



HAL
open science

Etude géologique des ophiolites et schistes lustres de la Casaluna entre Ponte-Leccia et Sermano (Corse)

Antoine Franconi

► **To cite this version:**

Antoine Franconi. Etude géologique des ophiolites et schistes lustres de la Casaluna entre Ponte-Leccia et Sermano (Corse). Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 1967. Français. NNT : . tel-00761752

HAL Id: tel-00761752

<https://theses.hal.science/tel-00761752>

Submitted on 6 Dec 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE

présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE
Spécialité : Sciences de la Terre
Mention : Géologie structurale

par

Antoine FRANCONI

ETUDE GEOLOGIQUE DES OPHIOLITES ET SCHISTES LUSTRES
DE LA CASALUNA ENTRE PONTE-LECCIA ET SERMANO(CORSE)

Soutenu le 1967 devant la Commission d'examen

MM.	R. MICHEL	Professeur	Président
	J. DEBELMAS	Professeur	Examineurs
	P. GIRAUD	Professeur	
	J. RAVIER	Professeur à la Sorbonne	Invité

THESE

présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE
Spécialité : Sciences de la Terre
Mention : Géologie structurale

par

Antoine FRANCONI

ETUDE GEOLOGIQUE DES OPHIOLITES ET SCHISTES LUSTRES
DE LA CASALUNA ENTRE PONTE-LECCIA ET SERMANO (CORSE)

Soutenu le 1967 devant la Commission d'examen

MM.	R. MICHEL	Professeur	Président
	J. DEBELMAS	Professeur	Examineurs
	P. GIRAUD	Professeur	
	J. RAVIER	Professeur à la Sorbonne	Invité

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
1/ Localisation géographique	1
2/ Relief et hydrographie	1
3/ Historique	3
a/ Géologie générale de la Corse	3
b/ " des Roches vertes en Corse	5
4/ But et plan de l'étude	6
PREMIERE PARTIE. - LES OPHIOLITES	
CHAPITRE I. - ETUDE PETROGRAPHIQUE ET PETROCHIMIQUE DU CORTEGE OPHIOLITIQUE	8
I - PETROGRAPHIE DESCRIPTIVE	9
A - LES ROCHES ULTRAMAFIQUES	9
1/ Les harzburgites	9
2/ Les serpentinites	12
a/ Observation macroscopique	12
b/ Pétrographie	13
Les serpentinites franches	13
" " à résidus	13
" " riches en talc	15
" " à faciès "pustuleux"	15
3/ Conclusion à l'étude pétrographique des ultramafites	19
B - LES ROCHES GABBROIQUES	21
LES ROCHES GABBROIQUES EN GRANDS AFFLEUREMENTS	21
1/ Les gabbros métamorphiques	21
a) Premier groupe	22
b) Deuxième "	24
c) Conclusion à l'étude pétrographique des gabbros métamorphiques	27
2/ Euphotides et pegmatoides de troctolites	28
a) Euphotides	28
b) Pegmatoides de troctolites	28
3/ Les diabases	32
a) Les diabases pyroxéno-amphiboliques	32
b) " " à amphiboles	33
c) Conclusion à l'étude pétrographique des diabases	35
LES ROCHES GABBROIQUES EN INCLUSIONS DANS LES SERPENTINITES	37
1/ Les gabbros	37
a) Les gabbros mylonitiques	37
b) " " minéralogiquement transformés	38
2/ Les diabases et faciès fins	40
3/ Conclusion à l'étude pétrographique des gabbros en inclusions dans les serpentinites	43
C - LES SCHISTES VERTS	43
D - LES SPILITES	45
1/ Les spillites à structure intersertale	45
2/ " " " " arborescente	46
3/ Les spillites cataclasés	49
4/ Les spillites à amphiboles	51
5/ Fufs volcaniques	51
E - FACIES PARTICULIERS ASSOCIES : ALBITITES, RODINGITES	52
1/ Les albitites	52
a) albitites sensu stricto	52
b) " " à faciès "bréchiqne"	54
c) " " à l'étude pétrographique des albitites	56
2/ Les rodingites	57
a) mode de gisement	57
b) étude pétrographique et chimique	59
c) genèse	62
d) conclusions	64
F - LES JASPES ROUGES (RADIOLARITES s. lat.)	65
II - ETUDE PETROCHIMIQUE	66
A - CARACTERES CHIMIQUES DES DIFFERENTS FACIES DU CORTEGE OPHIOLITIQUE	66
1/ Les serpentinites	66
2/ Les harzburgites	69
3/ Les gabbros	70
4/ Les schistes verts et spillites	73
B - ETUDE PETROCHIMIQUE COMPARATIVE DES ROCHES VERTES DE CORSE AUX SERIES PIEMONTE TAISES, GRECQUES et SYRIENNES	75
1/ Diagrammes $TiO_2/FeO + Fe_2O_3/MgO$	75
2/ " " $SiO_2/FeO + Fe_2O_3/MgO$	78
3/ " " $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$	78

III - PROBLEMES PETROGRAPHIQUES PARTICULIERS	79
A - ETUDE D'UN CONTACT GABBRO-SERPENTINITE	79
B - LE PHENOMENE DE GLAUCOPHANISATION DES ROCHES VERTES	80
<u>CHAPITRE II - MODE DE GISEMENT DU COMPLEXE OPHIOLITIQUE. RELATION DE SES DIFFERENTS TER-</u>	
<u>MES ENTRE EUX ET AVEC LES SCHISTES LUSTRES</u>	<u>86</u>
I - INTRODUCTION. POSITION DU MASSIF DANS LE CONTEXTE DES SCHISTES LUSTRES, COMPARAISON	
AVEC LES AUTRES MASSIFS DE ROCHES VERTES	87
II - LES DIFFERENTS FACIES DE ROCHES VERTES	87
A - LES PERIDOTITES	87
B - LES SERPENTINITES	87
1/ Gisements lenticulaires	90
2/ Les massifs stratoldes	91
3/ Les serpentinites en inclusions	91
4/ Origine des serpentinites	92
5/ " " " " à "pustules"	93
C - LES GABBROS	93
1/ Les gabbros du 2e groupe	93
2/ " " " " 1e "	95
3/ " euphotides	99
D - LES SPILITES	100
1/ Extension	100
2/ Débit en coussins : les pillow-lavas	101
3/ Origine des spilites	103
4/ A propos de la structure des spilites	105
E - LES SCHISTES VERTS	106
1/ Nomenclature	106
2/ Origine	106
F - LES RADIOLARITES	107
1/ Extension ; mode de gisement, caractères généraux	108
2/ Origine	110
III - ETUDE DES RAPPORTS ENTRE LES DIFFERENTS FACIES DU CORTEGE OPHIOLITIQUE. LEUR ORDRE	
DE SUCCESSION	113
A - COUPE DE REFERENCE	114
1/ Variation de part et d'autre de la coupe	116
a) Vers le Nord	116
b) " " Sud	116
c) Conclusions	117
2/ Etude des contacts entre les différents faciès	118
a) Contact Roches vertes - schistes	118
b) Etude des contacts entre les différents faciès de Roches vertes	120
c) Conclusions à l'étude des contacts	125
B - EXTENSION DE LA SUCCESSION (Serpentinites-gabbros-spilites-radiolarites) DANS L'ENSEMBLE	
DU MASSIF. LA TRILOGIE SPILITES-RADIOLARITES-SCHISTES	126
1/ Au Sud (du pont de Lano à Sermano)	126
2/ Au Nord (Bois de Pinetto, Cima Pedani, Serra Debbione)	126
3/ La trilogie spilites-radiolarites-schistes	127
C - CONCLUSIONS	128
<u>DEUXIEME PARTIE. - LES SCHISTES LUSTRES</u>	
I - EXTENSION DU FACIES	132
II - PETROGRAPHIE	133
1/ Séricitoschistes	133
2/ Calcschistes	135
3/ Calcaires cristallins	136
III - ETUDE D'UN CONTACT SCHISTES LUSTRES - SCHISTES VERTS	137
IV - LES SCHISTES DE ANTI	142
V - CONCLUSIONS	144
<u>TROISIEME PARTIE. - LES FORMATIONS VOLCANIQUES ET SEDIMENTAIRES DE LA CIMA PEDANI</u>	
I - INTRODUCTION	145
II - DESCRIPTION DES DIFFERENTS FACIES	147
1/ La série volcanique acide	147
2/ Le Trias	151
3/ Le Rhétien	152
4/ Le Lias	152
5/ Conclusion	156
<u>QUATRIEME PARTIE. - TECTONIQUE</u>	
I - TECTONIQUE DU MASSIF OPHIOLITIQUE	157
1/ Introduction	157
2/ Description des structures	158
a) De Sermano aux environs du pont de Lano	158
b) Des environs du pont de Lano au col de Cerna	162
c) La zone de Ponte-Ieccia et du Bois de Pinetto	164
II - TECTONIQUE DE LA CIMA PEDANI	165
<u>CONCLUSIONS GENERALES</u>	<u>169</u>

AVANT PROPOS

La présentation de ce mémoire qui clôt le cycle de mes études universitaires, me fournit l'occasion d'exprimer ma reconnaissance envers les personnes qui contribuèrent de diverses façons à son élaboration.

Je dois avant tout à mes parents d'avoir pu mener à bien ce travail. C'est à eux que je le dédie, en témoignage de mon affection et de ma reconnaissance, pour les sacrifices que mes longues études leur ont imposés.

Ce n'est qu'à l'occasion de mes études de 3e Cycle que j'eus la chance de suivre l'enseignement de la Géologie à l'Institut Dolomieu. Ma plus vive reconnaissance va à Monsieur le Professeur P. GIRAUD qui m'a permis d'entreprendre ce travail en Corse et qui a bien voulu en accepter la direction. L'intérêt constant qu'il y portât, ainsi que les conseils qu'il me prodiguât tant sur le terrain qu'en Laboratoire, me furent une aide précieuse ; aussi il m'est particulièrement agréable de lui exprimer ici toute ma gratitude.

Ma reconnaissance va également à Monsieur le Professeur R. BARBIER Directeur de l'Institut Dolomieu, qui voulut bien m'accepter parmi ses élèves, à Monsieur le Professeur R. MICHEL qui contribua à l'élaboration de ce travail, à Monsieur le Professeur J. DEBELMAS, dont j'eus la chance de suivre l'enseignement sur la Géologie alpine, et à Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAULD, pour la part qu'il prit dans l'organisation de l'impression de ce mémoire.

Messieurs P. VIALON et C. E. EHRSTROM, auprès de qui j'ai toujours trouvé un aimable accueil, doivent être vivement remerciés pour l'aide précieuse qu'ils m'ont apportée lors de mes déterminations pétrographiques et minéralogiques.

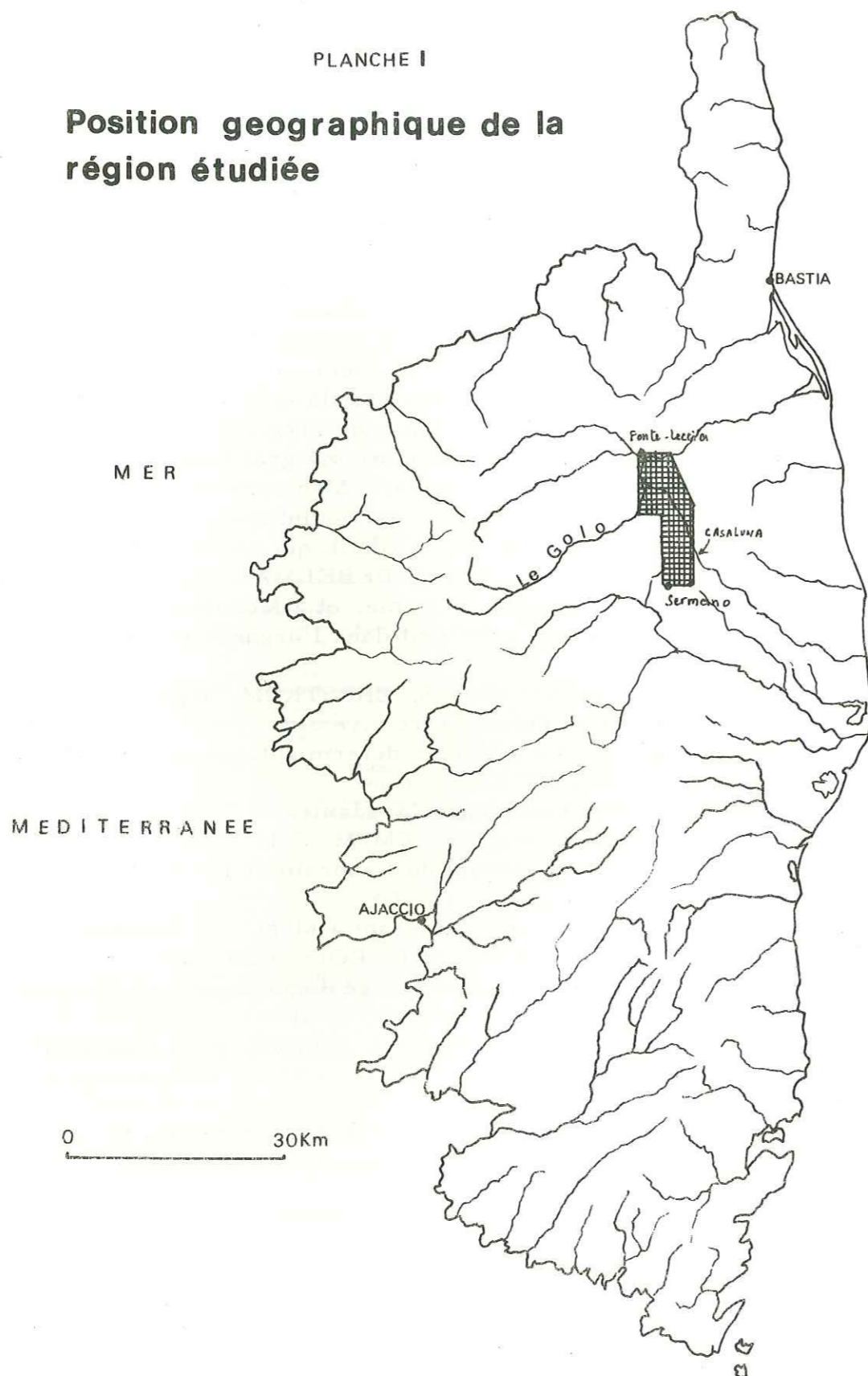
Je dois également beaucoup à Mesdames B. USELLE et F. KELLER qui effectuèrent les analyses chimiques, à M. M. J. L. TANE, M. GIDON, H. DABROWSKI, et enfin à tout le personnel du Laboratoire qui participa avec tant de soin à l'impression de cet ouvrage.

Je suis en outre très reconnaissant à M. M. les Professeurs P. LAPADU-HARGUES, J. MAISONNEUVE et P. ROUTHIER, lorsqu'ils surent mon désir de faire mes premières armes de géologue dans mon île natale, de m'avoir conseillé dans le choix de mon sujet de thèse.

Quant à Monsieur le Professeur J. RAVIER qui a bien voulu accepter de faire partie de mon jury de soutenance, qu'il me soit permis de lui exprimer toute ma gratitude.

Enfin je n'oublie pas mes Maîtres de la Faculté des Sciences de Marseille, Monsieur le Doyen G. CORROY et Monsieur le Professeur C. GOUVERNENT qui m'initièrent à la Géologie.

Position géographique de la région étudiée



INTRODUCTION

Le but de ce mémoire a été l'étude géologique de l'un des massifs de Roches vertes, inclus dans la série des Schistes lustrés de la Corse. En ayant conclu en particulier qu'il pouvait être rangé dans la catégorie des complexes ophiolitiques, nous avons jugé bon de l'indiquer dans le titre même de ce mémoire.

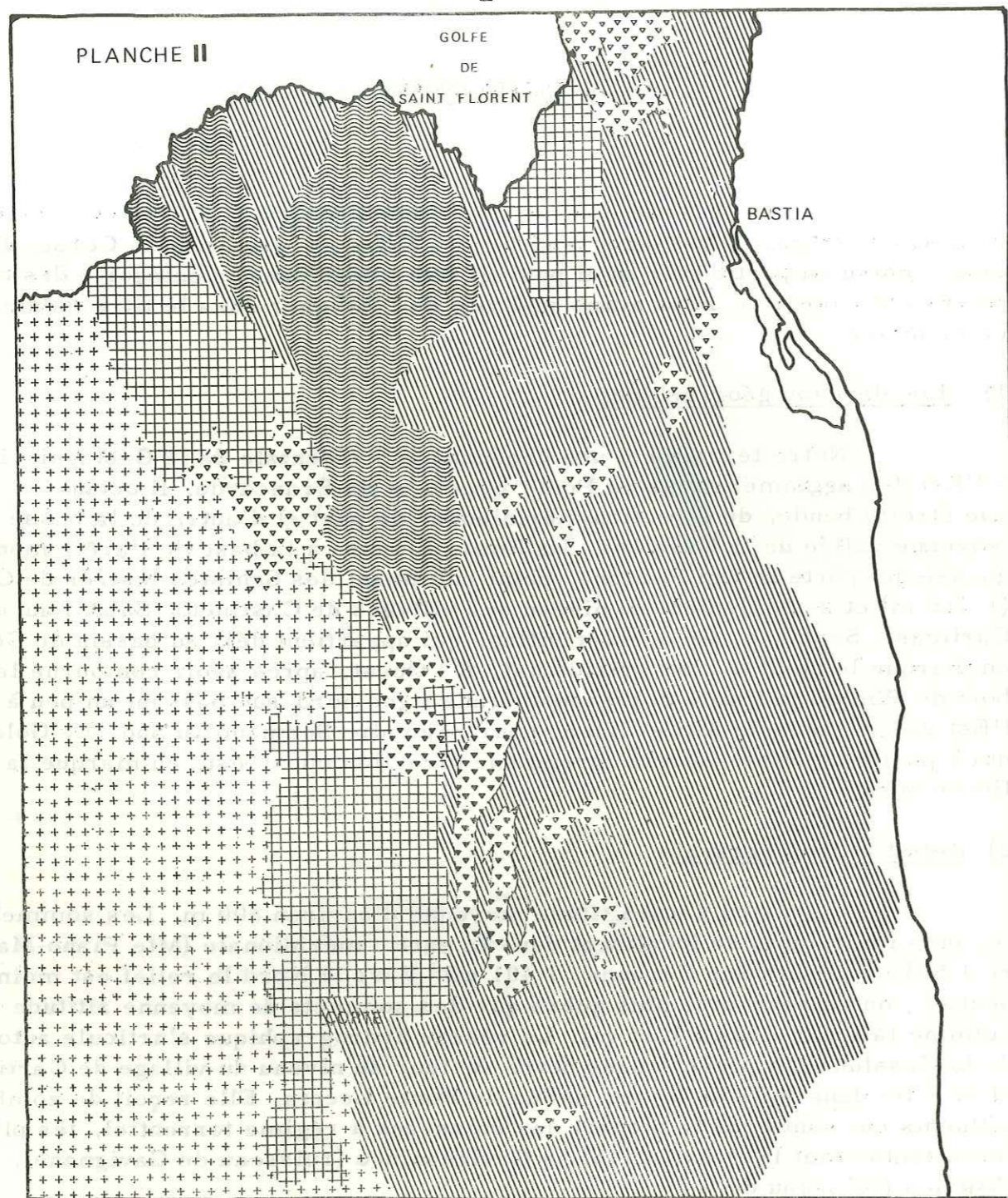
1) Localisation géographique

Notre terrain est une dépendance occidentale de la Castagniccia, à l'Est des agglomérations de Ponte Leccia et de Francardo. Il occupe une étroite bande, de direction méridienne, de part et d'autre de la base et moyenne vallée de la Casaluna. La limite E passe à la base de l'arête montagneuse qui porte le San Pedrone, point culminant des Schistes lustrés de Corse (1 766 m), et sensiblement au niveau des villages de Castineta, Saint Laurent, Carticasi, Sermano. Ce dernier village qui appartient déjà au bassin de Corte en marque le point le plus méridional. A l'Ouest, après avoir contourné le bois de Pinetto la limite correspond à une ligne nord-sud passant un peu à l'Est des villages de Aïti et Lano, pour rejoindre Sermano au Sud. Le Golo, qui à partir de Ponte Leccia, prend une direction ouest-est, en marque la limite nord.







2) Relief et Hydrographie

La région a une altitude moyenne d'environ 800 m. Les sommets les plus importants se localisent dans la partie méridionale (Mte Piano-Maggiore 1 583 m ; Punta San Cervone, 1 401 m). Vers le Nord le relief est moins accusé ; on ne rencontre plus guère que des sommets de moyenne altitude où culmine la Cima Peđani (916 m). Le réseau hydrographique s'articule autour de la Casaluna qui pénètre dans notre secteur au niveau du village de Carticasi et se jette dans le Golo un peu au Sud de Ponte Leccia. Elle reçoit de nombreux affluents qui sont pour la plupart des ruisseaux à régime torrentiel, les plus importants étant le Prunitaccio, le Gavignaninco (ruisseau de Gavignano), l'Aninco (ruisseau de Lano).

Les incendies ayant épargné jusqu'à présent la région, la végétation y est dense. Le maquis en constitue l'élément principal, cantonné sur les massifs de Roches vertes ; sur les hauts sommets, il cède la place au hêtre. Quant au châtaignier il se rencontre uniquement sur des terrains siliceux, en l'occurrence les Schistes lustrés.



Cadre géologique de la région étudiée (d'après la carte géologique de Corse au 1/320.000)

 QUATERNAIRE	 ROCHES VERTES	 GRANITE DU TENDA
 SCHISTES LUSTRES	 BASSINS SEDIMENTAIRES	 GRANITE OCCIDENTAL

3) Historique

a) Géologie générale de la Corse

La géologie de la Corse n'est pas simple et elle est sujette encore à bien des controverses. Nous n'avons pas eu l'ambition, par ce modeste travail, de tenter de résoudre les problèmes posés. Là n'est pas notre but... Mais nous pensons par contre qu'il est nécessaire de donner un bref aperçu de l'évolution des idées sur la géologie de l'île.

Les publications et notes sur la Corse sont nombreuses ; très tôt les géologues se sont intéressés à cette région. F. DUPUY (1776), P. BARRAL (1783), E. GUEYMARD (1832), etc... ; publient déjà des observations. Mais il faut attendre 1897 pour voir paraître un travail sérieux et complet ; il est dû à M. NENTIEN qui publie également la première carte géologique de la Corse au 320 000.

De 1900 à 1933, les travaux sur la géologie de l'île seront surtout dus à E. MAURY, P. TERMIER et J. DEPRAT. Vers 1900 commencent en effet les premiers levés pour l'établissement de la carte au 80 000. En 1905, J. DEPRAT constate la différence entre Corse de l'W et Corse de l'E et individualise la protogine au contact de deux unités. Mais ce n'est qu'à la fin de 1907 que P. TERMIER, sur la considération de la minute de E. MAURY, dans la région de Bastia, émet l'idée que d'importants charriages existent en Corse. Une année plus tard E. MAURY se penche sur le problème des Schistes lustrés qu'il qualifie de prolongement sud de la zone des Schistes lustrés du Piémont et de la Ligurie. Il y distingue deux unités : "l'une permo-carbonifère analogue à la série de Savone, l'autre mésozoïque analogue à la série de Voltri". Pour E. MAURY la série inférieure est en place, la supérieure est charriée d'E en W ; il conclut : "la première constitue le bord externe du Géosynclinal alpin, la supérieure la partie centrale".

En 1910, P. TERMIER, étudiant l'île d'Elbe, constate une identité de structure avec la Corse, et arrive à la conclusion que la Corse orientale n'est qu'un immense rejaillissement de nappes pennines provoqué par l'avancée en profondeur d'E en W des Dinarides. Il rejoint par là l'idée de G. STEINMANN qui voyait précisément dans cette partie orientale de la Corse l'origine des Nappes pennines.

La même année E. MAURY synthétise et résume les observations dans une note parue au Bull. Serv. Carte géol. France.

Il y distingue, dans la partie orientale de l'île, la superposition de deux nappes : une nappe inférieure des Schistes lustrés, surmontée par une nappe de terrains sédimentaires mésozoïques séparée de la nappe inférieure par une écaïlle de granite écrasé. Se ralliant à l'hypothèse de P. TERMIER, et pour prouver aussi l'origine occidentale de cette nappe supérieure, il insiste

* Cette assimilation a en réalité d'abord été émise par E. HAUG en 1897.

sur la présence à sa base d'un granite écrasé qui aurait été arraché au massif occidental autochtone. Il conclut que la Corse est un véritable pays de racines.

Pourtant en 1928, ces deux auteurs reviendront sur cette interprétation. A la suite d'une nouvelle excursion en Corse à cette date ils complètent le schéma tectonique précédent et distinguent 5 unités :

- 1 - La Corse hercynienne autochtone,
- 2 - une couverture sédimentaire écaillée,
- 3 - la nappe des Schistes lustrés,
- 4 - une nappe de radiolarites et calcaires mésozoïques,
- 5 - une nappe supérieure à faciès austro-alpin inférieur.

Ils arrivent alors à une conclusion opposée de la précédente : la Corse se rattache au système alpin, le mouvement des nappes s'est effectué d'Est en Ouest sur le bloc granitique. L'unité II de terrains sédimentaires constitue alors un lambeau arraché au substratum lors de l'avancée de la nappe des Schistes lustrés, lambeau qui aurait rejailli sur cette dernière en un vaste pli en retour.

Une année plus tard, H. PARENT (1929), dans une étude sur la structure de l'Ile croit déceler l'indice d'une phase pyrénéo-provençale antérieure à une phase alpine : un premier mouvement, d'origine pyrénéenne aurait pour effet de décoller la couverture sédimentaire de son socle en un mouvement d'Ouest en Est. Dans un second temps, une phase alpine amène les Schistes lustrés contre ce massif granitique écaillant la couverture mésozoïque ancienne, décollée. Pour aussi séduisante qu'elle fût, cette interprétation ne semble pas avoir eu beaucoup de crédit.

En 1933, la Société géologique de France sous la conduite de E. MAURY se réunit en Corse. Sur la question des Schistes lustrés, L. BERTRAND pense qu'ils peuvent comprendre "une série paléozoïque séparée de la série secondaire par un banc de calcaire cristallin". L. MORET voit entre les schistes de Bastia et ceux du Piémont une grande analogie par la présence d'un banc de cargneules d'aspect triasique à la base et de radiolarites au sommet. Quant à l'interprétation tectonique, les auteurs tombent d'accord pour admettre que les terrains mésozoïques constituent le socle des Schistes lustrés. Il n'y a plus de superposition mais enracinement des terrains sédimentaires non métamorphiques.

En 1938, L. W. COLLET voit par la présence en Corse d'une nappe des Schistes lustrés avec ophiolites un argument majeur pour la rattacher au géosynclinal alpin.

Dans un article paru à la Revue Scientifique en 1951, G. DENIZOT expose les résultats de ses travaux sur la Corse. En outre, il attribue les Schistes lustrés au Trias et admet également le charriage de cette série car "par retrait de ces schistes ... on rétablirait l'ancien bassin où se constituaient

les dépôts à faciès briançonnais". L'écaillage de ces terrains serait dû au charriage de la nappe des Schistes lustrés qui les aurait refoulés, les débitant en écailles imbriquées contre le massif granitique autochtone. Cet auteur conclut qu'il n'existe pas en Corse de mouvements néoalpins car le Miocène n'est pas impliqué dans les mouvements et repose partout en discordance sur les autres terrains.

De 1949 à 1954, plusieurs travaux effectués par les élèves du Professeur H. A. BROUWER continuent à faire appel à des mouvements de grande amplitude tels qu'ils étaient envisagés dans les synthèses de E. MAURY et P. TERMIER.

Mais on note à l'opposé une tendance de plus en plus nette à réduire l'ampleur des phénomènes de charriage. En 1954, dans une étude sur la Balagne sédimentaire, P. ROUTHIER conclut à l'enracinement sur place des séries plissées et rejette l'hypothèse de l'existence de nappes de charriage invoquées par E. MAURY (1931) et A. PILGER (1937). Cette idée tend actuellement à se généraliser à l'ensemble des bassins sédimentaires (J. C. LIMASSET, 1958 et R. DELCEY, 1962).

Quant au problème de l'âge de la série des Schistes lustrés, il a été repris dans une optique nouvelle par R. LAPADU-HARGUES et J. MAISON-NEUVE, (1959). Se basant sur l'existence d'un contact magmatique observé entre schistes et granite au niveau de Corte dans la vallée du Tavignano, et récemment (1963) par la présence de galets de Schistes lustrés dans les sédiments éocènes, jurassiques et triasiques, les auteurs concluent à un âge paléozoïque ou tout au moins antérieur au granite du massif occidental.

b) Géologie des Roches vertes de Corse

Les premières observations relatives aux Roches vertes de la Corse semblent remonter à 1880 et sont dues à L. DIEULAFAIT. Entre autres il admet que les serpentinites sont paléozoïques et note déjà leur allure souvent stratifiée ainsi que la faible action de métamorphisme qu'elles occasionnent sur les roches encaissantes. A partir de 1901, l'établissement de la carte géologique au 80 000 conduira à la cartographie systématique de tous les massifs de Roches vertes inclus dans les Schistes lustrés, sans beaucoup entrer dans le détail de la différenciation des principaux faciès : serpentinites, gabbros, diabases, schistes verts, spilites.

Par la suite peu d'auteurs se sont consacrés à l'étude détaillée des massifs de Roches vertes. Signalons la thèse de Th. A. F. NETELBECK (1949) dans la région de Vezzani où l'on trouve de remarquables descriptions pétrographiques de ces roches. Dans le Cap Corse, P. ROUTHIER, J. J. GUILLOU, L. PRIMEL (1963) mettent en évidence l'existence d'un complexe ophiolitique

sous-marin. Auparavant, H. AZAIS, J. BOULADON, P. SAINFELD, en 1960, avaient cartographié l'ensemble des massifs de Roches vertes de cette région dans le cadre d'une étude métallogénique pour le compte du B. R. G. M.

Notre travail sera consacré à l'étude de l'un de ces nombreux massifs dont la cartographie avait été faite au 1/80 000 mais dont on ne connaissait pas avec précision la constitution pétrographique ni les rapports entre d'une part les différents faciès, et d'autre part entre ces derniers et les Schistes lustrés.

4) But et plan de l'étude

Comme il vient d'être dit, la connaissance des diverses masses de "Roches vertes", disséminées dans la partie NE de la Corse, est loin encore d'être complète surtout en ce qui concerne leur constitution pétrographique, les rapports de leurs différents faciès constitutifs et les relations de ceux-ci avec les Schistes lustrés.

Le choix s'est donc porté sur l'un d'eux, à savoir celui qui affleure dans la partie médiane et à la limite ouest des Schistes lustrés. Ce massif ne correspond pas à une unité géomorphologique bien individualisée ; nous avons convenu de l'appeler Massif de la Casaluna du nom de la rivière qui le traverse sur à peu près une dizaine de kilomètres selon une direction SSE-NNW.

Pour présenter les résultats obtenus lors de nos études de terrain et de laboratoire, il a paru bon de commencer par définir, du point de vue pétrographique et chimique, les différents faciès de Roches vertes rencontrés. Une partie importante de notre travail sera ensuite consacrée à l'étude des rapports de ces différents types de roches, la façon dont ils se disposent et leurs relations avec le contexte géologique environnant (Schistes lustrés). Une deuxième partie de l'étude sera précisément consacrée à ces Schistes lustrés, au contact avec les "Roches vertes", que nous envisagerons sous un angle essentiellement pétrographique. Enfin l'étude stratigraphique des terrains mésozoïques de la Cima Pedani et un essai d'interprétation tectonique de la région termineront ce mémoire.

PREMIERE PARTIE

LES OPHIOLITES

CHAPITRE I

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET PETROCHIMIQUE DU CORTEGE OPHIOLITIQUE

Introduction

Comme il arrive très souvent dans les études pétrographiques, la nomenclature exacte à donner à des ensembles de roches étroitement associées les unes aux autres, ainsi qu'à chacune de ces dernières est délicate.

En Corse, ainsi que dans beaucoup d'autres régions, on a coutume de rassembler sous le vocable de "Roches vertes" toute une série de roches cristallines allant de roches grenues ultrabasiques (péridotites) à des termes microlitiques à tendance "acide" (spilites) en passant par des gabbros, des diabases, etc... Ces différents faciès sont par ailleurs étroitement associés les uns aux autres sur le terrain. Mais, étant donné d'une part que l'expression "Roches vertes" peut s'appliquer à des ensembles d'origine totalement différente (batholites ou lopolites de péridotites, norites, gabbros, ou complexe ophiolitique, etc...) étant donné d'autre part que nous montrerons ultérieurement les caractères ophiolitiques des Roches vertes affleurant de part et d'autre de la Casaluna, nous avons jugé bon d'employer dès maintenant le terme général d'ophiolites plutôt que celui de "Roches vertes". Evidemment, l'emploi de ce terme d'ophiolites peut prêter à discussion. En effet, la définition initiale en revient à B. BRONGNIART (1813) qui en faisait le simple synonyme de serpentine. Et c'est seulement par la suite, que ce terme fut employé par les géologues alpins pour caractériser les roches basiques liées à l'orogène alpine.

Dans la première partie de ce chapitre, nous traiterons d'un point de vue purement descriptif la pétrographie des différents faciès constitutifs du cortège ophiolitique : ultramafites, roches gabbroïques métamorphisées, schistes verts, spilites, albitites, rodingites, faciès auxquels nous rattacherons les jaspes rouges (radiolarites) car elles leur sont intimement associées. Dans une deuxième partie, nous exposerons les résultats des analyses chimi-

ques dont nous disposons, ainsi que les interprétations qu'on peut en tirer. Enfin, dans la dernière partie, nous aborderons quelques problèmes pétrographiques particuliers posés lors de l'étude de ce cortège ophiolitique.

I - PETROGRAPHIE DESCRIPTIVE*

Les principaux faciès de la région qui nous intéresse semblent avoir été décrits pour la première fois par M. NENTIEN (1897) dans son ouvrage sur la géologie de la Corse. Cet auteur donne déjà de bonnes descriptions pétrographiques et reconnaît les principaux minéraux, ainsi que les particularités structurales de ces roches (structure euphotidique, ophitique). Si sommaire soit-elle, son étude a le mérite d'établir les principales coupures au sein de roches particulièrement bien différenciées.

En présence du grand nombre de variétés pétrographiques nous nous sommes efforcé de les intégrer dans une classification simple en adoptant pour certains groupes les séparations traditionnelles basées sur la structure.

A - LES ROCHES ULTRAMAFIQUES**

Il s'agit essentiellement d'une part, de péridotites à orthopyroxènes (harzburgites) et d'autre part, de serpentinites.

1) LES HARZBURGITES

Les péridotites, non serpentinisées, forment sur notre terrain des affleurements réduits : elles se localisent dans la partie méridionale du massif de serpentine de Ponte-Leccia. (Pour le gisement voir chapitre II).

* Les descriptions de la majorité des lames minces, figurent en annexe déposée au Laboratoire de Pétrographie de l'Institut Dolomieu.

** Le terme d'ultramafite (ma = magnésium, fe = fer) est couramment utilisé pour désigner les termes les plus basiques du cortège ophiolitique : les serpentinites et péridotites. F. RONNER ("Systematische klassifikation der massengesteine", 1963) emploie ce terme pour les roches contenant 90 à 100 % d'éléments noirs.

a) Description macroscopique : Ce sont de belles roches massives, de couleur jaune sombre, présentant parfois une patine rouille. Les pyroxènes vert mat font saillie et se distribuent sans aucune ordonnance. L'examen à la loupe montre çà et là quelques rares grains de chromite.

b) Description microscopique : Comme exemple nous avons choisi la lame 101301 sur laquelle nous avons effectué un comptage volumétrique.

olivine	71 %
orthopyroxène	23,2 %
chromite	0,5 %
serpentine	0,5 %

L'olivine est abondante et non altérée. Elle est parcourue par un réseau de craquelures qui la cloisonne en cellules, et qui doit sans doute représenter le premier stade du processus qui conduit à la serpentinisation. Il s'agit d'une hyalosidérite à environ 40 % de forstérite.

L'orthopyroxène donne de grandes plages subautomorphes qui se détachent sur la trame d'olivine. Fréquemment aussi on le rencontre associé aux cristaux d'olivine en individus plus petits et xénomorphes, entièrement dépourvus d'altération. Chimiquement il s'agit dans la lame 92210 d'un pyroxène à la limite eustatite-bronzite (10 à 13 % d'orthoferrosilite. Dans la lame 101301, cette marge s'étale entre 5 et 13 %).

La chromite est rare et ne donne que quelques granules xénomorphes.

Ainsi de par leur composition minéralogique, nos péridotites sont des harzburgites caractérisées par l'association olivine-orthopyroxène.

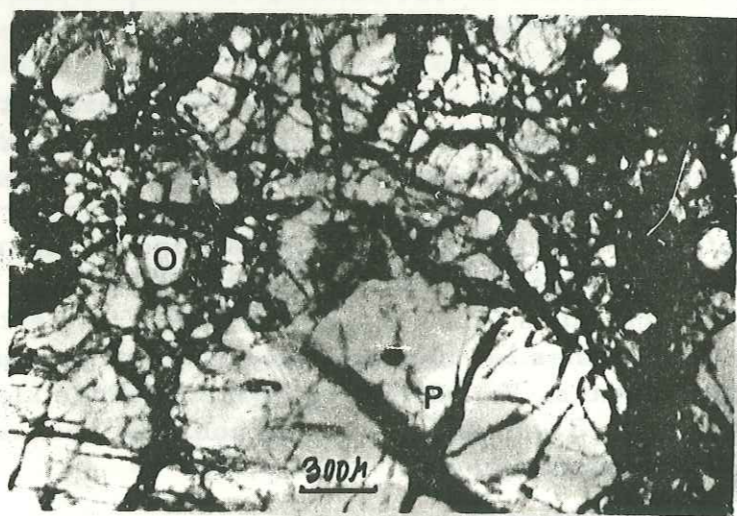


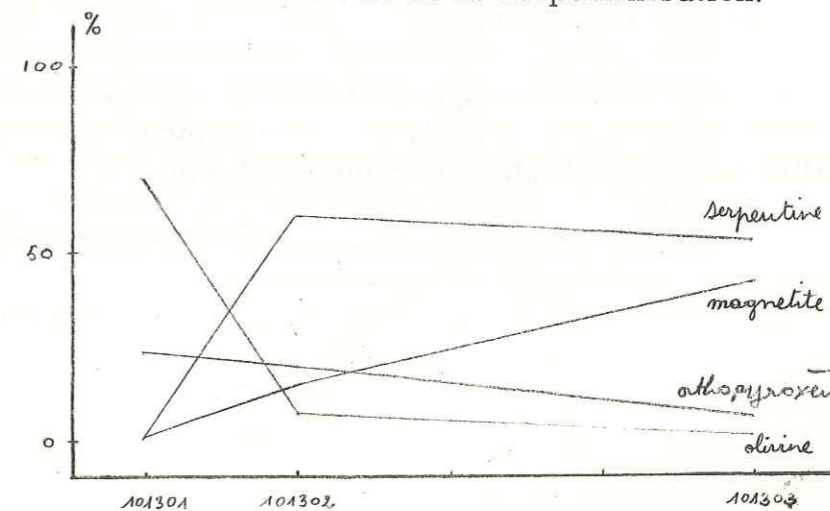
Fig. 1 - Harzburgite. Cristal d'orthopyroxène (P) dans un fond d'olivine craquelé. (O) (L.N.)

c) Mode de gisement : Les péridotites décrites ci-dessus présentent un mode de gisement assez particulier : il s'agit de noyaux bien circonscrits, de 3 à 4 m de diamètre, qui passent de façon centrifuge à des termes péridotiques serpentinisés. La serpentinisation s'effectue progressivement au fur et à mesure que l'on s'éloigne du "cœur" et se traduit macroscopiquement par une variation de la teinte de l'échantillon : elle est d'autant plus sombre que l'altération est plus avancée ; à l'extrême on aboutit à une serpentine pure (40 à 50 m du "noyau"). Il est possible, à l'échelle microscopique d'apprécier l'évolution de la serpentinisation. Ainsi à partir du noyau d'où provient 101301 nous avons prélevé 2 échantillons (101302 à environ 5 m et 101303 à environ 20 m) et nous avons effectué un comptage volumétrique sur chacun d'eux. Les résultats sont portés dans le tableau ci-dessous :

Roches Const.	101301	101302	101303
olivine	71	7,2	0,5
serpentine	0,5	58,6	52,1
enstatite	23,2	19,14	6
minerai	0,5	14,5	41,6

Le terme de minerai englobe la magnétite et de rares grains de chromite.

En portant sur un graphique, en ordonnées les pourcentages calculés, en abscisses la distance des roches sur lesquelles ont été effectués ces pourcentages on peut apprécier l'évolution des divers éléments de chacune de ces roches en fonction de l'état de la serpentinisation.



Ainsi comme on pouvait s'y attendre l'olivine apparaît bien comme l'élément le moins stable et sa transformation en serpentine est rapide : dans la lame 101302 elle ne se présente plus qu'à l'état de noyaux ceinturés par une matrice d'antigorite (structure maillée), alors que dans 101303 elle est déjà entièrement serpentinisée. Le graphique traduit d'ailleurs assez bien la relation olivine-serpentine ; les courbes de ces deux éléments varient d'une façon symétrique opposée : toute augmentation de l'un (serpentine) se traduit par la diminution en proportion sensiblement égale de l'autre.

Le léger fléchissement observé entre 101302 et 101301 pour la courbe de la serpentine traduit le fait que la magnétite, dans 101303 tend à masquer partiellement l'antigorite dont le pourcentage calculé est ainsi légèrement plus faible.

L'orthopyroxène résiste beaucoup mieux à la serpentinitisation. Alors que l'olivine, en l'espace de quelques mètres est déjà pratiquement altérée, l'orthopyroxène lui, ne subit qu'une bastitisation partielle affectant surtout les petits cristaux (seulement 4 % du total transformé). Puis la bastitisation envahit progressivement les grands individus d'abord sur leurs pourtours, puis leur totalité. Seuls quelques fragments isolés subsistent çà et là.

La magnétite est avec l'antigorite le produit secondaire normal de la serpentinitisation. Mais la courbe de ces pourcentages est totalement différente de celle de la serpentine. Il y a un "retard" dans l'apparition de ce minéral et l'on peut penser que la libération du fer n'est pas parfaitement synchrone de la formation de l'antigorite. On peut donc supposer qu'il se forme d'abord de la ferro-antigorite et que celle-ci ne libère son fer qu'à un stade ultérieur.

Remarque : dans l'échantillon 101303 on note la présence de quelques petits cristaux très frais présentant les caractères d'un clinopyroxène. Mais leur pourcentage est trop faible pour que l'on puisse parler de lherzolite

2) LES SERPENTINITES

Malgré la monotonie apparente des faciès constitutifs des différents massifs de serpentine, l'analyse microscopique montre une assez grande variation dans leur composition minéralogique.

a) Observation macroscopique. - On peut distinguer sur le terrain deux principaux types de serpentinité :
une serpentine vert clair à vert sombre, écrasée, schisteuse,

se débitant suivant des plans esquillés recouverts d'une patine luisante.
- une serpentine de couleur noire, compacte et assez tenace, parsemée de petites lamelles de couleur bronzée.

Le premier type correspond à une serpentine franche uniquement composée d'antigorite et de chrysotile. Le deuxième type correspond à une serpentine à résidus qui se différencie de la précédente par un état moins avancé d'altération et par la présence de pyroxènes résiduels.

Sur le terrain les deux faciès sont distribués de façon quelconque, sauf dans le massif de Ponte-Leccia où le faciès serpentine franche constitue une auréole autour du type à résidu. Dans la plupart des cas les 2 faciès coexistent intimement.

b) Pétrographie. - A côté des serpentinites franches et des serpentinites à résidus, nous parlerons des serpentinites riches en talc et des serpentinites "pustuleuses" qui ne représentent que des "accidents" localisés.

- Les Serpentinites Franches. (Description détaillée de 2 lames minces) :

070707	massif de Sermano
083004	" " Ponte-Leccia

L'élément principal est une antigorite à structure maillée parcourue par un réseau de filonnets de chrysotile qui s'anastomosent en tous sens. Des résidus d'anciens pyroxènes entièrement bastitisés rompent la monotonie d'une telle structure. La magnétite est assez rare.

- Les Serpentinites à Résidus. -

Quatre lames ont été étudiées. Elles proviennent du massif de Ponte-Leccia où ce faciès est particulièrement bien développé : 81701A, 82701, 83005, 83005A.

Leur composition minéralogique est assez constante. Outre la serpentine (s. lat.) elles contiennent toutes clinopyroxène, orthopyroxène, et olivine, excepté 82701 qui ne contient que de l'orthopyroxène.

Une étude à la platine intégratrice permet d'apprécier la variation des pourcentages des divers constituants. Ces résultats sont portés dans le tableau ci-après :

N° lames minces Constituants en %	83005A	82701	81701A	83005
Serpentine (Antigorite + bastite + chrysotile)	56,8	65,7	81,51	85,26
Orthopyroxène	entièrement bastitisé	1,5	6,99	bastitisé
Clinopyroxène	6,1		3,18	4,8
Olivine	très rare		1,68	6,14
Talc	14,3	31,9		
Chlorite	1			0,2
Minerai	21,7	1,7	5,65	1,7

Le terme "minerai" englobe les traînées ferrugineuses diffuses ainsi que les cristaux bien formés de minerai (magnétite ou chromite); cela explique certains forts pourcentages (ainsi dans la lame 83005A les 21,70 % de minerai indiquent que la lame est surtout riche en traînées diffuses de magnétite. Par ailleurs la lecture de ce tableau conduit aux constatations suivantes :

- la teneur en serpentine varie dans d'assez larges limites (56,8 % à 85,26 %).
- le clinopyroxène et l'orthopyroxène sont constants sauf dans la lame 82701 qui ne contient pas non plus d'olivine, mais 82701 est une roche assez exceptionnelle, dont l'affleurement est restreint. Sa forte teneur en talc (31,9 %) conduit également à en faire un faciès un peu spécial.
- le phénomène de bastitisation affecte beaucoup plus l'orthopyroxène que le clinopyroxène : dans les lames 83005A et 83005, il est complètement transformé.

