappes, structuré en moyenne au N.60°E et penté de 35° vers le S.SE (voir annexe B - carte géologique de Margarita, 1/50000). Le grain structural s'infléchit vers le Nord le long de la dépression de la Asuncion - La Aguada. A l'Est de celle-ci l'édifice prend une direction sub-méridienne avec un pendage oriental faible.

La couverture métasédimentaire des méta-ophiolites est conservée vers l'Est et le Sud de ce dispositif tandis que vers le Nord-Ouest des lambeaux du complexe méta-ophiolitique sont étroitement imbriqués avec des copeaux de l'ensemble de paléomarge (= Groupe Juan Griego).

Huit nappes peuvent être distinguées au sein de cet édifice (Fig. 133 A et B). Les nappes du Cerro Chico - Pedro Gonzalez et du Matasieta - Guayamuri, les plus élevées, surmontent en les tronquant les unités inférieures composées du haut vers le bas des nappes de Los Robles - El Piache - El Chorro - La Asuncion - El Salado - La Rinconada et Santa Ana.

C'est dans cet ordre que nous les étudierons ci-après. Dans un premier temps, nous analyserons les structures symmétamorphes et dans un second temps la déformation tardive.

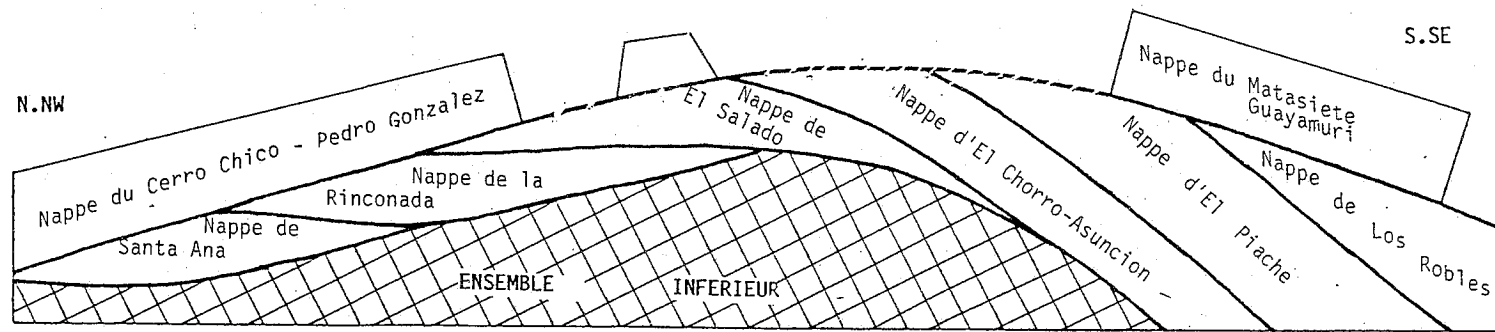
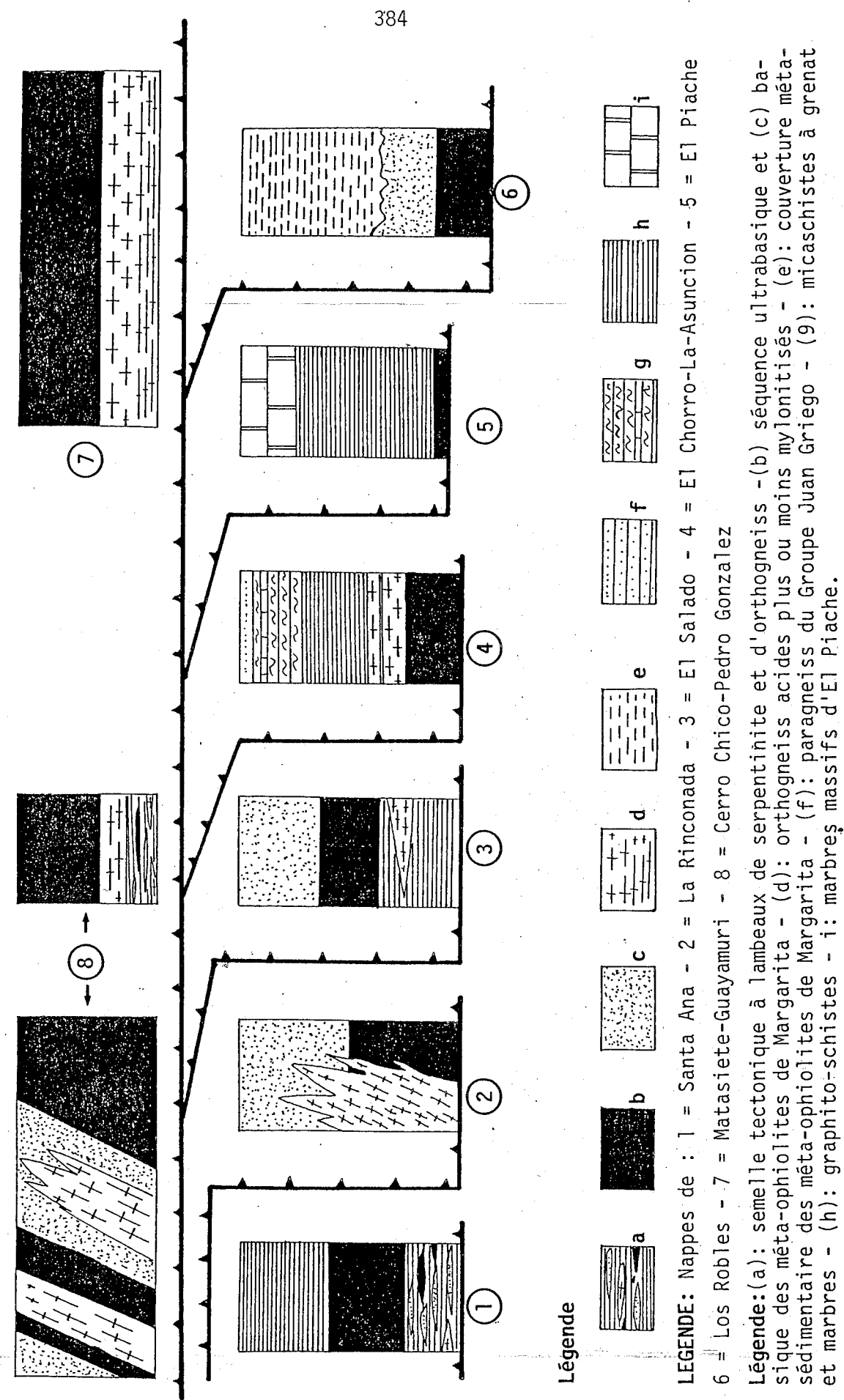


Fig. 133A Coupe schématique illustrant l'agencement des unités allochtones de l'ensemble supérieur au niveau de Paraguachoa (Margarita orientale)
Corte esquemático ilustrando la disposición de las unidades aloctonas de la unidad mayor y superior al nivel de Paraguachoa (Margarita oriental)

Fig. 133B: Constitution lithologique de différentes unités de l'ensemble supérieur de Paraguachoa
Constitucion litologica de las diferentes napas de la unidad superior en Paraguachoa



α - STRUCTURATION SYNMETAMORPHE D₁S₁

III.1 - LES NAPPES SUPERIEURES DU CERRO CHICO - PEDRO GONZALEZ ET DU MATASIETE - GUAYAMURI

Elles sont constituées d'une séquence de matériel ophiolitique (plus complète dans la nappe du Cerro Chico-Pedro Gonzalez) et d'orthoigneiss (Fig. 134).

La nappe du Cerro Chico - Pedro Gonzalez se présente, en fait, comme une série d'écaill-les plurimétriques à hectométriques se chevauchant mutuellement vers le S.SE et reposant sur les unités inférieures par l'intermédiaire soit d'une semelle serpentineuse, soit d'une semelle tectono-métamorphique (voir Chapitre IV, Partie I et Fig. 135).

Le contact basal de la nappe du Matasiète - Guayamuri est jalonné par une alternance de niveaux de chlorites et de passées ultramylonitiques métriques, élaborées notamment aux dépens d'anciennes granodiorites intrusives dans le complexe méta-ophiolitique (Fig. 136).



Fig 136 - Contact de base de la nappe du Matasiète-Guayamuri sur la nappe de El Piache soulignée par des ultramylonites

Contacto de base de la unidad aloctona del Matasiète-Guayamuri sobre la unidad aloctona de El Piache subrayado con ultramylonitas.

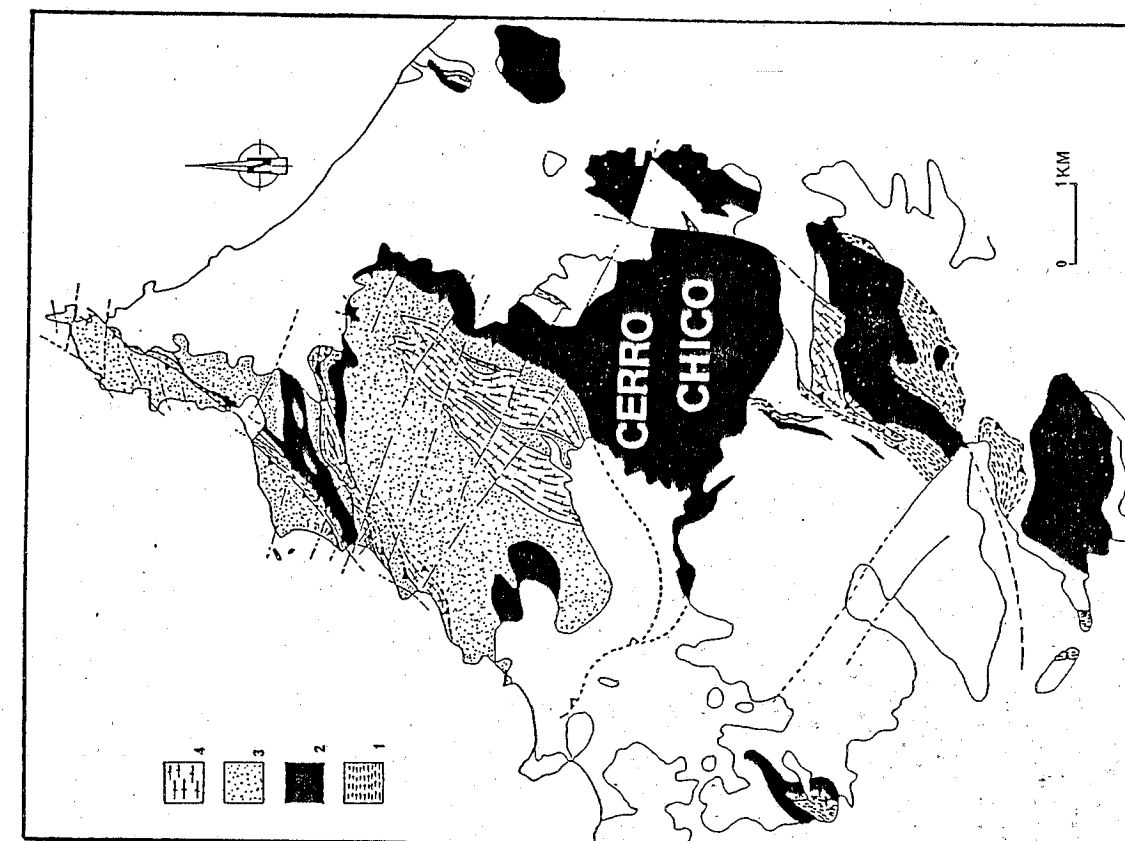


Fig. 134 B - Localisation cartographique de la nappe du Cerro Chico - Pedro Gonzalez, inspirée des travaux de Maresch, 1973

Fig. 134 B - Ubicación cartográfica de la unidad aloctona del Cerro Chico - Pedro Gonzalez, inspirada de los trabajos de Maresch, 1973

Légende - 1: semelle tectonique - 2: séquence ultrabasique - 3: séquence basique du complexe méta-ophiolitique de Margarita - 4: orthoigneiss de Guayacab

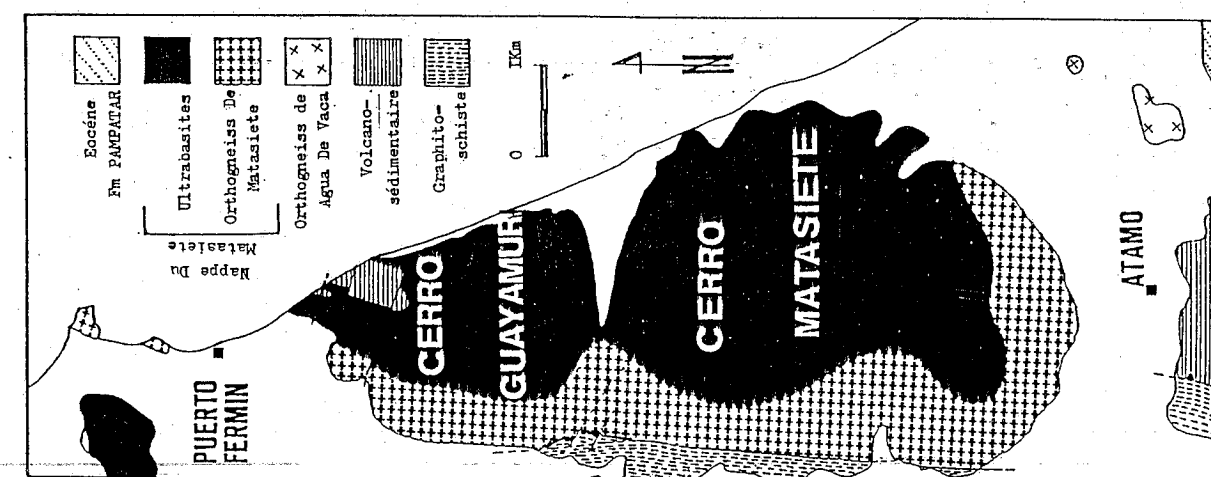


Fig. 134 A - Carte géologique de la nappe du Matasiète-Guayamuri

Fig. 134 A - Mapa geológico de la unidad aloctona del Matasiète-guayamuri

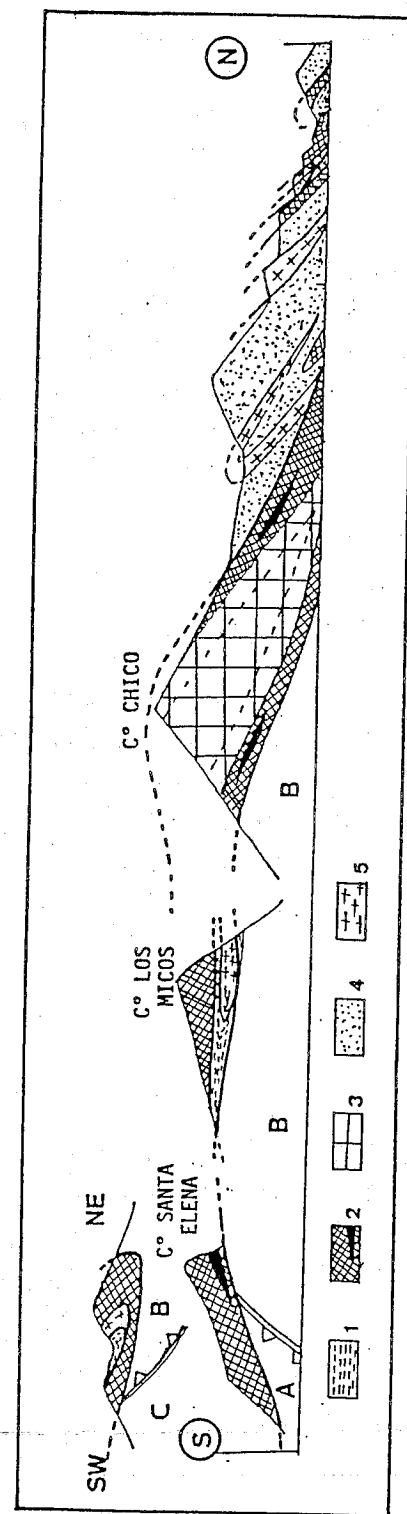


Fig. 135: Coupe schématique de la nappe du Cerro Chico - Pedro Gonzalez composée de nombreuses écailles
Corte esquemático de la unidad aloctona del Cerro Chico - Pedro Gonzalez compuesta de varias escamas

Légende : 1: mélange - 2: serpentinite/péridotites serpentinisées, lentilles d'amphibolite - 3: dunités, clinopyroxéno-lites - 4: séquence basique (amphibolites à grenats à reliques d'omphacite, écolgites à amphibole-5: orthogneiss de guayacan
 A: Ecaille ou nappe de El Salado - B: Ecaille ou nappe de El Salado - B: Ecaille ou nappe de la Rinconada - C: Nappe de Santa Ana.

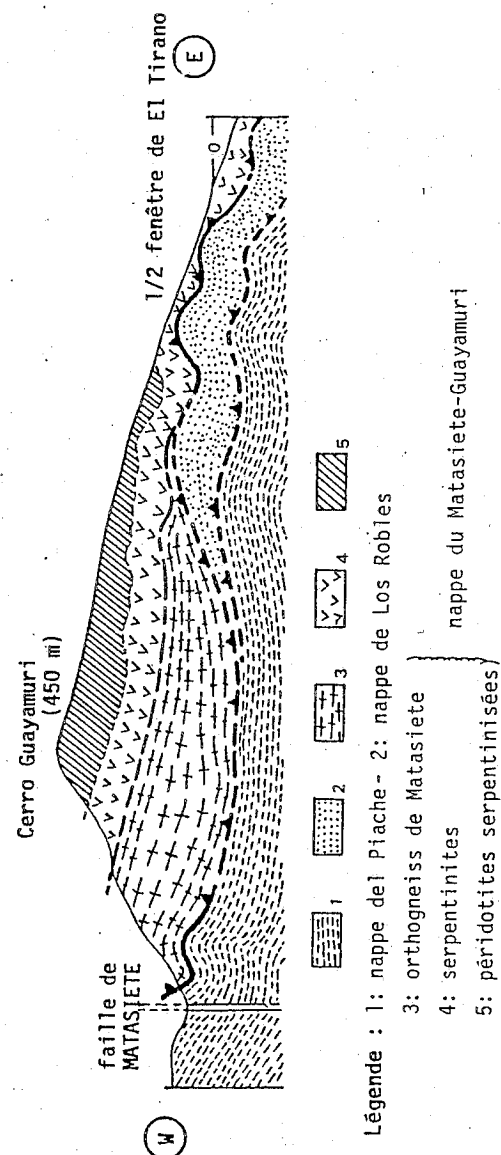


Fig. 135B - Coupe schématique de la nappe du Matasiete-Guayamuri perpendiculaire à la direction de Lineation L_1 , illustrant les effets de la déformation D_{2S_2} .
Corte sintética de la Unidad aloctona del Matasiete-Guayamuri, perpendicular a la dirección de lineation L_1 , ilustrando los efectos de la deformación D_{2S_2} .

Dans ces unités allochtones, les marqueurs de la structuration majeure consistent principalement en une foliation et une linéation d'étirement plus ou moins intensément exprimée selon les matériaux.

III.1.1 - La nappe du Cerro Chico - Pedro Gonzalez

Au sein des faciès amphibolitiques du complexe méta-ophiolitique nous pouvons noter l'existence d'une foliation à amphiboles bleutées (barroisite principalement cf. Partie III) syntectoniques et à micas blancs (paragonite) syn- à tardi-tectoniques par rapport à une plus précoce représentée par des grenats zonés et des reliques d'omphacite plus ou moins déstabilisées à leur périphérie (Fig. 137). Ces anciens minéraux renferment des trainées d'inclusions sub-rectilignes (Fig. 138) signant ici l'existence d'une anisotropie très précoce, antérieure à leur genèse dans le faciès écolgitique (cf. Chapitre I - Conclusion Partie III). Dans les grenats ces inclusions sont localisées à une partie centrale de composition parfois relativement riche en spessartine et ne s'observant plus vers la périphérie à composé grossulaire élevé. Elles montrent systématiquement la même obliquité de l'ordre de 100 à 120°, vis-à-vis de la trace de la foliation. Ce caractère doit témoigner des effets de cisaillement postérieur du grenat, probablement contemporain de la formation du feuilletage à amphiboles bleutées.

Les orthogneiss présentent, pour leur part, une foliation à phengite, amphiboles bleutées et grenats (plus rares). Celle-ci est affectée tardivement par des plans de cisaillement à "beurrage" de chlorite.

Pour l'ensemble des lithofaciès qui composent l'unité du Cerro-Chico - Pedro Gonzalez la linéation d'allongement que souligne la texture linéaire à plano-linéaire des roches est sub-horizontale à parfois pentée jusqu'à 30° dans un azimuth N.40 à N.65°E (Fig. 139).

III.1.2 - La nappe du Matasiete - Guayamuri

Les différents lithofaciès de cette nappe sont affectés par une foliation symmétamorphe réalisée dans un contexte pression-température moins profond que celui de la nappe précédente.

Nous notons, en effet, le développement d'un feuilletage à produit serpentineux dans les ultrabasites et la cristallisation syntectonique du chlorite dans les orthogneiss à texture mylonitique. Ces cristallisations syncinématiques dans le faciès schistes verts épargnent des reliques d'une paragenèse précoce dénotant des conditions P - T plus sévères, représentée notamment par des amphiboles, du type hornblende, épidotisées ainsi que des micas blancs (phengite) (voir Chapitre II, Partie III).

La direction d'allongement présente, à l'échelle de la nappe une direction assez variable entre N.Sud et N.30° à N.40° E (Fig. 140).

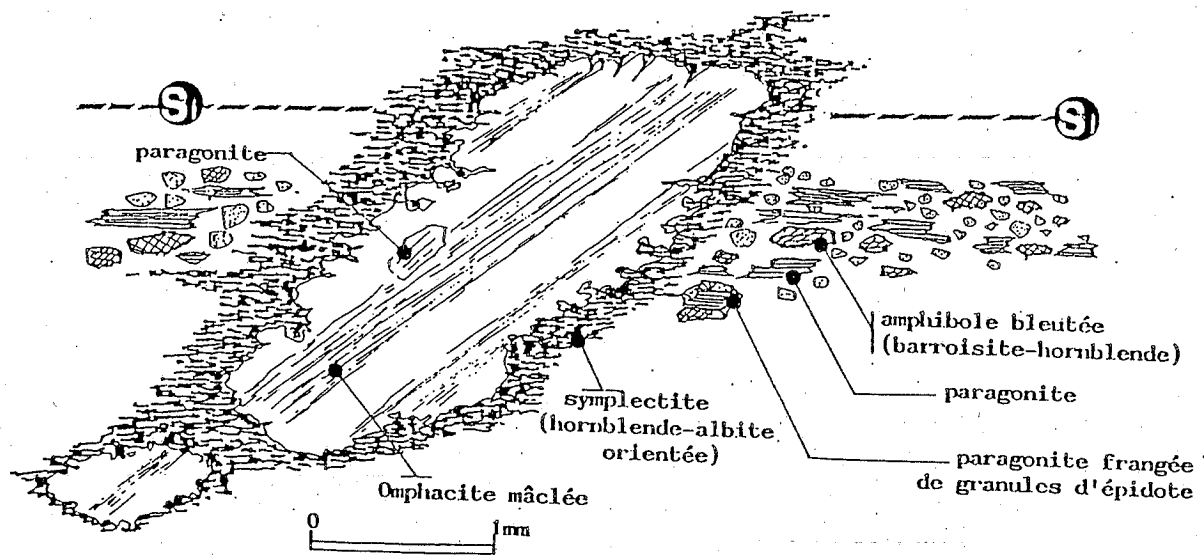


Fig. 137 - Relique d'omphacite, réorientée dans le plan de foliation régional (S₁). Orientation des amas vermiculaires de symplectite dans la direction de S₁.
 Reliquia de onfacita, reorientada en el plano de foliacion regional (S₁).
 Orientacion de las simplectitas en la direccion de S₁.

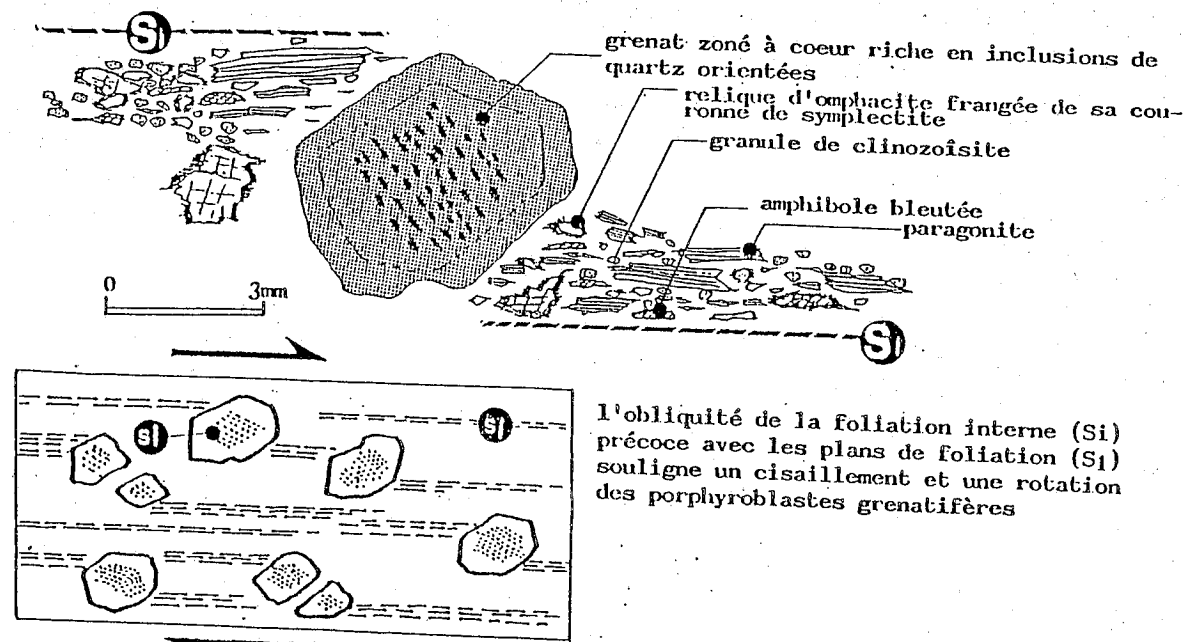


Fig. 138 - Présence d'un plan d'anisotropie précoce dans les grenats
 Presencia de uno plano d'anisotropia precoz dentro los granates

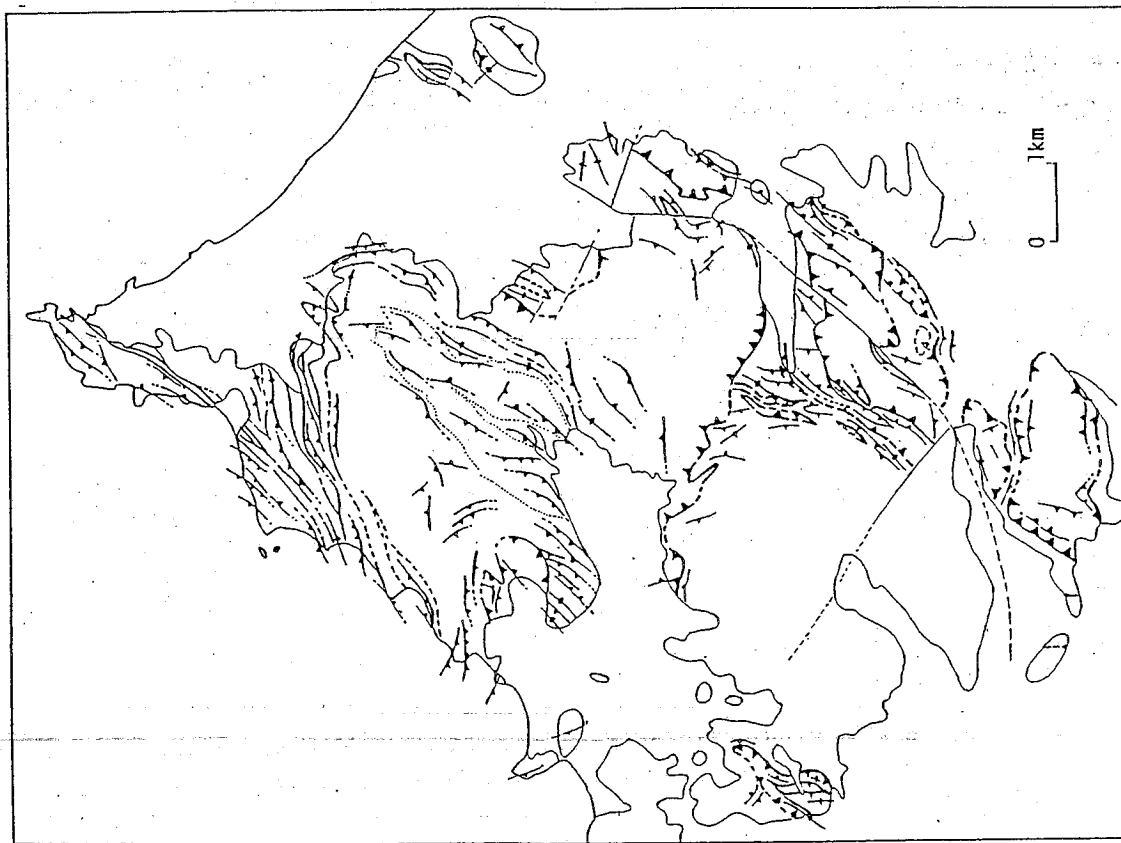
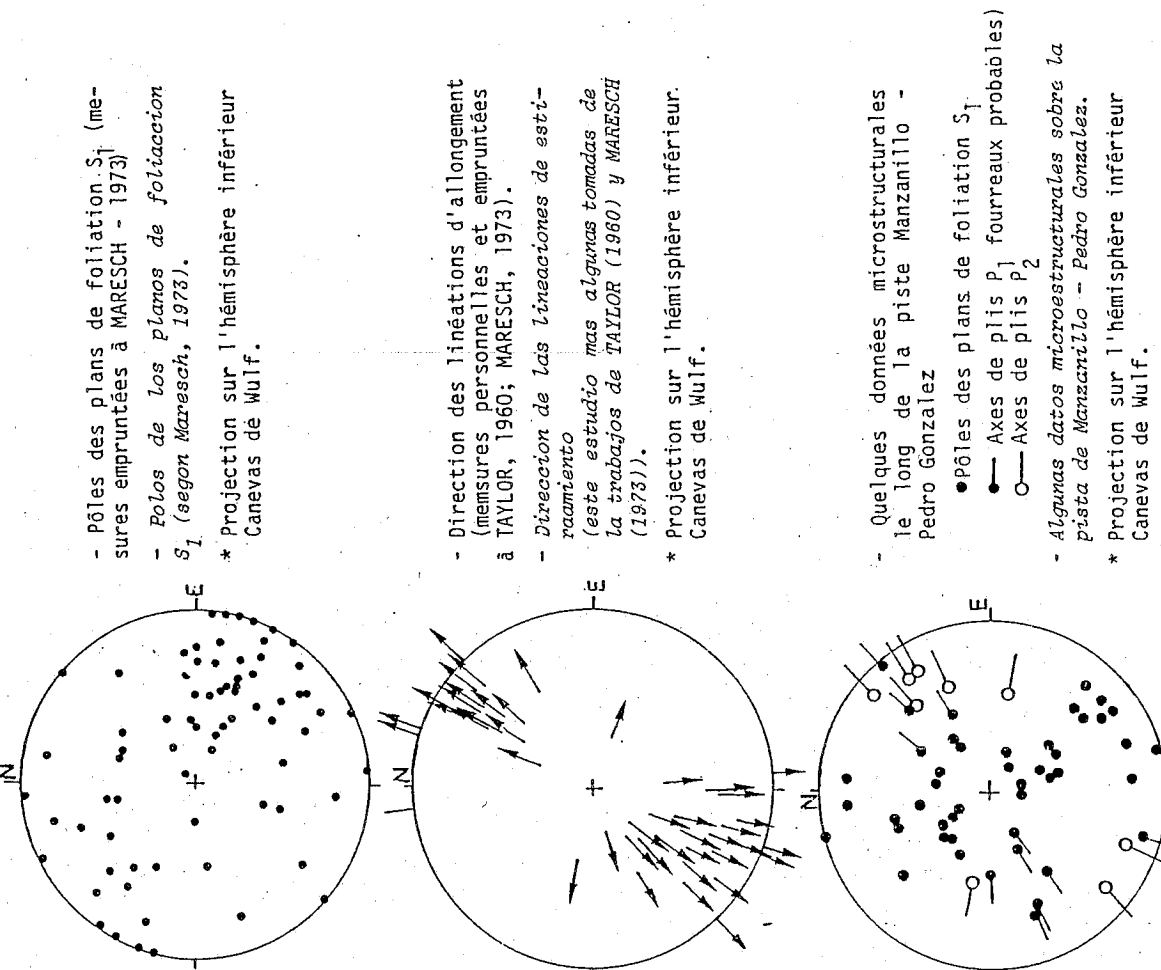


Fig. 139A - Mapa de la direcciones de la foliacion S₁ dentro la unidad aloctona del Cerro-Chico - Pedro Gonzalez

Fig. 139A - Carte des directions de foliation S₁ dans la nappe du Cerro-Chico - Pedro Gonzalez.

Fig. 139B - Quelques mesures structurales prises au niveau de la nappe du Cerro Chico - Pedro Gonzalez
 Algunas medidas estructurales tomadas al nivel de la unidad aloctona del Cerro Chico - Pedro Gonzalez



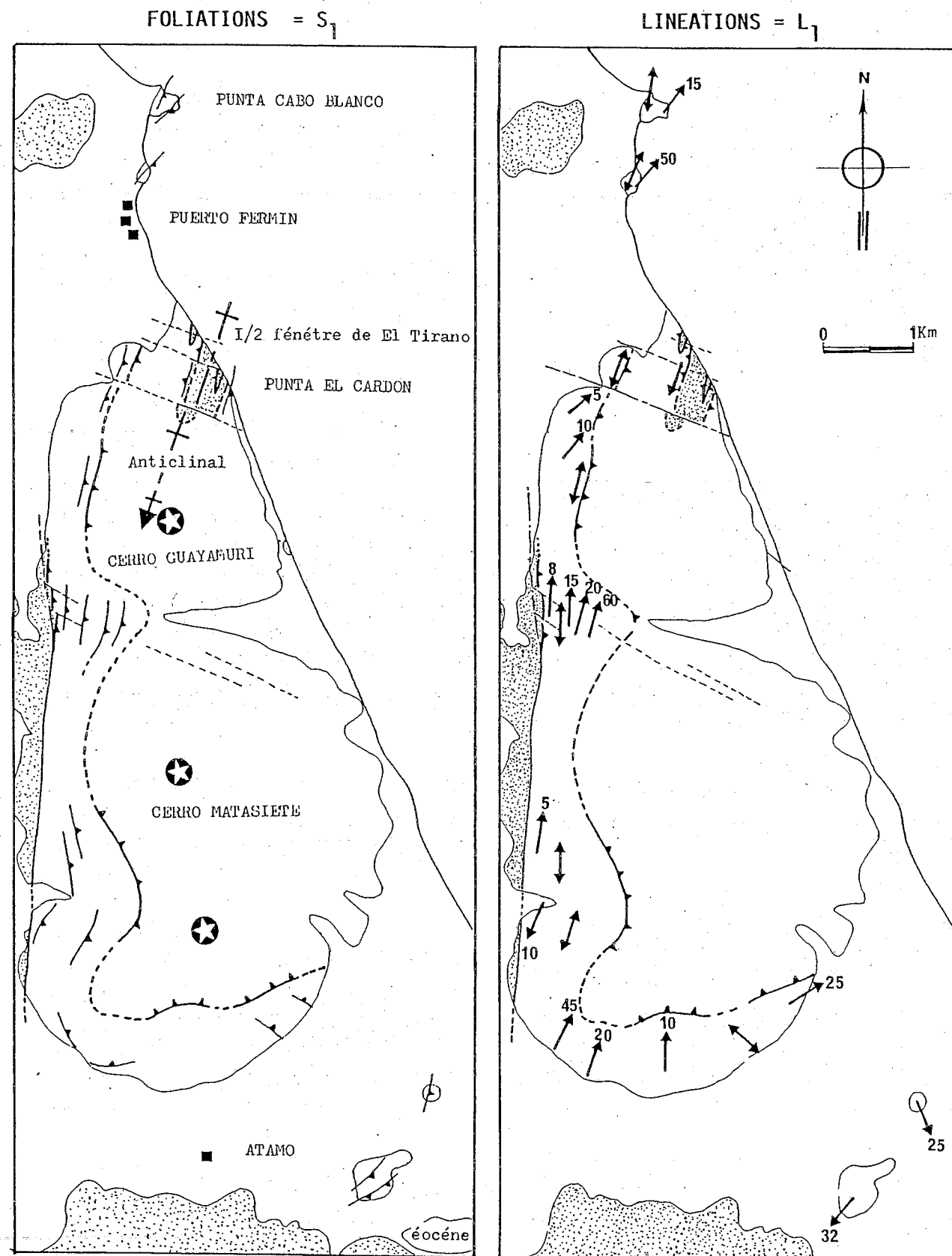


Fig. 140- Carte de foliations (S_1) et linéations (L_1) au niveau de la nappe du Matasiete-Guayamuri. (Synthèse des travaux de Taylor (1960) - Guillet et Cannat (1984) et d'observations personnelles).

Fig. 140- Mapa de foliaciones (S_1) y lineaciones (L_1) al nivel de la unidad aloctona del Matasiete-Guayamuri (síntesis de los trabajos de Taylor (1960) - Guillet y Cannat (1984) y de observaciones personales).

III.1.3 - Régime de déformation

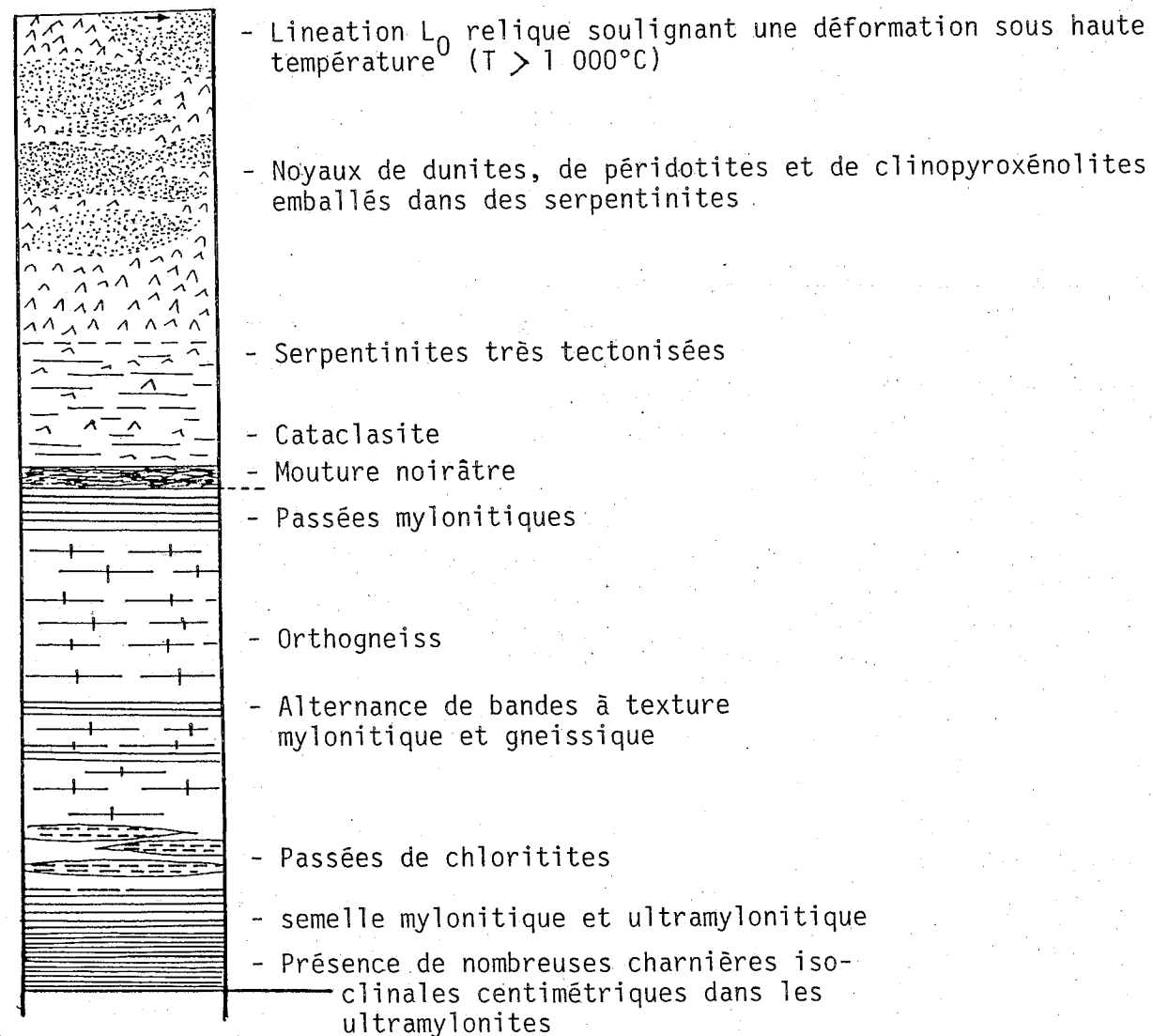
Qu'il s'agisse de la nappe du Cerro Chico - Pedro Gonzalez ou de la nappe du Matasiete - Guayamuri, le caractère dominant de la déformation synmétamorphe consiste en un développement très inhomogène. Cette inhomogénéité se note depuis l'échelle des lames minces jusqu'à celle du terrain. Dans les méta-ophiolites, par exemple, l'examen microscopique permet d'observer que le feuilletage à produits serpentineux et à fibres d'asbeste se moule sur des "poissons" composés d'olivine, de pyroxènes et de spinelle qui témoignent du protolite. Nous devons rapporter à cette déformation inhomogène l'individualisation de boudins en poissons hectométriques de péridotites, de dunites, de clinopyroxénolites plus ou moins transformés et isolés dans des bandes de serpentinite très feuilletée (Massif du Cerro chico).

Au niveau des orthogneiss, cette déformation se traduit par l'alternance de bandes métriques à décimétriques à texture proto-mylonitique, mylonitique et ultramylonitique. Les passées à texture mylonitique se caractérisent par une fabrique de type ($L > S$) (Flinn, 1965). Elles contrastent par là avec les bandes d'ultramylonites à fabrique $S > L$ pour lesquelles l'anisotropie planaire est prépondérante. Ces alternances, qui traduisent une variation rapide et répétée du taux de déformation dans l'espace, sont peut-être favorisées et contrôlées par l'existence d'hétérogénéités ou discontinuités dans le matériel originel soumis à la déformation (taille des grains, filons, enclaves etc...). Pour les ultrabasites de la nappe du Matasiete-Guayamuri c'est à l'échelle du terrain qu'un gradient peut être mis en évidence (Rojas, 1985). On observe ici une intensité croissante de la déformation vers la base du complexe (Fig. 141).

Le régime de déformation peut être précisé par une étude microtectonique détaillée des orthogneiss de Guayacan dans l'unité du Cerro Chico - Pedro Gonzalez. En section XZ (perpendiculaire à S_1 et parallèle à L_1), nous pouvons observer que dans ces matériaux la trame minérale est organisée selon deux plans obliques (Fig. 142). Le débit de la roche correspond à une série de surfaces, espacées de 5 à 8 mm, tantôt matérialisées par des rubans de quartz (de 2 à 5 mm de longueur sur une épaisseur de 300 μ) à sous-joints obliques, tantôt soulignées par des lamelles de chlorite. Ces surfaces semblent surimposées à une anisotropie planaire plus ancienne et beaucoup plus pénétrative et qu'elles recoupent. Il s'agit d'une schistosité cristallophyllienne à phengite, clinozoïsite, albites et rares grenats. Ces derniers minéraux présentent, tout comme les albites, une structure interne déterminée par l'alignement d'inclusions (de quartz dans les grenats, de clinozoïsite dans les albites). Ce dispositif peut être rapporté à des architectures composites de type "C + S" qui sont fréquemment décrites à propos des faciès orthogneissiques et mylonitiques et dont nous rapportons l'élaboration à une déformation non coaxiale par cisaillement progressif (Berthé et al., 1979). Les surfaces de cisaillement ou plans "C" sont ici le siège de cristallisations ou recristallisations orientées de quartz et de chlorite. Les plans de schistosité cristallophyllienne ou plan "S", résultent d'une blastèse syncinématique dans le faciès amphibolite à épidote. La structure de ces orthogneiss peut être interprétée par le fonctionnement d'un cisaillement ductile s'exerçant selon la direction L_1 et du NE vers le SW $5N.200^\circ$) comme l'indique l'obliquité des plans "S" sur les plans "C" (Fig. 142). L'évolution des paramètres P et T dont témoigne l'existence de deux paragenèses syncinématiques souligne finalement le caractère progressif de cette déformation synmétamorphe qui démarre dans les

Fig. 141 - Colonne lithologique de la nappe du Matasiète-Guayamuri (d'après les travaux de Guillet et Cannat (1984) - Rojas (1985) et des observations personnelles)

Columna litologica de la Unidad d'El Matasiète - Guayamuri (según los trabajos de Guillet y Cannat (1984) - Rojas (1985) y de observaciones personales).



Graphito-schistes de la nappe d'El Piache

conditions du faciès amphibolite (plans "S") pour s'achever dans celle du faciès schistes verts (plans "C").

Pour ce qui concerne les orthogneiss de la nappe du Matasiète - Guayamuri l'étude préférentielle des axes C du quartz dans les passées mylonitiques (méthode de teinte sensible in Bouchez 1976) met en évidence une déformation par cisaillement tangentiel en direction de l'azimut $N.195^\circ$ (Fig. 143). Cette cinématique est en accord avec les résultats de Guillet et Cannat (1984) qui ont démontré, pour le même matériel, l'existence d'une structuration associée à un déplacement global vers le Sud.

N.B. - Ces auteurs ont décrit en outre dans les ultrabasites, sur le flanc oriental du Cerro Guayamuri, une linéation d'allongement dont les marqueurs sont significatifs d'une déformation plastique dans le manteau supérieur asténosphérique à une température supérieure à 1000°C . Cette observation les a conduits à envisager l'existence d'un épisode tectonique précoce, antérieur à la structuration la plus évidente réalisée dans le faciès schistes verts.

En conclusion l'ensemble des marqueurs planaires et linéaires étudiés dans les deux nappes souligne le caractère non coaxial et progressif de la déformation symmétamorphe. Celle-ci doit être rapportée à un cisaillement tangentiel s'exerçant dans la direction matérialisée par L_1 , du N.NE vers le S.SW.

III.1.4 - Structures plicatives P_1

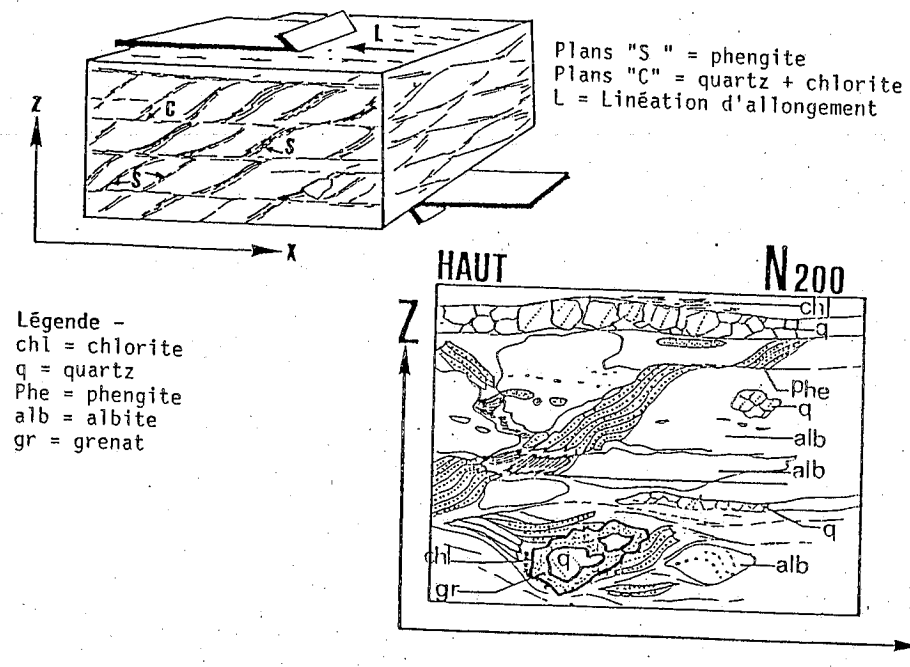
On attribue enfin à cette déformation symmétamorphe régionale le développement de structures plicatives à différentes échelles. Celles-ci ne présentent pas un développement homogène à travers toute la masse mais se localisent au niveau de quelques zones d'épaisseur décimétrique et très finement laminées.

A l'Ouest de la plage de Manzanillo nous pouvons observer des plis isoclinaux métriques reprenant la foliation à amphibole et dont les axes sont parallèles à la linéation d'allongement $N.30$ à $N.50^\circ\text{E}$ (Fig. 144).

Au niveau de Punta de Guime certaines figures soulignées par des lits plus riches en amphiboles, rappellent des structures d'interférence. Elles sont interprétées dans ce travail comme des plis en fourreau élaborés au cours d'un processus de déformation progressive. Les axes mesurés au niveau de ces structures sont encore, le plus souvent, parallèles à la direction d'allongement (L_1), de direction $N.40^\circ\text{E}$ (Fig. 145). Les ultramylonites de la semelle de la nappe du Matasiète - Guayamuri montrent des structures isoclinales centimétriques de directions axiales, elles aussi proches de L_1 , orientées ici à $N.190^\circ$ (Fig. 146).

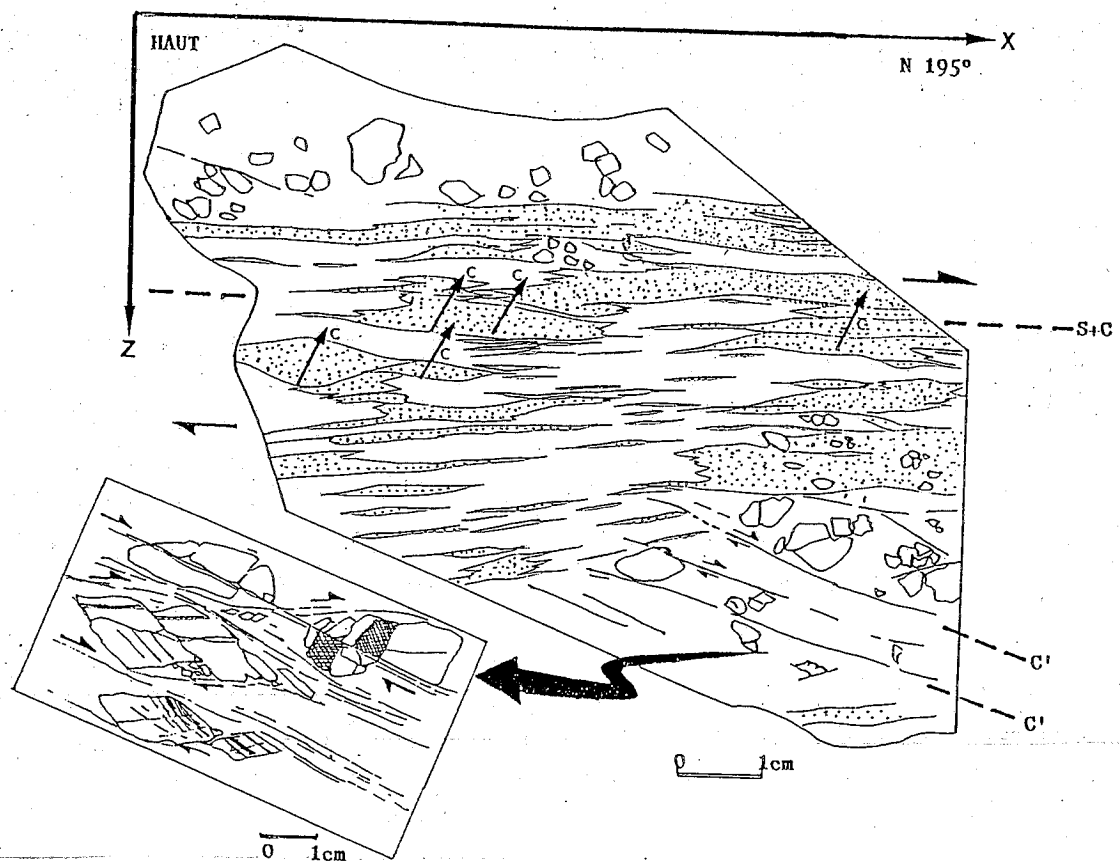
Le développement inhomogène de ces structures, le parallélisme quasi systématique de leurs axes et de la linéation d'allongement ainsi que l'existence de plis en fourreau sont des caractères tout à fait compatibles avec le régime de déformation en cisaillement dont témoignent par ailleurs les microstructures (cf. paragraphe antérieur). Un argument complémentaire concernant la vergence de ce cisaillement régional peut être déduit localement de la dissymétrie des structures plissées. Aussi, au niveau de la demi-fenêtre de El

Fig. 142 - Plans "S" et "C" dans les orthogneiss de Guayacan
Planos "S" y "C" dentro los ortogneiss de Guayacan



Légende -
chl = chlorite
q = quartz
Phe = phengite
alb = albite
gr = grenat

Fig. 143 - Plans de cisaillement dans les orthogneiss mylonitisés du Matasiete -
échantillon et lame MAR 100
Planos de cisallamento dentro los ortogneiss milonitizados del Matasiete
- Muestra et sección fina MAR 100



Légende - Plans C et S confondus - apparition des plans C' - les flèches indiquent l'axe C du quartz dans les passées mylonitiques (méthode de la teinte sensible).