- la chlorite est un minéral rare. Les serpentinites en sont pratiquement dépourvues. Seules quelques traces ont été rencontrées dans les lames 83005A et 83005. Le talc également n'apparaît qu'exceptionnellement.
- la minéralisation de ces serpentinites est assez forte. Il s'agit essentiellement d'une poussière de magnétite provenant très vraisemblablement de la serpentinitisation.

- Serpentinites riches en talc (lame mince 041904)

Ce faciès se développe sur quelques m² au sein des serpentinites du Prunitaccio. Macroscopiquement il s'agit d'une roche assez friable et schisteuse de couleur vert clair à patine luisante. Son toucher est savonneux.

Au microscope, l'antigorite s'associe à des fibres de talc qui se groupent souvent pour former des amas importants. Ces fibres, très longues, sont fréquemment ployées et tordues. Par endroit la roche se montre uniquement composée de talc.

Associés à cette serpentinite, on trouve des nodules de forme ovoïde de 3 à 4 cm de long, régulièrement disposés dans l'affleurement.

Macroscopiquement ces nodules sont compacts, très durs, de couleur vert noir. La cassure est mate.

Au microscope, ces nodules se montrent essentiellement constitués par l'association de pennine qui forme la trame et d'une hornblende en petits cristaux allongés et orientés suivant leur grand axe. Cette composition minéralogique est pour le moins curieuse puisque la serpentine est totalement absente.

- Serpentinites à Faciès pustuleux

Ce type également exceptionnel présente une structure en pustules déterminée par l'association de petites sphères de teinte sombre, de quelques millimètres de diamètre, emballées dans une matrice verdâtre clair. Nous avons rencontré ce faciès dans la bande occidentale de serpentinite du massif du Prunitaccio, en trois endroits différents ainsi que le montre le schéma ci-après. Malheureusement la végétation empêche de dire s'il y a continuité entre les trois affleurements.



Fig. 2 - Serpentinite à "pustules" L.N. Inclusions de cubes de pyrite dans une plage de pyroxène (Pyr.) noter le réseau de filonnets de chrysotile qui recoupe les deux minéraux.

Fig. 4 - Serpentinite à "pustules" L.N. Les "pustules" d'antigorite (A) dont il n'apparaît ici qu'une partie sont séparés par une matrice de serpophite (S). Une substance granuleuse à fort relief, isotrope (grenat ?) (en sombre sur la photo) s'observe, entremêlée de fibres de chlorite.

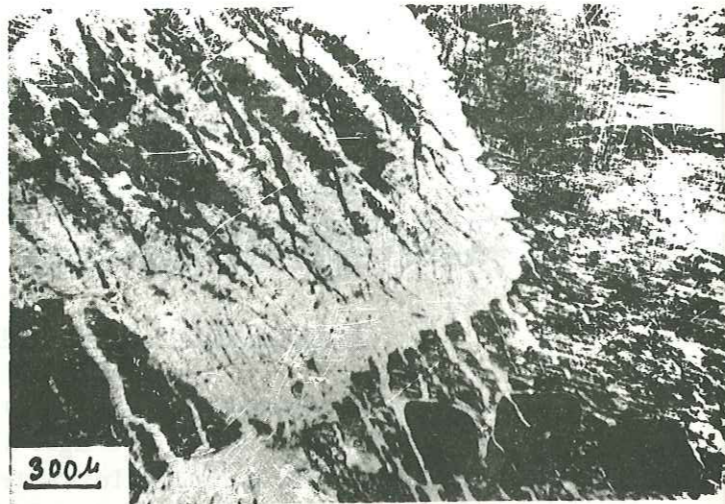
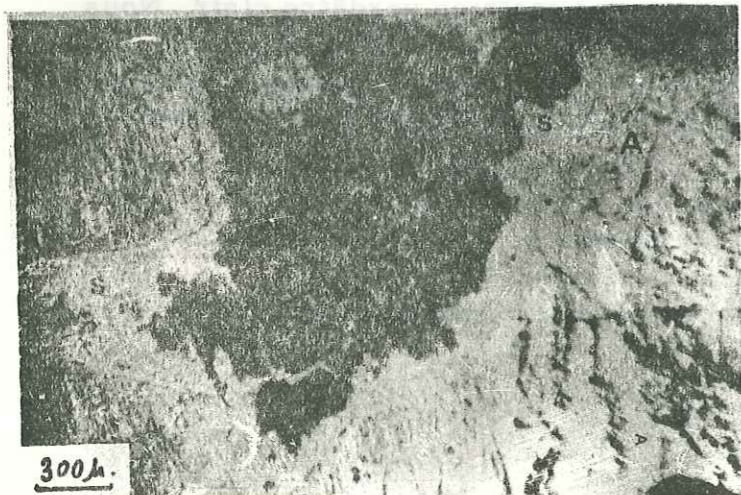


Fig. 3 - Serpentinite à "pustules" L.N. En clair, une "pustule" d'antigorite parcourue d'épaisses craquelures remplies de magnétite, est englobée dans une vaste plage de pyroxène. Noter en bas à droite les inclusions de cubes de pyrite.

Fig. 5 - Serpentinite à "pustules" L.N. (L.M. 041607.) Cette photo donne une idée de la forme des "pustules" (A) d'antigorite. La matrice de serpophite (S) englobe toujours ici la substance isotrope (tache sombre). Noter à l'intérieur de la "pustule" de fines inclusions d'épidote (?).

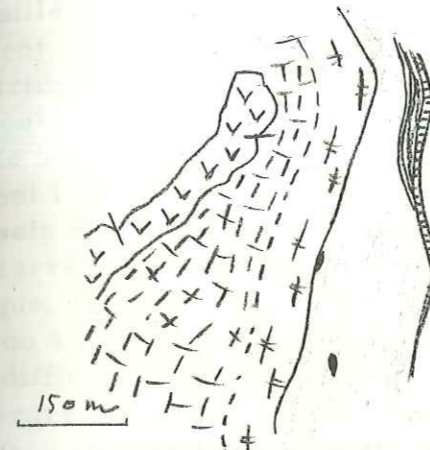


Fig. 6 - Localisation des affleurements de serpentinite à "pustules"

- vvv SPILITES
- ▧ GABBROS
- ≠≠ EUPHOTIDES
- ▨ SERPENTINITES
- ▩ SCHISTES et RADIOLARITES
- SERPENTINITES à PUSTULES

- Etude pétrographique

Composition minéralogique :

antigorite
chrysotile
serpophite

pyroxène
chlorite
grenat (?)

Composition des pustules : il s'agit d'antigorite qui s'orientent suivant une structure maillée, polarisant dans des teintes gris bleu foncé. Elle tend parfois à se disposer suivant des plages rubanées, grossièrement parallèles, séparées par des craquelures remplies de magnétite. La magnétite se rencontre également en minuscules grains qui pigmentent l'antigorite jusqu'à la rendre complètement opaque. Sur leur pourtour, les pustules se frangent d'un mince liseré de chlorite.

Composition de la matrice. Elle est constituée en majorité de serpophite parfaitement isotrope qui se présente comme une sorte de liant entre les pustules d'antigorite. Souvent cette serpophite forme un liseré autour d'une substance granuleuse à fort relief, marron sombre en L.N. éteinte en L.P., il s'agit vraisemblablement de grenat (fig. 4) parcouru en certains endroits de filonnets de chlorite, issus de la serpophite périphérique.

Cette matrice cède parfois la place à un pyroxène qui donne l'impression de combler les interstices entre pustules d'antigorite, ce qui lui confère un aspect digité. Cet habitus normal pour la serpophite qui est un minéral isotrope est inhabituel pour le pyroxène qui se présente normalement en cristaux bien individualisés à contours nets. L'observation montre

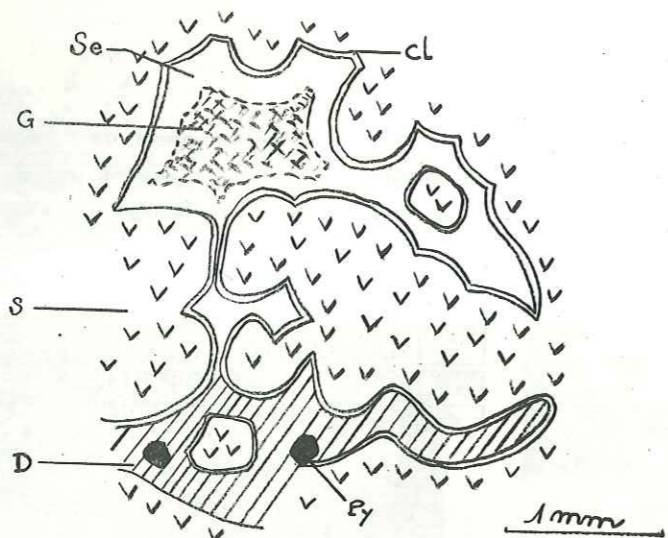


Fig. 7 - Micrographie de la serpentinite à pustules.

Se - serpoplite
 Cl - chlorite
 G - grenat
 S - serpentine
 D - diallage

qu'il ne s'agit pas comme on pourrait s'y attendre, d'une association de petits cristaux de pyroxène ayant comblé les interstices, mais bien d'une série de grands individus, chacun présentant dans l'espace qu'il occupe une même orientation cristallographique (fig. 8).

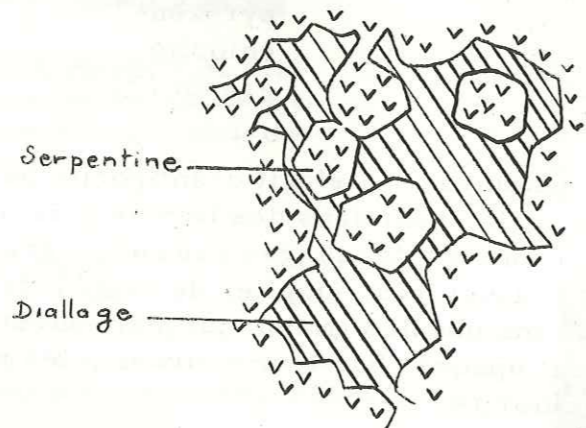


Fig. 8 - Cristal de pyroxène

Il s'agit de diallage ($Ng/c = 45^\circ-40^\circ$) caractérisé par la présence d'un clivage fin et serré supplémentaire. Ces plages de diallages montrent un phénomène de serpentinitisation qui s'effectue le long des plans de clivage ; indépendamment de ce processus, un réseau de filonnets de chrysotile les recoupe d'une façon désordonnée. En outre elles incluent poeciliquement des grains de pyrite de sections carrées ou hexagonales (0,3 mm) bordés par un mince liséré d'antigorite (fig. 2 et 3), portant eux-mêmes des inclusions de nature difficile à déterminer à cause de leur taille.

Variantes : La roche que nous venons de décrire provient de l'affleurement situé le plus au Nord. L'échantillon 041607 appartient à l'affleurement entaillé par le Gavignaninco. Macroscopiquement l'aspect est identique au précédent. Au microscope les éléments prennent une disposition semblable : la matrice a ici une composition chloritique (pennine bleu sombre, prochlorite). En outre les cristaux de pyrite ont une nette tendance à se disposer au sein de cette matrice où ils forment des concentrations importantes. Rarement ils incluent l'antigorite. Un autre caractère particulier à cette lame, est la présence au sein des pustules de serpentine de minuscules inclusions de forme oblongue ou carrée mesurant en moyenne 25μ (fig. 6). Leur disposition n'est pas anarchique, elles semblent au contraire se concentrer à la périphérie des pustules ou à l'intérieur, suivant des directions privilégiées. Leur détermination est difficile, elles possèdent un fort relief et polarisent dans les teintes jaunes du 1^o ordre : il s'agit vraisemblablement d'épidote (pistacite).

L'exemple 040707 qui provient de l'affleurement médian présente quelques différences avec ceux décrits précédemment. L'aspect macroscopique change, la roche devient plus claire, la texture en pustules est moins nette. En outre, à l'inverse des exemples précédents ce sont les pustules qui présentent une teinte claire tandis que la matrice a une couleur vert sombre. Au microscope, de rares flots d'olivine ceinturés d'une matrice d'antigorite constituent les pustules, la teinte claire est due à leur composition péridotique non encore entièrement serpentinisée. La couleur sombre de la matrice provient de sa nature chloritique (pennine). Elle concentre la totalité du minerai sous forme d'une pigmentation opaque dense.

3) CONCLUSION A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES ULTRAMAFIQUES

a) Les péridotites : leur rareté ne permet pas de dire si primitivement on avait plusieurs variétés. Celles qui subsistent sont des harzburgites riches en olivine.

b) Les serpentinites : sur notre terrain ce sont les variétés à résidus qui sont les plus fréquentes. Les termes entièrement serpentinisés sont moins représentés. Leur étude a permis de constater qu'elles proviennent de l'altération d'une péridotite originelle à composition de lherzolite. Signalons que dans le Cap Corse, H. AZAIS, P. SAINFELD, J. BOULADON (1960) considèrent les serpentines de cette région comme dérivant de wherlite (olivine + diallage)

PLANCHE 3

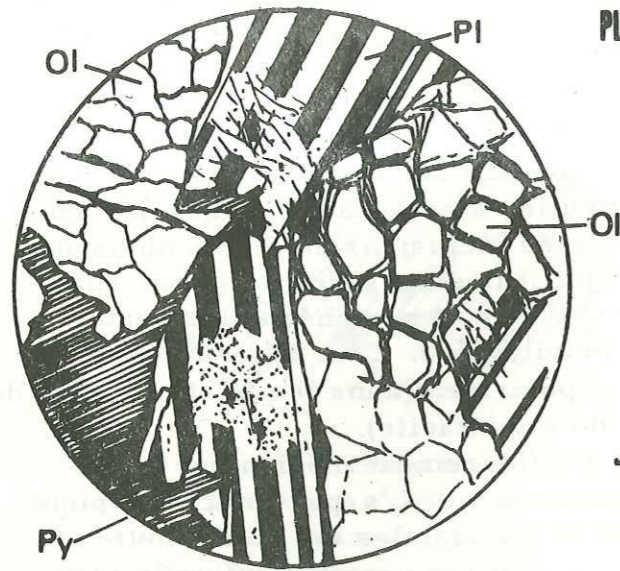


Fig. 9 - TROCTOLITE (L.M. 101801)
Pl : plagioclase ; Ol : olivine ; Py : pyroxène.

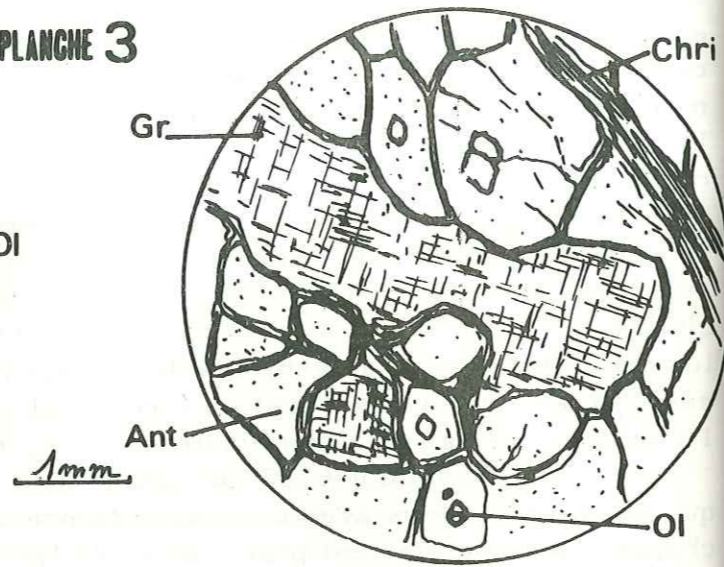


Fig. 10 - TROCTOLITE ALTERE (L.M. 072708)
Gr : grossulaire ; Chri : chrysotile ; Ant : antigorite ; Ol : olivine.

Fig. 11 - GABBRO du 2ème groupe (042203)
Pl : plagioclase opacifié ; D : diallage ;
Ac : actinote.

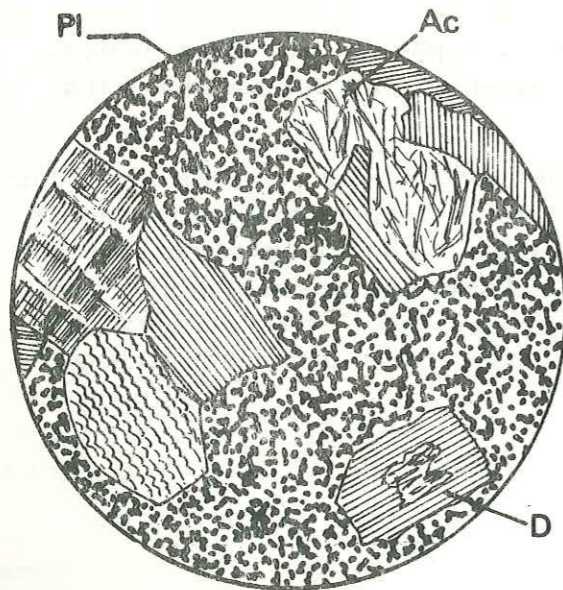
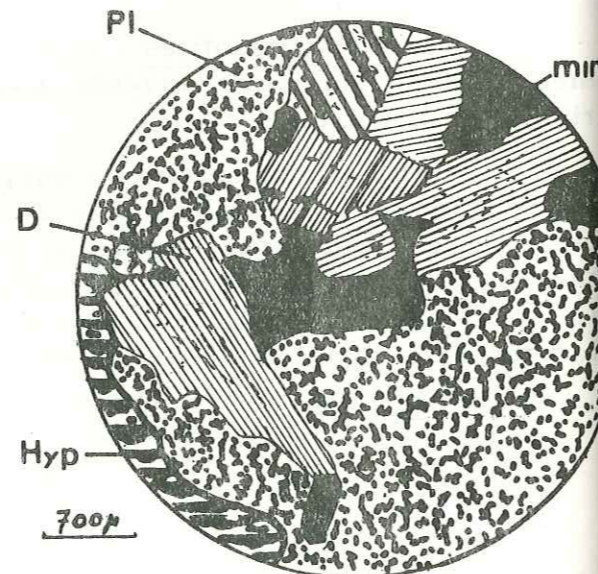


Fig. 12 - GABBRO du 1er groupe (052707)
Pl : plagioclase opacifié ; D : diallage ;
Hyp : hyperstène (?) schillerisé ; min : hématite-
goethite.



B - LES ROCHES GABBROIQUES

Sous ce titre, vont être décrites diverses roches dont la plupart n'ont pas la composition minéralogique des gabbros classiques et dont certaines n'en ont même plus les structures caractéristiques, mais qui toutes dérivent de roches typiquement gabbroïques (nous ne précisons pas, à ce stade, la nature du phénomène responsable des transformations).

Nous aurions pu évidemment utiliser la nomenclature de A. LACROIX (1920), laquelle consiste à employer divers préfixes (para - méta - épi) pour se faire immédiatement une idée à la fois de la nature originelle de la roche et de l'ensemble des transformations subies. Malheureusement, dans notre cas, nous n'avons pas pu ranger de façon certaine toutes les diverses roches étudiées dans l'une des catégories définies par A. LACROIX. C'est seulement pour certaines d'entre elles qu'a pu être utilisé par exemple le terme de méta-gabbro.

Parmi ces roches gabbroïques, il convient d'établir une première distinction entre celles bien individualisées, qui affleurent largement, et celles qui se présentent en inclusions isolées dans les serpentinites.

LES ROCHES GABBROIQUES EN GRANDS AFFLEUREMENTS

Nous étudierons successivement les catégories suivantes : gabbros métamorphiques, euphotides et pegmatoïdes de troctolites, diabases.

1) Les Gabbros métamorphiques

Il s'agit, répétons-le, de roches qui n'ont pas la composition minéralogique des gabbros, mais qui en dérivent très certainement. Nous verrons par la suite que le phénomène responsable des modifications minéralogiques et structurales observées est un métamorphisme général de faible intensité. Le principal minéral témoin de l'origine gabbroïque de ces roches est le pyroxène. Si dans certains cas il est complètement ouralitisé, dans d'autres il subsiste en résidus plus ou moins importants. Par ailleurs, les structures observées se rangent soit dans la catégorie des structures grenues, soit dans celle des structures ophitiques. Quant aux transformations, à côté de l'ouralitisation plus ou moins complète, la plus importante est la saussuritisiation des plagioclases dont le mode et l'intensité sont variables. Enfin, des minéraux de néoformation apparaissent en quantité variable.

Ainsi, étant donné la composition minéralogique très variée de ces roches, il n'est pas possible de décrire des termes qui soient représentatifs

de tout un ensemble, et nous avons jugé préférable de les séparer en deux groupes, chaque groupe s'individualisant très bien à la fois du point de vue géographique et du point de vue macroscopique.

a) Premier groupe (lames minces 052413, 070711, 052508, 042010, 5)

A ce groupe appartiennent des variétés riches en minéraux tels que glaucophane, stilpnomélane, apatite, etc... L'origine gabbroïque est attestée par l'existence en certains points de résidus de pyroxène et d'amphiboles. Suivant la nomenclature de A. LACROIX (1920) il s'agirait de métagabbros.

Observation macroscopique - Roches mélanocrates, lourdes, à patine ocre, facilement reconnaissables sur le terrain du fait qu'elles donnent une terre d'altération rougeâtre. En section polie, on reconnaît une trame plagioclasique piquetée de très nombreux grains de minéral.

Observation microscopique . - Du point de vue structural, on a surtout affaire à des structures ophitiques : sections automorphes rectangulaires de plagioclases appuyées les unes sur les autres, les interstices étant occupés par les minéraux colorés.

Au point de vue minéralogique on a l'association de plagioclase et - suivant les variétés - de stilpnomélane, d'épidote, de quartz, d'apatite avec des pyroxènes et amphiboles. Le minéral se rencontre en abondance et constitue le seul élément constant.

La proportion de plagioclase varie d'assez larges limites. Certains exemples en sont riches (35 % dans la lame 042010). Mais la plupart en renferment des pourcentages plus faibles, du fait que ces plagioclases étant toujours plus ou moins saussuritisés on a tenu compte des granules, grains, baguettes d'épidote et des plages de séricite ou de damourite qui les parsèment. Là où nous avons pu le déterminer, ce plagioclase à la composition d'une albite (Fedorov et angle d'extinction). Quand il est entièrement saussuritisé toute détermination devient impossible, il forme alors une trame complètement opaque (échantillon 070711, 052507, 052508).

Les pyroxènes constituent l'élément principal dans les échantillons ci-dessus, ailleurs ils ne sont pas représentés. Il en existe deux variétés :

- un clinopyroxène bleu vert non pléochroïque à clivage très net (diallage ?) ;
- un pyroxène à extinction droite ou faible, incolore à rose clair en lumière naturelle, jaune orangé 1° ordre en L. P. Il présente un phénomène de schillérisation accentué le long des plans de clivages. Tous ces caractères semblent définir un orthopyroxène (hypersthène). Il s'agirait donc d'un ancien gabbro noritique.

Ces deux pyroxènes en cristaux xénomorphes sont en général profondément altérés et ouralitisés.

Les amphiboles sont soit associées aux pyroxènes, soit les seuls éléments colorés. Elles se rencontrent aussi bien dans les lames où existent des pyroxènes que dans celles qui en sont dépourvues. On a d'abord des résidus plus ou moins importants d'oxyhornblende (pléochroïsme brun rouge à jaune clair) au sein de plages de hornblende qui en dérivent par altération. Cette dernière peut se transformer elle-même, soit en glaucophane, soit plus rarement en amas de fibres d'actinote.

La glaucophanisation, qui s'effectue toujours à partir des bordures, s'accompagne de la formation d'un mélange à fort relief, semi-opaque : fer titané, pistacite (lame 042010). par ailleurs, l'amphibole en voie de glaucophanisation inclut poecilitiquement des grains d'apatite et est étroitement associée au ferristilpnomélane.

Le stilpnomélane est représenté par les termes suivants :

- ferristilpnomélane : pléochroïsme jaune d'or - brun rouge
- ferrostilpnomélane : " " jaune clair - vert profond.

Le premier terme est plus fréquent. On le rencontre dans toutes les lames sauf dans 052507. Il donne des amas fibreux intimement mêlés à la glaucophane (lames 070711, 042010). Souvent il se concentre en nids comblant les interstices entre cristaux de plagioclase ou corrodant ces derniers suivant les plans de macles. La variété ferrostilpnomélane n'existe que dans la lame 052413, où elle y constitue un élément important. Elle se dispose en gerbes fibroradiées très pléochroïques qui s'associent pour former de vastes plages entre les cristaux de plagioclase et de quartz.

L'épidote est un élément plus accessoire qui apparaît en inclusions dans les plagioclases (zoïsite, clinozoïsite). Dans la lame 042013 il s'agit du terme riche en terre rare (allanite), qui donne des sections sub-arrondies ou

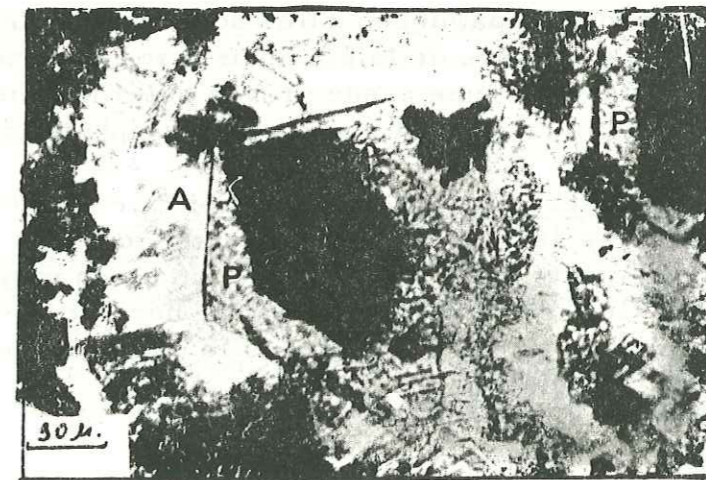


Fig. 13 - L.M. 042013. - Cristal d'allanite (partie sombre) bordé d'une frange de pistacite, dans un fond albitique (A). A gauche plages sombres de ferrostilpnomélane.

des baguettes trapues très fortement pléochroïques (Ng = brun rouge, Np = brun jaune clair) mêlée au ferrostilpnomélane. Certains de ces cristaux montrent un passage sur les bords à un terme riche en fer (pistacite). Notons que dans cette même lame apparaît du quartz en faible quantité.

Le grenat n'est présent que dans la lame 042508, sous forme de rares plages xénomorphes très étirées, comme remplissant d'anciennes fractures.

L'apatite en grains hexagonaux (0,1 mm) ou en baguettes constitue les amphiboles en voie de glaucophanisation (045010). Elle est toujours associée à la glaucophane et au stilpnomélane.

Enfin tous les exemples étudiés sont riches en minerai. Sa présence constitue un caractère fondamental de ce groupe ; dans la lame 052705 il représente 24,6 % du total. Le microscope métallographique a permis d'identifier de la chalcoppyrite en petites taches xénomorphes entourée d'une auréole de chalcosine d'altération. Mais la plus importante fraction de minerai séparée à l'électroaimant et testée par microanalyse a décelé sa nature ferrugineuse : hématite et goethite avec de légères traces de manganèse.

b) Deuxième groupe (lames minces : 101401, 101501, 080501, 052302, 070401, 042803, 040401, 070901).

Les roches de ce groupe ont une composition minéralogique constante sur toute l'étendue du massif où elles affleurent. Les seules différences observées résident d'une part dans la variation des pourcentages des éléments noirs. Elles se distinguent également des gabbros du groupe précédent par une totale absence de minéraux accessoires (apatite, épidote, glaucophane, stilpnomélane). Dans la terminologie de A. LACROIX (1920) on pourrait encore les ranger dans les métagabbros.

Observation macroscopique. - Ce sont des roches de couleur assez claire tirant sur le vert. Le pyroxène à éclat bronzé (diallage) se détache sur un fond feldspathique. Elles sont très facilement altérables et donnent une arène grossière de faible épaisseur. Leur texture, en général grenue, présente localement une assez grande hétérogénéité : on passe sans transition à des termes largement grenus voire euphotidiques.

Observation microscopique. - Ce sont des gabbros à pyroxène et amphiboles associés à un plagioclase toujours saussuritisé. Le rapport des deux éléments noirs est variable, mais en moyenne le pyroxène domine largement. Ceci est vrai pour la partie nord et le centre de la région. Par contre plus on va vers le Sud, plus le pourcentage d'amphibole augmente (type Piano-Maggiore).

Lame mince n° 042203. - Cette lame est représentative de la variété riche en pyroxène (fig. 11 planche 3).

Composition minéralogique :

plagioclase entièrement saussuritisé	63,3 %
pyroxène	24,2 %
actinote	
bastite	14,8 %
minerai	

La structure est grenue.

Le plagioclase est indéterminable, la saussuritisation l'ayant rendu complètement opaque. Son habitus devait être automorphe, en grandes plages rectangulaires car localement on devine - quand la saussuritisation n'est pas poussée à l'extrême - les contours des anciens cristaux. Actuellement il forme une trame sombre où baignent des cristaux de pyroxène.

Les pyroxènes sont de deux types :

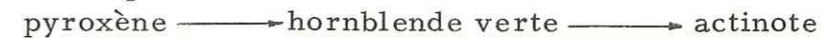
- un diallage caractérisé par son clivage supplémentaire fin h¹ lequel est souvent pseudomorphosé par un pyroxène ayant les caractères d'une clinostatite (2V= 54° Ng/c = 34 - 36°) ;
- un pyroxène indéterminé à extinction roulante et à teinte de polarisation jaune clair 1° ordre avec un 2 V variant de +52° à 88°.

Enfin on voit des plages remplies d'aiguilles d'actinote se détachant sur un fond de nature serpentineuse qui représentent les restes d'anciens pyroxènes dont il ne subsiste que les contours.

Variantes : dans la lame 101501, l'altération du plagioclase n'est pas poussée au point de le voiler complètement. Sa détermination indique une andésine à 50 % d'anorthite.

Une structure finement grenue s'observe dans la lame 101401 où certains pyroxènes réduits à l'état de plages circulaires semblent avoir été corrodés par la trame de saussurite. L'oxyhornblende primaire y montre tous les degrés de déferrification : elle perd progressivement sa teinte foncée en même temps qu'elle exsude son fer.

- La lame 080501 se caractérise par une ouralitisation systématique du diallage suivant le processus :



Sur les bords le pyroxène se transforme en une frange d'hornblende verte, qui passe elle-même à un enchevêtrement désordonné d'aiguilles d'actinote.

- Une structure résiduelle largement grenue s'observe dans la lame 070401. Le feldspath est complètement voilé, le stade d'altération du pyroxène

est ici encore plus avancé : certains individus sont complètement remplacés par un enchevêtrement d'aiguilles de chlorite dont les amas sont frangés par un liséré d'actinote.

Lame mince 070902 (type Monte Piano-Maggiore) - Il s'agit de la variété où l'amphibole prédomine sur le pyroxène. Macroscopiquement l'aspect change : la roche devient plus tenace et plus sombre : de grandes plages d'amphibole noire se détachent sur un fond feldspathique vert-sombre.

Composition minéralogique :

- plagioclase saussuritisé
- amphiboles
- pyroxène
- talc
- chlorite

Le phénomène de la saussuritisation dans le cas présent n'est pas aussi poussé que dans les gabbros pyroxéniques. On distingue encore la trame de l'ancien plagioclase qui supporte des inclusions d'épidote et plus fréquemment des facules et paillettes de damourite vivement colorées et orientées en tous sens. Quand l'altération est plus modérée on distingue encore les contours des anciens individus qui se présentent en prismes rectangulaires et trapus bien soudés entre eux. Aucune détermination de la nature du plagioclase originel n'a pu être effectuée.

Les amphiboles sont représentées par les termes magnésien, calcique et alcalin.

- amphiboles magnésiennes
 - grunerite riche en fer
2V = -84 ; Ng/c = 12
 - kupfferite essentiellement magnésienne
2V = -80 ; Ng/c = 12
- amphibole calcique
 - hornblende verte
2V = -72 ; Ng/c = 15
- amphibole alcaline
 - barkevicite
2V = -52 ; Ng/c = 23°

Ce sont les amphiboles magnésiennes qui dominent sur la hornblende verte ; quant à la barkevicite elle est assez rare et ne forme que de petits cristaux xénomorphes.

Grunerite, kupfferite et hornblende verte se présentent en grandes plages xénomorphes déchiquetées, profondément corrodées et envahies le long des cassures par un matériel de nature chloritique qui tend à les morceler.

Elles renferment aussi des granules de sphène.

A côté de ces amphiboles le clinopyroxène se montre en moindre abondance, il s'agit de diallage en cristaux xénomorphes, parfois subautomorphes, corrodés et fortement altérés le long des plans de clivage. Une pigmentation de grains de magnétite contribue à accentuer leur aspect résiduel. Il existe une seconde catégorie de pyroxène : 2V = 76 ; Ng/c = 38, m̂m = 84°, ce qui semblerait indiquer une augite aegyrienne à 15 % de Na (E. TROGER, 1950). Mais le doute subsiste car les individus en cristaux subautomorphes sont trop altérés pour pouvoir en observer le pléochroïsme.

Le talc apparaît sporadiquement en minces lisérés autour de certaines amphiboles.

Phénomènes d'altération : outre les amphiboles primaires, il en existe des variétés provenant de l'ouralitisé des pyroxènes. Ce phénomène affecte surtout le diallage avec des degrés variés :

- le phénomène se limite à une frange d'amphibole (actinote) à la périphérie du pyroxène. A un degré plus avancé, l'actinote pénètre dans le pyroxène suivant un réseau de cassures de plus en plus larges : il s'agit du stade intermédiaire avant l'ouralitisé complète.

- Quand l'ouralitisé est complète, l'amphibole est substituée au pyroxène dont il ne subsiste que quelques reliques.

- Dans un cas on a observé une plage constituée de deux cristaux accolés l'un à l'autre, l'un de pyroxène l'autre d'ouralite.

c) Conclusion à l'étude pétrographique des gabbros métamorphiques

L'étude microscopique a permis d'en distinguer deux types :

- des gabbros très variés du point de vue minéralogique et riches d'une part en minéraux de métamorphisme (glaucophane, stilpnomélane, apatite, grenat, épidote) et d'autre part en minéral. Par ailleurs le plagioclase est une albite et il ne subsiste que peu de pyroxène (surtout diallage) ;

- des gabbros riches en pyroxène et amphibole à composition minéralogique assez constante. Le rapport $\frac{\text{pyroxène}}{\text{amphibole}}$ varie largement ; on va de termes uniquement pyroxéniques à des termes riches en amphiboles (magnésiennes, calciques). Quant au plagioclase, étant toujours saussuritisé et se résolvant en un matériel opaque, sa nature originelle n'a pu être précisée exactement (une seule mesure a donné de l'andésine).

2) Euphotides et Pegmatoïdes de Troctolites

a) Les euphotides. - Ces roches ont la même composition que les gabbros du deuxième groupe et n'en diffèrent que par une exagération de la structure : les éléments (plagioclase saussuritisé, diallage ouralitisé) pouvant atteindre plusieurs centimètres. Sur le terrain il y a passage progressif des termes grenus vers les termes euphotidiques.

Au microscope, on se rend effectivement compte qu'il s'agit de roches très altérées. Les plagioclases forment une trame granuleuse et opaque dans laquelle se détachent les grandes plages xénomorphes de pyroxène (diallage à clivage h¹ supplémentaire), présentant des degrés d'ouralitisation variés. Cette ouralitisation peut consister en une simple frange d'amphibole autour des cristaux de pyroxène, ou à l'extrême à une pseudomorphose complète de ces derniers par un enchevêtrement d'aiguilles d'actinote.

b) Les pegmatoïdes de troctolites. - Ce type de gabbro est assez exceptionnel. Il constitue la majeure partie du massif du bois de Pinetto. En rive droite de la Casaluna, dans le même secteur, la butte 309 (lieudit Mercaggio) est formée de troctolites et apparaît comme une enclave au sein des gabbros de type normal.

- Observation macroscopique . - A l'échelle de l'affleurement, ce sont des roches très dures, formant relief par rapport aux gabbros normaux. La texture est largement grenue, pegmatoïdique (les éléments atteignent 1 à 2 cm). Leur teinte est sombre. Enfin ils sont parsemés de petites cavités dues à la dissolution partielle de l'olivine.

- Description microscopique (fig. 9 de la planche 3). - Ce sont des roches contenant un plagioclase basique, associé à de l'olivine et à un pyroxène. Les lames examinées correspondent bien à la définition de la troctolite : roches essentiellement constituées de plagioclase et d'olivine, et où le pyroxène est un constituant accessoire (A. JOHANNSEN, 1951).

Le pyroxène est effectivement peu abondant (environ 6 % de la roche). Il s'est formé en dernier lieu car il remplit les interstices entre les cristaux de plagioclase et d'olivine.

Le plagioclase domine (71 %). Il se situe à la limite labrador-bytownite. Le pourcentage d'olivine varie en d' assez larges limites, mais n'atteint jamais celui du plagioclase.

- Phénomènes d'altération. « Les troctolites sont des roches qui présentent à l'échelle du minéral des phénomènes d'altération assez spectaculaires. L'olivine en particulier présente tous les stades de la serpentinisation, et le plagioclase a une nette tendance à se saussuritisier.

Ainsi, dans la lame 072706 l'olivine donne des noyaux ceinturés par une frange d'antigorite. Ce processus d'altération est identique à celui observé dans les péridotites. Localement il ne subsiste même plus que de la serpentine à structure maillée. Le plagioclase est toujours saussuritisé et en outre est parcouru par un réseau de filonnets de chrysotile issus de résidus d'olivine en voie de serpentinisation. Ce phénomène est déjà cité par A. JOHANNSEN (1951).

Dans la lame 072708 qui provient du même affleurement que la lame précédente (massif du bois de Pinetto) l'altération est encore plus poussée).

Macroscopiquement la roche est parsemée de cavités et on voit un réseau de filonnets dentritiques isolant des noyaux de couleur marron clair. Ça et là se détachent des amas blanc farine.

L'association minéralogique est la suivante (fig. 10, de la pl. 3):

- antigorite
- pyroxène
- chrysotile
- grossulaire
- olivine

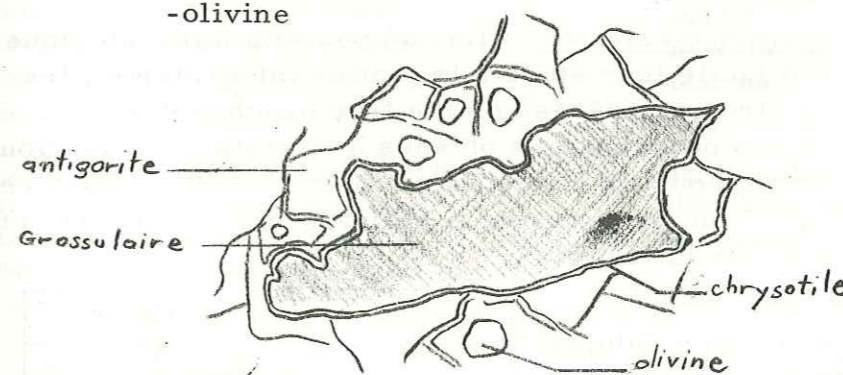


Fig. 14 - Plage de grossulaire dans une matrice d'antigorite.

Les amas d'antigorite sont cloisonnés par une multitude de filonnets de chrysotile, sa teinte de polarisation est brun roux assez prononcé. Ça et là subsistent quelques rares noyaux d'olivine isolés dans la trame serpentineuse. Le chrysotile présente une teinte de polarisation bleu foncé analogue à celle de la pennine et les filonnets qu'il forme sont soulignés par des traînées de magnétite.

Le pyroxène peu abondant est très altéré et indéterminable. Son extinction semble nulle. Il est morcelé lui aussi par des filonnets de chrysotile. Enfin il est partiellement envahi par l'antigorite, ce qui lui confère un

aspect particulier.

Quant au grossulaire, il a été déterminé, après broyage et séparation, par un diagramme de poudre. Son habitus est xénomorphe : plages à contours quelconques, bordées d'un mince liséré de chrysotile, tantôt trapues, tantôt effilées et se ramifiant en donnant un réseau dendritique qui a tendance à se propager à travers toute la lame mince. Signalons ici que les roches que nous appellerons "rodingites" sont caractérisées par ce même minéral.

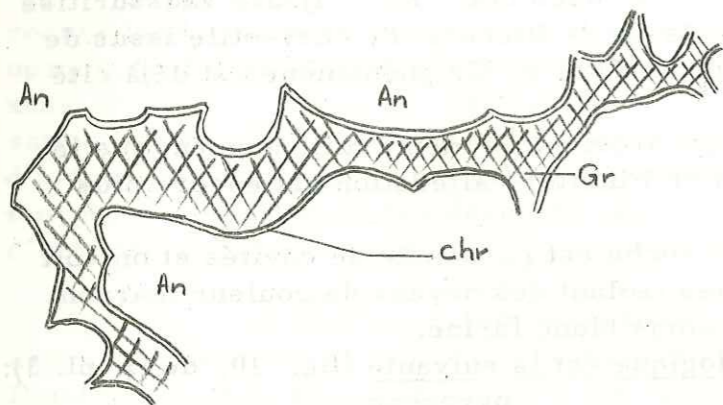


Fig. 15 - L.M. 072708. - Figure destinée à montrer l'allure souvent digitée des plages de grossulaire.

Composition chimique calculée. - La composition minéralogique simple de ces roches rend facile leur étude à la platine intégratrice ; les volumes calculés peuvent être considérés comme très proches des volumes réels. Aussi, à partir de ces pourcentages obtenus à la platine, nous avons calculé la composition chimique de la roche (lame mince 101801). Pour ce calcul, nous avons négligé l'eau, le pyroxène a été assimilé au diopside et le périclote a été représenté par la fayalite.

La valeur des paramètres C I P W-LACROIX ainsi obtenus indiquent une allivalite mésocrate (III, 5, 4, 5, 2, 5). Ce résultat concorde bien avec la composition minéralogique de la roche. La différence avec la troctolite typique réside dans la valeur du paramètre K. En effet, nous avons une valeur K = 5 caractéristique des allivalites, alors que les troctolites ont K = 4. Cette différence tient au plus fort pourcentage de périclote par rapport au pyroxène, ce qui correspond bien à la composition minéralogique observée (olivine : 22,40 % ; pyroxène 6,12 %). Malgré ce résultat trop isolé, nous avons préféré employer le terme de troctolite, plus couramment utilisé pour désigner des gabbros à olivine.

oxydes	pourcentages
SiO ₂	41,63
Al ₂ O ₃	9,79
Fe ₂ O ₃	12,11
FeO	19,51
MgO	4,75
CaO	10,26
Na ₂ O	1,94
Total	99,99

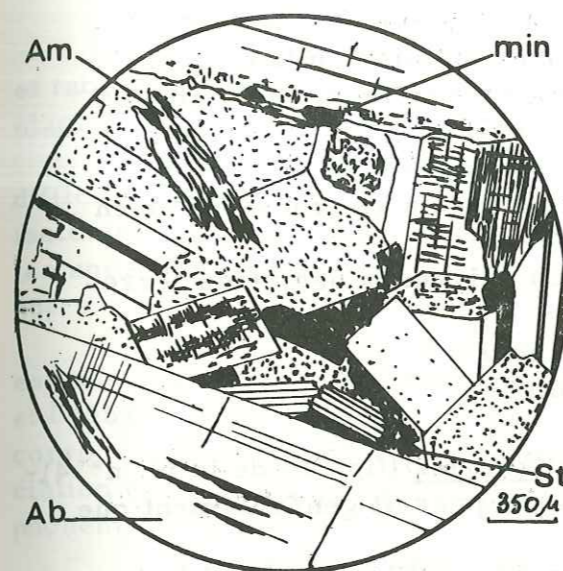


Fig. 16 - GABBRO du 1er groupe à structure ophitique (051105). Ab : albite ; (en pointillé : inclusions de grains d'épidote) Am : hornblende glaucophanisée ; St : stilpnomélane ; min : minéral.

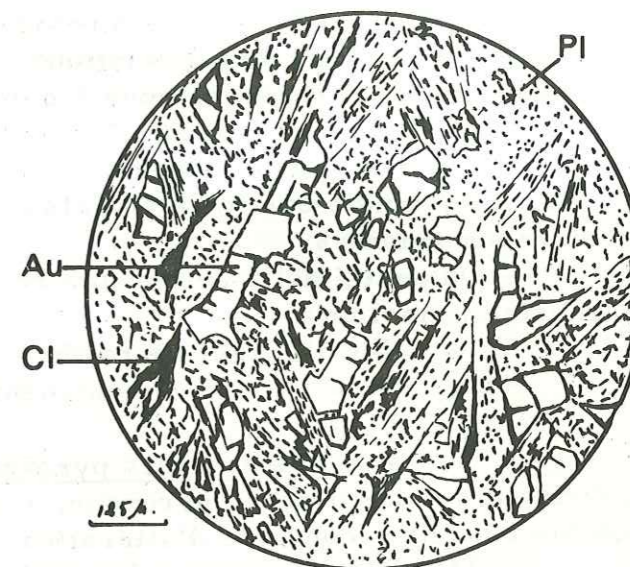


Fig. 17 - DIABASE PYROXENO - AMPHIBOLIQUE (L.M. 042701). Au : augite ; Cl : chlorite ; Pl : baguettes de plagioclase saussuritisé. On devine ici l'ancienne structure intersertale.

Fig. 18 - DIABASE à AMPHIBOLE (L.M. 042012) Ab : albite ; An + P : amphibole et pistacite ; Noter la finesse de la structure, comparée à la lame 060903. Ça et là quelques phénocristaux d'albite, corrodés.

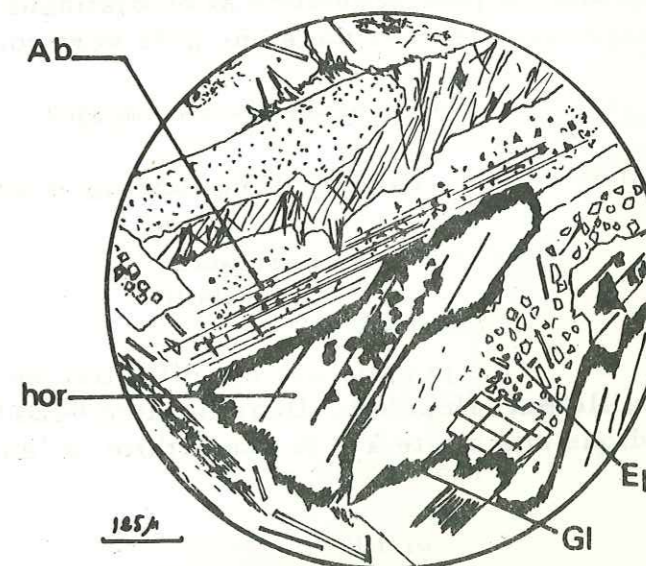
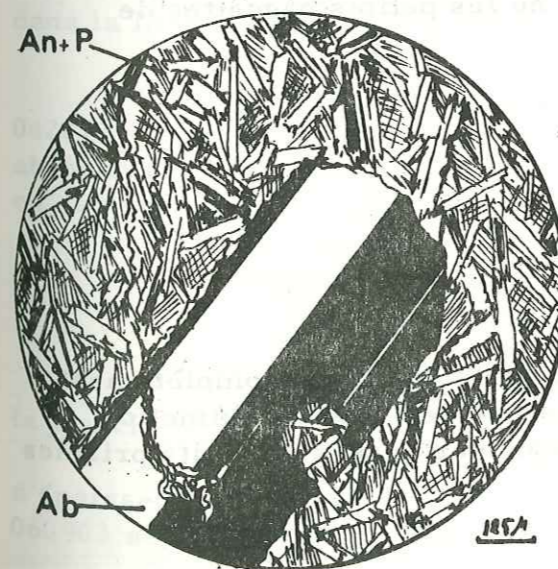


Fig. 19 - DIABASE à AMPHIBOLE GLAUCOPHANISÉE (L.M. 060903). hor : hornblende verte ; Gl : glaucophane ; Ep : granulation d'épidote ;

3) Les Diabases

Sur notre terrain, les microgabbros sont uniquement représentés par des roches à structure doléritique. Selon la nomenclature utilisée par les pétrographes européens, nous les désignerons sous le terme de diabases, pour traduire le fait qu'il s'agit de dolérites dont les éléments sont altérés : tout comme leurs équivalents à structure grenue le plagioclase est en effet saussuritisé, tandis que les éléments noirs ont tendance à se transformer en produits secondaires.

On peut établir une première distinction suivant la nature du ferromagnésien ; ainsi on a :

des diabases pyroxéno-amphiboliques
" " uniquement à amphiboles.

a) - Les diabases pyroxéno-amphiboliques (fig. 16 de la pl. n° 4).

L'élément dominant est le pyroxène, l'amphibole n'apparaît généralement que comme produit secondaire d'altération.

- Mode de gisement. - Le mode de gisement est filonien. On sépare sur le terrain deux types de filons :

- Des filons ou amas bien circonscrits, de quelques décimètres d'épaisseur et de faible extension, inclus exclusivement dans les gabbros du deuxième groupe.

- Des filons de plusieurs mètres de puissance, dont les rapports avec les roches encaissantes sont difficiles à préciser, mais qui semblent se placer seulement dans des zones de contact. Cette différence quant au gisement se traduit dans la structure de ces diabases.

- Description macroscopique. - Ce sont des roches compactes, homogènes, de couleur gris-vert à texture très fine. Dans le type en gros filons, la texture est plus grossière et on distingue à l'oeil nu les petites baguettes de plagioclase isolées dans une pâte vert sombre.

- Description microscopique.

Composition minéralogique :

- plagioclase + chlorite
- pyroxène - épidote
- amphibole

Le plagioclase est difficilement déterminable car il est complètement souillé par l'épidote. Dans la lame 042004, la mesure de l'angle d'extinction indique une albite à 4 % d'anorthite. L'épidote forme des nuages de petits prismes

et tablettes trapues à fort relief et incolores qui se disposent à l'intérieur du plagioclase en respectant une mince frange périphérique.

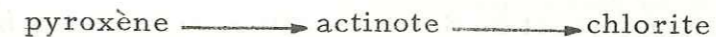
Du fait de cette altération, la structure intersertale primitive est difficilement reconnaissable, toutefois en L.N. on peut encore distinguer les fantômes du plagioclase en baguettes allongées (0,1 à 0,2 mm) enchevêtrées les unes dans les autres et ménageant des interstices comblés par des éléments noirs.

Le pyroxène, en individus xénomorphes rarement hypidiomorphes est une augite. C'est le seul constituant ferro-magnésien des lames 042004 et 040612. Il est craquelé ce qui lui donne une allure éclatée et fréquemment corrodée. Souvent à la périphérie de limpides cristaux se développe une association de fibres d'actinote et de chlorite qui dans certains cas les pseudomorphosent complètement.

L'amphibole appartient à la série trémolite - actinote - grunérite. Elle est secondaire et se forme à partir du pyroxène primitif. Toutefois dans la lame 040703 il est possible qu'elle soit d'origine primaire (grandes plages xénomorphes). Elle occupe fréquemment les interstices entre plagioclases sous forme de nids remplis d'aiguilles d'actinote enchevêtrées.

La chlorite est un produit d'altération de l'amphibole avec laquelle elle est étroitement associée. Il s'agit de pennine, abondante dans la lame 041606, où elle se dispose en tâches diffuses dans la trame de saussurite.

On assiste fréquemment en bordure d'un cristal de pyroxène à la succession :



L'épidote (pistacite) est très accessoire ; elle n'est représentée que dans la lame 040612 en granules souillés d'impuretés.

b) - Les diabases à amphiboles (lames minces 070602, 070604, 060903, 042012). - Ces roches sont dépourvues de pyroxène, et à côté des amphiboles abondantes peut apparaître la pistacite (042012). Par ailleurs dans la lame 060903 on assiste à la glaucophanisation de la hornblende primaire.

Parmi ces diabases à amphiboles on peut en distinguer deux types :

- diabases à structure fine et à plagioclase peu altéré,
- " " plagioclase et amphibole entièrement transformés.

Les diabases à structure fine et plagioclase altéré (fig. 17 et 18 de la planche 4).

- gisement : le type 042012 se présente en lits de 50 à 60 cm d'épaisseur alternant avec les lits d'une roche riche en albite. Le type 060903 se présente en pointement filonien au Sud du village de Rusio.

Observation macroscopique. - Ce sont de belles roches d'un bleu vert sombre, très dures qui se distinguent des diabases précédentes par une texture très fine et une plus grande homogénéité.

Description microscopique. -

Composition minéralogique :

- albite
- pistacite
- amphiboles
- chlorite

Ces roches présentent une structure doléritique typique. Les baguettes de plagioclase (ne dépassant pas 0,5 mm) montrent des golfes de corrosion surtout nets pour les individus de grande taille. En outre elles supportent en inclusions, des granules, tablettes, prismes allongés de zoïsite, clinozoïsite dont la densité n'est pas telle qu'elle voile le plagioclase comme cela a été décrit précédemment, aussi leur détermination a été possible, il s'agit d'oligoclase à pourcentage d'anorthite compris entre 10 - 18 % (2V = 82 - 90).

Les amphiboles appartiennent à la série trémolite - hornblende. Dans la lame 042012 elles se présentent en petits individus xénomorphes à contours déchiquetés, tandis que dans la lame 060903 elle est subautomorphe et glaucophanisée sur le pourtour du minéral.

La chlorite en filonnets semble appartenir à une génération tardive. Elle est rarement associée à l'amphibole.

Les diabases à plagioclase et amphibole transformés

- gisement : au Nord-Ouest de Sermano elles forment une bande d'affleurement surmontant un banc de radiolarites et passant vers le haut à des gabbros.

Description macroscopique : roche compacte ; sur un fond vert foncé se détachent des cristaux noirs d'amphibole.

Description microscopique : (lame mince 070602, 070604)

Composition minéralogique :

- plagioclase
- pistacite
- amphibole
- leucoxène
- chlorite
- traces

Structure doléritique plus grossière que celle des exemples précédents. Les deux échantillons que nous allons décrire et qui proviennent du même affleurement montrent une belle évolution de l'altération des plagioclases et des amphiboles.

Dans la lame 070602 (fig. 19 de la planche 5) on reconnaît encore la structure doléritique bien que le plagioclase ici indéterminable, soit

complètement saussuritisé. L'amphibole, en cristaux xénomorphes à contact franc, comble les vides entre les plagioclases primitifs. Elle s'altère en fibres d'actinote qui tendent à déborder les contours des anciennes amphiboles et ainsi à se surimposer progressivement au plagioclase. Il existe encore quelques reliques d'amphibole primitive (oxyhornblende). La chlorite fait une timide apparition.

Dans la lame 040604 on ne reconnaît plus la structure doléritique. Le réseau du plagioclase a été désorganisé et la saussurite s'étale en une mésostase piquetée de lamelles de séricite. Quelques rares individus conservés nous ont permis d'identifier de l'albite ($\alpha = 16^\circ$; 4 % d'An.). La hornblende primitive a complètement disparu, il ne subsiste que de l'actinote en voie avancée de chloritisation. Cette dernière, de la pennine, est le résultat final de l'altération du ferro-magnésien originel.

c)- Conclusion à l'étude pétrographique des diabases. Les diabases ne montrent pas de variation importante dans leur composition minéralogique. Elles se distinguent entre elles surtout pour l'intensité variable des phénomènes d'altération qui affectent leurs minéraux primaires.

- La structure originelle est elle aussi plus ou moins oblitérée. Il faut noter également la parfaite identité de composition minéralogique entre les diabases et les roches encaissantes qui les renferment en inclusions:

- Les diabases en inclusions dans les gabbros du deuxième groupe (042701 - 040612) ont une composition plus "basique" (pyroxène + plagioclase).

- Les diabases en inclusions dans les gabbros du premier groupe (042012 - 040603) présentent une composition plus "acide" (hornblende, pas de pyroxène, glaucophane).

- Les phénomènes d'altération, constants, concernent le plagioclase et les ferromagnésiens:

- Le plagioclase se saussuritise.

- Les ferromagnésiens montre tous les stades, depuis le pyroxène ou l'amphibole primitifs jusqu'au terme chloriteux : pyroxène (ou oxyhornblende) → hornblende verte → actinote-trémolite → chlorite.

Le phénomène de la glaucophanisation est lié étroitement au mode d'altération du plagioclase : quand celui-ci est absolument indéterminable, en raison soit de son opacification, soit du développement généralisé de petits granules d'épidote mélangés à des lamelles de séricite, la glaucophane n'apparaît pas : par contre, quand l'épidote ne forme que des granules épars, et quand ainsi le plagioclase peut être assez facilement identifié (il s'agit alors d'albite-oligoclase), le glaucophane se développe sur les pourtours des amas amphiboliques. Ainsi, c'est seulement dans certains cas que l'altération du

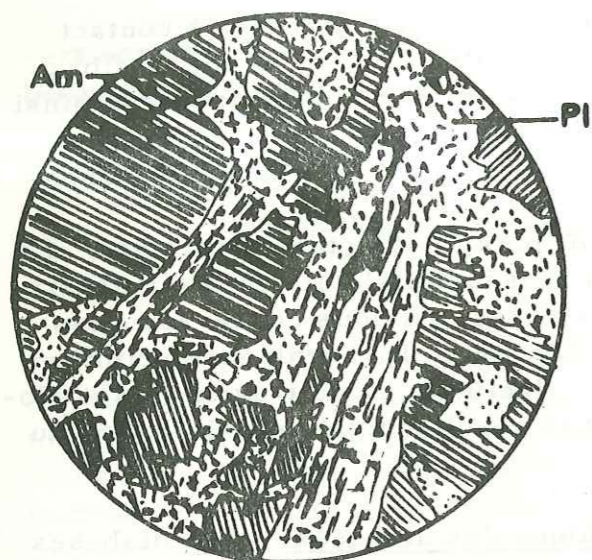


Fig. 20 - Diabase à amphibole (O 70602)
Am : amphibole. Pl : plagioclase saussuritisé. baguettes de plagioclase moulant les cristaux d'amphibole.

Fig. 22 - Gabbro à structure ophitique en inclusion dans les serpentinites (81703)
Am : amphibole. Ab : albite.

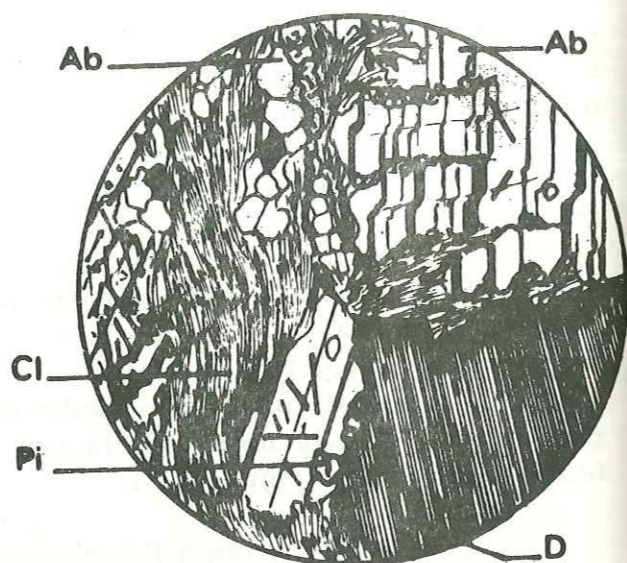
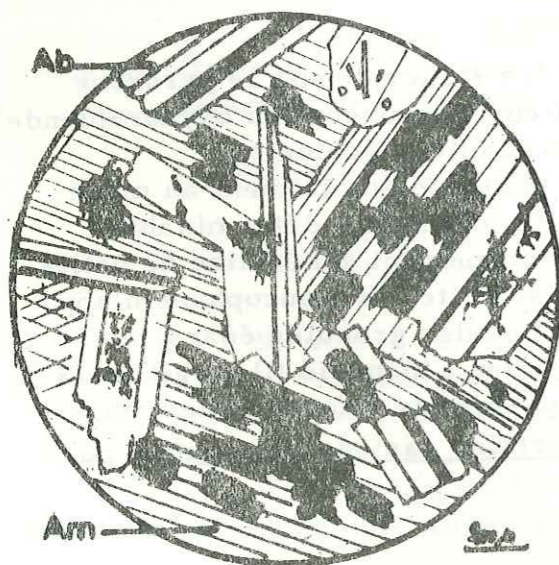
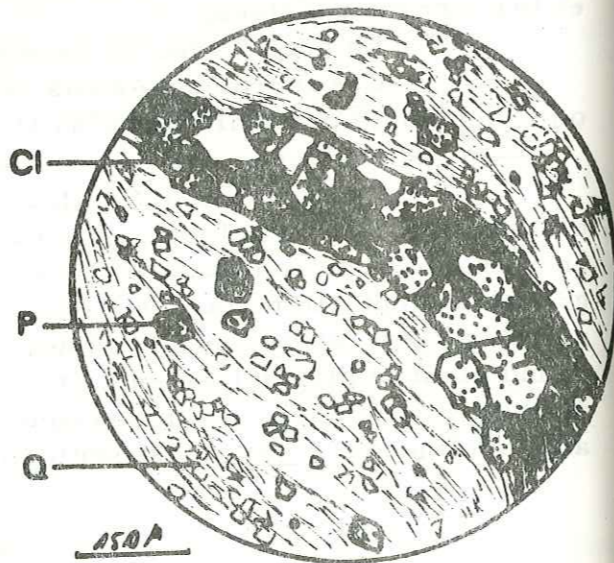


Fig. 21 - Gabbro mylonitique (L.M. 081001)
Ab : albite. D : diagenèse. Cl : chlorite. Pi : pistacite.

Fig. 23 - Schiste vert
P : pistacite. Cl : chlorite. Q : quartz
Le fond de la roche est constitué d'un assemblage de grains de quartz et de fibres de chlorite.



plagioclase libère de la soude qui est réutilisée par les amphiboles. Nous verrons par la suite les raisons qui nous font attribuer ce phénomène à l'action d'un métamorphisme général de basse température et de faible pression.

LES ROCHES GABBROIQUES EN INCLUSIONS DANS LES SERPENTINITES

On a d'une part des gabbros, d'autre part des diabases.

1) Les gabbros (voir en annexe les lames 83001, 83002, 83003, 81001, 81701, 81702, 81703, 81704)

Les gabbros se rencontrent couramment en inclusions dans les serpentinites. Sur les 8 lames étudiées, nous avons établi une distinction suivant que la roche est très affectée par des transformations mécaniques (gabbros mylonitiques) ou qu'elle a subi des transformations minéralogiques importantes.

a) - Les gabbros mylonitiques (83001, 83002, 83003, 81001)

Les trois premières lames ont été prises dans une lentille de gabbro à son contact avec les serpentinites.

Description macroscopique. - Trame vert clair sur laquelle se détachent les cristaux de pyroxène xénomorphe. La roche prend souvent une schistosité fruste (83003).

Description microscopique (fig. 20 de la planche 5)

Composition minéralogique :

- plagioclase (se résout parfois en zoïsite et clinozoïsite) - chlorite
- pyroxène - pistacite
- albite très fraîche - amphibole

Ces roches sont affectées par une cataclase qui est surtout importante au contact avec la serpentinite. En lame mince elle se traduit par un réseau de fractures remplies de granules très frais d'albite qui recoupent les anciens plagioclases, dont les macles sont tordues, et qui sont plus ou moins complètement saussuritisés. Cette saussuritisation est surtout marquée dans la lame 83002 : les plagioclases ne forment plus qu'une trame opaque au sein de laquelle se détachent les cristaux de pyroxène.

Le pyroxène est de l'augite avec parfois une faible teneur en soude (20 à 30 %). Il est beaucoup moins affecté par la cataclase que le plagioclase. Il forme des cristaux xénomorphes relativement peu altérés, mais sur ses bordures se développe souvent une frange d'amphibole fibreuse à caractère d'actinote et de chlorite (pennine). Mais ce caractère ne prend jamais une

grande ampleur et le pyroxène en moyenne se montre relativement stable. Parfois enfin ses plages sont corrodées (83002).

Comme il a été dit plus haut, les plagioclases sont parcourus par un réseau de fractures remplies d'un très fin agrégat d'albite non maclée. Cette "éponge" albitique envahit parfois d'importants fragments de vieux plagioclases.

Quand l'écrasement a été très intense, le gabbro prend une structure fluidale, conférant à la roche un aspect rubané : le terme "flaser gabbro" peut lui être appliqué (A. JOHANNSEN).

b) - Les gabbros minéralogiquement transformés (métagabbros)

Leur mode de gisement est identique à celui des précédents dont ils se distinguent, essentiellement, par certains caractères minéralogiques : apparition de minéraux de métamorphisme tels que glaucophane, stilpnomélane, apatite. En outre, ce sont des roches qui ne montrent pas de phénomènes d'écrasement spectaculaires ; la cataclase se réduit à des petites cassures qui affectent principalement les plagioclases.

Description macroscopique. - Ce sont des roches aisément reconnaissables sur le terrain. Elles sont mélanocrates, très lourdes, et riches en grains de minerai.

Description microscopique. -

- Structure. - L'analyse au microscope révèle une assez grande hétérogénéité de structure. Les roches étudiées proviennent toutes de la même lentille. Sur le terrain on passe très rapidement d'une structure euphotidique à grands cristaux de plagioclase à une structure doléritique (fig. 21 de la planche 5), avec comme terme intermédiaire des structures grenues. Il est impossible de déterminer leur ordre de succession car elles s'intriquent intimement et passent de l'une à l'autre sur quelques mètres.

<u>Composition minéralogique :</u>	81701	81703
- plagioclases	19,5 %	37,9 %
- pyroxènes		7,6 %
- amphiboles	23,1 %	23,7 %
- apatite	1,9 %	
- épidote (pistacite, zoïsite, clinozoïsite)	22,9 %	17,9 %
- chlorite	18,8 %	12,2 %
- stilpnomélane	3,8 %	
- minerai	8,8 %	0,9 %

- Le plagioclase en individus subautomorphes, présente des degrés de saussuritisation variables. Dans la lame 81703, il est le moins altéré et ne renferme en inclusions que quelques grains d'épidote. Ailleurs il peut être entièrement voilé ce qui le rend opaque mais néanmoins on arrive à reconnaître quelques fantômes de macles polysynthétiques. Sa détermination est rendue de ce fait difficile ; dans quelques cas il a pu être mesuré : il s'agit d'albite à environ 4 % d'anorthite (81703).

Le pyroxène appartient à la variété diallage (clivage supplémentaire 100 perpendiculaire au plan des axes optiques). Il est absent de la lame 81701. Dans la lame 81702 on rencontre une augite aegyrinique à environ 62-68 % de Na. Tous ces pyroxènes s'altèrent suivant 2 processus :

- l'ouralitisation : ce phénomène est surtout marqué dans la lame 81704. En même temps qu'il se transforme en amphibole il exsude son fer qui se dispose en une trame opaque dans le minéral.

- Chloritisation. - Ce pyroxène renferme alors des tâches arrondies remplies de pennine fibreuse.

L'amphibole est après le plagioclase l'élément le plus abondant. Il en existe plusieurs variétés qui résultent de l'altération soit des pyroxènes, soit d'une oxyhornblende primaire ; dans la lame 81703 cette dernière se présente en plages xénomorphes partiellement décolorées en hornblende verte, elle-même se résolvant en une multitude de fibres d'actinote. La glaucophane est surtout représentée dans la lame 81701 (23,1 %). Ailleurs elle apparaît à l'état de traces. La distribution est donc irrégulière, bien que les échantillons proviennent du même affleurement. Du point de vue minéralogique il s'agit du terme magnésien dépourvu de fer (2V = - 60 ; Ng/c = 6). Elle résulte de la sodification des bordures des amphiboles. Il y a en même temps exsudation de fer qui se concentre au cœur du minéral. Parfois la substitution est complète, la glaucophane remplace en totalité la hornblende. Le stilpnomélane est toujours intimement associé à la glaucophane.

L'apatite se présente en sections hexagonales ou en baguettes allongées (0,5 mm). Elle constelle la lame 81701. Sa répartition semble conditionnée par la glaucophanisation de l'amphibole.

On rencontre la chlorite associée à des fibres de glaucophane et de stilpnomélane déterminant des amas fibreux. A côté de cette association avec la glaucophane, le stilpnomélane pénètre dans les plagioclases suivant le plan g (lame mince 81701) et on le rencontre également comme enduit de certaines cassures.

L'épidote : la pistacite, en grains xénomorphes dans la lame 81704, provient de la transformation d'un ferromagnésien originel, certains cristaux d'amphibole sont aussi pseudomorphosés plus ou moins complètement par la

pistacite. Le leucoxène lui se rencontre à l'état de traces.

2) - Les diabases et les faciès fins

A côté des gabbros il existe également en inclusions dans les serpentinites des roches à structure doléritique typique ainsi que des faciès ayant beaucoup d'analogie avec des laves. Ces deux types de roches présentent des gisements filoniens de peu d'étendue, bien circonscrits, ne dépassant pas quelques décimètres carrés de superficie pour les faciès très fins.

a) - Les diabases

Le type que nous allons décrire forme une série de pointements de quelques m2 de superficie dans les serpentinites du massif de Ponte-Leccia près du contact avec les formations de la Cima de Pedani (x = 567, 610 ; y = 240, 380 ; z = 460).

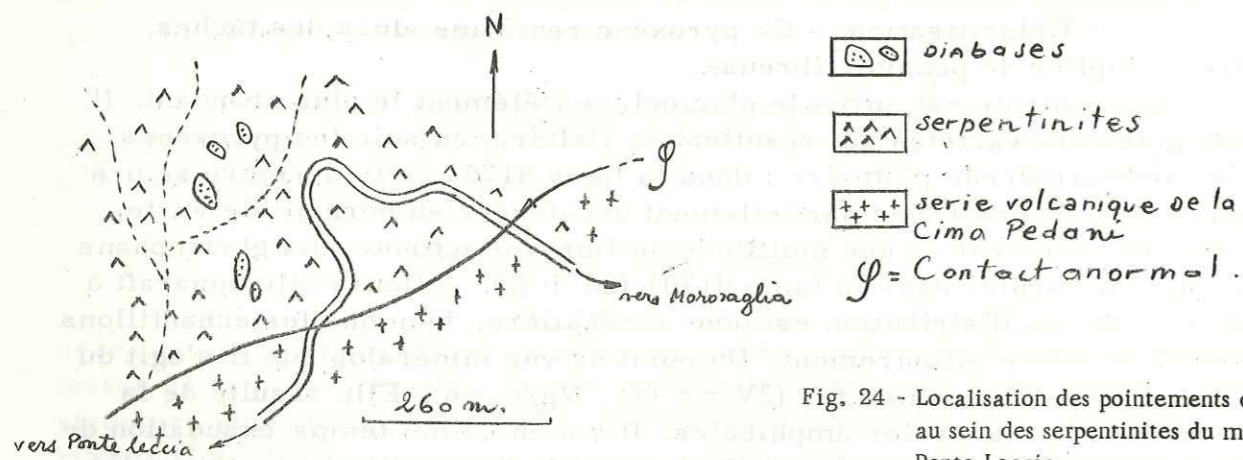


Fig. 24 - Localisation des pointements de diabase au sein des serpentinites du massif de Ponte Leccia.

Macroscopiquement la roche est très dure, compacte sans minéraux visibles à l'oeil nu, de teinte vert clair laquelle est l'indice d'un début d'altération des minéraux.

L'association minéralogique est la suivante :

- plagioclases
- pyroxènes
- amphiboles
- chlorite

Le plagioclase est de l'albite à 4 % d'anorthite. La structure est intersertale : baguettes rectangulaires subautomorphes parsemées de granules d'épidote (zoïsite, clinozoïsite) parfois très abondants. Le pyroxène se dis-

pose dans les interstices en sections trapues xénomorphes ; il s'agit d'augite : 2V = 40 à 42 ; Ng/c = 40, et d'augite aegyrienne : 2V = 76 ; Np/c = 38. Les amphiboles s'orientent vers le pôle riche en magnésium :

- hornblende verte : 2V = - 72 et 82 ; Ng/c = 18 et 19 (60 à 80 % de Mg ; E. TROGER, 1950).

- Cummingtonite 2V = - 86 ; Ng/c = 13 ; m̂m = 56 (90 % de Mg).

Elles sont en général profondément altérées et se résolvent en aiguilles d'actinote.

La chlorite n'est qu'un produit d'altération de ces amphiboles.

b) - Les faciès fins

Il s'agit également de roches filoniennes mais elles présentent une structure plus fine, proche de la structure microlitique. Nous étudierons spécialement les lames 101003 et 101305.

- lame mince 101003.

Roche riche en pyroxène, à structure doléritique fine, résiduelle.

Microscopiquement la roche est constituée d'une trame opaque supportant des cristaux de pyroxène et plus rarement des taches diffuses de chlorite.

Le pyroxène est très abondant. Il s'agit de cristaux xénomorphes, cunéiformes, ayant un aspect squelettique identique à celui des pyroxènes des diabases en inclusion dans les gabbros. On peut expliquer cette forme particulière des pyroxènes en admettant qu'à l'origine la diabase non altérée était formée d'un enchevêtrement de baguettes de plagioclase ménageant des espaces occupés intégralement par les pyroxènes (structure intersertale classique). La destruction progressive par saussurisation du plagioclase, aurait réduit ces derniers à l'état d'une trame opaque, où les individus ne se distinguent plus entre eux. (Voir fig. 25). Et ce sont ainsi les pyroxènes non altérés qui matérialisent les anciens interstices entre les plagioclases.

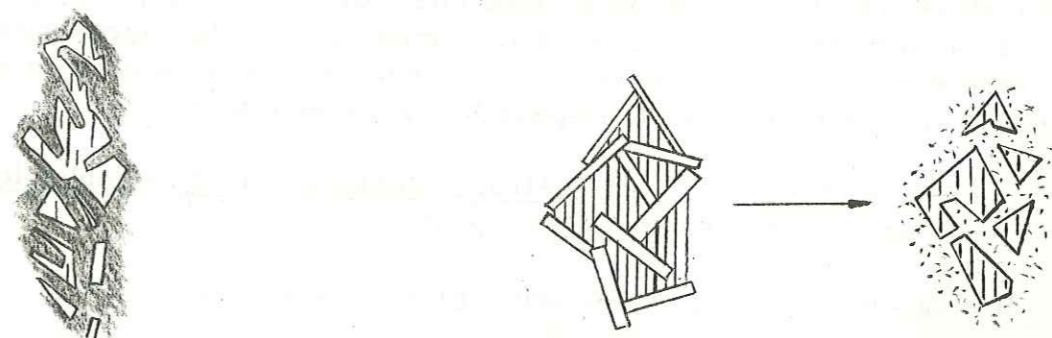


Fig. 25 -

allure "cunéiforme" du pyroxène de la Lamé 101003.

l'altération du plagioclase isole le pyroxène dans un fond de saussurite.

La chlorite apparaît en taches diffuses lorsqu'elle provient d'anciens pyroxènes. Mais elle se présente aussi en longues traînées, dans la trame opaque résultant de l'altération des plagioclases.

En définitive la roche est une ancienne diabase à structure doléritique très fine où le plagioclase a été complètement détruit, ce qui donne à la roche une structure pseudomicrolitique.

- Lame mince 101305 (x = 565,260 ; y = 241,415 ; z = 260)

Observation macroscopique. - Roche compacte de couleur vert clair, sans aucun minéral visible à l'œil nu. Sur le terrain elle se présente en inclusions arrondies de quelques dm² de superficie ou en filons décimétriques à épontes bien tranchées dans les serpentinites (fig. 26).

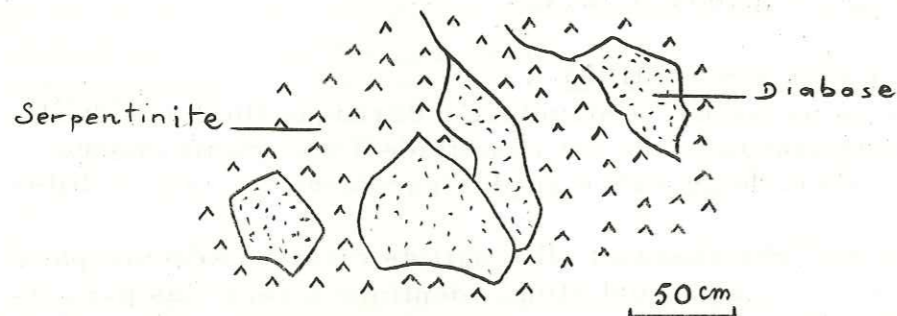


Fig. 26 - Inclusions de diabase (type 101305) dans les serpentinites.

Etude microscopique. - La structure apparaît microlitique.

Les pyroxènes sont abondants : il s'agit de petites plages xénomorphes qui ont tendance à se résoudre en une multitude de fibres et facules groupés en gerbes, dans une trame constituée d'un enchevêtrement de minéraux aciculaires à fort relief, gris blanc 1er ordre en lumière polarisée. Entre les minéraux s'individualise une matière isotrope (verre ?). Des petits granules de pistacite se mêlent à cette trame. La chlorite corrode les pyroxènes ou se concentre en taches au sein de ce fond microlitique. Il existe une mauvaise section d'amphibole qu'il a été impossible de déterminer.

3) - Conclusion à l'étude pétrographique des roches gabbroïques en inclusions dans les serpentinites

Il s'agit de termes grenus, microgrenus et microlitiques.

a) - Les gabbros forment des amas volumineux. Leurs rapports avec les serpentinites ne sont pas toujours faciles à préciser. On distingue :
- des lentilles de gabbros recristallisés, présentant de belles structures cataclastiques notamment au voisinage des contacts avec la serpentinite. Le pyroxène y est assez bien conservé.

- Des lentilles de gabbros dépourvus de cataclase. Leur texture est hétérogène, et ils sont caractérisés par une forte minéralisation et par la présence de minéraux de métamorphisme tels que la glaucophane, le stilpnomélane, l'apatite.

b) - Les termes microgrenus et microlitiques s'individualisent en filons bien tranchés.

Toutes ces roches présentent en général une richesse en soude qui se traduit par l'apparition d'augite aegyrienne (60 à 80 % de Na) et par la présence de plagioclase pauvre en anorthite (4 %). La composition des amphiboles traduit également une richesse en magnésium : cummingtonite et hornblende verte à environ 60 à 70 % de Mg.

C - LES SCHISTES VERTS

Nous avons étudié en détail quatre lames (81007, 81006, 080502 ; 2).

Les trois premières proviennent de l'affleurement de schistes verts au Nord-Est de Ponte-Leccia, la lame n° 2 a été taillée dans un échantillon provenant de l'affleurement au NW de Saint Laurent.

Ces roches se caractérisent par la présence constante des 3 minéraux suivants : épidote, quartz, albite. A côté, on rencontre, avec une moindre fréquence, la chlorite, la calcite et le stilpnomélane.

Description macroscopique

A l'affleurement, ce sont des roches d'un beau vert cru, massives, pouvant localement prendre un débit schisteux. Dans ce dernier cas la roche prend un aspect lité : alternance de lits clairs où se concentrent le quartz, l'albite, et de lits verts riches en épidote.

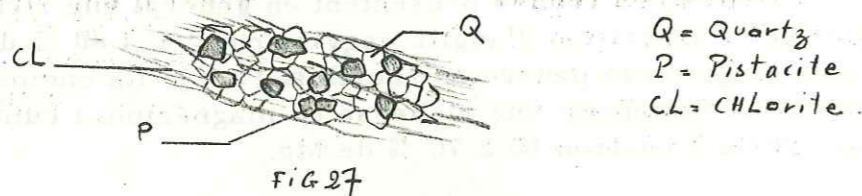
Description microscopique

- épidote
- quartz
- plagioclase
- chlorite
- calcite
- stilpnomélane.

- L'épidote est une pistacite très riche en fer. De nombreuses mesures au Fedorov ont donné : - 2V compris entre 60 et 74°. Elle se présente en cristaux xénomorphes ; quelques cristaux automorphes donnent des sections rectangulaires et maclées. Elle se dispose la plupart du temps en plages formées par l'association de plusieurs individus ou en nodules avec des cristaux de quartz à contours dentelés et bien soudés entre eux. Dans la lame 81007 elle forme des filonnets très contournés en cristaux xénomorphes soudés dans une trame chloriteuse.

Il est fréquent de la rencontrer en petits granules formant des amandes et associés à de l'ilménite (lame 080502).

Elle s'associe fréquemment avec le quartz en petits granules xénomorphes pour constituer une trame, à laquelle s'adjoint de la chlorite fibreuse.



- Le quartz présente un habitus granuleux, dentelliforme et contribue, en association avec la pistacite, à former la trame de la roche. Dans la lame 81006 il est clastique : grains à contours anguleux, brisés, ou esquilles disposées en tous sens.

La lame n° 2 montre une exceptionnelle richesse en quartz associé à des grains d'albite.

- Le plagioclase : quelques individus nous ont permis une détermination : il s'agit d'albite (2V = 82°). Elle est beaucoup moins fréquente que les éléments précédents. Sa détermination exacte est difficile du fait de la petitesse des individus et de l'absence de cristaux automorphes. Elle forme des taches ovoïdes, amiboïdes, partiellement envahies sur les bords par les minéraux phylliteux. Dans la lame 81006 elle est nettement détritique : tout comme le quartz elle est brisée et donne souvent des cristaux automorphes à macles polysynthétiques et contours esquilleux. Elle présente des inclusions de clinozoïsite.

- La chlorite est abondante dans la lame 81007, elle est toujours associée à la pistacite. Son pléochroïsme est vert clair à incolore.

- La calcite n'apparaît que dans la lame 81006 : des plages xénomorphes maclées, formant des nodules en association avec le quartz.

- Le stilpnomélane est un constituant exceptionnel qui caractérise la lame 2. Son pléochroïsme est plus accusé que le stilpnomélane classique : ng = brun très foncé ; Np = jaune d'or. Il forme un treillis de minéraux aciculaires déterminant une structure en cloison entre les grains de quartz et d'albite. Il présente un début de chloritisation (pennine).

D - LES SPILITES

Sous ce terme nous désignerons des roches d'épanchement à texture très fine, homogène, génétiquement liées sur le terrain aux radiolarites et aux gabbros. Nous ne faisons pas rentrer dans cette catégorie les diabases car ces dernières qui sont des dolérites modifiées, présentent une structure grenue et forment des filons. Les spilites, elles, ont une structure microlitique et leur gisement est celui de coulées "interstratifiées".

Classification. - Nous adopterons la nomenclature établie par M. VUAGNAT (1946) qui distingue deux principaux types de spilite d'après leur structure :

- spilites à structure intersertale
- " " " arborescente.

Par ailleurs du point de vue minéralogique deux types ont été rencontrés : les spilites augitiques et les spilites hématochloritiques.

Nous décrirons également des termes écrasés où la structure originelle a été partiellement oblitérée, et où apparaissent des minéraux particuliers (stilpnomélane, quartz, chlorite).

1) - Les spilites à structure intersertale (fig. 27 de la planche 5)

Ce type est représenté par l'échantillon 080503 (x = 570, 360 ; y = 2, 39 ; z = 510).

Composition minéralogique :

- plagioclase
- pyroxène
- chlorite
- pistacite
- minerai

Il s'agit de la variété augitique à chlorite.

Le plagioclase a un habitus microlitique : les individus atteignent 1 mm de sont jointifs à leurs extrémités. Ils déterminent une trame dont les vides sont occupés par le pyroxène ; ces microlites ont des contours nébuleux dus à un voile opaque, qui tend à les envahir progressivement. Ils renferment

diverses inclusions parmi lesquelles on reconnaît des granules à fort relief de zoïsite, et des facules vert clair de chlorite. Ils présentent la macle de Carlsbad, rarement celle de l'albite. Leur détermination est difficile, mais la présence d'inclusions d'épidote plaide en faveur de l'albite.

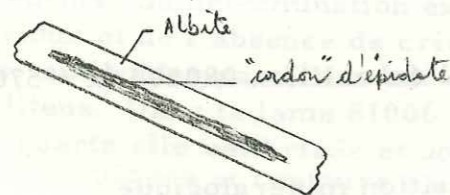
Le pyroxène : c'est une augite ($Ng/c = 39$ à 41°) polarisant dans les tons rouge et violet du 1er ordre. Il comble intégralement les vides entre plagioclases et prend un aspect cannelé dû à l'association répétée de microlites, qui peuvent également se présenter en individus isolés, très longs, supportant des inclusions opaques (exsudation de fer) leur conférant un aspect squelettique.

La chlorite est fréquente ; il s'agit de pennine et de prochlorite en fibres enchevêtrées. Elle se dispose entre les microlites d'albite et doit alors provenir de l'altération du pyroxène. Souvent elle donne aussi de grandes plages d'allure spongieuse à contours diffus qui envahissent les albites. Elle est parsemée de granules à fort relief qui doivent correspondre à de la pistacite souillée par des impuretés.

Une variante de la structure intersertale est la structure intersertale divergente (fig. 28) : elle se distingue de la précédente par le fait que les microlites d'augite et de pyroxènes, de taille beaucoup plus petite (0,2 à 0,4 mm), ont une tendance marquée à se grouper en amas constitués de gerbes divergentes à partir d'un centre.

Ce type de structure est représenté par l'échantillon 040609 qui provient du même gisement que 080503. Sa composition est sensiblement identique, les seules différences résidant dans une moindre abondance de chlorite. les baguettes d'albite présentent fréquemment suivant leur grand

axe, un cordon d'épidote. Le pyroxène a un caractère microlitique plus prononcé mais a le même aspect cannelé que précédemment.



2) - Les spilites à structure arborescente

Cette structure a été bien décrite par M. VUAGNAT (1946). "Des prismes très déliés formant une trame et un ciment constituant le fond de la roche ; les prismes forment des arborescences analogues aux fleurs de glace sur les vitres, c'est-à-dire qu'à partir de nombreux centres, divergent des gerbes, des houppes, etc...". De telles roches sont

PLANCHE 6

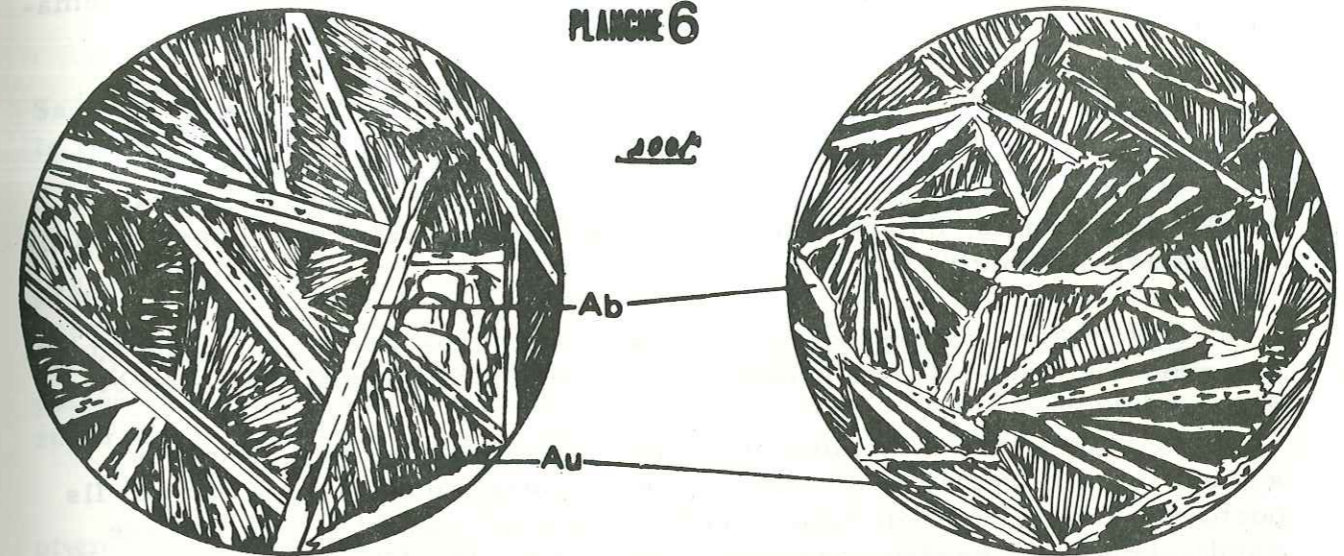


Fig. 28 - Spilite à structure intersertale (080503)
Ab : albite. Au : augite.

Fig. 29 - Spilite à structure intersertale divergente.

Fig. 30 - Albitite (L. M. 101407)
Ab : albite. Pen : pennine.
Sph : sphène.
Structure orientées des baguettes d'albite.

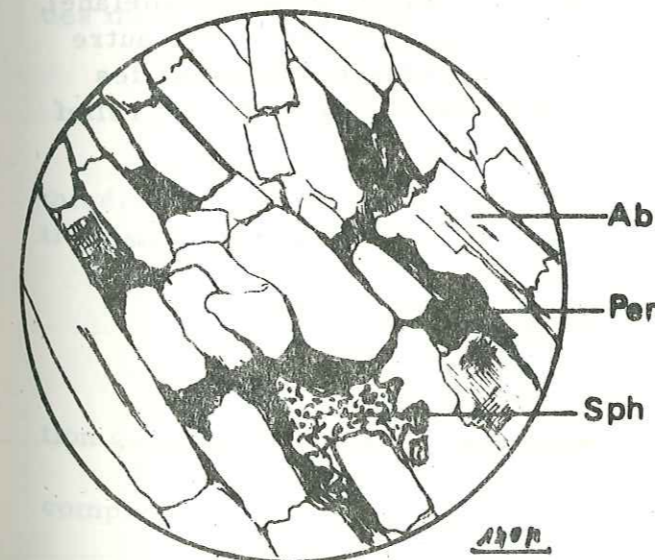
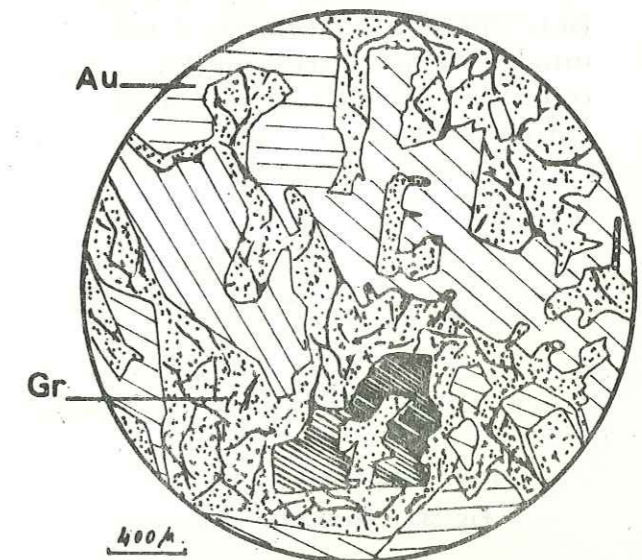


Fig. 31 - Rodingite (L. M. 101005)
Au : augite. Gr : grossulaire.
Le grenat semble ici pseudomorphoser un ancien plagioclase.



représentées dans notre secteur parmi lesquelles existent les variétés hématochloritiques et des variétés dépourvues d'hématite.

a) - Variété hématochloritique (lame mince 101404)

Macroscopiquement il s'agit d'une roche très diaclasée parcourue de nombreux filonnets. Sur un fond verdâtre s'individualisent des plages diffuses rougeâtres d'hématite.

Description microscopique : L'étude au microscope de ces roches n'est pas aisée ; même aux forts grossissements on distingue mal les caractères des minéraux.