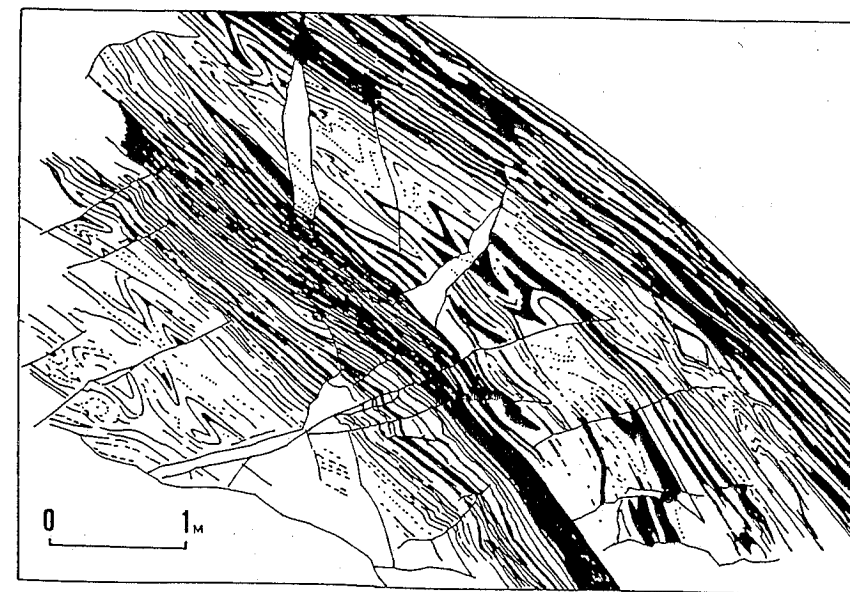


Fig. 144 - Plis isoclinaux d'axe 60 → 240° zone de Manzanillo. Présence probable de plis en fourreau, schéma et photographie. Voir commentaire le texte

Pliegues isoclinales de eje 60 → 240 - zona de Manzanillo - presencia probable de pliegues en dedo - esquema y fotografia, ver comentario el texto

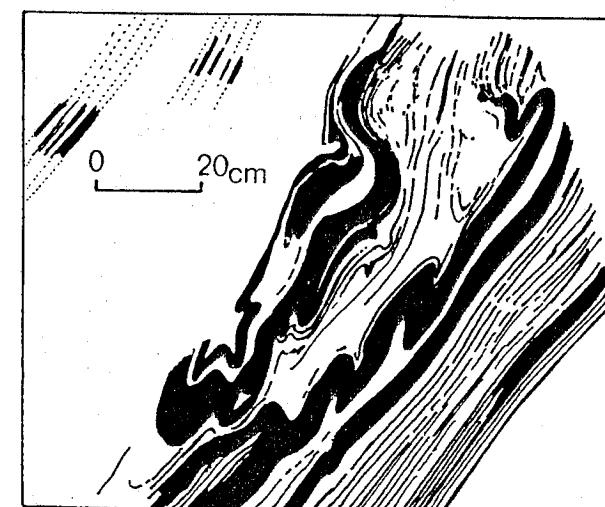


Fig. 145 - plis en fourreau, d'axe 40 → 35°E, dans la zone de Punta de Guine (schéma et photographie)
Fig. 145 - Pliege en "dedo", de eje 40 → 35°E dentro la zona de Punta de Guime (esquema y fotografia)



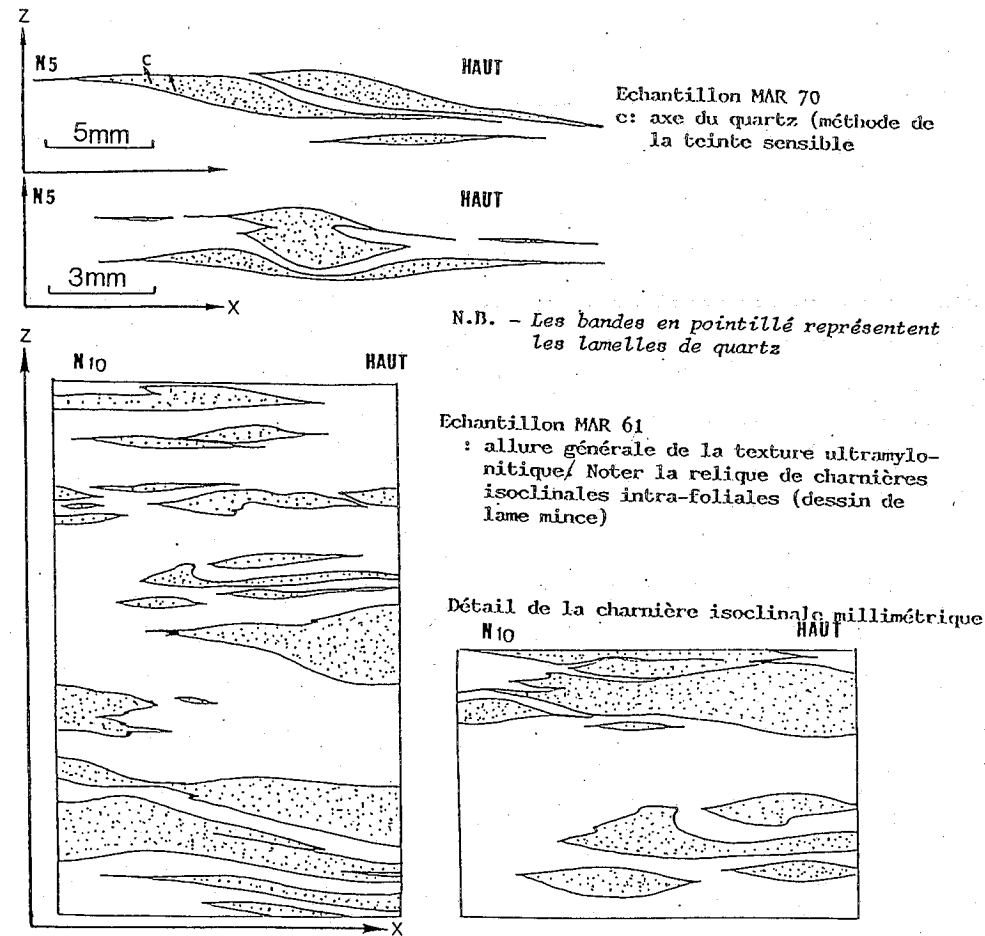


Fig. 146 A - Présence de structures centimétriques et millimétriques plicatives isoclinales dans les ultramylonites du massif du Matasiète - Nappe du Matasiète - Guayamuri.

Presencia de estructuras centimétricas y milimétricas de pliegues isoclinales dentro las ultramylonites del masivo del Matasiète - Unidad aloctona del Matasiète - Guayamuri.

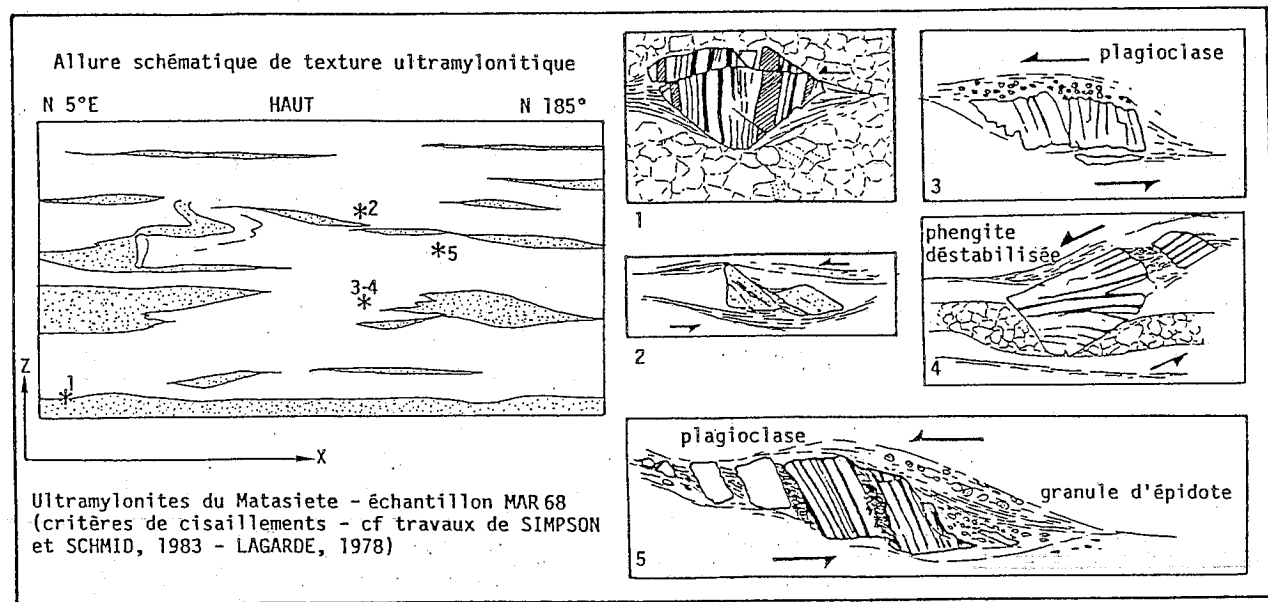


Fig. 146 B - Quelques marqueurs de cisaillement dans les ultramylonites développées au dépens des orthogneiss du Matasiète - Nappe du Matasiète - Guayamuri
Algunos marcadores de cisallamento dentro las ultramylonitas desarrolladas dentro los ortogneis del Matasiète - Unidad aloctona del Matasiète - Guayamuri.

Fig. 147 - Le contact de base de la nappe du Matasiète-Guayamuri au niveau de la demi-fenêtre d'El Tirano
El contacto tectónico de base de la unidad aloctona del Matasiète-Guayamuri al nivel de semi-ventana tectónica d'El Tirano

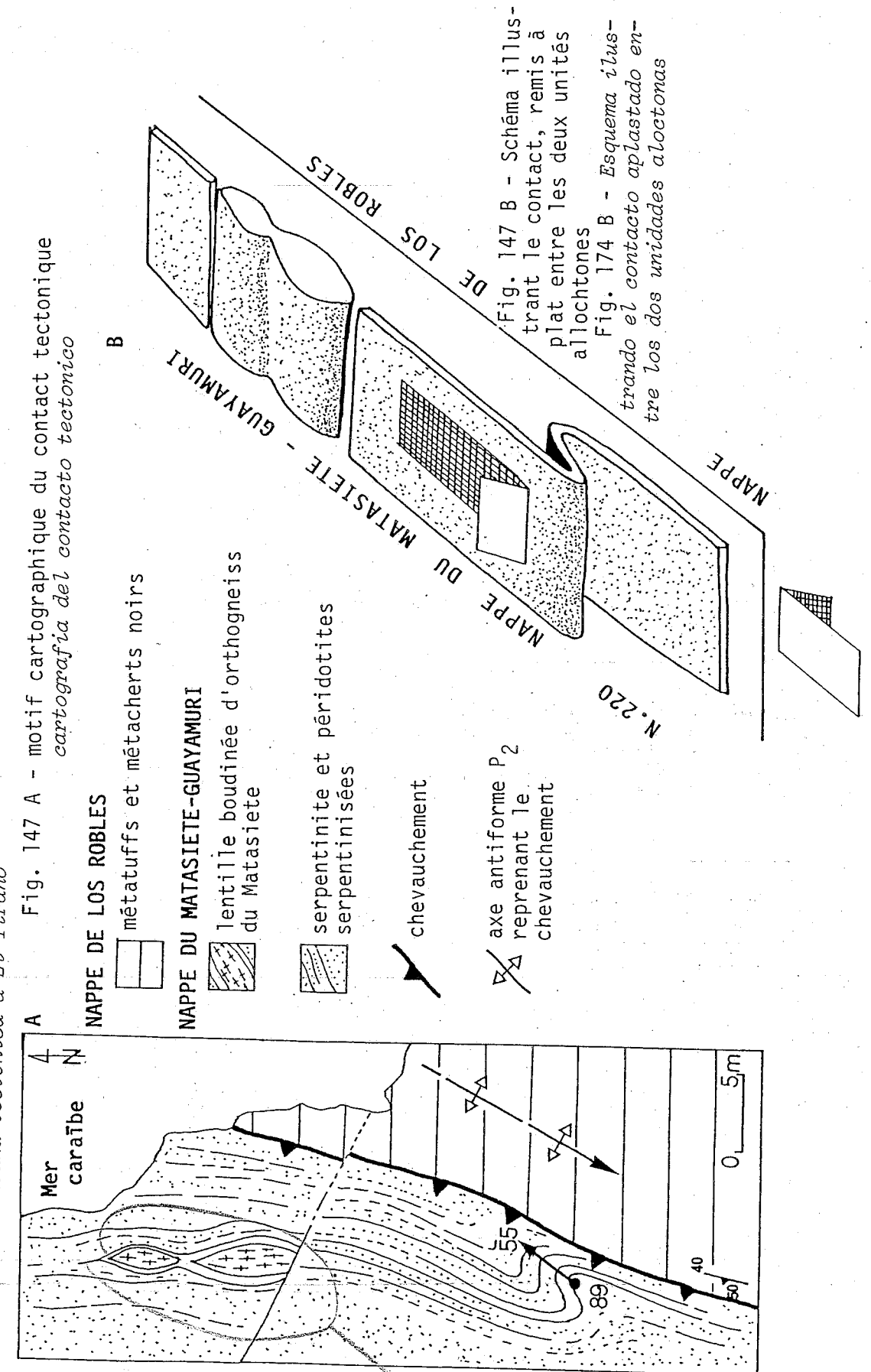
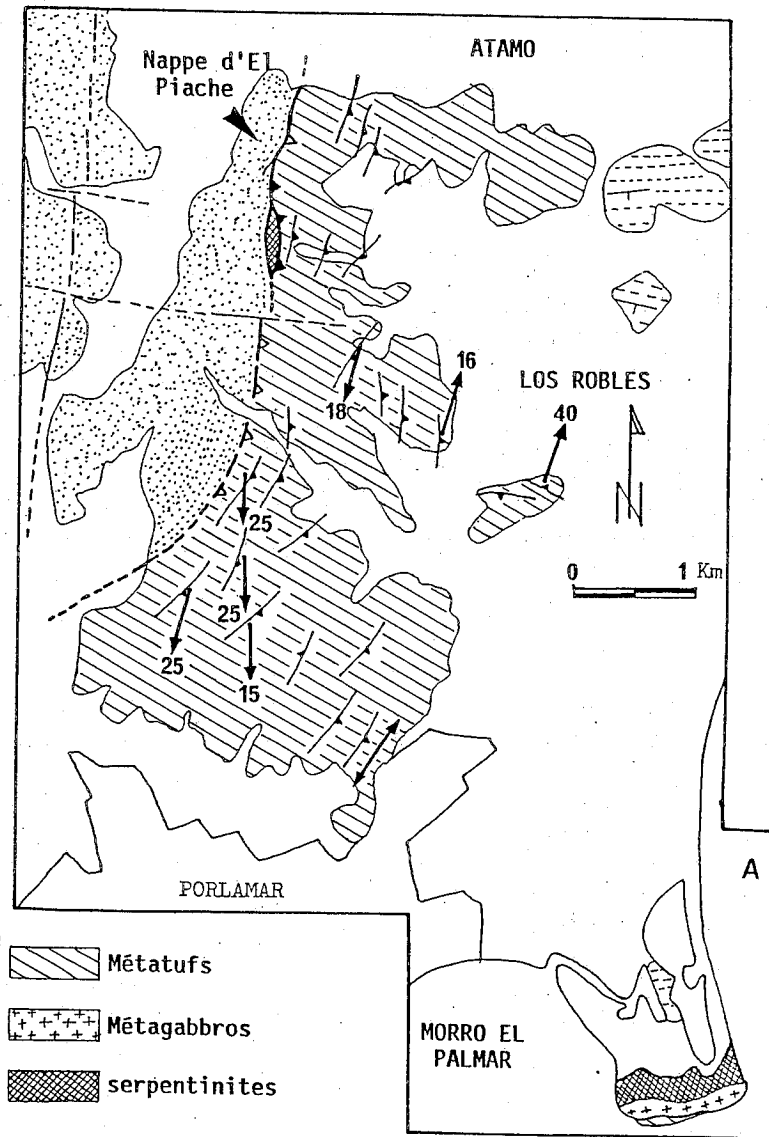
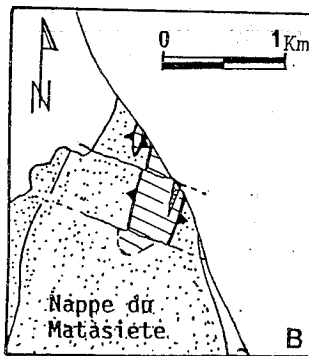
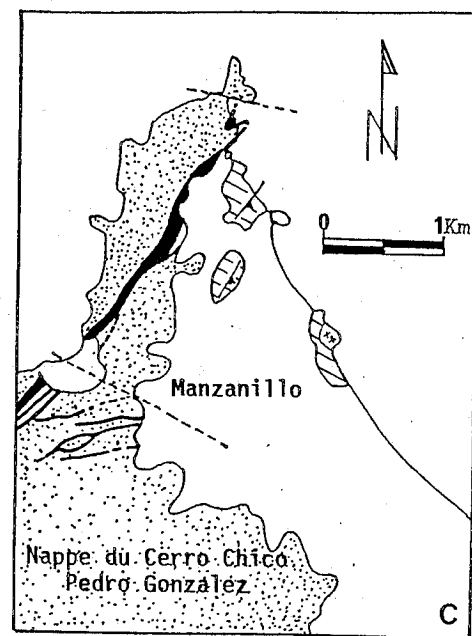


Fig. 149 A - Carte géologique schématique de la nappe de Los Robles
 Mapa geológico esquemático de la unidad aloctona de Los Robles
 A. Secteur de Los Robles - Atamo
 B. Au niveau de la demi-fenêtre de El Tirano
 C. Dans le secteur de Manzanillo

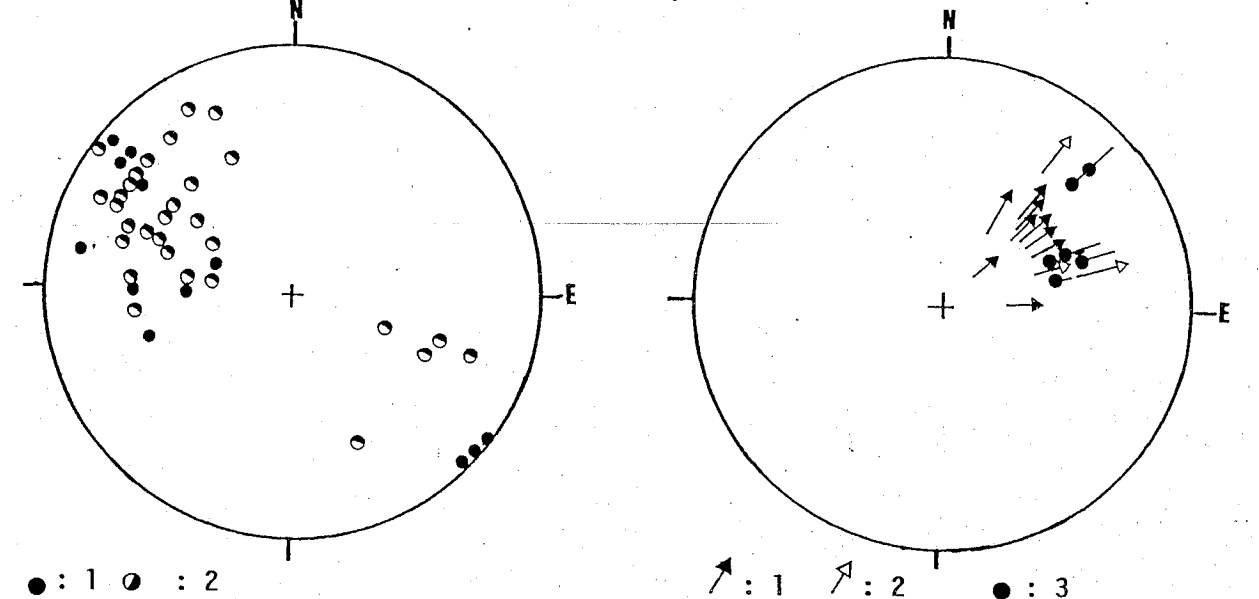


Composition lithologique de la nappe de Los Robles

- Métatufs
- Métagabbros
- serpentinites

A. AU NIVEAU DE MANZANILLO

(ex. Formation Manzanillo)



● : 1 ○ : 2
 Pôles des plans de foliation S_1
 1 = données W. Maresch (1973)
 2 = données cette étude
 (Projection sur hémisphère inférieure - Canevas de Wulf)

↗ : 1 ↘ : 2 ● : 3
 Report des linéations (L_1) et des axes de plis P_1
 1 = données Maresch (1973)
 2 = cette étude
 3 = axe de plis P_1

B. AU NIVEAU DE LOS ROBLES-ATAMO

(Fm. El Cauca du Groupe Los Robles)

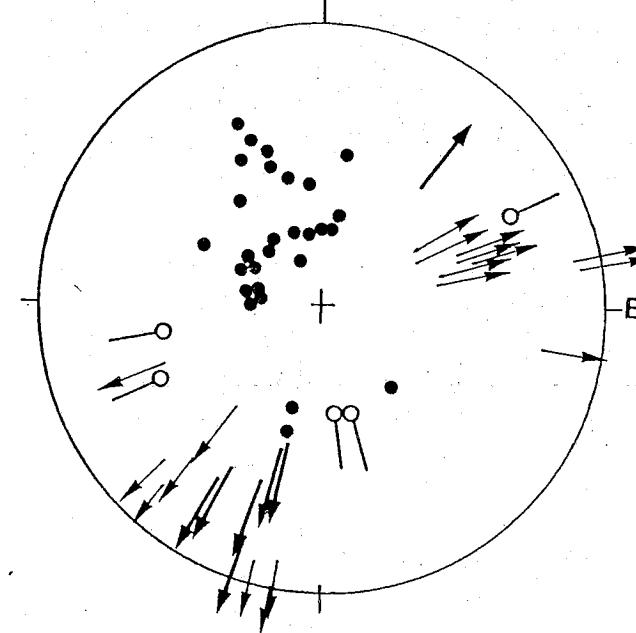


Fig. 149 B - Quelques mesures microstructurales sur la nappe de Los Robles
 A: au niveau de Manzanillo
 B: dans le secteur des villages de Los Robles- Atamo

Fig. 149 B - Algunas medidas microestructurales sobre la unidad aloctona de Los Robles
 A: al nivel de Manzanillo
 B: en el sector de las ciudades de Los Robles y de Atamo

- Linéation d'allongement L_1
- Linéation d'intersection S_1/S_2
- Axes de plis P_1
- Polaires des plans de foliation S_1
 (Projection sur l'hémisphère inférieure - Canevas de Wulf)

Fig. 150 - Carte géologique schématique de la nappe d'El Piache et quelques données microstructurales

Mapa geologico esquematico de la Unidad d'El Piache y algunos datos microestructurales

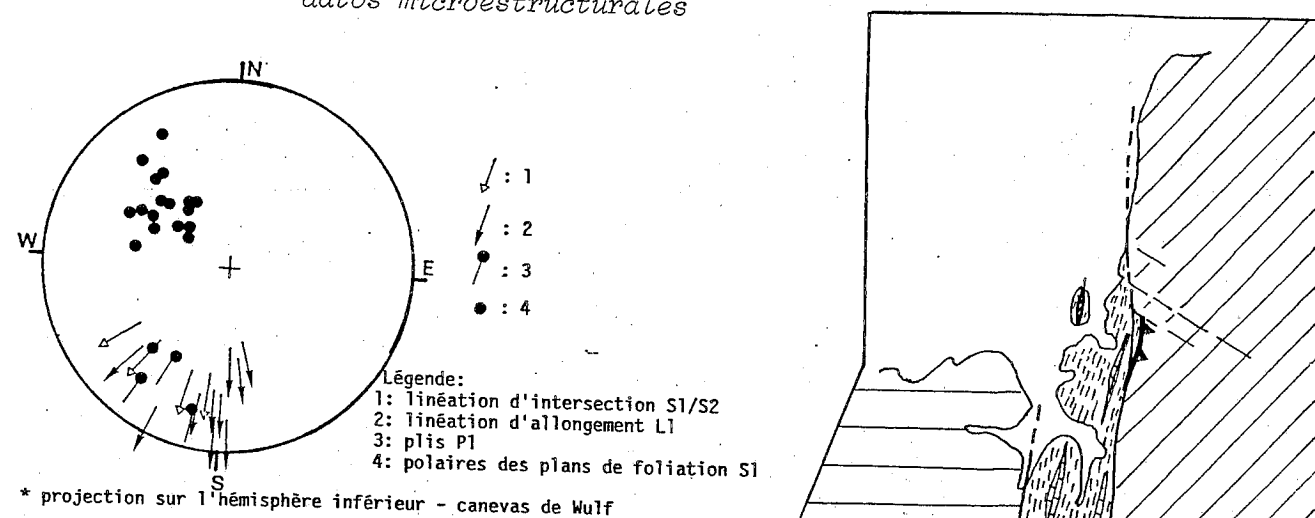


Fig. 150 B - Quelques mesures microstructurales de la nappe d'El Piache
Algunas medidas estructurales sobre la unidad aloctona d'El Piache

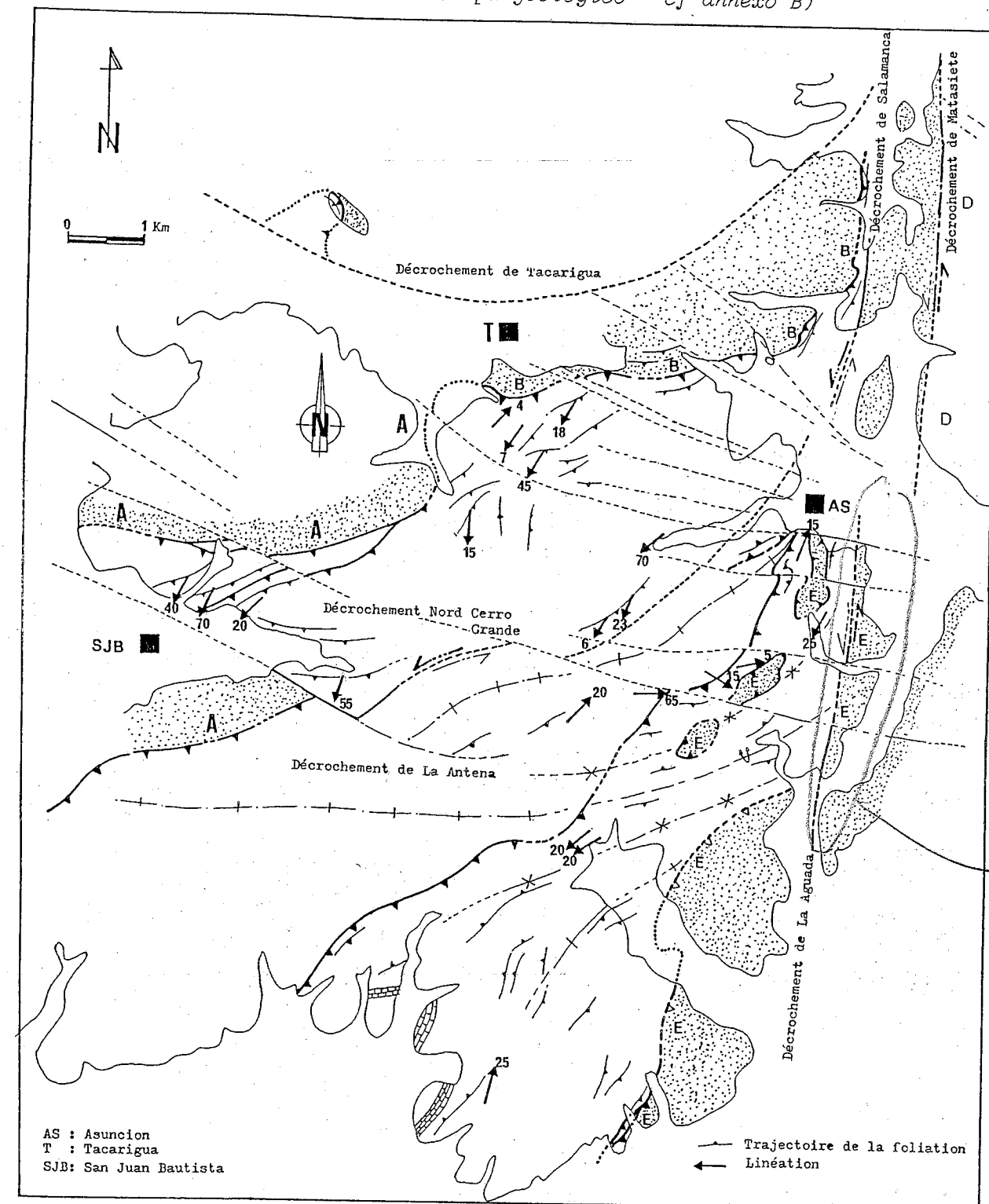
Fig. 150 A - Carte géologique schématique de la nappe d'El Piache

Nappe d'El Piache

- marbres massifs d'El Piache
- graphito-schistes
- serpentinites
- nappe du Matasiète - Guayamuri
- nappe d'El Chorro - La Asuncion
- nappe de Las Robles

Fig. 151 - Carte de direction de foliation et linéation (L_1) de la nappe d'El Chorro - La Asuncion - (carte géologique - cf. annexe B)

Mapa de direccion de foliation y lineacion (L_1) de la Unidad de El Chorro - La Asuncion (Mapa geologico - cf. anexo B)

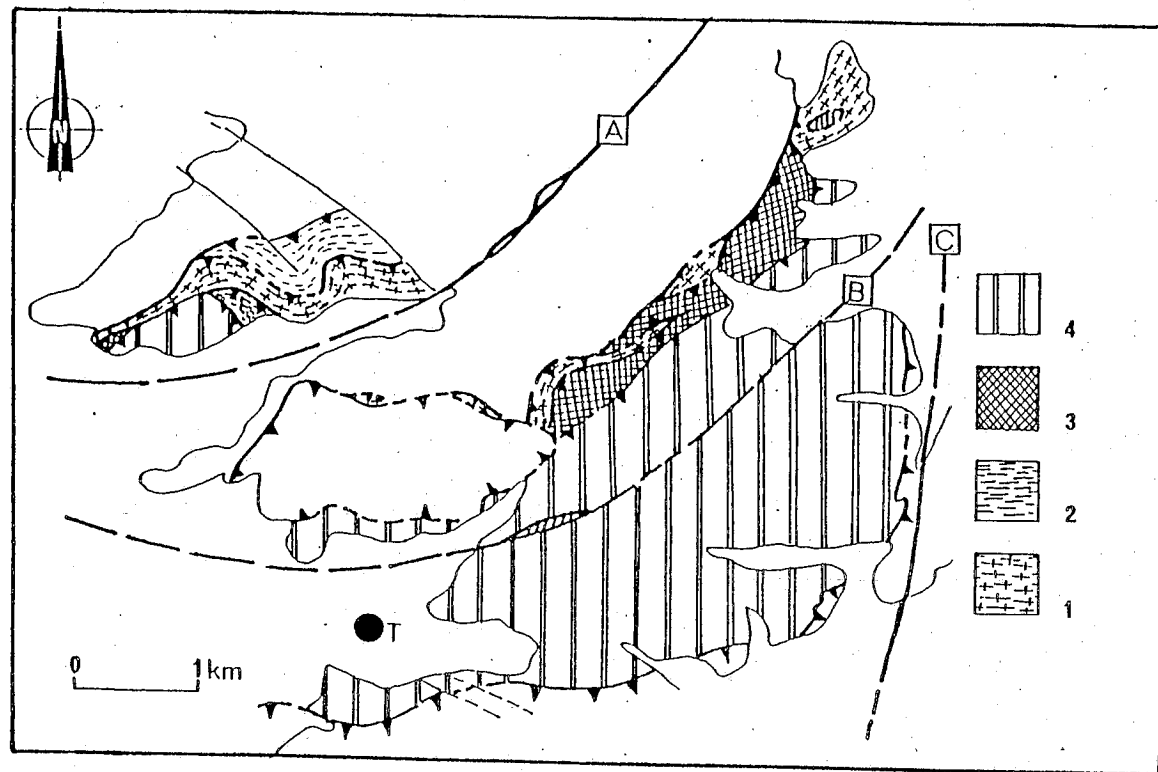


N.B. - Cette carte a été réalisée à l'aide des travaux de Taylor (1960) et sur la base d'observations personnelles

Légende: A: ensemble inférieur (demi-fenêtre de Juan Griego) - B: nappe d'El Salado - E: nappe d'El Piache (cf. Fig. 150) - D: nappe de Matasiète - Guayamuri.

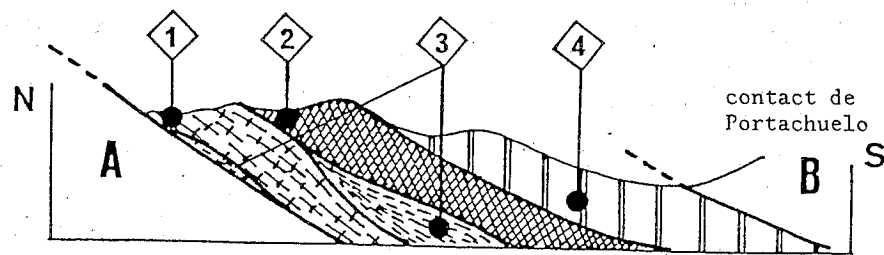
relation
décrochement
Matasiète
et la
autre
Légal

Fig. 152 A - Carte géologique schématique de la nappe del Salado



Légende : 1: orthogneiss de El Salado - 2: Schistes graphiteux - 3: péridotites serpentinisées (serpentinites) - 4: séquence basique de la méta-ophiolite (métagabbros amphibolites orthoprasinites).

A: Décrochement de Los Micos
B: Décrochement de Tacarigna
C: Décrochement de Salamanca
T: ville de Tacarigua

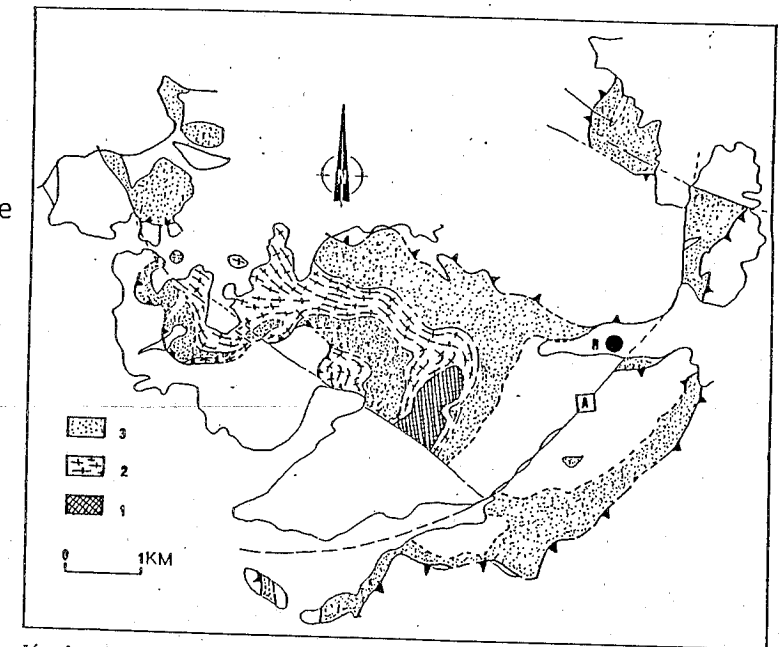
Fig. 152 B - Coupe schématique de la nappe del Salado illustrant l'agencement structural des différents lithofaciès
A : Nappe de la Rinconada : B - Nappe d'El Chorro-La-Asuncion

Légende: 1: orthogneiss de El Salado - 2: péridotites serpentinisées - 3: schistes graphiteux - 4: séquence basique de la méta-ophiolite-ortho-prasinite)

Fig. 152 - Carte géologique et coupe schématiques de la nappe d'El Salado (inspirée des travaux de Maresch, 1973).

Mapa geologico y corte esquematicos de la unidad aloctona del Salado (con trabajo de base el estudio de cartografia de Maresch, 1973).

Fig. 153A.I.- Carte géologique schématique de la nappe de la Rinconada - (d'après les travaux de Maresch, 1973, modifiés).



Légende : 1: péridotites serpentinisées, serpentinite - 2: orthogneiss de Guayacan - 3: séquence basique de la méta-ophiolite de Las Guacharacas (métagabbro, amphibolite).
A: Décrochement de Los Micos. R: le village de La Rinconada.

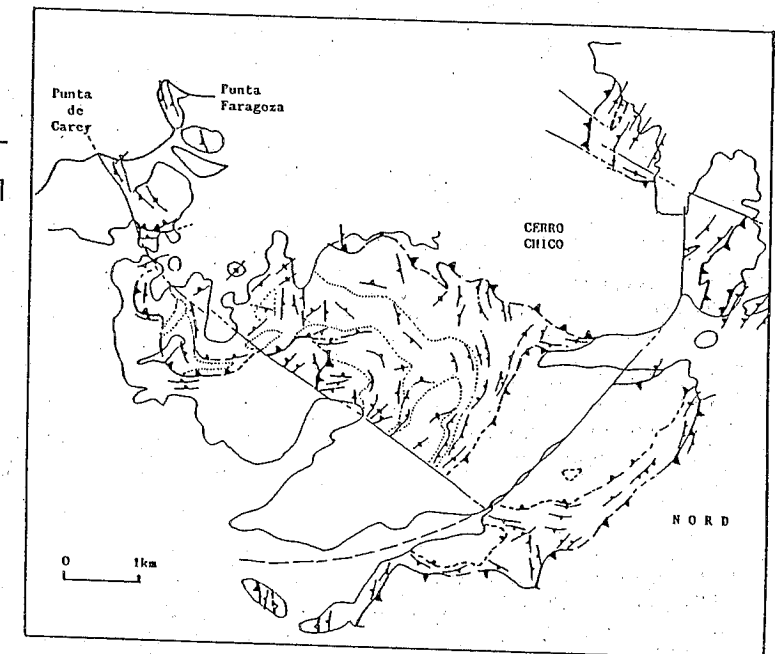
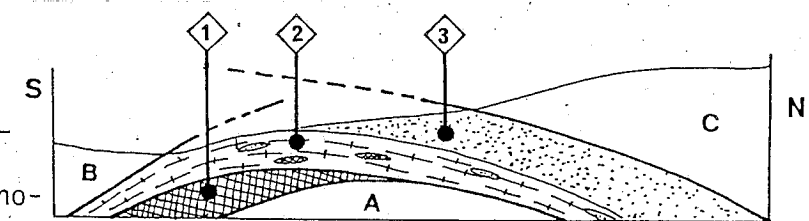
Fig. 153A.II - Carte de direction des plans de foliation S_1 au niveau de la nappe de la Rinconada.

Fig. 153A.III - Coupe schématique soulignant l'organisation structurale des différents lithofaciès de la nappe de la Rinconada

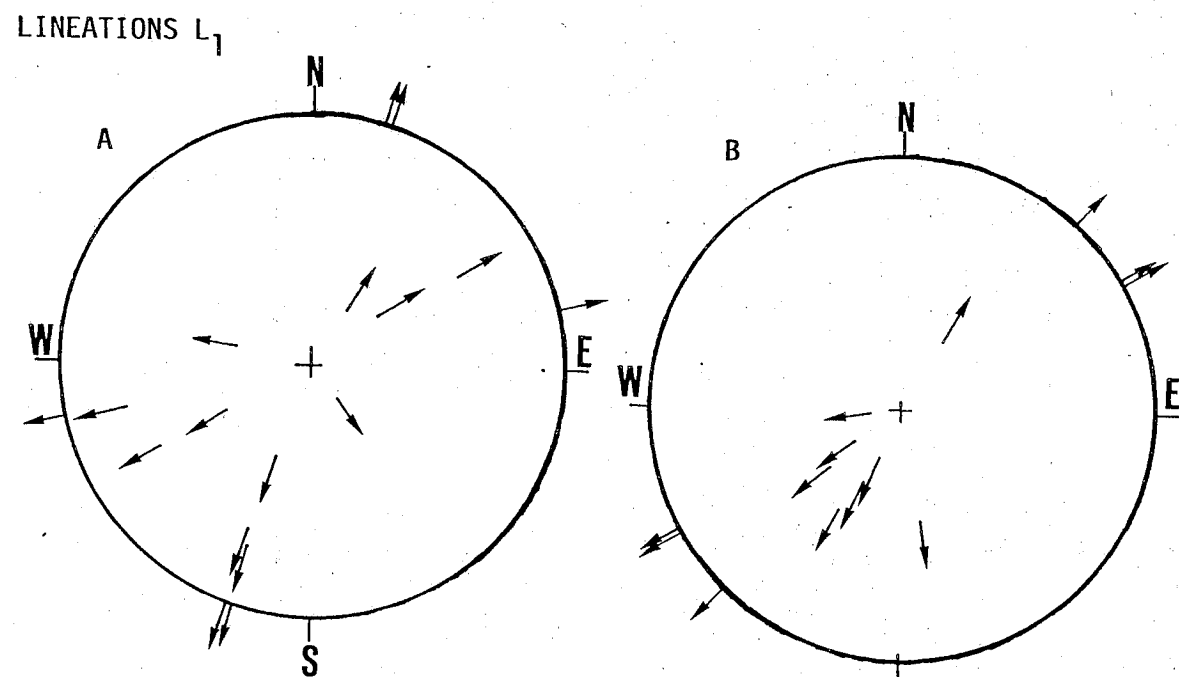
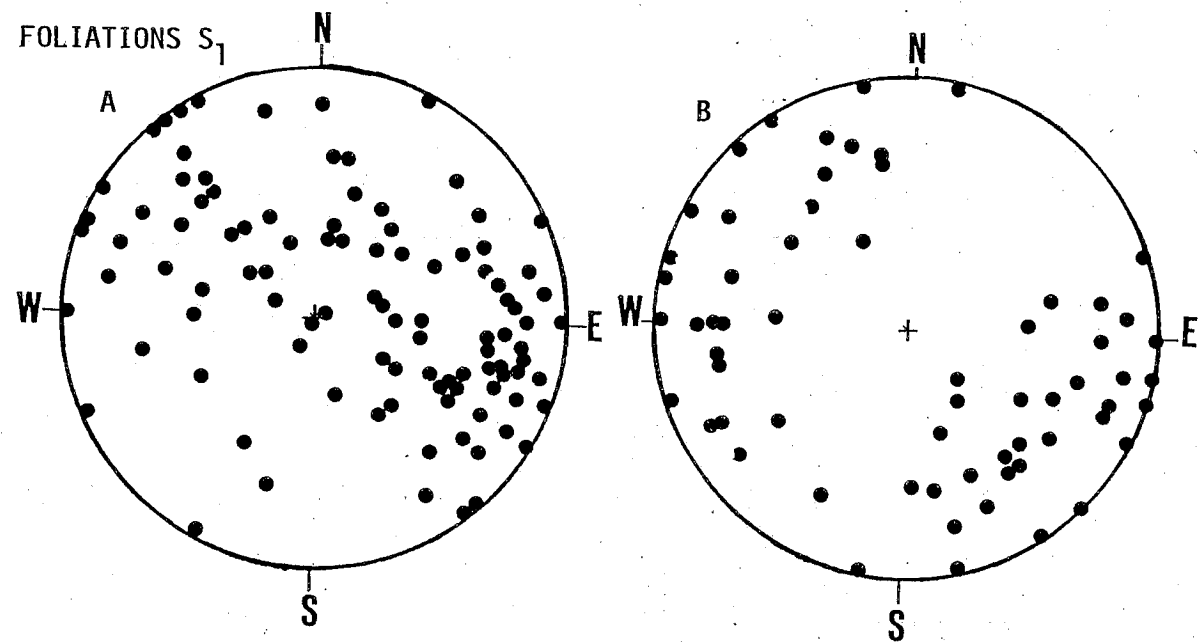


Légende: 1: péridotites serpentinisées-serpentinites - 2: orthogneiss de Guayacan avec des enclaves de serpentinites et de la séquence basique de la méta-ophiolite - 3: Séquence basique de la méta-ophiolite (métagabbro-amphibolite).

A : Nappe de Santa Ana - B: Nappe de El Salado - C: Ecaille du Cerro Chico (Cerro Las Guacharacas) - Pedro Gonzalez.

Fig. 153 A - Carte et coupes schématiques illustrant la nappe de la Rinconada (d'après principalement les travaux de cartographie de MARESCH (1973)

Mapa y corte esquematicos ilustrando la unidad aloctona de la Rinconada (tomados principalmente de los trabajos de cartografia de MARESCH (1973)).

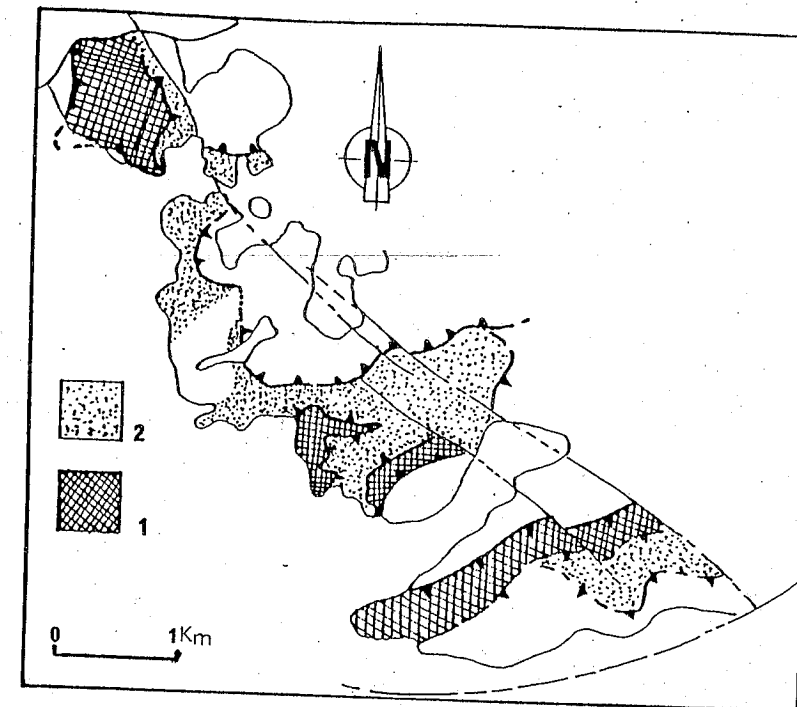


A : mesures effectuées sur les séquences méta-ophiolitiques
 B : mesures réalisées sur l'orthogneiss de Guayacan
 * : projection sur l'hémisphère inférieur - Canevas de Wulf.

Fig. 153 B - Quelques mesures structurales sur la nappe de la Rinconada (mesures personnelles et empruntées à MARESCH, 1973).

Algunas medidas estructurales sobre la unidad de la Rinconada. (medidas personales mas del trabajo de MARESCH, 1973).

Fig. 154 A- Carte géologique schématique de la nappe de Santa Ana.....



Légende: 1: péridotites serpentinisées et serpentinites
 2: graphito-schistes.

Fig. 154 B- Carte de direction des plans de foliation S_1

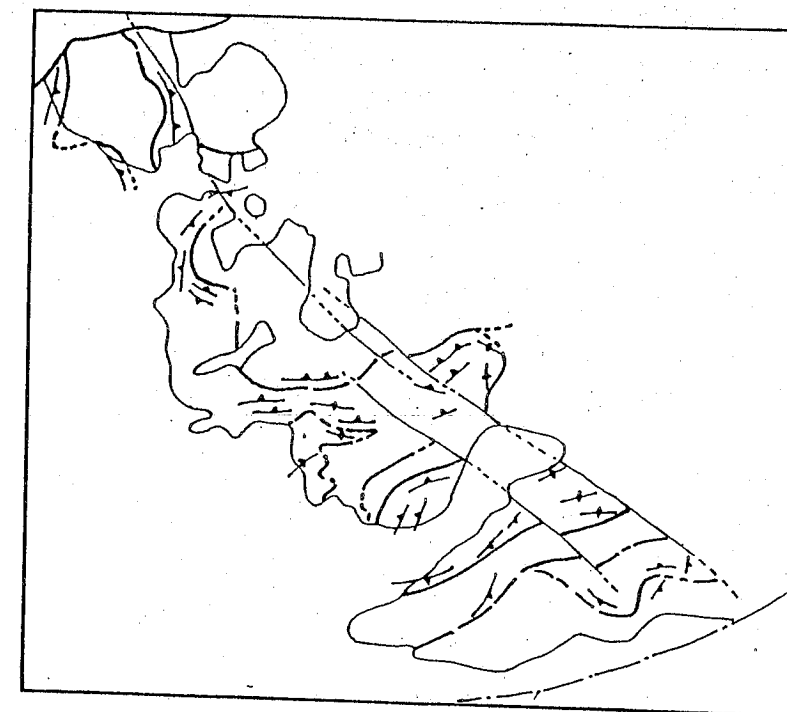


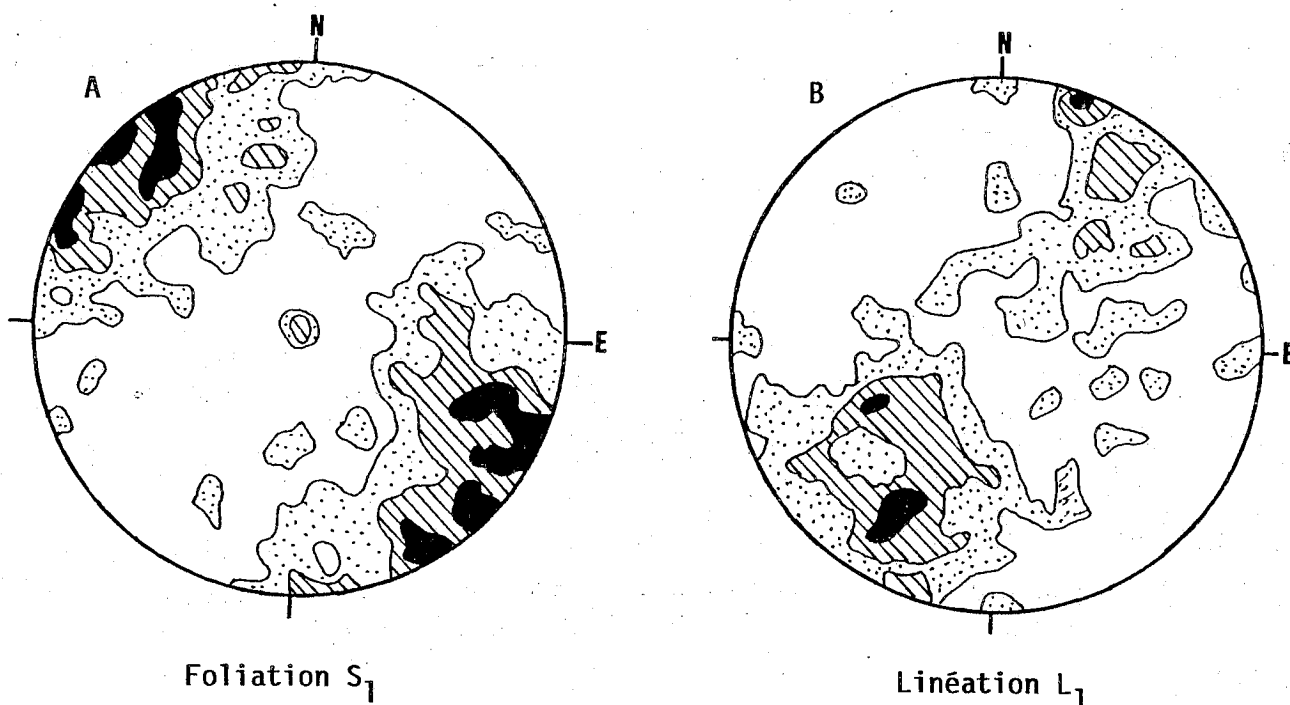
Fig. 154 - Carte géologique schématique et de direction des plans de foliation S_1 de la nappe de Santa Ana (travail cartographique de base utilisé de Maresch, 1973).

Fig. 154 - Mapa geologico esquematico y de direcciones de los planos de foliaciones (S_1) de la unidad aloctona de Santa Ana. (trabajo cartografico de base utilizado, de Maresch, 1973).

Fig. 155 - Diagrammes microstructuraux illustrant la répartition des pôles de foliation (S_1) et des linéations (L_1) au niveau des parties septentrionales et centrale de Paraguachoa (selon Maresch, 1973, p. 59).

Diagramas microestructurales ilustrando la repartición de los polos de la foliación (S_1) y de las lineaciones (L_1) al nivel de las partes septentrional et central de Paraguachoa (segun Maresch, 1973, p. 59).

N.B. - Les linéations reportées par Maresch (1973) sont ici interprétées comme des linéations d'étirement.



Les courbes dessinent successivement des zones de plus importante densité, des mesures réalisées par Maresch (*op. cit*) dans ce secteur.

* pour les pôles de foliations : noir > 3 %; en hachuré > 2 %; en pointillé > 1 % (total: 867 mesures).

* pour les pôles de linéations : en noir = > 5 %; en hachuré > 3 %; en pointillé > 1 % (total 225 mesures).

III.2.2 - Les structures plicatives

Nous associons le développement de cette foliation à celui de structures plissées intra-foliales décimétriques à au moins décamétriques dont les axes sont tantôt parallèles à la direction de la linéation d'allongement L_1 , tantôt très oblique (Fig. 156). Cette dispersion axiale est compatible avec l'existence de plis à axes couchés qui présentent parfois, au moins à l'échelle décimétrique, la géométrie de véritables fourreaux (Fig. 157).

III.2.3 - Régime de déformation

Pour certaines de ces nappes inférieures (nappes de Los Robles - d'El Chorro - La Asuncion) le régime de déformation symmétamorphe a pu être défini à partir d'observations microstructurales et d'analyses de l'orientation préférentielle du réseau du quartz.

a) La nappe de Los Robles

Les métasédiments de la couverture des méta-ophiolites de Margarita montrent en section (XZ) (perpendiculaire à S_1 et parallèle à L_1) la surimposition de bandes de cisaillement tapissées de chlorite, à la foliation régionale (S_1) soulignée par des muscovites/séricite et des chlorites (Fig. 158).

L'obliquité de ces surfaces par rapport à (S_1) ainsi que les déplacements dont elles sont le siège, témoignent d'une évolution, au moins tardive, en régime cisailant, parallèle à S_1 , dans la direction de L_1 et de vergence N à NE (N.40°E).

b) La nappe d'El Chorro - La Asuncion

Les mylonites qui jalonnent la base de cette nappe présentent une texture prédominante de type linéo-planaire ($L > S$) et se caractérisent par des rubans de quartz polycristallin de type 4 (classification de Boullier et Bouchez, 1978), pour lesquels l'orientation préférentielle de réseau du quartz a été étudiée. Celle-ci, bien réglée, peut être rapportée à une déformation cisailante vers le N.230°, à laquelle on associe également le développement d'une microstructure planaire, assez fruste, oblique aux rubans (Fig. 159).