Le plagioclase donne des microlites très longs, ployés, disposés suivant le mode décrit ci-dessus. Le doute subsiste quant à leur nature. Ils portent de nombreuses inclusions et fréquemment suivant leur grand axe s'individualise un cordon granuleux à fort relief d'épidote. Des granules d'un minéral coloré à fort relief (pistacite ?) ménagent des espaces entre les microlites et parsèment la préparation. A ces granules s'associe la chlorite en houppes, facules et traînées de teinte jaunâtre. L'hématite en fine pigmentation a une distribution irrégulière. Elle forme des tâches complètement opaques ou des traînées capricieuses qui viennent se surimposer aux autres minéraux.

Des filonnets recoupent la roche en tous sens ; ils sont constitués de grains de quartz engrenés les uns dans les autres, remplis d'inclusions d'un minéral en baguettes, jaune pâle en L. N., bleu à jaune pâle en L. P. ; $\alpha = 25^\circ$; il s'agit sans doute de pumpellyite. A ce quartz se surimposent des plages d'un minéral phylliteux à pléochroïsme vert jaune à jaune clair et polarisant dans les teintes jaunâtres (sans doute minéral de la famille du stilpnomélane). Entremêlées à ce minéral existent également de longues traînées d'un autre minéral à pléochroïsme léger (incolore, à jaune vert clair) présentant des teintes vives du 2^{me} ordre en L. P. Il s'agit sans doute de séricite. Le relief est moins fort que celui du minéral précédent.

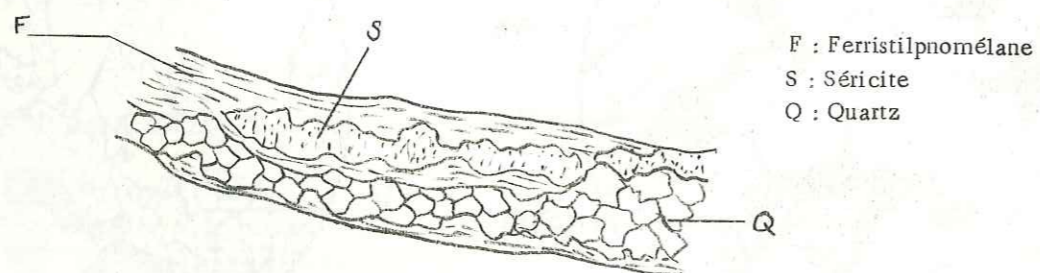


Fig. 32 - Association minéralogique des filonnets de la lame 101404.

b) - Variété non hématitique (lame mince 042802)

Macroscopiquement la roche présente une schistosité fruste. Sa teinte est vert clair. Un réseau d'épais filonnets vert foncé parcourt la roche.

Etude au microscope. - En même temps qu'on note l'absence d'hématite, la structure est plus finement microlitique que dans le cas précédent. On distingue parfois avec un fort contraste, les centres à partir desquels divergent les microlites de plagioclase qui renseignent sur le type de structure. Mais en général la roche est constituée d'un fond d'aspect pâteux gris vert sombre. Sur ce fond se détache un réseau dense de filonnets appartenant à deux générations différentes.

- un premier réseau constitué de filons épais très plissotés d'allure ptygmatisée, fréquemment digités, présentant localement des renflements diffus, et contenant de la chlorite associée à de belles plages de ferrostilpnomélane à fort pléochroïsme caractéristique : vert profond - jaune pâle, sur un pavage de grains de quartz.

- un deuxième réseau remplissant des cassures sensiblement rectilignes orientées en tous sens et recoupant les filons précédents. Les filonnets de ce type sont uniquement constitués de minuscules grains de quartz engrenés.

Ce dernier réseau correspond à une phase de mouvements tardifs qui se traduit par une simple action cataclastique sur la roche tandis que le 1^{er} réseau correspond, comme dans l'échantillon 101401, à une phase finale de l'épanchement des spilites avec cristallisation dans des filons hydrothermaux des minéraux froids tels que le quartz, la chlorite, le ferrostilpnomélane.

3) - Spilites cataclasées

La cataclase a pour effet de déranger l'agencement primitif des minéraux. Elle se traduit par l'apparition de quartz (quartz de recristallisation) et de minéraux de la famille des chlorites.

a) - Lame mince 052304

Sur le terrain ce type succède à un affleurement de gabbro. Localisation géographique : x = 570, 140 ; y = 230, 420 ; z = 1100.

Macroscopiquement la roche à l'allure d'une spilite classique, verte, compacte.

Description au microscope. - La structure est difficile à préciser : trame sombre sur laquelle se détachent des concentrations ovoïdes, des taches diffuses et des filons remplis de granules de quartz engrenés. La trame sombre étudiée au fort grossissement se montre formée d'un pavage de grains de quartz masqués par des plages de ferrostilpnomélane associées à de la chlorite et à des granules souillés d'impuretés à fort relief (pistacite - sphène ?).

Localement se reconnaît une ancienne structure intersertale. C'est le pyroxène qui a résisté le mieux à la cataclase. Ses plages dont les contours matérialisent les interstices entre les anciens plagioclases présentent un aspect cannelé caractéristique, identique au pyroxène des spilites intersertales précédentes.

Quant au plagioclase, il forme des microlites difficilement identifiables car il a été plus ou moins pseudomorphosé par du quartz et de la chlorite.

On rencontre quelques concentrations d'hématite.

b) - Lame mince 051203 : spilite à structure fluidale.

L'échantillon a été pris en contrebas du village de Lano dans le lit du ruisseau.

Macroscopiquement la roche de couleur verte a une schistosité marquée.

Description microscopique : la structure fluidale est due à un écrasement intense de la roche. L'origine spilitique a pu être décelée grâce à la conservation en un point de la structure intersertale.

On a une alternance de lits sombres, parcourus de filonnets quartzeux dont il est difficile même à fort grossissement d'en déceler la composition. Ils alternent avec des lits où se concentrent les minéraux suivants :

- quartz
- pennine
- prochlorite
- ferristilpnomélane (jaune d'or-brun rouge)/talc.
- manganostilpnomélane (?) (jaune clair)
- ferrostilpnomélane (jaune clair-vert profond)

Ce sont les minéraux de la famille du stilpnomélane qui prédominent. Tous les termes de cette famille sont représentés avec prédominance de la variété ferreuse, qui montre en certains points 2 clivages 001 distinct et 010 imparfait. Par ailleurs tous ces minéraux constitutifs s'associent intimement, en particulier pennine et prochlorite, en plages fibreuses coexistant avec le talc également en amas fibreux.

4) - Spilites à amphibole (échantillon 040721) (x=570, 780 ; y=239, 180 ; z=570).

Nous avons conservé le terme spilite à cette roche car elle présente un caractère effusif net (grain fin, teinte verte). En outre sur le terrain elle est surmontée en continuité par un banc de radiolarite.

Le microscope montre qu'on ne peut la ranger dans aucun des types de spilites décrits précédemment, tant du point de vue de la structure que de la composition minéralogique. En effet elle apparaît formée de microlites d'albite non jointifs, trapus, baignant dans un fond finement microlitique fait de facules de chlorite, d'amphibole, de pistacite souillée, et de grains de quartz. En phénocristaux on trouve une grunérite (2V = -86 ; Ng/c = 12) en prismes rectangulaires, déchiquetés à leurs extrémités.

Des filonnets d'albite associée à des grains de quartz parcourent la préparation. Ils sont bordés sur leurs épontes par un liseré de grain de pistacite.

5) - Tufs volcaniques (échantillon n° 10).

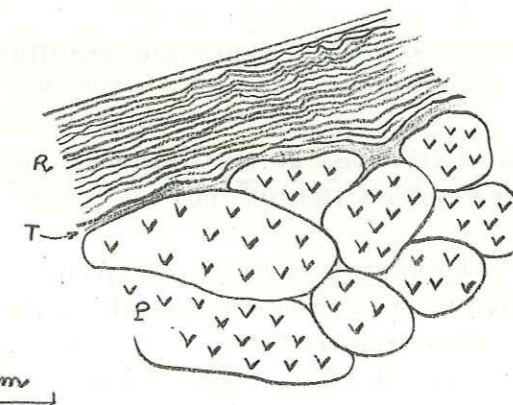


Fig. 33 - petit banc de tuf volcanique (T) entre pillow-lavas (P) et radiolarites (R)

Ce type de roche présente un lien étroit avec les spilites. L'échantillon provient d'un petit banc d'une dizaine de cm d'épaisseur, au contact direct entre un niveau de pillow-lavas, spilitique, et un banc de radiolarite.

Au microscope l'aspect est nettement détritique. Les éléments ne présentent aucun lien génétique entre eux. Ils sont disposés de façon anarchique, dans un fond de quartz et de plagioclase, souillés par une trame opaque d'hématite qui se concentre en plages à contours diffus ou en fins lisérés autour des minéraux. La chlorite s'y rencontre en nids diffus (pennine, prochlorite).

On a des grains de quartz à contours anguleux, des plagioclases cassés et esquilleux et surtout de l'épidote (pistacite, zoïsite) nettement détritique. Un fin réseau constitué de paillettes de séricite de néoformation tend à envahir la roche.

Cette séquence volcano-détritique se retrouve avec moins d'ampleur au sein même des radiolarites superposées. L'échantillon 9 montre par exemple des débris de plagioclase ($\alpha = 18$ et 20° ; albite). Plus rarement on rencontre dans une matrice d'hématite, du quartz et de l'épidote. La préparation montre une ébauche de graded-bedding : les éléments clastiques cèdent peu à peu le pas à un pavage de granules de quartz masqué par un voile d'hématite et de paillettes de séricite, où se rencontrent encore quelques rares débris de quartz anguleux.

E - FACIES PARTICULIERS ASSOCIES : ALBITITES - RODINGITES

Dans ce paragraphe seront traitées des roches qui apparaissent comme des "accidents" au sein des faciès précédents. Les albitites sont associées aux diabases et spilites tandis que les rodingites ne se rencontrent que dans les serpentinites.

1) - Les albitites. - Deux types ont été distingués : albitites sensu stricto et albitites "bréchiques".

a) - Les albitites s. str. (voir en index les descriptions des lames 101407, 101406, 042011).

Description macroscopique et mode de gisement.

Ce sont des roches leucocrates très dures constellées de paillettes de ferromagnésiens. Deux types de gisement ont été reconnus : ainsi 042011 présente une étroite consanguinité avec des diabases. Elle forme des lits épais d'environ 50 cm alternant avec des lits diabasiques (type 042012). Par contre les échantillons 101406 et 101407 semblent provenir, malgré la mauvaise qualité des affleurements, de filons liés génétiquement à des spilites.

Composition minéralogique :

- plagioclases (albite)
- chlorite
- amphibole
- épidote
- sphène
- minéral.

L'analyse aux rayons X a confirmé la nature albitique du plagioclase,

dont le pourcentage se situe aux alentours de 75 %. Dans tous les exemples étudiés cette albite donne des individus xénomorphes, jointifs, présentant la macle de Carlsbad, rarement celle de l'albite. Dans la lame 101407 elle a tendance à se présenter en individus prismatiques allongés, orientés suivant leur grand axe. Elle renferme peu d'inclusions, si ce n'est quelques rares granules de zoïsite et plus fréquemment des facules de chlorite. Dans la lame 042011 les individus sont reliés entre eux par un mince liséré de grains de quartz, ce qui détermine une structure en mortier.

La chlorite est un élément constant des albitites. Ses caractères sont toujours les mêmes : vert très pur en L. N., bleu sombre en L. P. (pennine). Elle se présente en plages diffuses, en traînées ou en minces lisérés déterminant une sorte de treillis autour des plagioclases (101406). Ainsi que l'épidote et le sphène, elle provient de la destruction d'une amphibole primitive. Dans la lame 101406, il subsiste des résidus d'actinote, associés à de la chlorite, de l'épidote, du sphène et du fer titané. L'échantillon 101407 qui provient du même secteur que 101406 ne contient plus d'amphibole ; elle a été entièrement transformée. Il ne subsiste plus que de la pistacite et de la chlorite ; cette dernière, supportant des granules de sphène et d'épidote.

On peut donc penser que les associations observées : pistacite - sphène-chlorite, proviennent de la transformation d'amphiboles primitives. Dans certains cas, on a des restes d'amphiboles associés à chlorite, pistacite et un peu de sphène ; dans d'autres cas, on n'observe que la chlorite en plages diffuses, renfermant des agrégats de sphène et d'épidote. Le problème se pose de savoir quelle est l'origine du titane nécessaire à la formation secondaire du sphène. Il est possible qu'il se trouvait dans la charpente cristalline de l'amphibole en remplacement d'une partie du fer (?).

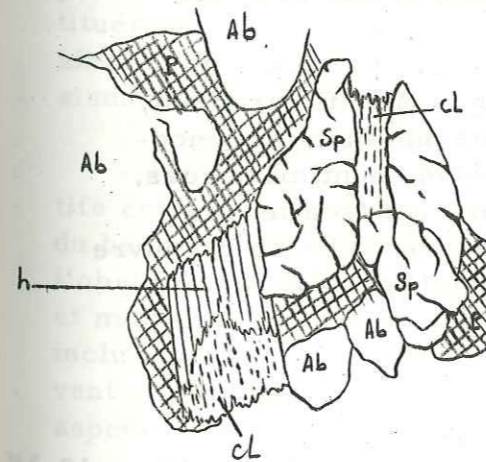


Fig. 34 - Association pistacite (P), sphène (Sp), chlorite (Cl), hornblende (h), albite (Ab), dans la lame 101406.

La hornblende se chloritise, en même temps qu'elle est progressivement envahie par une trame de pistacite.

Enfin il convient de décrire la lame 042011. Certains plagioclases sont cassés, ce qui dénote une cataclase ; des granules de quartz déterminent une structure en mortier. L'amphibole appartient à plusieurs variétés (hornblende verte, actinote, cummingtonite). Elle se présente en petites aiguilles (0,2mm de long) qui déterminent un cloisonnement entre les albites. Elle est glaucophanisée sur les bords. La roche est dépourvue de sphène.

b) - Albitite à faciès "bréchique"

Nous avons rencontré ce faciès particulier dans la région de Rusio où il se développe au sein d'un ensemble de spilites et de diabases. A cause de la végétation, il est difficile de saisir clairement les rapports entre les deux formations ; le faciès albitique "bréchique" semble former des différenciations apparaissant en relief au sein des spilites. Nous en avons reconnu deux principaux affleurements :

- à l'Ouest de Rusio, sous forme d'une grosse lentille étirée en direction nord-sud recoupée par l'affluent de la Casaluna.

- au Sud de la même localité, au-dessus de la route départementale 239. Ici l'affleurement est plus réduit et mieux circonscrit.

Ce faciès aberrant a la particularité de se développer au sommet d'un complexe de Roches vertes à proximité du contact avec les Schistes lustrés. Ainsi le premier affleurement vient couronner la succession des faciès suivants : à la base dans le fond de la vallée de la Casaluna on a d'abord des gabbros ; puis ceux-ci passent à des diabases et spilites lesquelles sont surmontées localement par des lentilles d'albitites au-dessus desquelles on rencontre des Schistes lustrés. De même l'albitite signalée au Sud de Rusio s'intercale entre Roches vertes et Schistes lustrés.

Description macroscopique - A l'affleurement, la roche fait immédiatement penser à une brèche : dans une matrice leucocrate s'individualisent des "enclaves" de teinte bleu foncé, centimétriques, à contours anguleux et francs. La roche à structure fine est très tenace, contrastant avec la spilite environnante plus friable, souvent elle se recouvre d'une mince pellicule vert clair d'épidote formant patine (fig. 35).

Description microscopique

Composition minéralogique :

- plagioclase	48,3 %	- épidote + sphène	19,3 %
- amphibole sodique	13,6 %	- minerai	1,4 %
- chlorite	17,4 %		

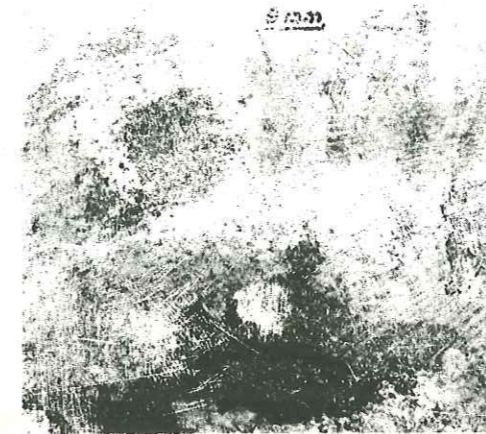


Fig. 35 - Albitite "bréchique". Enclaves sombres d'amphiboles sodiques dans un fond albitique. (La striation à droite, est due au polissage de la section.)

Au microscope, on se rend compte des rapports exacts entre les éléments "de la brèche" et son "ciment". Ce dernier est fait d'une association de plagioclases finement grenus avec de-ci de-là des plages de chlorite. Quant aux éléments de la brèche, ils ne sont pas isolés du ciment auxquels ils passent au contraire en continuité. On note simplement à proximité de ce contact "diffus" des liserés très continus de chlorite et des granules de pistacite et sphène. Ces éléments de "brèche" sont essentiellement constitués par l'accumulation de très fins cristaux d'amphibole sodique. On a ainsi l'impression d'avoir affaire à de simples ségrégations ferromagnésiennes "in situ".

Voyons maintenant les caractères des différents minéraux :

- les cristaux de plagioclase xénomorphes ou subautomorphes sont joints entre eux. Il s'agit d'albite : l'indice de réfraction est inférieur à celui du baume, l'angle d'extinction par rapport à g l varie de 13 à 15° et l'observation en L. C. montre une biaxie positive. Ils sont maclés Carlsbad et moins fréquemment suivant la loi de l'albite. Ils supportent de nombreuses inclusions d'épidote. Dans certaines parties de la préparation ils se résolvent en de minuscules fragments qui contribuent à donner à la roche un aspect cataclastique.

La chlorite est abondante dans "le ciment" albitique. Il s'agit d'une pennine d'un vert très pur en L. N., faiblement pléochroïque. Elle forme des plages diffuses à contours digités entre les plagioclases, ou se résout en facules inclus dans ceux-ci. Elle est d'origine secondaire et provient de

l'altération de l'amphibole sodique ; on peut en effet suivre les différentes étapes de ce processus de transformation (fig. 36).

- Le cristal d'amphibole sodique s'altère en son centre en chlorite(I);
- la chloritisation s'accroît et tend à déborder les contours de l'amphibole primitive dont il ne subsiste que des fragments : il apparaît des granules semi-opaques (sphène + pistacite) (II).

- A l'extrême l'amphibole sodique est entièrement transformée en même temps que l'exsudation de sphène et de pistacite est devenue plus abondante(III).

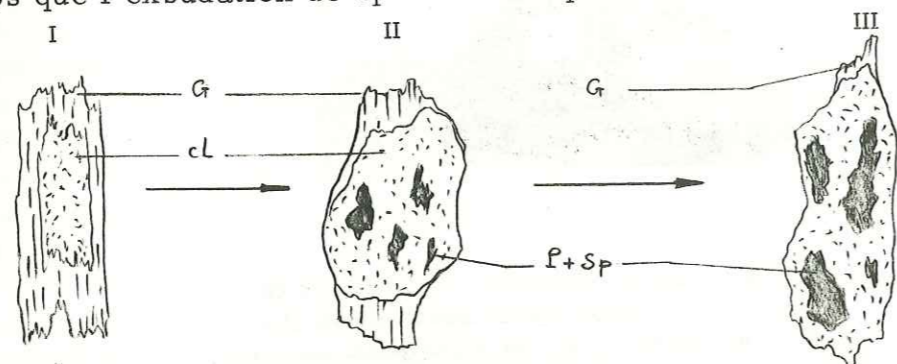


Fig. 36 - Chloritisation de l'amphibole sodique. G : glaucophane ; Cl : pennine ; P + sp : pistacite + sphène

Notons que dans certaines plages, la chlorite s'associe à quelques fibres de stilpnomélane.

L'amphibole sodique forme des petits cristaux prismatiques enchevêtrés ou bien des sections plus trapues, subcarrées à contours déchiquetés, incluant des granules de pistacite. C'est l'accumulation de ces amphiboles qui forme les enclaves d'aspect mélanocrate. En ce qui concerne la nature de ces amphiboles, il semble qu'il y en ait deux variétés :

- la plus abondante présente un pléochroïsme du bleu lavande au jaune paille en L. N., et en L. P. une forte dispersion dans les tons bleu foncé, vert, rouge cuivré. L'allongement est négatif ($Np/c = 6 \text{ à } 8^\circ$). Les mesures des axes optiques : $2V = -82 \text{ à } -84$ jointes aux caractères décrits ci-dessus indiqueraient une arfvedsonite.

- il existe quelques rares plages ayant les caractères de la glaucophane (même pléochroïsme mais teintes de polarisation bleu sombre) ($2V = -57$; $Ng/c = 3^\circ$).

L'épidote, le sphène et le minerai sont accessoires, les deux premiers dérivent de l'altération des amphiboles.

c) - Conclusion à l'étude pétrographique des albitites

Ce sont des roches dont l'importance volumétrique est faible, mais

elles présentent un intérêt certain du point de vue pétrogénétique. Elles sont caractérisées par l'association avec l'albite (75 %) de minéraux tels que la chlorite (pennine), pistacite, sphène, amphibole.

- La chlorite et la pistacite sont toujours représentées ;
- le sphène peut, dans certains cas, être absent ;
- l'amphibole est rare et n'est que résiduelle.

A l'origine, nos albitites devaient être formées d'une forte proportion de plagioclase associé à des amphiboles (hornblende verte, cummingtonite, magnésiohastingsite). Cette composition originelle n'est que rarement conservée, car l'amphibole a subi une altération qui l'a transformée en un mélange pistacite - chlorite - sphène, ces minéraux étant en proportions variables. On peut ainsi schématiser ce phénomène :

Albitite originelle

- albite

- amphibole primaire

Albitite altérée

albite

(chlorite
) sphène
 (pistacite
) amphibole résiduelle

Quant à l'"albite bréchique", c'est un faciès très particulier et localisé, dont une interprétation valable est difficile à proposer. Notons simplement que là, l'amphibole primaire est sodique et qu'elle ne se chloritise que dans la trame albitique.

2) - Les rodingites

a) - Mode de gisement

Le terme de rodingite (P. MARSHALL, 1911) désigne des roches de composition minéralogique particulière, liées aux serpentinites dans lesquelles elles apparaissent sous forme de filons ou de lentilles.

En Corse, des faciès se rapportant aux rodingites ont été récemment décrits par J. C. LAHONDERE (1967) dans les serpentinites du Monte Pinzale, à l'Est du Col de Santo Stefano. Il est fort probable que les faciès de grenatite, en "filons interstratifiés" dans les serpentinites de Canari et du massif d'Olmato, décrits par H. AZAIS, J. BOULADON, P. SAINFELD (1960) se rapportent également à de telles roches.

Dans la région qui nous intéresse, les serpentinites montrent, quel que soit leur volume d'affleurement, une grande fréquence d'inclusions de nature rodingitique. S'il est courant d'en rencontrer sous forme de lentilles volumineuses, ou de filons dans les massifs de serpentinite importants (massif de Sermano et de Ponte Leccia), les amas de serpentinite de faible étendue (quelques m²) en renferment également. En règle générale, les rodingites se rencontrent uniformément et uniquement dans les massifs de serpentinites ; par ailleurs, leur localisation n'est pas liée aux zones tectonisées de ces massifs.

Nous avons distingué deux types principaux de gisements :

- des filons à épontes nettes et tranchées, recoupant de façon anarchique les serpentinites ou formant de véritables "bancs" parallèles les uns aux autres. La puissance de ces filons est variable ; les plus importants peuvent atteindre 2 à 5 mètres d'épaisseur, d'autres n'ont que quelques centimètres ; dans ce dernier cas, les filons présentent une grande extension et peuvent se suivre sur plusieurs mètres, les épontes étant toujours parfaitement parallèles ;

- des amas de forme grossièrement arrondie et à contact toujours net et tranché avec les serpentinites environnantes. Leur taille est également très variable : ils peuvent se réduire à des inclusions de quelques centimètres ou atteindre plusieurs mètres carrés de superficie. La zone la plus riche en amas et filons de rodingites se situe en bordure de la RN 193, à environ 1 km au NE de Ponte Leccia. Sur la tranchée gauche de la route (voir figure 37), face au Golo, et sur environ 700 m, la serpentinite qui affleure

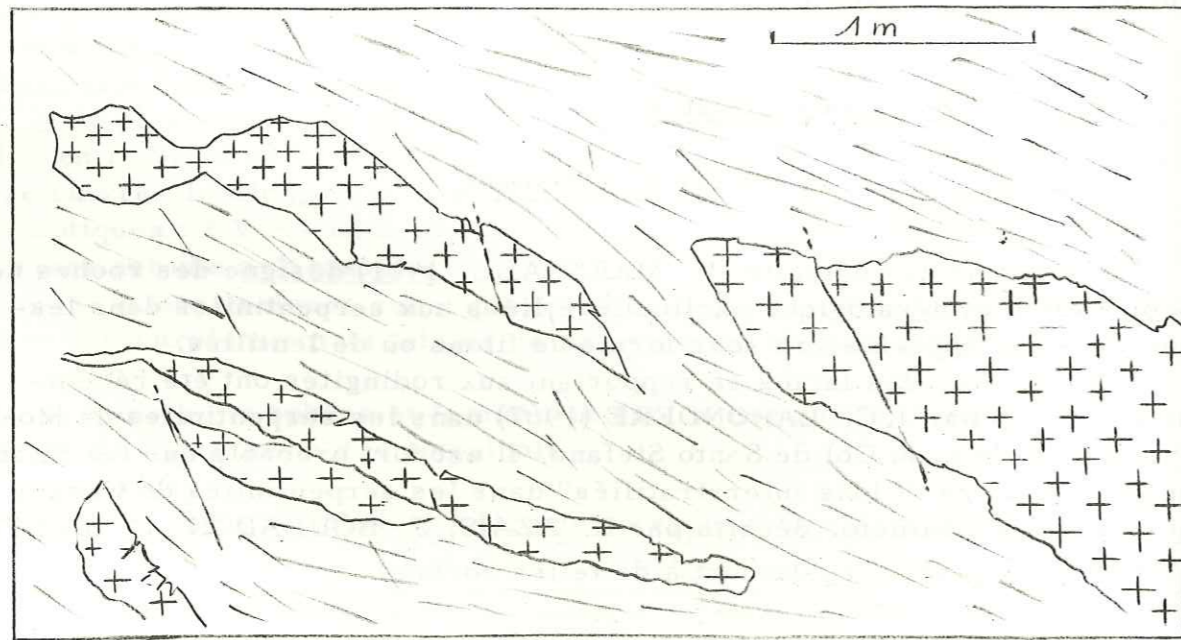


Fig. 37 - Enclaves de rodingite dans les serpentinites de Ponte Leccia (tranchée RN 193 au Nord-Est de Ponte Leccia).

particulièrement bien à cause de l'entaille profonde de la route, se montre littéralement hachée par une série de gros filons et d'amas volumineux de rodingite. Le caractère filonien de cette roche est indubitable. Certains des filons de quelques centimètres d'épaisseur, fréquemment boudinés, peuvent se suivre sur plusieurs mètres de distance.

b) - Etude pétrographique et chimique

Observation macroscopique. - Ce sont des roches de teinte vert clair, massives, souvent recouvertes d'une patine vert sombre de chlorite. Certains échantillons présentent une texture fine et homogène sans minéraux visibles à l'oeil nu. Certains, par contre, évoquent incontestablement des textures de gabbros euphotidiques : de grands cristaux de pyroxène se détachent sur une trame vert clair d'aspect porcelané. Toutes ces roches sont très lourdes.

Observation microscopique (fig. 31 de la pl. n°6). - La lame 101005 qui servira de référence provient d'une inclusion de quelques décimètres carrés au sein d'une serpentinite à résidus. L'échantillon montre une texture fine. La teinte est vert clair.

La composition minéralogique est la suivante :

- grenat
- pyroxène
- chlorite
- pistacite
- antigorite

La structure est intersertale.

Le grenat est l'élément principal et se dispose en une trame dans laquelle se détachent les cristaux de pyroxène. Il se présente comme une matière granuleuse, à fort relief, incolore en lumière naturelle, complètement éteinte en lumière polarisée. Sa détermination a été effectuée sur un échantillon de roche broyée, à l'aide d'un diagramme de poudre ; il a fait ressortir les distances réticulaires principales du grossulaire :

- d = 2,64 Å
- 1,90 Å
- 1,58 Å

La trame suivant laquelle se dispose ce grossulaire, est identique à celle que constituent les baguettes de plagioclases dans les dolérites, les interstices étant comblés par le pyroxène. Ce dernier donne des cristaux xénomorphes souvent déchiquetés, leur aspect cunéiforme est identique à celui que nous avons rencontré dans certaines diabases saussuritisées. La mesure de leurs axes optiques : + 2V = 48 et 52 ;

Ng/c = 37 et 43° indique une augite. Cette détermination a été confirmée par le diagramme de poudre. Une autre mesure, un peu aberrante (+2V = 72 ; Ng/c = 32) semble indiquer une jadéite

La chlorite (pennine) détermine de petites plages mêlées au grenat ou bien s'individualise en filonnets.

La pistacite et l'antigorite sont des éléments accessoires : le premier s'associe en granules à des traînées de pennine, l'antigorite se dispose en une multitude de filonnets.

Variante : La lame 041903 qui provient d'un filon épais de 30 cm inclus dans les serpentinites du Prunitaccio montre une structure largement grenue ; le grenat forme ici une pâte granuleuse de couleur brun roux, parcourue de craquelures. Les pyroxènes, xénomorphes, se montrent intensément corrodés et tendent à être progressivement envahis par le grenat suivant un réseau de cassures. Le trait marquant de cette lame est l'apparition de vésuvianite individualisée en filons, ou cristallisant sous forme de grains emballés dans une chlorite polarisant dans des teintes claires (gris blanc du 1^{er} ordre). Cette vésuvianite présente une forte dispersion dans les tons bleu, rouge violacé, brun jaune et cristallise également en amas de gerbes fibro-radiées.

- Analyse chimique. - Nous reproduisons l'analyse chimique de l'échantillon dans lequel a été taillée la lame 041903 (analyse nouvelle par B. USELLE et F. KELLER, Grenoble, 1966)

Paramètres de Niggli :

SiO ₂	35,05	TiO ₂	2,35	Si = 61
Al ₂ O ₃	8,80	P ₂ O ₅	0,40	al = 9
Fe ₂ O ₃	14,45	MnO	0,15	fm = 34
FeO	1,30	CO ₂	---	c = 57
MgO	4,80	H ₂ O ⁺	2,20	alc = 0,2
CaO	30,45	H ₂ O ⁻	0,25	ti = 3,05
K ₂ O	0,00	<u>Total</u>	100,35	p = 0,32
Na ₂ O	0,15			k = 0,00
				mg = 0,36

Indices C. I. P. W. - LACROIX : IV. 5. 5. 5. 2. 3. 1. (1)2

Cette analyse fait ressortir le très fort pourcentage de calcium (30,45 %). Il y a par contre une teneur en silice (35,05 %) très faible, inférieure à la teneur de cet élément dans les roches les plus basiques du massif (serpentinites (analyses 185 et 187) : 38,30 % ; harzburgite (analyse 196) : 41,05 %). Le magnésium présente également un très faible pourcentage : 4,80 %.

- La comparaison du chimisme de cette roche avec celui des serpentinites (analyses 185 et 187) montre des écarts importants dans la valeur des pourcentages de MgO et CaO. Le Magnésium est l'élément le plus important dans les serpentinites avec une teneur de 38,30 % alors qu'il présente une faible teneur dans les rodingites (4,80 %). Par effet de compensation, il y a variation en sens contraire de la teneur en Calcium, anormalement élevée dans les rodingites tandis que dans les serpentinites elle se réduit à 0,10 %.

- La différence de composition chimique avec des gabbros (voir analyses 186, 183, 181, 188), hormis la différence de la teneur en calcium, montre pour ces derniers une teneur plus élevée en silice et en magnésium.

- On peut également comparer la composition chimique de la rodingite analysée avec celle d'une harzburgite en inclusion résiduelle dans les serpentinites (analyse 196). - On constate là encore des différences très importantes : en ce qui concerne CaO, 1,05 % dans la harzburgite, 30,45 % dans la rodingite. Pour MgO : 43,05 % dans la première, 4,80 % dans la seconde.

A. NICOLAS (1966) donne deux analyses chimiques de rodingites incluses dans les ophiolites du Piémont :

Analyse I				Analyse II			
SiO ₂	33,60	Na ₂ O	0,27	SiO ₂	36,50	Na ₂ O	1,08
Al ₂ O ₃	16,00	K ₂ O	0,23	Al ₂ O ₃	12,40	K ₂ O	0,08
Fe ₂ O ₃)	4,66	TiO ₂	0,18	Fe ₂ O ₃	15,84	TiO ₂	1,86
FeO)		P ₂ O ₅		FeO	5,83	P ₂ O ₅	1,07
MnO	0,18	H ₂ O		MnO	0,37	H ₂ O	1,00
MgO	9,97	Total	100,03	MgO	3,17	Total	99,89
CaO	28,00			CaO	20,43		

On note donc là encore le fort pourcentage en calcium des rodingites piémontaises (quoique plus faible que pour celles de Corse) tandis que silicium et magnésium présentent des teneurs anormalement basses comparées à celles des gabbros normaux, comme dans la rodingite du Prunitaccio.

c) - Genèse

Ces roches caractérisées par une paragenèse et un chimisme très particuliers ont fait l'objet de nombreuses discussions en particulier sur la question de leur origine. Actuellement il semble de plus en plus communément admis que de tels faciès dérivent de la transformation de roches gabbroïques, transformation en relation avec les échanges chimiques qu'entraîne le processus de la serpentinisation.

E. COGULU et M. VUAGNAT (1965) suggèrent une métasomatose calcique, soit que le calcium initialement présent dans l'enclave ait été redistribué, soit qu'il ait une origine extérieure, qu'il faudrait sans doute rechercher dans la serpentinisation des roches ultrabasiqes. A. NICOLAS (1966) pense que les rodingites sont d'anciens gabbros transformés ayant joué le rôle de "milieux réceptifs" sur lesquels se seraient concentrés les éléments mobilisés lors de la serpentinisation des péridotites. En particulier, la forte teneur en calcium de ces rodingites s'expliquerait par le drainage de cet élément vers les gabbros lors de la serpentinisation : inversement, le magnésium en faible proportion dans ces roches en aurait été chassé.

Mais à côté de ces hypothèses métasomatiques certains auteurs comme F. J. TURNER et J. VERHOOGEN (1953), H. ONUKI (1963) suggèrent que ces roches pourraient avoir une origine magmatique, sans aucun rapport avec le processus de la serpentinisation.

En ce qui concerne les rodingites du massif de la Casaluna plusieurs observations conduisent à penser qu'elles résultent de la transformation d'anciennes roches gabbroïques (gabbros, diabases et euphotides), et que cette dernière est en relation plus ou moins directe avec la serpentinisation.

- L'observation microscopique montre l'association binaire grenat-pyroxène : ces deux minéraux s'agencent suivant des structures grossièrement intersertales ou grenues : le grenat semble pseudomorphoser un ancien plagioclase ; dans certains cas (lame 101005) les contours des baguettes rectangulaires sont conservés ;

- l'observation sur le terrain montre que certaines inclusions de rodingite possèdent les caractères texturaux et structuraux d'un gabbro euphotidique. En particulier, les plages de pyroxènes se

détachent dans une pâte claire qui à première vue fait penser à un plagioclase. Macroscopiquement le remplacement du plagioclase par le grenat se traduit par un éclat porcelané facilement identifiable avec un peu d'habitude. Dans la majorité des cas le remplacement semble s'effectuer à partir de gabbros à structure euphotidique.

- Dans les gabbros à olivine en partie serpentinisée, du massif du bois de Pinetto, nous avons noté la présence de grossulaire, confirmée par un diagramme de poudre, en plages identiques à celles du grenat des rodingites. Il est raisonnable de penser que ce grossulaire a pseudomorphosé l'ancien plagioclase.

Donc de nombreuses observations tendent à faire admettre d'une part que les rodingites sont d'anciens gabbros où le plagioclase a été pseudomorphosé par du grenat et d'autre part que la "rodingitisation" est liée de façon plus ou moins directe à la serpentinisation.

Malheureusement comme dans toute interprétation pétrogénétique certains points restent obscurs.

Comment expliquer par exemple qu'au sein de certaines masses de serpentinites on observe à côté de rodingites des lentilles de gabbros intacts ? D'autant plus qu'il n'est pas possible de dire si gabbros non transformés et rodingites se sont mis en place en même temps ou s'il y a antériorité d'une des deux catégories par rapport à l'autre.

Ensuite le caractère franchement filonien de la plupart des rodingites "évoque" la mise en place directe d'un matériel déjà rodingitique.

Enfin il y a le problème majeur de la richesse excessive en calcium des rodingites par rapport aux gabbros dont elles dériveraient. On peut évidemment invoquer une métasomatose, les gabbros jouant le rôle de reins d'accumulation vis-à-vis du calcium chassé des masses péridotiques en voie de serpentinisation.

Pour être sûr de la réalité de ce phénomène il faudrait pouvoir comparer d'une part le stock total de calcium contenu initialement dans les masses péridotiques et dans les amas gabbroïques primaires, d'autre part la quantité de cet élément dans les rodingites. Ce qui n'est évidemment pas possible. Tout au plus peut-on dire, d'après quelques analyses isolées dont on ne peut pas tirer vraiment argument, que les différences des teneurs en calcium entre harzburgites et serpentinites ne sont pas très évidentes et que la réalité d'une "décalcification" des masses ultrabasiqes lors de la serpentinisation n'est pas prouvée de façon péremptoire à l'échelle des massifs.

Par ailleurs dans le cas de massif de serpentinites pauvres ou dépourvues de rodingites on peut se demander quelles sont les roches qui absorbent, qui réutilisent le calcium libéré.

En définitive les difficultés qui surgissent dans l'élaboration

d'une hypothèse plausible sur ce problème des rodingites, comme sur celui de la spilitisation d'ailleurs, proviennent d'une part du manque de moyens d'investigation adaptés et d'autre part de l'impossibilité où nous nous trouvons de savoir à quel stade se sont produites les cristallisations "primaires" et les transformations ultérieures : dans le réservoir magmatique, lors de la montée du magma, lors de son épanchement ou après ce dernier ?

d) - Conclusion

Les rodingites du massif de la Casaluna ne se rencontrent que dans les serpentinites où elles forment soit des filons soit des amas bien circonscrits. Leur répartition est uniforme et n'obéit à aucun élément structural du massif (failles, zones mylonitisées, etc...).

Différents caractères texturaux et structuraux conduisent à penser qu'il s'agit d'anciens gabbros, à tendance diabasique et surtout euphotidique, où les plagioclases ont été totalement pseudomorphosés par du grenat grossulaire.

Leur caractère chimique essentiel est leur très grande richesse en calcium par rapport à la teneur de cet élément dans les gabbros, les harzburgites et les serpentinites.

Si pour expliquer cette teneur en calcium aberrante, l'hypothèse métasomatique rend compte de nombreux caractères essentiels présentés par ces roches si particulières, certains points restent inexplicables : présence simultanée de rodingites et de gabbros normaux ; caractère filonien des rodingites qui évoque la mise en place d'un matériel rodingitique, lieu de concentration du calcium expulsé lors de la serpentinitisation quand les masses ultrabasiques ne renfermaient pas d'amas ni de filons gabbroïques susceptibles de le fixer.

Ainsi le problème des rodingites ne semble pas à l'heure actuelle définitivement résolu. Il en est ainsi des autres problèmes que posent les complexes ophiolitiques : succession de termes ultrabasiques, gabbroïques et spilitiques, serpentinitisation, spilitisation, etc...

La difficulté à résoudre ces problèmes tient essentiellement au fait qu'on ne peut pas préciser à quel stade se sont faites les diverses cristallisations, dans le réservoir magmatique, lors de la montée du matériel magmatique, lors de son épanchement sous-aquatique ou après ce dernier. Au cours de ces cristallisations on ne peut savoir s'il y a eu ou non diffusion de certains éléments tels que sodium ou calcium ou si chaque terme s'est mis en place avec la composition qu'il a à l'heure actuelle.

F - LES JASPES ROUGES (RADIOLARITES S. LAT.)

Bien que d'origine sédimentaire, les jaspes rouges reconnus lors de nos levés sont si étroitement liés aux Roches vertes que nous avons jugé préférable de les étudier à la suite de ces dernières.

Il s'agit de roches très quartziques contenant en proportions variables, de l'hématite et des minéraux phylliteux (stilpnomélane, séricite).

Observation macroscopique. - Le terme fortement hématitique - le plus répandu - possède une teinte rouge mat et un débit en lits plissotés qui confère un aspect schisteux. Quand la proportion d'hématite diminue, la roche devient plus claire, le peu d'hématite se concentre alors en lits très minces, plissotés dans la masse quartzreuse constellée de paillettes de séricite. A l'extrême, les termes entièrement dépourvus d'hématite ont la composition de quartzite.

Description microscopique : (échantillons 4, 12, 5, 040501).

Leur composition minéralogique est peu variée : il s'agit d'une mosaïque de grains de quartz associés à l'hématite et à la séricite

Dans les termes les plus fins les grains de quartz ne dépassent pas 0,01 mm. Ils sont dentelliformes et bien soudés entre eux. Mais en moyenne, la texture est un peu plus grossière, les grains atteignent 0,05 mm de diamètre, n'ont plus leurs contours dentelés et sont parfaitement jointifs entre eux.

Dans l'échantillon 12 cette mosaïque est parcourue par des filons contournés de quartz secondaire ayant cristallisé en gros grains (-0,6 mm).

L'hématite s'associe au quartz en longues traînées effilochées ou en plages diffuses. Dans les exemples fortement hématitiques (040501), elle se concentre en lits plissotés de 0,08 à 0,4 mm d'épaisseur, alternant avec des lits quartzeux plus épais. Localement ces derniers présentent des renflements, des sortes de bourgeons faits de grains de quartz plus gros qui repoussent les lits hématitiques. Ce phénomène indique un apport secondaire de silice soit par simple remobilisation de la silice de la roche, soit par un apport extérieur.

Un minéral en paillettes aciculaires faiblement pléochroïque (incolore à jaune très pâle), à faible relief, vivement coloré en L.P., se détache sur le fond quartzeux. Il s'agit de séricite dont les petites aiguilles prennent parfois une disposition orientée ou bien se répartissent en formant un enchevêtrement souvent dense. Dans l'échantillon 4 nous

avons reconnu à son fort pléochroïsme quelques aiguilles de stilpnomélane.

Remarque.

Les roches que nous venons de décrire possèdent les caractères distinctifs essentiels des radiolarites : même mode de gisement (couches régulières superposées à des spilites et passant aux Schistes lustrés) et même composition minéralogique. Nous n'avons pas toutefois utilisé ici le terme de radiolarites, mais celui de jaspes rouges car nous n'avons pas rencontré trace de radiolaires. Cette absence de radiolaires est soit originelle soit plus vraisemblablement due au métamorphisme et aux recristallisations qu'il a déclenchées. Notons que T. de BOOY (1951) en observa dans un banc de radiolarites à la limite E de notre terrain d'étude. En conséquence, par la suite, pour des raisons de commodité d'expression, nous prendrons la liberté d'utiliser le terme de radiolarites plutôt que celui de jaspes rouges, plus exact évidemment du point de vue pétrographique.

II - ETUDE PETROCHIMIQUE

Pour cette étude, ont été utilisés les résultats de 15 analyses chimiques, dont 9 effectuées par le Laboratoire de Chimie de l'Institut Dolomieu de Grenoble (analyses nouvelles effectuées par B. USELLE et F. KELLER, décembre 1966 et janvier 1967). Ce sont celles numérotées 181, 182, 183, 184, 185, 186, 187, 188, 196. Elles ont été faites sur des échantillons récoltés lors de nos levés de terrain.

Trois autres analyses nous ont été aimablement communiquées par M. BOULADON, du B. R. G. M. Elles ont été effectuées sur des échantillons de serpentinites du Cap Corse (voir rapport inédit : Le problème du nickel dans les serpentinites du Cap Corse, H. AZAIS, J. BOULADON, P. SAINFELD, 1960).

Ont été utilisées également, à titre de comparaison, des résultats fournis d'une part par J. MAISONNEUVE (1960) pour des échantillons de gabbros et de lherzolites (analyses 830 et 825), d'autre part par J. P. COUTURIE (1960) (analyse d'un échantillon d'euphotide n° 2560).

A - CARACTERES CHIMIQUES DES DIFFERENTS FACIES DU CORTEGE OPHIOLITIQUE.

1) - Les Serpentinites

n° lames minces	080504	070707
n° analyses	185	187
SiO ₂	38,30	38,30
Al ₂ O ₃	2,90	1,80
Fe ₂ O ₃	5,95	7,10
FeO	1,70	0,80
MgO	38,80	39,05
CaO	0,10	0,90
Na ₂ O	0,15	0,20
K ₂ O	Tr.	0,05
TiO ₂	0,05	0,05
P ₂ O ₅	0,10	0,05
MnO	0,12	0,10
H ₂ O ⁺	12,05	11,60
H ₂ O ⁻	0,40	0,65
Total	100,60	100,65

Les deux analyses proviennent des deux principaux massifs de serpentinites : le massif de Ponte-Leccia au Nord (analyse 185) et le massif de Sermano au Sud (analyse 187). Minéralogiquement, ce sont des serpentinites franches, dépourvues de pyroxènes résiduels.

Paramètres C. I. P. W. de LACROIX

Analyse n° 185 : V, 5, 2', 5, 1', 3 (4), 1, 1
 " n° 187 : V, 5, 4, 4, 1(2), 4, 1, 1

Ces paramètres indiquent une composition de péridotite de type harzburgite, dont elles ne diffèrent que par la valeur plus élevée du paramètre S qui fait ressortir une teneur en soude plus forte (S=2a 4 au lieu de 1 pour les harzburgites).

Si l'on compare les pourcentages des oxydes des deux analyses, on constate peu d'écart importants de l'une à l'autre ; ces deux types de serpentinites ont, en particulier, une teneur identique en silice ; le magnésium et l'eau ne présentent pas d'écart notable ; on peut donc conclure qu'à l'échelle de notre massif, les serpentinites possèdent les mêmes caractères de composition chimique.

A titre de comparaison, nous reproduisons trois analyses chimiques dues à H. AZAIS, J. BOULADON, P. SAINFELD et provenant de serpentinites du Cap Corse. Elles présentent de notables différences avec les nôtres, en particulier une teneur en silicium beaucoup plus forte et une teneur moins élevée en magnésium. Ces caractères pourraient indiquer un état de serpentinitisation moins avancée et la présence de pyroxènes résiduels dans la roche.

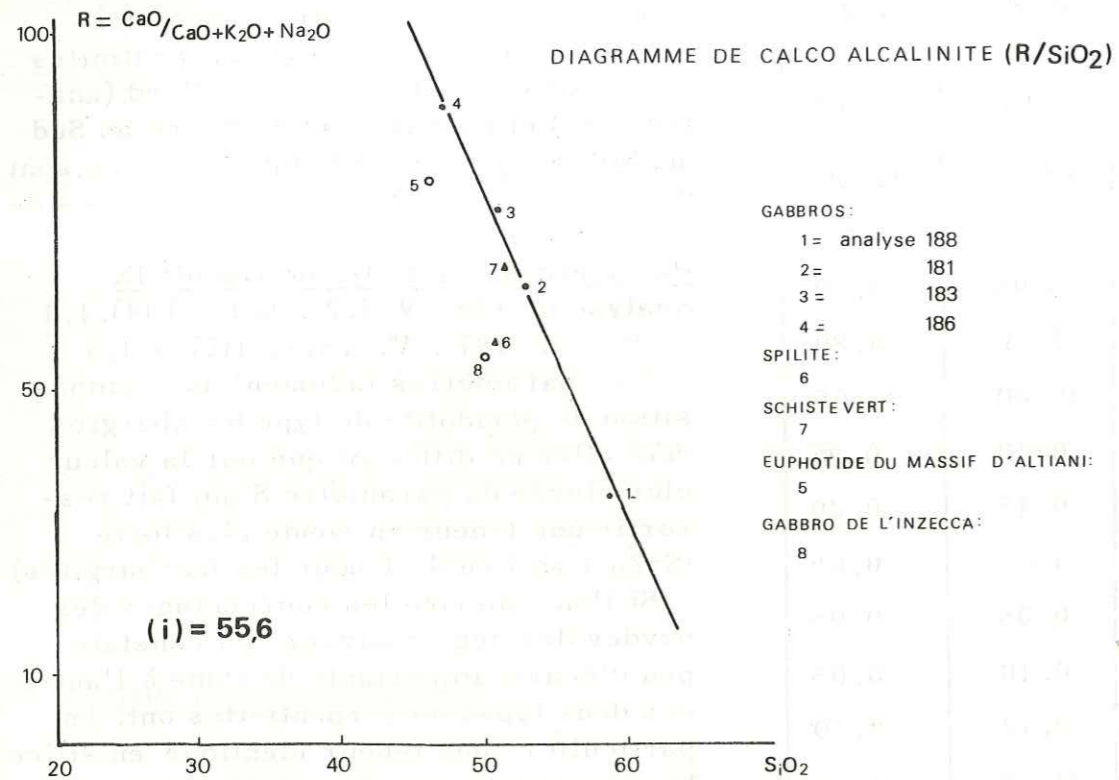
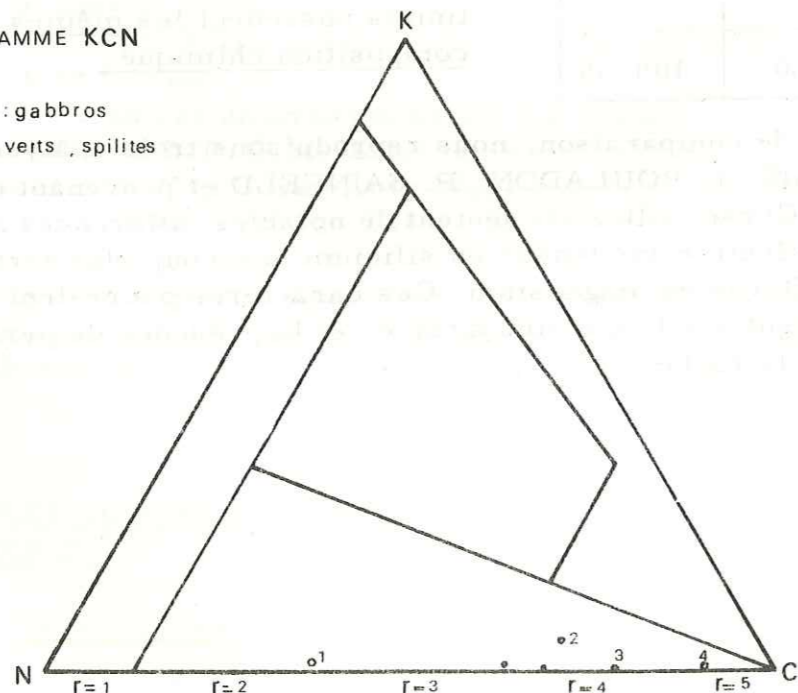


DIAGRAMME KCN

1,2,3,4 : gabbros

• sch verts , spilites



Oxydes	Monte Maggiore	Canari	Olmeta
SiO ₂	45,31	46,29	48,97
Al ₂ O ₃	4,54	3,99	3,68
Fe ₂ O ₃	5,34	5,83	2,64
FeO	5,45	3,47	2,54
TiO ₂	0,09	0,04	0,04
MnO	0,06	0,15	0,12
CaO	2,91	0,31	0,29
MgO	24,16	26,96	28,56
Na ₂ O	0,35	0,20	0,20
K ₂ O	0,20	0,08	0,10
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,02
Cr ₂ O ₃	0,28	0,31	0,35
Ni total	0,22	0,14	0,28
H ₂ O ⁺	0,10	0,24	0,14
H ₂ O ⁻	11,58	12,21	12,23

Paramètres C. I. P. W.

LACROIX :

Monte maggiore :

IV, '5, 4', 4, 1(2), 1, 1, 1 (2)

Canari :

(IV)V, 3, 3, 4, 1(2), 1, 1, 1'

Olmeta :

(IV)V, 3, 3, 4, 1, 1, 1, 1

Analyses chimiques des serpentinites du Cap Corse

2)- Les harzburgites (analyse 196)

SiO ₂	41,05	MgO	43,05	P ₂ O ₅	0,05
Al ₂ O ₃	1,10	CaO	1,05	H ₂ O ⁺	4,20
Fe ₂ O ₃	4,20	Na ₂ O	0,70	H ₂ O ⁻	0,35
FeO	4,40	K ₂ O	0,05		
MnO	0,15	TiO ₂	0,15		

Paramètres de NIGGLI

al = 1	ti = 0,16
fm = 97	p = 0,08
c = 2	k = 0,08
alc = 1	mg = 0,90

Paramètres C. I. P. W. LACROIX

V, 5, 1, '5, 1', 4(5), 1, 1.

Les paramètres barylitiques indiquent bien une péridotite (h = 1 ; k = 4(5) m = 1). Il est à noter la valeur faible du paramètre r = 1 qui indique un déficit en CaO dû à la faible proportion de pyroxènes par rapport à l'olivine : il s'agit d'une harzburgite riche en olivine.

3) - Les gabbros

a) - Résultats des analyses chimiques

Les trois premières analyses correspondent aux gabbros du 2e groupe, les plus fréquents. L'analyse 188 est représentative des gabbros à glaucophane et stilpnomélane (gabbro du 1er groupe). Le massif de gabbros du 2e groupe s'étirant en direction N-S depuis le Col de Cerna jusqu'à Sermano, nous avons échantillonné suivant cette direction :

n° lames minces n° analyses	080501 186	050415 183	070901 181	042010 188
SiO ₂	45,35	50,90	52,70	58,70
Al ₂ O ₃	17,55	17,40	15,10	16,20
Fe ₂ O ₃	1,20	2,20	1,35	4,20
FeO	2,30	4,25	4,50	5,60
MgO	10,25	7,40	10,65	1,90
CaO	14,95	11,05	7,80	3,50
Na ₂ O	1,85	3,60	3,50	6,70
K ₂ O	0,00	0,10	0,90	0,10
TiO ₂	0,25	0,50	0,60	1,00
P ₂ O ₅	0,15	0,05	0,10	0,40
MnO	0,10	0,15	0,15	0,20
H ₂ O ⁺	4,50	2,75	2,70	1,10
H ₂ O ⁻	0,20	0,30	0,35	0,45
Total	100,65	100,65	100,40	99,70

analyse 186 :

Mine de la Casa-
luna (Nord) ;

analyse 183 :

lit de la Casa-
luna au Sud du
hameau de
Colbiti (Centre) ;

analyse 181 :

Monte Piano-
Maggiore
(Sud).

P. NIGGLI

Si	99,6	119,6	125,4	193,60
al	21,7	24,1	21,4	31,40
fm	38,5	38,6	49,5	35,00
c	35,9	28,91	19,85	11,80
ti	0,37	0,84	1,14	2,50
p	0,12	0,14	0,14	0,50
k	0	0,02	0,16	0,009
mg	0,89	0,67	0,7	0,2
alc	3,7	8,32	9,42	21,50
R	89,40	74,90	63,90	34,90

b) Paramètres C. I. P. W. LACROIX

Analyse 186 : III, '5, 4', 5, 1 (2), 1, 1

" 183 : II (III), 5, 3 (4), 5, 1(2), 1(2), 2, 2

" 181 : II (III), 5, 3, 4(5), 3, 2, (1)2, 2

" 188 : II, '5, 2', 5, 2(3), 1, 1', '4.

Ces paramètres correspondent à des roches gabbroïques variant depuis des termes mésocrates (p=III ; l = 1 : norite mésocrate) à des termes leucocrates à tendance plus acide (p = II ; l = 1 : norite leucocrate). La variation du paramètre l définit des termes intermédiaires : l = (1)2 à 2 pour p = II (III) : roche à la limite gabbro-diorite. Ces roches diffèrent entre elles surtout par la valeur du paramètre r qui indique une baisse notable de la teneur en anorthite du plagioclase, depuis les norites mésocrates (r = 4') aux norites leucocrates (r = 2).

Les variations de la composition chimique pressenties lors de l'étude pétrographique de ces roches (voir la première partie du chapitre)

apparaissent ici nettement. En particulier les valeurs du paramètre r indiquent une variation de la composition du plagioclase qui s'enrichit en alcalis quand on se dirige vers le Sud. En même temps, il y a une augmentation de la teneur en silicium (voir diagramme triangulaire K C N). On peut donc conclure que les gabbros s'orientent vers un pôle acide dans la partie sud du massif tandis que dans le Nord ils prennent un caractère plus basique.

c) Diagramme de JUNG. - Indice de PEACOCK (planche n°7)

Le diagramme de JUNG traduit la variation des éléments calco-alcalins de la roche en fonction de la teneur en SiO_2 . Le parfait alignement des points (1, 2, 3, 4) permet de constater que l'enrichissement en silicium des gabbros, qui s'accompagne de la baisse de la teneur en calcium, est un phénomène progressif.

Bien que nous ne disposions que de quatre analyses, on est tenté de penser qu'entre le pôle basique (Nord) et le pôle acide (Sud) il doit exister des termes intermédiaires se situant à proximité de la droite. Quant à l'indice de PEACOCK (i) défini pour $R = 50$, il est égal ici à 55,6. Cet indice, rappelons-le, sert pour une série magmatique donnée, à définir son caractère alcalin, alcali-calcique, calco-alcalin ou calcique. Dans notre cas, (i) étant égal à 55,6 on se trouve donc à la limite entre la série calco-alcaline et alcali-calcique. Le terme moyen est un gabbro aussi riche en calcium qu'en alcalis. (Notons au sujet de ces derniers les très faibles pourcentages de K_2O).

Par ailleurs, le point n°1 représentatif du gabbro à glaucophane, malgré ses caractères minéralogiques et structuraux différents de ceux des trois autres, se place parfaitement sur la droite et semble donc appartenir au même "magma gabbroïque".

d) Analyse chimique d'une euphotide provenant du massif d'Altiani.

J. P. COUTURIE (1964) donne une analyse chimique d'une euphotide du massif d'Altiani, situé au Sud de notre terrain, et que nous reproduisons ici :

SiO_2	46,20	K_2O	0,40
Al_2O_3	16,30	TiO_2	0,25
Fe_2O_3	1,50	P_2O_5	0,00
FeO	3,55	MnO	0,10
MgO	12,95	H_2O^+	4,55
CaO	11,95	H_2O^-	0,00
Na_2O	2,80	total	100,55

Bien que provenant d'une région voisine de la nôtre, ce gabbro présente une composition chimique différente, en particulier une teneur en silice beaucoup plus faible. En outre, il ne s'intègre pas dans notre série gabbroïque (diagramme de JUNG, point n°5). Cet écart est d'autant plus important à souligner que ce gabbro provient d'un massif bien individualisé, indépendant du nôtre, ce qui laisse entrevoir la possibilité qu'au sein des Schistes lustrés chaque massif de Roches vertes possède des caractères magmatiques propres.

e) - Conclusion

Les gabbros du cortège ophiolitique de la Casaluna ne montrent pas une composition chimique homogène. Ils présentent au contraire une différenciation graduelle depuis des termes basiques vers des termes alcalins. Cette évolution présente une ordonnance géographique respectivement du Nord vers le Sud.

4) - Les schistes verts et spilites

Nous ne possédons qu'une seule analyse de chaque type. Néanmoins les schistes verts et spilites possèdent une composition minéralogique assez homogène ; les analyses que nous donnons peuvent être considérées comme représentatives de la composition chimique moyenne de ces roches.

L'échantillon de schiste vert provient de l'affleurement entaillé par le Golo, au Nord du massif.

L'échantillon de spilite a été pris au Sud du col de Cerna.

n° éch. n° anal.	080503 182	080502 184
SiO ₂	50,65	51,35
Al ₂ O ₃	14,70	14,60
Fe ₂ O ₃	3,90	3,75
FeO	5,15	6,45
MgO	7,50	6,35
CaO	7,20	7,70
Na ₂ O	5,45	4,20
K ₂ O	Tr.	0,05
TiO ₂	1,95	1,85
P ₂ O ₅	0,30	0,30
MnO	0,20	0,20
H ₂ O ⁺	2,70	2,20
H ₂ O ⁻	0,30	0,25
Total	100,00	99,25
NIGGLI		
Si	126	133
Al	21	26
fm	46	46
c	15	21
Alc	13	11
ti	3,57	3,56
P	0,30	0,31
k	0,00	0,02
Mg	0,60	0,73
R	56,4	66,15

182 : spilite x : 570,300 ; y=239.

184 : schiste vert : x = 569,00
y = 243,400.

Paramètres de LACROIX

analyse 182 :

II (III), 5, 2(3), 5, 2, '3, 2, 2

analyse 184 :

II (III), 5, 3, 5, 2, 1, '2, 2(3).

Ces paramètres montrent une identité quant à la composition entre spilites et schistes verts. Ils définissent des roches à la limite gabbro-diorite (p = II (III) ; l = 2) proche du gabbro 050415 vu précédemment. Les seules différences notables entre schistes verts et spilites apparaissent dans les valeurs du paramètre k (Pyr /Per).

k = 1 pour les schistes verts indique une roche à silice presque exactement saturée, à l'inverse des spilites qui en sont déficitaires (k = '3). Dans le diagramme de JUNG (points 6, 7), les spilites s'intègrent moins bien à la série gabbroïque que

les schistes verts, ceci à cause de leur forte teneur en soude pour un pourcentage de silice modéré.

Dans le massif d'Altiani, une analyse de prasinite chloriteuse (J. P. COUTURIÉ) montre des pourcentages d'oxydes voisins de notre schiste vert.

B - ETUDE PETROCHIMIQUE COMPARATIVE DES ROCHES VERTES DE CORSE, AUX SERIES PIEMONTAISES, GRECQUES ET SYRIENNES

Cette étude est inspirée du travail de A. NICOLAS sur les Roches vertes du Piémont, qu'il a comparées aux séries de Grèce et de Syrie (p. 128). Nous avons jugé qu'il serait intéressant d'y ajouter les caractéristiques de nos propres Roches vertes ; en quelque sorte, cette étude constitue un complément à celle de A. NICOLAS. Mentionnons que de telles comparaisons s'effectuent en groupant sur les mêmes diagrammes les variations de certains paramètres caractéristiques des roches de chaque série. Les Roches vertes de Corse seront principalement représentées par nos propres analyses (partie médiane des Schistes lustrés). Nous y ajouterons trois analyses de Roches vertes du Cap Corse (partie nord) et trois analyses provenant de Roches vertes au Sud de notre terrain. Il est évident qu'un plus grand nombre d'analyses serait nécessaire pour obtenir des résultats plus probants ; quoi qu'il en soit elle permet déjà de se faire une idée sur leurs caractéristiques principales.

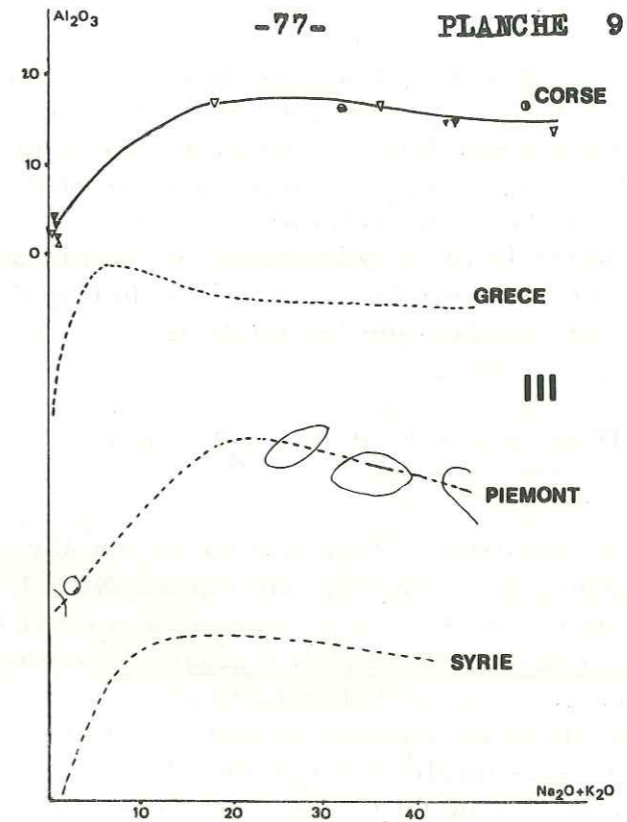
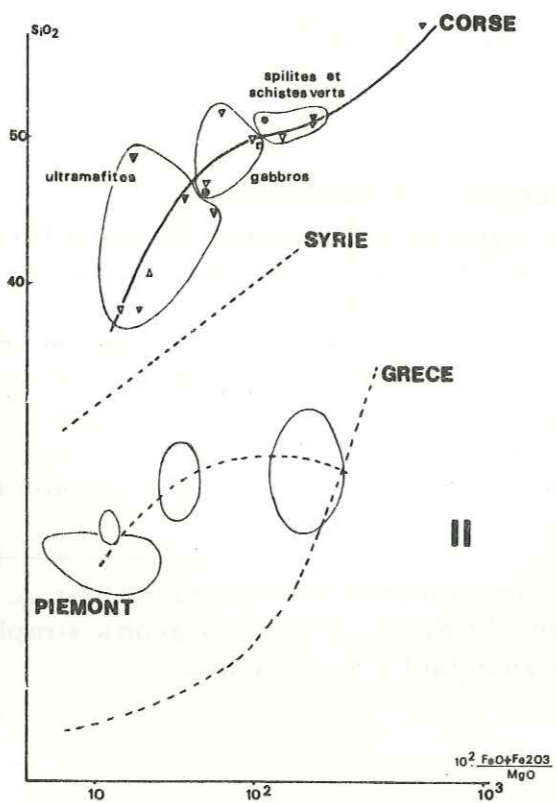
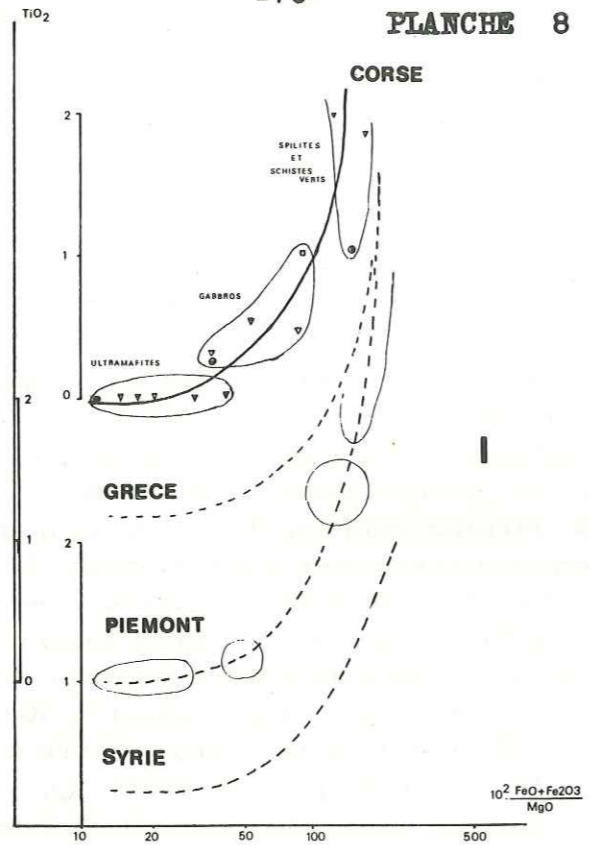
$$1. \text{ Diagramme } \frac{\text{TiO}_2}{\text{MgO}} / \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3^*}{\text{MgO}}$$

On peut faire les constatations suivantes :

- la courbe représentative de notre série est parallèle aux trois autres mais c'est avec celle des Roches vertes de Grèce qu'elle présente le plus d'analogie.

- La répartition des points constituant notre courbe traduit une différenciation plus progressive de l'ensemble des Roches vertes, à l'inverse des différents faciès de la série piémontaise, qui montrent une parfaite individualité (bon groupement des points). Dans notre cas, cet étalement est l'indice d'un enrichissement régulier en titane des roches ultrabasiques vers les faciès acides.

* Les diagrammes que nous publions ont été tracés par A. NICOLAS pour la Grèce, le Piémont, la Syrie. Nous les avons simplifiés et y avons ajouté le graphique correspondant à nos roches.



LEGENDE DES PLANCHES 8 ET 9

- ▽ ana. Casaluna
- ▼ serpent. Cap Corse
- prasinite (Altiani)
- euphotide
- gabbro (Inzecca)
- lherzolite

- I : DIAGRAMMES $TiO_2 / 10^2 \frac{FeO+Fe_2O_3}{MgO}$
- II : $SiO_2 / 10^2 \frac{FeO+Fe_2O_3}{MgO}$
- III : $Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$

2. Diagrammes $\text{SiO}_2 / \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}$

La forme de la courbe traduit une différenciation siliceuse élevée qui ne trouve pas d'équivalent dans les séries de référence : au niveau des schistes verts et spilites, elle montre un léger fléchissement traduisant une faible teneur relative en silice de ces roches, comparable aux prasinites piémontaises, mais le fléchissement n'est que peu accentué et passager. Ce particularisme commun aux deux séries et propre à un seul et même faciès est assez frappant vis-à-vis des courbes de Syrie et de Grèce qui montrent une différenciation siliceuse maximum à ce niveau.

Il est à noter la forte dispersion des points au niveau des serpentinites-péridotites dont certaines (serpentinites du Cap Corse) montrent des teneurs en silice plus élevées que les gabbros.

3. Diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 / \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{2}$

Il y a une similitude frappante entre les séries corses et piémontaises. En particulier, le "vide" signalé par A. NICOLAS (op. cit.) entre serpentinites et gabbros se retrouve chez nous, ce qui impliquerait également l'absence de roches gabbroïques à plagioclases fortement basiques. Il faut toutefois noter quelques différences :

- une différenciation en alumine moins accentuée pour notre série, qui est, à cet égard, la plus faible, comparée à l'ensemble des autres courbes ;
- comme pour la courbe du titane, nos roches présentent une différenciation alcaline régulière, depuis les gabbros jusqu'aux spilites et schistes verts. La courbe évoque un passage progressif entre les deux faciès. Cette variation de la teneur en alcalis, que nous avons déjà mise en évidence lors du calcul de l'indice de PEACOCK, constitue un des caractères fondamentaux de nos gabbros. Une telle régularité dans la différenciation alcaline ne semble pas être le cas pour la série piémontaise qui montre, là encore, un parfait regroupement des faciès.

Il semble donc que les caractères pétrochimiques des roches vertes de Corse sont en général identiques à ceux des séries piémontaises, grecques et syriennes.

Mais il est évident que ces résultats ne peuvent prétendre à des conclusions définitives car nous ne possédons que trop peu d'analyses chimiques. Dans ce sens, une telle étude mériterait d'être poursuivie avec un plus grand nombre de données.

III - PROBLEMES PETROGRAPHIQUES PARTICULIERS

Avant d'aborder l'étude de la glaucophanisation, nous dirons un mot sur l'observation pétrographique d'un contact gabbro-serpentinite.

A - ETUDE D'UN CONTACT GABBRO-SERPENTINITE

Cette étude a été réalisée en vue de rechercher d'éventuelles modifications subies par les gabbros au contact avec les serpentinites.

1) - Localisation de l'affleurement

Le schéma ci-dessous montre l'allure du contact. Nous l'avons observé dans une petite carrière creusée dans une masse de gabbro en inclusion dans des serpentinites (bordure de la RN 193 à 3 km à l'Est de Ponte-Leccia)

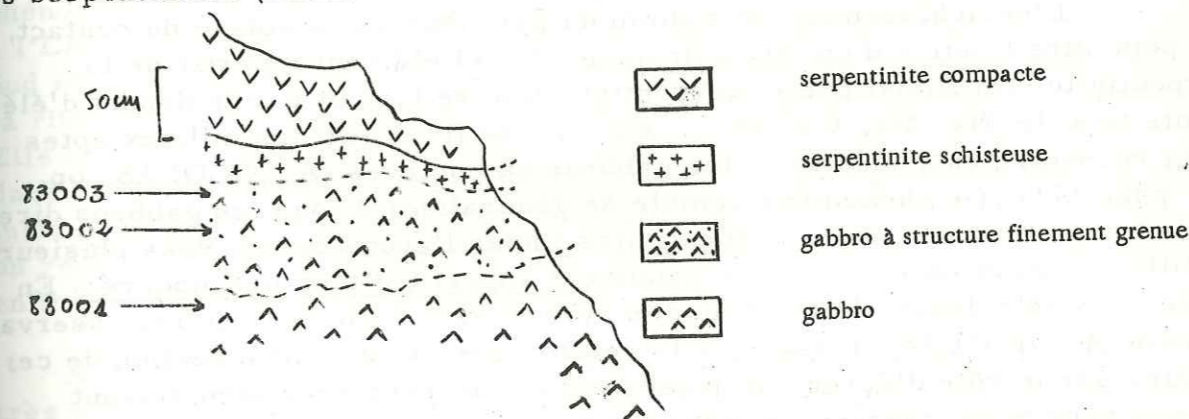


Fig. 38 - Contact gabbro - serpentinite

2) Observations

Les échantillons qui proviennent de ce contact ont été décrits dans la partie pétrographique comme exemples de gabbros cataclastiques. Quand on les examine en fonction de leur position sur le terrain, on constate peu de modifications apportées à la composition minéralogique, à mesure que l'on s'approche du contact ; la seule transformation importante est une augmentation de la cataclase : 83003 qui a été pris immédiatement au contact montre une structure fluidale et l'agencement originel des minéraux ne se reconnaît plus. 83001 est affecté à un moindre degré, le plagioclase subit une recristallisation tandis que le pyroxène tend à se fracturer. La structure de la

roche subit également une modification ; elle tend à devenir finement grenue à l'approche de la serpentinite.

Du point de vue minéralogique on note les transformations suivantes (en se dirigeant vers le contact) :

- augmentation de la saussuritisation du plagioclase ;
- l'amphibole qui apparaît sporadiquement dans 83001 est rapidement chloritisée ;
- augmentation de la teneur en chlorite (pennine à laquelle s'adjoint de la prochlorite dans 83003).

En ce qui concerne le pyroxène, dans le gabbro 83001 il s'agit de diallage très fracturé mais très peu altéré (un peu de chlorite et d'actinote apparaissent en bordure). Dans le gabbro à structure fine, on note à côté du diallage une augite aegyrienne, non fracturée, non altérée, mais de même que le diallage elle paraît corrodée par le matériel opaque résultant de l'altération des plagioclases. Enfin dans l'échantillon 83003 prélevé très près du contact, le pyroxène indéterminable ne forme plus que des fragments disjoints au milieu des traînées chloriteuses.

L'enrichissement en sodium du pyroxène au voisinage du contact, est peut-être l'indice d'un faible drainage de cet élément à partir de la serpentinite. On admet que la serpentinitisation se traduit par le départ d'éléments tels le Na, Mg, Ca, etc. . . qui vont se fixer sur des milieux aptes à les recevoir, en l'occurrence les gabbros en enclaves (A. NICOLAS, op. cit. page 171). Ce phénomène semble se généraliser à tous les gabbros directement en relation avec les serpentinites ; nous l'avons décelé dans plusieurs lentilles de gabbros et dolérites ; mais cet apport est toujours modéré. En outre, le faible degré d'altération des pyroxènes s'accorde avec les observations de A. NICOLAS, qui explique la relativement bonne conservation de ces derniers par le rôle d'écran que joueraient les serpentinites, amortissant les contraintes nécessaires au développement du métamorphisme. De plus pour cet auteur le chimisme du milieu (gabbro) conditionnerait l'évolution du pyroxène, en particulier la teneur en silicium : un excès de silicium entraînerait la trémolisation, un déficit la chloritisation.

Suivant ces interprétations, on pourrait dire que dans notre cas, la serpentinitisation n'aurait provoqué qu'un faible départ de sodium et n'aurait nécessité qu'un faible "emprunt" de silicium aux gabbros (pas de trémolisation, chloritisation sur une faible épaisseur).

B - LE PHENOMENE DE GLAUCOPHANISATION DES ROCHES VERTES

L'étude pétrographique a montré la présence fréquente de glaucophane

phane parmi les constituants de certaines catégories de Roches vertes. Ce minéral est par ailleurs fréquent dans les Schistes lustrés de la partie orientale de la Corse, où il a été décrit, en particulier à l'Est de notre secteur dans le massif du San Pedrone, par H. A. BROUWER et C. G. EGELER (1951). Enfin au Sud, dans le massif ophiolitique de Vezzani, Th. A. F. NETELBECK décrit "des roches basiques ayant pris le faciès des schistes à glaucophane". Il faut signaler les observations récentes à cet égard de J. P. COUTURIE (1964) qui a noté également la présence de ce minéral dans les Roches vertes de la vallée du Tavignano.

1) - Extension des faciès à glaucophane

Dans la région que nous avons levée, la glaucophanisation affecte uniquement les Roches vertes. Les affleurements de Schistes lustrés qui y sont associés n'ont jamais montré trace de ce minéral. En outre le phénomène ne se généralise pas à tout le massif ophiolitique, il affecte, à l'Est, une mince zone de gabbros, qui englobe la Punta San Cervone au Sud et se développe vers le Nord où elle constitue les hauteurs dominant la rive gauche de la Casaluna au niveau des villages de Cambia et Carticasi. Elle traverse cette rivière au Sud du hameau de Coibiti pour se poursuivre dans la mince bande de gabbros enserrée entre l'affleurement des Schistes lustrés à l'Ouest et les schistes verts de Saint Laurent à l'Est. Ailleurs, on rencontre sporadiquement la glaucophane dans les enclaves de gabbros en inclusions dans les serpentinites de Ponte Leccia.

A l'échelle de l'affleurement, l'intensité de la glaucophanisation est très variable ; on passe rapidement, en l'espace de quelques mètres, de termes à forte teneur en glaucophane à des termes où la glaucophane est rare et même inexistante. Ce caractère constitue un trait dominant de la glaucophanisation dans notre secteur. Un autre caractère qu'il est important de souligner est sa sélectivité. La glaucophane apparaît toujours dans des types de roches à composition minéralogique particulière, en l'occurrence des gabbros et diabases riches en albite ; elle est inexistante dans les schistes verts et les spilites.

Du point de vue minéralogique il nous a été impossible d'en faire une étude à la Platine universelle. En se basant sur la nature du pléochroïsme nous avons constaté l'existence de termes magnésiens (glaucophane s. str.) et de termes ferrifères (crossite - bababudanite).

2)- Modes de présentation de la glaucophane

A l'exception de cas très rares nous n'avons jamais rencontré de glaucophane de néoformation si ce n'est en petits cristaux aciculaires en inclusions dans les plagioclases.



Fig. 39 - Coeur d'amphibole (H) bordé d'une auréole de glaucophane (G). Remarquer l'exsudation opaque dans cette hornblende. A : fond albitique à inclusions d'épidote (L.N.).

Elle se forme toujours aux dépens d'une amphibole primaire, en général une hornblende, dont il subsiste des reliques non transformées. Le processus selon lequel s'effectue la glaucophanisation est toujours le même : l'amphibole primitive se transforme sur ses bords en une frange de glaucophane (fig. 39) et peut dans certains cas être entièrement pseudomorphosée. Cette glaucophanisation s'accompagne de la formation de minéraux calciques (sphène, apatite, pistacite). Dans la lame 81701, l'amphibole primaire exsude son fer qui se concentre au coeur du minéral tandis que la périphérie est constituée de glaucophane. Dans la lame 060903 toutes les amphiboles (hornblende verte 2 V = - 74 ; Ng/c = 16 et oxyhornblende 2 V = -76 ; Ng/c = 8) subissent une glaucophanisation qui se limite à un liséré autour du minéral, il n'y a là jamais pseudomorphose complète : il subsiste toujours un coeur d'amphibole primitive, partiellement masqué par une exsudation semi-opaque à fort relief composée de sphène et pistacite. Cette exsudation est le résultat de la transformation partielle de la hornblende en amphibole sodique. Les plagioclases associés sont très riches en granules d'épidote, ce qui traduit une albitisation à partir d'un plagioclase basique primitif.

3)- Minéraux caractéristiques associés à la glaucophane

A côté de l'albite toujours présente, la glaucophane s'accompagne de minéraux qui sont par ordre d'importance décroissante : stilpnomélane, épidote (allanite + pistacite), apatite, chlorite, grenat. Le grenat n'est que très exceptionnel, il apparaît dans une seule lame, sans liaison apparente avec la glaucophanisation.

a) - L'apatite

Dans la lame 81701 où la glaucophane est particulièrement abondante (23 %), l'apatite apparaît en grande quantité sous forme de petits cristaux hexagonaux (0,1 mm) ou en baguettes, de 0,5 mm de long en moyenne. Elle se concentre dans les parties de la roche où s'effectue la glaucophanisation de la hornblende. Le même phénomène s'observe dans la lame 042010 : l'amphibole inclut poecilitiquement des cristaux d'apatite. Sa fréquence semble liée à la proportion de glaucophane dans la roche : en règle générale elle est d'autant plus abondante que la glaucophanisation de la roche est avancée. De par sa disposition poecilitique il semblerait donc que sa formation s'effectue au même titre que le sphène et la pistacite à partir du calcium libéré par la sodification de la hornblende. Mais le problème se pose évidemment de savoir d'où provient le phosphore également nécessaire. Peut-être a-t-il été emprunté à des sulfures métalliques disséminées car on sait que ceux-ci peuvent en renfermer des quantités non négligeables (2500 g/T.).

b) - Le stilpnomélane

Il est inséparable de la glaucophane avec laquelle il est étroitement associé, en proportions égales. Th. A. F. NETELBECK (1949) avait déjà signalé, dans les Roches vertes de Vezzani, cette association. Il s'agit de ferrostilpnomélane, et moins fréquemment de la variété ferrique. Il forme des paquets flexueux avec des fibres de glaucophane et de chlorite. Il peut également provenir de la transformation d'un cristal d'amphibole sodique (fig. 40) ; la pseudomorphose s'effectue à partir du coeur du minéral et progresse vers les bords. Par ailleurs il existe dans ces roches une autre génération de stilpnomélane, individualisé en filonnets, sans liaison avec le phénomène de la glaucophanisation.

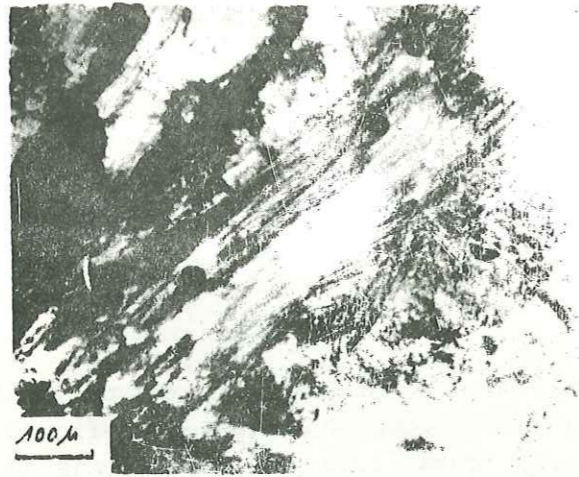


Fig. 40 - Pseudomorphose d'un cristal de glaucophane (bordure foncée) par du stilpnomélane (partie claire) (L.N.).

c) - L'épidote et la chlorite

La chlorite est moins fréquente. L'épidote surtout représentée par la pistacite est toujours présente. Elle provient de la transformation d'un ferromagnésien originel. Nous avons rencontré en un point des cristaux d'allanite bordés d'un mince liséré de pistacite.

4) - Origine de la soude nécessaire à la glaucophanisation

En ce qui concerne les roches que nous avons étudiées il nous a paru que l'apport de soude s'était effectué à partir de l'albite de la roche et qu'il était inutile de faire intervenir une métasomatose sodique. En effet, la glaucophanisation est à la fois de faible intensité, sporadique, et sélective. La glaucophane ne forme le plus souvent qu'un mince liséré autour de la hornblende primitive, les pseudomorphoses complètes étant rares. Ensuite le phénomène est sporadique : à l'affleurement sa répartition est très irrégulière, en l'espace de quelques centimètres on passe de zones à glaucophane abondante, à des zones qui en sont pratiquement dépourvues.

Enfin la glaucophane ne se développe que dans des roches de composition minéralogique particulière : gabbros du 1° groupe et certaines diabases, ces deux variétés étant caractérisées essentiellement par la présence "d'albite fraîche" (dans les Roches vertes où le plagioclase est réduit à un

matériel d'apparence amorphe, la glaucophane est absente).

Un exemple typique de cette mobilisation de la soude à partir du plagioclase vers l'amphibole, est celui d'un gabbro à structure ophitique (lame 042010). Les amphiboles primitives (hornblende verte et oxyhornblende) qui remplissent les interstices entre les plages d'albite (renfermant de nombreux granules d'épidote) se glaucophanisent uniquement au contact avec



Fig. 41 - L.P.

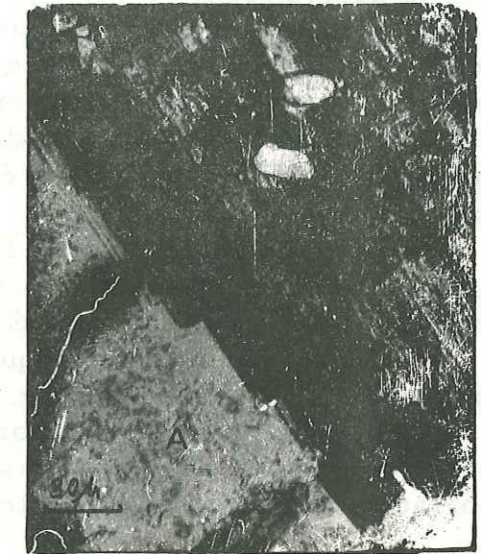


Fig. 42 - L.P.

Glaucophanisation d'une hornblende verte. Le cristal d'hornblende (H) se transforme en un mince liséré d'amphibole sodique au contact avec les cristaux d'albite (A). Remarquer les inclusions poéclitiques de grains d'apatite.

cette albite sur des épaisseurs très faibles (fig. 41 et 42). Il semble donc bien que dans notre cas la glaucophanisation observée n'est due qu'à une diffusion de soude à partir de l'albite vers l'amphibole.

5) - Nature du métamorphisme

Nous venons de voir que la sodification de la hornblende primitive était un phénomène topochimique excluant tout apport de sodium de l'extérieur. Si l'on écarte la métasomatose seul un métamorphisme de pression rend compte de l'instabilité de l'albite, par la création de nouvelles conditions physiques.

En raison des faits suivants nous avons tout lieu de penser que ce

métamorphisme a été contrôlé par de faibles pressions :

- on n'observe pas de cataclase intense des roches ;

- en aucun cas nous n'avons noté l'apparition d'orientations privilégiées dans l'agencement des minéraux ;

- le stilpnomélane (l'apatite), la chlorite, l'épidote associés à la glaucophane sont les minéraux indices d'un faible degré de métamorphisme, correspondant au subfaciès épidote glaucophane du faciès schistes à glaucophane.

A la suite de W. P. de ROVER, A. MIYASHIRO et Y. SEKI, l'épisode métamorphique des schistes à glaucophane est subdivisé en une série de zones caractérisées par des paragenèses minérales spécifiques qui traduisent des degrés de métamorphisme différents. Ainsi la présence d'épidote définit un métamorphisme contrôlé par des faibles pressions ; quand les pressions augmentent l'épidote est remplacée par la lawsonite, la pumpellyite, le grenat, etc...

Or dans notre secteur l'étude microscopique n'a jamais fait ressortir l'association glaucophane, lawsonite ; le grenat apparaît trop sporadiquement pour qu'il soit considéré comme indice de plus fortes pressions.

Enfin, le fait très fréquent que le stilpnomélane se développe aux dépens de la glaucophane (fig. 40) et remplit certaines cassures, est sans doute l'indice d'une rétomorphose ou tout au moins d'une phase ultime du métamorphisme, phase de plus faible pression que celle responsable de l'association glaucophane-chlorite-épidote (apatite ?)

CHAPITRE II

MODE DE GISEMENT DU COMPLEXE OPHIOLITIQUE. RELATIONS DE SES DIFFRENTS TERMES ENTRE EUX ET AVEC LES SCHISTES LUSTRES

Après avoir défini pétrographiquement les différents termes de l'ensemble ophiolitique de la Casaluna, nous allons étudier leur répartition géographique, leur mode de gisement et leurs rapports du point de vue géométrique et génétique. La première partie de ce chapitre sera consacrée à l'étude de chacun des types définis précédemment par l'étude pétrographique descriptive. En dernier lieu nous traiterons de leurs rapports en essayant de dégager un ordre de succession des différents faciès.

I - INTRODUCTION. POSITION DU MASSIF DANS LE CONTEXTE DES SCHISTES LUSTRES. COMPARAISON AVEC LES AUTRES MASSIFS DE ROCHES VERTES

La planche n° 10 montre que notre massif se situe approximativement dans la région médiane des Schistes lustrés, sur sa bordure ouest. Il présente une disposition étirée nord-sud sur une vingtaine de kilomètres environ. Du point de vue de la superficie, il est comparable au massif du Canari dans le Cap-Corse au Nord, et à celui de Vezzani au Sud.

L'unité de notre massif est rompue par l'affleurement de terrains mésozoïques qui constituent la Cima Pedani et qui le séparent en deux parties distinctes :

- une partie nord, où affleurent les serpentinites de Ponte Leccia reposant sur les gabbros du massif du Bois de Pinetto ;

- une partie sud, qui s'étend depuis le Col de Cerna jusqu'à Sermano ; elle s'oppose à la précédente par une plus grande variété de faciès qui s'ordonnent suivant une direction correspondant à l'allongement nord-sud du massif.

II - LES DIFFERENTS FACIES DE ROCHES VERTES

A - Les Péridotites





Nous avons déjà abordé leur mode de gisement dans le chapitre I (Pétrographie) ; rappelons qu'elles sont exceptionnelles. On ne les rencontre que dans les serpentinites du massif de Ponte-Leccia : sur la crête du Serra Debbione et de part et d'autre de la route de Morosaglia à Ponte-Leccia à environ 3 km de cette dernière localité. Elles se présentent sous forme de masses arrondies de 3 à 4 mètres de diamètre, passant progressivement sur leurs bord à des serpentinites franches ; elles représentent les restes non encore serpentinisés de l'ancien massif de péridotites.