En conclusion, les marqueurs microstructuraux sont en faveur d'un régime de déformation non coaxiale par cisaillement progressif ce que laissait déjà présager l'observation d'axes courbes.

Concernant ce cisaillement bien réglé dans la direction L_1 , il convient cependant d'expliquer les déplacements antagonistes tantôt vers le N.50°E, tantôt vers le N.230°E.

microplis de crénelation
dus aux effet de la phase D_2S_2

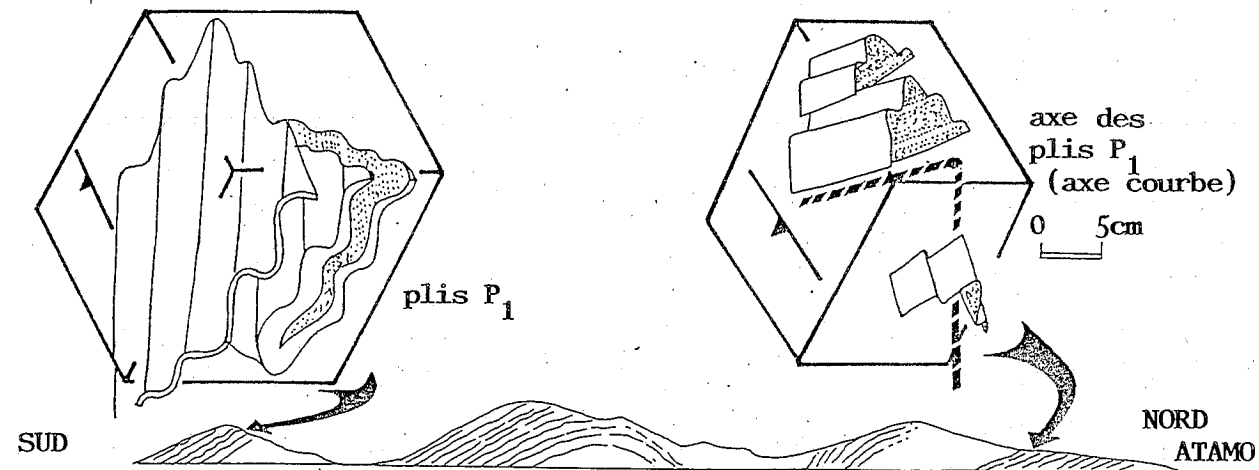


Fig. 156 - tendance de réorientation des plis P_1 dans une direction parallèle à la linéation d'allongement L_1 - Un exemple au niveau de la nappe de Los Robles - secteur d'Atamo

Tendencia a la reorientacion de los pliegues P_1 dentro una direccion paralela a la lineacion de estriamiento L_1 - Uno ejemplo al nivel de la Unidad aloctona de Los Robles - en el sector d'Atamo

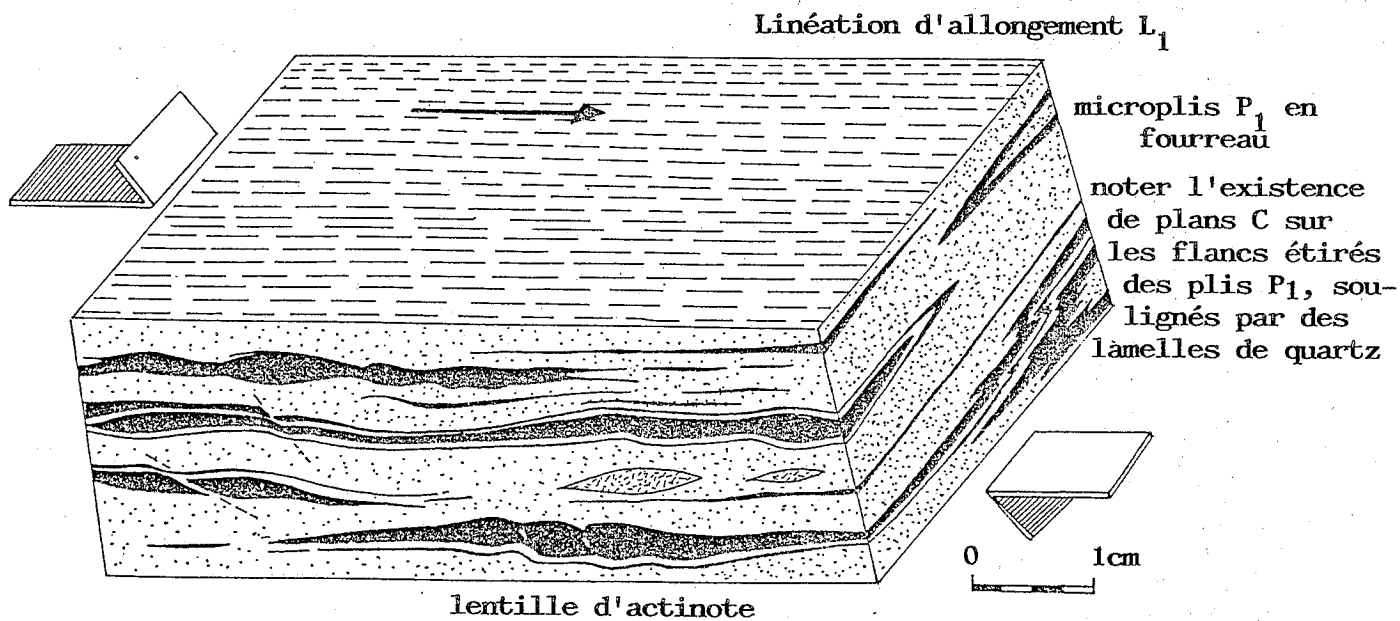


Fig. 157- Présence de plis P_1 , en fourreau, dans les unités inférieures de l'ensemble supérieur allochtone de Paraguachoa. Un exemple : le contact de base de la nappe de Santa Ana - au niveau de Bahia de Plata.

Fig. 157 - Presencia de pliegues P_1 , en dedo, dentro las unidades inferiores de la Unidad mayor superior aloctona de Paraguachoa - uno ejemplo : el contacto de base de la unidad aloctona de Santa Ana al nivel de Bahia de Plata.

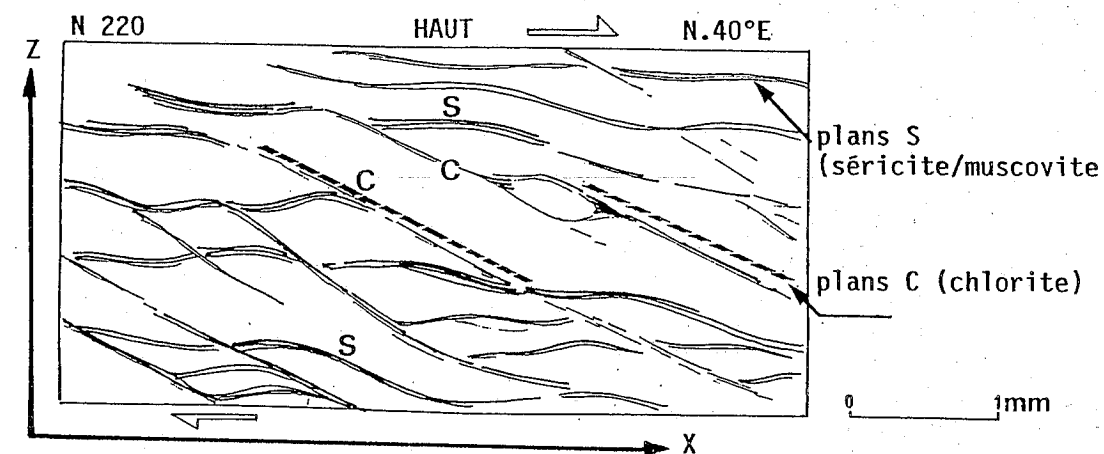
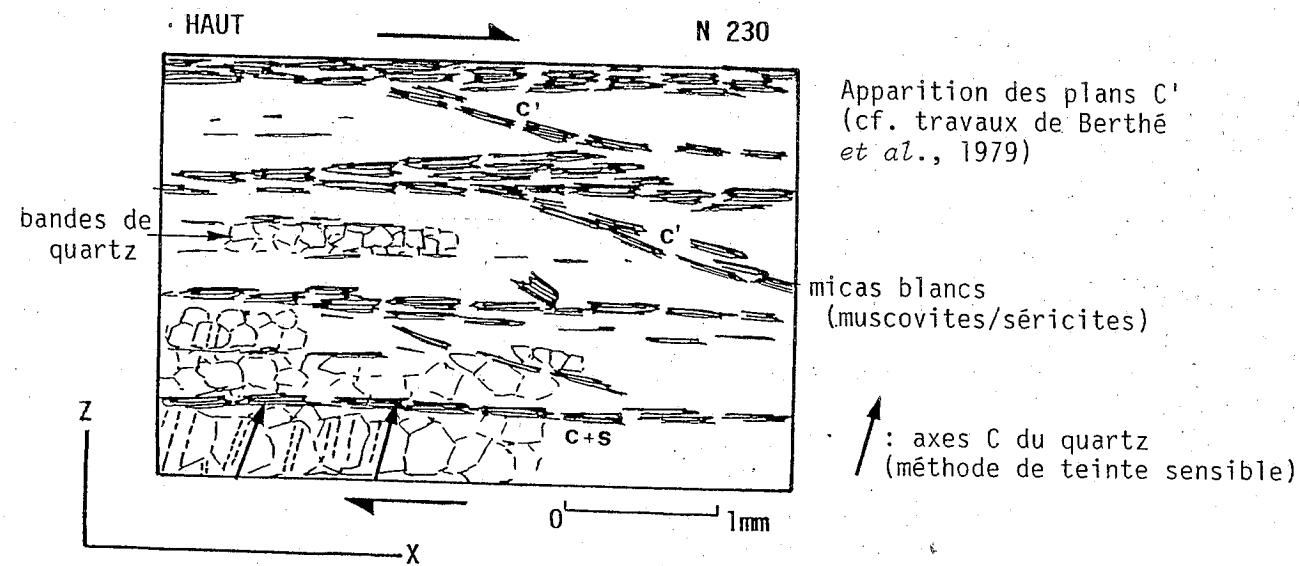


Fig. 158 - Plans de cisaillements dans les métatufs de la nappe de Los Robles - échantillon MAR 17-R

Planos de cizallamientos dentro los metatobas sedimentarias de la Unidad aloctona de Los Robles - muestra MAR 17-R

Fig. 159 - Plans de cisaillement dans les mylonites des orthogneiss du Cerro Boqueron - Nappe d'El Chorro - La Asuncion - échantillon MAR 354

Planos de cizallamiento dentro las milonitas de los ortogneis d'El Cerro Boqueron - Unidad aloctona d'El Chorro - La Asuncion - Muestra MAR 354



Apparition des plans C' (cf. travaux de Berthé et al., 1979)

micas blancs (muscovites/séricites)

↑ : axes C du quartz (méthode de teinte sensible)

III.2.4 - Relations déformations/cristallisations dans les unités inférieures

Compte tenu de l'implication des séquences de paléomarge dans le dispositif en nappes, les relations sont analysées tant pour ce qui concerne le complexe méta-ophiolitique que pour les matériaux du Groupe Juan Griego. (Fig. 160).

dans le complexe méta-ophiolitique		Dans les séquences du Groupe Juan Griego déracinées	
plans "S"			
plans "C"			
GRENAT I	(+ riche en spessartine)		
GRENAT II	(+ riche en grossulaire)		
OMPHACITE			
STAUROTIDE			
BARROISITE			
MICAS BLANCS (phengite-paragonite)			
HORNBLLENDE			
MUSCOVITE			
CLINOZOISITE			
BIOTITE			
ACTINOTE			
EPIDOTE			
ALBITE			
CHLORITE			

Fig. 160 - Tableau schématique illustrant les relations entre la déformation D_1S_1 et le métamorphisme M_1 dans les unités inférieures de l'ensemble supérieur à Paraguachoa

Cuadro esquemático ilustrando las relaciones entre la deformación D_1S_1 y el metamorfismo M_1 dentro las unidades inferiores de la unidad major superior aloctona en Paraguachoa

L'établissement de ces relations déformations/cristallisations conduit aux remarques suivantes :

1. si l'on fait abstraction à propos du Groupe Juan Griego, de l'incertitude concernant la composition des grenats et, par là même, du domaine de stabilité (P-T) de la paragenèse minérale (grenat-staurotide-micas blancs (phengite?)), il apparaît une certaine homogénéité dans l'évolution du métamorphisme pour les deux ensembles;

2. La structuration majeure D_1S_1 se développe ici encore progressivement lors de la course rétrograde du métamorphisme M_1 (cf. Partie III).

B - DEFORMATION TARDIVE D_2S_2

La structure en nappes caractérisant la déformation précoce D_1S_1 est déformée par un système d'antiformes et de synformes, décimétrique à hectométrique, à plan axial, le plus généralement redressé ou localement déversé vers le SE, comme dans le secteur de Pedro Gonzalez.

Les structures (P_2) présentent dans le secteur occidental une orientation moyenne entre N.40 et N.80°E et leurs axes plongent faiblement de 10 à 20° vers le NE.

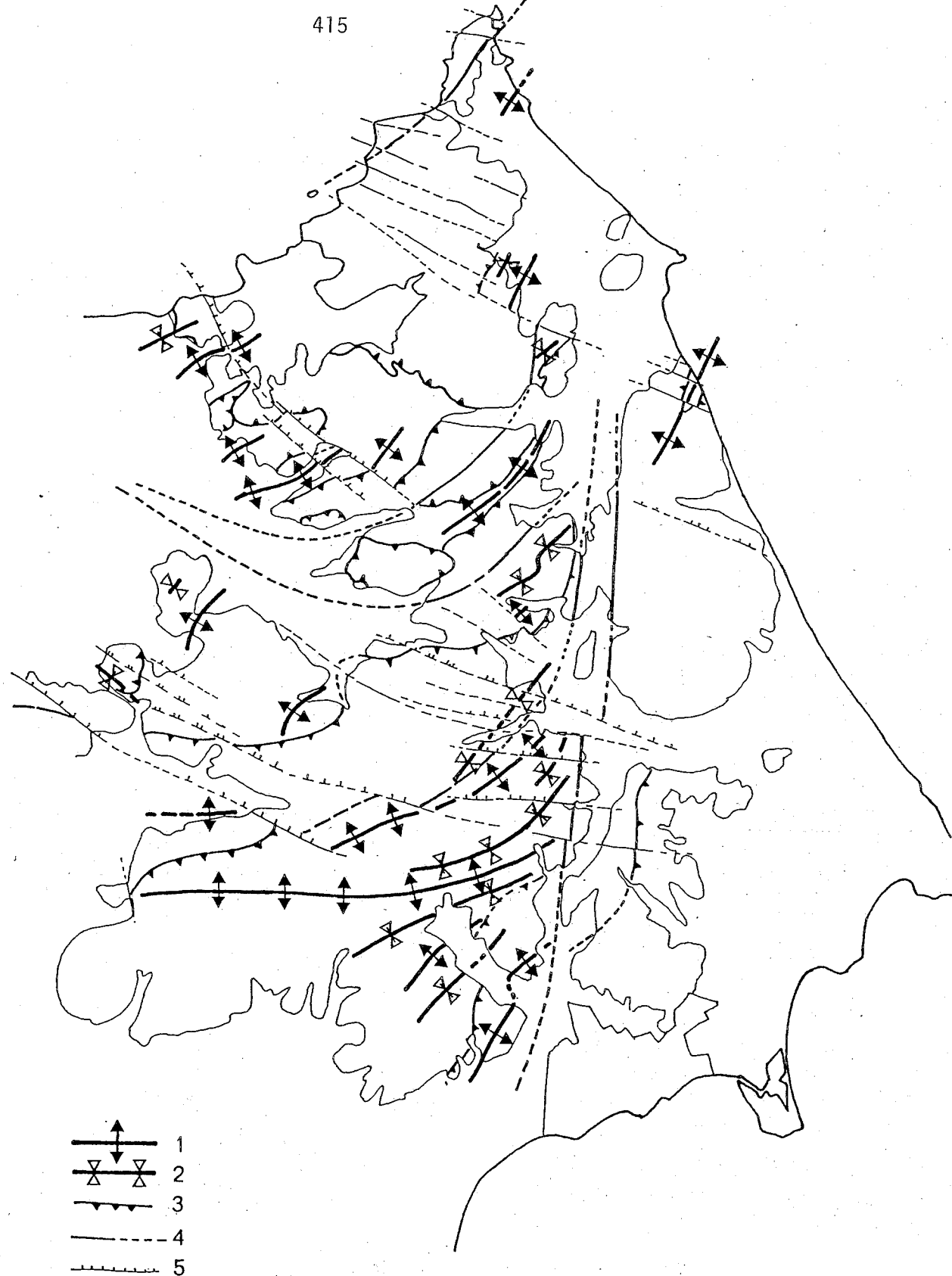
Vers l'Est, en direction des vallées de La Asuncion de la Aguada, nous assistons à une évolution de leur orientation qui passe progressivement à une direction méridienne. Cette organisation des structures P_2 à l'échelle régionale doit témoigner de leur développement en association avec le jeu senestre d'un accident décrochant sur lequel s'aligne le couloir de Matasiete - La Aguada (Fig. 161).

Ces plis sont accompagnés d'un clivage de plan axial, de type pli-fracture dont les surfaces sont le siège de phénomènes de dissolution (Fig. 162). A l'échelle régionale, ce plan de schistosité présente une variation en direction, mais également en pendage et l'on constate notamment que les inclinaisons les plus fortes s'observent à proximité du couloir décrochant de La Asuncion - La Aguada.

La cartographie du domaine étudié fait apparaître que, latéralement vers l'Ouest, la structure sub-méridienne de la Asuncion - La Aguada est relayée par des accidents de direction N.80°E, et particulièrement évidents sur photos aériennes (décrochements Nord Cerro Grande, de Tacarigua, de Los Micos). En l'absence d'arguments de terrain (difficultés d'accès), l'interprétation de leur géométrie reste très hypothétique et doit être rapportée aux structures, d'âge et de directions équivalents, étudiées dans le Nord de ce domaine (zone de Manzanillo) et à Macanao (cf. Paragraphe antérieur).

Il s'agit, à Manzanillo, de plans de cisaillement, à vergence SE, moyennement pentés vers le Nord et matérialisent le plan axial de structures hectométriques plissées à axe horizontal qui déforment S_1 et développent une schistosité S_2 assez fruste (Fig. 163 B). Cette analyse montre que la structuration contemporaine de ces accidents présente une composante majeure en chevauchement vers le S.SE. En progressant vers l'Est le long de cet accident de Manzanillo, l'influence du régime en décrochement est mise en évidence par l'existence de plis à axes verticaux (Fig. 163 A-C).

L'ensemble de ces observations conduit à envisager, pour la structure régionale, un dispositif associant un mouvement en décrochement le long de l'accident majeur de la Asuncion-La Aguada et des mouvements en chevauchement sur les diverticulatons latérales (Fig. 164). Dans ce dispositif le décrochement de La Asuncion - La Aguada aurait la valeur d'une rampe latérale et les accidents de Tacarigua, de Los Micos etc... celle de rampes frontales.

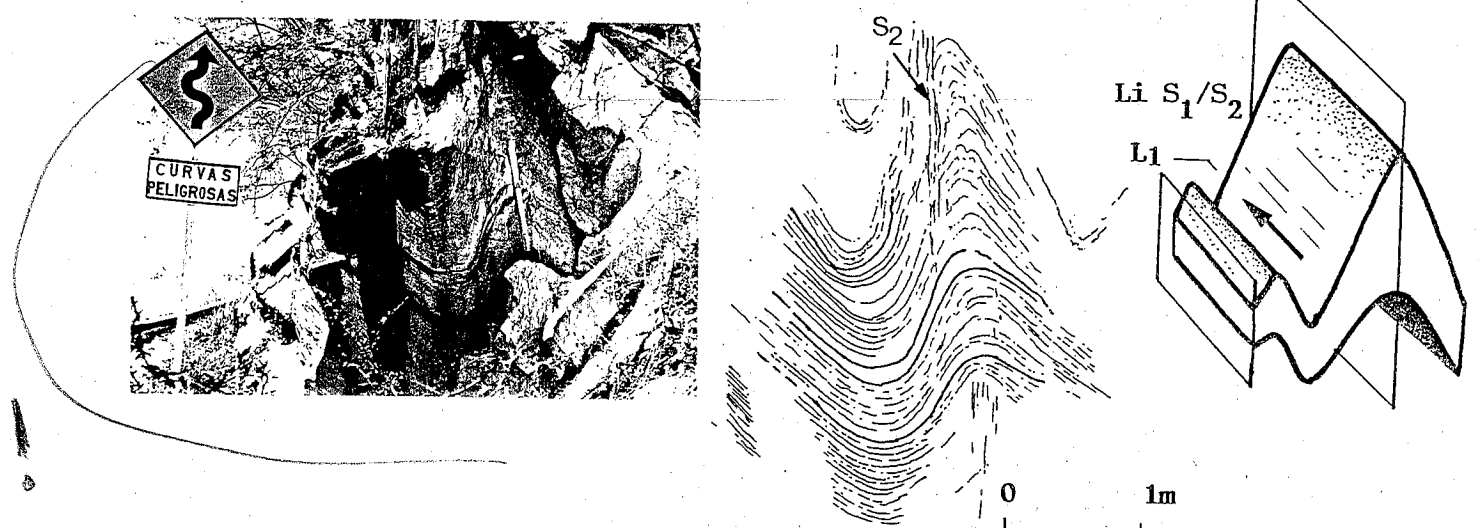


Légende : 1: axe anticlinal - 2: axe synclinal - 3: plans de chevauchements - 4: décrochements curviformes - 5: failles normales à composante décrochante (les barbelures du côté abaissé).

Fig. 161 - Carte schématique illustrant les relations des plis P_2 avec les accidents curviformes de Paraguachoa.
 apa esquemático ilustrando las relaciones de los pliegues P_2 con las fallas de rumbo curvilíneas de Paraguachoa.

A. A l'échelle métrique

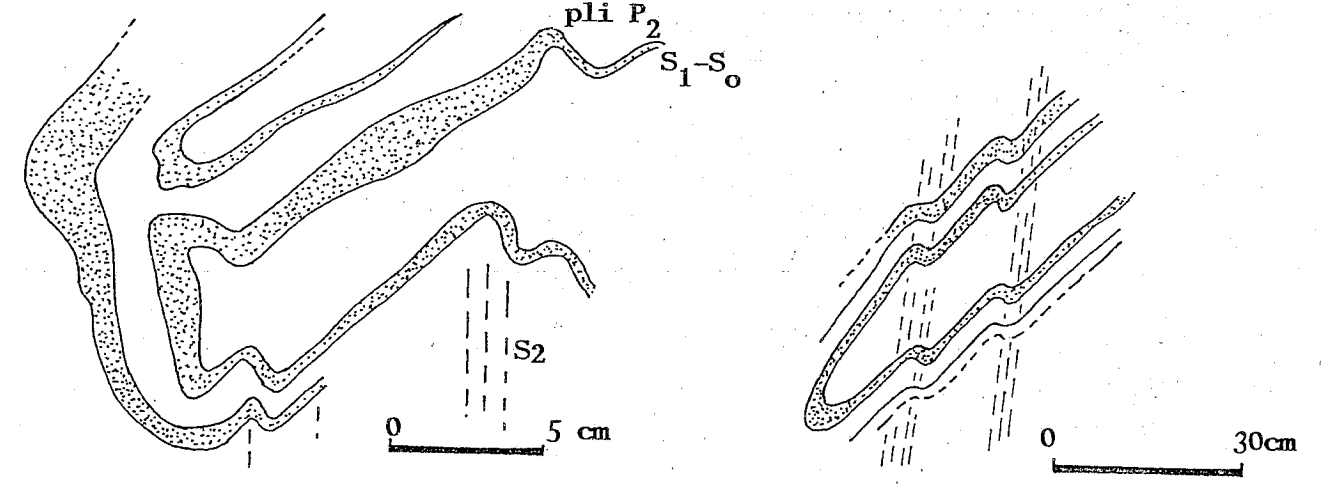
N.B. - Noter le parallélisme des linéations L_1 et $Li.S_1/S_2$ plan S_2



Reprise de la semelle d'ultramylonite par les structures plicatives P_2 (nappe du Matasiete - Guayamuri).

B. A l'échelle centimétrique

Les surfaces S_1-S_0 sont ici matérialisées par des lamelles quartzeuses



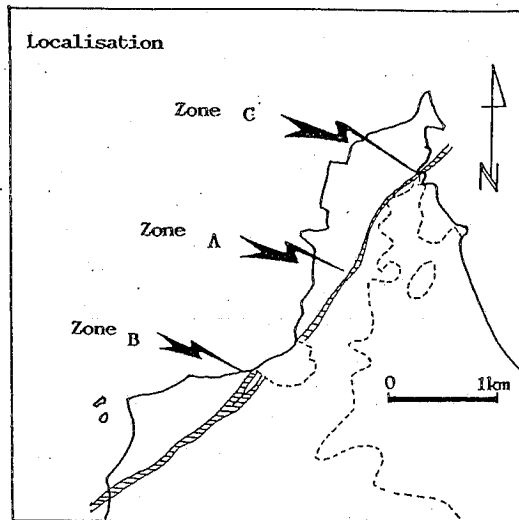
Reprise des structures plicatives P_1 (d'axe $45 \rightarrow 215$) par des plis P_2 associés à une schistosité, ici assez fruste (S_2), de plan axial. Nappe d'El Chorro - La Asuncion

Fig. 162 - Effets de la phase D_2S_2 sur les structures symmétamorphes P_1-S_1 - à l'échelle métrique (A) et décimétrique (B)

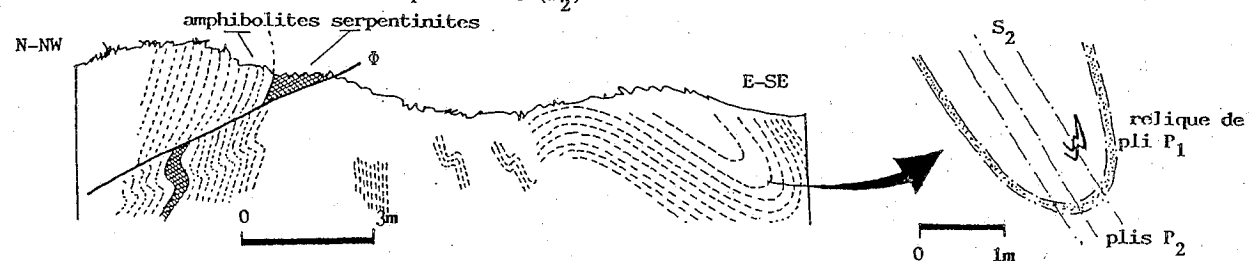
Los efectos de la fase D_2S_2 sobre las estructuras sinmetamórficas P_1-S_1 - a escala métrica (A) y decimétrica (B)

Fig. 163 - Figures illustrant les caractères chevauchants et décrochant des accidents curviformes associés à la structuration D_2-S_2 . Un exemple: l'accident de Manzanillo.

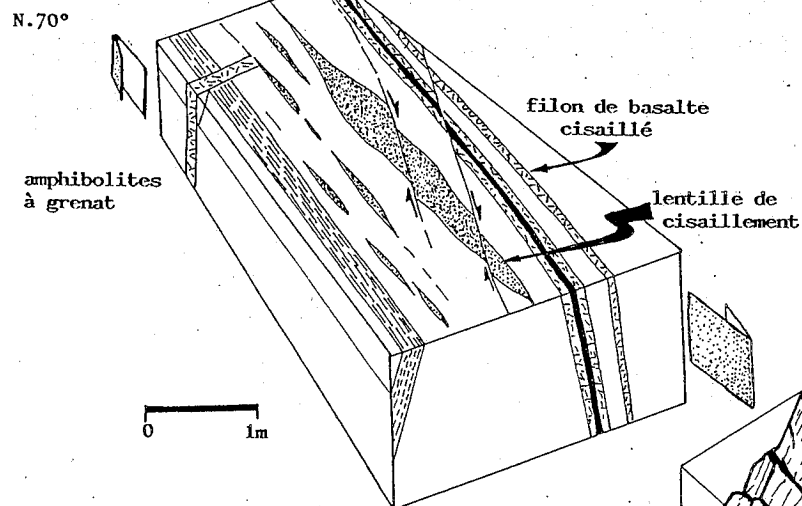
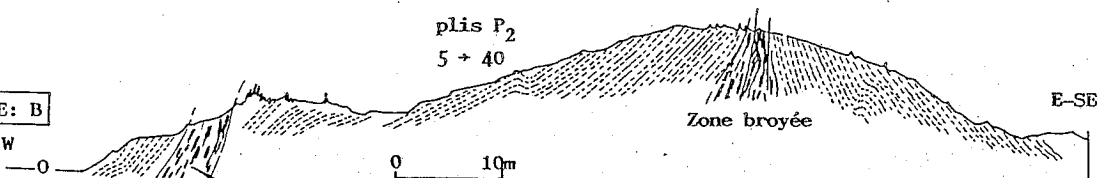
Laminas ilustrando los caracteres de cabalgamiento y de descolgamiento de la fallas curvilineas asociadas a la estructuración D_2S_2 un ejemplo: la falla de Manzanillo.



ZONE: A - Coupe illustrant le caractère chevauchant des accidents associés aux structures plicatives (P_2)



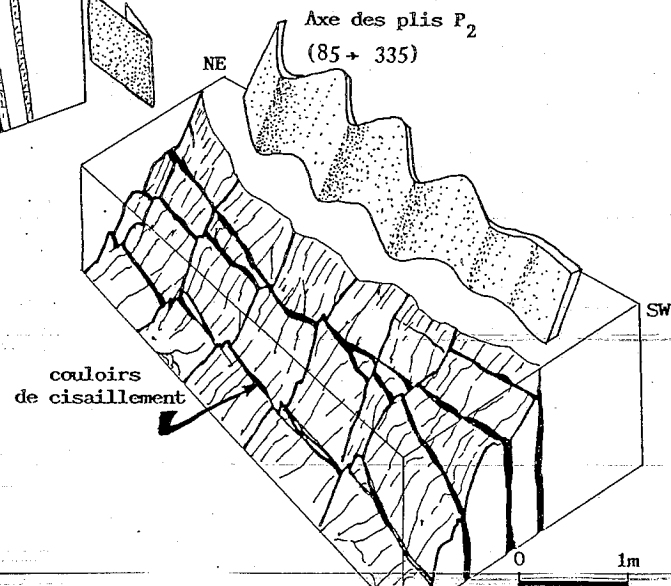
ZONE: B - Coupe illustrant le caractère chevauchant des accidents associés aux structures plicatives (P_2)



* figures illustrant le caractère cisailant des accidents coulissants et chevauchants associés aux structures plicatives P_2 - dans le secteur occidental de Manzanillo

ZONE: C - axes de plis P_2 subverticaux associés à des couloirs de cisaillement - secteur de Cabo Negro.

N.B. - Les charnières sont affectées d'une schistosité S_2 de type pli-fracture



RAMPE LATÉRALE

1. Décrochement de la Aguada
2. Décrochement du Matasiete

RAMPES FRONTALES

3. Décrochement nord Cerro-Grande - Salamanca
4. Décrochement de Tacarigua
5. Décrochement de Los Oricos
6. Décrochement de Manzanillo

N.B. - l'ensemble de ces rampes est repris par des accidents $N 130-N 110^\circ$

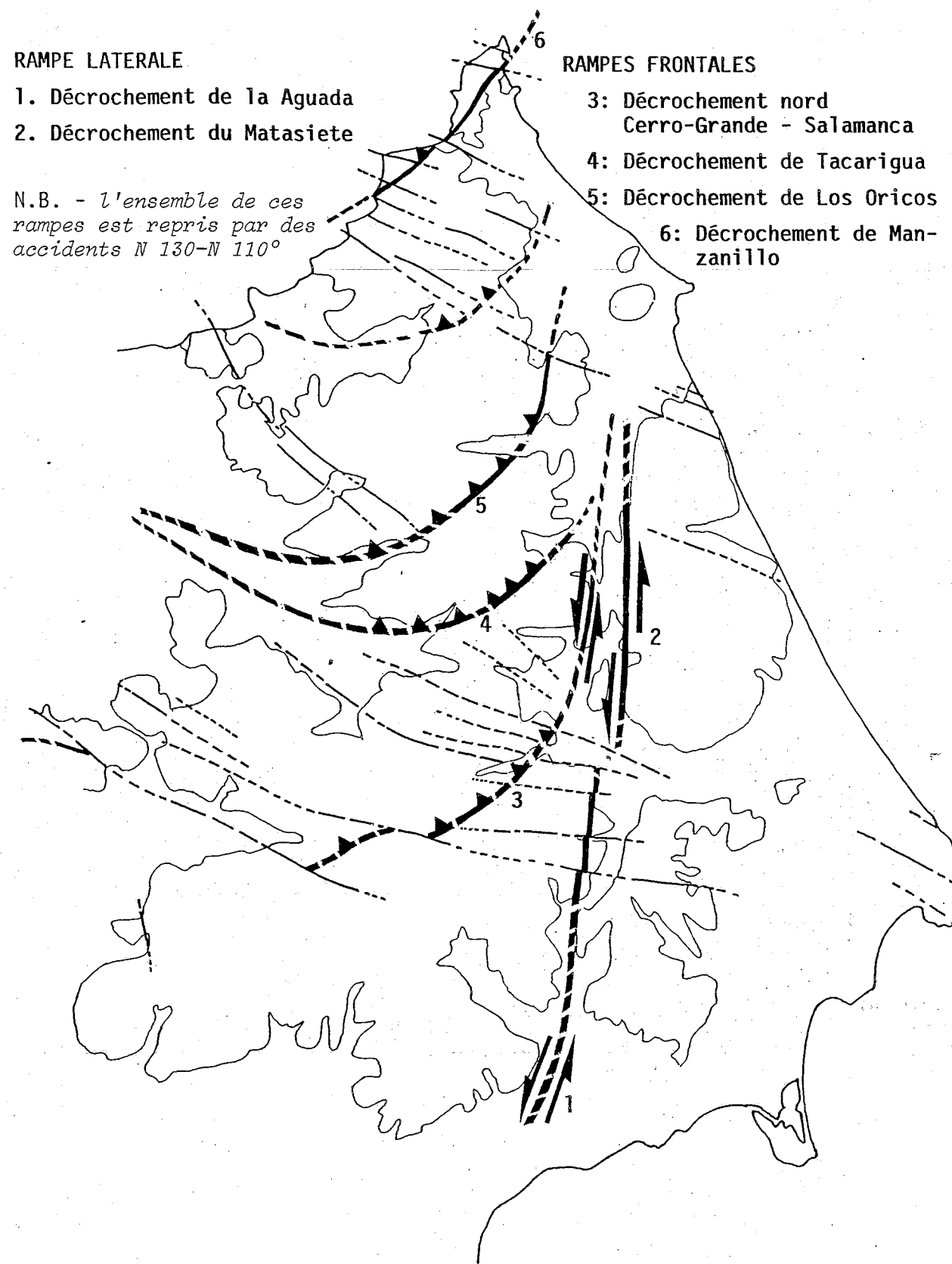


Fig. 164: Schéma interprétatif global des accidents décrochants de Paraguachoa, en étroite relation avec la phase D_2S_2

Esquema interpretativo global de las fallas de Rumbo de Paraguachoa en estrecha relacion con la fase D_2S_2 .

IV. EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE DE L'ENSEMBLE SUPERIEUR SUR LE TRANSECT MARGARITA-ARAYA

BILAN

L'analyse structurale détaillée des différentes unités de l'ensemble supérieur met en évidence la complexité de leur évolution tectono-métamorphique. Celle-ci peut être subdivisée en 2 périodes, l'une précoce et symmétamorphe D_1S_1 , l'autre tardive D_2S_2 .

IV.1 - LA PHASE D_1S_1

Nous rapportons à cette déformation précoce le développement de la foliation régionale (S_1), acquise en contexte métamorphique de climat variable entre les conditions du faciès éclogitique et celles du faciès schistes verts. Pour l'ensemble de ces unités les structures plicatives synschisteuses, P_1 , se caractérisent par leur forte non cylindricité et une tendance à la réorientation de leurs axes en direction de L_1 , la linéation d'allongement régional faiblement dispersée entre N. 55 et N.75°E.

L'alternance de niveaux peu déformés et des bandes à texture mylonitique, ultramylonitique souligne enfin l'inhomogénéité de cette structuration. Ces différentes observations sont en faveur d'une déformation non coaxiale par cisaillement tangentiel progressif dans la direction de L_1 .

A l'exception de rares indices (cf. chapitre III, Fig. 138) qui permettent d'envisager l'élaboration des structures D_1S_1 très précocement, lors de la course prograde du métamorphisme; l'essentiel de la déformation accompagne l'évolution rétrograde de ce dernier depuis les faciès éclogitiques vers ceux des faciès schistes verts.

L'âge de cette structuration symmétamorphe a été précisé par datation radiochronologique (méthode K/Ar sur minéraux). Un âge intra-sénonien est livré par l'étude des paragonites et des amphiboles (hornblende/barroisite); les phengites procurent quant à elles un âge plus jeune et ce réajustement peut être mis au compte de leur déstabilisation (cf. annexe D et ci-dessous).

Paragonites	84,65 ± 4 Ma
Amphiboles (hornblende/barroisite)	79,33 ± 4 Ma
Phengites (déstabilisées)	62,5 ± 3,13 Ma
	57 ± 2,8 Ma

→ /
pour
Coupure
Matasiete

IV.2 - LA PHASE D_2S_2

L'épisode tardif est marqué par une schistosité, S_2 , de type pli-fracture, sans néogénèse minérale, plan axial de plis, P_2 , décimétriques à hectométriques, droits ou déversés au SE. Nous constatons ici, comme dans l'ensemble inférieur, (cf. A. IV. 3) le très fréquent parallélisme de la linéation d'intersection S_1/S_2 avec la linéation d'allongement L_1 , orientée vers le NE-SW. La cartographie régionale des structures P_2 souligne, en outre, leur relation privilégiée avec un système d'accidents inverses ou décrochants (cf. Fig. 161) qui

peut être rapporté à des dispositifs associant rampes frontales et latérales (Fig. 164). Il s'agirait ici de structures développées au cours de déplacements tangentiels vers le S.SE c'est-à-dire sub-perpendiculaires à ceux qui ont déterminé la formation des structures P_1S_1 . Cette observation conduit à limiter, sinon à exclure, la possibilité pour les plis P_2 de représenter le simple aboutissement (par constriction, $\gamma > 1$) des structures entamées lors de D_1S_1 .

Nous dégageons en conclusion de ce bilan sur l'évolution structurale de l'ensemble supérieur la notion d'une variation de la direction de transport tectonique. On passe en effet d'un mouvement à vergence NE ou SW, au cours duquel se mettent en place les différentes nappes, à un mouvement à vergence SE pendant lequel s'édifient les structures qui les replissent.

IV.3 - INTERPRETATION CINEMATIQUE

L'homogénéité dont témoignent les nappes de l'ensemble supérieur quant au régime (non coaxial) de leur déformation symmétamorphe (par cisaillement tangentiel), peut être opposé aux antagonismes que souligne l'analyse des sens de mouvements pour chacune d'elles.

Ces déplacements tangentiels s'effectuent, dans tous les cas, dans la direction matérialisée par L_1 (N.50 à N.75°E); mais tantôt vers le SW (les mylonites de la nappe du Matasiete-Guayamuri - cf. Fig. 143 - les orthogneiss de Guayacan (en partie) de la nappe du Cerro Chico - Pedro Gonzalez - cf. Fig. 142 -). Les mylonites du Cerro Boqueron de la nappe d'El Chorro - La Asuncion - cf. Fig. 159 -; tantôt vers le NE (les métagabbros de la péninsule de Macanao - cf. Fig. 132 - les métatufs de la nappe de Los Robles - cf. Fig. 158).

Dans les nappes du Matasiete-Guayamuri et de la Asuncion - El Chorro, les marqueurs du déplacement sont procurés par l'étude de matériaux prélevés dans une succession inverse (cf. Fig. 133 et 141). Il convient donc de s'interroger sur leur signification et sur leur validité pour l'interprétation cinématique régionale.

L'existence de ces séries inverses est rapportée au développement de plis couchés pluri-hectométriques dont les axes sont voisins de la direction de L_1 .

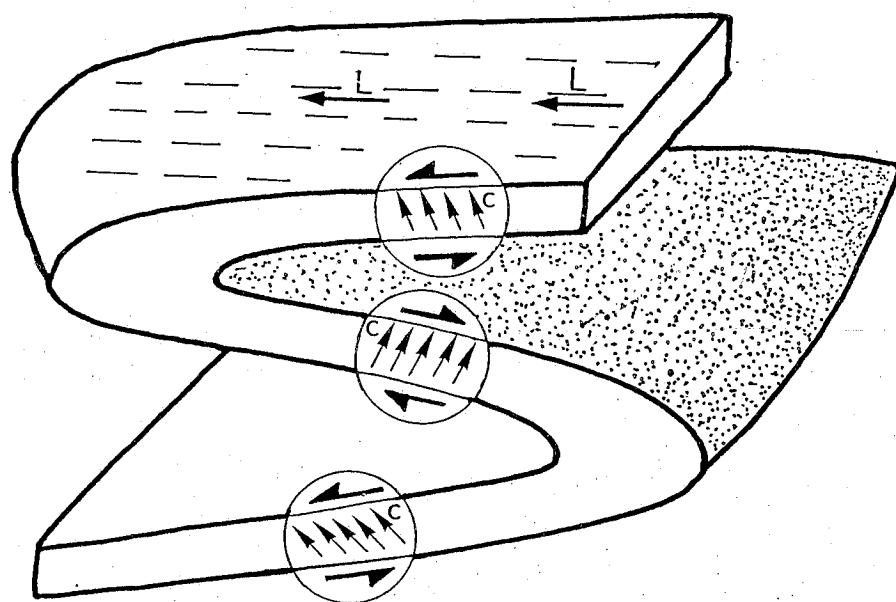
1) Dans l'hypothèse où il s'agit de plis syn-foliaux contemporains de l'élaboration de la fabrique des roches, ces déplacements opposés peuvent être attribués à l'exercice de couples de cisaillements locaux, associés à l'évolution des flancs inverses (cf. Fig. 165 A, tiré de Quinquis, 1980).

2) Dans le cas de structures tardives replissant la foliation, ces critères de mouvements opposés, dans le flanc inverse, traduisent le basculement de la fabrique, par rotation autour de l'axe du pli (Fig. 165 B inspiré de Malavieille, 1983). Ces déplacements vers le SW n'ont, en définitive, qu'une valeur locale, limitée aux flancs inverses et l'on doit retenir pour le dispositif tangentiel régional, une vergence NE.

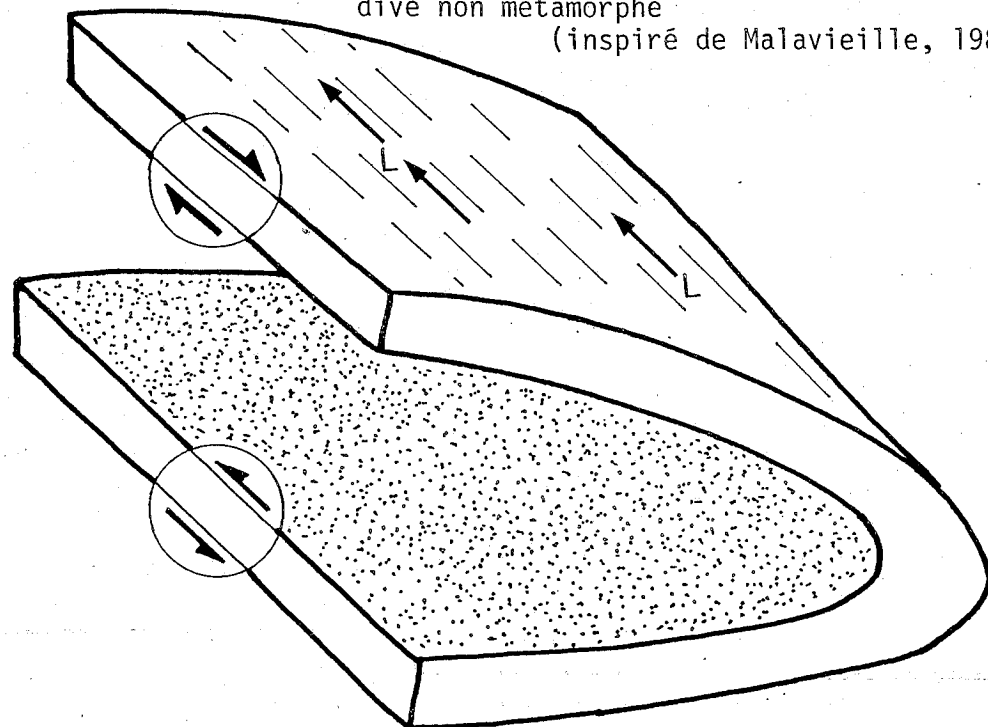
Fig. 165 - Problème de la validité des sens de cisaillement observés à Paraguachoa. Hypothèse du basculement des fabriques métamorphes

- Problema de la valididad de las direcciones de cizallamiento observadas en Paraguachoa. Hipotesis del basculamiento de las fabricas metamorficas

A : Sens de cisaillement opposé dans un plis en fourreau (selon Quinquis 1980, p. 74).



B : Sens de cisaillement opposé après renversement de fabrique selon un axe de rotation parallèle à la direction d'allongement lors d'une phase tardive non métamorphe (inspiré de Malavieille, 1983).



CONCLUSIONS DE L'ÉTUDE TECTONIQUE
DU TRANSECT MARGARITA-ARAYA

I - STRUCTURATION DU BASSIN EOCENE INFÉRIEUR A MOYEN

La signification des structures qui affectent le bassin tertiaire peut être discutée en fonction de la chronologie relative des événements exprimés dans le socle sous-jacent. Celui-ci porte la trace d'une évolution complexe matérialisée par des structures symmétamorphes (D_1S_1) puis, tardivement, par le replissement (D_2S_2) de la foliation régionale (S_1).

L'Eocène inférieur à moyen n'a enregistré, pour sa part, qu'un serrage unique qui détermine l'apparition des structures plissées dans une direction E.W. voisine de celle notée dans le substratum pour les plis de génération (D_2S_2). Compte tenu de leur parallélisme, nous pouvons être tentés de corréler ces deux familles de structures et d'envisager finalement l'existence d'une déformation tardive (D_2S_2) d'âge post-éocène moyen, affectant le socle mésozoïque préalablement structuré (D_1S_1) et sa couverture sédimentaire tertiaire. La structuration symmétamorphe (D_1S_1), ayant été datée de l'Intra-Sénonien (80 ± 4 Ma), un intervalle minimum de 35 Ma la sépare donc de la déformation du bassin tertiaire, rapportée à (D_2S_2) dans cette hypothèse.

Une telle interruption entre D_1S_1 et D_2S_2 n'est pas en faveur de la proposition formulée dans les conclusions de l'analyse structurale de l'ensemble inférieur. Celle-ci considère en effet que les structures D_2S_2 représentent les marqueurs tardifs succédant à ceux de D_1S_1 au cours d'une déformation progressive. Il convient donc de restreindre les effets de la structuration progressive au substratum mésozoïque et de considérer l'existence d'une phase plicative, Eocène supérieur - Oligocène (D_3).

L'implication de ce substratum dans la déformation du bassin tertiaire est toutefois suggérée par le parallélisme des structures D_2 et D_3 , qui peut témoigner d'une déformation des séries éocènes à l'aplomb d'écaillages des structures D_2 . L'influence de ces derniers a d'ailleurs été envisagée antérieurement (cf. Chapitre II, Partie IV), à propos des déformations synsédimentaires de l'Eocène.

La seule possibilité de fixer l'âge de la structuration D_2 pour la distinguer éventuellement de la déformation D_3 consisterait en une datation radiochronologique des filons basaltiques qui recourent les plis P_2 dans le substratum métamorphique et qui ne s'observent jamais dans les formations tertiaires. Cette opération n'a malheureusement pas pu être réalisée compte tenu, d'une part, de la spilitisation qui affecte ces basaltes (spilitisation que l'on rapporte à un métamorphisme de type hydrothermal), d'autre part, de l'altération que présentent ces matériaux.

II - STRUCTURATION DU SUBSTRATUM METAMORPHIQUE MESOZOIQUE

L'analyse pétrographique et microstructurale des ensembles inférieur et supérieur met en évidence de grandes similitudes dans leur évolution tectono-métamorphique:

1) Si l'on fait abstraction des faciès éclogitiques qui ne sont pas observés dans les séries de paléomarge, les deux ensembles superposés témoignent d'une évolution métamorphique identique;

2) Les différents marqueurs de la déformation symmétamorphe présentent une identité remarquable pour ce qui concerne leur géométrie ainsi que leur interprétation dynamique et cinématique.

Ces similitudes nous conduisent à proposer que ces deux ensembles ont évolué conjointement dans le cadre d'un même dispositif tectonique. Ils y enregistrent les effets successifs d'une déformation progressive où nous pouvons distinguer deux stades: l'un précoce D_1S_1 , et ?

1. La phase D_1S_1

Le marqueur essentiel de l'évolution tectono-métamorphique est représenté par une foliation régionale (S_1), développée durant la course rétrograde d'un métamorphisme ayant atteint lors de sa course prograde le faciès éclogitique pour les domaines les plus internes et les plus profonds.

Cette foliation est née au cours d'un cisaillement tangentiel à vergence NE

Concernant les stades les plus précoces de la structuration régionale, contemporains de la course prograde, de trop rares marqueurs (cf. Chapitre III, Paragraphe III.1.1), ne permettent pas d'en préciser les caractères cinématiques.

2. La phase D_2S_2

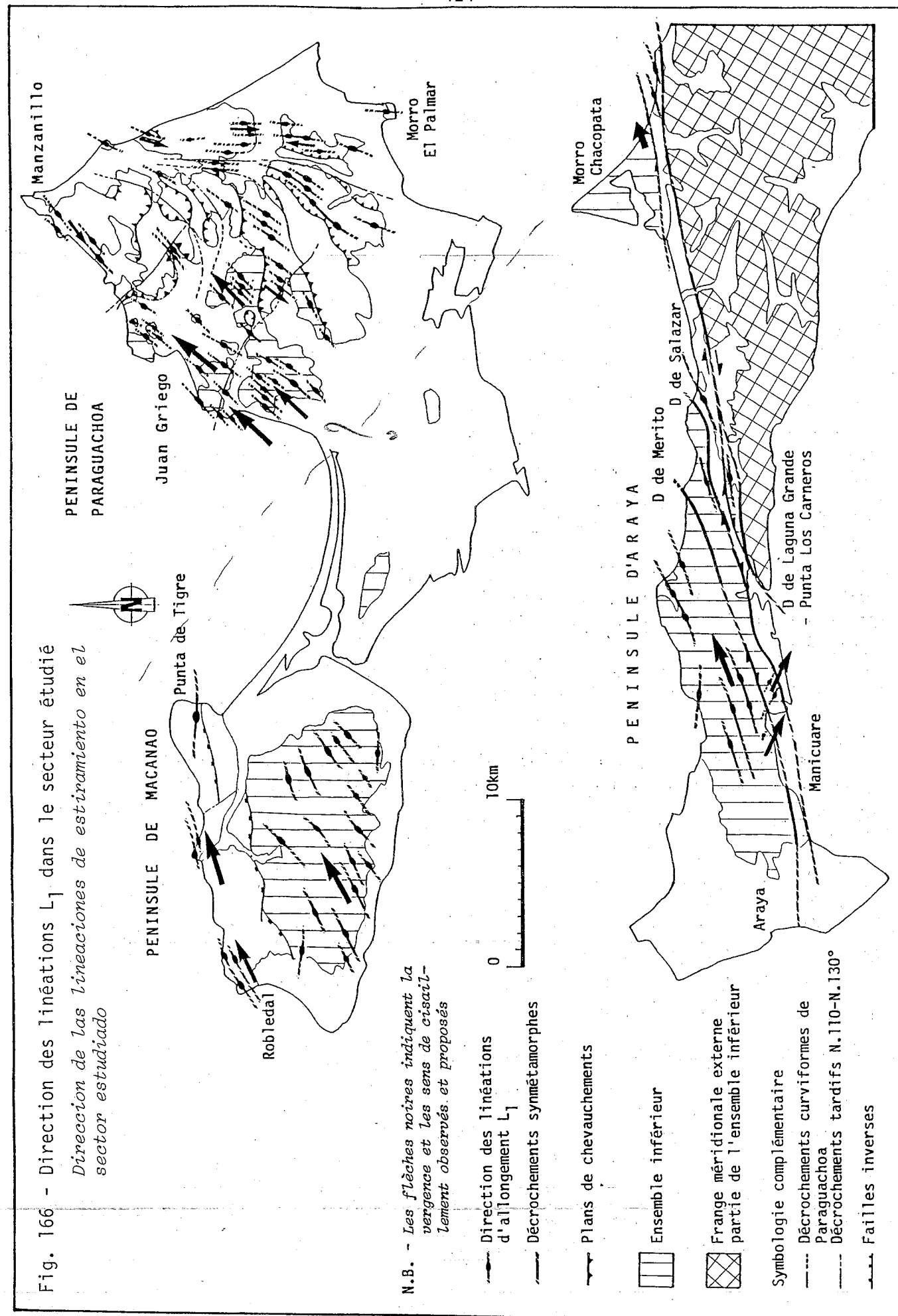
Nous rapportons à cet épisode les structures qui se superposent au dispositif tangentiel précédent, il s'agit de plis droits à déversés vers le SE et développant une schistosité S_2 , de type plis-fracture sans néogenèse minérale.

III - INTERPRETATION CINEMATIQUE DU DISPOSITIF STRUCTURAL REGIONAL

L'interprétation cinématique du dispositif structural régional (substratum mésozoïque métamorphique) est bien contrainte par les données de l'analyse tectonique aux différentes échelles et il convient, dans un premier temps, de rappeler l'essentiel de ces acquis.

- La foliation régionale, S_1 , et les structures plissées qui l'accompagnent, sont développées au cours d'un cisaillement ductile tangentiel, à vergence NE et parallèle à L_1 , la linéation d'allongement qui prend ainsi la valeur de marqueur de transport tectonique; (Fig. 166)

logique inversée ?



- Localement la géométrie des structures symmétamorphes précoces, D_1S_1 témoigne du passage à un régime en décrochement dextre mais toujours parallèlement à L_1 (accidents de Merito, de Salazar).

- L'organisation des plis P_2 dans la péninsule de Paraguachoa indique qu'ils se sont développés en association avec le fonctionnement d'accidents décrochants obliques à l'allongement des structures D_1S_1 .

Il s'agit, en définitive, d'un segment orogénique, où à l'échelle du tronçon étudié, l'essentiel des déplacements envisagés s'effectue parallèlement à la chaîne et caractérise son évolution précoce symmétamorphe (D_1S_1). Les seuls indices de mouvements transversaux ne sont associés qu'à une structuration tardive (D_2S_2).

Pour rendre compte de l'ensemble de ces observations nous proposons un modèle de déformation progressive et inhomogène, contrôlé par l'existence d'une discontinuité crustale intracontinentale (Fig. 167). La géométrie de ce dispositif en transcollision est telle que la direction de convergence se décompose en deux vecteurs cinématiques conjugués, l'un majeur et parallèle à cette discontinuité, l'autre orthogonale et de plus faible intensité, justifiant ainsi la prépondérance des déplacements longitudinaux - qu'ils soient tangentiels ou transcurrents - par rapport aux mouvements transversaux.

Comme le suggère la reconnaissance de faciès éclogitique dans les méta-ophiolites de Margarita, la convergence a déterminé, dans un premier temps, le sous-charriage de la marge continentale sud-américaine munie de ses ophiolites sous un domaine dont témoignerait aujourd'hui la nappe de Villa de Cura (arc insulaire - cf. travaux de Beck, 1983, 1985).

Le blocage de cette "subduction" aboutit ultérieurement à l'écaillage de l'ensemble des unités sous-charriées en une série de nappes dont l'évolution structurale (D_1S_1) accompagne la course rétrograde du métamorphisme. L'analyse structurale détaillée de ces unités a mis en évidence, à l'exception des trois plus profondes de l'Ensemble supérieur de Paraguachoa, qu'elles se déplaçaient du SW vers le NE.

Cette exception est révélée par l'étude de la bordure septentrionale de la demi-fenêtre de Juan Griego (contact de Bahia de Plata) où les critères de cisaillement symmétamorphe dans les micaschistes du sommet de l'Ensemble inférieur, sont en faveur d'un déplacement du NE vers le SW (cf. Fig. 168). Dans ces trois nappes inférieures (nappes de Santa Ana - de la Rinconada et de El Salado) la répétition tectonique des séquences lithostratigraphiques ainsi que la dissymétrie des structures symmétamorphes vérifient, par ailleurs, cette hypothèse.

Compte tenu de ces remarques, il y a donc lieu d'envisager que le processus d'écaillage a débuté avec une vergence antithétique (Fig. 169, Stade A). Il se développe en outre dans un domaine à caractère de zone "externe" comme en témoigne, dans ces unités, l'absence des reliques éclogitiques qui les différencient des nappes sommitales. Celles-ci résultent de cisaillements synthétiques qui affectent un domaine plus interne, ayant enregistré antérieurement les effets d'un métamorphisme HP-HT (Fig. 169, stade B).

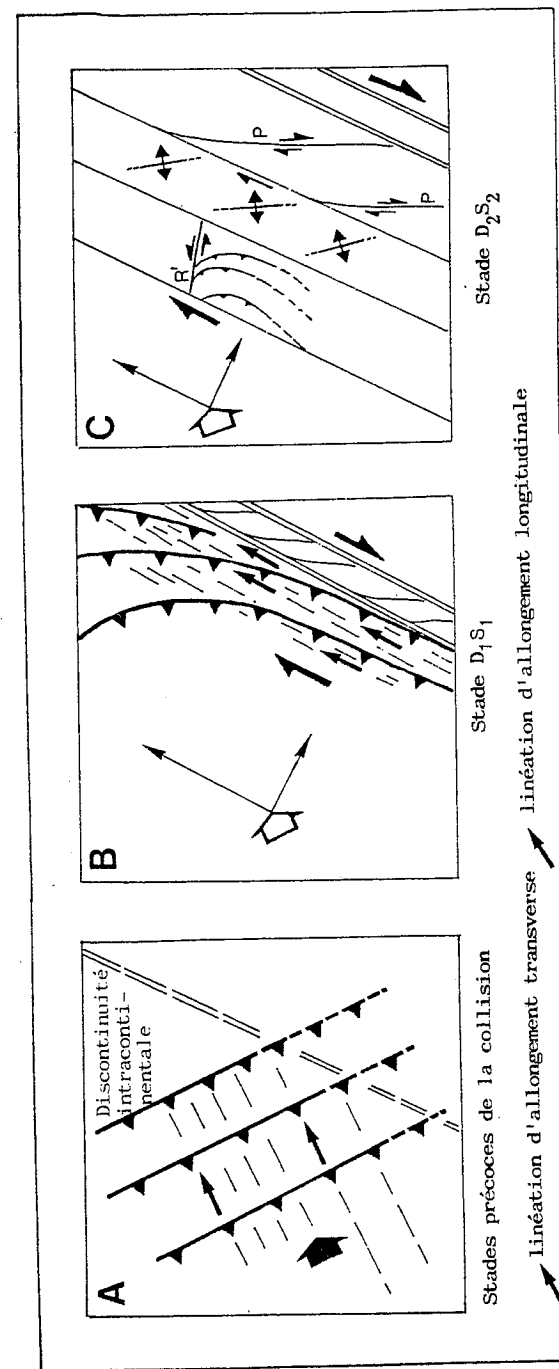


Fig. 167 - Modèle en transcollision proposé pour expliquer les structures notées dans le substratum métamorphique mésozoïque en transcollision (voir commentaire, le texte)
Modelo en transcolisión propuesto para explicar las estructuras notadas en el substrato mesozoico metamórfico (ver comentario el texto)

Diagramme et coupe ou colonne sériée dans le contact de Bahia de Plata

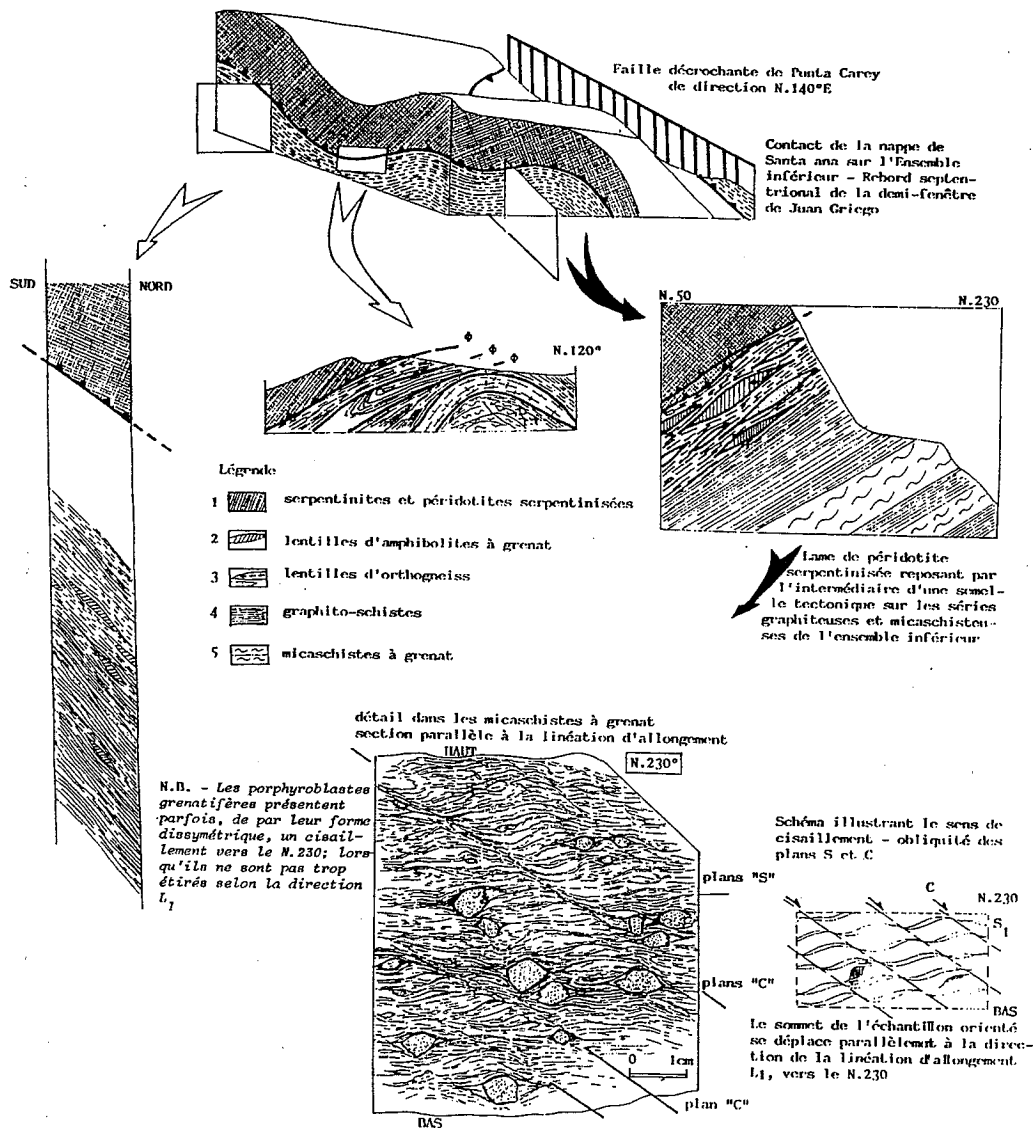
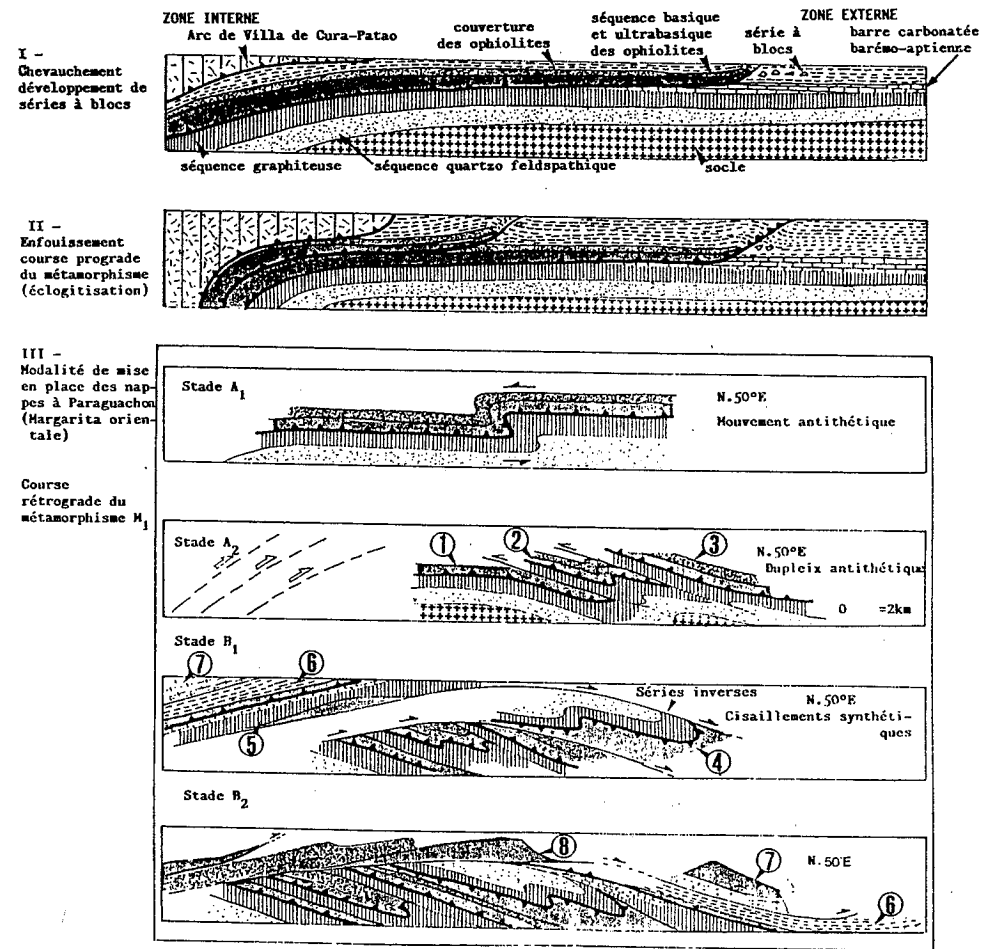


Fig. 168 - Etude du contact de Bahia de Plata. Cisaillement symmétamorphique en direction du N.230°

Estudio del contacto de Bahia de Plata. Cisallamiento en direcccion del N.168.



Légende des différentes nappes:

1. Nappe de Santa Ana
2. Nappe de la Rinconada
3. Nappe de El Salado
4. Nappe d'El Chorro - La Asuncion
5. Nappe d'El Piache
6. Nappe de Los Robles
7. Nappe du Matasiete Guayamuri
8. Nappe du Cerro Chico - Pedro Gonzalez

Fig. 169 - Schémas illustrant les modalités envisagées pour la mise en place des nappes de l'Ensemble supérieur de Paraguachoa (Margarita orientale)

Esquemas ilustrando las modalidades previstas para el emplazamiento de las unidades aloctonas en la península de Paraguachoa (Margarita oriental)

Les critères des mouvements analysés dans ces diverses unités superposées montrent qu'elles se sont déplacées parallèlement à la direction de la linéation d'allongement régionale.

L'étude des coupes synthétiques géologiques présentées en annexe (cf. Annexe E) illustrent la géométrie interne des différentes unités. Elles signalent l'existence locale de séries inverses et de replis de flancs inverses (cf. nappe d'El Chorro-La-Asuncion) et témoignent ainsi de la présence de structures en plis couchés kilométriques.

Les structures D_2S_2 étudiées ne représentent, en fait, que l'état fini d'une déformation continue consécutive aux effets d'un raccourcissement progressivement réorienté dans une direction sub-orthogonale au cisaillement régional. Ce mécanisme justifie du parallélisme fréquemment observé entre les linéations d'allongement L_1 et d'intersection S_1/S_2 .

Les stades ultimes de cette évolution sont marqués par le fonctionnement d'accidents transverses assimilables à des cisaillement R' de Riedel (1929) (Fig. 167).

L'inhomogénéité qui caractérise cette déformation régionale, depuis l'échelle microscopique jusqu'à celle du massif, peut être suspectée pour des dimensions plus importantes et limite, en conséquence, la validité de ce modèle cinématique au cadre du tronçon de chaîne étudié dans ce mémoire.

PARTIE V

*Evolution geodynamique du transect Margarita - Araya ,
sa place dans la terminaison orientale de la chaine Sud Caraibe*

PARTIE V

EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU TRANSECT MARGARITA-ARAYA
SA PLACE DANS LA TERMINAISON ORIENTALE DE LA CHAÎNE SUD-CARAÏBE

Les deux chapitres qui constituent cette ultime et cinquième partie traiteront successivement :

- de l'évolution géodynamique du transect Margarita-Araya depuis le Jurassique jusqu'au Néogène (Chapitre I);
- des grands traits géologiques de la terminaison orientale de la chaîne sud-caraïbe (Chapitre II).

C H A P I T R E I

LA CHAÎNE CARAÏBE AU DROIT DE MARGARITA-ARAYA EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU JURASSIQUE AU NEOGENE

Les quatre parties précédentes consacrées à l'étude des zones internes de la chaîne sud-caraïbe, au méridien de l'île de Margarita et de la péninsule d'Araya ont permis d'étudier : la lithostratigraphie du substratum métamorphique mésozoïque, les principales caractéristiques géochimiques des ensembles plutoniques, volcanique et métamorphique; l'évolution métamorphique des terrains para et orthodérivés; l'histoire structurale de l'édifice métamorphique et des séries sédimentaires tertiaires.

Les principaux résultats de cette démarche pluri-disciplinaire ayant déjà été exposés en conclusion de chacun des thèmes traités, nous nous proposons, dans ce bilan, d'ordonner les données acquises. Cette synthèse tente de souligner l'histoire sédimentaire, plutonique et tectono-métamorphique de la marge continentale étudiée, munie de ses ophiolites, depuis le Jurassique jusqu'au Néogène.

I. LES PRINCIPALES ETAPES JURASSIQUE-NEOGENE DE L'EDIFICATION DE LA CHAÎNE SUD-CARAÏBE AU DROIT DE MARGARITA-ARAYA

Bien que possédant peu de données paléontologiques et radiométriques sur la totalité des séries différenciées, les coupures temporelles proposées dans cette évolution rétro-tectonique sont établies sur les corrélations régionales émises lors des parties ultérieures.

Une série de profils rétro-tectoniques a été proposée par Bellizzia *et al.* (1980) et Beck (1985) pour l'édification de la chaîne sud-caraïbe. Si la chronologie présentée ici reprend celle de ces auteurs, les blocs diagrammes illustrant ces diverses époques ne concernent que les unités les plus internes du dispositif visible au droit de Caracas; aussi l'accent sera mis sur les processus de la collision intra-senonienne et les témoins de l'évolution mésozoïque.

I.1. Au Jurassique moyen-terminal (de 180 à 140 Ma): naissance d'une marge passive

Au Jurassique moyen, le domaine cratonique est bordé par une aire océanique en cours d'expansion (Fig. 170).

La plate-forme continentale est caractérisée par des dépôts détritiques, les épanchements basaltiques observés dans les anciennes séries détritiques à Paraguachoa, pourraient constituer les témoins d'un processus de rifting précédant la phase d'expansion océanique.

Au Jurassique terminal, l'extension océanique, sans une croissante, provoque une importante transgression du domaine marin sur la plate-forme continentale. Une sédimentation carbonatée s'installe. La remontée des eaux repoussent les champs d'épandages des apports terrigènes. Cette première conquête des eaux marines est marquée, localement, par un conglomérat de base à éléments lithiques de nature sédimentaire. Ces stades précoces de l'évolution sédimentaire de la marge étudiée ont comme jalons les séquences basales feldspathique et carbonatée du Groupe Juan Griego et de la Formation Manicuaire. Les phénomènes hydrothermaux, suspectés lors de l'étude des métagabbros à Paraguachoa, pourraient être rattachés à l'histoire océanique de la croûte en cours d'expansion. De telles transformations sont actuellement reconnues dans les zones de failles transformantes.

I.2. A L'Eocrétaçé, deux événements importants se dégagent de l'étude lithostratigraphique: un épisode compressif majeur et une période de plutonisme

A. L'épisode compressif Jurassique-terminal - Néocomien (130 ± 10 Ma) L'obduction d'un panneau de croûte océanique (Fig. 171)

Suite à un léger approfondissement des eaux marqué par des dépôts plus pélimitiques, actuels à micaschistes à grenats, la plate-forme continentale étudiée enregistre les échos d'une tectonisation importante du domaine océanique. Quelques olistolites, de nature gabbroïque, sont piégés dans cette matrice pélimitique au niveau de Paraguachoa. Ils signalent le démantèlement d'un complexe ophiolitique. L'existence de cet événement primordial dans l'évolution géodynamique de la marge continentale est confortée par la présence de reliques microstructurales, telles que les linéations d'allongement indiquant une température de déformation en climat ductile caractéristique de décollement dans le manteau supérieur ($T > 1000^{\circ}\text{C}$ - Cf travaux de Guillet et Cannat, 1984). Cet événement tectonique crétacé inférieur semble correspondre à une obduction d'un panneau asténosphérique sur la paléomarge, accompagnée, très probablement, d'une ceinture métamorphique de type faciès schistes bleus (HP/BT).

B. Une période d'activité plutonique au Néocomien (Fig. 172)

La surcharge lithostatique, provoquée par l'obduction d'un panneau de croûte océanique, semble entraîner un réajustement isostatique de la plate-forme. Cette remontée serait accompagnée par la mise en place, à travers la marge et les ophiolites, de plutons granodioritiques et granitiques (actuels orthogneiss de Guayacan, de Matasieta de El Salado etc...); dont la genèse peut être rapportée soit à un phénomène de fusion partielle des sédiments détritiques sous charriés, soit au passage en subduction du plancher océanique non obducté.

Cette cordillère en voie de surrection entraîne le développement d'un sillon de piedmont où le caractère très épisodique de l'oxygénation des eaux provoque des conditions euhydratiques des dépôts. Cette dépression frontale n'en est pas moins le réceptacle du démantèlement des ophiolites obductées et clouées à la marge par les plutons granodioritiques et granitoïdes (présence d'olistolites de serpentinite à Araya). Les témoins de ces conditions particulières de milieu de sédimentation sont, de nos jours, représentés par les masses importantes de schistes graphiteux, aussi bien à Margarita qu'à Araya (séquence graphiteuse du Groupe Juan Griego et de la Formation Manicuaire).

I.3. Au Barremien-Aptien inférieur (à moyen ?) - Retour à des conditions en mer ouverte

Nous assistons à une remontée importante du niveau de la mer, gommant par là même l'"effet de barre" de la cordillère ophiolitique et granodioritique néocomienne (Fig. 173). Cette transgression se traduit différemment selon les secteurs atteints par un substratum varié.

En avant-pays de la paléo-cordillère néocomienne apparaissent des barres carbonatées importantes qui semblent passer latéralement à des niveaux gréseux. Leur répartition actuelle dénoterait une dynamique sédimentaire parallèle avec grain structural de l'édifice néocomien, très dépendante de la topographie héritée des épisodes compressifs et distensifs néocomiens. Ces jalons sont actuellement matérialisés par les Formations Guinimita (d'âge barremien-aptien inférieur - Araya sud), El Piche (Paraguachoa) (barres carbonatées) et les quartzites massifs de la Formation Manicuaire (Araya nord).

Sur les flancs de la cordillère éocrétaçée nous assistons au démantèlement des ophiolites (détritisme ophiolitique) mais également des plutons granodioritiques (grès à ciment carbonaté - cf. coupe de La Mira).

Globalement, les dépôts d'âge barremien-aptien inférieur semblent présenter de nombreuses variations latérales de faciès dont malheureusement les témoins ont été partiellement gommés lors des épisodes compressifs postérieurs.

I.4. A l'Aptien (moyen à supérieur ?) à l'Albien (moyen ?) (105 à 100 Ma): période de distension

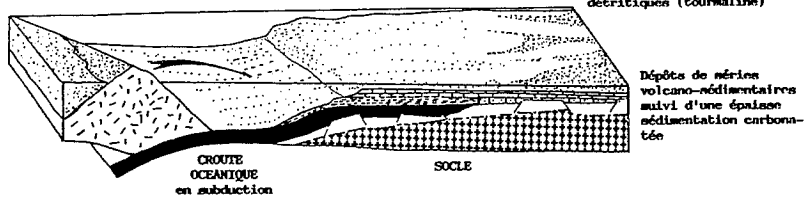
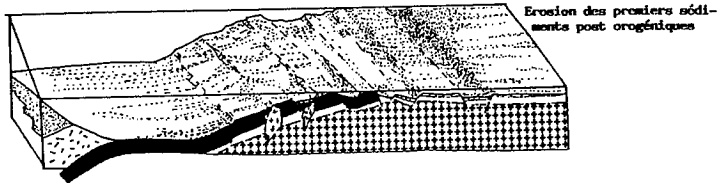
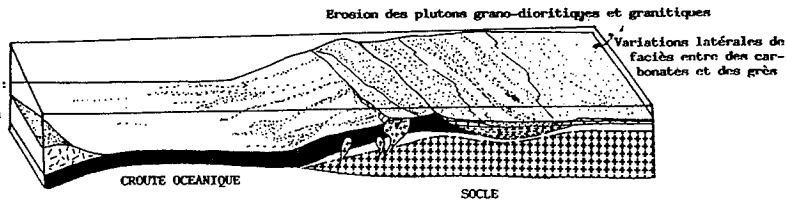
La marge continentale et les ophiolites munies de leurs premiers sédiments de couverture post-orogéniques, subissent une profonde réorganisation (Fig. 174). L'absence fréquente de cette proto-couverture semble indiquer une érosion importante et une reprise des structures initiales du bâti par un réseau d'accidents cassants, liés très probablement à un régime distensif.

I.5. De l'Albien au Sénonien (105 à 80 Ma): époque marquée par des apports sédimentaires multiples

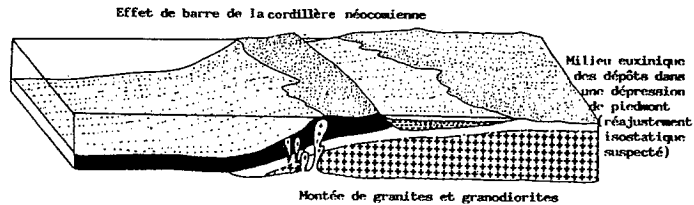
A l'Albien, les dépôts de nature tantôt tuffacée, tantôt riches en matière organique et pélimitique sont perturbés par des coulées de basaltes alcalins. Ces épanchements sous-

Influence d'un arc insulaire
Hadrotrappe (apport de tufs)

Sédimentation carbonatée

Présence continentale
apport de grès à éléments
détritiques (tourmaline)Fig. 175: ALBIEN
ou SÉNONIEN:
époque marquée
par des apports
sédimentaires
multiplesDépôts de séries
volcano-sédimentaires
suivis d'une épaisse
sédimentation carbonatéeFig. 174: Aptien moyen à
supérieur ? à Albien
(moyen ?):
période de distensionErosion des premiers sédiments
post-orogéniquesFig. 173:
BARRIEMIEN-
APTIEN infér.:
retour à des
conditions en
mer ouverte

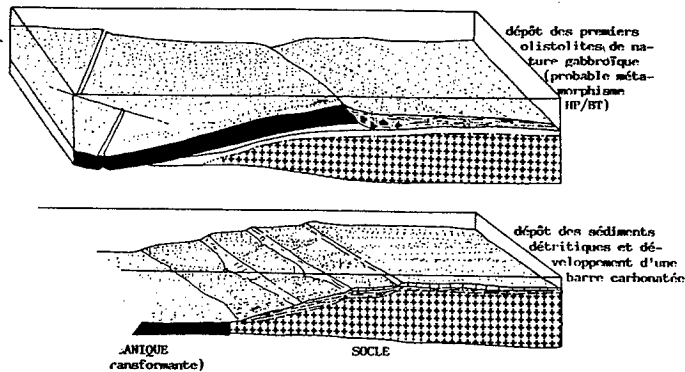
Erosion des plutons grano-dioritiques et granitiques

Variations latérales de
faciès entre des car-
bonates et des grèsFig. 172 - NÉOCOMIEN:
Période d'activité
plutonique

Effet de barre de la cordillère néocomienne

Milieu euxinique
des dépôts dans
une dépression
de piedmont
(réajustement
isostatique
suspecté)

Montée de granites et granodiorites

Fig. 171 - JURASSIQUE TERMINAL
ÉOCRETACE:
Obduction d'un panneau de
croûte océaniquedépot des premiers
olistolithes de na-
ture gabbroïque
(probable méta-
morphisme
HP/BT)dépot des sédiments
détritiques et dé-
veloppement d'une
barre carbonatéePLATONIQUE
(transformante)

SOCLE

que s'itres
accom-
ritique
dont la organique
détritique
sédiments sous-

Les étapes anté-collision de l'évolution géodynamique
Margarita-Araya
Les "etapas ante-collision del evolucion geodynamica del
Margarita-Araya

marins, semble-t-il localisés sur la façade interne de la cordillère néocomienne, péninsulaire, pourraient correspondre aux derniers ressauts de la crise apto-albienne.

La présence d'anciens black-shales indiquerait des milieux de dépôts confinés. leur répartition géographique peu réglée, soulignerait une multitude de micro-dépansions, envahie épisodiquement par les eaux marines. Le matériel tuffacé, bien caractéristique de la couverture sédimentaire des ophiolites ne paraît pas résulter des phénomènes volcaniques effusifs exclusivement *in situ*. Ainsi proposons nous pour ces séquences flyschoides finement litées, un apport extérieur. La proximité d'un arc volcanique est suspecté dans les zones plus internes. L'épandage de ces tuffites, pyroclastites, hyaloclastites pourrait constituer un critère paléogéographique utile lors des reconstitutions de zones isopiques de la chaîne sud-carabbe. Associés à ces lithofaciès nous soulignons la présence de psammites, parfois de cherts.

Ces lithofaciès, de nature volcanogène sont actuellement regroupés sous les termes de Formation El Cauca (partie du Groupe de Los Robles à Margaritá) et de Formation Laguna Chica (Araya centre).

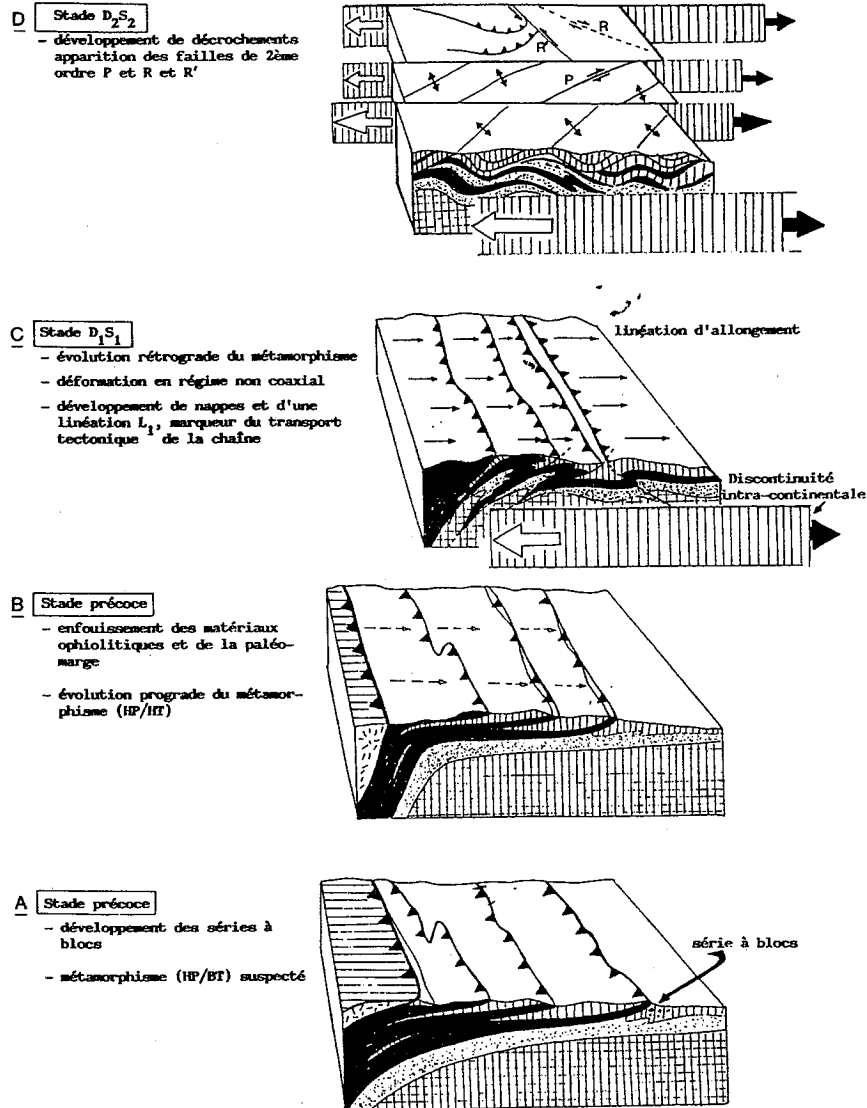
Suite à ces dépôts, la plate-forme continentale est une troisième fois affectée par une remontée des eaux marines. Cette dernière s'accompagne d'une puissante resédimentation carbonatée, disposée en bancs finement lités, alternant avec des pélites sapropéliques. Cette transgression débiterait, selon des critères régionaux au Vraconien (Albien supérieur) et se poursuivrait jusqu'au Turonien-Sénonien (Fm. Carupano et calcaires finement lités et recristallisés du Groupe Los Robles). Cette reconquête du domaine marin sur les avancées continentales provoque une homogénéisation importante de l'ensemble des lithofaciès. Nous retrouvons ces sédiments carbonatés aussi bien sur les ophiolites que sur les bancs carbonatés barrémien-aptiens d'avant-pays. Néanmoins, l'aire de ces dépôts, probablement très vaste, reçoit également des apports détritiques de nature continentale (tourmaline, biotites détritiques dans des grès à ciment carbonaté. Cf. Grès de Punta Los Carneros). Ceci suggère donc une double influence des apports sédimentaires :

- 1 - une influence marine, majeure, soulignée par des carbonates;
- 2 - une influence continentale, mineure, caractérisée par des grès.

I.6. Au cours du Sénonien (= 80 Ma): phase majeure de structuration de la marge en régime de collision

L'arc (de Villa de Cura Patao?), suspecté lors des étapes précédentes entre en collision avec la marge continentale munie de ses ophiolites, de ses massifs plutoniques acides et de ses sédiments de plate forme (Fig. 176). Les premiers épisodes compressifs sont soulignés par la présence d'une série à blocs, trouvée au niveau de la péninsule d'Araya. Cette série chaotique, d'origine tectono-sédimentaire et actuellement métamorphosée dans le faciès schistes verts, correspond aux prémices de la collision au cours de laquelle l'arc reposait, par l'intermédiaire d'une semelle associée à un métamorphisme HP/BT (Fig. 176 A). La poursuite de la collision entraîne des conditions de métamorphisme et de déformation de plus en plus intenses. Nous assistons au sous-charriage de la marge continentale sous l'arc allochtone jusqu'à des profondeurs de l'ordre d'une quarantaine de kilomètres. Cet enfouissement progressif des unités ophiolitiques, des massifs plutoniques et des sédiments détritiques

Fig. 176 - Les différents stades de la collision intra-sénonienne
Las diferentes etapas de la colisión intra-senoniano



ques et carbonatés, s'accompagne d'un métamorphisme prograde jusqu'au faciès éclogitique et pourrait correspondre à une verticalisation du plan de chevauchement initial de l'arc dans les zones profondes de l'écorce terrestre. La cinématique de cette structuration, accompagnée d'une course prograde du métamorphisme, reste un point non résolu. Seules quelques reliques de cette déformation synmétamorphe sont préservées dans les coeurs des porphyroblastes grenatifères (Fig. 176 B).

Suite à un léger ressaut des conditions de pression et de température ($\Delta p = 2$ Kbars et $T < 100^\circ\text{C}$) souligné par le développement d'une texture zonée des grenats, l'ensemble précédemment sous-charrié est écaillé en climat métamorphique. Cette tectonisation constitue l'élément structural le plus ubiquiste et le plus important de l'histoire tectono-métamorphique du substratum mésozoïque étudié le long du transect Margarita-Araya. Développées lors de la course rétrograde du métamorphisme jusqu'au faciès schistes verts, les linéations d'allongement (L_1), les structures plicatives de type fourreau (P_1) ainsi que le plan de foliation régional (S_1) caractérisent une déformation D_1S_1 . Les marqueurs linéaires et planaires indiquent un cisaillement des matériaux, parallèlement à L_1 , en direction du NE. Cette déformation D_1S_1 est accompagnée de décrochements pluri-kilométriques intra-continentaux (Fig. 176 C).

Une déformation D_2S_2 s'inscrit dans le continuum de la phase D_1S_1 précoce. Les structures plicatives P_2 , disposées parfois en échelon, sont associées à une schistosité S_2 , de plan axial et souligné par des surfaces de dissolution sous pression, sans néogenèses minérales (Fig. 176 D). Un modèle tectonique en trans-collision est proposé pour justifier, entre autre, la prépondérance des déplacements longitudinaux et le parallélisme des linéations d'allongement avec la direction globale du tronçon orogénique étudié. Compte tenu de ce mécanisme, la direction des linéations d'allongement constitue le vecteur cinématique principal, issu de la décomposition de la direction de convergence au cours de la collision. A ce titre, cette dernière posséderait une direction apparente NW-SE.

I.7. Au Crétacé supérieur (Campano-Maestrichtien 80-65 Ma): installation d'un arc insulaire lié à une subduction à vergence occidentale probable ?

L'édifice complexe, hérité de la collision intra-sénonienne est affecté par un volcanisme basaltique, tholéïtique *sensu lato* au niveau de l'île de Margarita.

Dans les zones les plus internes, ce volcanisme, souligné par des épanchements andésitiques et basaltiques (série calco-alcaline), rappelle un contexte géodynamique d'arc insulaire, né à l'aplomb d'une zone de subduction. Ces roches effusives sont étroitement liées à des séquences tuffacées et des cherts noirs.

Les raccords, peu précis, concernant cet arc crétacé supérieur, visible au niveau de l'archipel de Los Frailes, avec l'édifice métamorphique nous conduisent à émettre l'hypothèse que cet arc insulaire s'est développé sur l'arc ancien d'âge crétacé inférieur. L'absence d'épanchements basaltiques campano-maestrichtiens sur la péninsule d'Araya nous oblige à considérer que seul le paléo-arc et les terrains les plus internes sont soumis aux phénomènes volcaniques consécutifs de la subduction. Ceci était plausible par le rejeu des accidents coulissants élaborés initialement lors de la collision. Bien que de nombreuses incer-

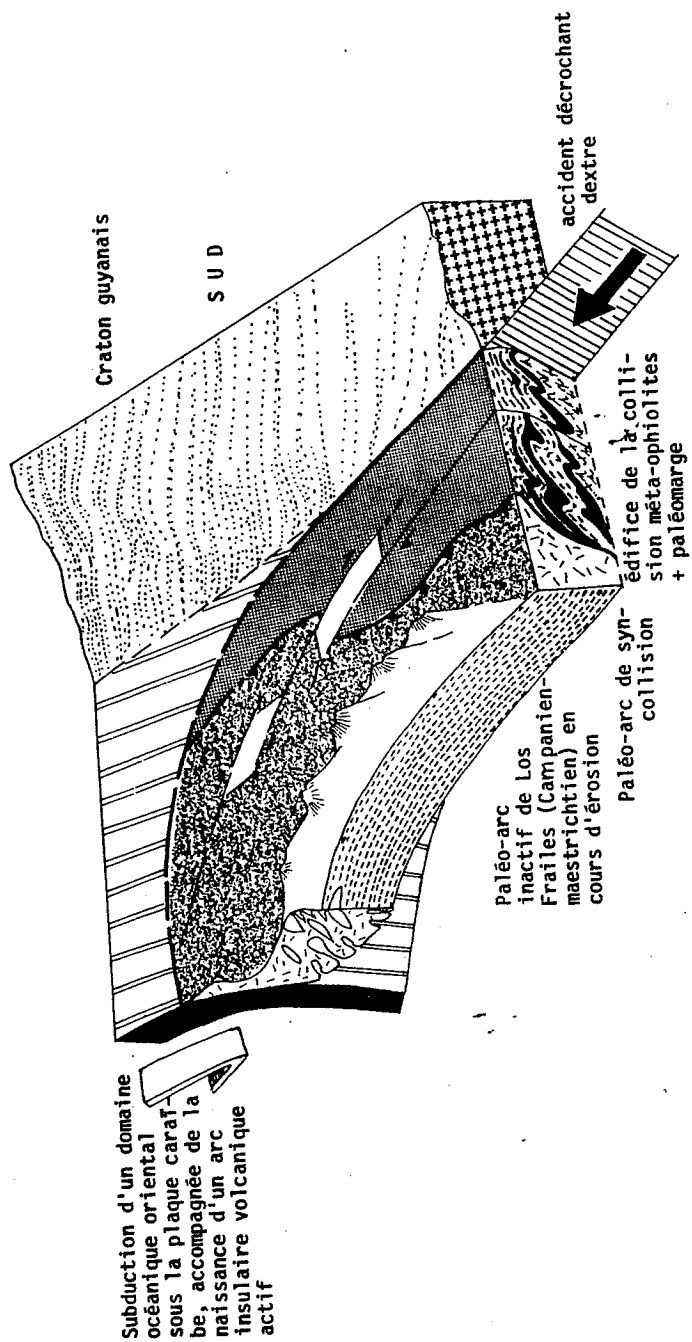


Fig. 177 - Représentation hypothétique de la plaque caraïbes, dans le secteur considéré, à l'Eocène inférieur à moyen, soulignant la naissance du bassin de Margarita, dans un dispositif de type "pull apart" (voir explication chapitre II, cette partie, Fig. 189A)
Representación hipotética de la placa caribe en el sector trabajado, al Eoceno inferior y medio, subrayando el nacimiento de la cuenca de Margarita, dentro un dispositivo tipo "pull apart" (para más explicaciones vers el capítulo II et este parte, Fig., 189A)

titudes résident dans cette proposition, il apparaît que la configuration géodynamique du secteur étudié, au Crétacé supérieur est étroitement lié et dépendant d'un domaine atlantique océanique en subduction.

I.8. A l'Eocène inférieur et moyen: naissance de bassin au coeur de la chaîne sud-caraïbe

Nous notons le dépôt de séries détritiques et turbiditiques, exposées uniquement sur le transect étudié au Sud de la péninsule de Paraguachoa et reconnues par forage sur l'île de Cubagua. Ces séries sédimentaires sont piégées dans des dépressions localisées au coeur de la cordillère métamorphique (Fig. 177). Les éléments remaniés proviennent du démantèlement de l'arc crétacé supérieur et de son substratum métamorphique. Certains blocs de calcaires, inclus parmi les matériaux remaniés, soulignent la reprise des stades de sédimentation précoces du bassin. La structuration de ces dépôts d'âge éocène inférieur à moyen, attribuée à une phase plicative D_3 , ainsi que ses caractéristiques sédimentaires (niveaux à slumps, décharges conglomératiques non triées etc...) nous conduisent à proposer que les Formations de Punta Carnero et Pampatar se sont déposées dans un bassin disposé sur une zone de faiblesse préexistante. Aussi, à ce titre, nous suspectons une morphologie de bassin en "pull-apart" pour illustrer la genèse du bassin éocène de Margarita.

1.9. De l'Eocène supérieur au Mio-Pliocène

A Paraguachoa la succession conglomératique, datée du Miocène supérieur (Formation Cubagua) repose, en discordance angulaire, tantôt sur les séries de l'Eocène inférieur à moyen verticalisées, tantôt sur le substratum métamorphique mésozoïque. Par corrélation régionale avec le bassin de Carupano, l'épisode de serrage, de direction de contrainte principale sub-méridienne est considéré d'âge éocène supérieur - oligocène moyen (cf. travaux de Pereira *et al.*, 1986). Les séries du Mio-Pliocène de la Formation Cubagua à Araya sont affectées d'une légère voûture, consécutive, semble-t-il à la réactivation des décrochements EW au Pliocène inférieur.

II. CONCLUSION-PRESENTATION D'UN CALENDRIER SCHEMATIQUE

Des résultats acquis lors de l'étude du transect Margarita-Araya et schématisés sur la figure 178, il apparaît que le substratum métamorphique mésozoïque a subi deux événements compressifs séparés par une période de plutonisme et une sédimentation de plate-forme perturbée par un volcanisme fissural :

- l'un du Crétacé inférieur, responsable de la mise en place par obduction d'un complexe ophiolitique;
- un Crétacé supérieur (± 80 Ma), caractérisé par une trans-collision d'un arc insulaire avec l'édifice néocomien doté de sa couverture sédimentaire post orogénique.

Ces deux événements, séparés d'environ 50 Ma, placent l'édification de la chaîne sud-caraïbe, étudiée au droit de la péninsule d'Araya et de l'île de Margarita, dans un contexte géodynamique de type alpin, souligné entre autre, par le développement de nappes et par la création soit de semelles tectono-métamorphiques dans les zones profondes et ductiles, soit de séries à blocs dans les niveaux superficiels et cassants.

	TECTONIQUE	METAMORPHISME	VOLCANISME & PLUTONISME	SEDIMENTAIRE
FLIOCENE Sop.	Réactivation des décrochements vossures des séries mio-pliocènes			
FLIOCENE-MIOCENE Sup.				dépôts des séries conglomératiques et carbonatées de la Fa. Orogén - Transgression
OLIGOCENE EOCENE Sup.	Serrage du bassin de Margarita - Phase D ₃			
EOCENE: EOCENE Inf.	Développement de bassin de type pull-apart suspecté ?			Erosion et démantèlement de l'arc crétacé supérieur du substratum métamorphique séries turbiditiques
PALEOCENE Inf. CAMPANO-MAESTRICHTIEN	Épisode fissural Développement d'un arc insulaire	Métamorphisme hydrothermal	Filons basaltiques (Urdésilitiques s.l.) à Margarita Série calco-alcaline à Los Frailes	Ruffs et cherts associés aux épanchements volcaniques
SANONNIEN	COLLISION d'un arc insulaire contre la marge continentale P ₂ liés à des décrochements D ₂ S ₂ S ₂ de type pili-fracture D ₁ S ₁ L ₁ : N. 50° P ₁ : courreaux S ₁ : foliation régionale Stades précoces	Métamorphisme HP/HT et BP/BT (course rétrograde de M ₁) Course prograde de M ₁ Métamorphisme HP/BT? suspecté		Série à blocs d'Araya
TURONIEN				TRANSRESSION Plate-forme dominée par une sédimentation carbonatée - des apports limités de nature continentale (Fa. Curupao - calcaires recristallisés du Groupe Los Robles
CENOMANIEN ALBIEN > ALBIEN =			Volcanisme fissural (basaltes alcalins) sur la marge continentale Proximité suspectée d'un arc insulaire à volcanisme explosif	Apports volcanogènes dans des boues noires (Fa. Laguna-Chica - El Cauca)
ALBIEN < APTIEN >	Régime en distension de l'ensemble de la marge			
APTIEN < BARRENIEN				TRANSRESSION - barres carbonatées - dépôts de grès massifs - érosion de la cordillère ophiolitique
ÉOCÈNE			Mise en place des plutons granodioritiques et granitiques	dépôts sédimentaires conditions euzoniques
	Obduction d'un panneau de la lithosphère océanique sur la marge	Métamorphisme HP/HT (schistes bleus) suspecté		Séries à blocs probables
		phénomènes hydrothermaux en domaine intra-océanique	Expansion du domaine océanique - accretion au niveau de dorsale	TRANSRESSION Création d'une plate-forme carbonatée
JURASSIQUE Moyan Sup.	Ouverture d'une aire océanique accompagnée d'une période de rifting en bord de marge		Volcanisme basaltique fissural lié à un régime en extension	Apports détritiques continentaux très importants

Fig. 178 - Les principaux événements tectonique, métamorphique, sédimentaire, volcanique et plutonique.

Los principales sucesos tectónico, metamórfico, sedimentaria, volcánico y plutónico.

CHAPITRE II

LES GRANDS TRAITES GEOLOGIQUES DE LA TERMINAISON ORIENTALE DE LA CHAÎNE SUD CARAÏBE

Ce vaste secteur comporte deux domaines accolés par une zone de coulissage dextre, sensiblement E-W, la zone d'El Pilar (Fig. 179).

II.A - LE DOMAINE MERIDIONAL

Ce domaine est représenté par les cordillères constituées de roches sédimentaires d'âge crétacé à tertiaire plissées: Serrania del Interior" au Venezuela, "Central Range" et "Southern Range" à Trinidad. Ces cordillères correspondent à la tectonisation de la couverture de la plate-forme guyanaise, dans un régime en transpression dextre (Murary, 1972; Stéphan, 1982). Cette structuration s'est réalisée grâce au déplacement progressif du domaine septentrional le long d'accidents décrochants du type El Pilar. Le caractère diachrone des déformations enregistrées par la couverture sédimentaire - Miocène moyen au Venezuela; Plio-Pléistocène à Trinidad (Munro et Smith, 1972; Rossi, 1985; Vivas, 1986) - ainsi que les réorganisations paléogéographiques qui ont suivi, soulignées par les dépôts post-orogéniques, sont en faveur d'une migration, vers l'Est, d'une cellule de déformation active qui serait à rechercher actuellement au N.E. de Tobago.

II.B - LE SYSTEME DE FAILLES D'EL PILAR

Cette zone rectiligne, au trois quarts immergée, de direction E-W, est sismiquement active (Molnar et Sykes, 1969; Perez et Aggarval, 1981). Elle s'étend depuis le Cap Codera (région occidentale proche de Caracas) jusqu'au delà de l'extrémité orientale de Trinidad où elle s'exprime par une succession de discontinuités en échelon et de direction N.80°E, affectant la partie méridionale du prisme d'accrétion de la Barbade (Fontas *et al.*, 1985).

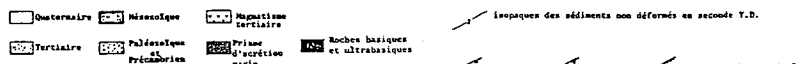
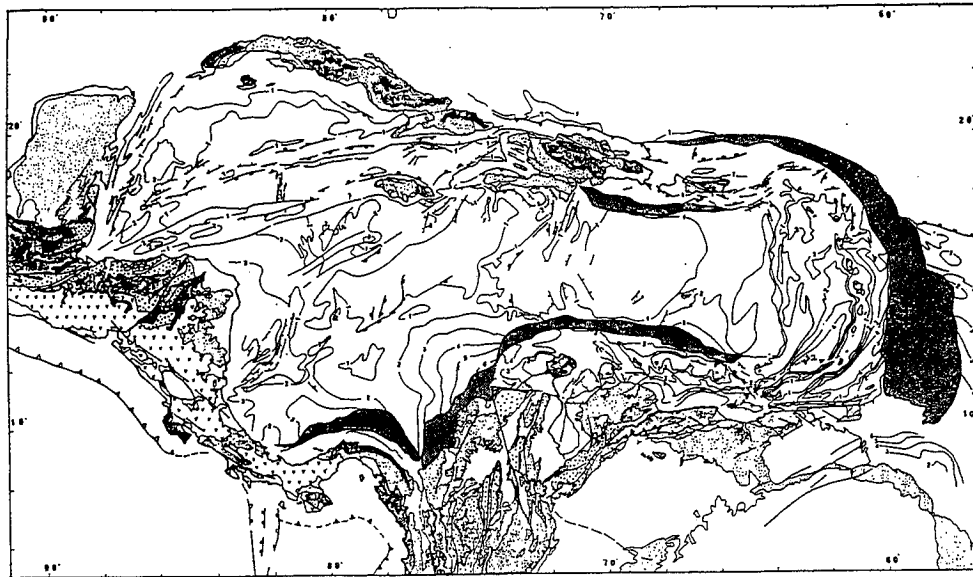


Fig. 179 - Les principaux traits morphostructuraux du domaine Caraïbes (d'après Mascle et al., 1985)
Los principales rasgos morfoestructurales del dominio Caribe (según Mascle et al., 1985)

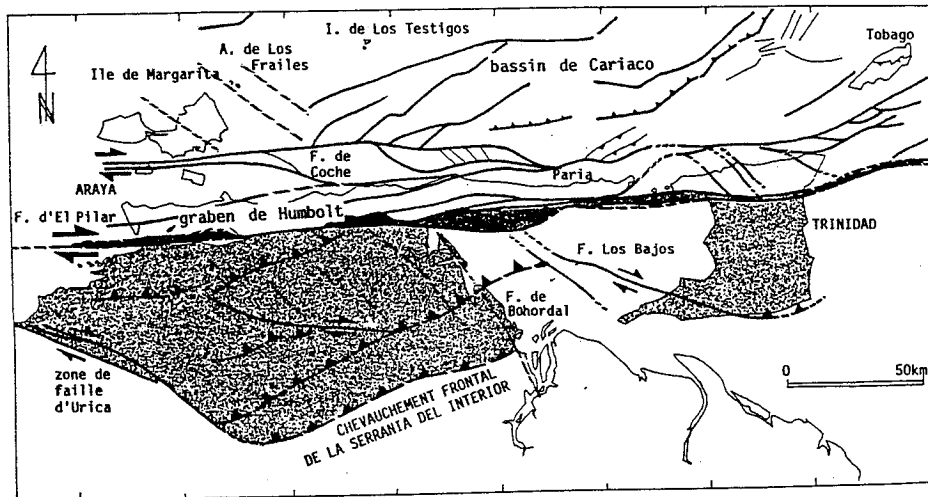


Fig. 180 - Carte schématique du Nororienté vénézuélien (d'après les travaux de Bellizzia et al., 1976; Kugler, 1959; Rossi, 1985; Pereira, 1985; Scott, 1977).
Mapa esquemático del Nororienté venezolano (según los trabajos de Bellizzia y al., 1976; Kugler, 1959; Rossi, 1985; Pereira, 1985; Scott, 1977)

L'expression morpho-structurale de cette zone de coulissage, longue d'environ 450 km, est soulignée par des dispositifs soit en "pull apart", soit en "push up" (horst) (voir travaux de Mann et al., 1983). La morphologie en rhomboèdre des bassins d'effondrement confirme un déplacement vers l'Est du domaine septentrional (Schubert, 1979, 81, 82).

D'Ouest en Est, diverses structures ont été reconnues le long de l'accident :

1. Le bassin de Cariaco, long d'environ 200 km, doit sa genèse à la prise en relais des failles de Moron au Nord par la faille d'El Pilar au Sud (Schubert, 1985). Le rejeu décrochant dextre nécessaire à sa création et à sa morphologie actuelle a été estimé par Schubert (1982) entre 25 et 100 km. Ce bassin en pull apart dont l'ouverture a été rapportée au Miocène supérieur par Biju Duval et al. (1982), s'inscrit parfaitement dans la lignée des bassins d'âge tertiaire supérieur de même type, tel que celui de Yaracuy (Schubert 1985);

2. Le graben de Humbolt - actuel golfe de Cariaco - est bordé par des séries d'âge mio-pliocène qui ont été affectées par diverses périodes de compression NS à NW-SE (Bladier et Macsotay, 1977). Sur la rive méridionale de ce golfe, dans le secteur de Cumana, l'ouverture du graben est enregistrée dans la sédimentation plioquaternaire. La succession inférieure d'âge plio-pléistocène est riche en galets de roches métamorphiques provenant de la péninsule d'Araya (compartiment septentrional); au contraire, la série supérieure, pléistocène, discordante, renferme des galets et des blocs provenant seulement de la "Serranía del Interior" (Macsotay et Blanchet, in Stéphan, 1982);

3. la zone de Casany-El Pilar est le seul secteur où l'on passe "à pieds secs" de la cordillère métamorphique d'Araya-Paria à la Serranía del Interior orientale. Le couloir faillé d'El Pilar est constitué d'écaillés de roches de nature tantôt sédimentaire, tantôt métasédimentaire, ainsi que de copeaux d'ultrabasites. Sa largeur est de 5 à 6 km. Entre les villages de Casany et d'El Pilar la faille de Chuparipal met en contact le métamorphique et le non-métamorphique. Cette faille, décrite une première fois par Metz (1964) a été réétudiée récemment par Alvarez et al. (1985). Elle est scellée par une série conglomératique et turbiditique marine, datée du Miocène moyen (Formation Los Arroyos). La faille d'El Pilar active passe au Sud de la faille de Chuparipal et se prolonge, vers l'Est par la faille de Casany.