B - Les Serpentinites

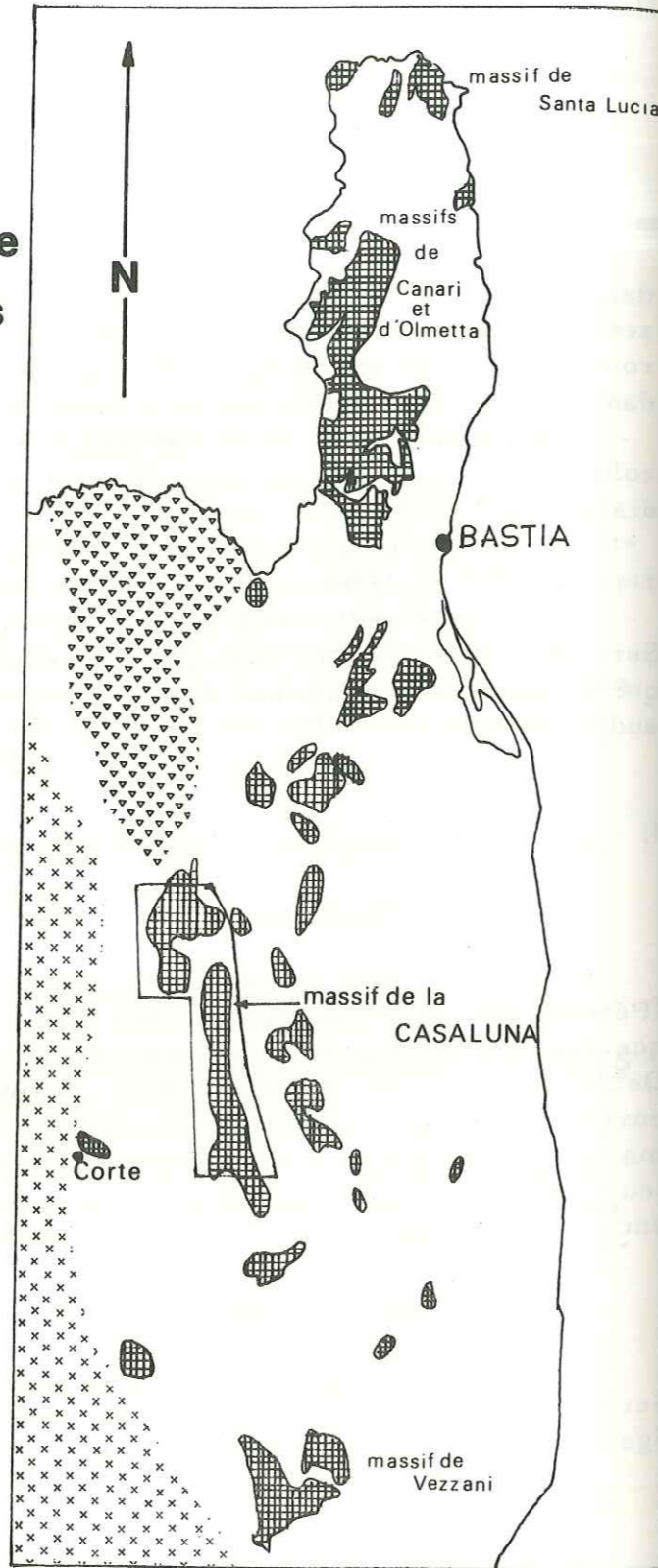
Les principaux affleurements se localisent au Sud (massif de Sermano), au Nord (massif de Ponte-Leccia). En outre on en observe également deux bandes, au NE, et des amas disséminés ici et là. Du point

PLANCHE 10

Les principaux massifs de roches vertes dans le complexe des Schistes lustrés

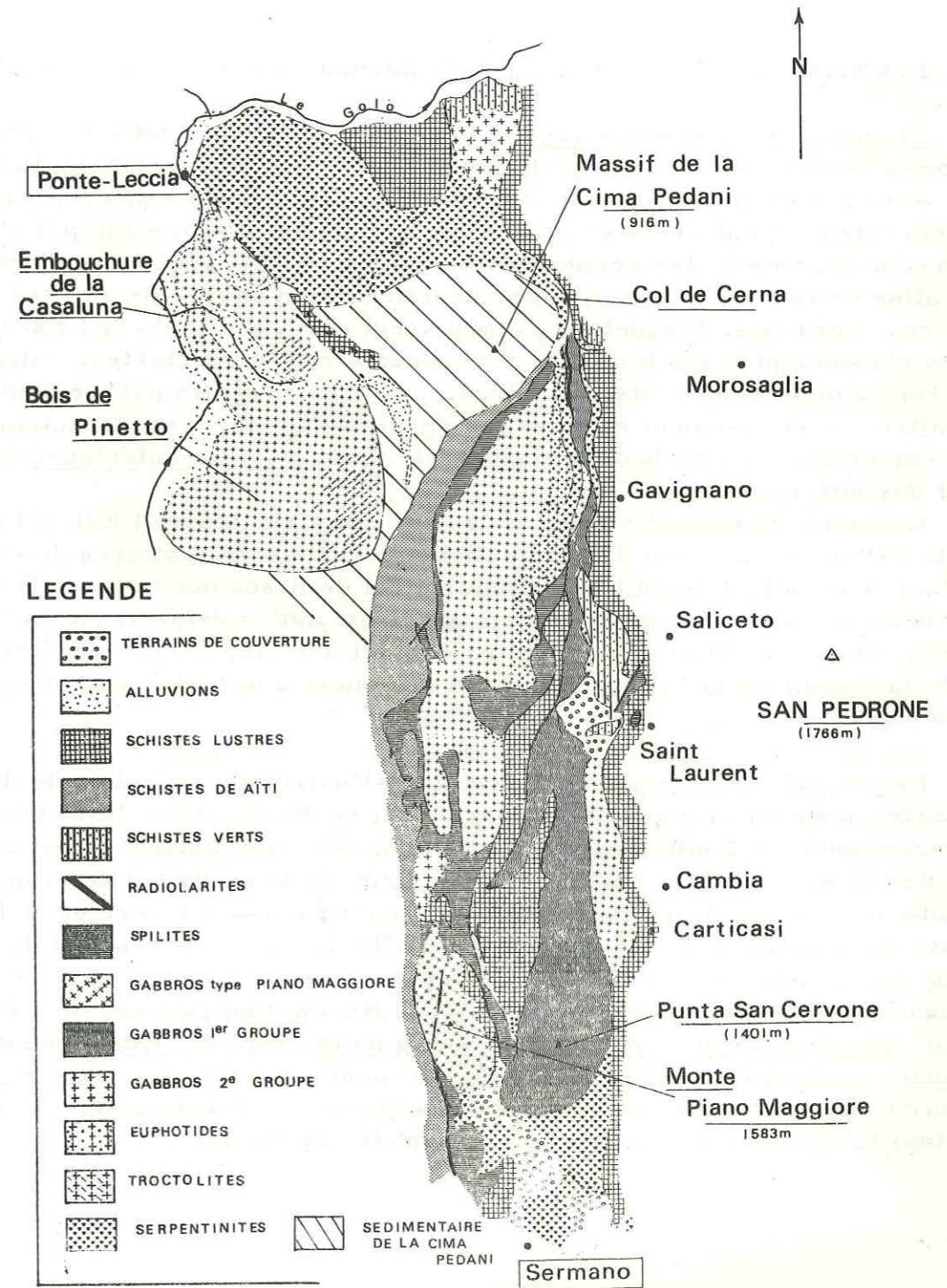
-  SCHISTES LUSTRES
-  GRANITE DU TENDA
-  GRANITE OCCIDENTAL
-  ROCHES VERTES

0 20Km

















CARTE SCHEMATIQUE DES AFFLEUREMENTS

Echelle 1Km



LEGENDE

-  TERRAINS DE COUVERTURE
-  ALLUVIONS
-  SCHISTES LUSTRES
-  SCHISTES DE AÏTI
-  SCHISTES VERTS
-  RADIOLARITES
-  SPILITES
-  GABBROS type PIANO MAGGIORE
-  GABBROS 1^{er} GROUPE
-  GABBROS 2^e GROUPE
-  EUPHOTIDES
-  TROCTOLITES
-  SERPENTINITES
-  SEDIMENTAIRE DE LA CIMA PEDANI

de vue de leur allure cartographique générale on peut distinguer :

- les gisements lenticulaires ;
- les gisements stratoïdes ;
- les gisements de faible étendue (inclusions bien circonscrites dans les gabbros, les euphotides ou les Schistes lustrés).

1) Gisements lenticulaires

Les massifs de Ponte-Leccia et de Sermano en sont des exemples.

Le massif de Ponte-Leccia se développe à l'Est de cette localité où il forme les hauteurs du Serra-Debbione, qui s'abaissent, en direction du SE, vers le Col de Riscamone. Sur son flanc nord il est échancré par un affleurement de calcschistes plissotés, profondément entaillés par l'érosion. Au Sud Ouest, les serpentinites sont en contact avec les gabbros de la vallée de la Casaluna par l'intermédiaire d'une passée de spilites bicolores, écrasées, lesquelles s'élargissent en direction du Sud Est où elles s'associent à des formations sédimentaires (calcschistes, calcaires, microconglomérats, Schistes lustrés). Localement cette passée peut disparaître par écrasement et alors les serpentinites viennent directement en contact avec les gabbros qui apparaissent en position inférieure par rapport aux serpentinites.

La limite du massif s'infléchit ensuite en direction de l'Est et la serpentinite est en contact avec les formations volcano-sédimentaires de la Cima Pedani. Ce contact se suit bien jusqu'au Col de Riscamone ; au-delà il se continue en contre-bas de la route, mais il est moins évident. Au Col de Cerna, les serpentinites viennent en contact avec les Schistes lustrés de Valle di Rostino dont la limite d'abord est-ouest s'infléchit pour devenir nord-sud.

Le massif de Sermano. - Il se situe à l'extrémité méridionale du secteur ; nous en avons étudié la partie qui se développe au Nord du chemin départemental de Sainte Lucie à Bustanico. Bien que partiellement masqué par des éboulis dans sa partie centrale, nous avons pu saisir ses rapports exacts avec les gabbros et diabases du Monte Piano-Maggiore et de la Punta San Cervone. A la faveur de l'entaille du ravin qui descend du col séparant ces deux sommets, on voit les serpentinites céder la place vers le haut à des gabbros lités, orientés 170° NE avec un pendage de 45° à l'Est. Le contact entre serpentinites et gabbros est net, sans zone d'écrasement. Cette position inférieure des serpentinites est encore plus évidente sur la bordure ouest du massif où les diabases qui constituent l'arête portant la chapelle de San Alesio viennent les recouvrir.

En définitive, les serpentinites de Sermano apparaissent comme un ensemble inférieur aux gabbros et diabases du Piano Maggiore et de la Punta San Cervone auxquelles ils passent en continuité.

2) Les massifs stratoïdes

Un bel exemple de ce mode de gisement se rencontre à la limite est du terrain, au niveau des villages de Gavignano, Saliceto, Castineta. Il s'agit de deux bandes parallèles, allongées dans le sens nord-sud, interstratifiées dans une série de gabbros, radiolarites, et Schistes lustrés. Le massif situé à l'Ouest, le plus étendu, a une épaisseur moyenne d'environ 250 mètres et se développe sur environ 3,500 km depuis le bas du Col de Cerna au Nord, jusque dans le lit du Gavignaninco où il se termine en biseau. Il conserve un pendage à peu près constant d'environ 50° à l'Ouest ; il est recouvert par un affleurement d'euphotides et repose en concordance sur une mince passée de calcschistes et radiolarites ; par écrasement des schistes, la serpentinite vient localement reposer directement sur les radiolarites, celles-ci pouvant à leur tour disparaître ; il en est ainsi au niveau du cimetière de Gavignano où en même temps les inclusions de gabbros euphotides viennent interrompre le banc de serpentinites.

Le deuxième massif, plus à l'Est, est séparé du précédent par une bande de gabbros et spilites ; il conserve le même pendage et repose sur les Schistes lustrés de la base du San Pedrone. Il se termine en biseau au Sud, sous la chapelle du cimetière de Gavignano.

3) Les Serpentinites en inclusions

Les serpentinites se rencontrent également sous forme d'inclusions, dont la puissance peut varier de quelques dizaines de centimètres carrés jusqu'à plusieurs centaines de mètres carrés, dans les gabbros, les euphotides, et les Schistes lustrés ; par contre nous n'avons jamais rencontré de telles inclusions dans les spilites. Leur forme est variable : il s'agit souvent de lentilles arrondies ou ovoïdes du type de celles que nous avons individualisées par exemple à l'Est du confluent de la Casaluna ($x = 565,300$; $y = 240,000$ et $x = 565,800$; $y = 239,640$). Elles prennent souvent aussi une disposition en minces lits ou "fils" tel par exemple l'affleurement qui vient recouper les lacets de la route au-dessus du hameau de la Casanova et qui se poursuit en un mince liséré vers le Nord, à la limite entre schistes verts et gabbros. Elles jalonnent souvent des accidents ; ainsi la faille qui sépare au SE les schistes verts de Saint-Laurent d'avec les Schistes lustrés est marquée par la présence d'un "enduit" de matériel serpentineux écrasé ; la limite E du massif est généralement marquée par un liséré de serpentinite au contact avec les schistes de la base du San Pedrone.

4) Origine des Serpentinites

Sur ce problème délicat, deux observations méritent d'être notées.

La première est la présence au sein des serpentinites, principalement celles de Ponte Leccia, de résidus de péridotite non altérée. L'analyse pétrographique de ceux-ci montre qu'on a tous les termes de passage depuis la péridotite intacte jusqu'à la serpentinite franche. Par ailleurs il a été trouvé de nombreuses reliques de pyroxène et de rares grains d'olivine dans les masses serpentineuses.

On peut donc penser que toutes nos serpentinites proviendraient de l'altération hydrothermale d'anciennes péridotites (harzburgites essentiellement). Mais le problème se poserait alors de savoir quel est le phénomène responsable de cette transformation. Il pourrait s'agir d'un autométamorphisme contemporain de la mise en place ou légèrement postérieur à celle-ci (l'eau nécessaire serait magmatique). Il pourrait aussi s'agir d'épanchements sous-marins de péridotites ou d'une "bouillie ultrabasique" dont les cristaux d'olivine se transformeraient en serpentine au contact avec l'eau. Ou bien il s'agirait d'un phénomène lié de quelque façon au métamorphisme général responsable de la formation des Schistes lustrés encaissants et aux mouvements tectoniques qui l'ont accompagné ou suivi.

La deuxième observation est la suivante : à environ 1,5 km au Nord du cimetière de Gavignano (x = 569,660 ; y = 238,820 ; z = 520) un banc de serpentinite montre un débit en boules qui évoque une texture en pillows-lavas (fig. 43). La serpentinite massive vert sombre, à cassure esquilleuse forme

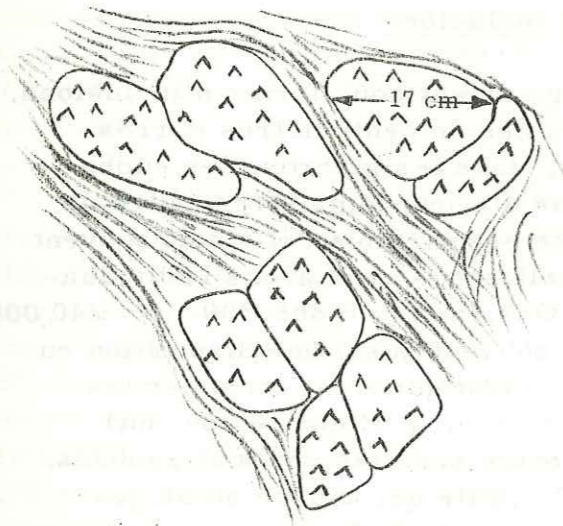


Fig. 43 - Exemple de débit en "boule" des serpentinites. masse ovoïde de serpentinite compacte dans une trame de serpentinite "fluidale"

une série de boules ovoïdes ou losangiques à angles émoussés", ne montrant pas de traces d'écrasement. Ces "boules" sont emballées dans une serpen-

tinite vert clair schisteuse, tendre, d'allure fluidale. Il peut évidemment s'agir d'un faciès résultant d'actions tectoniques comme le pense M. VUAGNAT. Mais dans notre cas l'évidence de l'origine "tectonique" de ce débit n'est pas très nette et l'aspect fluidal du ciment des blocs "fait penser" à une fluidité originelle de cette serpentinite. Si c'était effectivement le cas, l'hypothèse de E. B. BAILEY et MC. CALLIEN (1953), sur la possibilité d'un épanchement au fond de la mer d'un magma ayant la composition d'une serpentinite pourrait être avancée. On aurait eu alors mise en place d'une "lave serpentineuse" sous-marine qui aurait eu pour effet de déclencher une sédimentation siliceuse (radiolarites).

Mais ces diverses hypothèses suggérées, auxquelles on pourrait d'ailleurs en ajouter d'autres, il ne nous est pas possible d'en proposer une qui soit suffisamment étayée.

5) Origine des "Serpentinites à pustules"

Les "serpentinites à pustules" décrites dans l'étude pétrographique apparaissent comme des "accidents" au voisinage du contact euphotide-serpentinite. Hormis les principaux affleurements que nous avons signalés, on rencontre, toujours au voisinage du contact, des bandes de serpentinites pustuleuses alternant avec des passées d'euphotides (voir plus loin, étude du contact euphotides-serpentinites).

Il s'agit de toute évidence d'un faciès secondaire qui se développe par altération à partir d'une roche originelle ; la serpentine provient du remplacement d'une olivine, dont il subsiste des noyaux non altérés, dans certains exemples (lame mince 040707). La serpophite constituerait le terme intermédiaire qui par recristallisation conduirait à l'antigorite. Nous pensons qu'une telle roche se développe à partir d'un gabbro riche en olivine, dont le constituant le moins altéré serait représenté par le clinopyroxène en grandes plages ; l'olivine aurait donné d'abord la serpophite puis la serpentine tandis que le grenat pourrait représenter l'ancien plagioclase ; s'il en était effectivement ainsi on aurait eu un terme de passage, le gabbro à olivine, entre la serpentinite franche (ancienne péridotite ?) et l'euphotide.

C - Les gabbros

Ce sont eux qui constituent l'essentiel du massif.

1) Les Gabbros du deuxième groupe (Metagabbros)

Depuis le Col de Cerna, ils occupent les dépressions formées par le Prunitaccio, le Gavignaninco et se poursuivent en direction du Sud sur environ 5 km. Ils sont bordés à l'Ouest par un mince liséré de spilites qui les enveloppe en concordance et sans interruption depuis le Col de Cerna, avec des pendages tantôt verticaux, tantôt légèrement inclinés à l'Ouest. A l'Est, ces gabbros passent à la variété euphotidique qui se traduit dans la topographie par des reliefs accusés. Plus au Sud ils traversent la Casaluna à la latitude du pont de Lano et à partir de ce point ils perdent leur individualité : à l'Est du village de Lano ils prennent un faciès schisteux, écrasé et s'associent à des affleurements de spilites très digités ; la densité de la végétation à ce niveau permet difficilement de différencier les deux faciès. Dans les hauteurs dominant le village de Rusio cette association avec les spilites devient plus intimé ; les deux faciès s'intriquent si étroitement qu'il devient impossible de les séparer correctement. En fait ici la coexistence étroite spilites-gabbros est plutôt due à une différenciation du magma tantôt vers le pôle gabbroïque, tantôt vers le pôle spilitique : on passe en effet en l'espace de quelques mètres d'un gabbro à gros grain à une spilite, sans coupure nette ; la roche acquiert ici une grande hétérogénéité de texture. Au delà du petit col où passe l'ancien chemin de Corte, les gabbros vont constituer toute l'arête qui porte le Monte Piano-Maggiore. En même temps que leur texture devient plus homogène, leur composition minéralogique change ; ils s'enrichissent en amphibole et le pyroxène devient accessoire ; ils constituent ici la variété amphibolique (description de la lame 070901). A l'Ouest, ils sont nettement séparés des Schistes lustrés, par un banc de radiolarites penté est, qui se dédouble en un point pour venir entailler les gabbros au NW du Piano-Maggiore. Le passage des gabbros aux radiolarites s'effectue par une mince frange de roches diabasiques ; ceci est particulièrement net à l'extrémité sud du massif où les diabases, qui constituent l'arête portant la chapelle de San Alesio passe vers le haut aux gabbros constituant le Monte Piano-Maggiore.

A l'Est au niveau des villages de Corsoli, Cambia, Carticasi, la Casaluna s'encaisse profondément dans les gabbros à gros grain présentant des ébauches de litage.

Le Massif du Bois de Pinetto. - C'est la grosse masse située au NW de notre terrain en amont du confluent Golo-Casaluna. Sa position est aberrante par rapport à l'ensemble du massif. Il a déjà été cartographié par T. DE BOOY (1951) et récemment par J. C. LIMASSET (1958). M. NENTIEN (1897) y reconnaît déjà l'existence de gabbros à olivine à texture euphotidique qu'il qualifie de norite à olivine ; en fait cet auteur semble faire une confusion dans la nature du pyroxène qu'il détermine comme de la bronzite par sa couleur jaune laiton ; il s'agit en réalité de diallage et nous n'avons jamais rencontré trace d'orthopyroxène dans les roches qui correspondent d'après les paramètres de LACROIX à des allivalites mésocrates, à faible proportion de py-

roxène (6 %).

Ces gabbros à olivine n'occupent pas tout le massif. Ils apparaissent sous forme d'amas de différenciations, localisés sur l'arête du Bois de Pinetto et aux environs du Lieu dit Mercaggio (carte d'état major au 1/50 000), au sein de gabbros normaux à texture grenue. Outre la présence abondante d'Olivine (22 %) ils se différencient des gabbros classiques par une basicité plus forte du plagioclase (bytownite), relativement peu saussuritisé. Ces caractères nous incitent à voir en ces gabbros des concentrations plus basiques au sein du magma gabbroïque par cristallisation en certains points de plagioclase calcique et d'olivine ; il est à noter que le pyroxène cristallise en dernier lieu et comble les interstices entre ces deux minéraux.

2) Les Gabbros du premier groupe

Leur composition minéralogique les différencie beaucoup des gabbros précédents, ainsi que la variation de structure qui est en moyenne de type ophitique. Sur le terrain ils sont facilement reconnaissables par le fait qu'ils donnent une terre d'altération rougeâtre. Au Sud cette dernière provenant du lessivage des gabbros de la Punta San Cervone a en partie recouvert le massif de serpentinite de Sermano en rive gauche du ravin de Ragina.

M. NENTIEN (1897) qui décrit un exemple de ces gabbros reconnaît leur exceptionnelle richesse en minéral et leur attribue une composition de norite anorthique par la présence d'orthopyroxènes abondants. En fait, comme l'a montré l'étude pétrographique on n'a pas un seul type de gabbro mais plusieurs termes variables quant à leur composition minéralogique et à leur structure.

a) Extension du faciès

Depuis le Col de Cerna, cette catégorie de gabbros forme d'abord une étroite bande, limitée de part et d'autre par les serpentinites de Prunitaccio. A hauteur de San Lorenzo elle s'élargit progressivement vers le Sud pour former le sommet de San Cervone. Cette bande traverse la Casaluna au Sud du hameau de Colbiti et forme à ce niveau un petit diverticule, dans les Schistes lustrés, qui vient se terminer en pointe au village de Rusio.

b) Observations relatives aux variations de structure et de composition minéralogique de ces gabbros

Au Nord, où la bande est la plus étroite et encadrée par un banc de radiolarites et une lame de serpentinite, on constate qu'immédiatement au contact avec les radiolarites la roche a une texture microlitique à caractère de spilite (description de la lame 040721). En se déplaçant vers les serpentinites il y a variation progressive de la taille du grain, qui devient plus gros ; la roche prend une texture de gabbro. Cette variation s'effectue sur environ 160 mètres (épaisseur de la bande à cet endroit).

Coupe le long du sentier de Rusio à Cambia.

Au Sud de San Lorenzo, la bande gabbroïque s'élargit et en même temps est profondément entaillée par la Casaluna et son principal affluent rive gauche qui coule depuis le village de Rusio. De ce fait une coupe depuis la partie profonde du massif vers son toit est possible, le long de la branche du sentier de Cambia à Rusio qui suit le cours de cet affluent (vois schéma ci-dessous). Nous avons ainsi prélevé systématiquement une série d'échantillons le long de ce sentier du bas vers le haut. Les variations observées dans la structure et la composition minéralogique sont reportées dans le tableau ci-dessous. On peut ainsi constater :

- une variation progressive de la structure de la roche depuis des termes largement grenus vers des termes microgrenus quand on se rapproche du toit du massif. Les minéraux ont une nette tendance à s'agencer suivant le mode ophitique ; ceci est surtout marqué dans les structures microgrenues : les roches sont de véritables diabases. Cette tendance se retrouve également dans les exemples grenus mais d'une façon moins accentuée (gabbros ophitiques).

- Parallèlement à cette variation de structure il y a décroissance du pourcentage des éléments noirs par rapport aux plagioclases, également des termes grenus vers les termes microgrenus. Dans les termes inférieurs, les éléments noirs sont en proportion sensiblement égale à celle des plagioclases. Quand on s'élève dans le massif, il y a abaissement de la proportion de ces éléments noirs ; la roche s'enrichit fortement en plagioclases et prend la composition d'une albite (051116, 051115).

- En ce qui concerne les éléments noirs, il y a une nette ségrégation des termes "basiques" (pyroxènes) vers le bas lesquels cèdent la place, vers le haut, à des termes à tendance "acide" (amphibole, épidote, stilpnomélane) :

le pyroxène (diage 2 V = +50° et +72° ; Ng/c = 39° et 42°) forme le constituant principal des termes inférieurs (050612 et 051107) ; il disparaît complètement dans les termes diabasiques supérieurs.

B (sommet)	Echantillons	Structure	Composition minéralogique
	051116	Microgrenue	albite fraîche subautomorphe amphibole glaucophanisée stilpnomélane - sphène - minéral - pistacite - quartz
	051115	Microgrenue ophitique	albite fraîche subautomorphe stilpnomélane - minéral amphibole glaucophanisée - apatite pistacite
	051113	Finement microgrenue	albite fraîche subautomorphe amphibole glaucophanisée pyroxène - chlorite - sphène - minéral
	051110	Grenue à tendance ophitique	plagioclase saussuritisé subautomorphe pyroxène amphibole glaucophanisée - chlorite - sphène apatite - minéral - leucoxène
	051107	Largement grenue à tendance ophitique	plagioclase saussuritisé xéno. à subautomor. pyroxène amphibole - stilpnomélane - glaucophane minéral - leucoxène
	051105	Largement grenue ophitique	albite fraîche automorphe amphibole glaucophanisée (oxyhornblende, hornblende) stilpnomélane - sphène - apatite - pistacite minéral
A (base)	050612	Largement grenue	plagioclase très saussuritisé pyroxène amphiboles (oxyhornblende - hornblende) légèrement glaucophanisées

Tableau destiné à mettre en évidence la variation de structure et de composition minéralogique des gabbros, le long de la branche A B du sentier de Rusio à Cambia.

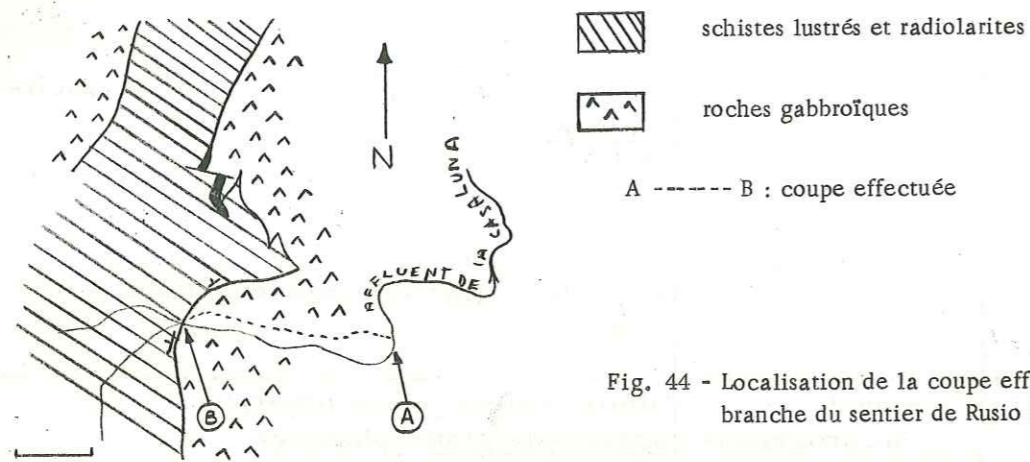


Fig. 44 - Localisation de la coupe effectuée le long de la branche du sentier de Rusio à Cambia.

l'amphibole : à l'inverse des pyroxènes, elle se retrouve dans toute la série mais en proportion moindre dans les diabases où son pourcentage est équivalent à celui du stilpnomélane et de la pistacite. Par ailleurs dans les gabbros inférieurs à structure grenue elle est représentée par la variété oxyhornblende (-2 V = 75 ; Ng/c = 4) surtout prédominante dans la lame 050612, et par la hornblende verte (-2 V = 76 et 82 ; Ng/c = 10 à 20).

Dans les diabases, les éléments noirs sont surtout représentés par le stilpnomélane, la pistacite, le sphène. Dans l'exemple 051116 apparaît du quartz associé à l'albite (et également des filonnets de calcédoine rouge vif).

Si l'on poursuit la coupe vers le haut, au-dessus des diabases on passe aux Schistes lustrés (voir schéma précédent) à la base desquels on a un banc de 10 cm de chloritoschistes. Plus au Nord, au niveau du village d'Erone s'intercale en concordance avec les schistes et les diabases un banc de radiolarite. Signalons enfin que le faciès "albitites bréchiques" se développe dans ces diabases au voisinage du contact avec les Schistes lustrés.

Vers le bas, en suivant le cours du torrent jusqu'à son confluent avec la Casaluna et au-delà, on s'enfonce dans ce massif : le faciès grenu se conserve, la texture devient plus grossière, et les gabbros présentent des ébauches de litage (en contrebas de Corsoli), en même temps qu'ils tendent vers la variété pyroxéno-amphibolique.

c) Conclusion

De ces observations, il semblerait que les variations de structure et de composition minéralogique de cet ensemble sont le résultat d'une différenciation graduelle, présentant une polarité, depuis des termes franchement grenus dans l'intérieur du massif (gabbros), vers des termes à structure microgrenue

quand on s'élève vers le toit (diabases, albitites). Le long de la coupe décrite il n'y a pas de séparation nette entre les différents faciès, mais au contraire un passage progressif des gabbros ophitiques aux diabases.

Conjointement à cette variation de structure, il y a variation de la composition minéralogique qui se traduit par une acidité et une alcalinité de plus en plus marquées quand on s'élève vers les termes microgrenus : présence exclusive de minéraux pneumatogènes ou parapneumatogènes comme l'albite, le quartz, l'épidote, la hornblende, et disparition des minéraux pyrogènes à caractère basique tels que le pyroxène et l'oxyhornblende, qui se cantonnent dans les termes inférieurs.

Les variations de structure et de composition minéralogique qui caractérisent les gabbros du premier groupe s'effectuent comme le montre la coupe, sur une épaisseur n'excédant pas 150 mètres. Grâce à l'entaille profonde de la Casaluna on constate que vers le bas ils sont remplacés par les gabbros pyroxéno-amphiboliques (2me groupe). Il apparaît ainsi exister un lien génétique étroit entre les deux catégories de gabbros distinguées dans l'étude pétrographique. Ceux du 1er groupe résulteraient simplement d'une cristallisation plus rapide et d'une différenciation vers un pôle acide alcalin de même magma ayant donné les gabbros du 2me groupe avec lesquels ils passent en continuité.

3) Les Euphotides

A côté du développement sporadique de cette structure dans les gabbros à texture grenue normale (lit de la Casaluna à l'aplomb du premier pont de la route de Ponte-Leccia à Saint-Laurent) et les inclusions dans les serpentinites, les euphotides se disposent en une étroite bande qui partant du bas du Col de Cerna se développe en direction du Sud jusqu'au niveau du lieu dit Serramolle (carte d'état major au 1/50 000). Elles forment des reliefs plus accusés que les gabbros normaux qui donnent des pentes plus douces.

Pétrographiquement nous avons vu qu'il s'agit d'une simple exagération de structure des gabbros à texture grenue normale ; les plagioclases et pyroxènes peuvent atteindre 15 x 7 cm (x = 570, 380 ; y = 239, 160 ; z = 520). Sur le terrain on se rend compte qu'il n'y a pas de séparation nette entre euphotides à l'Est et gabbros à l'Ouest, mais passage progressif entre les deux faciès. Quand on fait des coupes d'Ouest en Est on assiste à une augmentation progressive de la taille des cristaux depuis les termes grenus jusqu'aux termes pegmatoidiques.

D - Les Spilites

1) Extension

On rencontre dans la partie nord du massif des spilites hematoclo-ritiques écrasées, sous forme d'un mince liséré au contact gabbros-serpentinites de Ponte-Leccia. Ces formations déjà signalées par J. F. BRONDIJK (1950) présentent une faible extension. Elles sont surtout intéressantes à considérer par le fait qu'elles s'associent à des affleurements de roches sédimentaires. Au point côté $x = 566, 520$; $y = 239, 860$; $z = 360$ elles forment un banc bien stratifié concordant sur des microconglomérats passant vers le bas à des calcaires ; ce banc de spilite est lui-même recouvert, toujours en concordance, par une série schisteuse intercalée de bancs de radiolarites.

C'est surtout vers le Sud, au-delà du massif de la Cima Pedani qu'elles prennent leur plus grand développement. La carte des affleurements montre qu'à l'inverse des serpentinites et gabbros, elles ne s'organisent pas en massifs circonscrits mais en affleurements stratiformes présentant une remarquable continuité. Ainsi peut-on suivre depuis le bas du Col de Cerna et à la base du flanc SE de la Cima Pedani une mince bande de spilites, d'abord orientée SW-NE, puis franchement N-S à partir du point où elle est entaillée par la Casaluna, et jusqu'à la hauteur du Pont de Lano. Sur ce trajet le pendage des spilites est légèrement ouest et elles recouvrent les gabbros du Prunitacio. A la latitude du Pont de Lano, les pendages s'inversent et deviennent 70° Est. De la sorte les gabbros viennent se superposer aux spilites. La régularité de ce banc spilitique dont l'épaisseur n'excède pas 250 mètres se perd précisément à ce niveau où il s'intrique avec des gabbros écrasés (voir schéma des affleurements) ; il se poursuit au-delà de Rusio jusqu'au Col séparant le Piano-Maggiore du San Cervone.

Un petit affleurement de spilites, indépendant du précédent constitue les sommets 872 (lieu dit Serramolle) et 807 et vient s'étaler jusque dans le lit de la Casaluna, immédiatement à l'Est du Pont de Lano.

Rappelons ici que la couleur de ces spilites oscille entre le vert clair et le rouge foncé suivant la teneur en oxyde de fer (hematite). Les spilites hématitiques sont les moins fréquentes ; elles se développent par place au sein des spilites vertes. Par exemple nous avons pu suivre dans ces spilites, à leur contact avec les formations de la Cima Pedani, un petit banc de spilites hématitiques variant en épaisseur de quelques centimètres à 1 mètre, englobé dans une spilite verte ; mais la plupart du temps les deux teintes se mêlent en une alternance de passées rougeâtres et verdâtres (spilites bicolores ; type 101404)

Elles se distinguent des gabbros par une plus grande homogénéité due à l'extrême finesse de leur grain ; elles sont plus tenaces, et apparaissent en relief dans la topographie, par rapport aux gabbros qui donnent des reliefs plus mous.

2) Débits en coussins : les pillow-lavas

Ce débit est très fréquent dans nos spilites. En règle générale il tend à s'y développer systématiquement mais seuls quelques gisements où les formes sont entièrement conservées permettent une bonne observation. Nous donnons ici leur localisation géographique :

a) - $x = 570, 220$; $y = 229, 300$; $z = 1200$

b) - $x = 569, 880$; $y = 229, 640$; $z = 1200$

Ces deux gisements voisins appartiennent au banc de spilites qui s'étend au Sud de Rusio, et sont situés à la partie sommitale du banc. Les coussins, de forme ovoïde et dont le grand axe atteint en moyenne une longueur de l'ordre du mètre sont immédiatement recouverts par un banc de radiolarites.

c) Colline 872 (carte d'état major au 1/50 000) : aux environs du point $x = 570, 300$; $y = 234, 650$. C'est le gisement le plus important : le flanc sud de la colline, échancré, montre un amoncellement énorme (sur environ 40 m) de pillows particulièrement bien développés à la base.

d) Près du croisement des routes Saliceto-Saint Laurent, en bordure de la route et en contre-bas dans le lit de la Casaluna ($x = 568, 850$; $y = 237, 080$; $z = 350$).

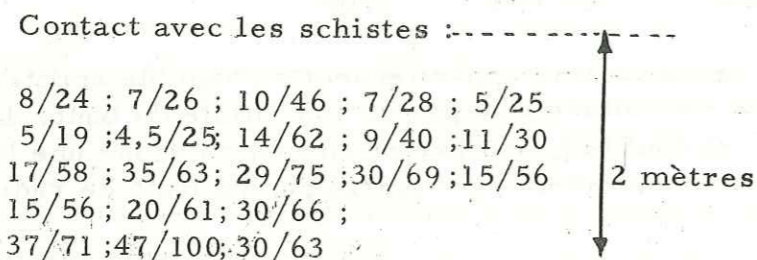
e) ($x = 570, 280$; $y = 238, 840$; $z = 460-480$) ici les pillows présentent une grande extension mais sont relativement peu conservés.

Leur développement au sein des spilites ne semble pas obéir à un critère de polarité ; s'il est fréquent de constater que les bancs de spilites présentent à leur sommet un débit en coussins sous forme d'une carapace de 3 à 4 mètres d'épaisseur à laquelle succèdent soit un banc de radiolarites soit des formations schisteuses, on en rencontre également à la base et même à l'intérieur des bancs (gisements e et c). Dans le cas où les pillows se développent au sommet, on voit le matériel spilitique s'organiser progressivement en une ébauche de coussins puis donner à la partie sommitale des formes parfaitement différenciées.

Les meilleures conditions requises pour l'examen des pillow-lavas sont réalisées dans le gisement (d), en contre-bas de la route, dans le lit de la Casaluna. On se trouve là en un point du contact entre le toit de spilite qui se

développe depuis le bas du Col de Cerna, et les schistes d'Aïti. Les pendages sont verticaux. Au contact avec ces schistes, les spilites prennent un débit en coussins sur environ une dizaine de mètres d'épaisseur. Dans l'intérieur du banc, ces coussins ont une section parfaitement ovale, d'autant plus accentuée, que l'on se trouve près du contact avec les schistes, où le rapport petit axe / grand axe varie en moyenne de 1/6 à 1/7, tandis qu'il n'est plus que de 1/2 quand on s'en éloigne. Les pillows sont reliés entre eux par une matrice épaisse de 1 à 2 cm, schisteuse, de nature chloritique ; ils présentent souvent sur leur pourtour une croûte variolitique.

La taille des individus est variable, elle croît progressivement du contact vers l'intérieur de l'affleurement ainsi que le montrent les valeurs du rapport petit axe / grand axe exprimées en centimètres et mesurées pour une tranche de pillows d'environ deux mètres :



Au-delà les pillows deviennent très gros en même temps que disparaît leur forme ovoïde.

Un trait remarquable, est d'une part la parfaite concordance de direction entre les schistes et le grand axe horizontal des pillows (30° NE), d'autre part le rigoureux parallélisme des pillow-lavas entre eux (fig. 45).

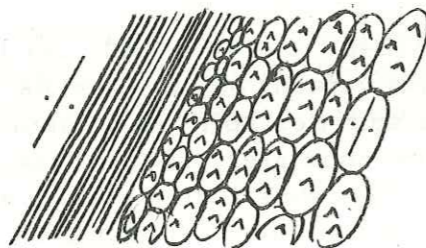


Fig. 45 - Pillow-lavas au contact avec les schistes de Aïti.
Il y a concordance de direction entre le grand axe des pillows et les schistes lustrés

Ce parallélisme des pillows peut s'interpréter de deux façons :

- si l'on admet que la forme elliptique est originelle, la direction du grand axe matérialiserait une direction perpendiculairement à laquelle s'effectue le mouvement d'écoulement de la lave (J. V. LEWIS, 1914).

- L'orientation des individus pourrait avoir une cause tectonique. C'est dans notre cas l'interprétation la plus plausible étant donné que l'ensemble est redressé à la verticale et que la matrice des coussins présente une schistosité très marquée.

En ce qui concerne les variations de taille des individus, elle pourrait être fonction de la composition du matériel spilitique, comme l'a observé M. VUAGNAT (1946) dans certains spilites des Alpes suisses. Mais dans notre cas, la croissance progressive de la taille des individus depuis le contact avec les schistes et vers l'intérieur du banc semble être dû à une tout autre cause qui doit être recherchée dans les conditions où ils se sont formés. La présence des petits pillows au toit de la série, c'est-à-dire à l'endroit où la coulée a été en contact direct avec l'eau, permet d'imaginer que cette variation de taille a pour cause une différence de rapidité de cristallisation : la prise rapide de la lave en surface a pour effet de donner des individus de petite taille, tandis que vers l'intérieur où la cristallisation est plus lente la matière s'organise en individus de plus gros volume. Il nous semble donc que dans ce cas le facteur primordial conditionnant la variation de taille des coussins doit être recherché plus dans les conditions de mise en place, c'est-à-dire dans le rôle joué par l'eau, que dans les caractères physico-chimiques du magma.

3) Origine des spilites

L'analyse chimique que nous avons donnée est représentative de l'ensemble de nos spilites qui ne montrent pas par ailleurs de grandes variations de composition minéralogique. Cette composition se rapproche de celle des gabbros avec une teneur sensiblement égale en silicium. Toutefois le caractère spilitique apparaît dans la baisse de la teneur en calcium et la variation, en sens contraire, de la soude. M. VUAGNAT (1946) se basant sur la variation de ces deux éléments distingue, à partir d'un type gabbroïque normal différents stades de la différenciation spilitique d'autant plus poussée que les pourcentages de soude et de calcium évoluent dans le sens mentionné plus haut. Considérées dans cette optique, nos spilites montrent une teneur en Na₂O élevée, comparable aux exemples les plus différenciés (5,45 % pour 5,15 % et 5,93 % chez M. VUAGNAT). Par contre la teneur en calcium, extrêmement forte, les en distingue nettement (7,20 % contre 0,06 % et 1,09 %). Cette "anomalie" est due à l'association en quantité égale de pyroxène et d'albite, la majorité de nos spilites étant en effet riche en augite (spilites augitiques). La présence abondante de ce minéral, et la faible teneur en minéraux hydrothermaux (chlorite, hématite, calcite) indique une différenciation spilitique peu poussée:

nos spilites ont un caractère magmatique encore relativement proche des gabbros qui les accompagnent.

En ce qui nous concerne, les spilites dérivent du même matériel magmatique dont sont issus les gabbros. Cette parenté apparaît par exemple dans le diagramme de JUNG (R/SiO₂). Le point représentatif des spilites est proche de la courbe sur laquelle se placent les gabbros. En outre, sur le terrain, spilites et gabbros sont toujours étroitement associés : le passage rapide mais progressif des termes gabbroïques à structure grenue, vers les termes spilitiques est également une autre preuve de cette consanguinité.

A défaut de faits d'observations décisifs permettant de connaître le mécanisme suivant lequel s'effectue le passage des gabbros aux spilites, on est obligé d'invoquer des hypothèses. Les spilites étant des termes plus acides que les gabbros, le plus simple est d'admettre une différenciation d'un magma dans le sens d'une évolution vers le stade hydrothermal. Admettons pour fixer les idées une nature basique originelle de ce magma sans préjuger pour le moment la façon dont s'effectue sa mise en place. La différenciation conduit progressivement vers un matériel de plus en plus acide et s'achève par la cristallisation de minéraux froids (stade hydrothermal final). Dans notre cas l'évolution du stade gabbroïque au stade spilitique ne s'est pas complètement achevée, car nos spilites ont un caractère "basique" (présence de pyroxènes). Toutefois l'évolution vers le stade hydrothermal semble être localement accomplie : il existe en effet mais en faible abondance, des spilites hématochloritiques parcourues de filonnets de minéraux "froids" : calcite, chlorite, stilpnomélane, séricite (?), quartz (lames minces n°101404 et 042802).

Mais le problème principal posé par les spilites est la teneur élevée en soude de ces roches.

- Les premières hypothèses à ce sujet évoquent une métasomatose sodique, postérieure à l'épanchement sous-marin d'une lave à caractère basaltique, par diffusion de sodium contenu dans l'eau de mer (P. TERMIER, 1897 ; R. A. DALY, 1933).

- On peut à l'opposé invoquer une origine primaire de cette soude comme produit normal apparaissant lors de la différenciation du magma vers un pôle acide. C'est ce que semble admettre M. VUAGNAT (1946). Mais il n'est pas exclu que cette différenciation vers un stade spilitique puisse être accentuée par une assimilation d'eau de mer au cours de l'ascension du magma dans l'écorce terrestre (J. L. TANE, 1961). S'il y a effectivement assimilation il semble plus satisfaisant d'admettre qu'elle s'effectue à un stade où le magma est encore fluide plutôt que lorsqu'il est solidifié. Quoi qu'il en soit, le résultat final est ici l'épanchement d'un matériel ayant déjà des caractères spilitiques.

Il est difficile, dans notre cas, d'être affirmatif sur l'origine de la soude de nos spilites. L'observation des baguettes de plagioclase supportant des inclusions d'épidote plaide pour l'origine secondaire par sodification d'un plagioclase basique primitif, mais ce phénomène n'est pas la règle ; dans certains cas l'albite se montre relativement fraîche mise à part des inclusions de nature chloritique. En outre, si cette albitisation était le résultat d'une action de métamorphisme les pyroxènes se montreraient altérés ce qui n'est pas le cas, ou tout au moins ce phénomène est très peu accentué. Aussi sommes-nous enclins à penser que nos spilites sont originelles et que l'apparition de soude n'est qu'un processus normal dans la voie de l'acidification du magma dont le terme ultime serait l'individualisation de filons d'albitites.

Un fait est certain, c'est que nos spilites se sont épanchées en milieu aquatique car les débits en coussins y sont nombreux. Actuellement l'unanimité semble faite pour admettre l'origine sous-marine de telles textures d'autant plus qu'elles s'associent à des radiolarites.

4) A propos des structures des spilites

Elles permettent de se faire une idée sur leurs conditions de cristallisation.

a) Les structures intersertales et intersertales divergentes caractérisent la majorité de nos spilites. Les cristaux bien individualisés ont une taille n'excédant pas 0,2 à 1 mm. Elles dénotent un caractère effusif peu prononcé.

b) La structure arborescente. - La taille des minéraux dénote une cristallisation rapide ; dans certains cas les minéraux n'ont pas le temps de s'individualiser : la roche a la composition voisine de celle d'un verre (042503). Le caractère est fortement effusif. La lame est entrée directement en contact avec le milieu extérieur. Cette structure caractérise les spilites de l'affleurement formant les buttes 872 et 807. Cet affleurement, bien individualisé et indépendant du reste des spilites du massif, présente en outre tous les caractères d'une "petite émission volcanique" :

- la structure des spilites est arborescente dénotant, comme nous l'avons indiqué, une mise en place brusque avec refroidissement rapide de la lave.