Sur la base de données gravimétriques, Vierbuchen (1978-1984) a suggéré une attitude verticale des contacts jusqu'à une profondeur de cinq kilomètres. La présence, dans cette zone de coulissage de roches à forte densité, absentes dans la "Serranía del Interior oriental" plus au Sud a amené cet auteur à corrélérer cette anomalie à des corps affleurant dans la cordillère occidentale, proche de Caracas et par là même à proposer un déplacement global dextre de l'ordre de 150 à 300 km. Un rejeu d'environ 450 km, avait été antérieurement proposé par Alberding (1957).

4. La faille de Casany ne se situe pas exactement au pied de la cordillère métamorphique de Paria. Elle s'en écarte localement d'une dizaine de kilomètres dans son tracé occidental. Cet accident se poursuit à travers Trinidad où il constitue la limite entre la cordillère métamorphique au Nord (=Northern Range) et le domaine non métamorphique au Sud (Northern Basin).

Le segment central de cette faille constitue l'escarpement septentrional de la dépression de Yaguaraparo. La faille sépare également l'île de Patos de la péninsule de Paria. Le bassin de Yaguaraparo est limité, à l'Est, par le décrochement dextre de Los Bajos (N.110°E) et à l'Ouest, par la faille normale de Bohordal (N.130°E) (Fig. 180). Une puissante série sédimentaire (> 3000 m) d'âge plio-quaternaire, est piégée dans cette dépression (Perez de Mejia et Tarache, 1985). La péninsule de Paria semble être frangée au Sud par un paléooccident, direction EW, actuellement masqué par des dépôts quaternaires importants (terrasses de Macurito, de Morrocoy, Gonzalez de Juana *et al.* 1972). Cet accident dont l'activité serait contemporaine de la faille de Chuparipa, pourrait correspondre à l'actuelle faille qui sépare les Formation Guinimita et Cariquito (Gonzalez de Juana *et al.*, 1965, voir carte).

II.C - LE DOMAINE SEPTENTRIONAL

Ce compartiment comprend:

- au Sud la cordillère métamorphique qui s'étend depuis la péninsule d'Araya jusqu'à l'île de Tobago;
- au centre, le bassin de Carupano au sens large, domaine totalement immergé appartenant au plateau continental nord-vénézuélien;
- au Nord, la terminaison méridionale de l'arc volcanique des Petites Antilles.

Nous rappellerons tout d'abord les principaux traits géologiques de ces divers domaines avant de proposer des corrélations avec le transect étudié (Margarita-Araya).

II.C.1 - Principales caractéristiques lithostratigraphiques et structurales de la cordillère métamorphique

Cette cordillère est traversée obliquement par un contact majeur N.80°E, le décrochement de Salazar, qui sépare deux ensembles présentant un net contraste de degré d'évolution métamorphique. Au Sud et à l'Est, affleurent des terrains métasédimentaires témoignant d'un métamorphisme faible à très faible. Au Nord et à l'Ouest affleurent d'anciennes séries détritiques transformées dans les conditions du faciès amphibolite, puis rétrotransformées. Ce domaine septentrional a été décrit dans les parties précédentes (cf. Formation Manicua-re).

Nous étudierons ici le domaine méridional et oriental, entre Tobago à l'Est et Carupano à l'Ouest.

Île de Tobago

Rowley et Maxwell (1948) (Fig. 181), l'île de Tobago présente deux grands ensembles géologiques, séparés par un contact tectonique dont la nature reste à déterminer (décrochement ?):

l'un est composé de schistes à albite et épido-
te, d'origine essentielle-
ment supposé d'âge jurassique par Rowley et Roobol (1978) (Fig.

Fig. 181
- l'île de Tobago
- l'île de Patos
- l'île de Margarita

Fig. 181

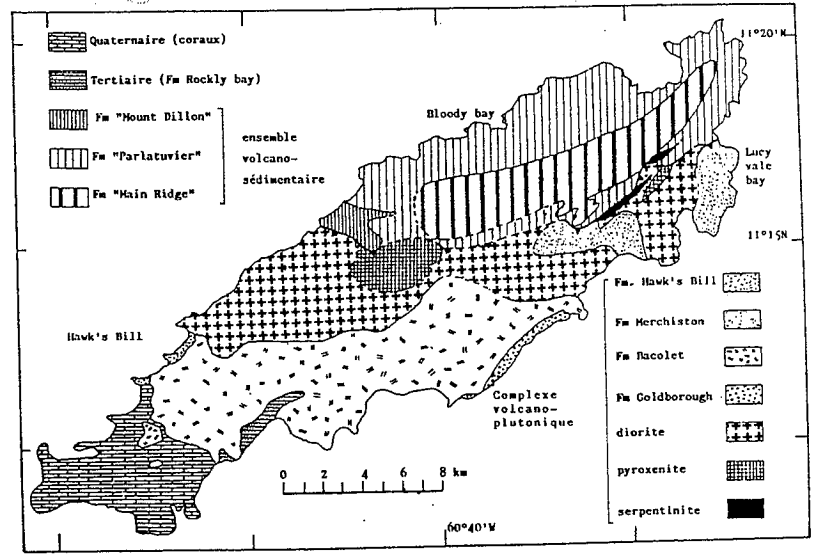


Fig. 182A

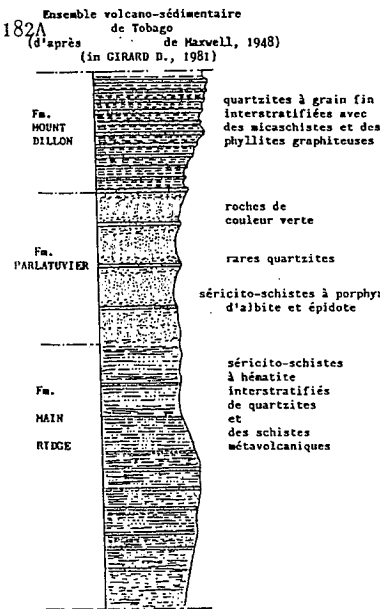


Fig. 182B

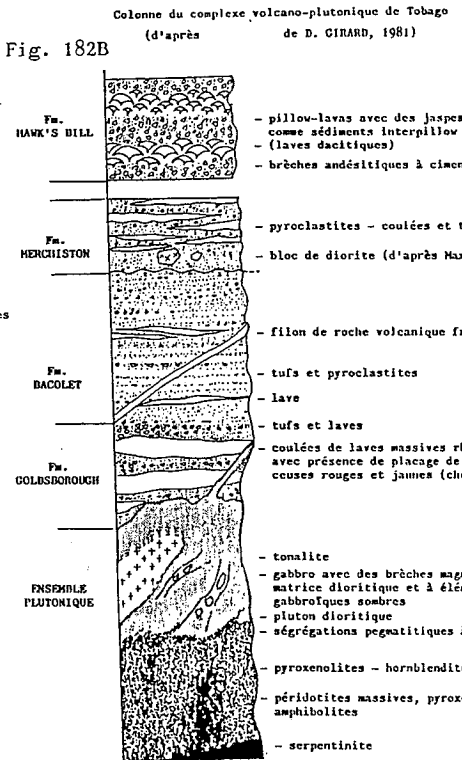


Fig. 181: Carte géologique de l'île de Tobago, d'après Maxwell 1948 in Rowley et Roobol 1978

Mapa geologico de la Isla de Tobago, segun Maxwell 1948 in Rowley et Roobol 1978

Fig. 182: Colonnes lithostratigraphiques des séries mésozoïques de Tobago

Columnas litoestratigraficas de las serias mesozicas de Tobago

- l'ensemble méridional comporte des roches plutoniques ultrabasiques et basiques (péridotites serpentinisées, pyroxénite, diorite, gabbros) et de métavolcanites (andésites, dacites) (Fig 182B). Ces roches sont affectées par un métamorphisme épizonal relativement faible. Pour Mac Gillavry (1977), ces roches volcaniques et plutoniques sont d'origine océanique; au contraire, Girard (1981) associe le complexe igné avec une partie des séries volcaniques et propose, sur des arguments géochimiques, que l'ensemble volcano-plutonique représente un témoin de paléo-arc insulaire. L'étude à la microsonde des clinopyroxènes de ces volcanites a permis de souligner le caractère anorogénique de ces basaltes appartenant à une série calco-alcaline (Girard, *op. cit.*). Les datations radiométriques réalisées sur les laves (méthode K/Ar - roche totale) sont comprises entre 70 et 60 Ma., tandis que celles obtenues sur les roches plutoniques sont comprises dans une fourchette de 100 à 70 Ma. (Girard *op. cit.*). Les âges obtenus par Rowley et Roobal (1978) sur les roches volcaniques et les diorites sont, pour l'essentiel, compris entre 85 et 75 Ma.

b) La cordillère septentrionale de Trinidad "Northern Range"

Longue de 100 km et large d'une quinzaine de kilomètres, cette cordillère est séparée du "Northern basin" par les failles d'Arima et d'El Pilar *sensu lato*. Elle est principalement composée de séries détritiques et carbonatées de plate-forme, épimétamorphiques, d'âge jurassique supérieur à crétacé supérieur. Aucun corps ophiolitique n'a été reconnu dans ce tronçon oriental de la chaîne sud caraïbe.

b1) Organisation lithostratigraphique

La base de cet édifice est constitué de calcaires massifs recristallisés (Formation Maraval - Potter, 1965 - 1972; Barr, 1962-63; Furrer, 1965-1972), datés du Jurassique supérieur (Hutchison, 1938; Spath, 1939). Cette barre carbonatée est surmontée, en apparence concordance stratigraphique, par des faciès détritiques de type flysch, mêlés de tufs (Formation Maracas). Au dessus suit une séquence carbonatée, composée d'une alternance de calcaires marmoréens et de calcschistes qui recèlent des faunes du Barrémien inférieur (Barr, 1962-65) et du Barrémien-Aptien (Saunders, 1972; Barr et Saunders, 1965) (Formations Chancellor, Laventille, Rio Seco, Toco, Tompire).

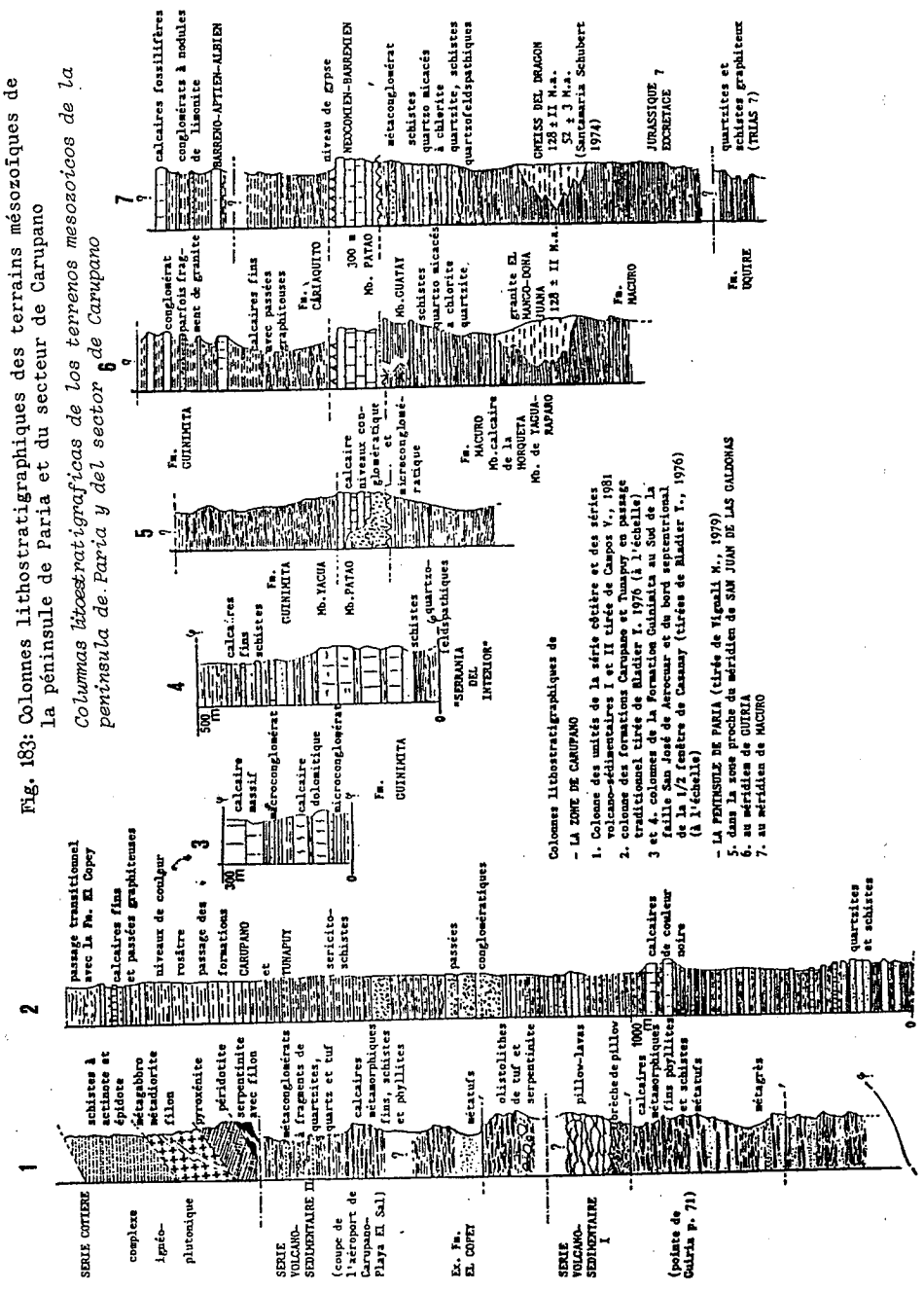
Dans les secteurs orientaux; la colonne lithostratigraphique se poursuit par des basaltes, des tufs et des brèches tuffacées mêlés à une nature de type "black shales". (Formation Sans Souci). Saunders (1974) considère que l'âge de ces épanchements est aptien ? albien.

Les formations précédentes sont surmontées, en discordance, par une série non métamorphique comprenant, à sa base, un wild flysch, puis des grès et des pélites datés par microfaune du Campanien supérieur-Maestrichtien (Formation Galera, Saunders, 1972-1973; Kugler 1953-1959) pouvant monter dans le Paléocène, (comm. orale de Saunders à Stéphan, 1981).

b2) Architecture

La cordillère septentrionale de Trinidad correspond à une méga-antiforme de direction axiale EW, déversée en pli couché hectométrique vers le Nord dans son extrémité occidentale (Potter, 1972). Cette antiforme est affectée d'accidents à vergence nord (chevauchements de Brasso Seco, de Maracas: carte Trinidad 1/100 000, Kugler, 1959) et découpée par des accidents décrochants, principalement dextres, de direction N.140°E à N.130°E (failles de Grand Rivière, Matalote, Platana, Chupara etc...).

Fig. 183: Colonnes lithostratigraphiques des terrains mésozoïques de la péninsule de Paria et du secteur de Carupano
Columnas litostrostratigráficas de los terrenos mesozoicos de la península de Paria y del sector de Carupano



Colonnes lithostratigraphiques de
 - LA ZONE DE CARUPANO
 1. Colonnes des unités de la série schisteuse et des séries volcaniques épi-cambriennes I et II tirées de Caron Y., 1981
 2. colonnes des formations Carupano et Pampay en passage traditionnel tirées de Bladler T., 1976 (à l'échelle 1:250 000)
 3 et 4. colonnes de la Formation Guinimata au Sud de la faille San José de Aerocuar et du bord septentrional de la 1/2 feuille de Casamay (tirées de Bladler T., 1976) (à l'échelle 1:250 000)
 - LA PÉNINSULE DE PARIÁ (tirée de Vignati M., 1979)
 5. dans la zone proche du méridien de SAN JUAN DE LAS GALDINAS
 6. au méridien de GUINIMATA
 7. au méridien de MACURO

En l'absence de données précises concernant l'histoire tectono-métamorphique de cette cordillère il n'est pas possible de dresser un calendrier des déformations.

c) La péninsule de Paria, La région de Carupano et L'Ile de Patos

Ces secteurs ont fait l'objet de nombreuses études (Oxburg et Hess, 1958; Sifontes, 1971; Seijas, 1971-1972; Sifontes et Seijas 1972 a et b; Sifontes et Santamaria, 1972; Campos, 1981 etc...) (Fig. 183).

C1) Organisation lithostratigraphique

* La péninsule de Paria

D'accès très difficile, la péninsule de Paria demeure encore de nos jours une zone mal connue. Les seuls documents disponibles ont été réalisés principalement dans les années soixante et soixante dix par Gonzalez de Juana et ses collaborateurs. Ces pionniers de la géologie du bloc nord-oriental de la chaîne sud caraïbe ont proposé une colonne lithostratigraphique synthétique; celle-ci débute par une séquence détritique à laquelle sont associés des massifs orthogneissiques et se poursuit par une séquence carbonatée.

La séquence détritique est composée de quartzites graphiteux (Formation Uquire) de schistes quartzo-micacés, de quartzites feldspathiques (Formation Macuro), Gonzalez de Juana *et al.* (1971) ont signalé la présence de barres carbonatées, affleurant de façon intermittente (calcaires de Yaguaraparo et de La Horqueta) ainsi que des "passées gneissiques" paradérivées (gneiss de la Yaguara, de El Hoyo). Associés à ces divers lithofaciès, il existe aussi des orthogneiss (El Dragon et Dona Juana El Mano) qui se localisent dans l'extrémité orientale de la péninsule. L'âge de ces séries détritiques et parfois carbonatées serait jurassique à éocène.

La séquence carbonatée est constituée d'une succession :

- de calcaires à interlits phylliteux et de gypses saccharoïdes, alternant avec des carbonates (Membre Patao, Formation Cariaquito, Gonzalez de Juana *et al.* 1980);
- de pérites, associées à des calcaires finement lités (Membre Yacua, Formation Cariaquito);
- de niveaux conglomératiques surmontés par une importante barre carbonatée, datée du Barrémien-Aptien par son contenu faunistique (Mollusques) (Formation Guinimita). Dans les faciès conglomératiques ont été rencontrés des fragments de grès, de calcaires fins fossilifères, de conglomérat et de granite. Plus à l'Ouest, les calcaires massifs de la Formation Guinimita disparaissent peu à peu, faisant place à une sédimentation plus détritique et quartzreuse. Dans l'"Ensenada Guinimita", la localité-type de la formation, Macsotay (1984, comm. personnelle) a découvert au dessus de cette barre carbonatée, une ammonite déroulée du genre cf. *Mariella* sp. qui caractérise l'intervalle du Vraconien (Albien supérieur) au Cénoomanien.

* La région de Carupano

Cette zone comporte deux domaines séparés par la faille de San José de Aerocuar, de direction N.80°E.

Au Nord, abstraction faite des unités allochtones à débris ophiolitiques décrites par Campos, 1981 et Campos *et al.*, 1980 et lithologiquement très analogues à la Formation Laguna Chica (cf. Partie I, Chapitre II), la colonne lithostratigraphique débute par une alter-

nance de phyllites, de microconglomérats et de lentilles carbonatées (Formation Tunapuy). Elle se poursuit et s'achève par des calcaires recristallisés, finement lités (Formation Carupano) (Bladier 1976).

Au Sud la lithostratigraphie reste à préciser, compte tenu des mauvaises conditions d'affleurement et des incertitudes concernant la structure. L'ensemble des lithofaciès présente, là encore, des caractères de dépôts de plate-forme (cf. secteur nord); mais il existe en outre une barre carbonatée puissante, datée du Barrémien-Aptien inférieur dont la position et la nature sont controversées (écaïlle ?, vaste olistolite ? variation latérale de faciès ?). (Campos, 1981, Bladier *op.cit.*; Seijas, 1972).

* L'Ile de Patos

Étudiée par Kugler (1974), cette île est composée de calcaires massifs, localement conglomératiques. Ces conglomérats renferment parfois des calcaires oolitiques à fragments d'Algues et d'Echinodermes, du quartz et des phyllites noires. L'âge est supposé néocomien à aptien. Ces niveaux conglomératiques seraient équivalents à ceux présents à la base de la Formation Guinimita.

C2) Structure et métamorphisme

Les secteurs de Carupano et de Paria, inscrits entre les décrochements EW et dextres, de Coche au nord et El Pilar au Sud, sont profondément entaillés par des accidents plurikilométriques de direction N.75 à N.85°E (failles de San José de Aerocuar, de Manacal etc...) (Sifontes et Seijas, 1972 a et b; Gonzalez de Juana *et al.*, 1972). L'obliquité de ces accidents vis-à-vis du dispositif régional, décrochement dextre, évoque les failles décrochantes dextres de 2ème ordre de type P du modèle de Riedel (1929 *in* Vialon *et al.*, 1976).

Pour la péninsule de Paria, Vignali (1979) a distingué trois périodes de plissement. Les structures de première phase (D₁), sont reprises par des plis de phase 2 (D₂), isoclinaux et symmétriques, d'axes EW. Des plis P₃, de direction axiale N.30°E, reprennent les surfaces S₂ et s'accompagnent d'une schistosité de type pli-fracture. L'essentiel du métamorphisme M₁ est syntectonique, contemporain des plis P₂ et développé dans des conditions du faciès schistes verts (chlorite, chloritoïdes). En outre, on observe à la périphérie des dômes orthogneissiques (Dona Juana) des cornéennes attestant l'existence d'un métamorphisme de contact plus ancien. L'âge de mise en place des granites à l'origine de ces orthogneiss mylonitisés reste controversé (cf. tableau ci-dessous). Les datations radiométriques concernent les roches totales et des minéraux séparés.

230 ± 100 Ma.	Roche totale	méthode Rb/Sr	Kugler, 1972
53 ± 3 Ma.	Roche totale	méthode K/Ar	Gonzalez de Juana <i>et al.</i> 1974
60 ± 4 Ma.	Roche totale	méthode K/Ar	"
81 ± 4 Ma.	Muscovite	méthode K/Ar	"
128 ± 11 Ma.	Hornblende	méthode K/Ar	"

L'âge de 128 ± 11 Ma (Néocomien, classification de Odin *et al.*, 1982, *in* Foucault et Raoult 1984) est communément considéré comme celui de la mise en place du granite d'El Dragon et des massifs associés; ce qui atteste l'existence d'une période de plutonisme au Néocomien (Gonzalez de Juana *et al.*, 1974). L'âge de 81 ± 4 Ma serait celui du métamorphisme régional.

. Dans le secteur de Carupano, Campos (1981), envisage lui aussi, une succession de déformations. La foliation régionale (S_2), d'âge sénonien inférieur/sénonien supérieur succède à une déformation plus ancienne, caractérisée par des plis de type isoclinal (D_1). Une dernière phase (D_3), coaxiale de la phase D_2 , développe des plis avec une schistosité de fracture. Selon Campos (*op. cit.*), les phases D_2 et D_3 correspondent à des compressions orientées N-NW - S-SE et des mouvements à vergence sud-est sont associés à ces deux phases.

II.C.2 - Les grands traits géologiques du domaine immergé: la plate-forme de Margarita Les Testigos et le bassin de Carupano

Cette plate-forme constitue, entre l'arc insulaire des Petites Antilles et la chaîne sud-caraïbes, un point de jonction correspondant à une zone déprimée où se sont accumulés, localement, plus de 10 kilomètres de sédiments tertiaires. Les données géophysiques ne sont pas suffisamment denses pour permettre un raccord précis entre les ensembles cartographiés à terre et les structures reconnues en mer, sauf dans un secteur compris entre les méridiens 62° et 63° N. C'est ce secteur que nous étudierons plus particulièrement. Les forages ainsi que les profils sismiques réalisés par la Compagnie Pétrolière LAGOVEN ont permis d'y différencier, du Sud au Nord, trois ensembles lithologiques et structuraux constituant le substratum des séries tertiaires (Pereira, 1985; Pereira *et al.*, 1986; Castro et Medros, 1985) (Fig. 184-185).

- Une ceinture de roches métamorphiques
- Une ceinture volcanique centrale, correspondant à un paléo-arc, albien-turonien, le Paléo-arc de Patao
- Un arc volcanique crétacé supérieur, lié au système de l'arc des Petites Antilles.

1. Lithostratigraphie et structure du substratum

a) *La ceinture métamorphique méridionale*, à laquelle il faut adjoindre la cordillère métamorphique émergée Tobago-Paria, constitue une frange très tectonisée et métamorphisée. Le forage Bocas 1 (Castro et Mederos, 1985) a traversé un ensemble métamorphique (faciès schistes verts) composé de séries métavolcano-sédimentaires mêlées de metabasaltes. Ces derniers appartiennent, d'après leurs caractères géochimiques (Terres rares) au groupe des metabasaltes basaltiques tholéïtiques anorogéniques (Talukdar, 1983). Cet ensemble est surmonté par un copeau de volcanites non métamorphique, provenant de la frange centrale. Un âge jurassique à crétacé inférieur a été avancé pour ce substratum métamorphique sur la base de corrélations régionales.

b) *La ceinture centrale* est constituée de laves basiques, de brèches, de lapillis et de cendres interstratifiées avec des pèlites des carbonates et des radiolarites. Des Foraminifères (*Heterohalis* sp. et *Hedbergella* sp.) du Crétacé supérieur y ont été reconnus. Ces laves indemnes de toute trace de métamorphisme régional, ont été datées de l'Albien supérieur - Turonien supérieur (90.8 ± 8 Ma; 102.2 ± 10 Ma; 87 ± 9 Ma sur roche totale - méthode K/Ar; Talukdar, 1983). Ces roches constituent le complexe de Mejillones (Castro et Mederos, *op. cit.*). Elles ont été traversées par les forages principalement dans le horst de Patao (Pereira, 1985). Talukdar (*op. cit.*) a classé ces laves parmi des basaltes tholéïtiques de type arc insulaire primitif (P.I.A.). Ce paléo-arc de "Patao" serait charrié sur la ceinture métamorphique (Pereira *op. cit.*, cf. Fig. 184).

Fig. 184 - Les grands accidents de la plate-forme continentale nord vénézuélienne (d'après Pereira, 1985) et localisation des profils sismiques, cf. Fig. 186
Los grandes fallas de la plataforma continental del nororiente venezolano (según Pereira, 1985) y ubicación de los perfiles sísmicos (cf. Fig. 186)

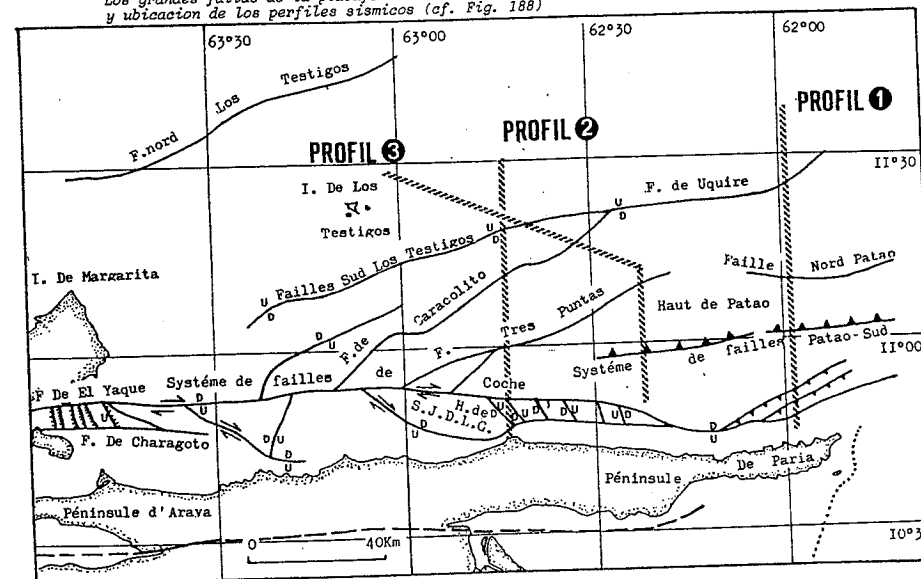
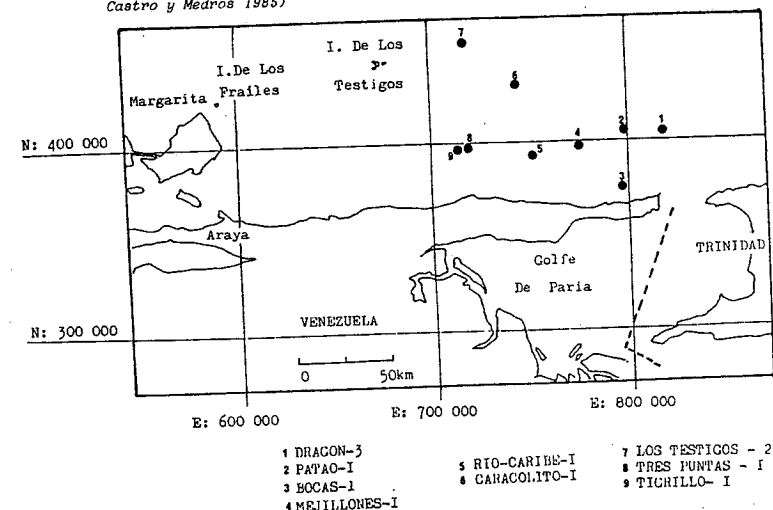


Fig. 185 - Localisation de quelques forages au Nord de la Péninsule de Paria (in Pereira, 1985 - Castro et Mederos, 1985)
Ubicación de algunos pozos al Norte de la Península de Paria (in Pereira, 1985 - Castro y Medros 1985)



c) La ceinture septentrionale volcanique est composée de basaltes andésitiques appartenant à une série calco-alcaline. Elle correspond à un arc insulaire, implanté sur un substratum métamorphique de type Margarita. Au niveau du forage de "Los Testigos 2" (cf. localisation Fig. 185) le volcanisme a été daté, par la méthode K/Ar sur roche totale, du sommet de l'Eocène moyen - base de l'Oligocène inférieur (Talukdar, 1983) (39 ± 2 Ma, $35 \pm 1,8$ Ma). Le contact de cet arc insulaire tertiaire avec le dispositif issu de la collision intra-sénienne est masqué par les dépôts tertiaires (cf. paragraphe suivant).

d) Extensions latérales des unités du substratum

. Les diverses étapes de structuration cassante tertiaire, suivies d'apports sédimentaires détritiques importants (cf. paragraphe suivant), ne permettent pas de différencier et de préciser l'extension cartographique de la ceinture métamorphique et du paléo-arc de Patao; séparés par un contact tangentiel majeur, d'âge sénien.

. L'arc insulaire de Los Testigos constitue l'élément structural le plus apparent. Il s'étend, à l'Ouest, jusqu'à l'archipel de Los Frailes. Les âges radiochronologiques obtenus sur les jalons émergés de cet arc indiquent une migration progressive de l'activité volcanique au cours du temps (Santamaria et Schubert, 1974; Talukdar, 1983). Les résultats obtenus par la méthode K/Ar, sur roche totale, sont en effet les suivants :

- Crétacé supérieur - Paléocène (66 ± 5 Ma), pour l'Archipel de Los Frailes;

- Eocène moyen (44 ± 5 Ma, 48 ± 6 Ma), pour l'île de Las Testigos;

Eocène supérieur - Oligocène inférieur ($35 \pm 1,8$ Ma, 39 ± 2 Ma) pour le forage Los Testigos 2, situé à une quarantaine de kilomètres à l'Est des îlots de Los Testigos.

. Les données gravimétriques (Bonini, 1978) semblent indiquer que l'arc insulaire de Los Testigos se poursuit à l'Est jusqu'à l'île de Grenade où la première activité volcanique est d'âge oligocène (Westercamp *et al.*, 1985). Cette migration du volcanisme associé au fonctionnement d'une fosse de subduction, semble s'accompagner d'un réseau d'accidents décrochants (cf. évolution tertiaire du bassin Caracolito; paragraphe suivant).

2. Evolution sédimentaire et tectonique des bassins tertiaires

L'évolution tectono-sédimentaire des séries cénozoïques a fait récemment l'objet d'une synthèse (Pereira *et al.*, 1986), mettant en évidence diverses périodes de structuration de cette plate-forme nord-orientale vénézuélienne.

2.1. - Les différentes étapes

a) A l'Eocène inférieur à moyen s'installe un bassin contrôlé par un réseau d'accidents N.NE - S.SO. Cette dépression dite de Caracolito; plaquée contre la façade méridionale de l'arc insulaire de Los Testigos, reçoit de ce dernier des apports sédimentaires, riches en éléments détritiques (Fm. Tigrillo).

b) A l'Oligocène moyen, le bassin est plissé en régime de transpression.

c) Au Miocène inférieur un régime de transtension succède au régime compressif. Pour la première fois nous notons des apports sédimentaires en provenance du SW.

d) De la fin du Miocène jusqu'au début du Pliocène, le bassin de Carupano *sensu lato*

bascule du NW au SE. Les sédiments jusqu'alors déposés sur les séries sédimentaires antérieures (Formations Caracolito (Oligocène) et de Tres Puntas (Miocène inférieur à moyen), sont transgressifs sur le substratum crétacé (Formation Cubagua) (Fig. 186 A.B.C.).

e) Au Pliocène inférieur les accidents dextres, de direction E-O, développés à l'Oligocène moyen sont réactivés. L'arc de Los Testigos glisse vers l'Est, sur ces "rails" (accident de Coche : Pereira, 1985).

f) Au Pliocène moyen à supérieur les dépressions héritées des coulissages antérieurs; dépressions de Paria, d'Araya, de Margarita SE (cf. Fig. 187) sont comblées par une sédimentation détritique. La configuration actuelle de bassin de Carupano *sensu lato* est très proche de celle du Pliocène supérieur.

2.2. - Prolongements latéraux

Les Formations Punta Carnero et Pampatar (Eocène inférieur à moyen) affleurant sur l'île de Margarita sont corrélées à la Formation Trigrillo, traversée par forages dans le bassin de Caracolito (Pereira *op. cit.*, Castro et Mederos, 1985). Néanmoins, il convient de souligner une localisation bien différente dans les deux cas :

a) le bassin éocène inférieur à moyen de Margarita s'est installé sur un substratum métamorphique, corrélable avec la ceinture méridionale du substratum du bassin de Carupano *sensu lato*;

b) Le bassin de Caracolito est compris entre le paléo-arc de Patao au Sud et l'arc volcanique de Los Testigos au Nord.

Ces deux faits impliquent un schéma structural particulier, car les deux bassins possèdent des éléments issus du démantèlement de l'arc insulaire de Los Testigos - Los Frailes. Il faut donc envisager un dispositif recoupant à l'emporte-pièce l'édifice métamorphique hérité de la collision sénienne. Les séries conglomératiques et turbiditiques, éocène inférieur à moyen ont été piégées dans un (ou des) bassin(s) d'effondrement du type "pull apart", né(s) dans un régime tectonique dominé par des mouvements coulissants.

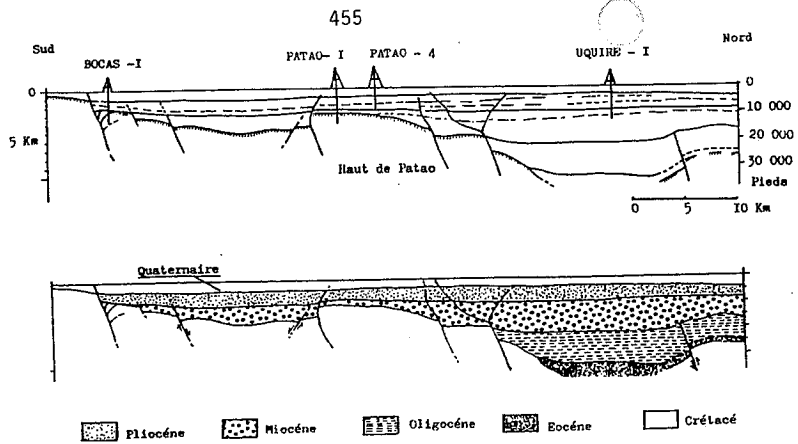
II.D. - SYNTHÈSE GÉNÉRALE SUR LA TERMINAISON ORIENTALE DE LA CHAÎNE SUD-CARAÏBE; DISCUSSIONS

Compte tenu des informations recueillies d'une part grâce à l'étude du transect Margarita - Araya, d'autre part dans le cadre de la synthèse réalisée précédemment, il convient de souligner quelques points importants :

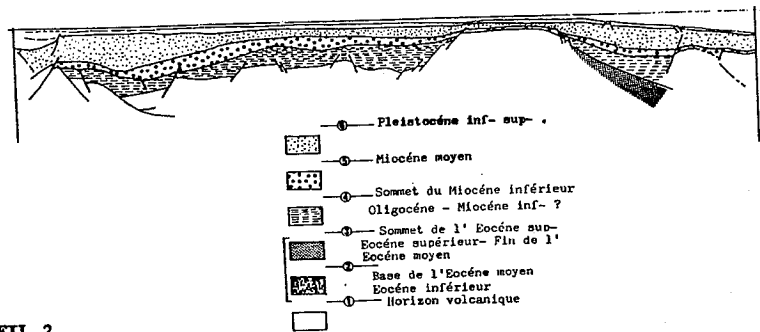
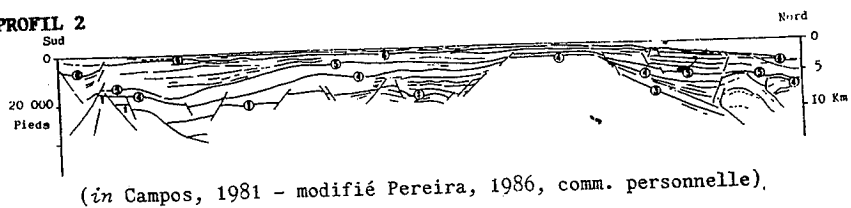
1) le paléo-arc de Patao-Tobago qui n'affleure pas sur le transect Margarita-Araya, joue un rôle fondamental dans la genèse des structures synmétamorphes étudiées. C'est en effet la collision de cet arc avec la paléomarge sud-américaine qui est à l'origine de l'empilement de nappes et du métamorphisme décrits sur Margarita et Araya. Sur l'île de Tobago, le paléo-arc crétacé, peu déformé, est en contact tectonique avec une série volcano-sédimentaire très comparable à celle qui constitue la couverture des méta-ophiolites sur Margarita;

2) les séries de paléomarge étudiées, que ce soit au niveau de Trinidad ou de Margarita, présentent des caractéristiques sédimentaires similaires: prépondérance de séries détritiques basales et dépôts carbonatés sommitaux. L'âge des méta-séquences de plate-forme s'étend du Jurassique au Cenomano-Turonien. La présence à Trinidad de séries détritiques campano-maestrichtiennes (Paléocène) non métamorphiques et discordantes, souligne un démantèlement de la cordillère héritée de la collision intra-sénienne;

A. PROFIL 1



B. PROFIL 2



C. PROFIL 3

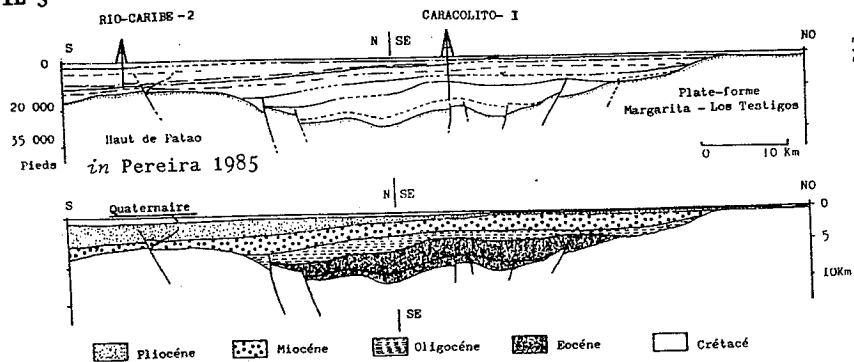
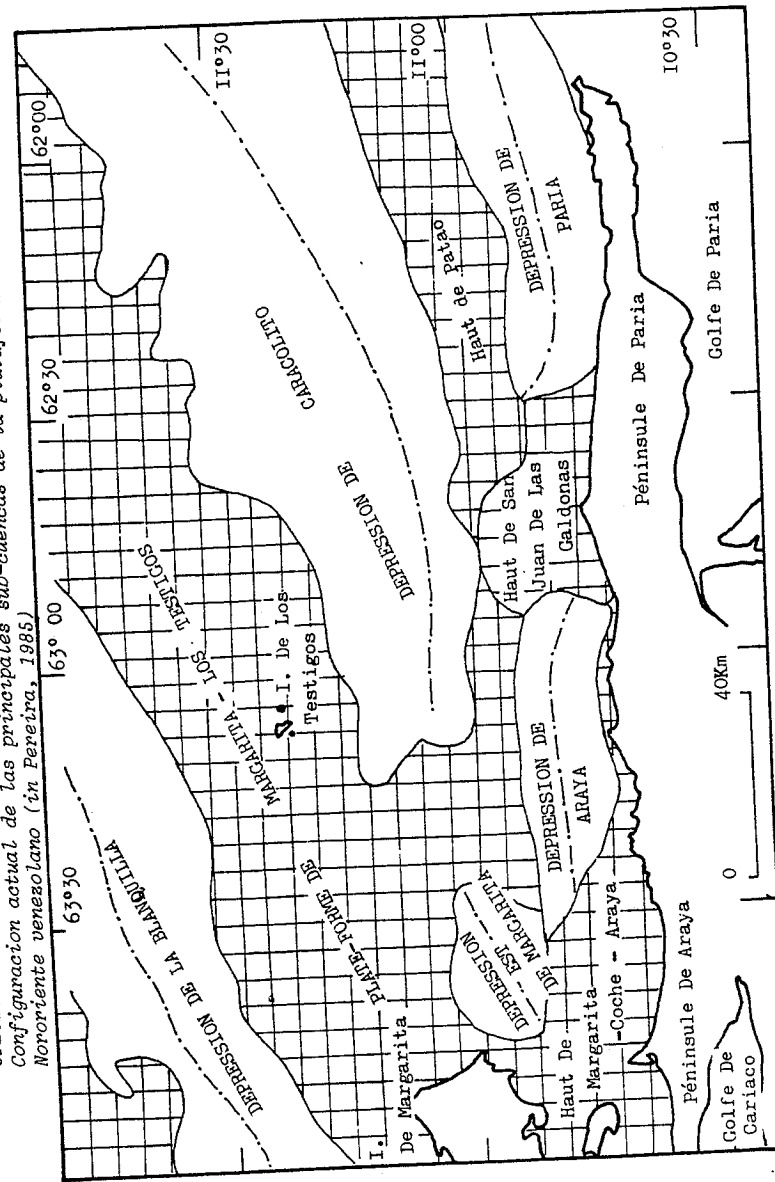


Fig. 186 - Quelques profils sismiques, situés au Nord de la Péninsule de Paria (cf. Fig. 184), du bassin de Carupano orientale vénézuélienne (in Pereira, 1985)
 Configuración actual de las principales sub-cuencas de la plataforma continental del Nororienté venezolano (in Pereira, 1985)

Fig. 187 - Configuración actual de las principales depresiones de la plate-forme continentale nord-orientale vénézuélienne (in Pereira, 1985)
 Configuración actual de las principales sub-cuencas de la plataforma continental del Nororienté venezolano (in Pereira, 1985)



3) Les séquences métavolcano-sédimentaires, mêlées de spilites traversées par le forage "Bocas I", rappellent la couverture sédimentaire des méta-ophiolites de Margarita et la série septentrionale de Tobago. Il s'agit là d'un volcanisme basaltique de type anorogénique que l'on retrouve également dans la succession épimétamorphique de la Northern Range de Trinidad (Fm. Sans S0uci, d'âge aptien-albien d'après Saunders, 1974);

4) L'arc Los Testigos s'est implanté, probablement à l'emporte-pièce, sur la partie interne de l'édifice issu de la collision;

5) le bassin éocène inférieur à moyen s'est développé obliquement sur les structures intra-sénoniennes. Sa genèse est, semble-t-il, due au fonctionnement de grands décrochements intra-continentaux induisant des bassins d'effondrement de type "pull apart";

6) Le caractère composite de la bordure méridionale de la plaque caraïbes est dû aux importants coulissages tertiaires qui ont affecté les mégastructures en nappes issues de la collision.

Une coupe schématique dressée entre le bassin de Grenade, au Nord, et le bassin de Maturin, au Sud, permet de mettre en place les différents ensembles (Fig. 188). Nous proposons l'existence d'un "robotage" basal des racines de l'édifice intra-sénonien pour expliquer les anomalies gravimétriques notées dans ce domaine central composite par Bonini (1978). Le bassin tertiaire de Carupano ne présentant pas une très forte signature gravimétrique négative, nous suggérons une remontée du Moho sous ce dernier.

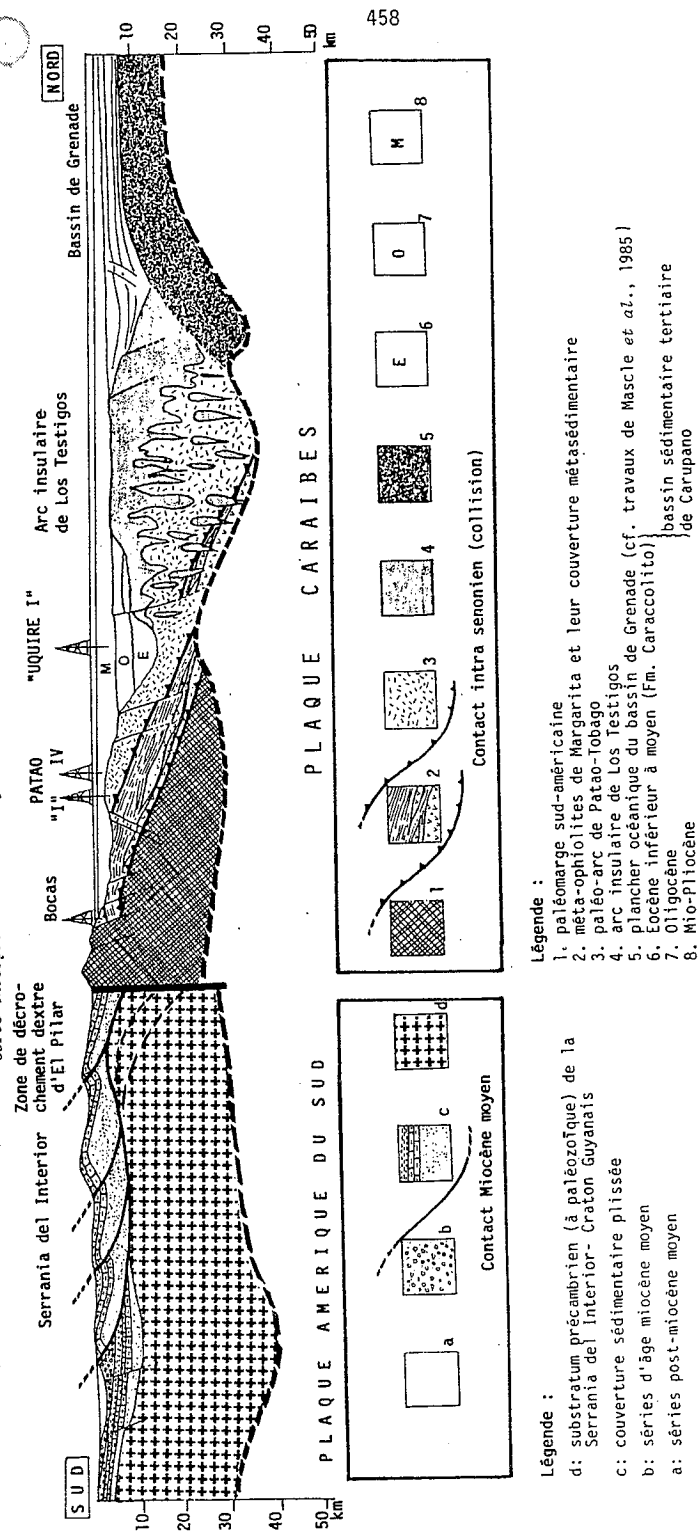
Cette coupe fait clairement apparaître la juxtaposition de deux domaines foncièrement différents de part et d'autre du décrochement d'El Pilar:

- le compartiment nord a connu une histoire polyphasée complexe; collision arc/continent au Crétacé supérieur (= 80 Ma); volcanisme d'arc, au Sénonien supérieur à l'emplacement des fles de Los Frailes et de Margarita; genèse d'un fossé marin à l'Éocène et volcanisme d'arc contemporain au niveau de Los Testigos; plissement de ce fossé à l'Oligocène puis installation progressive de l'actuel bassin de Tobago-Carupano pendant que se relevait l'axe Araya-Paria-Nord Trinidad, au Nord immédiat de la faille d'El Pilar;

- le compartiment sud est en comparaison beaucoup plus simple (Rossi, 1985; Rossi *et al.* 1986); la chaîne de l'intérieur orientale au Venezuela est constituée par la couverture du Crétacé-Tertiaire de la plate-forme guyanaise, plissée et écaillée vers le SE au Miocène moyen. Plus à l'Est, à Trinidad, le même type de déformation se poursuit au Plio-Quaternaire.

Il faut donc admettre que ces deux compartiments ont été placés l'un en face de l'autre à une époque relativement récente. Le plus logique est de considérer que la structuration du compartiment sud au Miocène moyen est la conséquence de l'arrivée du front SE de la plaque caraïbes à cet endroit. Ceci suppose un coulissage important au niveau du décrochement d'El Pilar. Or un rejet horizontal de 560 km depuis 15 Ma (Miocène moyen basal) a été calculé sur la frontière nord-caraïbes (mouvement Caraïbes/Amérique du Nord, Holcombe et Sharman, 1983). Compte tenu de la faiblesse du mouvement relatif Amérique du Nord - Amérique du Sud (= 0,5/an) on peut admettre qu'un déplacement du même ordre de grandeur a eu lieu sur la frontière sud-caraïbes.

Fig. 188 - Coupe interprétative de la marge continentale nord-orientale vénézuélienne
Corte interpretativa del margen continental del nororiente venezolano



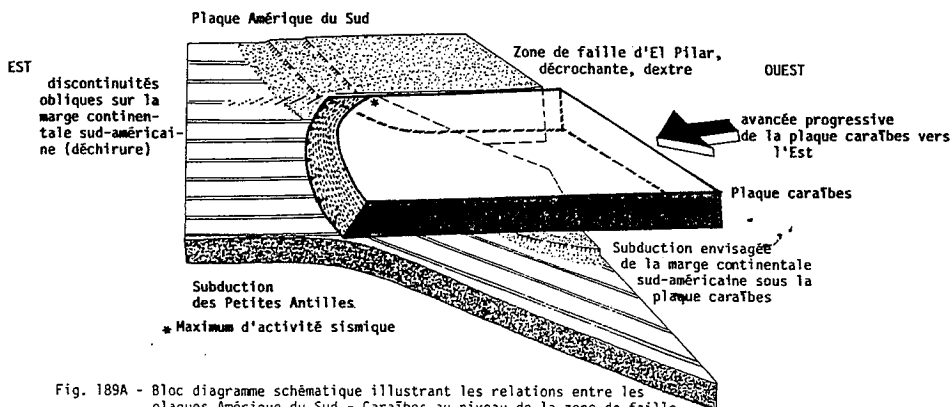


Fig. 189A - Bloc diagramme schématisant les relations entre les plaques Amérique du Sud - Caraïbes au niveau de la zone de faille d'El Pilar.

Bloque diagrama esquemático ilustrando las relaciones entre las placas América del Sur - Caribe, al nivel de la zona de falla d'El Pilar.

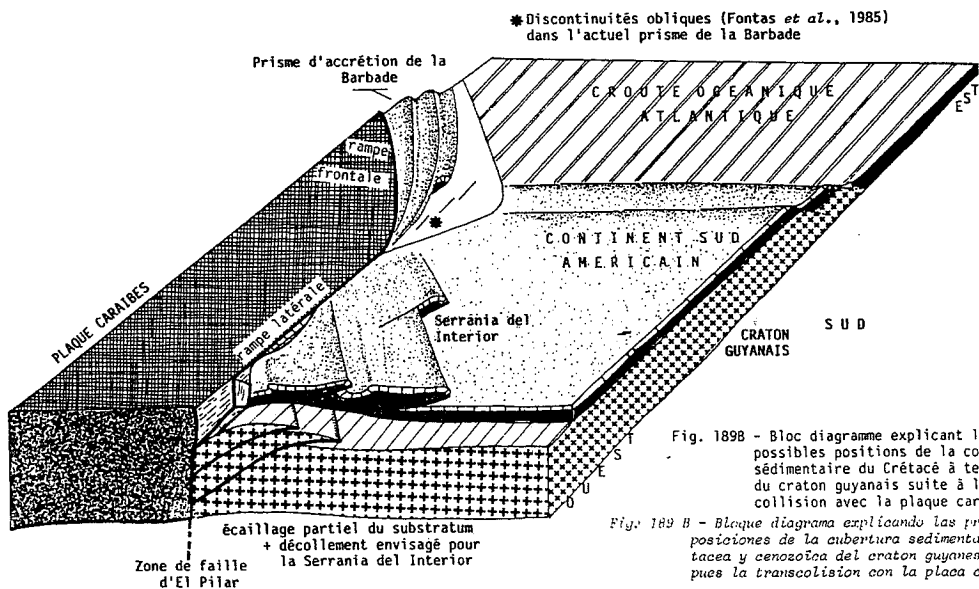


Fig. 189B - Bloc diagramme expliquant les possibles positions de la couverture sédimentaire du Crétacé à tertiaire du craton guyanais suite à la transcollision avec la plaque Caraïbes.

Fig. 189 B - Bloque diagrama explicando las posibles posiciones de la cobertura sedimentaria cretácica y cenozoica del craton guyanés, después la transcolisión con la placa caribe.