- Alors que le reste des spilites du massif est concordant avec les autres formations, ici elles recouvrent en discordance des gabbros et schistes, ces derniers ayant un pendage vertical.

La forme de l'affleurement (voir carte des affleurements) évoque une coulée émise à partir d'un centre qui pourrait correspondre

à la butte 872 : celle-ci se montre en partie constituée par un amoncellement de pillow-lavas indiquant que la mise en place s'est effectuée sous l'eau.

Il apparaît ainsi que ce gisement puisse correspondre aux vestiges conservés d'un petit "paléovolcan" ayant fonctionné à un moment déterminé de l'évolution du complexe des Schistes lustrés, postérieurement à la mise en place des autres Roches vertes du massif.

E - Les schistes verts

Leur extension est réduite par rapport aux autres faciès de l'ensemble ophiolitique. Ils s'individualisent en deux affleurements dont le plus septentrional se situe au niveau du chemin de fer qui enjambe la RN 193, entre Ponte-Leccia et Ponte-Nuovo; il représente la terminaison sud d'un massif qui se développe au Nord vers le hameau de Costa-Roda. Le deuxième affleurement se situe au NW de Saint-Laurent où il forme la colline 1000 (carte d'état major au 1/50 000).

1) Nomenclature : l'étude pétrographique a fait apparaître quatre minéraux principaux : le quartz, l'albite, la chlorite, l'épidote. L'amphibole est toujours absente, le quartz, l'épidote, la chlorite sont les éléments prédominants ; cette composition les rapproche des ovardites selon la définition de NOVARESE (1894) reprise récemment par A. NICOLAS (p. 234) dans les ophiolites piémontaises.

2) Origine. - Certains schistes verts peuvent dériver d'anciennes roches basiques par altération poussée de leurs éléments au point que la structure originelle ne se reconnaît plus (origine ortho). Dans d'autres cas ils représentent une série sédimentaire ayant subi un métamorphisme général se traduisant par une remobilisation du calcium et de la silice dont la combinaison aboutit à la formation de minéraux tels qu'épidote et amphiboles, etc... (origine para).

Dans notre cas, les schistes verts ont une origine ortho. En effet sur le terrain ils sont étroitement associés aux autres roches vertes et leur composition chimique est voisine de celle d'un gabbro : les paramètres A. LACROIX les placent à la limite diorite-gabbro et sur le diagramme de JUNG (R/SiO₂) leur point représentatif est proche de la courbe des gabbros.

Faits d'observation : dans l'affleurement septentrional aux environs du point côté x = 568,840 ; y = 243,220 ; z = 230 on voit les schistes verts en bancs stratifiés, passer vers le bas à une roche de composition gabbroïque. L'observation du contact schistes verts - gabbros ne montre pas de passage progressif, la séparation est tranchée mais elle se fait sans zone

d'écrasement.

- L'observation au microscope de structures détritiques (lame mince 81006) nous incite à penser plutôt que ces schistes verts dérivent d'anciens tufs volcaniques.

- Au point (x = 569,000 ; y = 243,400 ; z = 180) et dans la tranchée de la route les schistes verts présentent un débit rappelant celui des pillow-lavas : il s'agit d'une juxtaposition de "cylindres" dont la tranchée de la route ne permet d'en observer que la section transversale. Ces sections ont une forme grossièrement ovoïde à contours souvent onduleux (fig. n° 45a).

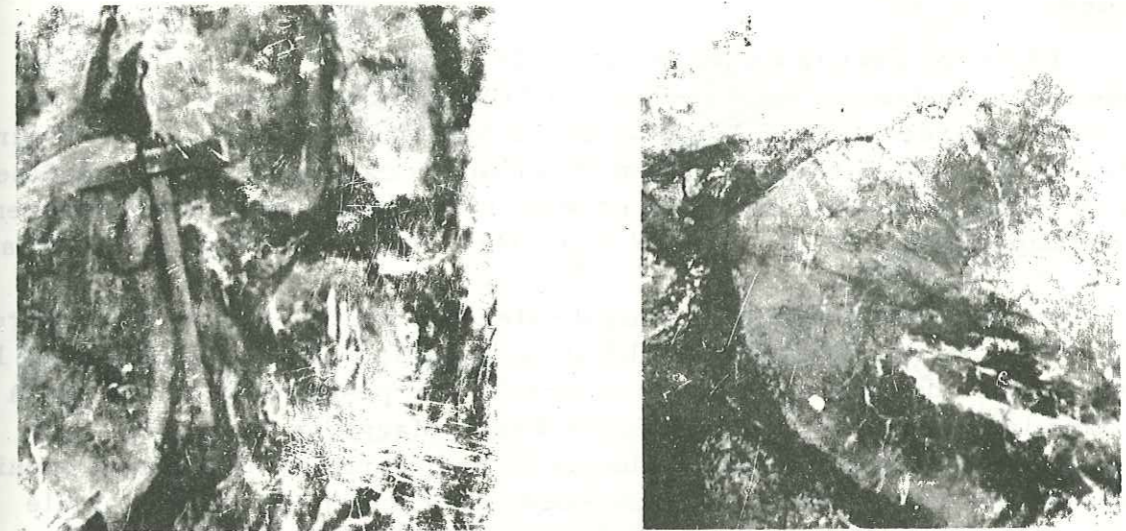


Fig. 45 a - Pillow-lavas dans les schistes verts

Les "cylindres" sont séparés entre eux par une matrice de 5 à 6 cm d'épaisseur vert sombre. A la périphérie ils prennent souvent un débit variolitique. Si leur signification est ici identique aux pillow-lavas développés dans les spilites, il ne fait plus de doute de l'origine ortho de ces schistes verts.

F - Les Radiolarites

C'est G. STEINMANN qui reconnaît pour la première fois de telles roches en Corse lors d'une excursion commune avec P. TERMIER et E. MAURY en 1928. Ces deux derniers auteurs avaient déjà signalé auparavant l'existence de ces "schistes rouges", sans en connaître la nature exacte ; ce n'est que par analogie avec les radiolarites découvertes dans la zone du Gondran que leur détermination a pu être effectuée.

1 - Extension, mode de gisement et caractères généraux de ces roches

Notre massif se prête magnifiquement à l'étude détaillée de ces roches par leur grande fréquence, et la possibilité de bonnes observations de leurs rapports avec les roches encaissantes. Nous distinguerons deux types principaux de radiolarites : celles associées aux spilites - les plus abondantes -, celles associées aux schistes verts (un seul gisement).

a) Les radiolarites associées aux roches

spilitiques.

Elles forment la majeure partie de l'ensemble des radiolarites localisées principalement dans la partie méridionale du massif, au Sud de Rusio. Elles se présentent en bancs continus bien stratifiés dont l'épaisseur varie de 40 mètres à quelques centimètres dans le cas de laminage extrême ; en moyenne leur puissance est de l'ordre de 15 à 20 mètres. Elles possèdent une orientation qui oscille de 10° NW à 20° NE avec des pendages variables.

Le banc qui présente le plus d'extension peut se suivre sur environ 4 km au NW de Sermano, et jusqu'à l'Est de la punta Fanella. Il se situe à la base des gabbros du Piano-Maggiore et possède un pendage d'environ 50° à l'Est. Dans la descente du col qui sépare Piano-Maggiore du San Cervone, vers Rusio, on peut suivre d'autres bancs de radiolarites, localement réduits en épaisseur par écrasement ; plus au Nord, à Erone, près de la chapelle de San Martino, on retrouve des radiolarites, se développant sur quelques dizaines de mètres, appliquées sur des spilites ; enfin l'affleurement le plus septentrional se développe, depuis le col de Cerna et en direction du Sud, sur environ 3,500 km.

La présence d'hématite leur donne une teinte rouge "lie de vin" caractéristique ; quand la proportion de cet oxyde diminue elles prennent une couleur vert clair et même parfois complètement blanche quand l'hématite est absente. Dans ce dernier cas elles ont l'aspect de véritables quartzites.

Une coupe effectuée dans le banc de radiolarites qui descend depuis le Col de Cerna, (au point x = 570, 740 ; y = 238, 860 ; z = 550), montre les variations suivantes (fig. 46) :

- (1) - passée verdâtre, claire, épaisse d'environ 1 mètre à débit lité ;
- (2) - zone à alternance de lits hématitiques (3 à 4 cm) et de lits de même épaisseur, de couleur vert clair ;

(3) - la disparition des lits d'hématite de la zone précédente conduit à une passée vert clair identique à (1) ;

(4) - 3 mètres d'une passée entièrement hématitique présentant un débit en lits de 4 à 5 cm d'épaisseur ; vers son contact avec la spilite s'intercalent des filonnets verdâtres épais de quelques millimètres.

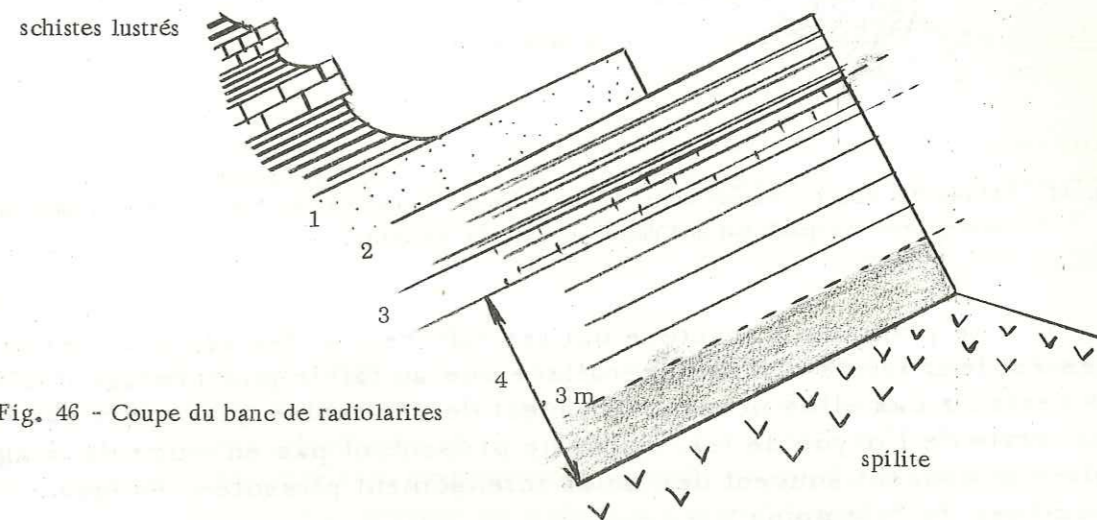


Fig. 46 - Coupe du banc de radiolarites

Le banc est intercalé entre des Schistes lustrés (calcschistes, bancs de calcaires cristallins) et des spilites sur lesquelles il repose. Les différentes zones ne présentent pas de séparations nettes mais passent progressivement de l'une à l'autre ; par exemple, la zone (4) passe aux parties supérieures par disparition progressive de l'hématite. Les radiolarites montrent en outre un enrichissement en hématite quand on se rapproche des spilites. Vers le contact avec les Schistes lustrés les radiolarites prennent une composition de quartzite légèrement verdâtre, due sans doute à la présence d'une phyllite (séricite, chlorite). Mais ce phénomène n'est pas la règle ; certains bancs se montrent uniquement hématitiques sur toute leur épaisseur, ou bien les deux teintes se mêlent sans répartition privilégiée.

b) Radiolarites associées aux schistes verts.

Il n'en existe qu'un seul gisement sous forme de deux bancs épais de 5 à 10 mètres séparés par des calcaires cristallins sombres intercalés dans les schistes verts de Saint Laurent. (Il n'a pas été possible de

préciser s'il s'agissait de deux bancs distincts ou d'un synclinal couché. Toutefois la seconde hypothèse semble la plus plausible car on conçoit mal la présence de schistes verts au-dessus du banc supérieur) (fig. 47).

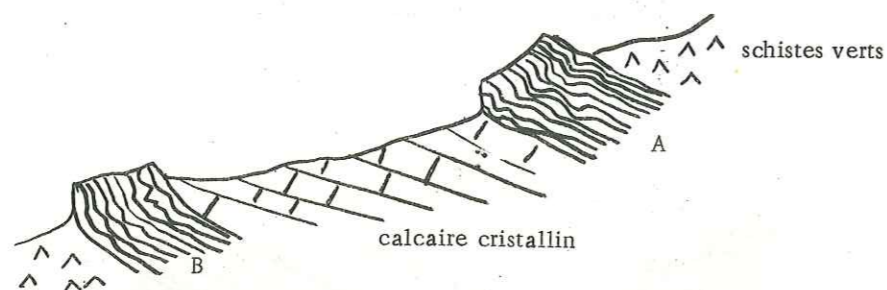


Fig. 47 - Radiolarites dans les schistes verts. Les deux bandes de radiolarites A et B sont intercalés dans les schistes verts et séparés par une passée de calcaire cristallin.

Le principal caractère qui les différencie des radiolarites précédentes est leur teinte claire généralisée due au faible pourcentage d'hématite. Dans certains cas elles prennent l'aspect de véritables quartzites par disparition totale de l'oxyde de fer. Elles ne présentent pas en outre de litage régulier et donnent souvent des amas intensément plissotés, évoquant des phénomènes de "slumping".

2 - Origine

Ainsi que nous l'avons signalé lors de l'étude pétrographique les lames que nous avons étudiées n'ont pas montré trace de radiolaires. Toutefois leur existence a été reconnue dans des formations identiques. Ainsi P. JODOT (1933) étudiant un échantillon de ces roches, remis par E. MAURY et provenant de l'affleurement du Piano-Maggiore reconnaît des débris de *Spumellaria* épigénisés en quartz. Enfin plus récemment T. DE BOOY (1951) semble en avoir observé également sans toutefois en donner de description précise.

Il ne faut en tout cas point s'étonner de l'absence de ces micro-organismes. A. CAROZZI (1953) cite au sujet de la définition de ces roches "qu'il n'est fait aucune mention précise de la nature ni de la quantité d'organismes présents... Nombre de radiolarites sont dépourvues de radiolaires bien qu'elles conservent leur aspect macroscopique".

On s'accorde actuellement pour invoquer une origine chimique à ces formations en relation avec un ancien volcanisme sous-marin basique, par le fait qu'elles sont toujours associées à des formations spilitiques (P. ROUTHIER, 1946). Elles traduisent en quelque sorte les dernières

manifestations d'une activité volcanique, soit que le dépôt siliceux représente les derniers produits acides de fin d'émission, soit que l'exhalaison de produits volatils tel le CO₂ par exemple permette une sédimentation exclusivement siliceuse en stoppant la formation de carbonates. Ce dépôt massif de silice aurait pour effet d'amener dans de nombreux cas la prolifération de radiolaires mais ce ne serait pas une règle absolue et l'on conçoit facilement qu'elles puissent faire défaut.

Cette hypothèse "géochimique" sur des épanchements volcaniques sous-marins est satisfaisante dans notre cas en effet :

1) nos radiolarites sont toujours associées à des roches spilitiques situées au-dessous et avec lesquelles elles montrent une parfaite concordance.

2) Elles passent vers le haut, toujours en concordance, à des formations schisteuses ("Schistes lustrés"). Ainsi les bancs de radiolarites se trouvent intercalés entre des formations spilitiques sur lesquelles elles reposent et des "sédiments normaux" qui lui font suite. Cette trilogie ne souffre jamais d'exception.

3) Leur développement n'est pas sporadique mais continu dans l'espace, sous forme de bancs très réguliers au-dessus des spilites, et pouvant se suivre sur plusieurs kilomètres. Cette dernière remarque incite à penser que les radiolarites représentent plutôt un dépôt sédimentaire par précipitation de la silice contenue en solution dans l'eau de mer, qu'un produit final d'activité volcanique, auquel cas la silice serait d'origine magmatique. Ainsi la précipitation uniquement siliceuse serait due à l'action du CO₂ dégagé lors des émissions volcaniques qui aurait pour effet d'empêcher la précipitation du carbonate de calcium.

4) Très fréquemment la sédimentation qui fait suite au dépôt des radiolarites débute par un épisode carbonaté. En effet, on note souvent la présence d'un banc de calcaire cristallin, à patine claire et à cassure sombre, directement appliqué sur les radiolarites. C'est ce que l'on observe par exemple dans l'affleurement de radiolarites associées aux schistes verts de Saint Laurent où les deux bancs sont séparés uniquement par une formation calcaire. Au NW de Sermano, le banc de radiolarites repose fréquemment - ici en position inverse - sur un gros banc calcaire qui cède ensuite la place à des calcschistes. Cette association radiolarite-calcaire peut être plus étroite ; comme nous l'avons observé par exemple au NW de Rusio, où des passées calcaires peuvent alterner dans l'épaisseur même du banc de radiolarites.

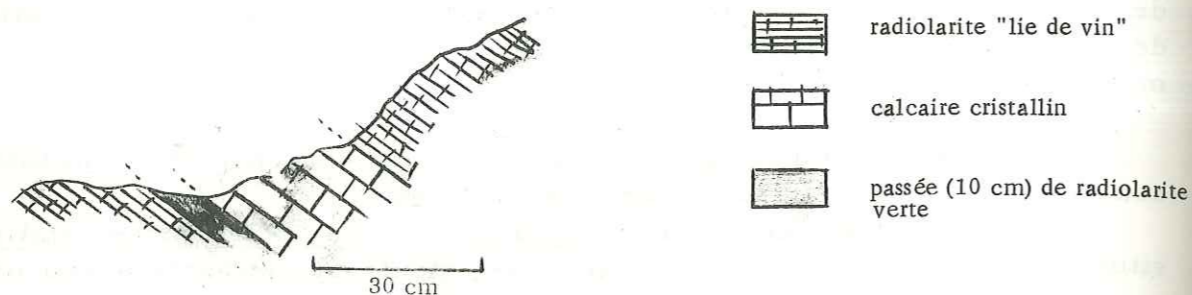


Fig. 48 - Intercalation de calcaire cristallin dans un banc de radiolarites.

Cette reprise de la sédimentation par une phase carbonatée sitôt après le dépôt des radiolarites, peut s'expliquer par la chute de la teneur en CO_2 de l'eau de mer quand cesse l'activité volcanique. Il y a alors précipitation massive du carbonate de calcium d'autant plus facilement réalisée qu'il se trouvait en sursaturation pendant que seule précipitait la silice. Signalons en passant que cette précipitation siliceuse qui a donné naissance aux radiolarites s'accompagne également, en faible quantité, d'éléments argileux car on note la présence de paillettes de séricite mêlées au grain de quartz.

5) Le contact spilites-radiolarites est toujours concordant ; la précipitation de la silice s'est faite immédiatement après la cristallisation de la lave ; souvent les interstices entre pillow-lavas sont comblés par du matériel radiolaritique ; le banc de radiolarite vient se mouler sur les coussins indiquant bien le début immédiat de la sédimentation après que ceux-ci soient formés (fig. 46).

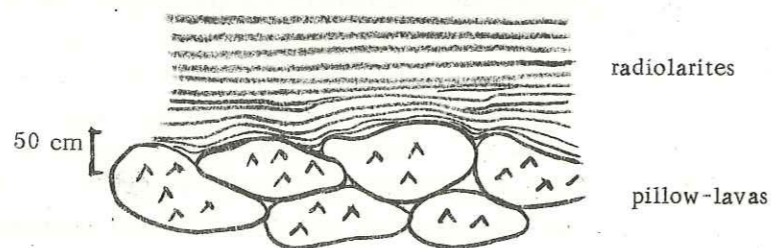


Fig. 49 - Contact radiolarites - pillow-lavas.

Quant à la présence d'hématite dans les roches, elle est certainement liée aux spilites, ceci d'autant plus qu'il y a décroissance de la teneur de cet oxyde quand on s'éloigne du contact (voir pages précédentes) sans doute est-elle à relier à une exhalaison d'oxydes tels que CO_2 , SiO_2 , etc... qui crée un milieu oxydant quand s'effectue le dépôt des radiolarites.

3) Conclusions

Il convient surtout de retenir les points suivants :

Les radiolarites sont des formations génétiquement liées aux spilites. Elles représentent en quelque sorte la transition entre la fin d'une activité volcanique sous-marine et la reprise d'une sédimentation normale. Leur dépôt se fait donc immédiatement après la fin de cette activité.

Leur formation étant conditionnée par des venues de roches basiques, elles perdent toute valeur chronostratigraphique du moment que ces éruptions peuvent se succéder dans le temps. Il serait hasardeux de vouloir considérer les bancs de radiolarites comme des repères stratigraphiques valables pour l'ensemble des Schistes lustrés de Corse, car alors il faudrait admettre que les massifs basiques inclus dans ces schistes sont synchrones, ce qui est peu certain ou en tout cas reste à démontrer. On ne peut de ce fait étendre a priori l'âge néojurassique des radiolarites datées en Balagne (P. TERMIER et E. MAURY, 1928 ; P. ROUTHIER, 1956 ; W. BOSMA, 1956) à toutes celles qui afflèrent dans les Schistes lustrés. Il n'est pas non plus possible de les considérer comme des formations cantonnées à la base des Schistes lustrés (SCHNEEGANS, 1933). Par contre elles constituent, comme nous le verrons, un excellent niveau repère à l'échelle du massif, en particulier pour le déchiffrement de sa structure.

III - ETUDE DES RAPPORTS ENTRE LES DIFFERENTS FACIES DU CORTEGE OPHIOLITIQUE. LEUR ORDRE DE SUCCESSION

Le problème de l'architecture des massifs de roches vertes, en particulier la recherche d'une polarité dans la succession des faciès, a toujours retenu l'attention des spécialistes de ces questions. Si la succession, de bas en haut : serpentinites et péridotites - gabbros - spilites - radiolarites est généralement admise depuis G. STEINMANN (1927) - seules divergeant les idées quant au processus de sa formation - peu d'auteurs semblent

l'avoir réellement observée et décrite. En général le schéma précédent est incomplet par l'absence d'un ou plusieurs termes de la série, ou bien les différents termes existent dans le massif mais sont indépendants les uns des autres ou se présentent suivant une succession différente de celle invoquée plus haut. Cela doit tenir pour beaucoup à l'action de la tectonique qui a pour effet de déranger les structures primitives, d'autant plus que ces massifs se localisent précisément dans des zones orogéniques. Ce n'est donc que dans des massifs ophiolitiques encore relativement intacts, où la tectonique a eu peu d'influence, qu'il sera possible d'observer l'agencement originel des faciès. Ainsi la recherche, au départ, de l'"échelle stratigraphique" des roches vertes du massif, quand cela est possible, et sa connaissance, risquent d'être un outil précieux pour le déchiffrement ultérieur de sa structure.

Il est apparu que cours de nos levés de terrain, que bien qu'étant situé dans une zone réputée par l'intensité des phénomènes orogéniques qui s'y sont déroulés ("nappe" des Schistes lustrés), notre massif se présente toujours dans son contexte géologique originel ; sa forme est celle d'une coulée ophiolitique qui a été plissée sur place avec son enveloppe de Schistes lustrés. Le plissement ne s'étant pas développé partout avec la même intensité il nous a été possible, dans la partie centrale du massif, d'observer la succession originelle des faciès. Nous allons donc nous attacher d'abord à définir et décrire cette "échelle stratigraphique" par une coupe appropriée, et à en rechercher son extension dans tout le massif. En dernier lieu nous exposerons les conclusions que l'on peut tirer de cette étude.

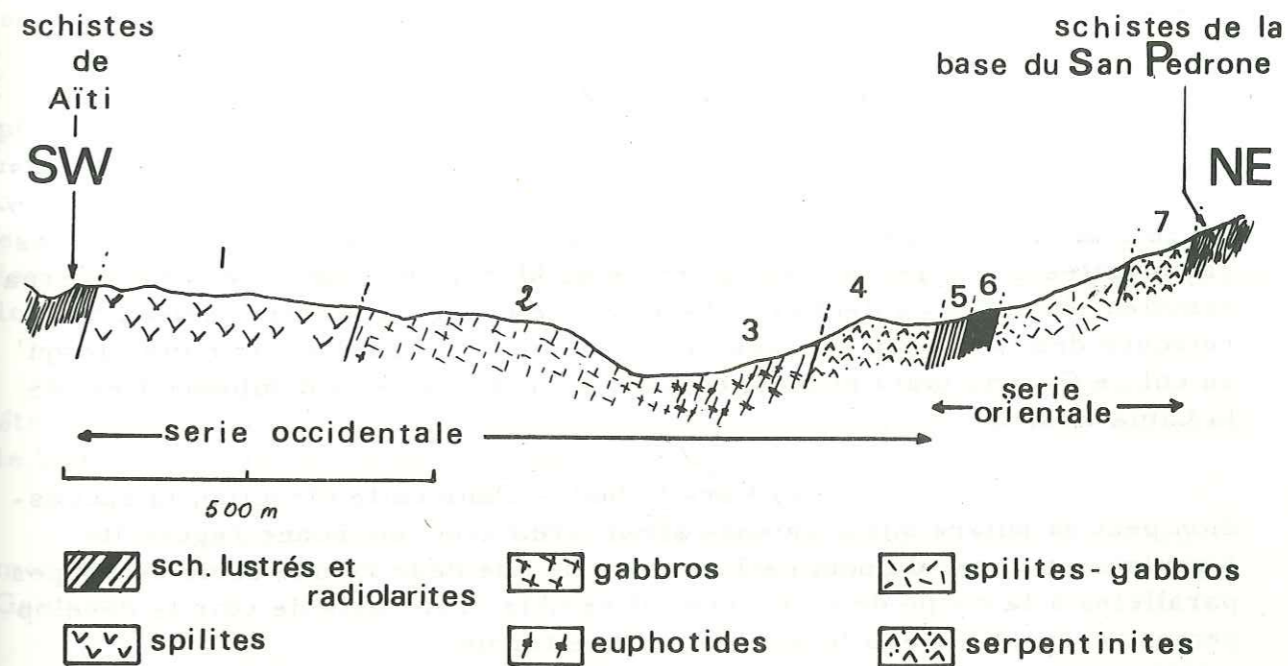
A - COUPE DE REFERENCE (planche n° 12)

La succession complète des faciès nous est apparue en effectuant une coupe dans la partie nord du massif au Sud du col de Cerna, le long d'un petit ruisseau, sous affluent du Prunitaccio. Afin d'englober l'ensemble des faciès, nous faisons partir la coupe orientée W-E depuis le flanc SE de la Cima Pedani.

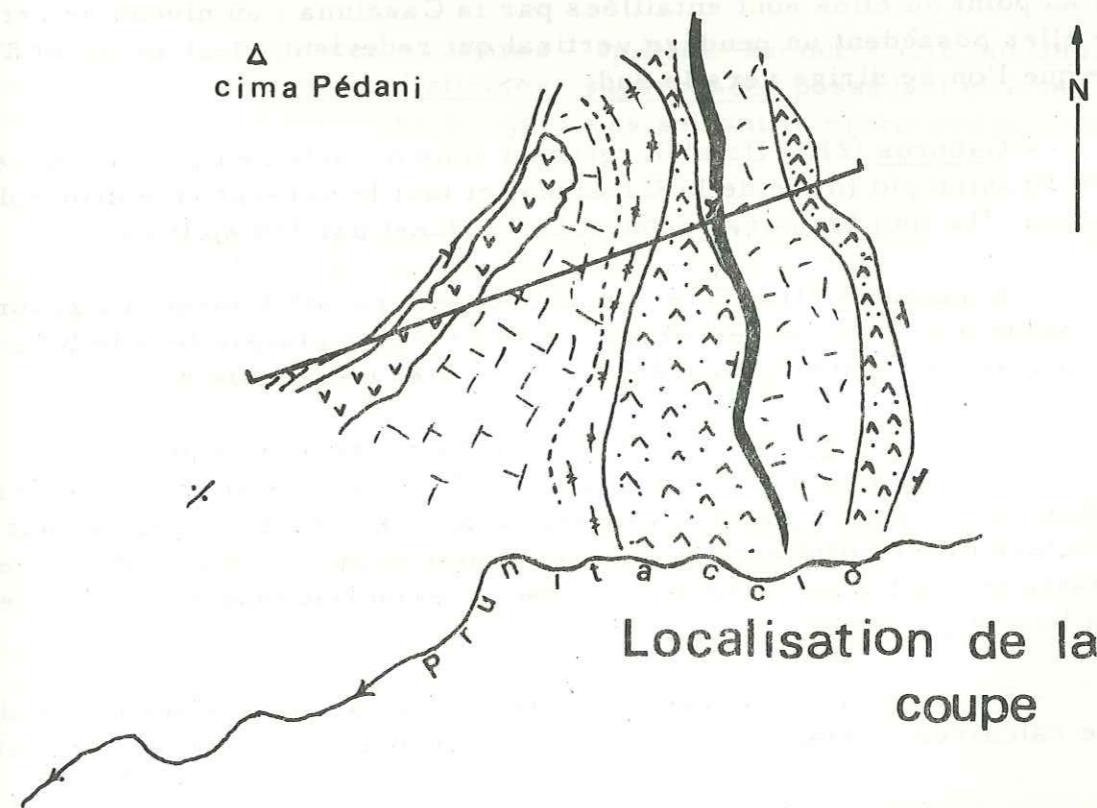
On observe d'Ouest en Est :

- (1) spilites augitiques massives à pillow-lavas ;
- (2) gabbros (du type "deuxième groupe") ;
- (3) euphotides ;
- (4) serpentinites ;
- (5) mince passée de calcschistes de direction N 30° et pendage 40° Ouest ;
- (6) banc de radiolarites de 10 à 20 m d'épaisseur, concordant sur des roches de nature spilitique qui passent progressivement à des gabbros ;
- (7) serpentinites.

PLANCHE 12



COUPE DE REFERENCE



Cette coupe est limitée à l'Ouest par les schistes de Aiti à l'Est par les formations schisteuses de la base du San Pedrone

1) Variations de part et d'autre de la coupe

a) Vers le Nord. - La régularité de cette succession disparaît dans le replat en contrebas du col de Cerna où, en plus, l'absence d'affleurements rend difficile une cartographie exacte. Toutefois les radiolarites qui affleurent sur la route de Morosaglia après le col de Cerna semblent être l'équivalent de celle de notre coupe car entre les deux on en retrouve des lambeaux écrasés. La série se poursuit donc au moins jusqu'au col de Cerna, mais elle est très resserrée contre le bombement est de la Cima Pedani.

b) Vers le Sud. - Dans cette direction la succession peut se suivre sur plusieurs kilomètres avec une bonne régularité jusqu'aux environs du pont de Lano. Au lieu de décrire une série de coupes parallèles à la coupe de référence, il semble préférable de voir le développement respectif, vers le Sud, de chaque terme.

- Spilites (1). - Les spilites présentent une continuité d'affleurement, sous forme d'un mince banc présentant une convexité dirigée vers l'Ouest au point où elles sont entaillées par la Casaluna : au niveau de cette rivière elles possèdent un pendage vertical qui redevient ouest au fur et à mesure que l'on se dirige vers le Sud.

- Gabbros (2). - Ils s'élargissent considérablement, occupent le cours du Prunitaccio (mine de la Casaluna) et tout le versant rive droite de la Casaluna. Ils sont toujours recouverts à l'Ouest par les spilites.

- Euphotides (3). - Elles se développent parallèlement aux gabbros en une bande qui, très resserrée au col de Cerna, s'élargit vers le Sud. Elles disparaissent sous l'affleurement de spilites de la butte 872.

- Serpentinites (4). - L'affleurement peut se suivre jusqu'au lieu dit Savinnacie (carte d'état major au 1/50 000), où il disparaît sous les euphotides. A l'Ouest du cimetière de Gavignano les serpentinites se chargent d'inclusions euphotidiques en masses importantes. A leur contact avec les schistes (5), entre le cours du Prunitaccio et du Gavignaninco, se développe un banc d'euphotide.

- Schistes (5). - Ce sont des schistes calcareux alternant avec des bancs de calcaires cristallins, intercalés en concordance entre serpentinites

et radiolarites. Ils n'affleurent pas d'une façon continue, car ils disparaissent souvent par écrasement. Leur direction varie de N0° à N40°E.

- Radiolarites (6). - Elles constituent un excellent repère stratigraphique. On les suit bien jusque dans le cours du Prunitaccio, où par écrasement des schistes (5) qui leur sont superposés, le banc de serpentinite (4) vient directement à leur contact. Entre le lit du Gavignaninco et du Prunitaccio elles n'affleurent plus. Sous le cimetière de Gavignano on en retrouve des lambeaux très écrasés, toujours surmontés par les schistes. Au-delà on perd leur trace.

- Spilites-gabbros (7). - Ils se développent régulièrement avec un étranglement entre le Prunitaccio et le Gavignaninco, et se poursuivent vers le Sud au-delà de la latitude du pont de Lano.

- Serpentinites (8). - Elles conservent un affleurement rigoureusement stratiforme mais se terminent rapidement en biseau sous la chapelle de Gavignano.

c) Conclusions. - La coupe de référence montre donc que les faciès de roches vertes se disposent suivant une ordonnance stratigraphique qui est la suivante, de bas en haut :

serpentinites - euphotides - gabbros - spilites. En outre elle fait apparaître l'existence de deux séries distinctes, superposées possédant chacune des termes qui se disposent dans les deux cas suivant le même ordre de succession :

- la série occidentale, la plus importante montre la succession suivante de haut en bas :

- spilites
- gabbros
- euphotides
- serpentinites

- la série orientale est moins développée en épaisseur et en extension ; elle est en position inférieure par rapport à la précédente ; elle montre la succession de haut en bas :

- schistes
- radiolarites
- spilites
- gabbros
- serpentinites.

Cette disposition "stratifiée" n'est pas localisée mais présente une assez grande extension sur environ 4 à 5 kilomètres, suivant une direction générale N-S, qui est celle de l'ensemble du massif ; les différents faciès de roches vertes apparaissent ainsi comme ayant une disposition stratoïde.

2) Etude des contacts entre les différents faciès

Nous avons vu que l'ensemble des roches vertes était limité à l'Ouest et à l'Est par des formations schisteuses :

- à l'Ouest les schistes de Aïti (leur description est donnée dans le chapitre "Schistes lustrés) ;
- à l'Est les Schistes lustrés de la base du San Pedrone.

Nous allons en premier lieu étudier la nature du contact des roches vertes avec ces schistes ainsi que leur position stratigraphique vis-à-vis de ces derniers.

a) Contact Roches vertes - Schistes lustrés

Avec les schistes de la base de San Pedrone (à l'Est). - Le contact direct est ici rarement observable à cause de la végétation dense. Les nombreuses mesures effectuées dans les schistes au voisinage du contact montrent de grandes variations ; les pendages sont tantôt est, tantôt ouest et fréquemment verticaux. La direction des couches varie également dans de larges limites (N-S à W-E) si bien qu'il est impossible de dire par les mesures des pendages quel est l'ordre de superposition. Mais si l'on considère le tracé de ce contact en rapport avec la topographie il apparaît que le massif de Roches vertes est superposé aux schistes. En fait cet argument a plus de valeur que le précédent qui ne consistait qu'en des mesures éloignées de ce contact, et dont les variations traduisent sans doute l'intense plissement de ces schistes près des Roches vertes, dû à la différence de comportement mécanique de ces deux ensembles, lors des plissements.

Avec les schistes de Aïti. - Ici les conditions d'observation sont meilleures. Ainsi tout le long du contact avec les spilites, les schistes montrent un pendage ouest, localement vertical au niveau de la Casaluna. Les directions de ces schistes varient d'une façon progressive du Sud vers le Nord de 10° NE à 40 - 50° NE conformément au tracé légèrement convexe du contact (voir schéma des affleurements). Cette concordance de directions traduit un enveloppement du massif par les schistes, sur sa limite ouest.

Quelques points précis où a été observé ce contact permettront d'en préciser la nature :

- au Sud Est de la Cima Pedani, au point du contact (x = 570, 040; y = 238, 720 ; z = 570) s'intercale en concordance entre schistes et spilites un banc de radiolarites de 2 à 3 mètres d'épaisseur présentant une faible extension.

- Contact conservé dans la tranchée de la route de Saint Laurent peu après le croisement avec la route de Saliceto.

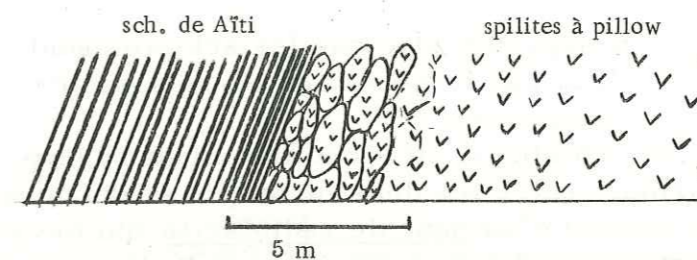


Fig. 50 - Contact schistes de Aïti - spilites (route de Saint-Laurent)

Les schistes viennent en contact concordant avec les spilites qui présentent ici un débit en coussins. Ce contact est normal. Les schistes en position supérieure sur les spilites ne montrent pas de zone d'écrasement ni de discontinuité en particulier les derniers pillows du toit des spilites sont immédiatement recouverts par les schistes. On peut ainsi toucher du doigt ce contact.

- Contact observé dans la tranchée des lacets de la route d'Aïti (point x = 568, 620 ; y = 238, 360 ; z = 680).

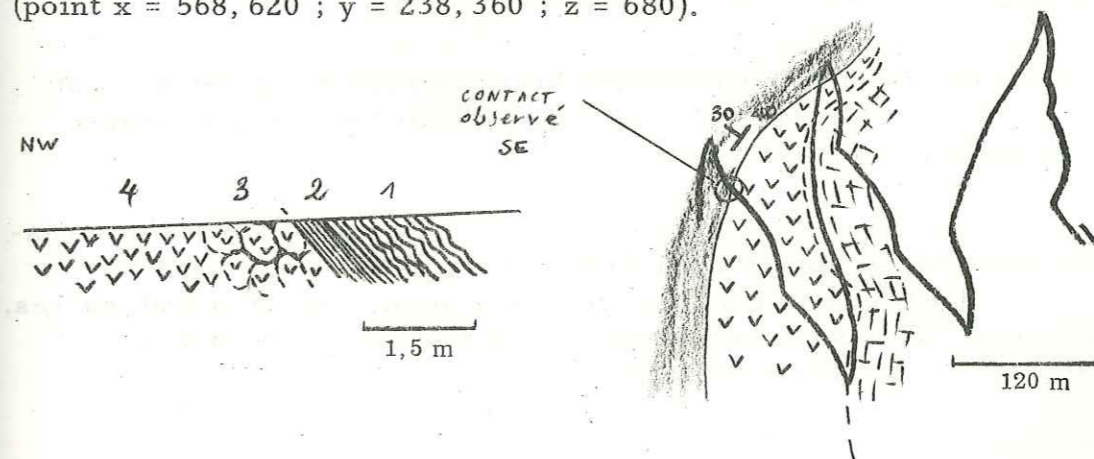


Fig. 51 - Contact schistes de Aïti - spilites (route de Aïti). Localisation du contact observé

- 1 = schistes plissotés
- 2 = schistes non plissotés au voisinage du contact
- 3 = spilite à ébauche de pillows à texture variolitique séparé par une matrice schisteuse ; la spilite est hématitique
- 4 = spilite compacte, chloritique à texture très fine.

Les schistes perdent leur plissement à l'approche du contact : ici encore ils viennent reposer tranquillement sans zone mylonitique avec un pendage de 40° à l'Ouest sur les spilites qui présentent une ébauche de pillows sur 1,50 m d'épaisseur : les coussins séparés par une matrice chloriteuse sont hématitiques. Quand ce débit cesse, la spilite prend une texture fine en même temps qu'une teinte verte.

Conclusions. - Il apparaît donc que les schistes sont recouvrants à l'Ouest et recouverts à l'Est par le massif de Roches vertes.

- A l'Ouest les schistes d'Aïti sont nettement superposés aux spilites. Il y a contact normal entre les deux formations. Il faut souligner en outre la présence à ce contact d'un banc de radiolarite qui devait sans doute avoir à l'origine une extension plus grande et qui actuellement est réduit à l'état de lambeaux. Notons qu'il appartient à la série occidentale, venant ainsi compléter vers le haut la succession des différents termes de cette série déjà décrite ci-dessus.

- A l'Est le contact est moins net, mais néanmoins il semble plus évident que les Roches vertes se superposent aux schistes. On ne peut toutefois connaître la nature exacte de ce contact.

b) L'étude des contacts entre les différents faciès de Roches vertes

Nous allons examiner successivement, en nous dirigeant d'Ouest en Est sur la coupe de référence, les contacts entre les différents termes, et essayer d'en définir la nature.

Contact spilites-gabbros. - Disons au préalable quelques mots sur la constitution du banc de spilite.

Ce banc qui présente une épaisseur maximum d'environ 250 mètres, s'observe facilement dans sa terminaison nord sous la Cima Pedani ; à ce niveau il se montre constitué de trois parties :

1) à la base : une zone présentant un débit en pillow-lavas mal conservés, écrasés ;

2) ce débit en coussins disparaît pour céder la place à une spilite compacte, verte qui constitue la majeure partie du banc ;

3) près du contact avec les schistes, la spilite devient hématitique, en même temps qu'elle se charge de filonnets de quartz et qu'elle acquiert un débit schisteux et écrasé. Localement il s'y développe des pillow-lavas bien conservés.

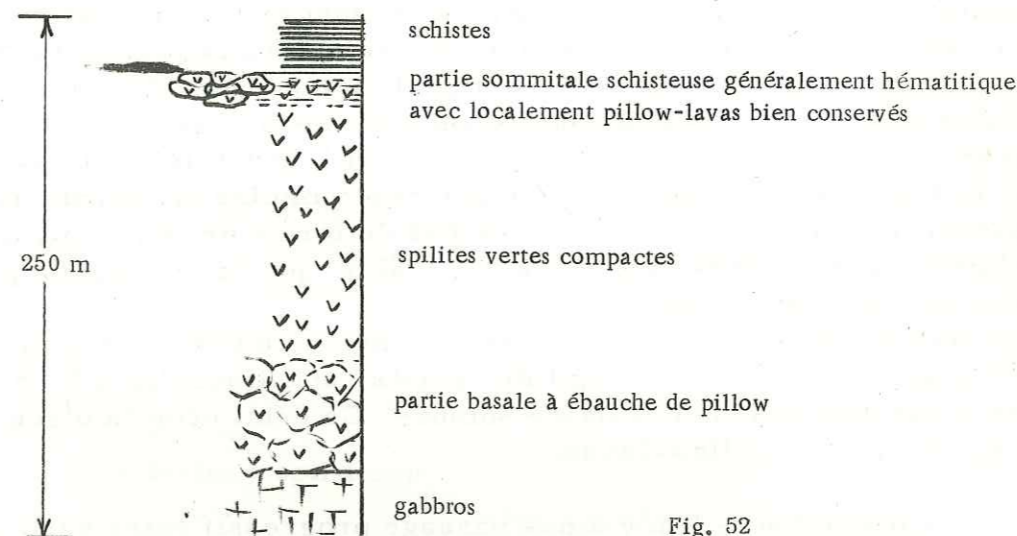


Fig. 52

Le contact avec les gabbros : il s'observe bien, précisément dans la partie nord du banc spilitique (x = 570,340 ; y = 238,960 ; z = 500), là où il vient se terminer, en contrebas du col de Cerna.

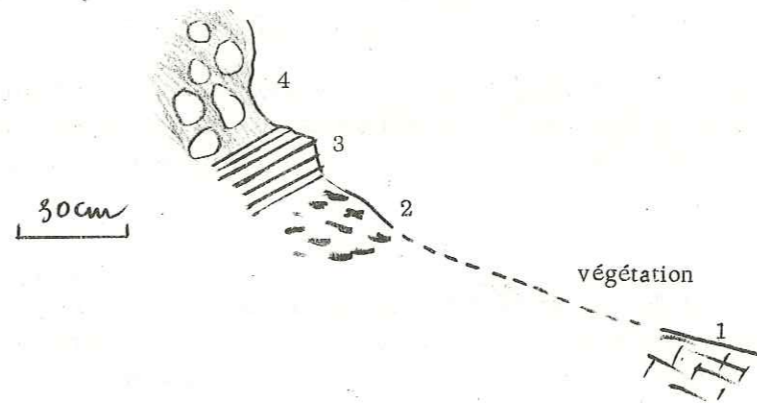


Fig. 53 - Contact gabbro - spilite

- 1) gabbro pulvérulent ;
- 2) formation bréchoïde, écrasée, faite d'un matériel sombre, de nature chloritique. Cette formation se développe sur 1 m environ ; son contact avec le gabbro sous-jacent n'est pas observable ;
- 3) banc de 20 cm d'épaisseur, directement appliqué sur la formation précédente, montrant un débit lité : alternance de petits lits centimétriques clairs avec des lits sombres moins épais (3 à 4 mm). La composition minéralogique s'accorde peu avec le contexte pétrographique environnant. Le microscope montre en effet que les lits mélanocrates sont constitués par une association de cristaux xénomorphes, déchiquetés sur leurs contours, de hornblende verte. Ils sont fréquemment maclés et parfaitement jointifs entre eux. Les lits clairs montrent un assemblage de minuscules paillettes de séricite avec des granules prismes, tablettes, d'un minéral à fort relief, sur un fond blanc de 1er ordre, indéterminable. Des fractures remplies de sphène ou de pistacite parcourent ces lits clairs. Des taches de forme grossièrement ronde, à bord diffus et de nature plagioclasiq, ainsi que des grains de pistacite, se détachent sur cette trame.
- 4) Base du banc de spilite : sur environ un mètre cette dernière montre un débit "conglomératique" : il s'agit de "galets" spilitiques de 5 à 15 cm de diamètre enrobés dans une matrice sombre. Ce débit cède la place en haut à une spilite verte à pillow-lavas.