En déplaçant la plaque caraïbes de 400 à 600 km vers l'Ouest on constate que le compartiment septentrional se présente plus ou moins vis-à-vis du segment central de la chaîne caraïbes. Or ce dernier est un empilement de nappes très comparable à celui du secteur de Margarita - Tobago, même si ici la tectonique éocène a été très sévère (Beck 1985b).

Dans le même temps, le compartiment méridional se retrouve face au domaine océanique atlantico-téthysien (aujourd'hui disparu par subduction). Cependant le puzzle n'est pas complet; il manque une pièce. En effet, les sédiments crétacés, plissés et écaillés, situés au Sud immédiat de la faille d'El Pilar, appartiennent à la plate-forme continentale: il n'y a aucune trace des sédiments déposés sur l'ancien talus continental et en pied de marge. La même remarque concerne le substratum de cette paléomarge sud-américaine. Où donc est passé ce domaine ?

Pour comprendre, on peut se reporter au schéma de la figure 189. La faille d'El Pilar naît à l'Est de Trinidad (Fontas *et al.*, 1985) comme une déchirure entre la lithosphère océanique atlantique qui passe en subduction sous l'arc des Petites Antilles et le continent sud-américain qui se maintient au même niveau. Il y a tout lieu de penser que la déchirure se met en place assez haut sur la marge continentale sud-américaine. S'il en est ainsi, l'essentiel de la marge est entraîné en subduction avec la croûte océanique. Dans ce cas on doit s'attendre à trouver la couverture du Crétacé-Tertiaire manquante intégrée au prisme d'accrétion à l'Est de Tobago, alors que le substratum continental est passé sous la plaque caraïbes (en l'occurrence sous le secteur situé entre la faille d'El Pilar et la latitude de l'île de Grenade, la plus méridionale des îles volcaniques de l'arc récent).

L'édifice de collision crétacé supérieur: sa position originelle et ses relations avec les structures de même âge de l'Occident colombien.

L'empilement de nappes du Crétacé supérieur décrit, sur le transect Margarita-Araya, ne se trouvait pas à cet endroit il y a 80 Ma. En effet, compte tenu du mouvement (relatif) de la plaque caraïbes, il faut le ramener plusieurs centaines de kilomètres vers l'Ouest. Ceci est confirmé par le fait qu'on ne connaît aucune phase tectonique plus ancienne que le Paléocène (= 65 Ma) sur la bordure septentrionale de l'Amérique du Sud entre le massif de Santa Marta et Trinidad. On peut donc supposer qu'au tout début du Tertiaire, la plaque caraïbes n'avait pas dépassé le méridien de Santa Marta.

Suivant ce raisonnement l'édifice du Crétacé supérieur Margarita-Araya se retrouve grossièrement à la hauteur de l'Occident colombien à la fin du Crétacé.

La cordillère occidentale de Colombie est un empilement de nappes d'affinité océanique, charriées vers l'E.SE et recoupées par des granodiorites éocènes et miocènes (Bourgeois *et al.*, 1982). Le témoin le plus oriental de ces nappes se trouve sur la cordillère centrale au Nord de Medellín, dans le secteur de Yarumal (Hall *et al.*; Bourgeois *et al.*, 1985 et références). Les ophiolites avec leurs sédiments turono-campaniens reposent là sur le socle pré-mésozoïque ou sur la couverture albienne de celui-ci; le batholite d'Antioquia (80 - 68 Ma) traverse l'ensemble.

Cet édifice résulterait, selon Bourgeois *et al.* (1985) de l'obduction, au Crétacé supérieur, (80 Ma) du bassin marginal de Colombie compris entre le continent sud-américain et l'arc insulaire du Baudo (obduction II des auteurs cités).

Un édifice plus ancien est connu sur le flanc occidental de la cordillère centrale. Il est

constitué de méta-ophiolites métamorphisées dans les faciès schistes bleus et amphibolite charriées sur le Paléozoïque également métamorphique de la cordillère centrale. Cet édifice résulterait d'une obduction plus ancienne (= obduction I), Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (Bourgeois *et al.*, 1985; Aspden et Mc Court, 1986).

Peut-on connecter les édifices vénézuélien et colombien ? On remarquera d'abord qu'on ne trouve pas de trace dans l'Occident colombien de paléo-arc crétacé au sommet de la pile de nappes comme c'est le cas dans la chaîne caraïbes (nappe de Villa de Cura, paléo-arc des Antilles hollandaises, paléo-arc de Patao-Tobago). Ensuite il n'y a pas, côté colombien, d'équivalent des méta-séries marines jurassico-crétacées de plate-forme qui constituent l'unité cordillère côtière au centre et dans la partie orientale (Paria, Nord Trinidad) de la chaîne caraïbes. Par contre on observe, dans les deux cas, deux types d'ophiolites: -les unes métamorphiques (HP-BT), en position basse dans l'édifice, mise en place avant le Crétacé moyen (méta-ophiolites de l'obduction I en Colombie, méta-ophiolites de la frange côtière Margarita au Venezuela); -les autres peu ou pas métamorphiques, en position haute dans l'édifice et obductées au Crétacé supérieur (ophiolites de l'obduction II en Colombie, ophiolites de La Loma de Hierro au Venezuela). De même on retrouve certains motifs comparables dans les deux édifices; ainsi le couple ophiolites de Yarumal sur la cordillère centrale côté colombien et le couple ophiolites de la Loma de Hierro sur la nappe de socle de Tinaco-Tinaquillo (Stéphan *et al.*, 1980) (ou sur la nappe de Caucaja-El Tinaco, Beck, 1985a).

En résumé, on peut se demander si, aux variations paléogéographiques près, l'édifice vénézuélien n'est pas l'édifice de l'Occident colombien doté en plus d'une collision avec arc au Crétacé supérieur, de transcollision et de transpression tout au long du Tertiaire.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude de l'orogène caraïbes le long du transect Margarita-Araya se solde par de nouvelles interprétations concernant l'organisation d'ensemble de l'édifice, sa géométrie, sa cinématique mais elle débouche aussi sur un certain nombre d'interrogations qui pourront constituer les cibles privilégiées d'un second volet de ces recherches

I. LES PRINCIPAUX APPORTS DE CE TRAVAIL

- Concernant l'organisation structurale d'ensemble du substratum métamorphique

. Nous aboutissons pour Margarita orientale (Paraguachoa) à une interprétation fondamentalement différente de celle avancée par Maresch, (1973). Pour cet auteur, en effet, le socle métamorphique de l'île comporte trois ensembles métasédimentaires en contact stratigraphique, de la base au sommet : l'ensemble volcano-sédimentaire de la Rinconada (Jurassique ?) - La succession gréseuse et feldspathique (Crétacé inférieur) - la série volcano-sédimentaire et calcaire de Los Robles (Crétacé moyen et supérieur ?). Les ultrabasites sont considérées comme des intrusions froides mise en place au cours de la collision du Crétacé supérieur. Nous envisageons, par contre, à l'issue de ce travail que: le substratum métamorphique comporte essentiellement deux ensembles juxtaposés par l'intermédiaire d'un accident ductile régional. A la base d'anciennes séries de plate-forme, avec quelques niveaux volcaniques correspondent au Groupe Juan Griego. Au dessus, les méta-ophiolites de Margarita, très dissociées et déformées, et leur couverture volcano-sédimentaire discordante. Ce cortège méta-ophiolitique regroupe l'essentiel du Groupe de La Rinconada et tous les corps ultrabasiques; sa couverture correspond, en partie, au Groupe Los Robles. Cet édifice est traversé par les dykes qui alimentent le volcanisme maestrichtien de la Formation Los Frailes et est recouvert, en discordance, par les séries turbiditiques et conglomératiques de l'Eocène inférieur à moyen.

. Dans la péninsule d'Araya, nous retrouvons une organisation lithostratigraphique très proche de celle des séries de paléomarge décrite à Margarita. Les lambeaux méta-ophiolitiques, de taille réduite sont recouverts par une épaisse couverture métavolcano-sédimentaire (Formation Laguna Chica) et carbonatée (Formation Carupano) très probablement discordante.

- Concernant les stades les précoces de l'évolution tectonique régionale

La découverte d'olistolites gabbroïques et serpentineux dans des sédiments d'âge anté barrémien-aptien permet de situer l'obduction des ophiolites dans une période éocène, bien antérieure à la collision du Crétacé supérieur. Leur charriage est post-daté par l'intrusion de granites et granodiorites que remanie la couverture albo-canomano-turonienne des méta-ophiolites de Margarita.

- Concernant la géométrie et la cinématique des déformations symmétamorphes:

La collision de l'arc frontal de la paléo-plaque caraïbes avec la paléomarge sud-américaine comprenant les ophiolites obductées du Crétacé supérieur, munies de leur couverture post-orogénique, est responsable de la structuration symmétamorphe étudiée. A l'issue d'un enfouissement important de la marge jusqu'à des profondeurs de plusieurs dizaines de kilomètres (faciès éclogitique), celle-ci est écaillée sur les zones plus externes. La cinématique des différentes unités ainsi élaborées conduit à envisager un dispositif de type "transcollision" où l'on peut distinguer:

* une phase D_1S_1 contemporaine de la course rétrograde du métamorphisme vers le faciès schistes verts. Les marqueurs linéo-planaires indiquent un déplacement des nappes vers l'Est ou le Nord-Est;

* une phase D_2S_2 rapportée à l'évolution tardive, plus froide, du dispositif structural régional.

Cette structuration symmétamorphe est, en outre, caractérisée par le fonctionnement de décrochements ductiles intracontinentaux dextres, localement très prépondérants.

- Concernant l'âge des déformations symmétamorphes

Des amphibolites et des paragonites, issues des faciès amphibolitique et éclogitique des méta-ophiolites ont été datées par la méthode K/Ar respectivement à 79.3 ± 4 Ma et à 84.6 ± 4 Ma. Ces âges placent la collision dans l'Intra-Sénonien.

- Concernant l'histoire post-collision

* L'intervalle campano-maestrichtien à Paléocène : l'érosion de la chaîne issue de la collision semble avoir été très rapide. Au niveau de Margarita le paléo-arc crétacé a entièrement disparu dès la fin du Crétacé. En effet, on n'en trouve aucun fragment dans l'épaisse succession détritique éocène. Celle-ci contient, par contre en abondance, des laves de type Los Frailes (Maestrichtien) ainsi que de plus rares fragments de calcaires paléocènes et maestrichtien. Le substratum mésozoïque a donc été recouvert d'un plastron volcanique et sédimentaire de plate-forme entre le Maestrichtien et le Paléocène.

* L'intervalle éocène inférieur à oligocène : de nombreux décrochements recoupent à l'emporte-pièce, les mégasstructures crétacées. Nous suggérons un mécanisme de coulissage, de type "pull apart", pour expliquer la genèse du bassin éocène inférieur à moyen de Margarita, installé au coeur de la cordillère métamorphique. Une phase compressive D_3 , d'âge éocène supérieur-oligocène moyen, avec une direction de raccourcissement sub-méridienne.

* L'intervalle de l'Oligocène à l'Actuel: nous assistons, d'une part, à l'élargissement vers le Sud du bassin sédimentaire de Carupano, accompagné par la transgression miocène, d'autre part, aux effets d'une tectonique cassante à laquelle on rapporte les grands décrochements de Coche et d'El Pilar.

II. LES INCERTITUDES ET LES PROBLEMES A RESOUDRE

- L'âge des ophiolites - La non observation d'une couverture primaire du panneau de croûte océanique obducté entraîne une incertitude quant à la période d'accrétion océanique envisagée.

- L'âge exact de l'obduction et l'origine des ophiolites - Le manque de données paléontologiques concernant les anciennes séries détritiques et carbonatées dans lesquelles les premiers événements tectoniques compressifs ont été enregistrés, implique un large éventail de temps pour la mise en place des ophiolites sur la paléomarge sud-américaine. L'incertitude demeure aussi quant au domaine océanique tectonisé: s'agit-il de la mer thétysienne ou de l'une de ses annexes ?

- La validité du modèle de déformation à l'échelle régionale - La question de son extension ne peut être résolue sans une étude identique des secteurs de Macanao (Margarita occidentale), de Paria et du Nord Trinidad.

- La localisation du secteur étudié à l'époque de la collision - L'incertitude est ici très grande. Ce problème ne pouvant se résoudre que dans un cadre global, il convient donc d'étudier les périodes contemporaines mais aussi postérieures et antérieures pour l'ensemble du domaine caraïbes. C'est par une approche pluridisciplinaire que pourront être recueillies et associées les différentes pièces de ce puzzle.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- AGUERREVERE P.I., 1936 - Notas geológicas sobre Margarita y Coche. *Soc. Ven. Cien. Nat.*, 3, 28, p. 397-403.
- ALBERDING H., 1957 - Application of principles of wrench-fault tectonics of Moody and Hill to northern South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 68, p. 785-790.
- ALVAREZ E., MACSOTAY O., RIVAS D., VIVAS V., 1985 - Formación las arroyos: turbiditas de edad mioceno medio de la región de El Pilar, *Vi Congr. Geol. Venez.*, Mem. T.I., Caracas.
- ANDREIEFF F.P., 1985 - Stratigraphic range of caribbean larger foraminifera from Oligocene to Pliocene. State of knowledge in 1985. *Symposium Géodynamique des Caraïbes*. Edit. Technip, Paris, p.99-100.
- ANISGARD H.W., 1956 - Eruptivity in the Eocene of Venezuela. *Contrib. Cushman Fund. Foram. Res.*, 7, pt. 2, p. 48-59
- ASCAINO E., 1950 - Reconocimiento geológico de la zona San Juan Baustita N.O. y de Macanao. Estado Nueva Esparta, *Thèse de "grado" V.C.V.*
- ASPDEN J.A., et McCOURT W.J., 1986 - Mesozoic oceanic terrane in the Central Andes of Colombia. *Geology*, vol. 14, p. 415-418.
- BAILEY E.H. & BLAKE M.C., 1974 - Major chemical characteristics of mesozoic Coast Range ophiolite in California. *J. Research U.S. Geol. Surv.*, vol.2, p. 637-656.
- BALDA F., 1960 - Mapa geológico de la península de Araya, Estado-Sucre. Dirección de Geología, Ministerio de Minas y Hidrocarburos, Caracas.
- BALDA F.A., 1963 - Geología de los Islotes Caribe y los Lobos y descripción de tres nuevas formaciones en el oriente de Venezuela. *Cuadernos Oceanográfico, Univ. Oriente*, 2, 43 p.-
- BARD J.P., 1980 - Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Ed. Masson, Paris, 192 p.
- BARR K.W., 1962 - A cross section through the Northern Range of Trinidad. Paper presented to Third, *Carib. Geol. Conf.* Jamaica inédit.
- BARR K.W., 1963 - The geology of the Toco District - Trinidad West Indies. *Overseas Geol. Miner. Resources Vol. 8*, 4, p. 379-415 & vol. 9 1, p. 1-29;
- BARR K.W., & SAUNDERS J.B., 1968 - An outline of the geology of Trinidad. *IV Carib. Geol. Conf.*, Part of Spain Trinidad-Tobago, 1965, p. 1-10.
- BASSINGER B.G., HARBINSON R.N., WEEKS L.A., 1971 - Marine Geophysical Study Northeast of Trinidad-Tobago. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 55, 10 (in Bellizia 1972).- p. 1730-1740
- BATCHELOR R.A. & BOWDEN P., 1985 - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48, p.43-55.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., and OHNENSTETTER M., 1979 - Geochemical discrimination between ocean flow and island arc tholeiites; application to some ophiolites. *Can. J. Earth Sci.*, 16, p. 1874-1882.
- BECK C., 1980 - La nappe ophiolitique de Loma de Hierro, chaîne caraïbe centrale, Venezuela. *Réun. Ann. Sci. Terre*, 8e Marseille, p.31,
- BECK C., 1983 - essai sur l'évolution géodynamique des Caraïbes sud orientales. *Bull. Soc. géol. France*, 7^e sér., XXV, 2, p. 169-183.
- BECK C., 1985a - Las Napas de Aragua. Cadena Caribe Central y la historia mesozoica del margen sur del Caribe a lo largo del meridiano de Caracas. *Symposium Géodynamique des Caraïbes*, p.541-551.
- BECK C., 1985b - La chaîne caraïbe au méridien de Caracas: géologie, tectogenèse, place dans l'évolution géodynamique mésozoïque, cénozoïque des Caraïbes méridionales. *Thèse, doctorat d'Etat, Paris VI* 2 vol., 462 p.
- BECK C., GIRARD D. & DE WEVER P., 1984 - Volcano-sédimentaire du Rio Guare. Un élément de la nappe ophiolitique de Loma de Hierro. Chaîne caraïbe vénézuélienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.299, ser.II, 7, p. 337-342.

- BEETS D.J., 1975 - Superimposed island areas along the southern margin of the Caribbean. *Prog. Geodyn. Roy. Neth. Acad. Sci. Art*, p. 218-233.
- BEETS D.J., MOTTANA A., MARESCH W.V., BOCCHIO R., MONEN H.P., KLAVER G. Th., BEUNK F.F., 1984 - Magmatic rock series and high-pressure metamorphism as constraints on the tectonic history of the southern Caribbean. *Geol. Soc. Am. Memoir*, 162, p. 95-130.
- BELLIZZIA A., 1972 - Sistema Montanoso del Caribe, borde sur de la placa caribe. ? Es unacordillera aloctona ? *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p. 247.
- BELLIZZIA A., BLANCHET R., BECK C. & STEPHAN J.F., 1980 - La chaîne caraïbe, du Mésozoïque à l'Actuel : tectogenèse et modèle d'évolution géodynamique. *Réun. Ann. Sci. Terre 8e Marseille, Soc. géol. Fr.*, p. 34.
- BELLIZZIA A., PIMENTEL N. & BAJO R., 1976 - Mapa geologico estructural de Venezuela a escala 1:500 000 y tablas de correlaciones estratigraficas. Ministerio de Energia y Minas, Direccion de Geologia, Caracas.
- BELLON H., 1976 - Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique - implications géodynamiques. *Thèse, Etat, Univ. Orsay*, 367 p.
- BERMUDEZ J., 1975 - Estudio de la seccion del Eoceno en el pozo Cubagua. Estado Nueva Esparta, Venezuela. *Bull. Ministerio de Minas Hidrocarburos*, XII, 23, p. 493-503.
- BERMUDEZ P.J., & GAMEZ H., 1966 - Estudio paleontologico de una seccion del Eoceno - Grupo Punta Carnero de la Isla de Margarita, Venezuela. *Mem. Soc. Cien. Nat. (La Salle)*, XXVI, 75, p. 205-259.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., & GAPAIS D.,* 1979 - Orientations préférentielles du quartz et orthogneisification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Mineral.* 102, p.265-272.
- BIJU-DUVAL B., MASCLE A., ROSALES H., YOUNG G., 1982 - Episutural Oligo-Miocène Basins and recent subduction processes along the north venezuelan margin. *I.F.P., Synthèses géologiques et géochimiques*.
- BLACKBURN W.H., & NAVARRO E., 1977 - Garnet zoning and polymetamorphism in the eclogitic rocks of isla de Margarita, Venezuela. *Canadian Mineralogist* vol. 15, p. 257-266.
- BLADIER Y., 1976 - Informe general sobre la actividades de campo de Campamento de Carupano. Rapport inédit M.M.E. BLADIER Y., 1977 - Informe general sobre las actividades de Campo del Campamento de Carupano. Raport inédit, M.M.E.
- BLADIER Y. 1977 - Rocas verdes de la région de Carupano, Venezuela, planos de despegue de corrimientos. Pacifico Este-Caribe, Arco de Escosia. Commission intern. geodinamica - Grupo de trabajo 2. Pacifico, Este Caribe, Arco de Escosia. I Boletin de geodinamica, Caracas, Venezueal, inédit.
- BLADIER Y. & MACSOTAY O., 1976 - Dirrecciones de acortamiento cortical en rocas plio-cuarternarias aflorantes alrededor del folfo de Cariaco, Venezuela. Rapport inédit, M.E.M. 12 p., 3 fig.
- BLADIER Y. & MACSOTAY O., 1977 - Tectonique plio-quaternaire le long de la faille du Pilar, Venezuela nord oriental. *Réun. Ann. Sci. Terre, 5e Rennes, Soc.géol.Fr.* p. 81.
- BLOW W.H. 1967- Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. Intern. Conf. Planktonic Microfossils*, Vol. I, p. 199-421.
- BONINI W.E., 1978 - Anomalous crust in the eastern Venezuela basin and the Bouger gravity anomaly field of northern Venezuela and the Caribbean borderland. *Geologie en Mijnbow*, vol. 57, (2), p. 117-122.
- BOUCHEZ J.L., 1977 - Cinématique des zones ductiles. *Thèse d'Etat, Nantes*, 176 p.
- BOUDIER F., NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., CRAMBERT S., PAHL R., & JUTEAUT. 1983 - Les ophiolites des nappes de Semail (Oman) : structures internes des massifs de Nakhl et de Rustaq. *Sci. Geol. Bull.*, 36, 1, p. 17-33.
- BOURGOIS J., CALLE B., TOURNON J. et TOUSSAINT J.F., 1982 - The ophiolitic Andes megastructures on the Buga-Buenaventura transverse (Western cordillera - Valle Colombia). *Tectonophysics*, 82, p. 207-229.

- BOURGOIS J., TOUSSAINT J.F., GONZALEZ H., ORREGO A., AZEMA J., CALLE B., DESMET A., MURCIA A., PABLO A., PARRA E. & TOURNON J., 1985 - Les ophiolites des Andes de Colombie : évolution structurale et signification géodynamique. *Symposium: Géodynamique des Caraïbes, Paris, 5-6 février*, Ed. Technip, 566p., p. 475-493.
- CAMPOS V., 1981 - Une transversale de la chaîne caraïbe et de la marge vénézuélienne dans le secteur de Carupano (Vénézuéla oriental). Structure géologique et évolution géodynamique. *Thèse 3e cycle*, 160 p.
- CAMPOS V., BECK C., BLANCHET R. & BLANCHET R., 1980 - Le chevauchement de Carupano (Venezuela) : un front tectonique majeur créacé supérieur dans la chaîne caraïbe. *Réun. Ann. Sci. Terre, 8e Marseille, Soc. géol. Fr.* p. 79.
- CAROZZI A., 1975 - Sedimentary rocks. Concept and history. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., 5, p. 708-720.
- CASE J.E. & HOLCOMBE Y.L., 1980 - Geologic tectonic map of the Caribbean region. Echelle 1:2 500 000 USGS map 1 1100.
- CASTRO M. ET MEDEROS A., 1985 - Litoestratigrafia de la cuenca de Carupano. *VIe Congr. Geol. Venez.* p. 202-217
- CAUDRY C.M.B., 1974 - The larger foraminifera of Punta Mosquito, Margarita Island, Venezuela. *Verhandl. Natur. Ges. Basel*, vol. 84, 1 p. 293-318.
- CAWTHORN R.G., & COLLERSON K.D., 1974 - The recalculatiou of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analysis. *Am. Mineral.*, vol.59, p. 1203-1208.
- CHATTERJEE N.D., 1972 - The upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz and its natural occurrences. *Ibid*, 33, p. 299-303.
- CHRISTENSEN R.M., 1961 - Geology of the Araya-Paria Peninsula, northeastern Vénézuéla. Unpub. Ph.D thesis, Univ. Nebraska, Lincoln, 112 p.
- CLARK J.R., PAPIKE J.J., 1968 - Cristal-chemical characterization of omphacites. *Am. Mineralogist* 53, p. 848-868.
- COLEMAN R.G., 1981 - Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. *J. Geophys. Research*, vol.86, B4, p. 2497-2508
- COLEMAN R.G., LEE D.E., BEATTY L.B. & BRANNOCK W.W., 1965 - Eclogites and eclogites - their differences and similarities. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76, 5, p. 483-508.
- COLEMAN R.G., & PETERMAN Z.E., 1975 - Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Research*, vol.80, 8
- DAHL R., 1984 - Etude géométrique, pétrologique et géochimique de la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman, massif du Rustaq (bloc d'Haylayn). Un modèle tridimensionnel de zone d'accrétion. *Thèse 3e cycle*. 264 p.
- DAHL R., JUTEAU T., BOUDIER F., NIUCOLAS A., BOUCHEZ J.L., & CRAMBERT S. 1983 - Ophiolites des nappes de Semail (Oman) : nouvelles données de terrain sur les parties plutoniques supérieures des massifs de Rustaq et de Nakhl. *Sci. Geol. Bull.* 36-1, Strasbourg, p.39-59.
- DELFINO C. et GRILLET J., 1949 - Reconocimiento geologico de la zone S.E. de Manzanillo, Estadp Nueva Esparta. *Thèse de "grado" U.C.V.*
- DEER W.A., HOWIE R.A. & ZUSSMAN J., 1962 - Rock-forming minerals. vol. 1, 2, 3, 4, Edit. Longmans London.
- DENGO C., 1949 - The geology of Macanao and Isla Margarita. informe inedito Minist. Mineral. Hidrocarb., Caracas
- DUSENBURY A.N.J.R. & WOLCOTT P.P., 1949 - Rocas metamorficas cretacias en la cordillera de la costa, Venezuela. *Boll. Assoc. Venez. Miner. Petrol.*, vol.1, p. 17-26.
- ELLIS D.J. & GREEN D.H., 1979 - An experimental study of the effect of Ca upon Garnier-clinopyroxène Fe-Mg Exchange Equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol.71, p. 13-22.
- ERNST, 1973 - Metamorphism and ancient continental margins in "Geology of Continental margins, Burk C.A. et Drake C.L., Springer Verlag, 1974.

- ERNST W.G., 1979 - Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of Barroisitic amphibole. *Mineralogical Magazine*, vol.43, p. 269-278.
- ESSENE E.J. & FYFE W.S., 1967 - Omphacite in californian metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol.15, p.1-23.
- EUGSTER H.P., ALBEE A. & BENCE L., 1972 - The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solution. *Journal of Petrology*, vol.13, p. 147-179.
- FABRIES J., 1984 - Utilisation des échanges Fe-Mg en géothermométrie. Application aux roches mafiques et ultramafiques. Thermométrie et Barométries géologiques S.F. Mineralo. Cristal. In Lagache M., vol. 1, ch.VII, p. 203-233.
- FAIRBRIDGE R.W. & BOURGEOIS J., 1978 - The encyclopedia of sedimentology. Encyclopedia of Earth Sciences series, vol. VI, Dowden, Hutchinson et Ross, Inc. Ed. 901 p.
- FEO CODICIDO B., SMITH F., ABOUD N. & DI GIACOMO E., 1984 - Basement and paleozoic rocks of the Venezuelan llanos basins. *Geol. Soc. Am. Mem.* 162.
- FISCHER R.V., 1972 - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. In Carozzi A.V., p.220.
- FLINN D., 1965 - On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102, 1, p. 36-45.
- FONTAS P., GRIBOUCARD R. & PRUD'HOMME E., 1985 - Morphogenèse d'un prisme d'accrétion et variabilité du style des déformations sur une marge active apports et spécificités des résultats d'une analyse cartographique interprétée sur la ride de Barbade *Symposium : Géodynamique des Caraïbes, Paris, 5-8 février 1985*, Ed. Technip, 566 p. p. 221-235.
- FOUCAULT A. & RAOULT J.F., 1980 - Dictionnaire de géologie. Masson ed. 331 p.
- FRIEDMAN G.M. & SANDERS J.E., 1978 - Principles of sedimentology. John Wiley & Sons Inc, 792 p.
- FURRER M.A., 1965 - Paleontology of some limestones calcphyllites of the Northern Range of Trinidad, West Indies. *Fourth Caribbean Geol. Conf., Trinidad*, p. 21-24.
- FURRER M.A. 1967 - El ambiente deposicional de la Formación Mene Grande. *Asoc. Venez. Geol. Min. Petrol.*, vol.10, 7, p.193-195.
- FURRER M.A., 1972 - Paleontología-estratigrafía. Paleontology-stratigraphy fossil tintinnids in Venezuela. *IV Conf. geol. Del Caribe, Margarita, Venezuela*, Memorias p. 451.
- GHENT E.D. & STOUT M.Z., 1981 - Metamorphism at the base of the Samail ophiolite Southeastern Oman Mountains *J. Geophys. Research*, vol. 86, B4, p.2257-2571.
- GIRARD D., 1981 - Pétrologie de quelques séries spilitiques mésozoïques du domaine caraïbe et des ensembles magmatiques de l'île de Tobago : implications géodynamiques. *Thèse 3e cycle* 229 p.
- GIRARD D., BECK C., STEPHAN J.F., & BLANCHET R., 1979 - A la recherche de la signification géodynamique du magmatisme basique dans la chaîne caraïbe du Venezuela. *Réun. Ann. Sci. Terre*, 8e Marseille, p. 165.
- GIROD M., BAILEY D.K., BAKER P.E., FISCHER R.V., MAURY R., ROCCI M., SCHMINCKE H. & UPTON B.C., 1978 - Les roches volcaniques, pétrologie et cadre structural, Doin ed. Paris, 239 p.
- GODARD G., 1981 Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les éclogites de Vendée (Massif armoricain, France). *Thèse 3e cycle* 153 p.
- GODARD G., KIENAST J.R. & LASNIER B., 1981 - Retromorphic development of glaucophane in some eclogites, east of Nantes (Massif armoricain) *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, p.126-135.
- GONZALEZ DE JUANA C., 1968 - Guía de la excursión geológica. La parte oriental de la Isla de Margarita. *Asoc. Venez. Geol. Min. Petrol.*, 30 p.
- GONZALEZ DE JUANA C., 1972 - Excursión geológica alrededor de Margarita oriental. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p.36.

- GONZALEZ DE JUANA C., MUNOZ N.G. & VIGNALI M., 1965 - Reconocimiento geológico de la parte oriental de la península de Paria. *Bol. inf. Asoc. Venez. Geol. Min y Petrol.*, v. 8, 9, p. 255-279.
- GONZALEZ DE JUANA C. & VIGNALI M., 1972 - Rocas metamórficas e igneas en la península de Macanao, Margarita, Venezuela. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p. 63-68.
- GONZALEZ DE JUANA C., MUNOZ N.G. & VIGNALI M., 1975 - Reconocimiento geológico de la parte oriental de Paria. *Bol. inf. Asoc. Venez. Geol. y Petrol.*, v.8, 9, p. 255-279.
- GONZALEZ DE JUANA C., SANTAMARIA F. et NAVARO F.E., 1974 - A few considerations on the age, origin and relations of the Dragon gneiss, Paria peninsula, Venezuela. in Contribution to the geology and Paleobiology of the Caribbean and adjacent areas. The Kugler vol., Jung et al., *Verhand. Naturf. Ges. Basel.*, 84, 1, p. 153-163.
- GONZALEZ DE JUANA C., MUNOZ N.G., & VIGNALI C.M., 1971 - Reconocimiento geológico de la península de Paria, Venezuela. *IV cv t.I.(résumé)*. p.109.
- GONZALEZ DE JUANA C., ITURALDE DE AROZENA J. & PICART CADILLAT X., 1980 - Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas. Ed. Foninves, Caracas, 2 vol., 1031 p.
- GONZALEZ DE JUANA C., MUNOZ N.G., VIGNALI M., 1965 - Reconocimiento geológico de la parte oriental de la península de Paria *avmpbi vol.8, 9*, p. 225-279.
- GRAF C.H. 1972 - Sedimentos del Terciario superior y Cuaternario de la península de Macanao - Venezuela. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p.28-32.
- GREEN D.H. & RINGWOOD A.E., 1972 A comparison of recent experimental data on the gabbro garnet granulite-eclogite transition. *Journal Geology*, vol.80, p.277-288.
- GROUPE CYAGOR II, 1972 Goringe bank (Atlantic Ocean, SW Portugal) : a section in deep oceanic crust and upper mantle surveyed by submersible. *Ofioliti*, (2/3), p. 267-278.
- GUILLET P. & CANNAT M., 1984 - Cinématique en place de l'unité ultrabásique du Cerro Matasiete, Ile de Margarita, Venezuela. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.299, série II,3, p. 133-138.
- GUILLAUME M.A., BOLLI H.M., BECKMAN J.P., 1972 - Estratigrafía del Cretáceo inferior en la Serranía del interior, oriente de Venezuela. *IV Congr. Geol. Venez.*, *Bol. Geol.*, t.3, p. 1619-1655.
- HALL R., ALVAREZ J. et RICO H., 1972 - Geología de parte de los Departamentos de Antioquia, y Caldes (Sub - zona II A): *Bol. Geol. Bogota*, v.20, p. 85.
- HAMM H.M. & VIETEN K., 1971 - Zur Berechnung der kristallchemischen Formel and des Fe³⁺. Gehaltes von klinopyroxenen and elektronenstrahl-mikroanalysen. *Neues Jahrb. für Mineral Monatsh.*, 7, p. 310-314.
- HASKIN L.A., HASKIN M.A., FREY F.A. & WILDEMAN T.R., 1968 - Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths (in L.H.Ahrens,ed.), origin and distribution of the elements. Pergamon, Oxford, p. 889-912.
- HERNANDEZ H., 1949 - Informe. Reconocimiento geológico de la región de Boca del Rio, SE y geología de la zona N de Pampater -Isla de Margarita - Estadi Nueva Esparta. *Tesis grad. Univ. central Venezuela*, dpt Geol. (inéd.Caracas).
- HEINRICH E.W.M., 1956 - Microscope petrography. McGraw-Hill Book Company, Inc, 296 p.
- HESS H.H. & MAXWELL J., 1949 - Geological reconnaissance of the Island of Margarita, *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol.60, p. 1867-1868;
- HOLDOWAY M.J., 1971 - Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. Journ. Sci.*, vol. 271, p. 97-131.
- HOLLAND T.J.B., 1980 The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200 C. *Am. Mineralogist*, vol.65, p. 129-134.
- HOLLAND, 1983 - The experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 82, p. 214-220.

- HOLCOMBE T.L., SHARMAN G.F. 1983 - Post-Miocène Cayman Through evolution: a speculative model. *Geology*, 11, (12), p. 714-717.
- HOPSON C.A., COLEMAN R.G., GREGORY R.T., PALLISTER J.S. & BAILEY E., 1981 - Geologic section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect, Southeastern Oman Mountains. *J. Geophys. Research*, vol.86, B4, p. 2527-2544.
- HUNTER W.F., 1977a - Foraminiferal correlations of tertiary mollusc horizons of the Southern Caribbean area. *Abstract 8th Caribbean Geol. Conf., Caracas*, p. 75-76.
- HUNTER V.F., 1978a - Notes on the tertiary stratigraphy of Margarita island, Venezuela. *Abstract 8th Caribbean Geol. Conf., Caracas*, p.77-78,
- HUNTER V.F., 1978b - Notes on the tertiary stratigraphy of Margarita. *Geol. Mijnbouw*, 57 (2), p. 189-192.
- HUTCHINSON A.G., 1938 - Jurassic aMineralogical Magazine, onites in the Northern Range of Trinidad. *Bol. Geol. Min. Caracas, Venezuela*, t.2,
- ISHIKAWA H., 1968 - Some aspects of geochemical trends and fields of the ratios of vanadium, nickel and cobalt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, p. 913-917.
- ITO E., & ANDERSON A.T., 1983 - Submarine metamorphism of gabbros from the Mid Cayman Rise : petrographic and mineralogic constraints of hydrothermal processes at slow-spreading ridges. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 182, p. 371-388.
- ITURRALDE DE AROZEMA J.M., 1972 - Zona nordoriental de la península de Macanao, Isla de Margarita. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p.22.
- JAM L.P. & MENDEZ A., 1962 - Geología de las islas Margarita, Coche y Cubagua, Venezuela. *Mem. Soc. Cienc. Nat. La Salle*, t. 22, vol. 68, p. 50-93.
- JEANNEAU J.Y., 1966 - Etude géologique et métallogénique des roches vertes de la baie d'Audierne. *Thèse, 3e cycle, Paris*.
- JUANA M.I. DE AROZENA, 1972 - Cuerpos menores de serpentinitas y otras rocas ígneas en la zona de El Maguey, parte nororiental de la península de Macanao (Margarita), estado Nueva Esparta. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p.321-326.
- KOROL B., 1971 - Evaluation de Yacimientos de Magnesita de Loma de Guerra, Estadi Nueva Esparta. *IV Congr. Geol. Venez.*, *Bol. Geol.*, t.1, (résumé). p.193.
- KUGLER H.G., 1953 - Jurassic to Recent sedimentary environments in Trinidad, *Bull. Assoc. suisse Geol. Ing. Petrol*, t.20, 59, p. 26-60.
- KUGLER H.G., 1957 - Contribution of the islands of Margarita and Cubagua, Venezuela. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 68, p.555-566.
- KUGLER H.G., 1959 - Geological map of Trinidad. *Petroleum Assoc. of Trinidad* (1961).
- KUGLER H.G., 1972 - The Dragon gneiss of Paria peninsula (eastern Venezuela). *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p. 113.
- KUGLER H.G., 1974 - The geology of Patos Island, East Venezuela. *Eclog. Geol. Helv. Nat, La Salle*, vol. 67, 1, p. 41-69.
- LAGABRIELLE Y., 1981 - Les schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes franco-italiennes) : données nouvelles et précisions lithostratigraphiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.292, sér.II, p. 1405-1408.
- LAGABRIELLE Y., 1982 - Ophiolites et croûte océanique, tectonique et environnement sédimentaire. Apports des données sous-marines à l'interprétation géologique des séries ophiolitiques du Queyras (Alpes franco-italiennes). *Thèse 3e cycle, Brest*, 198 p.
- LAGABRIELLE Y. & AUZENDE J.M., 1982 - Active in situ diasgregation of oceanic crust and mantle on Gorringer bank : analogy with ophiolitic massives, *Nature*, vol.297, 5866 p. 490-493.
- LAGABRIELLE Y. & COTTEN J., 1984 - Le matériel détritico ophiolitico des séries océaniques liguro-piedmontaises. L'exemple du haut Queyras. Contribution à l'étude des prasinites. *Ophioliti*, 9 (1). p. 43-66.
- LAGABRIELLE Y., NERVO R., POLINO R. & DUTTO F., 1982 - Sedimentary cover of some ophiolites of the Cottian Alps. *Ophioliti*, (2/3), p. 339-350.
- LAGABRIELLE Y. & POLINO R., 1985 - origine volcano détritico de certaines prasinites des schistes lustrés du Queyras (France): arguments texturaux et géochimiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, I, 4, p. 461-471.

- LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE J.M., BLANCHET R., CABY R., FUDRAL S., LEMOINE M., MEVEL C., OHNENSTETTER M., ROBERT D., & TRICART P., 1984 - Les témoins d'une tectonique intra-océanique dans le domaine téthysien: analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piedmontaise des Alpes franco-ital. *Ophioliti*, 9 (1), p. 67-88.
- LA ROCHE (de) H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P. & MARCHAL M., 1980 - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 - diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, p. 183-210.
- LASNIER B., 1970 - Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Etude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif armoricain et du Massif des Maures, France. *Thèse 3e cycle, Nantes*, 297 p.
- LATTIMORE R.K., WEEKS L.A. & NORDOCK L.W., 1971 - Marine geophysical reconnaissance of the Paria shelf. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, vol.54, in Bellizia, 1972.
- LEAKE B.E., 1978 - Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, 16, p. 501-520.
- LE MER O., LAGABRIELLE Y. & POLINO R., 1986 - Une série sédimentaire détritico liée aux ophiolites piémontaises : analyses lithostratigraphiques, texturales et géochimiques dans le massif de la Crête Monloun (Haut-Queyras, Alpes sud-orientales, France) *Géologie Alpine*, sous presse.
- LIDDLE R.A., 1946 - The geology of Venezuela and Trinidad 2nd edit. *Paleont., Res.Inst. Ithaca NY*. p.890.
- LORENZ A., 1949 - u.c.v. Trabajo de Grado (inedito). Biblioteca de Geología, Univ. Central Venezuela.
- L.S.I., 1956 - Lexique stratigraphique international, V, Amérique Latine, fasc. 2b, Antilles.
- L.S.I., 1978 - Lexique stratigraphique international, V, Amérique Latine fasc. 3a, Venezuela (2nd edition).
- LUTH-JAHNO-TUTTLE, 1964 - The granite system at pressures of 4 to 10 kbars. *Jour. Geophys. Research*.
- MAC GILLAVRY H.J., 1974 - Detritus in the Eocene of the Island of Margarita (Venezuela). In : Contribution of the Geology and Paleobiology of the Caribbean and adjacent areas. *Verhandl. Naturf. Ges. Basel*, Bd 14, 1, p.191-201.
- MAC GILLAVRY H.J.M. 1977 - Tobago, an entirely oceanic sequence. *Abstract 8th Caribbean Geol. Conf., Caracas*, p.706-707.
- MACSOTAY O. 1965 - Carta faunal de microfósiles correspondientes a las formaciones cenozoicas de la Península de Araya. Estado Sucre. Geos, 13, Univ. central de Venezuela. p.37-49.
- MACSOTAY O., 1971 - Significado cronológico y paleológico de los amonites desenrollados de la Formación Chuspita del Grupo Caracas. *IV Congr. Geol. Venez.*, *Bol. Geol.*, t.I, (résumé). p. 119.
- MACSOTAY O., 1977 - Observaciones sobre el neotectonismo cuaternario en el nororiente venezolano. *Boletín de Geología, Caracas*, Publ. esp. 7(2), p. 1861-1883
- MALAVIEILLE J., 1983 - Etude tectonique et microtectonique de la nappe de socle de Centurie (Zone des schistes lustrés de Corse); Conséquence pour la géométrie de la chaîne alpine. *Bull. Soc. géol. France*, 1983, XXV, 2, p. 195-204.
- MANN P., HEMPTON M.R., BRADLEY D.C. & BURKE K., 1983 - Development of pull-apart basins. *Journal of Geology*, v. 91, p. 529-544.
- MARESCH M.V., 1971 - The metamorphism and structure of northeastern Margarita island. Ph.D, Venezuela, Dissertation, Princeton Univ.
- MARESCH W., 1972a - Field trip to the Rinconada Group. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, memorias p.20.

- MARESCH W.V., 1972b Mesozoic high P-Low T metamorphism on Isla Margarita, Venezuela and its significance in the development of the Venezuela coast ranges. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, Memorias p. 366.
- MARESCH W.V., 1972c - Eclogitic-amphibolitic rocks on Isla Margarita, Venezuela. *Geol. Soc. Am. Mem.* 132, p. 429-437;
- MARESCH W.V., 1973 - Metamorfismo y estructura de Margarita nororiental, Venezuela. *Bol. Geol. M.M.H.* vol. XII, 22, p. 3-172.
- MARESCH W.V., 1974 - Plate tectonic origin of the Caribbean Mountain system of Northern South America : discussion and proposal. *Geol. Soc. Am. Mineralogist., Bull.*, vol.85, 5, p. 669-682.
- MARESCH W.V., 1975 - The geology of northeastern Margarita Island, Venezuela : a contribution to the study of caribbean plate margins. *Geol. Rundschau*, 64, p.846-883.
- MARESCH W.V., 1977a - Experimental studies on glaucophane : an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*, vol.43, p. 109-125.
- MARESCH W.V., 1977b - Similarity of metamorphic gradients in time and space during metamorphism of the la Rinconada Group. Margarita Island, Venezuela. *Abstract 8th Caribbean Geol. Conf., Caracas*, p.110-111.
- MARESCH W.V., 1981 - The significance of employing key minerals and mineral assemblage for a regional correlation of metamorphic rocks in the southeastern Caribbean area. *Proc. 4th Latin Am. Geol. Congr Trinidad, Tobago*.
- MARESCH W.V. & ABRAHAM K., 1977 - Chemographic analysis of reaction textures in an eclogite from the island of Margarita (Venezuela). *J. Jb. Geol. Miner. Abh.*, 130, 1-2, p.103-113.
- MARESCH W.V. & ABRAHAM K., 1981 - Petrography-mineralogy and metamorphic evolution of an eclogite from the island of Margarita, Venezuela. *Journal of Petrology*, vol.22, part 3, p.337-362.
- MARESCH W.V., ABRAHAM K., BOCCHIO R. & MOTTANA A., 1980 - Systematic compositional variations in amphiboles from the Rinconada Group metabasalt, Margarita Island and their paleotectonic implications. *Proc. 4th Latin. Amer. Geol. Congr Trinidad, Tobago*,
- MARESCH W.V., MEDENBACH O. & RUDOLPH A., 1982 - Winchite and the actinolite-glaucophane miscibility gap. *Nature*, vol. 296, p. 731-732.
- MARTINEZ A.R., 1950 - Reconocimiento geológico de la zona de Porlamar. Informe topográfico y geológico de la zona de El Yaque, Isla de Margarita. *Thesis*, grado Univ. central Venezuela, Dpt geol. ined
- MASCLE A., CAZES M. & LE QUELLEC 1985 - Structures des marges et bassins caraïbes : une revue. *Symposium: Géodynamique des Caraïbes, Paris, 5-8 février 1985*, ed. Technip, 566 p., p. 1-20.
- MAURY C.J., 1925 Venezuelan stratigraphy. *Am. Journ. Sci.*, 5th ser., vol.9, 53, p. 411-414.
- MAXWELL J.C., 1948 - Geology of Tobago - British west Indies. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 59, p. 801-854.
- METZ H.C., 1964 - Geology of the El Pilar fault zone, State of Sucre, Venezuela. *Thèse inédite*, Univ. Princeton U.S.A. 102 p.
- MICHARD A., JUTEAU T. & WHITECHURCH H., 1985 - L'obduction : revue des modèles et confrontation au cas de l'Oman. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t.I, 2, p. 189-198.
- MIYASHIRO A., 1974 - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, vol. 274, p. 321-355.
- MIYASHIRO A, and SHIDO F., 1975 - Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. *Am. Jour. Sci.*, vol 275, p. 265-277.
- MOLNAR P. & SYKES L.R., 1969 - Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, p. 1639-1684.
- MORGAN B., 1969 - Geologia de la region de Valencia, Carabobo, Venezuela. *Boln. Geol. Minist. Minas. Venez.* V.X, 20, p. 3-136.

- MORGAN B., 1970 - Petrology and Mineralogy of eclogite and Garnet amphibolite from Puerto Cabello, Venezuela. *Journal of Petrology*, vol.11, part I, p. 101-145.
- MOTICKSKA P. 1972 - Geologia del Archipelago de Los Frailes. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, Memorias p. 69-73.
- MOTTANA A. & BOCCHIO R., LIBORIO G. & MARESCH W., 1985 - The eclogite-bearing metabasaltic sequence of isla Margarita, Venezuela: a geochemical study. *Chemical Geology*, vol. 50, p. 351-368.
- MOTTANA A. & EDGAR A.D., 1969 - the significance of amphibole compositions in the genesis of eclogites. *Lithos*, vol.3, 1, p. 37-49, 1969.
- MUNOZ N.G., 1971 - Sobre el Eoceno de Margarita, Venezuela. *Bol. inf. Asoc. Venez. Geol. Min. Petrol.*, vol.14, 6, p. 153-154.
- MUNOZ N.G., 1972a - Guia de la Excursion al flysch Eoceno de Margarita, Venezuela. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, Memorias p.25-27.
- MUNOZ N.G., 1972b - Flysch Eoceno de la Isla de Margarita. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, Memorias p.25.
- MUNOZ N.G., 1973 - Geologia sedimentaria del flysch eoceno de la Isla de Margarita, Venezuela. *Geos*, 20, p. 5-64.
- MUNOZ N.G., 1976 - Contornita y su importancia en facies marinas profundas. *Geos*, 21, p.5-8.
- MUNRO S.E. & SMITH F.D. Jr., 1984 - The Urica fault zone, northeastern Venezuela. *Geol. Soc. Am. Mem.* 162 p. 213-215.
- MURANY E.E., 1972 - Structural analysis of the Caribbean coast Eastern interior range of Venezuela. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p. 295-298.
- NAVARRO E., 1972 - Equilibrio quimico entre granate coexistentes en rocas eclogiticas - Macanao Estado Nueva Esparta, Venezuela. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p. 327-328 (1971).
- NAVARRO E., 1974 - Petrogenesis of Isla de Margarita, Venezuela. *Thèse inédite*, Univ. Kentucky.
- NAVARRO E., 1977a - Eclogitas de Margarita. Evidencias de polimetamorfismo. *Proc. Vº Congreso geol. Venez. Caracas*, p. 651-661.
- NAVARRO E., 1977b - Confacita proveniente de las rocas eclogitas de Margarita. Estado Nueva Esparta. *Geos*, 21, p.3-6.
- NAVARRO E., 1981 - Relaciones mineralogicas de la Isla de Margarita, Estado Nueva Esparta. *Geos*, 26, p. 3-44,
- NICOLAS A., 1984 - Principe de tectonique. Masson ed., 196 p.
- NICOLAS A. & CEULENEER G., 1986 - Oceanic thrusting, related magmatism and environments of origine of ophiolites: the Oman case, reprint soumis à *Earth Planet. Sci. Lett.*
- NOCKOLDS S.R., KNOX R.W. & CHINNER , 1978 - Petrology for students. Cambridge Univ. Press, p.427.
- OSBURN E.R. & HESS H.H., 1958 - Paria - Araya, reconnaissance notes. Informe inedito, Minist.Mineral.Hidrocar.Caracas.
- PALLISTER J.S. & HOPSON C.A., 1981 - Samail ophiolite plutonic suite : field relations, phase variation, cryptic variation and layering and a model of a spreading ridge magma chamber. *J. Geophys. Research*, vol.86, B4, p.2593-2644.
- PALLISTER J.S. & KNIGHT , 1981 - Rare Earth Element Geometry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. *J. Geophys. Research*, vol. 84, p. 2673-2697.
- PANTIN HERRERA J., 1972 - Nuevas observaciones geológicas acerca de la Isla Aves, Venezuela. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, Memorias p. 74.
- PAPIKE J.J., CAMERON K.L. & BALDWIN K., 1974 - Amphiboles and pyroxenes characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am. Abst. with program.*, 6, p. 1053-1054
- PATRICK H.B., 1958 - Geology of Cariaco basin. Rapport privé créole, Petrol.Corp. LAGOVEN, 61 p.
- PEARCE J.A., 1975 - Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41-67.
- PEARCE J.A. et NORRY M.J., 1979 - Petrogenetic implications of Ti, Zr, T and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 69, p. 33-47.

- PELLETIER B., 1985 - De la fosse de Manille à la chaîne de Taïwan. Etude géologique aux confins d'une subduction et d'une collision actives. Modèle géodynamique. *Thèse de l'Univ. Brest*, 268 p.
- PELLETIER B. & STEPHAN J.F., 1986 Middle Miocene obduction and late Miocene beginning of collision registered in the Hengchun peninsula : geodynamic implications for the evolution of Taiwan. *Tectonophysics*, 125, p. 133-160.
- PEREIRA J.G., 1985 Evolution tectónica de la cuenca de Carupano durante el Terciario. *VI Congreso Geol. Venez.*, p.2618-2647.
- PEREIRA J.G., PERDOMO J.L. & NALSEN M., 1986 - Interprétation sismo-stratigraphica del sector oriental de la Cuenca de Carapano. *III Congr. Venez. Geofísica, Caracas*, p. 454-463.
- PEREZ O.J. & AGGARVAL Y.P., 1981 - Present day tectonics of the South-eastern Caribbean and Northeastern Venezuela. *J. Geol. Res.*, 86, B 11, p. 10791-10804.
- PEREZ de MEJIA D & TARACHE C., 1985-Syntesis geologica del Golfo de Paria. *VI° Congr. Geol. Venez.*, Mem. 5, Caracas p.3243-3277;
- PERFIT M.R. & HEEZEN B.C., 1978 - The geology and evolution of the Cayman Trough. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89.
- PETER G. 1972 - Geologic structure offshore North-Central Venezuela. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita, Venezuela, Memorias*.
- PIRSSON L.V. - 1915 - The microscopical characters of volcanic tuffs - a study for students. *in* : Carozzi a.v. p. 199
- PLYUSNIHA L.P. - 1982 - Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblage. *Contrib. Mineral. Petrol.* vol.80, p. 140-146.
- POTTER H.C. - 1965 - A preliminary account of the stratigraphy and structure of the eastern part of the Northern Range Trinidad. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p. 15-20.
- POTTER M.C. 1972 - Comments on the geology of Northwestern Trinidad in relation to the geology of Paria, Venezuela. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p.178-181.
- POTTER P.E., MAYNARD J.B. & PRYOR W.A., 1980 - Sedimentology of shale . Study guide and reference source. Springer Verlag, New york, Heidelberg, Berlin, 303 p.
- QUINQUIS H., 1980 - Schistes bleus et déformation progressive : l'exemple de l'île de Groix (Massif armoricain). *Thèse 3e cycle, Rennes*, 145 p.
- QUINQUIS H. & CHOUKROUNE P., 1981 - Les schistes bleus de l'île de Groix dans la chaîne hercynienne. Implications cinématiques. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIII, 4, p. 409-418.
- RAHEIM A., GREEN D.H., 1974 - Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxène. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol.48, p. 179-203.
- REYRE D., 1984 Remarques sur l'origine et l'évolution des bassins sédimentaires africains de la côte atlantique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXVI (6), p. 1041-1059.
- RIEDEL W., 1929 - Zur Mechanik geologischer Bruckerscheinungen. *Zentralbl. Mineral. geol. u. Pal.*, 1929b.
- RIVERO F. de, 1956 -" Grupo Punta Carnero". Stratigraphical lexicon of Venezuela. M.M.H., *Bol. Geol. Publ. Esp.*, 1, (English ed.) 463-466.
- ROJAS G., 1985 - Geología de las rocas ultramáficas aflorantes en el extremo oriental de la isla de Margarita, Venezuela. *VI Congreso Geol. Venez.*, p. 2032-2086.
- ROSSI T., 1985 - Contribution à l'étude géologique de la frontière sud-est de la plaque caraïbes, la Serranía Del Interior oriental (Venezuela) sur le transect Cariaco-Maturín. Synthèses paléogéographique et géodynamique. *Thèse Université de Bretagne Occidentale* 340 p.
- ROWLEY K.C. & ROOBOL M.J., 1978 - Geochemistry and age of the Tobago igneous rocks. *Geologie Minjvow*, vol.57, 2, p. 315-318,
- ROZE J.A., 1978 - Ciencia y fantasía sobre las serpientes de Venezuela. Editorial "Fondo de cultura científica" SRL Caracasn 1970, Fundatiuon La Salle de Ciencias Naturales, 160 P.

- RUTTEN, 1940 On the geology of Margarita, Cubagua and Coche (Venezuela). *Konink Acad. v. Wetensch. Amsterdam*, vol.45, p. 828-841,
- RYBURN J.R., RAHEIM A., GREEN D.M., 1975 - Determination of the P, T paths of natural eclogites during metamorphism - record of subduction (a correction to a paper by Raheim et Green, 1975), *Lithos*, 9, p. 161-164.
- SANTAMARIA F. & SCHUBERT C., 1974 - Geochemistry and Geochronology of the Southern Caribbean - Northern Venezuela. Plate Boundary. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol.85, p. 1085-1098.
- SANTANA A., 1950 - Informe geológico de las zonas del Rio NE y Punta Carnero - Estado Nueva Esparta. *Thesis*, de grado Universidad Central, Venezuela, Dpt. Geol. (inedita) Caracas.
- SAUNDERS J.B., 1972 - Recent paleontological results from the Northern range of Trinidad. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p.455,
- SAUNDERS J.B., 1974 - Trinidad in Mesozoic-Cenozoic orogenic belts: data for orogenic studies. ed. and collected by A.M. Spencer, *Spec. Publ. 4, Geol. Soc. London*.
- SCHUBERT C., 1971a - Geología de la península de Araya, Estado Sucre. *IV Congr. Geol. Venez.*, *Bol. Geol.*, t.1, (résumé). p.133.
- SCHUBERT C., 1971b - Metamorphic rocks of the Araya Peninsula Eastern Venezuela. *Geol. Rundschau*, 60, 4, p. 1571-1600.
- SCHUBERT C., 1979 - El Pilar fault zone, Northeastern Venezuela. Brief review. *Tectonophysics*, 52, p.447-455,
- SCHUBERT C. 1981 - Are the Venezuelan fault systems part of the southern Caribbean plate boundary ? *Geol. Rundschau*, 70, 2, p. 542-551.
- SCHUBERT C., 1982 - Origin of Cariaco basin, Southern Caribbean Sea., *Marine Geology*, vol. 47, p. 345-360.
- SCHUBERT C., 1985 - Cuencas cenozoicas tardías de Venezuela. *VI Congr. Géol. Venez.*, t. IV, p. 2663-2679.
- SCHUBERT C. & MOTISCKA P., 1972a - Geological reconnaissance of the venezuelan islands in the Caribbean sea between Los Roques and Los Tertigos. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita, Memorias* p. 81.
- SCHUBERT C. & MOTISCKA P., 1972b - Reconocimiento geológico de las islas venezolanas en el mar Caribe, entre Los Roques y les Tertigos (Dependencias federalo).Introduccion e islas centrales. *Acta Cient. Venezolana*, 23, p. 210-223.
- SCHUBERT C. & MOTISCKA P., 1973 - Reconocimiento geológico de las islas venezolanas en el mar Caribe, entre Los Testigos (Dependencias Federales). II : Islas orientales y conclusions. *Acta Cient. Venezolana*, 24, p.19-31.
- SCOTT J.P., 1977 - Geophysical explorations in the north coast marine area of Trinidad and Tobago : their successes and failures. rapport inédit.
- SEIJAS F., 1968 - Geología de la region de Carupano, Estado Sucre. Informe inedito, Ministerio de Minas Hidrocarb., Caracas, 78 p.
- SEIJAS F., 1971 - Geología de la region de Carupano. *IV Congr. Geol. Venez.*, *Bol. Geol.*, t.I, *Bol.geol.*, Publ. especial 5,(résumé). p. 135,
- SEIJAS F., 1972 - Geología de la région de Carupano. *IV Congr. Geol. Venez.*, *Bol. Geol.*, t.III, p. 1887-1922.
- SIFONTES R.S., 1971 - Estudio geo-económico de la region de Carupano. *IV Congr. Geol. Venez.*, *Bol. Geol.*, t.1, (résumé). p. 200.
- SIFONTES R. & SANTAMARIA F., 1972 - Rocas intrusivas juvenes en la region de Carupano. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p.121.
- SIFONTES R. & SEIJAS F., 1972a - Excursion a la zona de Carupano. La Esmeralda, districtos Bermudez y Rivero. Estado Sucre. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p. 38.
- SIFONTES R.S. & SEIJAS F. 1972a - Geología del Morro la Esmeralda, Distrito Rivero, Estada Sucre. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p. 117
- SMULIKOWSKI K., 1964 - Le problème des éclogites. *Geologica sudetica*, I, 13-52 (*in* Winkler, 1976).
- SMULIKOWSKI K., 1972 - Classification of éclogites and allied rocks. *Krystalinikum*, 9, p. 107-130.
- SPATH L.F., 1939 - Tithonian ammonites from Trinidad. *Geol. Mag.* t.76, 898.

- STEIKENSEN A.L., 1974 - Classification and nomenclature of igneous rocks. *Geol. Rundsch.*, vol. 63, p. 773-785.
- STEPHAN J.F., 1982 - Evolution géodynamique du domaine caraïbes, Andes et chaîne caraïbe sur la transversale de Barquisimeta (Venezuela). *Thèse Dr.Etat, Univ. P. & M. Curie*, 512 p.
- STEPHAN J.F., 1985 - Andes et chaîne caraïbe sur la transversale de Barquisimeta (Venezuela), evolution géodynamique. *Symposium: Géodynamique des Caraïbes, Paris*, 5-8 février 1985, Ed. Technip, 566 p., p. 505-529.
- STEPHAN J.F., BECK C.M., BELLIZIA A. & BLANCHET R., 1980 - La chaîne caraïbe du Pacifique à l'Atlantique. *Mémoire du BRGM 115, 26^e Congr. géol. intern., Colloque des chaînes alpines issues de la Thétys*, Paris 7-17 juillet, p.38-59.
- TALUKDAR S., 1983 - Petrological study of volcanic and sedimentary rocks from offshore wells of Paria and its implications. Data and partial interpretation.
- TALUKDAR S. & LOUREIRO D., 1982 - Geologia de una zona ubicada en el regmento norcentral de la cordillera de la Costa, Venezuela. Metamorfismo y deformacion. Evolucion del margen septentrional de Suramerica en el marco de la tectonica de placas. *Geos*, 27, p. 15-77.
- TAYLOR G.C., 1960 - Geologia de la isla de Margarita., Mem. III., *Congr. Geol. Venez. Bol. Geol. M.M.H.*, t.II, p.883-893.
- THERY J.M., 1982 - Constitution du nord-ouest du continent sud-américain avant les tectoniques andines. Tome II, Trias à Santonien. *Thèse d'université*.
- TOMBLIN J.F., 1972 - Seismicity and plate tectonics of the eastern Caribbean. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita, Memorias* p. 277.
- URBANI F.P., 1969 - Primera localidad fossilifera del miembro Zenda de la Formacion Las Brisas: Cueva El Indio, La Guairita, Estado Miranda. *Bol. inf Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol.* vol. 12, p. 447-449.
- VAN DER VLERK I.M., 1971 - La edad de la Formacion Punta Mosquito - Margarita, Nueva Esparta Venezuela. *IV Congr. Geol. Venez. , Bol. Geol.*, t.1, (résumé) p.152.
- VIERBUCHEN R.C., Jr., 1978 - The tectonics of northeastern Venezuela and the southeastern sea. Ph. D, Princeton University.
- VIERBUCHEN R.G., Jr., 1984 Geology of the El Pilar fault zone and adjacent areas in northeastern Venezuela. In Bonini and others ed. - The Caribbean South America plate boundary and regional tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 162,
- VIGNALI G.M., 1965 - Estudios de las rocas sedimentarias de Araya. *Geos*, 13 U.C.V. P.23-36.
- VIGNALI M., 1971 - Algunos problemas tectonicos con implicaciones de caracter estratigrafico en las cordilleras metamorficas del Oriente de Venezuela. *IV Congr. Geol. Venez. , Bol. Geol.*, t.1, (résumé). p. 178.
- VIGNALI M. 1972a - Analisis estructural y eventos tectonicos de la Peninsula de Macanao - Margarita, Venezuela. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p. 241.
- VIGNALI M., 1972b - Excursion geologica al extremo occidental de Araya. *VI Conf. Geol. Caribe, Margarita*, p. 44.
- VIGNALI M., 1977 - Geology between Casanay and El Pilar, (El Pilar fault zone) Edo-Sucre, Venezuela. *Abstract 8th Caribbean Geol. Conf., Caracas*, p.215-216.
- VIGNALI M., 1979 - Estratigrafia y estructural de las cordilleras metamorficas de Venezuela oriental (peninsula de Araya-Paria e isla de Margarita). *Geos*, 25, p. 19-66.
- VIVAS V., 1986 - Etude géologique du bord ouest de la Serrana del Interior (Venezuela): la région de Bergantin-Santa Ines dans la zone de faille d'Urica, *Thèse*, 3^e cycle, Brest.
- Von HUMBLLOT A., 1820 - Voyage aux régions équinoxiales du nouveau Continent (t.4) N. Maze, ed., Paris. (traduction en 1956): eds. Min. Educacion, Caracas, t.3).
- WEEKS A.L., LATTIMORE R.K., HARBISON R.N. & MERRIL G.F. - Structural relations among lesser Antilles, Venezuela, and Trinidad-Tobago. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 55, 10, p. 1741-1752.

- WESTERCAMP D., ANDREIEFF P., BOUYSSÉ Ph., MASCLE A. & BAUBRON J.C., 1985 - The grenadines, Southern Antilles. Part I. Stratigraphy and volcano structural evolution. *Symposium géodynamique des Caraïbes*, février, Paris., p. 109-118.
- WINKLER H.G., 1976 - Petrogenesis of metamorphic rocks. 4e edition, Springer international student edition, 334 p.+
- ZAMBRANO E., 1967 - Geologia de la region norte-central del Estado Sucre informe. Informe inedito Ministerio de Minas e Hidrocarb., Caracas. 43 p.

ANNEXE BIBLIOGRAPHIQUE

Liste des étudiants qui ont travaillé sous la tutelle scientifique du Professeur Clemente Gonzalez de Juana. Leurs travaux (thèses de "grado") sont consultables à la bibliothèque du Département de Géologie de l'Université Centrale du Vénézuéla, Caracas.

A. La péninsule de Macanao (Margarita occidentale): années 1969 à 1970: Aguiar A., Alcaino E., Alicandu J., Arsntein R., Bajo R., Barreto A., De Armas J., Figueras J., Gonzalez M., Guediez V., Gutierrez R., Ortiz M., Osuna S., Quijada M., Rodriguez O., Seitz G., Torez L., White C..

B. La péninsule de Paraguachoa (Margarita orientale): années 1949-1950, 1972-1973 - Ascaino G., Delfino C., Escovar R., Gil N., Gomez A., Gomez M., Gonzalez Z., Grillet J., Hernandez H., Lara H., Lorenz A., Martinez A., Medina J., Paiva A., Santana A., Venegas P..

C. La péninsule d'Araya, année 1963: Campos M., Espejo A., Espina J., Marquez R., Martell H., Medina C., Sorondo H., Vargas J., Zamora L..

D. La péninsule de Paria - secteur de Carupano - Années 1964 à 1968-1976: Belfort C., Betoret C., Bravo H., Bajosa O., Calderon H., Campos V., Cartaya R., Castillo M., Chiquito F., Chirinos J., Defin L., Delgado I., Fierro F., Figueira L., Gamboa V., Garcia L., Giral W., Glaentzlin R., Gonzalez C., Guevara E., Ituralde J., Jimenez O., Luzardo M., Masrova L., Matheus D., Matos J., Mendez J., Mendoza V., Molina S., Mora J., Moreno L., Moticska P., Mujica A., Mujica N., Narvaez M., Navarette O., Navarro E., Neuman A., Nogueira A., Ochoa R., Ortega J., Perez L., Picard X., Pimentel N., Rodriguez C., Rodriguez S., Rojas O., Salazar A., Sanz M., Scherer W., Seijas F., Sifontes R., Soria J., Soto C., Soucy A., Stredel P., Suarez O., Vasquez E., Villegas O., Wehrman P..

ANNEXES

- Annexe A : *Carte geologique de la peninsule d'Araya
1/50000 (planche hors texte)*
- Annexe B : *Carte geologique de l'île de Margarita
1/50000 (planche hors texte)*
- Annexe C : *Fichier des analyses de mineraux a la microsonde*
- Annexe D : *Complements de radiochronologie*
- Annexe E : *Complements de l'etude tectonique*

A N N E X E C

**FICHIER DES ANALYSES
DE MINERAUX A LA MICROSONDE**

Tableau 14: Analyse des grenats du faciès écologitique d'El Maco (MAR 324)
Análisis de los granates del faciès ecológico d'El Maco (Mar 324)

Les grenats d'El Maco (voir localisation texte)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
FE	0.2498	0.2451	0.2474	0.2596	0.2512	0.2704	0.2682	0.2637	0.2574	0.2416	0.2484	0.2483
FE	0.0000	0.0000	0.0041	0.0034	0.0003	0.0000	0.0000	0.0008	0.0014	0.0000	0.0000	0.0000
NA	0.0000	0.0007	0.0010	0.0009	0.0005	0.0007	0.0004	0.0000	0.0002	0.0000	0.0005	0.0000
SI	0.3943	0.3939	0.3972	0.4009	0.4012	0.3910	0.3964	0.3946	0.3934	0.4006	0.3990	0.3944
K	0.0006	0.0000	0.0000	0.0003	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000	0.0002	0.0000
MN	0.0187	0.0156	0.0177	0.0174	0.0171	0.0211	0.0150	0.0096	0.0098	0.0026	0.0036	0.0041
MG	0.0423	0.0458	0.0428	0.0440	0.0435	0.0374	0.0370	0.0489	0.0525	0.0504	0.0556	0.0543
AL	0.2219	0.2221	0.2207	0.2219	0.2238	0.2235	0.2233	0.2221	0.2215	0.2248	0.2262	0.2262
CA	0.0949	0.0950	0.0995	0.0875	0.0941	0.0948	0.0939	0.0854	0.0843	0.1005	0.0881	0.0912
TI	0.0001	0.0019	0.0008	0.0000	0.0002	0.0023	0.0020	0.0003	0.0002	0.0000	0.0000	0.0005
CR	0.0000	0.0003	0.0000	0.0008	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000
	1.0225	1.0204	1.0309	1.0367	1.0321	1.0411	1.0361	1.0253	1.0213	1.0205	1.0216	1.0190
FE*	3.1914	3.1278	3.1355	3.2740	3.1709	3.4285	3.3988	3.3574	3.2848	3.0582	3.1417	3.1556
FE	0.0000	0.0000	0.0465	0.0391	0.0029	0.0000	0.0000	0.0087	0.0157	0.0000	0.0000	0.0000
NA	0.0000	0.0195	0.0285	0.0284	0.0134	0.0214	0.0107	0.0000	0.0072	0.0000	0.0150	0.0000
SI	6.0236	6.0111	6.0195	6.0472	6.0576	5.9290	6.0064	6.0078	6.0019	6.0629	6.0351	5.9931
K	0.0117	0.0000	0.0000	0.0055	0.0044	0.0000	0.0000	0.0000	0.0106	0.0000	0.0030	0.0000
MN	0.2415	0.2011	0.2266	0.2219	0.2191	0.2705	0.1931	0.1239	0.1262	1.1359	1.2527	1.2396
MG	0.9636	1.0428	0.9668	0.9886	0.9783	0.8459	0.8363	1.1094	1.1930	1.1359	1.2527	1.2396
AL	3.9950	3.9942	3.9419	3.9442	3.9820	3.9949	3.9878	3.9855	3.9826	4.0102	4.0326	4.0513
CA	1.5527	1.5538	1.6151	1.4134	1.5214	1.5397	1.5251	1.3938	1.3788	1.6295	1.4279	1.4855
TI	0.0015	0.0216	0.0089	0.0000	0.0027	0.0261	0.0222	0.0032	0.0025	0.0000	0.0000	0.0055
CR	0.0000	0.0037	0.0000	0.0094	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	15.9810	15.9758	15.9894	15.9706	15.9535	16.0559	15.9804	15.9896	16.0031	15.9297	15.9548	15.9735
EM	0.7808	0.7615	0.7767	0.7796	0.7760	0.8139	0.8111	0.7583	0.7409	0.7313	0.7179	0.7229
AL	0.5365	0.5290	0.5280	0.5551	0.5385	0.5649	0.5722	0.5612	0.5492	0.5222	0.5354	0.5330
PY	0.1620	0.1764	0.1538	0.1676	0.1662	0.1394	0.1408	0.1854	0.1995	0.1940	0.2135	0.2077
SP	0.0406	0.0340	0.0382	0.0376	0.0372	0.0446	0.0325	0.0207	0.0211	0.0056	0.0078	0.0089
GR	0.2606	0.2564	0.2580	0.2273	0.2567	0.2473	0.2511	0.2300	0.2260	0.2782	0.2430	0.2495
AD	0.0002	0.0033	0.0131	0.0099	0.0011	0.0039	0.0034	0.0027	0.0043	0.0000	0.0000	0.0008
UV	0.0000	0.0009	0.0000	0.0024	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000

Fe* = Fe²⁺; Fe = Fe³⁺

	1	2	2	2	moyenne
FE	0.0514	0.0487	0.0475	0.0492	0.0492
NA	0.0552	0.0563	0.0570	0.0562	0.0562
SI	0.5696	0.5579	0.5527	0.5601	0.5601
K	0.0003	0.0001	0.0000	0.0001	0.0001
MN	0.0000	0.0007	0.0013	0.0007	0.0007
MG	0.0928	0.0952	0.0964	0.0948	0.0948
AL	0.0947	0.0931	0.0948	0.0942	0.0942
CA	0.1500	0.1515	0.1500	0.1505	0.1505
TI	0.0009	0.0022	0.0015	0.0015	0.0015
CR	0.0004	0.0000	0.0006	0.0004	0.0004
	1.0154	1.0057	1.0019	1.0076	1.0076
FE*	0.1515	0.1451	0.1422	0.1462	0.1462
NA	0.3767	0.3887	0.3958	0.3871	0.3871
SI	2.0052	1.9876	1.9780	1.9903	1.9903
K	0.0013	0.0004	0.0000	0.0006	0.0006
MN	0.0000	0.0021	0.0040	0.0021	0.0021
MG	0.4871	0.5057	0.5141	0.5023	0.5023
AL	0.3930	0.3910	0.3997	0.3946	0.3946
CA	0.5658	0.5783	0.5751	0.5731	0.5731
TI	0.0023	0.0060	0.0040	0.0041	0.0041
CR	0.0011	0.0000	0.0018	0.0010	0.0010
	3.9840	4.0050	4.0148	4.0013	4.0013
EM	0.2372	0.2255	0.2214	0.2214	0.2214
WO	0.4698	0.4697	0.4655	0.4655	0.4655
EN	0.4044	0.4107	0.4162	0.4162	0.4162
ES	0.1258	0.1196	0.1183	0.1183	0.1183

OMPHACITE

* Fe²⁺
 Fe = Fe³⁺

AMPHIBOLE

Tableau 15 -
 Analyses microsonde des omphacites et des amphiboles du faciès écologique d'El Maco (MAR 324)

Cuadro 15 -
 Análisis microsonda de las omphacitas y de los anfíboles del faciès ecológico d'El Maco (MAR 324)

	1	2	3	4	5	6	moyenne
FE	0.1510	0.1423	0.1485	0.1420	0.1257	0.1510	0.1434
NA	0.0446	0.0437	0.0509	0.0434	0.0349	0.0413	0.0431
SI	0.4500	0.4762	0.4484	0.4766	0.4877	0.4582	0.4662
K	0.0006	0.0007	0.0006	0.0006	0.0002	0.0007	0.0006
MN	0.0000	0.0000	0.0012	0.0010	0.0000	0.0014	0.0006
MG	0.0985	0.1015	0.0989	0.1027	0.1206	0.0997	0.1037
AL	0.1574	0.1409	0.1622	0.1397	0.1162	0.1484	0.1441
CA	0.0855	0.0802	0.0829	0.0777	0.0885	0.0873	0.0837
TI	0.0022	0.0030	0.0013	0.0032	0.0013	0.0039	0.0025
CR	0.0003	0.0013	0.0000	0.0000	0.0012	0.0000	0.0005
OH	0.0207	0.0209	0.0208	0.0209	0.0208	0.0208	0.0208
	1.0107	1.0108	1.0157	1.0079	0.9969	1.0126	1.0091
FE*	1.8260	1.7034	1.7888	1.7037	1.5130	1.8211	1.7260
NA	1.2504	1.2137	1.4207	1.2067	0.9729	1.1538	1.2031
SI	6.5087	6.8164	6.4589	6.8363	7.0204	6.6085	6.7082
K	0.0102	0.0123	0.0104	0.0117	0.0038	0.0129	0.0102
MN	0.0000	0.0005	0.0148	0.0126	0.0000	0.0166	0.0074
MG	2.1228	2.1662	2.1231	2.1961	2.5886	2.1422	2.2322
AL	2.6831	2.3771	2.7544	2.3608	1.9712	2.5225	2.4448
CA	1.3243	1.2303	1.2799	1.1941	1.3643	1.3492	1.2903
TI	0.0238	0.0325	0.0136	0.0345	0.0135	0.0427	0.0268
CR	0.0037	0.0144	0.0000	0.0000	0.0131	0.0000	0.0052
OH	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
	16.7530	16.5669	16.8645	16.5565	16.4608	16.6695	16.6452
EM	0.4624	0.4403	0.4593	0.4387	0.3689	0.4617	0.4386

Tableau 16 : Analyses des grenats du faciès écolititique de Pedro Gonzalez (MAR 176)
Analisis de los granates del faciès eclogitico de Pedro Gonzalez (MAR 176)

	1	2	3	4	5	6	1'	2'	3'	4'	5'	6'
FE	0.2392	0.2364	0.2549	0.2802	0.2713	0.2552	0.2559	0.2641	0.2736	0.2659	0.2690	0.2708
EE	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
NA	0.0004	0.0006	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
SI	0.3868	0.3848	0.3809	0.3862	0.3807	0.3853	0.3866	0.3812	0.3834	0.3825	0.3821	0.3846
K	0.0000	0.0004	0.0001	0.0000	0.0003	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MN	0.0525	0.0577	0.0399	0.0205	0.0131	0.0075	0.0383	0.0372	0.0203	0.0113	0.0065	0.0080
MG	0.0173	0.0167	0.0206	0.0248	0.0286	0.0322	0.0215	0.0236	0.0251	0.0291	0.0364	0.0344
AL	0.2194	0.2177	0.2182	0.2192	0.2241	0.2227	0.2214	0.2193	0.2205	0.2243	0.2238	0.2223
CA	0.1087	0.1063	0.1011	0.0988	0.0961	0.1044	0.1027	0.0998	0.0977	0.0988	0.1009	0.0987
CR	0.0000	0.0000	0.0001	0.0011	0.0011	0.0000	0.0014	0.0005	0.0000	0.0014	0.0000	0.0000
TI	0.0014	0.0018	0.0025	0.0007	0.0000	0.0000	0.0013	0.0010	0.0009	0.0009	0.0000	0.0004
	1.0257	1.0225	1.0184	1.0322	1.0153	1.0073	1.0302	1.0257	1.0214	1.0147	1.0187	1.0194
EE*	3.0954	3.0738	3.3275	3.6108	3.5294	3.3176	3.2965	3.4299	3.5521	3.4511	3.4767	3.4995
EE*	0.0000	0.0000	0.0000	0.0075	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
NA	0.0117	0.0179	0.0041	0.0000	0.0000	0.0000	0.0235	0.0000	0.0000	0.0166	0.0000	0.0048
SI	5.9851	5.9830	5.9451	5.9500	5.9233	5.9882	5.9556	5.9201	5.9516	5.9365	5.9053	5.9424
K	0.0000	0.0088	0.0012	0.0000	0.0050	0.0000	0.0083	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MN	0.6887	0.7600	0.5277	0.2679	0.1722	0.0991	0.4996	0.4892	0.2666	0.1492	0.0855	0.1041
MG	0.4001	0.3870	0.4783	0.5689	0.6624	0.7456	0.4939	0.5220	0.5797	0.6728	0.8381	0.7919
AL	4.0017	3.9901	4.0139	3.9801	4.1093	4.0799	4.0206	4.0152	4.0335	4.1028	4.0777	4.0486
CA	1.8026	1.7703	1.6908	1.6312	1.6024	1.7390	1.6955	1.6606	1.6255	1.6426	1.6702	1.6336
CR	0.0000	0.0000	0.0014	0.0135	0.0135	0.0000	0.0169	0.0066	0.0000	0.0169	0.0000	0.0000
TI	0.0161	0.0211	0.0288	0.0085	0.0000	0.0000	0.0147	0.0115	0.0101	0.0105	0.0000	0.0043
	16.0015	16.0120	16.0188	16.0385	16.0165	15.9695	16.0241	16.0552	16.0192	15.9991	16.0535	16.0292
EM	0.5044	0.9083	0.8896	0.8721	0.8482	0.8209	0.8849	0.8825	0.8682	0.8425	0.8095	0.8198
AL	0.5179	0.5142	0.5539	0.5945	0.5915	0.5622	0.5516	0.5628	0.5903	0.5840	0.5727	0.5807
PY	0.0669	0.0647	0.0796	0.0937	0.1110	0.1264	0.0826	0.0857	0.0963	0.1139	0.1381	0.1314
SP	0.1152	0.1271	0.0878	0.0441	0.0289	0.0168	0.0836	0.0803	0.0443	0.0253	0.0141	0.0173
GR	0.2975	0.2908	0.2739	0.2613	0.2652	0.2947	0.2758	0.2680	0.2676	0.2710	0.2751	0.2700
AD	0.0024	0.0032	0.0043	0.0031	0.0000	0.0000	0.0022	0.0017	0.0015	0.0016	0.0000	0.0006
UV	0.0000	0.0000	0.0004	0.0033	0.0034	0.0000	0.0042	0.0016	0.0000	0.0043	0.0000	0.0000

* Fe²⁺; Fe* = Fe³⁺

Tableau 17 - Analyses microsonde de : omphacites, paragonites, amphiboles dans les écolites du faciès Pedro Gonzalez
Cuadro 17 - Analisis microsonda de: omfacteria, paragonita y anfiboles dentro las eclogitas del faciès Pedro Gonzalez

	1	2	3	4	moyenne	1	2	3	4	1	2	
FE	0.0452	0.0427	0.0508	0.0523	0.0477	0.0053	0.0038	0.0047	0.0051	0.0810	0.1078	
NA	0.0775	0.0764	0.0786	0.0737	0.0765	0.0699	0.0708	0.0680	0.0619	0.0169	0.0428	
SI	0.5590	0.5582	0.5560	0.5583	0.5579	0.4673	0.4637	0.4711	0.4740	0.5623	0.4816	
K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0061	0.0076	0.0107	0.0053	0.0000	0.0024	
MN	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0001	
MG	0.0783	0.0792	0.0811	0.0803	0.0797	0.0017	0.0017	0.0024	0.0018	0.1678	0.1350	
AL	0.1184	0.1127	0.1166	0.1097	0.1144	0.4071	0.4062	0.3977	0.4035	0.0477	0.1359	
CA	0.1260	0.1263	0.1314	0.1304	0.1285	0.0022	0.0019	0.0018	0.0026	0.1173	0.0854	
CR	0.0004	0.0000	0.0003	0.0010	0.0004	0.0013	0.0000	0.0000	0.0000	0.0012	0.0004	
TI	0.0001	0.0012	0.0009	0.0005	0.0007	0.0016	0.0005	0.0010	0.0009	0.0011	0.0031	
	1.0049	0.9967	1.0156	1.0062	1.0058	0.0474	0.0470	0.0470	0.0473	0.0218	0.0211	
						1.0039	1.0033	0.9995	1.0024	1.0169	1.0056	
FE*	0.1341	0.1274	0.1498	0.1556	0.1417	0.0598	0.0404	0.0501	0.0545	0.9316	1.2827	
NA	0.5223	0.5290	0.5376	0.5080	0.5267	1.7153	1.7483	1.5573	1.5207	0.4505	1.1303	
SI	1.9814	1.9928	1.9620	1.9854	1.9804	5.9109	5.9047	6.0103	6.0071	7.7361	6.8506	
K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0380	0.1241	0.1739	0.0851	0.0000	0.0433	
MN	0.4136	0.4214	0.4265	0.4255	0.4217	0.0000	0.0000	0.0021	0.0000	0.0000	0.0008	
AL	0.4848	0.4742	0.4849	0.4599	0.4784	0.0225	0.0315	0.0448	0.0335	0.7727	2.1101	
CA	0.4736	0.4831	0.4968	0.4970	0.4889	6.0686	6.0964	5.9803	6.0271	1.7284	1.3014	
CR	0.0010	0.0000	0.0009	0.0028	0.0012	0.0301	0.0265	0.0251	0.0355	0.0135	0.0049	
TI	0.0002	0.0031	0.0025	0.0013	0.0018	0.0133	0.0000	0.0000	0.0000	0.0109	0.0335	
	4.0262	4.0312	4.0610	4.0355	4.0410	0.0149	0.0050	0.0099	0.0086	1.0000	1.0000	
						2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	16.0837	15.6687	
EM	0.2449	0.2322	0.2600	0.2677		15.9385	15.9769	15.8538	15.7722	EM	0.2131	0.3097
MO	0.4663	0.4682	0.4630	0.4610								
EN	0.4030	0.4084	0.3974	0.3947								
ES	0.1307	0.1235	0.1396	0.1443								
OMPHACITES (lame MAR 176)						PARAGONITES (lame MAR 176)						AMPHIBOLES (lame MAR 176)

Fe* = Fe²⁺

N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	C	C+1	C+2	C+3	C+4	C+4.5	C+5	C+5.5	C+6	P
EE	0.1801	0.1804	0.1590	0.1752	0.1781	0.1897	0.2232	0.2779	0.2780	0.2798
FE	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0009	0.0008	0.0000	0.0000
NA	0.0000	0.0006	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000	0.0006	0.0004
SI	0.3774	0.3804	0.3837	0.3843	0.3842	0.3858	0.3856	0.3932	0.3884	0.3871
K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0002
MN	0.1483	0.1278	0.1465	0.1328	0.1409	0.1146	0.0688	0.0211	0.0184	0.0050
HG	0.0054	0.0062	0.0057	0.0058	0.0054	0.0062	0.0080	0.0118	0.0119	0.0156
AL	0.2200	0.2162	0.2186	0.2172	0.2194	0.2185	0.2181	0.2195	0.2221	0.2196
CA	0.0959	0.1092	0.1075	0.1037	0.1017	0.1131	0.1244	0.1117	0.1134	0.1075
CR	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0004	0.0002	0.0000	0.0002
II	0.0010	0.0013	0.0015	0.0013	0.0026	0.0016	0.0014	0.0010	0.0008	0.0005
TI	1.0288	1.0220	1.0226	1.0204	1.0332	1.0295	1.0315	1.0374	1.0337	1.0158
FE*	2.3573	2.3655	2.0760	2.2924	2.3110	2.4613	2.8881	3.5645	3.5796	3.6445
FE	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0099	0.0090	0.0000	0.0000
NA	0.0000	0.0180	0.0000	0.0041	0.0000	0.0008	0.0158	0.0000	0.0189	0.0130
SI	5.9070	5.9634	5.9916	6.0147	5.9606	5.9873	5.9661	6.0295	5.9805	6.0297
K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0031	0.0000	0.0000	0.0031
MN	1.9657	1.6967	1.9379	1.7607	1.8512	1.5059	0.9013	0.2741	0.2401	0.0654
HG	0.1250	0.1453	0.1335	0.1342	0.1476	0.1434	0.1854	0.2706	0.2740	0.3611
AL	4.0596	3.9944	4.0219	4.0055	4.0110	3.9954	3.9770	3.9676	4.0303	4.0322
CA	1.6091	1.8334	1.7984	1.7395	1.6909	1.8809	2.0623	1.8360	1.8703	1.7950
CR	0.0098	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0043	0.0030	0.0000	0.0025
II	0.0114	0.0147	0.0180	0.0157	0.0298	0.0191	0.0161	0.0119	0.0089	0.0061
TI	16.0449	16.0316	15.9774	15.9668	16.0020	15.9942	16.0294	15.9663	16.0026	15.9526
EM	0.9719	0.9655	0.9678	0.9679	0.9657	0.9651	0.9533	0.9341	0.9331	0.9113
AL	0.3896	0.3922	0.3498	0.3874	0.3863	0.4116	0.4792	0.6003	0.6007	0.6217
PY	0.0207	0.0241	0.0225	0.0227	0.0247	0.0240	0.0308	0.0456	0.0460	0.0616
SP	0.3249	0.2813	0.3265	0.2975	0.3094	0.2518	0.1495	0.0462	0.0403	0.0112
GR	0.2607	0.3003	0.2985	0.2900	0.2752	0.3097	0.3346	0.3031	0.3116	0.3040
AD	0.0017	0.0022	0.0027	0.0024	0.0045	0.0029	0.0049	0.0041	0.0013	0.0009
UV	0.0024	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0011	0.0008	0.0000	0.0006

N°	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
EE	0.2836	0.2769	0.2667	0.2084	0.1507	0.1769	0.2666	0.2798	0.1456	0.2822	0.2648	0.2983
FE	0.0000	0.0020	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006
NA	0.0004	0.0003	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0003	0.0004	0.0000	0.0007
SI	0.3873	0.3886	0.3844	0.3812	0.3843	0.3745	0.3881	0.3837	0.3852	0.3818	0.3850	0.3846
K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MN	0.0070	0.0118	0.0221	0.0672	0.1527	0.1366	0.0153	0.0064	0.1750	0.0108	0.0309	0.0074
HG	0.0173	0.0129	0.0115	0.0068	0.0041	0.0048	0.0122	0.0147	0.0049	0.0160	0.0098	0.0173
AL	0.2220	0.2158	0.2222	0.2150	0.2173	0.2168	0.2180	0.2211	0.2082	0.2194	0.2214	0.2208
CA	0.1130	0.1129	0.1170	0.1262	0.1160	0.1102	0.1161	0.1132	0.0964	0.1046	0.1233	0.1100
CR	0.0000	0.0001	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0012	0.0000	0.0000	0.0002
II	0.0007	0.0014	0.0004	0.0000	0.0020	0.0011	0.0000	0.0012	0.0026	0.0001	0.0005	0.0011
TI	1.0313	1.0228	1.0249	1.0047	1.0272	1.0208	1.0166	1.0202	1.0290	1.0153	1.0358	1.0411
FE*	3.6527	3.5966	3.4588	2.7535	1.9624	2.3307	3.4739	3.6398	1.9035	3.6938	3.4137	3.8314
FE	0.0000	0.0229	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.1128	0.0000	0.0000	0.0069
NA	0.0105	0.0093	0.0081	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0045	0.0090	0.0119	0.0000	0.0205
SI	5.9642	6.0347	5.9621	6.0223	5.9823	5.9019	6.0468	5.9682	6.0198	5.9766	5.9357	5.9073
K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0045	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0009
MN	0.0915	0.1558	0.2909	0.8989	2.0131	1.8229	0.2023	0.0847	2.3162	0.1435	0.4033	0.0968
HG	0.3962	0.2986	0.2660	0.1593	0.0943	0.1130	0.2822	0.3410	0.1151	0.3737	0.2256	0.3960
AL	4.0283	3.9497	4.0627	4.0037	3.9876	4.0271	4.0037	4.0529	3.8347	4.0479	4.0233	3.9981
CA	1.8646	1.8779	1.9447	2.1359	1.9354	1.8612	1.9379	1.8861	1.6146	1.7538	2.0362	1.8100
CR	0.0000	0.0016	0.0039	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0143	0.0000	0.0000	0.0028
II	0.0083	0.0168	0.0045	0.0000	0.0234	0.0128	0.0000	0.0140	0.0310	0.0010	0.0062	0.0131
TI	16.0162	15.9638	16.0018	15.9736	15.9985	16.0697	15.9513	15.9912	15.9709	16.0020	16.0442	16.0839
EM	0.9043	0.9263	0.9338	0.9582	0.9768	0.9735	0.9287	0.9161	0.9734	0.9113	0.9442	0.9084
AL	0.6088	0.6077	0.5806	0.4630	0.3276	0.3808	0.5892	0.6124	0.3210	0.6193	0.5619	0.6254
PY	0.0660	0.0504	0.0447	0.0268	0.0157	0.0185	0.0479	0.0574	0.0194	0.0627	0.0371	0.0646
SP	0.0152	0.0263	0.0488	0.1511	0.3360	0.2979	0.0343	0.0143	0.3905	0.0241	0.0664	0.0158
GR	0.3087	0.3068	0.3243	0.3591	0.3172	0.3010	0.3287	0.3138	0.2323	0.2938	0.3336	0.2899
AD	0.0012	0.0084	0.0007	0.0000	0.0035	0.0019	0.0000	0.0021	0.0332	0.0001	0.0009	0.0036
UV	0.0000	0.0004	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0036	0.0000	0.0000	0.0000	0.0007

Tableau 18 - Analyses des grenats de la lame MAR 179 - amphibole à grenat - Microsonde CAMEBAX, Brest
 C: analyses du coeur des grenats - P: analyses des périphéries
 C:...C+3... - P: analyses des grenats à travers un profil
 Cuadro 18 - Analisis de los granates de la fina seccion MAR 179 - anfibolita con granate - Microsonda CAMEBAX, Brest
 C: analisis del corazon - P: analisis de periferia

Fe[☆] = Fe²⁺; Fe = Fe³⁺

N°	1	2	3
EE	0.0272	0.0365	0.0343
NA	0.0071	0.0068	0.0101
SI	0.4890	0.4833	0.4841
K	0.0987	0.0959	0.0960
MN	0.0000	0.0000	0.0000
HG	0.0230	0.0250	0.0250
AL	0.2992	0.2929	0.3016
CA	0.0001	0.0001	0.0000
CR	0.0000	0.0000	0.0000
II	0.0027	0.0040	0.0038
OH	0.0446	0.0443	0.0448
	0.9918	0.9889	0.9998
FE*	0.3060	0.4126	0.3841
NA	0.1853	0.1796	0.2626
SI	6.5668	6.5382	6.4769
K	1.6912	1.6555	1.6392
MN	0.0000	0.0000	0.0000
HG	0.4610	0.5038	0.4993
AL	4.7357	4.6705	4.7555
CA	0.0020	0.0008	0.0000
CR	0.0000	0.0000	0.0000
II	0.0271	0.0409	0.0386
OH	2.0000	2.0000	2.0000
	15.9751	16.0019	16.0562
EM	0.3990	0.4502	0.4348

Tableau 19 - Analyses microsonde de phengites (A) et amphiboles (B) dans la lame MAR 179

Cuadro 19 - Analisis microsonda de fengitas (A) y anfiboles (B) dentro la fina seccion MAR 179

Fe[☆] = Fe²⁺

N°	1	2	3	4	5	6	7
EE	0.1664	0.1631	0.1632	0.1638	0.1529	0.1649	0.1824
NA	0.0229	0.0333	0.0437	0.0419	0.0392	0.0246	0.0314
SI	0.4521	0.4563	0.4044	0.4523	0.4657	0.4323	0.4519
K	0.0043	0.0041	0.0040	0.0040	0.0035	0.0041	0.0048
MN	0.0038	0.0018	0.0032	0.0021	0.0016	0.0009	0.0013
HG	0.0993	0.1087	0.1156	0.1031	0.1034	0.0746	0.0951
AL	0.1255	0.1219	0.1212	0.1337	0.1405	0.1305	0.1278
CA	0.0923	0.0815	0.0830	0.0744	0.0763	0.0743	0.0834
CR	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000	0.0011	0.0001
II	0.0044	0.0039	0.0028	0.0037	0.0033	0.0029	0.0043
OH	0.0201	0.0203	0.0192	0.0203	0.0207	0.0185	0.0202
	0.9911	0.9950	0.9603	0.9991	1.0072	0.9088	1.0026
FE*	2.0684	2.0162	2.1314	2.0171	1.8498	2.2347	2.2571
NA	0.6606	0.9540	1.3224	1.1964	1.1004	0.7742	0.9002
SI	6.7219	6.7425	6.3162	6.6592	6.7349	6.8428	6.6058
K	0.0822	0.0765	0.0806	0.0588	0.0653	0.0857	0.0905
MN	0.0473	0.0231	0.0422	0.0264	0.0196	0.0128	0.0165
HG	2.2006	2.3948	2.6917	2.2631	2.2298	1.8026	2.0964
AL	2.1990	2.1239	2.2299	2.3198	2.3950	2.3015	2.2286
CA	1.4701	1.2909	1.3883	1.1743	1.1824	1.2894	1.3220
CR	0.0000	0.0000	0.0000	0.0063	0.0005	0.0137	0.0009
II	0.0492	0.0437	0.0331	0.0412	0.0357	0.0354	0.0477
OH	1.0000	1.0000	1.0000				

Tableau 20 : Analyse microsonde d'amphiboles et de grenat dans la lame MAR 183 (amphibolite à grenat)
Analisis microsonda de anfíboles y granate dentro la seccionfina MAR 183 (anfíbolita con granate)

A₂₁

A M P H I B O L E												
EE	0.1418	0.1344	0.1365	0.1307	0.1471	0.1412	0.1505	1.6821	1.5949	1.5678	1.7019	1.8032
NA	0.0403	0.0407	0.0440	0.0493	0.0431	0.0452	0.0445	1.1093	1.1208	1.3707	1.2624	1.2375
SI	0.4751	0.4931	0.4638	0.4857	0.4769	0.4743	0.4667	6.7396	6.9971	6.9659	6.8324	6.6880
K	0.0037	0.0027	0.0000	0.0033	0.0035	0.0034	0.0036	0.0676	0.0495	0.0608	0.0641	0.0655
MN	0.0019	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0012	0.0005	0.0227	0.0000	0.0000	0.0005	0.0058
MG	0.1020	0.1222	0.1134	0.1170	0.1112	0.1094	0.1072	2.1562	2.5840	2.5016	2.3502	2.2901
AL	0.1458	0.1168	0.1338	0.1185	0.1379	0.1270	0.1378	2.4375	1.9539	2.0037	2.1577	2.3271
CA	0.0866	0.0806	0.0837	0.0774	0.0807	0.0813	0.0818	1.3162	1.2252	1.1900	1.2564	1.2558
CR	0.0000	0.0017	0.0000	0.0003	0.0000	0.0005	0.0013	0.0000	0.0190	0.0033	0.0060	0.0146
TI	0.0046	0.0026	0.0052	0.0038	0.0041	0.0043	0.0048	0.0488	0.0279	0.0405	0.0467	0.0516
OH	0.0211	0.0211	0.0207	0.0209	0.0209	0.0208	0.0209	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
EM	0.4415	0.3816	0.4030	0.3853	0.4262	0.4221	0.4413	16.5799	16.5723	16.7464	16.6726	16.6954
UV												

★ = Fe²⁺

GRENAT												
EE	0.2675	0.0002	0.0000	0.3869	0.0000	0.0199	0.0486	0.2208	0.0771	0.0006	0.0000	1.0216
NA	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
SI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MN	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MG	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
AL	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
CA	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
CR	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
TI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
EM	3.4395	0.0023	0.0000	5.9488	0.0000	0.2593	1.1142	4.0011	1.2708	0.0075	0.0000	16.0435
UV												

A₂₂

N°	1	2	3
EE	0.1306	0.1290	0.1192
NA	0.0105	0.0091	0.0098
SI	0.5177	0.5221	0.5260
K	0.0011	0.0009	0.0005
MN	0.0013	0.0012	0.0000
MG	0.1523	0.1613	0.1661
AL	0.0454	0.0354	0.0339
CA	0.1199	0.1212	0.1238
CR	0.0000	0.0013	0.0000
TI	0.0056	0.0060	0.0047
OH	0.0209	0.0209	0.0210
EM	1.0054	1.0084	1.0049
FE★	1.5689	1.5448	1.4246
NA	0.2925	0.2519	0.2709
SI	7.4376	7.4768	7.5202
K	0.0203	0.0165	0.0088
MN	0.0162	0.0147	0.0000
MG	3.2620	3.4435	3.5403
AL	0.7687	0.5983	0.5705
CA	1.8456	1.8597	1.8961
CR	0.0000	0.0144	0.0000
TI	0.0605	0.0645	0.0508
OH	1.0000	1.0000	1.0000
EM	16.2724	16.2851	16.3822

A

N°	1	2
EE	0.0276	0.0235
NA	0.0016	0.0042
SI	0.3927	0.3840
K	0.0000	0.0003
MN	0.0003	0.0017
MG	0.0307	0.0370
AL	0.2710	0.2600
CA	0.2245	0.2236
CR	0.0031	0.0002
TI	0.0005	0.0001
OH	0.0364	0.0357
EM	0.9874	0.9711
FE*	0.1899	0.1653
NA	0.0252	0.0785
SI	3.2332	3.2237
K	0.0000	0.0030
MN	0.0021	0.0122
MG	0.3770	0.4631
AL	2.6296	2.5719
CA	1.9807	2.0105
CR	0.0134	0.0016
TI	0.0030	0.0008
OH	1.0000	1.0000
EM	9.4541	9.5296

B

N°	1	2	3	4
EE	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
NA	0.1171	0.1156	0.1139	0.1179
SI	0.6806	0.6854	0.6860	0.6796
K	0.0003	0.0000	0.0001	0.0000
MN	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MG	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000
AL	0.1992	0.2040	0.2023	0.1991
CA	0.0007	0.0018	0.0010	0.0010
CR	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000
TI	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000
OH	0.9980	1.0069	1.0035	0.9976
EM	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000
NA	0.9934	0.9712	0.9592	1.0012
SI	2.9785	2.9708	2.9801	2.9764
K	0.0019	0.0000	0.0003	0.0000
MN	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MG	0.0000	0.0000	0.0010	0.0000
AL	1.0276	1.0421	1.0357	1.0276
CA	0.0033	0.0083	0.0048	0.0047
CR	0.0000	0.0003	0.0002	0.0000
TI	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000
OH	5.0048	4.9929	4.9812	5.0099
EM	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
OR	0.9948	0.9916	0.9947	0.9953
AN	0.0033	0.0084	0.0050	0.0047

Tableau 21- Analyses microsonde de :
 - Amphibole (A)
 - Epidote (B)
 - Albite (C)
 dans les métagabbros de Punta Perico (Araya)

Cuadro 21- Analisis microsonda de:
 - Anfíbol (A)
 - Epidoto (B)
 - Albite (C)
 dentro los metagabbros de Punta Perico (Araya)

Fe★ = Fe²⁺; Fe* = Fe³⁺

Tableau 22 - Analyses microsonde (Camebax) d'amphiboles et phengites dans les orthogneiss de Guyacan
Cuadro 22 - Analisis microsonda (Camebax) de anfíloles y fengitas dentro los ortogneiss de Guyacan

AMPHIBOLE		PHENGITES										
FE	0.0784	0.0747	0.0886	0.0754	0.0765	0.0662	0.0218	0.0186	0.0171	0.0184	0.0164	0.0149
NA	0.0295	0.0311	0.0350	0.0083	0.0324	0.0302	0.0281	0.0082	0.0099	0.0085	0.0076	0.0100
SI	0.5090	0.5145	0.5442	0.5568	0.5042	0.5140	0.5198	0.4901	0.4901	0.4893	0.5007	0.0104
K	0.0027	0.0028	0.0025	0.0007	0.0026	0.0025	0.0030	0.1009	0.1002	0.0905	0.0886	0.4956
MN	0.0007	0.0010	0.0019	0.0028	0.0016	0.0001	0.0019	0.0003	0.0000	0.0000	0.0002	0.0921
MG	0.1734	0.1702	0.1353	0.1941	0.1620	0.1702	0.1750	0.0305	0.0312	0.0259	0.0320	0.0003
AL	0.0967	0.0977	0.1149	0.0433	0.1024	0.1002	0.0916	0.3067	0.3009	0.3091	0.2984	0.0311
CA	0.0921	0.0921	0.0866	0.1184	0.0889	0.0924	0.0940	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001
CR	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000
TI	0.0013	0.0018	0.0029	0.0007	0.0027	0.0019	0.0015	0.0040	0.0028	0.0047	0.0046	0.0003
OH	0.0214	0.0215	0.0220	0.0218	0.0212	0.0216	0.0215	0.0453	0.0450	0.0450	0.0453	0.0039
EM	1.0053	1.0075	1.0239	1.0164	0.9934	1.0096	1.0027	1.0081	0.9994	0.9901	0.9959	0.0459
FE★	0.9169	0.8694	1.0076	0.7971	0.8910	0.8885	0.7704	0.2414	0.2066	0.1908	0.2032	0.1795
NA	0.7997	0.8393	0.6580	0.2212	0.8867	0.8143	0.7595	0.2096	0.2543	0.2194	0.1960	0.1628
SI	7.1181	7.1620	7.3983	7.6390	7.1242	7.1396	7.2385	6.4757	6.5230	6.5193	6.6235	0.2630
K	0.0484	0.0496	0.0437	0.0114	0.0462	0.0440	0.0539	1.7012	1.7007	1.5383	1.4946	6.5583
MN	0.0087	0.0113	0.0216	0.0330	0.0192	0.0012	0.0219	0.0029	0.0000	0.0000	0.0027	1.5330
MG	3.6138	3.5317	2.7415	3.9702	3.4125	3.5231	3.6322	0.6012	0.6181	0.5137	0.6306	0.0033
AL	1.5945	1.6035	1.8406	0.6993	1.7054	1.6411	1.5037	4.7756	4.7206	4.8547	4.6523	0.6055
CA	1.3805	1.3739	1.2609	1.7405	1.3455	1.4026	1.4026	0.0038	0.0000	0.0000	0.0000	4.7545
CR	0.0000	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0089	0.0000	0.0000	0.0000
TI	0.0133	0.0187	0.0293	0.0072	0.0287	0.0199	0.0161	0.0396	0.0281	0.0473	0.0456	0.0033
OH	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	0.0378
EM	16.4939	16.4502	16.0014	16.1190	16.4594	16.4477	16.3989	16.0509	16.0603	15.8835	15.8486	15.9445
EM	0.2039	0.1996	0.2729	0.1729	0.2106	0.2016	0.1791	0.2889	0.2506	0.2708	0.2462	0.2152

Fe★ = Fe²⁺

Tableau 23 - Analyses microsonde (Camebax) d'albites et épidote dans les orthogneiss de Guyacan (MAR 35)

Cuadro 23 - Analisis microsonda (Camebax) de albitas y epidoto dentro los ortogneiss de Guyacan (MAR 35)

ALBITES		EPIDOTES								
FE	0.0003	0.0000	0.0004	0.0000	0.0005	0.0000	0.0012	0.0685	0.0725	0.0746
NA	0.1167	0.1169	0.1209	0.1173	0.1170	0.1226	0.1133	0.0004	0.0002	0.0000
SI	0.6766	0.6841	0.6840	0.6877	0.6799	0.6826	0.7133	0.3916	0.3858	0.3821
K	0.0001	0.0007	0.0006	0.0000	0.0011	0.0000	0.0020	0.0000	0.0000	0.0000
MN	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MG	0.0001	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0004	0.0022	0.0014	0.0005
AL	0.2030	0.2023	0.1978	0.1997	0.2024	0.1991	0.2205	0.0005	0.0010	0.0006
CA	0.0042	0.0048	0.0020	0.0027	0.0055	0.0027	0.0140	0.2808	0.2768	0.2763
CR	0.0010	0.0000	0.0007	0.0000	0.0015	0.0008	0.0000	0.2419	0.2231	0.2279
TI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0010	0.0000	0.0000
EM	1.0020	1.0094	1.0064	1.0073	1.0085	1.0078	1.0647	0.0000	0.0000	0.0000
FE★	0.0010	0.0000	0.0014	0.0000	0.0018	0.0000	0.0040	0.4652	0.5035	0.5190
NA	0.9881	0.9821	1.0202	0.9858	0.9860	1.0333	0.9037	0.0064	0.0035	0.0000
SI	2.9555	2.9652	2.9760	2.9817	2.9554	2.9680	2.9349	3.1812	3.2052	3.1793
K	0.0005	0.0038	0.0034	0.0000	0.0062	0.0002	0.0107	0.0000	0.0000	0.0000
MN	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0027	0.0000	0.0000	0.0150	0.0097	0.0038
MG	0.0004	0.0037	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0024	0.0058	0.0121	0.0080
AL	1.0451	1.0335	1.0142	1.0205	1.0368	1.0200	1.0695	2.6884	2.7098	2.7092
CA	0.0195	0.0222	0.0094	0.0124	0.0254	0.0126	0.0619	2.1054	1.9854	2.0319
CR	0.0033	0.0000	0.0023	0.0000	0.0050	0.0027	0.0000	0.0063	0.0002	0.0000
TI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0057	0.0070
EM	5.0141	5.0105	5.0271	5.0004	5.0193	5.0369	4.9870	1.0000	1.0000	1.0000
EM	0.7722	0.0000	0.8672	0.0000	1.0000	0.0000	0.6201	9.4737	9.4350	9.4583
EM	0.9801	0.9743	0.9876	0.9876	0.9689	0.9877	0.9257	0.9880	0.9769	0.9849
EM	0.0005	0.0038	0.0033	0.0000	0.0061	0.0002	0.0109			
EM	0.0194	0.0220	0.0091	0.0124	0.0250	0.0121	0.0634			

Fe★ = Fe²⁺

tableau 24 - Analyses microsonde (Camebax) de chlorites, phengites déstabilisées et albite dans les orthogneiss du Matasieté

Analisís micarosonda (Camebax) de chloritas, fengitas destabilizadas y albita

C H L O R I T E S	
EE	0.1244
NA	0.0000
SI	0.2828
K	0.0010
MN	0.0013
MG	0.2491
AL	0.1944
CA	0.0005
CR	0.0007
TI	0.0000
OH	0.1188
	0.9729
EE*	2.0988
NA	0.0000
SI	5.7057
K	0.0264
MN	0.0227
MG	7.4910
AL	4.6226
CA	0.0100
CR	0.0114
TI	0.0000
OH	8.0000
	27.9887
EM	0.2207

P H E N G I T E S " A L T E R E E S "	
EE	0.1360
NA	0.0000
SI	0.2825
K	0.0001
MN	0.0025
MG	0.2359
AL	0.2076
CA	0.0010
CR	0.0000
TI	0.0005
OH	0.0382
	0.9042
EE*	1.7854
NA	0.0000
SI	4.4351
K	0.0024
MN	0.0326
MG	5.5204
AL	3.8401
CA	0.0165
CR	0.0000
TI	0.0061
OH	2.0000
	17.6386
EM	0.2477

A L B I T E	
EE	0.0012
NA	0.1075
SI	0.6629
K	0.0002
MN	0.0000
MG	0.0003
AL	0.2141
CA	0.0202
CR	0.0002
TI	0.0000
	1.0067
EE*	0.0043
NA	0.9101
SI	2.8946
K	0.0012
MN	0.0000
MG	0.0018
AL	1.1017
CA	0.0947
CR	0.0009
TI	0.0000
	5.0093
EM	0.7020
AB	0.9046
OR	0.0012
AN	0.0942

Fe* = Fe²⁺

ANNEXE D
COMPLEMENTS DE RADIOCHRONOLOGIE

ANNEXE D

COMPLÉMENTS DE RADIOCHRONOLOGIE
(Méthode Potassium/Argon sur minéraux)

Les datations réalisées dans le cadre de cette thèse ont été effectuées au Laboratoire de Géochronologie et Géochimie, à l'Université de Bretagne Occidentale, par le Professeur H. Bellon et son assistant Monsieur J.C.I. Philippet.

Localisation et présentation des données radiométriques sur le noyau métamorphique de Paraguachoa (Margarita orientale).

a. Localisation et pétrographie des échantillons

Suite à une séparation manuelle sous la binoculaire après un premier broyage, puis magnétique, nous avons extrait des micas des échantillons MAR 35 et MAR 36 et des amphiboles de l'échantillon MAR 199.

* Échantillon MAR 35: cf. description pétrographique lame MAR 35: *orthogneiss de Guayaçan* - Chapitre III, Partie I.

* Échantillon MAR 36: cf. description pétrographique lame MAR 36: substratum méta-ophiolitique de Paraguachoa - *éclogite à amphibole* - séquence basique - Chapitre II, Partie I.

* Échantillon MAR 199: cf. description pétrographique lame MAR 199 - *bloc d'amphibolite dans le mélange de Bahía de Plata* - Chapitre IV, Partie I.

b. Description et nature des minéraux datés

* Les micas blancs

- Les micas de l'échantillon MAR 35 sont des *phengites*, ils soulignent la foliation principale (S_1) de ces roches qui est tardivement kinkée. Leurs tailles oscillent entre 600 et 800 μ . Ces phengites se retrouvent parfois en inclusions dans les albites à caractère poeciloblastique.

- les micas blancs de l'échantillon MAR 36 sont de grande taille; ils dépassent des longueurs de 3,5 mm et ont une largeur de 1,5 mm. Ils se disposent à plat sur les plans de foliation principaux (S_1). Ce sont des *paragonites* (pourcentage beaucoup plus faible en potassium que les phengites).

Ces phengites et paragonites se sont développées respectivement dans des séquences acides et basiques ce qui, à notre avis, implique un taux en K_2O différent. Ces micas sont à relier à un même épisode de métamorphisme.

* Les amphiboles

Très sombres macroscopiquement ces amphiboles atteignent fréquemment une taille de 3 mm de longueur. De teinte bleutée en lumière naturelle, ces ferromagnésions sont identiques aux amphiboles bleu-vert observées dans d'autres lithofaciès basiques. Il s'agirait de barroïsite ou de winschite. Elles seraient cogénétiques aux phengites et paragonites (cf. discussion Partie III, Chapitre III).

c. Les données radiométriques

La détermination des teneurs en argon et le calcul des âges radiométriques ont été réalisés par H. Bellon, selon le processus décrit dans sa thèse (1976).

Nous avons effectué deux séries de mesures sur les phengites extraites de l'orthogneiss de Guayaçan et une série seulement pour les amphiboles et les paragonites.

Echantillon	Age (M.a)	Inc (M.a)	40 Ar * (10 ⁻⁷ cc/g) %	40 Ar * 40 Ar T	K2O (%)	Poids fondu (g)	No Exp
MAR 36	84.65 +/-	4.23	11.18	27.5	0.40	0.2203	B 825-8
MAR 199	79.33 +/-	3.97	9.41	47.9	0.36	0.6013	B 928-6
MAR 35	62.51 +/-	3.13	55.37	72.6	2.70	0.2114	B 824-7
MAR 35	57.07 +/-	2.85	50.47	67.8	2.70	0.4016	B1047-1

LES AGES t SONT CALCULES SELON LA RELATION :

$$t = 4154.04 \log (1 + 142.69 (40 \text{ Ar}^* : K))$$

40 Ar* en cc - K en g - t en millions d'années

40 K = .01167 % de K total en atomes

Constantes de désintégration de R.H. Steiger et E. Jäger (1977)

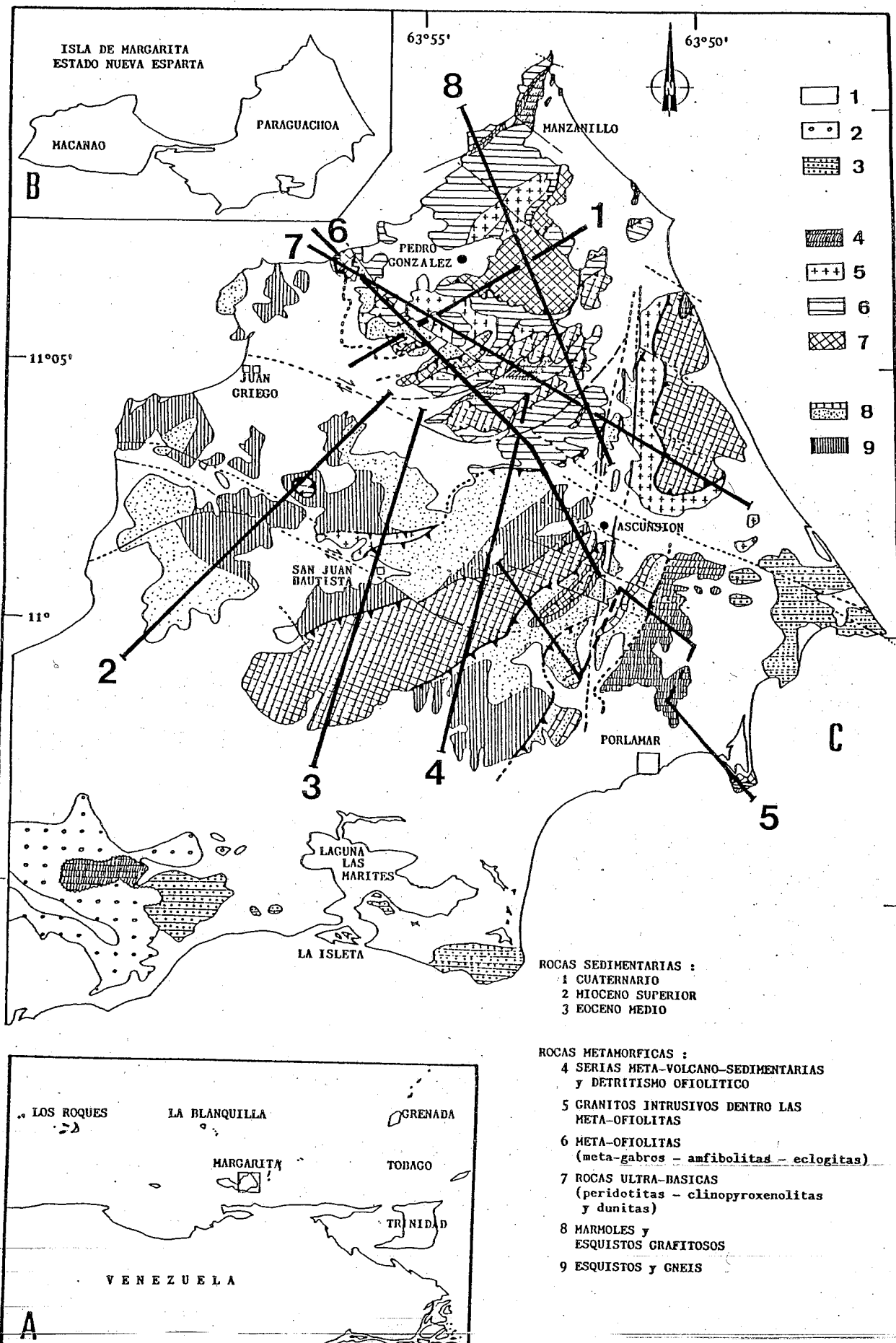
Laboratoire de Géochimie

Université de Bretagne Occidentale - GIS Oceanologie et Géodynamique
29287 BREST Cedex

Date d'édition: 30 janvier 1987

A N N E X E E

COMPLEMENTS DE L'ETUDE TECTONIQUE



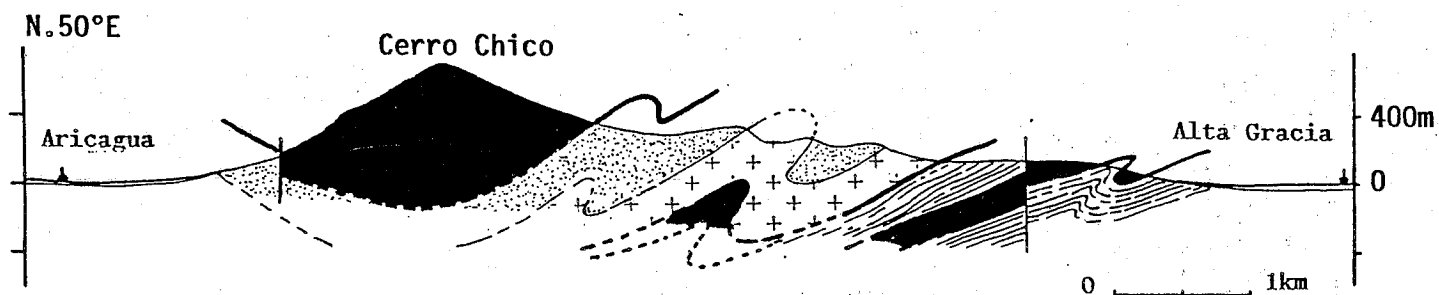
- Quelques coupes à travers la péninsule de Paraguachoa (Margarita orientale)
- Algunos cortes en la península de Paraguachoa (Margarita oriental)

(voir figure en face pour localisation)

(-ver lamina en el frente para la ubicacion)

- coupe 1 - Altagracia - Aricagua.
- coupe 2 - Alto Purulu - El Maco.
- coupe 3 - Cerro El guire - Cerro Valle Hondo
- coupe 4 - San Antonio del Norte - Cerro El Abismo
- coupe 5 - Morro El Palma - Cerro Grande (coupe composée)
- coupe 6 - Cerro Grande - Bahia de Plata
- coupe 7 - Playa Guacuco - Bahia de Plata
- coupe 8 - D. de Salamanca - Mos Morros de La Constanza

Coupe 1 de Altagracia à Aricagua

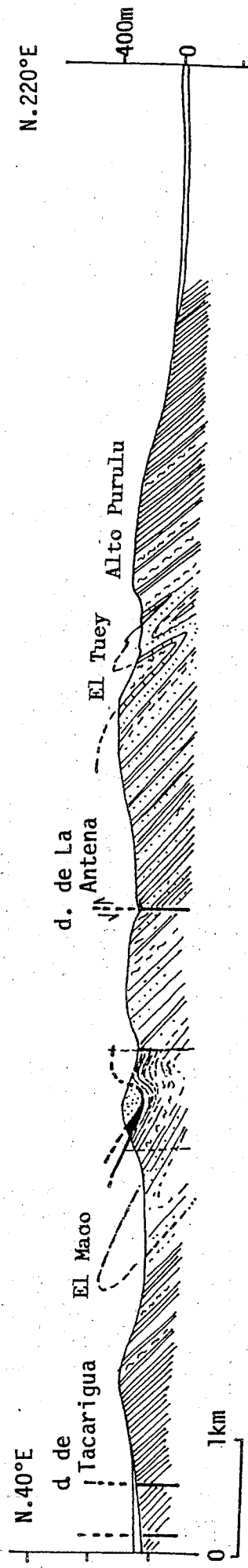


- 1 2 3 4

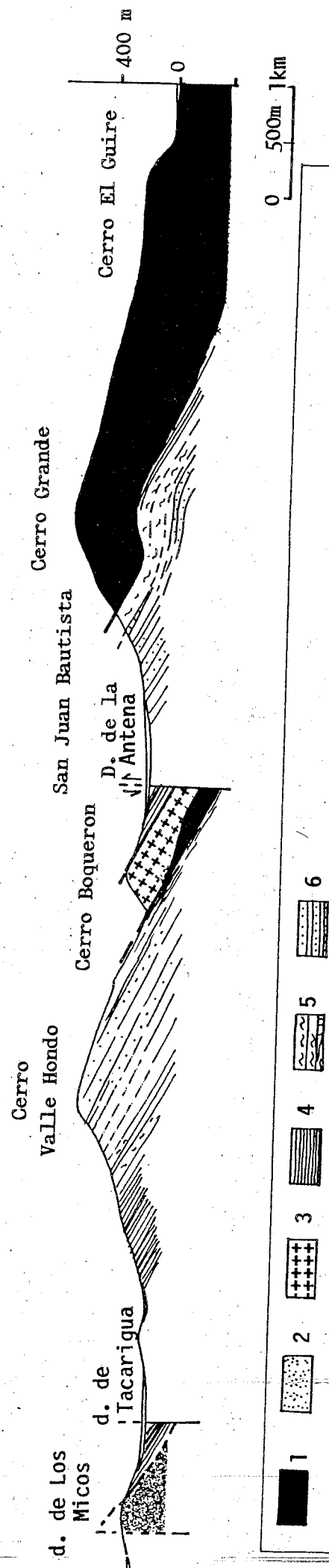
Légende :

- 1. péridotites; 2. séquence basique des méta-ophiolites de Margarita
- 3. orthogneiss de Guayacan
- 4. séquence graphiteuse du Groupe Jan Griego

Coupe 2 de l'Alto Purulu au Cerro El Maco



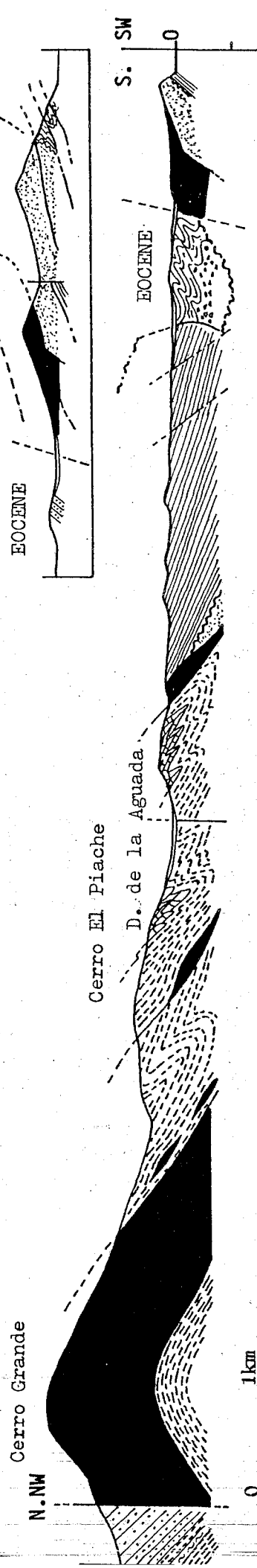
Coupe 3 du Cerro El Guire au Cerro Valle Hondo



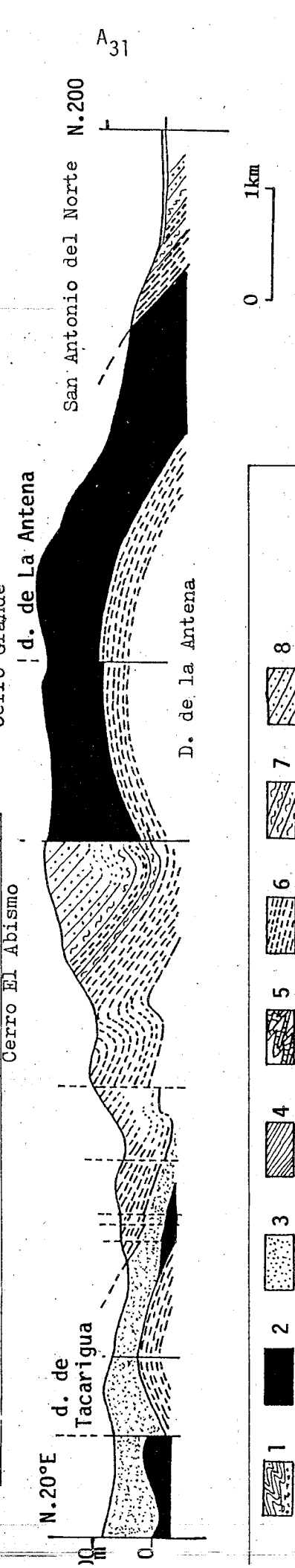
Légende :

- 1. péridotite;
- 2. séquence basique des méta-ophiolites de Margarita;
- 3. orthogneiss du Cerro Boqueron
- 4. schistes graphiteux;
- 5. micaschistes à grenat et marbres } Juan Griego, (ensemble inférieur)
- 6. séquence quartzo-feldspathique

Coupe 5 : du Morro El Palmar - au Cerro Grande



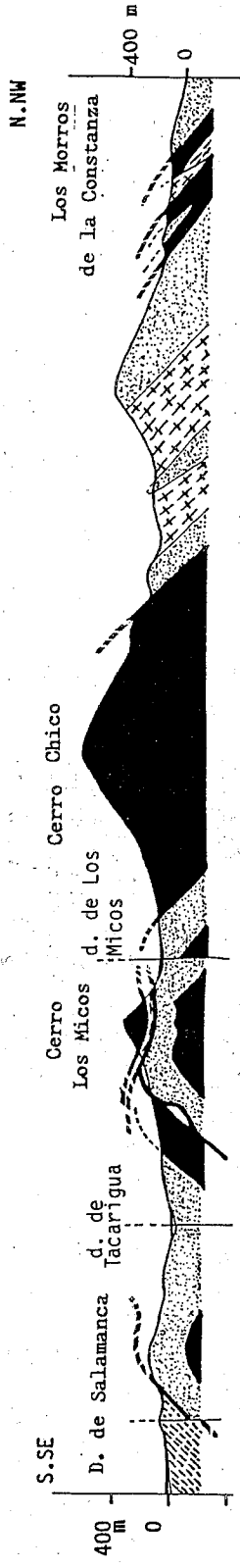
Coupe 4 : de San Antonion del Norte au Cerro El Abismo



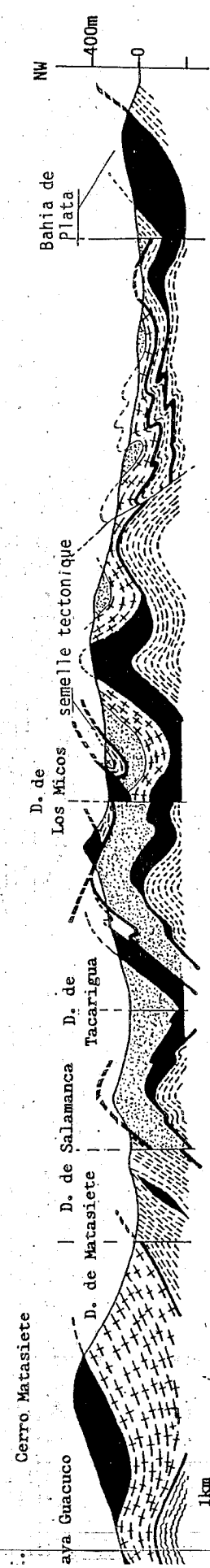
Légende :

- 1. Eocène inférieur à moyen (Formation Pampatar);
- 2. péridotites et serpentinites } méta-ophiolites de Margarita
- 3. séquence basique
- 4. schistes à épidoite et chlorite, couverture métasédimentaire des ophiolites
- 5. marbres massifs d'El Piache
- 6. graphito-schistes } Groupe Juan Griego
- 7. micaschistes à grenat (Paléomarge)
- 8. séquences quartzo-feldspathique

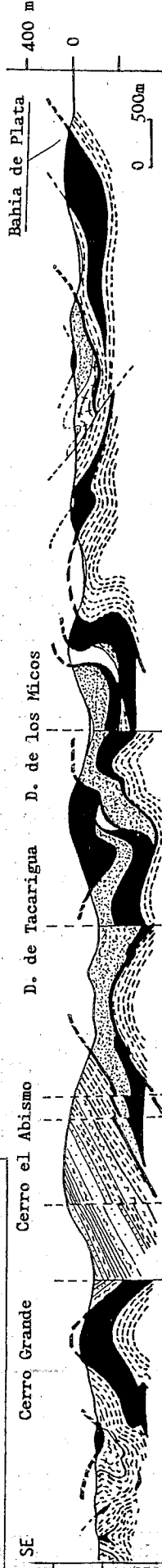
Coupe 8 du décrochement de Salamanca à Los Morros de la Constanza



Coupe 7 de Playa Guacucó à Bahía de Plata

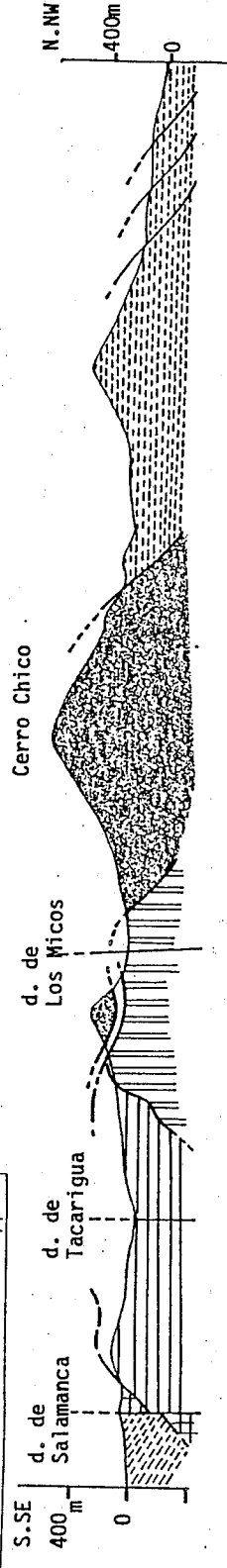


Coupe 6 du Cerro Grande à Bahía de Plata

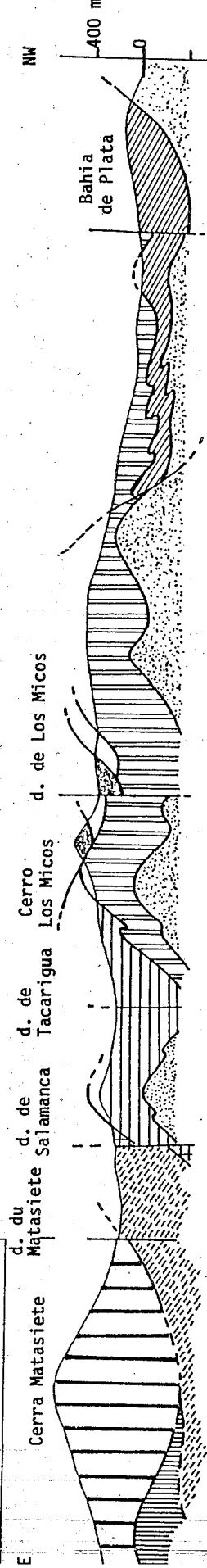


- Légende :
1. Séquence quartzo feldspathique et micaschisteuse - Groupe Juan Griego - paléomarge
 2. Graphito-schistes
 3. orthogneiss d'El Salado
 4. Séquence ultrabasique
 5. Séquence basique
 6. Orthogneiss de Guayacán
 7. Schistes à épidote et chlorite - Couverture métasédimentaire des ophiolites

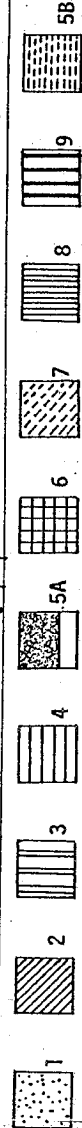
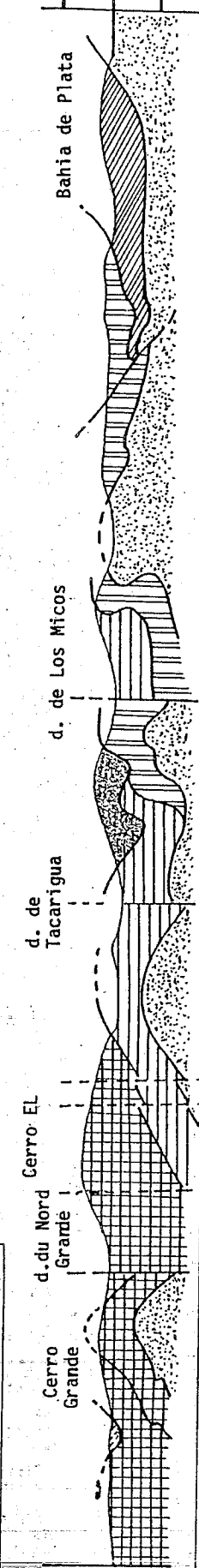
Coupe 8 bis - en terme de nappes



Coupe 7 bis - en terme de nappes



Coupe 6 bis en terme de nappes



- Légende :
1. Ensemble inférieur (Groupe Juan Griego - Paléomarge)
 2. Nappe de Santa Ana
 3. Nappe de la Rinconada
 4. Nappe d'El Salado
 5. 5A: Lamé ultrabasique du Cerro Chico avec sa semelle tectonique
 - 5B: écaillés septentrionales
 6. Nappe d'El Chorro-La Asuncion
 7. Nappe d'El Piache
 8. Nappe de Los Robles
 9. Nappe du Matasiete Guayamuri
- Nappe du Cerro Chico - Pedro Gonzalez

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

	Pages
Avant-propos	
INTRODUCTION	1
I. Cadre géographique et économique	1
II. Cadre géologique	4
III. Historique et bilan des travaux antérieurs	6
PARTIE I - LES GRANDS ENSEMBLES LITHOSTRATIGRAPHIQUES	10
A. LE SUBSTRATUM METAMORPHIQUE MESOZOIQUE	
CHAPITRE I - LES ANCIENNES SERIES DETRITIQUES ET CARBONATEES DE MARGE CONTINENTALE	14
I. Les séries de la péninsule d'Araya	16
I.a. Les séries au Nord du décrochement de Laguna Grande - Punta Carneros	16
1. La séquence 1 (micaschistes à grain fin - quartzite - paragneiss - leptynites)	17
2. La séquence 2 (marbres)	19
3. La séquence 3 (micaschistes à grenats)	20
4. La séquence 4 (schistes graphiteux)	20
5. La séquence 5 (micaschistes à grain fin)	22
6. La séquence 6 (quartzites)	22
7. Bilan de nos observations lithostratigraphiques et âges supposés	23
I.b. Les séries de marge continentale au Sud du décrochement de Laguna Grande - Punta Los Carneros	23
1. Les marbres massifs attribuables à la Formation Guinimita	25
2. Les calcaires épimétamorphiques finement lités de la Formation Carupano	25
3. La Formation Tunapuy	27
4. Bilan	27
II. Les séries de paléomarge de l'île de Margarita	29
II.a. Les séries de paléomarge continentale de la péninsule de Paraguachoa (ou Paraguaychoa-Margarita orientale)	32
1. La zone de Playa Caribe - Juan Griego	34
1.a - Les lithofaciès du coeur de l'anticlinorium de Juan Griego	35
1.b - La séquence micaschisteuse et carbonatée	36
1.c - La séquence graphiteuse	36
2. La zone de Punta Maria Libre - Cerros de La Vega de San Juan	38
2.a - La séquence quartzo-feldspathique	40
2.b - La séquence médiane micaschisteuse et carbonatée du Groupe Juan Griego	41
2.c - La séquence sommitale, graphiteuse du Groupe Juan Griego	43
2.d - Synthèse	43
3. La zone du Cerro El Piache et des carrières de La Asuncion	44
4. Résumé	46
II.b. Les séries de paléomarge de la péninsule de Macanao (Margarita occidentale)	47
1. La synthèse de M. Vignali (1979)	47
2. Les points de désaccord	49
3. Quelques points de convergence	49
4. Conclusions	49
III. Conclusions sur les séries détritiques et carbonatées de la paléomarge au niveau du transect Margarita-Araya	50
CHAPITRE II - LES META-OPHIOLITES ET LEURS SEDIMENTS DE COUVERTURE	58
a - Le substratum méta-ophiolitique	60
I. Les méta-ophiolites de Paraguachoa (Margarita orientale)	61
I.a. La séquence ultrabasique	62
a. Les ultrabasites du Cerro Chico	62
b. Les ultrabasites des autres cerros et localités	65
I.b. La séquence basique	66
a. Les métagabbros	68
1. les métagabbros du Morro El Palmar	68
2. Les métagabbros de Playa El Agua	70
3. Les métagabbros-ortho-amphibolites et ortho-prasinites du Cerro Santa Elena	70
b. Les éclogites et les amphibolites	73
Le profil pétrographique Sud-Nord	73
1. La zone de Portachuelo	75

2. Le flanc septentrional du Cerro Chico	75
3. La frange côtière septentrionale de la péninsule de Paraguachoa	76
4. Le secteur du Cerro El Maco	83
5. Synthèse du profil pétrographique Sud-Nord de la Péninsule de Paraguachoa	86
II. Le matériel méta-ophiolitique de la péninsule de Macanao	87
II.a. La séquence ultrabasique	87
II.b. La séquence basique	87
III. Le matériel méta-ophiolitique de la péninsule d'Araya	89
III.a. Les roches serpentineuses	89
III.b. La masse principale de métagabbro (coupe de Punta Perico)	89
IV. Conclusions sur le matériel méta-ophiolitique	91
IV.a. Edification d'une colonne lithostratigraphique schématique du cortège méta-ophiolitique	91
IV.b. Comparaison avec les ophiolites d'Oman	92
IV.c. Les reliques de stades précoces	94
IV.d. Synthèse	95
B - Les métaséries de couverture des méta-ophiolites	104
I. Les méta-séries de couverture de Paraguachoa	104
I.a. Les séries détritiques à matériel basique	104
1. Le complexe chaotique (coupe de Playa El Agua)	104
2. La masse métagabbroïque centrale	104
3. Les niveaux lités riches en épidote	107
4. Synthèse des observations; interprétation des méta-séries détritiques à matériel basique	109
I.b. Les quartzites et les parapsinites	109
1. Généralités (coupe de La Mira)	109
2. Les caractéristiques structurales et lithologiques des quartzites	110
3. Pétrographie des quartzites et des lithofaciès associés	113
4. Discussions et synthèses	113
I.c. Les séries méta-volcano-sédimentaires, spilites et métasédiments associés	114
1. Généralités	114
2. La série méta-volcano-sédimentaire au Sud du Morro El Palmar	114
3. Les séries méta-volcano-sédimentaires et les métasédiments associés, entre les villages de Los Robles et Atamo	116
4. Les séries méta-volcano-sédimentaires, spilites et métasédiments associés au niveau de demi-fenêtre de El Tirano	117
5. Les séries méta-volcano-sédimentaires, spilites et métasédiments associés au SE du village de Manzanillo	118
6. Synthèse sur les séries méta-volcano-sédimentaires, spilites et métasédiments associés	119
I.d. Les séries carbonatées et graphiteuses de couverture	120
1. Les marbres finement lités du Morro El Palmar	120
2. Les métapélites carbonatées aux alentours de l'aéroport	120
3. Synthèse	120
II. Les métasédiments de couverture des méta-ophiolites de Macanao	121
II.a. La coupe de Punta El Tigre (Macanao, Partie NE)	121
II.b. La coupe du Morro Robledal (Macanao, partie NW)	122
II.c. Synthèse des observations, apports de la bibliographie	123
III. Les séries de couverture des méta-ophiolites d'Araya	124
III.a. Les chlorito-schistes et leurs variantes	124
1. Le secteur de Punta Perico - Punta El Maguez	125
2. Le secteur de Punta Caimanes et Punta El Turco	128
3. Le secteur du Cerro Salazar - Punto Don Pascual	130
III.b. Les calcaires noirs recristallisés, finement lités et les méta-volcanites associées	131
1. Les séries carbonatées (Fm. Carupano)	131
2. Les roches volcaniques et les faciès associés	131
III.c. Les métagrès de Punta Los Carneros	135
III.d. Synthèses et origines des séries de couverture du substratum méta-ophiolitique au niveau de la péninsule d'Araya	135
IV. Conclusions sur les métasédiments et les spilites de la couverture des méta-ophiolites	137
IV.a. Les séries détritiques à matériel basique	137
IV.b. Les métagrès à ciment carbonaté	137
IV.c. La séquence métatuffacée et graphiteuse	137
IV.d. La séquence carbonatée	137

CHAPITRE III - LES ORTHOGNEISS ACIDES DE MARGARITA ORIENTALE	146
I. Historique et bilan des travaux antérieurs	146
II. L'orthogneiss de Matasieta	148
III. L'orthogneiss de Agua de Vaca	149
IV. L'orthogneiss de Guayacan	150
V. L'orthogneiss de El Salado	153
VI. L'orthogneiss du Cerro Boqueron	154
VII. Le réseau filonien: les néo-albitites et leptinites à grenat	154
VIII. Synthèses des observations et discussions sur les différents lithofaciès orthogneissiques acides de la péninsule de Paraguachoa	155
CHAPITRE IV - LES MELANGES	162
I. Les mélanges de Paraguachoa	162
A. La semelle observée sur la coupe de la Mira	162
B. La semelle au niveau du contact de Bahia de Plata	164
C. Le mélange de Punta Ausente	167
D. Conclusions sur les mélanges observés sur la péninsule de Paraguachoa	168
II. La série à blocs de la péninsule d'Araya	169
A. Les olistolites de roches ultrabasiques	169
B. La matrice du mélange	169
C. Synthèse et interprétation du mélange d'Araya	170
III. Conclusions sur les mélanges observés sur le transect Margarita-Araya	171
B. LES LAVES ET FILONS FINI-CRETACE	176
CHAPITRE V - LES LAVES DE PUERTO-REAL (ARCHIPEL DE LOS FRAILES) ET LES FILONS DE L'ILE DE MARGARITA	178
I. Bilan des travaux antérieurs	178
A. Sur le complexe volcanique de l'Archipel de Los Frailes	178
B. Sur les filons de l'île de Margarita	182
II. Etude des basaltes et andésites de l'île de Puerto Real	182
A. Localisation des échantillons récoltés	182
B. Pétrogenèse des dykes de diabase et leur encaissant basaltique	183
C. Pétrographie des diabases/basaltes	183
D. Pétrographie des laves basaltiques à andésitiques	184
E. Conclusions	184
III. Etude des filons de l'île de Margarita	184
1. Les filons de la péninsule de Paraguachoa	184
A. Généralités	184
B. Pétrographie	185
2. Les filons de la péninsule de Macanao	186
A. Généralités	186
B. Pétrographie	186
3. Conclusions sur les filons de l'île de Margarita	186
C. LA COUVERTURE TERTIAIRE	
CHAPITRE VI - L'Eocene	192
I. L'Eocène inférieur	192
A. Généralités	192
B. Bilan des travaux antérieurs	192
C. Nos observations sur les éléments constitutifs du wild flysch	196
II. L'Eocène moyen	200
II.a. Les sédiments de l'Eocène moyen de l'île de Margarita	200
1. Généralités	200
2. Bilan sédimentologique	200
3. Synthèse des données paléontologiques	202
4. Nos observations	202
II.b. L'Eocène de l'île de Cubagua	205
III. Conclusions sur l'Eocène	205
1. Les faits acquis	205
2. Discussions et interprétations	205
3. Les problèmes à résoudre	206

CHAPITRE VII - LE MIO-PLIOCENE	208
I. Les Séries mio-pliocènes de la péninsule d'Araya	208
a. Historique	208
b. Les résultats	208
II. Les séries mio-pliocènes de l'île de Cubagua	210
a. Introduction	210
b. résultats	210
III. Les séries mio-pliocènes de l'île de Margarita	210
a. Introduction	210
b. Résultats	210
 D. SYNTHÈSE SUR LES GRANDS ENSEMBLES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DU TRANSECT MARGARITA-ARAYA	218
I - LES GRANDS ENSEMBLES METAMORPHIQUES	218
A. Les séries de Paléomarge	218
B. Les méta-ophiolites de Margarita, les orthogneiss acides et leur couverture métasédimentaire	219
C. Les mélanges	222
II - LE VOLCANISME CRETACE SUPERIEUR	222
III - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE TERTIAIRE	222
A. L'Eocène inférieur à moyen	222
B. Le Mio-Pliocène	222
 PARTIE II - LES CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES MAJEURES DES ENSEMBLES PLUTONIQUE, VOLCANIQUE ET METAMORPHIQUE	228
CHAPITRE I - LE COMPLEXE META-OPHIOLITIQUE, LE DETRITISME OPHIOLITIQUE, LES AMPHIBOLITES DU GROUPE JUAN GRIEGO	230
I.A. Les caractères géochimiques du complexe méta-ophiolitique	230
A.1. Bilan des travaux antérieurs	230
A.2. Les caractéristiques géochimiques du complexe méta-ophiolitique de Margarita	232
A.2.1. La séquence ultramafique	232
A.2.2. La séquence basique	235
A.2.3. Synthèse des données géochimiques obtenues sur les méta-ophiolites de Margarita	252
I.B. Le détritisme ophiolitique	253
B.1. Rappel sur les méthodes d'étude des séries détritiques ophiolitiques	253
B.2. Utilisation des diagrammes de "Le Mer <i>et al.</i> " (1986) et de Lagabrielle et Polino (1985)	253
B.3. Les résultats et leurs interprétations	253
I.C. Les amphibolites du Groupe Juan Griego	256
CHAPITRE II.- LES ORTHOGNEISS ACIDES DE MARGARITA ORIENTALE	258
I. Analyse sur roche totale	258
II. Report des analyses dans le diagramme de "De La Roche <i>et al.</i> , 1980"	258
III. Interprétations et discussions sur l'origine possible de ces orthogneiss	259
CHAPITRE III - LES METAVOLCANITES DE COUVERTURE DES META-OPHIOLITES DE MARGARITA	266
I. Examen des éléments majeurs et traces de ces metavolcanites	266
II. Synthèse et discussions sur les metavolcanites de couverture du complexe méta-ophiolites de Margarita	266
CHAPITRE IV - LES VOLCANITES D'AGE CRETACE SUPERIEUR	270
I. Les filons intrusifs dans le substratum métamorphique mésozoïque de l'île de Margarita	270
II. Les caractéristiques géochimiques majeures des volcanites de l'île de Puerto-Real (Archipel de Los Frailes)	273
III. Les blocs de spilite dans les séries sédimentaires éocènes	273
IV. Conclusions sur les volcanites d'âge crétacé supérieur	274
CONCLUSIONS GENERALES DE L'ETUDE DES CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES DES ENSEMBLES PLUTONIQUE, VOLCANIQUE ET METAMORPHIQUE	276

PARTIE III - CRISTALLOCHIMIE, GEOBAROMETRIE, GEOTHERMOMETRIE DES ROCHES METAMORPHIQUES	278
CHAPITRE I: ETUDE DES ECLOGITES	280
I. Généralités sur les éclogites	280
II. Bilan des travaux antérieurs sur les éclogites de Paraguachoa	284
III. Les éclogites de Paraguachoa (Margarita orientale)	290
III.a. Les éclogites du faciès El Maco	291
1. Données texturales (études en lames minces)	291
2. Les grenats du faciès El Maco	291
3. Les clinopyroxènes des éclogites - Faciès El Maco	294
4. La chimie des amphiboles bleutées en LN du faciès éclogitique d'El Maco	297
5. Les minéraux accessoires	297
6. Conditions physiques, géothermométrie, géobarométrie	297
III.b. Les éclogites du faciès Pedro Gonzalez	304
1. Données texturales (études en lames minces)	304
2. Les grenats du faciès éclogitique de Pedro Gonzalez	304
3. Les clinopyroxènes du faciès éclogitique de Pedro Gonzalez	307
4. Les amphiboles bleutées	307
5. Les micas	310
6. Géothermométrie, géobarométrie	310
III.c. Bilan sur les paragenèses éclogitiques observables à Paraguachoa	313
CHAPITRE II: ETUDE DE L'EVOLUTION METAMORPHIQUE DES META-OPHIOLITES, DES MASSIFS ORTHOGNEISSIQUES ASSOCIES ET LEUR COUVERTURE METASEDIMENTAIRE	316
II.a. Les différents lithofaciès (autres qu'éclogitiques) témoins de l'évolution métamorphique des méta-ophiolites (séquence basique)	316
1. Les amphibolites issues de la rétroformation des faciès éclogitiques	316
2. Les amphibolites à grenats ne présentant pas de reliques d'omphacites	320
3. Les métagabbros	325
II.b. Les faciès ultrabasiques des méta-ophiolites	327
II.c. L'évolution métamorphique des orthogneiss acides associés aux méta-ophiolites au niveau de Paraguachoa	328
II.d. L'évolution métamorphique de la couverture métasédimentaire des méta-ophiolites de Margarita et des massifs orthogneissiques associés	330
II.e. Proposition d'un schéma de l'évolution métamorphique des méta-ophiolites de Margarita	332
CHAPITRE III: BILAN DES MINERAUX, MARQUEURS DES DEGRES DE METAMORPHISME, DES METASEDIMENTS DETRITIQUES DE LA PALEOMARGE	338
CONCLUSIONS A L'ETUDE DU METAMORPHISME	340
PARTIE IV - ETUDE TECTONIQUE DU TRANSECT MARGARITA-ARAYA	342
CHAPITRE I - CARTOGRAPHIE DU DOMAINE ETUDIE	344
I. Les documents analysés	344
II. Les structures régionales	345
III. Bilan de l'analyse cartographique	346
CHAPITRE II - ETUDE STRUCTURALE DU BASSIN EOCENE	348
I. Structure de l'Eocène	348
II. Le contact des formations éocènes avec le substratum métamorphique	351
III. Conclusion, interprétation	351
CHAPITRE III - ANALYSE STRUCTURALE DU SUBSTRATUM METAMORPHIQUE MESOZOIQUE	352
A. L'ensemble inférieur de la péninsule de Paraguachoa	354
I. L'ensemble inférieur de la péninsule de Paraguachoa	354
1. Extension	354
2. Mégastructures	354
3. Analyse microtectonique	356
II. L'ensemble inférieur de la péninsule d'Araya	361
II.1. Les caractères structuraux de la frange externe (méridionale)	361
II.2. Etude structurale de la Formation Manicuaré	361
1. Ses limites	361
2. Les mégastructures	361
3. Analyse microtectonique	362

III. L'ensemble inférieur de la péninsule de Macanao	369
1. Extension	369
2. Evolution structurale	369
IV. Evolution tectono-métamorphique de l'ensemble inférieur sur le transect Margarita-Araya, Bilan	371
. La phase D ₁ D ₂	371
. La phase D ₂ S ₂	371
. Interprétation cinématique	373
B. Ensemble supérieur du transect Margarita-Araya	376
I. L'ensemble supérieur de la péninsule d'Araya	376
1. Extension	376
2. Structure	376
II. L'ensemble supérieur de la péninsule de Macanao	380
1. Extension	380
2. Structure	380
III. L'ensemble supérieur de la péninsule de Paraguachoa	383
a Structuration symmétamorphique D ₁ S ₁	385
III.1. Les nappes supérieures du Cerro Chico - Pedro Gonzalez et du Matasieta - Guayamuri	385
III.1.1. La nappe du Cerro Chico - Pedro Gonzalez	388
III.1.2. La nappe du Matasieta - Guayamuri	388
III.1.3. Régime de déformation	392
III.1.4. Structures plicatives P ₁	394
III.1.5. Relations déformations ₁ cristallines dans les unités supérieures	399
III.2. Les Nappes inférieures	400
III.2.1. Les marqueurs planaires et linéaires	400
III.2.2. Les structures plicatives	410
III.2.3. Régime de déformation	410
III.2.4. Relations déformations, cristallisations dans les unités inférieures	413
B Déformation tardive D ₂ S ₂	414
IV. Evolution tectono-métamorphique de l'ensemble supérieur sur le transect Margarita-Araya - Bilan	419
IV.1. La phase D ₁ S ₁	419
IV.2. La phase D ₂ S ₂	419
IV.3. Interprétation cinématique	420
CONCLUSIONS DE L'ETUDE TECTONIQUE DU TRANSECT MARGARITA-ARAYA	422
I. Structuration du bassin éocène inférieur à moyen	422
II. Structuration du substratum métamorphique mésozoïque	423
1. La phase D ₁ S ₁	423
2. La phase D ₂ S ₂	423
III. Interprétation cinématique du dispositif structural régional	423
PARTIE V - EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU TRANSECT MARGARITA-ARAYA; SA PLACE DANS LA TERMINAISON DE LA CHAINE SUD-CARAIBES	430
CHAPITRE I: LA CHAINE CARAIBES AU DROIT DE MARGARITA-ARAYA. EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU JURASSIQUE AU NEOGENE	432
I. Les principales étapes Jurassique- Néogène de l'édification de la chaîne sud-caraïbes au droit de Margarita-Araya	432
II. Conclusion - Présentation d'un calendrier schématique	440
CHAPITRE II: LES GRANDS TRAITS GEOLOGIQUES DE LA TERMINAISON ORIENTALE DE LA CHAINE SUD-CARAIBE	442
II.A. Le domaine méridional	442
II.B. Le système de faille d'El Pilar	442
1. Le bassin de Cariaco	444
2. Le graben de Humbolt	444
3. La zone de Casanay-El Pilar	444
4. La faille de Casanay	444
II.C. Le domaine septentrional	445
II.C.1. Principales caractéristiques lithostratigraphiques et structurales de la cordillère métamorphique	445
a. L'île de Tobago	445
b. La cordillère septentrionale de Trinidad "Northern Range"	447
c. La péninsule de Paria, la région de Carupano et l'île de Patos	449
II.C.2. Les grands traits géologiques du domaine immergé. La plate-forme de Margarita - Los Testigos et le bassin de Carupano	449
1. Lithostratigraphie et structure du substratum	451
a. La ceinture métamorphique méridionale	451
b. La ceinture centrale (paléo-arc de Patao)	451
c. La ceinture septentrionale (l'arc insulaire de Los Testigos)	453
d. Extensions latérales des unités du substratum	453

2. Evolution sédimentaire et tectonique des bassins tertiaires	453
2.1. Les différentes étapes	453
a. A l'Eocène inférieur à moyen	453
b. A l'Oligocène moyen	453
c. Au Miocène inférieur	453
d. A la fin du Miocène, début du Pliocène	453
e. Au Pliocène inférieur	454
f. au Pliocène moyen à supérieur	454
2.2. Les prolongements latéraux	454
II.D. Synthèse générale sur la terminaison orientale de la chaîne sud caraïbes - Discussions	454

CONCLUSIONS GENERALES

462

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES A et B (voir Planches hors-texte)

ANNEXE C Fichier des analyses de minéraux à la microsonde

ANNEXE D Complément de radiochronologie

ANNEXE E Compléments de l'étude tectonique

Table des matières

R E S U M E

Ce mémoire présente les résultats d'une étude pluri-disciplinaire consacrée aux zones internes de la chaîne sud-caraïbe vénézuélienne au droit de l'île de Margarita et de la péninsule d'Araya. Il comprend cinq parties.

- La première partie, très descriptive, est consacrée à la lithostratigraphie des grands ensembles métamorphiques (chapitres I, II, III, IV), volcanique (chapitre V) et sédimentaire (chapitres VI, VII). Elle traite notamment :

- de la paléomarge continentale sud-américaine (Groupe Juan Griego, Formations Manicuaré, Guanimita et Carupano) constituant la base de l'édifice étudié. Elle est composée, à la base, d'anciennes séries essentiellement détritiques (paragneiss, quartzites, micaschistes et schistes graphiteux etc...) tandis que des séries carbonatées prédominent au sommet. Un âge s'étendant du Jurassique au Cénomano-Turonien est avancé pour l'ensemble de ces séries de plate-forme.

- des méta-ophiolites de Margarita composées, pour l'essentiel, de serpentinites, d'éclogites, d'amphibolites et de métagabbros et recelant quelques reliques du bâti initial (dunite, clinopyroxénolite). Elles sont surmontées, en discordance, par d'anciennes séries volcano-sédimentaires (Formations El Cauca, Laguna-Chica), se poursuivant par des dépôts carbonatés (Formation Carupano, calcaires marmorés du Groupe Los Robles). Un âge jurassique est proposé pour ce lambeau de lithosphère océanique tandis que sa couverture métasédimentaire serait albo-cénomano-turonienne.

- des massifs orthogneissiques de Guayacan et du Matasiete qui représentent d'anciens plutons granodioritiques intrusifs dans le cortège ophiolitique. Les orthogneiss de El Salado et de Boqueron, considérés comme d'anciens granites, sont à associer à cette même période d'activité plutonique, compte tenu des traces de leur remaniement dans la couverture des méta-ophiolites, un âge éocétacé est proposé pour ces anciens dômes granodioritiques et granitiques.

- dans l'île de Margarita, les méta-ophiolites reposent sur les séries de paléomarge par l'intermédiaire de séries tectoniques, élaborées en domaine ductile et profond. A Araya, ces deux unités sont séparées par une série de gabbros, mais cette fois d'origine sédimentaire.

L'étude des volcanites de l'archipel de Los Frailes, situé à 14 km au NE de Margarita orientale, révèle l'absence de toute trace de métamorphisme dynamo-thermique. Comme les filons basalitique et gabbroïque de Margarita, ces roches n'ont enregistré qu'un métamorphisme hydrothermal. Les faunes associées aux spilites de Los Frailes ainsi que les datations radiométriques indiquent un âge crétacé supérieur, campanien-maestrichtien pour ces épanchements volcaniques.

Les séries tertiaires ont plus fait l'objet d'une synthèse que d'une étude détaillée. La découverte dans un bloc de calcaires à la base du bassin éocène moyen de Margarita (Formation Punta Carnero - Hampatar) d'*Amphistegines* (*Woodonioides*) nous amène à considérer que le fond de ce bassin est d'âge éocène inférieur.

Les séries coméolithiques du Miocène supérieur (Formation Cubagua) reposent en discordance angulaire tantôt sur les strates éocènes, tantôt sur le substratum mésozoïque métamorphique.

La seconde partie traite des caractéristiques géochimiques majeures des ensembles ortho-dérivés et volcaniques. Cette étude a permis, entre autres, de vérifier les tendances cumulatives des terres ultramafiques du complexe méta-ophiolitique. Les valeurs en ppm de chrome et nickel dans les terres les plus métamorphisées, les plus élevées, sont rapportées à d'anciennes séquences lithologiques du type gabbros-lites, troctolites, pyroxénolites. Nous aurons en conséquence un bâti ophiolitique très complet, depuis les péridotites jusqu'aux basaltes de type MORB. On confirme le caractère calco-alcalin des basaltes et andésites reconnues au niveau de l'archipel de Los Frailes et de rapporter les filons de basaltes spilites recoupant les structures du substratum métamorphique à d'anciennes tholéiites au sens large, anormalement riches en chrome et nickel.

La troisième partie souligne que les éclogites de Margarita résultent de la course prograde d'un métamorphisme unique. En effet, les analyses thermo-barométriques menées sur ces roches, à l'aide du couple cpx/grenat ont permis de noter que la texture zonée des grenats est à rapporter à de faibles variations des conditions température-pression ($T < 1000^\circ\text{C}$ et $P = 2 \text{ kbars}$). A l'exception des faciès éclogitiques indiquant un enfouissement important de matériaux de 30 à 40 km, il n'apparaît pas de contraste métamorphique dans l'évolution thermique entre les métasédiments de la paléomarge continentale et la majorité des lithofaciès du complexe méta-ophiolite. Ceci est dû à sa couverture métasédimentaire, toutes ces roches ont subi les effets de la course rétrograde du métamorphisme et portent l'empreinte d'une évolution finale jusqu'aux faciès schistes verts.

La quatrième partie est consacrée à l'évolution structurale régionale dont l'essentiel des réalisations est élaboré antérieurement au Miocène supérieur. La structuration des formations éocènes du bassin de Margarita est rapportée à un orogène régional, submeridien d'âge éocène supérieur à oligocène moyen, qui superpose ses effets à ceux plus brèves d'une déformation précoce de type gravitaire associée au fonctionnement du réceptacle sédimentaire. L'analyse du substratum métamorphique, mésozoïque, se déroule en deux temps : le premier concerne un ensemble inférieur, composé des séries de paléomarge, le second, intéresse un ensemble supérieur, constitué d'une imbrication de métasédiments et de terres méta-ophiolitiques. Ces deux ensembles ont enregistré les effets successifs d'un même épisode de déformation régionale, notamment, par l'acquisition précoce d'une foliation régionale S_1 , synchronique de la course rétrograde du métamorphisme et elle-même déformée tardivement dans un système de plis droits à vergence NE. L'analyse cinématique des différents marqueurs de l'évolution tectono-métamorphique précoce (D_1) est en faveur d'un régime de déformation par cisaillement tangentiel et ductile à vergence NE, dans une direction matérialisée par la lineation d'allongement L_1 . Pour rendre compte, d'une part, du parallélisme fréquent des lineations d'allongement L_1 et des lineations d'intersection S_1/S_2 , un modèle en transcollision est proposé. Il s'agit d'un dispositif de collision oblique ou la direction de convergence est décomposée en deux vecteurs cinématiques conjugués, dont le principal est parallèle à une direction de discontinuité crustale intra-continentale. Quelques données radiométriques acquises sur des minéraux de métamorphisme syn-tectoniques, permettent de dater cette collision de l'Albo-Sénoniens ($80 \pm 4 \text{ Ma}$).

La cinquième partie a valeur de synthèse générale. Dans un premier chapitre, nous retraçons, du Jurassique au Néogène, les principales étapes de l'évolution géodynamique du transect étudié. Deux événements majeurs se dégagent, une collision éocétacée et une collision intra-sénonienne. Le second chapitre de ce bilan consiste en une réflexion sur la terminaison orientale de la chaîne sud-caraïbe, on aborde le problème de la position relative du paléo-arc de Parao-Tobago vis-à-vis du dispositif Margarita-Araya, qui s'intéresse au substratum pré-tertiaire du bassin de Carupano et discute, enfin, de la signification de la zone de faille d'El Pilar.