Conclusion. - Il n'y a pas passage progressif entre gabbros et spilites. Les deux formations sont nettement séparées par une zone assez énigmatique qui n'a aucun des caractères des deux roches qui l'encadrent (spilites et gabbros). Mais on ne peut pas parler non plus de contact anormal entre les deux ensembles, d'autant plus que les levés cartographiques mettent en évidence la continuité à l'Ouest de la "carapace spilitique" de la masse gabbroïque.

. Contact gabbros-euphotides. - Nous avons déjà souligné dans l'exposé : il y a passage progressif des gabbros aux euphotides par augmentation de la taille des grains de la roche. Il n'y a jamais de coupure tranchée entre les deux faciès.

. Contact euphotides-serpentinites. - Il n'est pas toujours évident ; l'égale résistance des deux faciès fait qu'il ne se marque pas dans la topographie ; il est ainsi toujours recouvert par les produits d'altération de ces deux roches. Nous avons pu l'observer tout de même à la faveur de l'entaille d'un ruisseau (point x = 570, 450 ; y = 238, 600 ; z = 440).

Entre les euphotides (1) et les serpentinites (12) nous avons ainsi

observé, sur environ une vingtaine de mètres, les alternances suivantes :

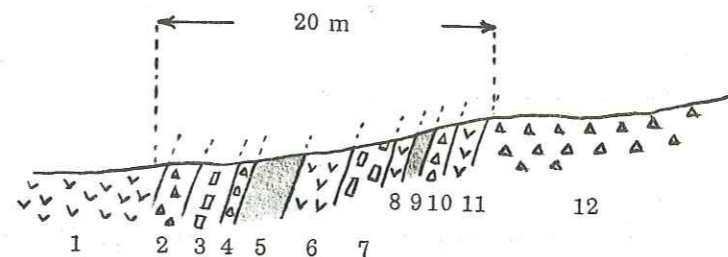


Fig. 54 - Contact euphotides - serpentinite.

- 1 - euphotides
- 2 - serpentinite classique, noire et compacte
- 3 - 3 à 4 m de serpentinite à faciès pustuleux de direction N-S pentée ouest de 75°
- 4 - serpentinite classique (2 mètres)
- 5 - roche à texture spilitique
- 6 - 5 m d'euphotide
- 7 - 5 m de serpentinite à faciès pustuleux
- 8 - mince passée d'euphotide
- 9 - passée de roche à texture spilitique
- 10 - serpentinite
- 11 - euphotide
- 12 - serpentinites

Mise à part l'existence de faciès à caractère spilitique (texture fine, roche compacte vert clair) cette zone semble représenter une transition - par l'alternance plusieurs fois répétée de bandes d'euphotide et serpentinite - entre l'affleurement d'euphotide (1) et le banc de serpentinite (12). En aucun cas il n'y a de zone mylonitique entre 2 faciès ni de "contact anormal".

Plus au Sud, au niveau du cimetière de Gavignano le contact montre une interpénétration plus grande des deux faciès, et il est impossible de tracer avec exactitude la limite entre serpentinites et euphotide.

Conclusions. - La nature du contact entre euphotides et serpentinites n'est pas tectonique. Il n'y a évidemment pas à proprement parler passage progressif mais moins encore contact brutal et tranchée entre les deux formations. Le contact euphotide-serpentinite s'effectue grâce à une zone de transition où alternent plusieurs fois les deux faciès. Enfin ce contact est

originel et les serpentinites sont bien à leur place, c'est-à-dire sous les euphotides.

. Contact Schistes lustrés - radiolarites

L'affleurement de schistes, plissotés et froissés au voisinage immédiat du banc de serpentinite (variations des directions de 30 à 40 NE et des pendages de 65° W, à la verticale), se montre moins bouleversé à l'approche du banc de radiolarites ; les pendages deviennent isoclinaux, en même temps que des bancs de calcaires cristallins s'intercalent dans les schistes.

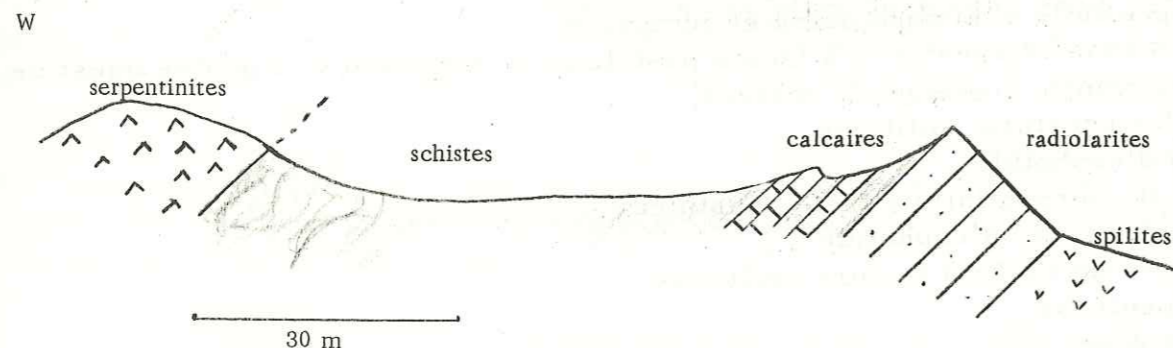


Fig. 55 - Contact schistes - radiolarites et radiolarites - spilites.

Il y a parfaite concordance entre les schistes ($45 \gamma^{30}$) et les radiolarites ($45 \gamma^{20}$). Le contact est donc normal.

. Contact radiolarites - spilites. - A l'endroit où nous avons effectué la coupe détaillée du banc de radiolarites on peut observer ce contact : le banc de radiolarites est parfaitement concordant sur les spilites sans discontinuité tectonique d'aucune sorte ; ici encore donc, le contact est normal.

Indice manganésifère au contact radiolarites - spilites :

- le gisement est situé au point (x = 570,800 ; y = 238,240 ; z = 530).

De l'oxyde de manganèse (testé par essai chimique) s'observe sur environ une centaine de mètres au contact radiolarites - spilites. Il

forme soit de petits amas de quelques cm³ dans la zone de contact soit des remplissages de fractures affectant aussi bien la spilite que la radiolarite. Le schéma ci-dessous fait d'après photo montre un de ces petits amas situé exactement au contact, ainsi que les fractures tapissées de cet oxyde de manganèse.

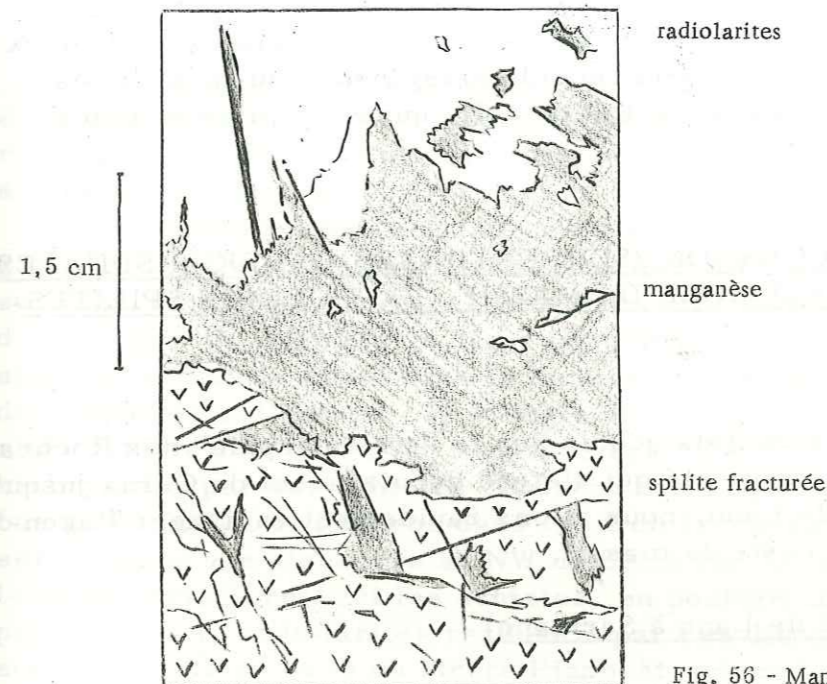


Fig. 56 - Manganèse au contact radiolarites - spilites

Il ne fait guère de doute que ce manganèse est d'origine "exhalative-sédimentaire" (H. SCHNEIDERHOHN) ou "volcano-sédimentaire" (P. ROUTHIER) c'est-à-dire que l'émission des dernières laves spilitiques s'est accompagnée de dégagements gazeux ou de solutions hydrothermales riches en manganèse.

Le dépôt de ce dernier semble s'être effectué au début de la sédimentation siliceuse ayant conduit à la formation de jaspes rouges.

c) Conclusions à l'étude des contacts

- La succession des faciès observée dans cette partie du massif est originelle ; il y a contact normal entre les différents termes, le seul "hiatus" de nature non précisée s'observant entre gabbro et spilites.

- Cette ordonnance, de bas en haut : serpentinites-euphotides-

gabbros-spilites-radiolarites montre bien que notre massif correspond à un complexe ophiolitique mis en place par épanchement sous-marin dans un contexte sédimentaire actuellement représenté par les formations schisteuses qui l'encadrent.

La répétition de la succession : serpentinites-gabbros-spilites-radiolarites mise en évidence sur la coupe de référence (série occidentale et orientale) ne peut alors s'interpréter que comme la superposition de deux coulées successives : la dernière (série occidentale) venant au-dessus des schistes et radiolarites qui forment le toit de celle qui s'est mise en place en premier lieu (série orientale).

B - EXTENSION DE LA SUCCESSION (SERPENTINITES-GABBROS-SPILITES-RADIOLARITES) DANS L'ENSEMBLE DU MASSIF. LA TRILOGIE SPILITES-RADIOLARITES-SCHISTES.

A la lumière des résultats acquis sur la "stratigraphie" des Roches vertes, lors de l'étude du secteur clé qui s'étend depuis le col de Cerna jusqu'à peu près au niveau du pont de Lano, nous allons rapidement envisager l'agencement de celles-ci dans le reste du massif.

1) Au Sud (du pont de Lano à Sermano)

Le schéma des affleurements montre une nette opposition entre ce secteur et le précédent : ici les faciès ne s'ordonnent plus suivant la succession mise en évidence plus haut : ceci à cause de la tectonique qui marque assez intensément cette zone. En particulier, la bande de spilite en contact avec les schistes de Aiti pentée régulièrement à l'Ouest voit brusquement son pendage s'inverser aux environs du village de Lano. La succession devient ainsi inverse : les gabbros schisteux (caractère évident le long de la route de la Casaluna à Lano) viennent ainsi se superposer aux spilites qui reposent elles-mêmes sur les schistes de Aiti. Cette inversion des pendages se continue jusqu'au NW de Sermano où s'intercale entre schistes et spilites un banc de radiolarite. De plus, l'homogénéité du massif est ici rompue par une série d'affleurements de Schistes lustrés dont le plus important, qui occupe la partie médiane de la région, s'étend depuis Rusio jusqu'au NW du hameau de la Casanova ; nous décrirons plus en détail cette région dans le chapitre réservé à la tectonique.

2) Au Nord (Bois de Pinetto, Cima Pedani, Serra Debbione)

Les Roches vertes sont ici en position anormale : les serpentinites de Ponte-Leccia, viennent reposer sur les gabbros du Bois de Pinetto par l'intermédiaire d'une mince passée de spilite associée à des roches sédimentaires. On ne retrouve plus l'agencement des faciès tels qu'il a été défini précédemment.

3) La trilogie spilites-radiolarites-schistes

Nous avons établi que l'ordre de succession de ces trois termes était le suivant : après la consolidation des spilites, il y a dépôt de radiolarites auquel succède une sédimentation détritique normale actuellement représentée par des schistes.

Cette trilogie (en fait on pourrait user du terme tétralogie car les gabbros complètent toujours cette succession) représente donc un bon critère sur lequel on pourra se baser pour connaître la position normale ou inverse, des séries. Un exemple de série normale s'observe au Sud du col de Cerna, ainsi qu'au Sud de Rusio dans la montée du col qui sépare le Piano-Maggiore de la Punta San Cervone ; la trilogie montre de bas en haut : spilites-radiolarites schistes. C'est ce qui se passe également à Erone où les radiolarites recouvertes par des schistes reposent sur des spilites qui succèdent vers le bas à des faciès de gabbros dans le lit de la Casaluna. Un bel exemple de série renversée s'observe au NW de Sermano (à la base de l'arête qui porte le Piano-Maggiore). Ici les schistes, en position inférieure, sont surmontés par le banc de radiolarites recouvert par des diabases qui vers le haut succèdent aux gabbros du Monte Piano-Maggiore :

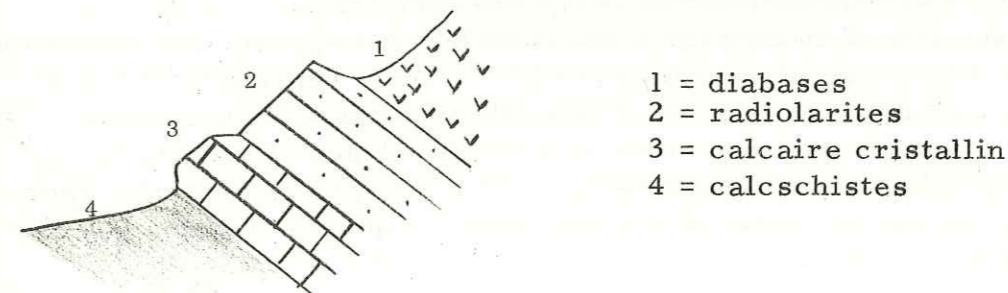


Fig. 57 - Trilogie (renversée) : diabases, radiolarites, schistes.

Cette trilogie schistes - radiolarites - spilites qui se retrouve avec une grande fréquence a été le seul critère de polarité valable sur lequel nous nous sommes basés pour l'interprétation de la structure du massif.

C - CONCLUSIONS

Au terme de cet exposé relatif au gisement des Roches vertes et à leurs relations entre elles et avec les Schistes lustrés nous allons tenter de tirer quelques conclusions quant à la nature et au mode de mise en place du massif de la Casaluna.

Bien que partiellement masquée par les déformations dues à la tectonique, l'ordonnance des diverses variétés de Roches vertes " s'établit suivant un schéma qui fait apparaître une différenciation, depuis des termes ultrabasiques à la base (péridotites serpentinisées, serpentinites) jusqu'à des termes acides au sommet (spilites), avec entre les deux, des termes basiques (gabbros, euphotides). Cette "succession stratigraphique" originelle s'observe encore en plusieurs points, là où les efforts tectoniques n'ont pas été trop intenses. En outre cet ensemble présente un gisement stratoïde par rapport aux Schistes lustrés encaissants et il est presque constamment surmonté par des formations siliceuses (radiolarites s. lato) qui se sont déposées en parfaite concordance sur les spilites du "toit" lesquelles prennent fréquemment à leur approche un débit en coussins. Ces différents caractères permettent de définir le massif de Roches vertes de la Casaluna comme un épanchement ophiolitique sous-marin.

Les déformations dues à la tectonique n'ayant dans l'ensemble pas été trop intenses, il est encore possible de préciser les rapports de l'épanchement avec le contexte géologique dans lequel il s'est effectué. A cet égard il paraît acquis que les formations schisteuses de la base du San Pedro-ne (à l'Est), étant surmontées par le complexe ophiolitique, représentent le "plancher" sur lequel ce dernier s'est épanché. A l'opposé, les formations schisteuses de Aiti qui ceignent le massif à l'Ouest, représentent les sédiments qui se sont déposés une fois l'épanchement ophiolitique achevé: cette opinion est renforcée par la concordance des pendages et directions qui existe entre ces schistes et Roches vertes, ainsi que par la présence sporadique, entre les deux, de bancs de radiolarites, ce qui prouve bien que l'on se trouve au toit du massif.

L'ensemble de ces caractères permet donc de définir le massif comme un épanchement magmatique sous-marin qui s'est effectué lors du comblement de la fosse des Schistes lustrés, à un moment qu'il est impossible pour l'instant de préciser: de plus la forme actuelle du massif, étiré suivant une direction nord-sud, évoque plus une coulée stratoïde venue s'établir sur un fond marin qu'une accumulation sur place, ce qui aurait conduit

à une forme ramassée de type laccolitique. On conçoit alors aisément que les spilites du toit en contact direct avec l'eau de mer prennent un débit en coussins tandis que débute la sédimentation exclusivement siliceuse (radiolarite) qui va recouvrir toute la coulée d'une mince pellicule. Quand cesse définitivement l'activité magmatique, la sédimentation normale "concordante" reprend en débutant par un court épisode carbonaté. On a ainsi dépôt de sédiments qui forment actuellement les schistes du toit, par opposition aux schistes du "plancher" sur lesquels repose la coulée. Par ailleurs il n'est pas exclu que plusieurs coulées aient pu se succéder à intervalles plus ou moins rapprochés et se superposer: c'est une telle explication que nous avons proposée pour la double succession (serpentinites-gabbros-spilites-radiolarites) mise en évidence dans la coupe de référence

Il resterait maintenant à définir les processus qui ont conduit à la différenciation de faciès aussi dissemblables que sont par exemple des péridotites et des spilites, et il conviendrait de répondre à de nombreuses questions: quelle était la nature originelle du magma? Quels processus physico-chimiques sont responsables de la différenciation, de la serpentinitisation, de la spilitisation? Comment et à quel niveau se sont effectuées les cristallisations? Les diverses cristallisations ont-elles été synchrones? Quelles sont les relations entre l'activité magmatique et la sédimentation des Schistes lustrés? Quel est l'âge de la mise en place?

A toutes ces questions on ne peut malheureusement répondre que par des suppositions bien hypothétiques.

On ne peut semble-t-il avancer avec certitude que deux points: il s'agit d'une coulée, tout au moins au sens géométrique du terme, car on ne peut la comparer à des coulées actuelles même sous-marines. Ensuite on peut raisonnablement parler de différenciation car la superposition des divers faciès est trop évidente et trop fréquente pour qu'on puisse envisager des venues successives de matériaux différents. Mais cette différenciation s'est-elle produite dans le réservoir magmatique, au cours de la "montée" du magma, au moment de sa mise en place, ou au cours de la cristallisation? Il n'est pas possible de le dire. Peut-être qu'une étude géochimique minutieuse pourrait fournir des éléments utiles à ce problème, en particulier l'étude de la distribution du sodium car c'est cet élément qui semble le plus "aberrant" dans ces milieux ophiolitiques. Des études faites sur des échantillons de laves récoltés par sondages sur des dorsales médio-océaniques, en particulier celle de l'Océan Indien, il en ressort que l'hypothèse d'un enrichissement en Na de la partie supérieure des coulées par l'eau de mer ne peut être retenue. Les auteurs (voir "Etude bibliographique sur le Volcanisme des dorsales médio-océaniques, R. LILLE, 1967) parlent de "fluides chauds" agissant sur des roches déjà cristallines sans préciser toutefois à quel stade de la cristallisation s'est produite la spilitisation. On pourrait alors imaginer

qu'au départ le sodium était régulièrement distribué dans le magma (les teneurs moyennes en Na des gabbros et des péridotites sont estimées par les auteurs respectivement à 1,7 % et 0,5 %) et que soit au cours de l'épanchement, soit au cours de la cristallisation il serait venu se concentrer dans les parties supérieures de la "coulée".

A côté de cette hypothèse (entièrement gratuite car on ne connaît pas la composition chimique moyenne des différents termes du complexe ophiolitique) on pourrait en émettre une autre tout aussi gratuite : celle d'envisager un lien entre la migration du sodium et le fait, qu'à la base des épanchements ophiolitiques, on ait des faciès "profonds" et qu'au sommet on trouve des faciès effusifs.

En tout état de cause la théorie actuelle qui semble le mieux s'appliquer au massif ophiolitique de la Casaluna est celle d'un volcano-pluton au sens de J.H. BRUNN (1956). Rappelons que pour cet auteur la succession serpentinites-euphotides-gabbros-diabases se conçoit comme la différenciation d'un magma basaltique mis en place sous l'eau et sous forme d'un épanchement énorme pouvant atteindre plusieurs kilomètres d'épaisseur (volcano-pluton), dont le contact brusque avec le milieu marin conduit à la consolidation d'une "croûte" spilitique, où se développent des pillow-lavas. Sous la protection de cette mince carapace le corps principal de la lave se différencie par un lent refroidissement, conduisant aux structures grenues (gabbros) et largement grenues (euphotides). En même temps une ségrégation par densité conduit à l'accumulation des minéraux lourds (olivine, pyroxènes) dans les parties basses donnant les faciès ultrabasiques (péridotites). L. DUBERTRET (1953) propose un schéma sensiblement identique pour les ophiolites de Syrie : les seules différences résident d'une part dans la nature originelle du magma, qui en Syrie serait sakalavitique, et d'autre part dans le processus de mise en place qui correspondrait à des pulsations successives de la lave au lieu d'une mise en place en un seul temps.

Il faut mentionner que cette théorie plutono-volcanique a été récemment attaquée par M. VUAGNAT (1963) qui lui oppose de sérieuses critiques précisément sur le processus de la mise en place et sur la nature du magma originel :

a) autant J.H. BRUNN que L. DUBERTRET admettent un épanchement pouvant atteindre plusieurs kilomètres d'épaisseur, ce qui pour M. VUAGNAT est difficilement concevable. Sur ce point notre massif n'a rien de comparable par son faible volume avec ceux décrits par les deux premiers auteurs ; il rend donc plus concevable l'idée d'une coulée volcanique du fait de son extension réduite et de son épaisseur restreinte (environ

1 000 mètres).

b) La composition originelle du magma au moment où il s'est épanché est un obstacle encore plus sérieux à la différenciation pluto-volcanique. M. VUAGNAT estime que la composition basaltique ou mieux ultrabasique d'une lave ne peut expliquer la cristallisation d'un matériel spilitique acide formant la partie externe de l'épanchement, cristallisation qui s'est effectuée au moment où la lave est entrée en contact avec le milieu extérieur (pillow-lavas). Inversement si la lave qui s'est épanchée était de nature spilitique on conçoit mal sa différenciation en termes basiques et ultrabasiques (péridotites) d'autant que ces dernières occupent une place considérable par rapport aux autres faciès.

Pour conclure sur ce problème de la genèse du complexe ophiolitique de la Casaluna nous dirons simplement que l'on ne dispose pas encore de données géochimiques et thermodynamiques suffisamment précises et nombreuses sur ses différents faciès et sur leurs divers minéraux constitutifs pour émettre des propositions valables. Dans l'état actuel nul doute que la théorie pluto-volcanique, malgré certaines questions auxquelles elle ne permet pas de répondre, est la seule à expliciter certains caractères essentiels.

DEUXIEME PARTIE

LES SCHISTES LUSTRES

Par analogie avec les terrains schisteux de la fosse piémontaise, ce terme désigne en Corse l'important complexe des schistes épimétamorphiques cantonnés dans la partie NE de l'île. Ils forment, ainsi que le montre la planche n° 10, l'encaissant des nombreux massifs de Roches vertes, qui s'égrènent depuis le Cap Corse, au Nord, jusqu'à l'extrémité sud dans la région de Vezzani.

Notre but n'étant pas ici d'en faire une étude détaillée, nous nous bornerons seulement à décrire, du point de vue pétrographique, les principaux faciès que l'on rencontre associés aux ophiolites.

I - EXTENSION DU FACIES

Lors de l'étude des Roches vertes, nous avons déjà dit un mot des formations de Schistes lustrés en traitant de leurs rapports avec le massif ophiolitique. Rappelons qu'ils limitent à l'Est le massif depuis le Golo, au Nord, et suivant une ligne grossièrement rectiligne, jusqu'au NE de Sermano ; leur direction oscille de 10 NW à 30 NE ; les variations rapides de pendage indiquent qu'ils sont ici affectés de nombreux replis. A l'intérieur du massif ophiolitique, l'affleurement le plus important des Schistes lustrés forme une bande qui se développe, en position médiane, suivant une direction N-S, ininterrompue depuis le lieudit Savinnacie jusqu'au col séparant le Piano-Maggiore du San Cervone. La couverture d'éboulis empêche de dire si à partir de ce point elle se raccorde avec les Schistes lustrés de Sermano. Son épaisseur maximum s'observe au niveau du village de Rusio (environ 800 m) ; à partir de ce point et vers le Sud, elle se rétrécit considérablement pour ne former qu'une mince passée écrasée de quelques mètres au col du Piano-Maggiore - San Cervone. Vers le Nord, elle tend également à se rétrécir pour venir se terminer en biseau au lieudit Savinnacie.

Cette association Schistes lustrés - ophiolites est très fréquente et générale ; à côté de cet affleurement qui scinde en deux toute la partie sud du massif ophiolitique, des lisérés de Schistes lustrés très minces viennent s'intercaler au sein des Roches vertes ; au SE de Lano par exemple, nous avons noté la présence de minces pincées schisteuses, de 5 à 6 m d'épaisseur, jalonnant les contacts spilites-gabbros. A l'Est et au Sud Ouest de Rusio, le mode d'affleurement est le même ; ce sont toujours d'étroites bandes très écrasées, peu épaisses, souvent jalonnées par un affleurement de radiolarites ; la végétation ne permet malheureusement pas toujours d'en connaître l'extension exacte.

II - PETROGRAPHIE

Les Schistes lustrés étudiés ont un faciès assez monotone. Il s'agit principalement de séries de calcschistes épimétamorphiques, tendres, intercalés de gros bancs de calcaire cristallin. Cette alternance de faciès calcschisteux avec des séquences franchement carbonatées est la règle ; les bancs calcaires peuvent atteindre une épaisseur maximum de 3 à 4 m (NE de Rusio) ; le plus souvent il s'agit de petits bancs ne dépassant pas 20 à 30 cm d'épaisseur, alternant avec des passées schisteuses plus épaisses ; le contact avec les radiolarites se fait fréquemment par l'intermédiaire d'un de ces bancs de calcaire cristallin.

A côté de cette séquence principalement carbonatée, on rencontre assez exceptionnellement des faciès plus détritiques, où des minéraux phylliteux, s'associent à des passées quartzoses (Est de Ponte-Leccia).

Nous allons envisager maintenant la pétrographie de chacun des types mentionnés.

1 - Séricitoschistes

L'échantillon provient de l'affleurement de schistes inclus dans les serpentinites de Ponte-Leccia, au Nord.

Observation macroscopique. - Teinte vert-clair ; la roche présente un débit schisteux et montre une alternance de petits lits millimétriques clairs, avec des lits verdâtres plus épais.

Observation microscopique. - La composition minéralogique est la suivante :

- quartz
- séricite

- ferristilpnomélane
- hématite

La structure est lépidoblastique.

Le microscope montre une alternance de passées quartzieuses et de passées plus épaisses où se concentrent les minéraux phylliteux : stilpnomélane, séricite (incolore en L.N., teintes vives du 2^{me} ordre en L.P.).

Le plissement très serré de l'échantillon fait que les passées quartzieuses sont fréquemment boudinées : certaines parties de la préparation montrent, intercalées dans un fond de stilpnomélane et de séricite, des concentrations ovoïdes claires, effilées ou étirées, qui représentent l'ancien lit quartzieux actuellement morcelé.

Le quartz : il se présente en petits granules xénomorphes soudés, non dentelliformes. Dans certains cas il peut cristalliser en larges plages qui peuvent atteindre 0,3 mm, présentant une extinction fortement roulante quand elles ont été cataclasées.

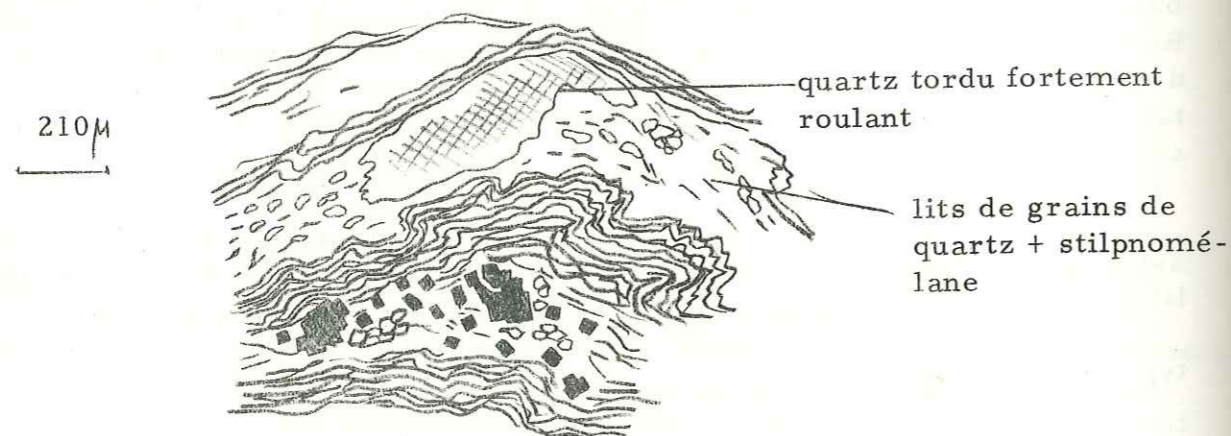


Fig. 58. - Exemple de séricitoschiste

Le stilpnomélane et la séricite : ces deux minéraux s'associent intimement en longues fibres. Le ferristilpnomélane jaune d'or, caractéristique en L.N., présente ici un faible pléochroïsme ; la séricite donne des teintes de polarisation pures : rouge à violet, 2^e ordre.

De fortes traînées opaques viennent alterner avec les lits phylliteux et soulignent le plissement de la roche.

L'hématite : elle se présente en cristaux automorphes à section parfaitement carrée ; sa distribution n'est pas quelconque : les petits cristaux se concentrent dans de minces lits où dominent le stilpnomélane et moins fréquemment le quartz (voir fig. 58). Cette association de l'hématite avec le stilpnomélane est la règle, mais il n'est pas possible de dire si la première se forme aux dépens du second, ou si au départ on avait des lits ferrugineux ayant donné directement au cours du métamorphisme ces deux minéraux.

2 - Calcschistes

L'échantillon type a été pris dans le sentier qui mène au col de Saint-Antoine, au-dessus de Saint-Laurent.

Macroscopiquement : roche très tendre, feuilletée, parsemée de paillettes brillantes de muscovite sur fond clair.

Observation microscopique . - La composition minéralogique est la suivante :

- calcite
- muscovite
- stilpnomélane
- hématite
- quartz.

Le microscope montre un assemblage de cristaux de calcite étirés, orientés parallèlement suivant leur grand axe conférant à la roche une structure grossièrement nématoblastique. Il s'intercale suivant le sens de la schistosité de minces lits constitués de muscovite, montrant des stades d'altération en ferristilpnomélane (fig. 59b).

Ce sont ces lits phylliteux qui concentrent le minerai de la roche sous forme de minuscules granules ou plus rarement en cristaux automorphes et carrés ; on rencontre également la muscovite en fines aiguilles aciculaires isolées au sein des cristaux de calcite, mais toujours orientées suivant la schistosité de la roche.

Le quartz en grains minuscules à contours anguleux est assez rare, il se présente noyé dans la calcite.

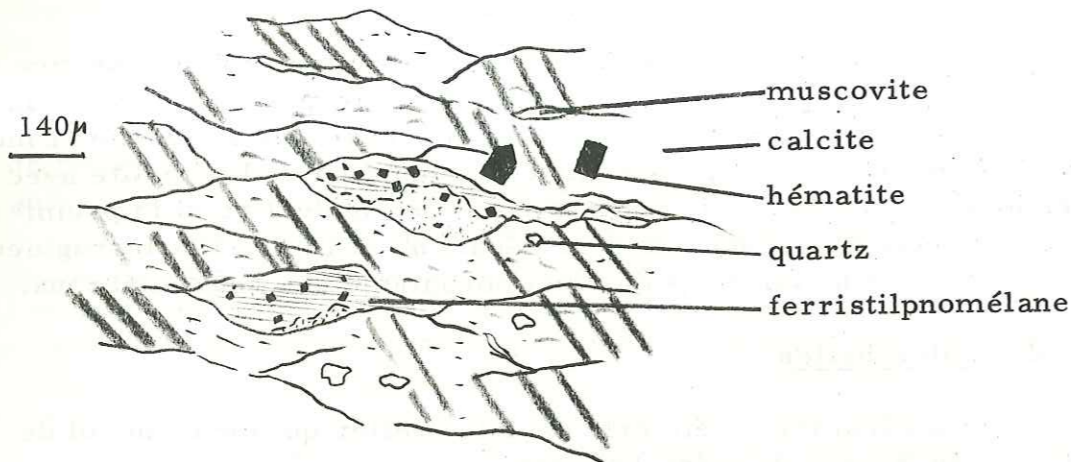


Fig. 59a. - Micrographie d'un calcschiste

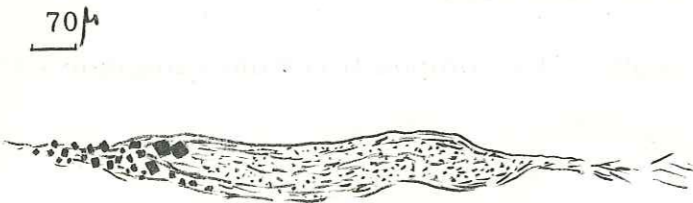


Fig. 59b. - Lits phylliteux. La partie en pointillé est constituée de muscovite; en tiretés : fibres de stilpnomélane. En noir : cube d'hématite.

3 - Calcaires cristallins

L'échantillon choisi provient d'un banc calcaire superposé aux radiolarites intercalées dans les schistes verts de Saint-Laurent.

Observation microscopique. - La composition minéralogique est la suivante :

- calcite 76 %
- muscovite 16,7 %
- quartz 7,4 %

Le microscope montre un pavage de cristaux xénomorphes de calcite bien soudés entre eux, parcourus par un réseau de filonnets constitués d'aiguilles de muscovite fréquemment ployées et tordues. Ces aiguilles

déterminent souvent une structure en cloisons entre les cristaux de calcite. Le quartz est présent sous forme de grains à contours anguleux noyés dans la masse calciteuse. Son pourcentage est assez élevé (7,4 %).

III - ETUDE D'UN CONTACT SCHISTES LUSTRES - SCHISTES VERTS

Les Schistes lustrés montrent fréquemment des inclusions de roches massives et compactes, bien circonscrites, dont l'étendue n'excède pas, en général, quelques centaines de mètres ; ces roches ont les caractères des "schistes verts" (s. lat.).

Du fait de leur plus grande dureté, ces inclusions ressortent au sein de la masse plus tendre des schistes. C'est ainsi qu'au Nord de Saint-Laurent, sur la petite arête qui sépare le col de Saint-Antoine de l'extrémité est de l'affleurement des schistes verts, une de ces lentilles de forme grossièrement ovale et d'environ une trentaine de mètres d'épaisseur fait saillie dans une série de schistes à séricite ; c'est l'étude de ses rapports avec le contexte schisteux environnant que nous allons envisager.

La figure 60 montre la disposition de cette lentille ; les mesures de directions effectuées dans les schistes environnants traduisent, sur le côté ouest, une variation progressive de 30 NW à 20 NE devenant ainsi conformes à la direction générale de la lentille ; celle-ci apparaît donc bien concordante dans les schistes. L'étude détaillée du contact montre, en outre, qu'il n'y a pas coupure nette, mais passage progressif ; les schistes lustrés acquièrent progressivement une teinte verte en même temps que tend à disparaître la schistosité pour aboutir à l'extrême au faciès compact type "schistes verts". Soulignons que le passage Schistes lustrés - schistes verts est progressif mais rapide.

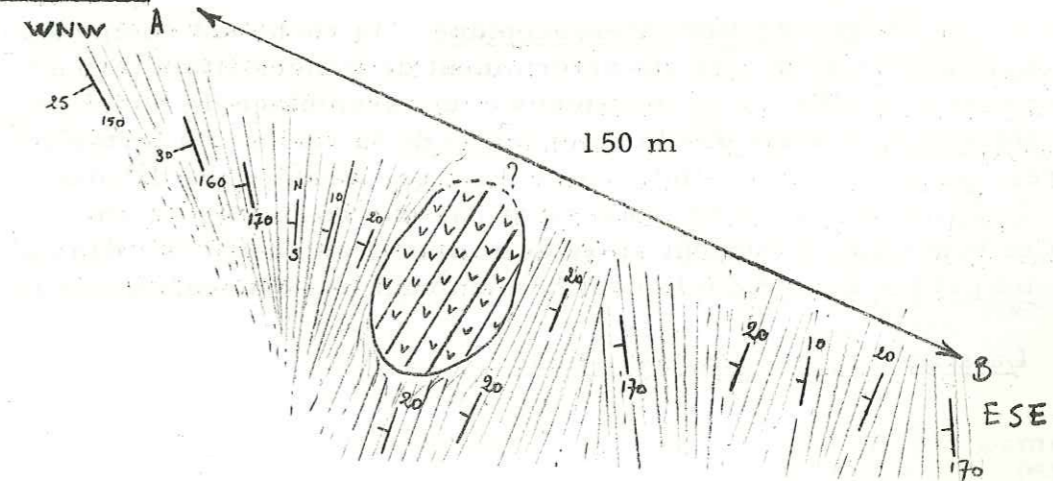
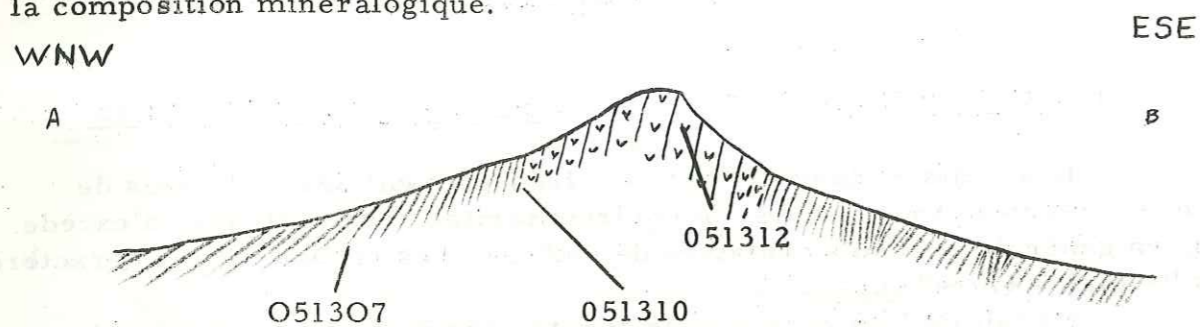


Fig. 60. - Disposition de l'inclusion de "schistes verts" dans les séricitoschistes.

Un échantillonnage effectué dans cette série depuis les Schistes lustrés normaux jusqu'à la lentille permettra d'apprécier les variations dans la composition minéralogique.



- 051307 = schiste non transformé
- 051310 = pris au voisinage de la lentille
- 051312 = schiste vert de la lentille.

Etude pétrographique

a) Echantillon n° 051307 (Fig. 61a)

Caractères macroscopiques : roche tendre à schistosité marquée, de teinte gris-clair. En section polie, des concentrations ovoïdes blanches se détachent sur un fond gris-bleu.

Observation microscopique : la roche est composée d'une association de grains de quartz qui déterminent de minces lits alternant avec de larges passées phylliteuses constituées d'un assemblage de lamelles de séricite, ployées et tordues par la compaction de la roche. De fortes traînées de matières opaques peuvent s'intercaler dans ces passées phylliteuses.

Les lits quartzeux ne conservent pas une bonne régularité : fréquemment, ils se boudinent et donnent alors des amas ovoïdes étirés ; dans d'autres cas, ils présentent des renflements, déterminant des concentrations importantes.

La structure est lépidoblastique.

b) Echantillon n° 051310 (Fig. 61b).

Observation macroscopique : la roche est plus dure, l'ancienne schistosité est partiellement oblitérée. Teinte vert sombre prononcée.

Observation microscopique : l'association minéralogique est la suivante :

- quartz
- séricite
- chlorite
- épidote

Le litage originel a pratiquement disparu. La préparation montre un fond constitué d'une association de lamelles de séricite et de chlorite où se détachent des concentrations de grains de quartz, diffuses ou très digitées. Souvent on reconnaît une ébauche d'anciens lits quartzeux, mais en règle générale l'aspect lité a disparu.

La chlorite : elle présente un pléochroïsme léger, vert très pur à jaune verdâtre ; en L. P., elle est souvent gris foncé 1er ordre, mais également bleu-violet : il s'agit de pennine. Elle est très abondante en quantité égale avec la séricite et syncristallise avec cette dernière (association de fibres de chlorite et de séricite).

L'épidote donne des grains squelettiques, xénomorphes, et souillés par des impuretés ; leur surface est granuleuse, ils sont peu abondants ; très vraisemblablement il doit également exister parmi eux des grains de sphène (section losangique), les impuretés de ces minéraux rendant difficile leur exacte détermination.

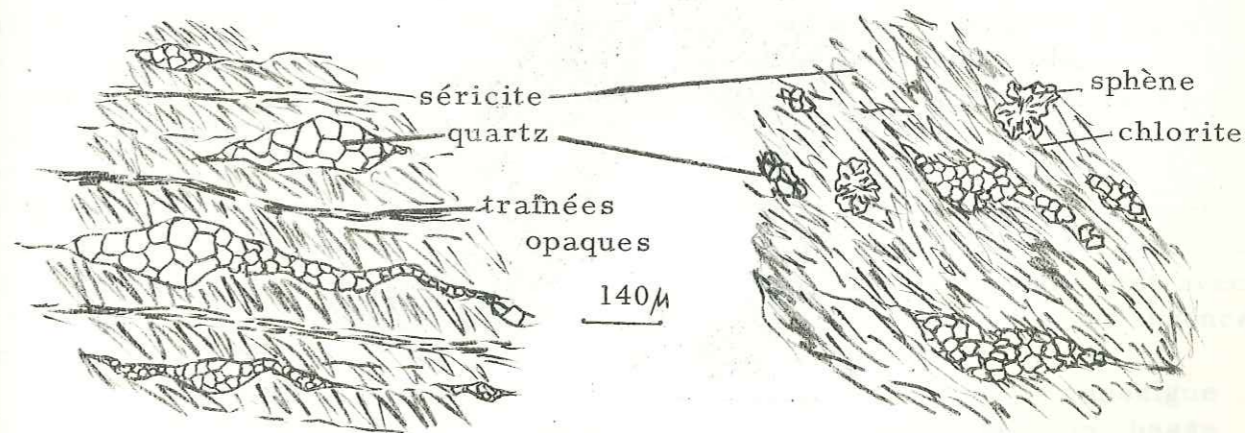


Fig. 61a. - Lame mince 051307

Fig. 61b. - Lame mince 051310

c) Echantillon n° 051312

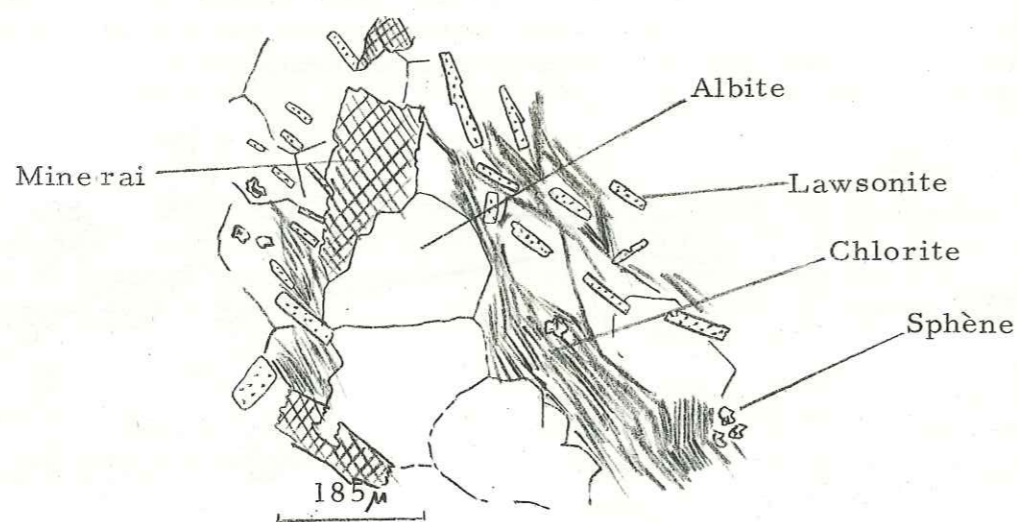
Observation macroscopique. - Toute foliation a disparu ; la roche est compacte, massive, de teinte vert foncé.

Observation microscopique. - L'association minéralogique est la suivante :

- albite
- chlorite (prochlorite)
- pistacite
- agrégats souillés de pistacite + sphène
- lawsonite
- magnétite

En plus de la disparition de la schistosité originelle, la composition minéralogique est totalement différente.

Le fond de la roche est constitué de taches xénomorphes, rarement subautomorphes, d'albite fraîche (2V = + 80) baignant dans une trame de prochlorite en paquets flexueux. Plus abondants que dans la lame précédente des granules à fort relief, semi-opaques, (sphène - épidote) viennent souiller ce fond sous forme d'une pigmentation dense ; ces granules se concentrent souvent en traînées. La lawsonite en baguettes rectangulaires effilées est abondante ; les individus se disposent parallèlement à leur grand axe, déterminant une ébauche d'orientation. Elles sont régulièrement disséminées dans le fond albite-chloriteux. Ça et là, on reconnaît quelques rares grains xénomorphes de pistacite. La magnétite est peu abondante, en taches diffuses ou en sections rectangulaires.



Micrographie de la lame O51312

Les transformations dans le sens Schistes lustrés → schistes verts sont donc les suivantes :

a partir du faciès séricitoschistes, il y a apparition en grande quantité de chlorite. Des silicates calciques (sphène + pistacite) font leur apparition en granules isolés ; on comprend mal leur origine ; les caractères minéralogiques qu'ils possèdent (agrégats granuleux cryptocristallins) incitent à les considérer comme une exsudation de calcium représentant un réajustement chimique lors du passage d'un minéral en un autre. Or, il n'y a pas ici de pseudomorphoses évidentes, les seules transformations minéralogiques consistent en l'apparition de chlorite.

Le faciès "schiste vert" montre par contre une composition minéralogique radicalement différente des termes précédents. Il y a apparition massive et brutale de silicates alumino-calciques (lawsonite, très rarement pistacite), ainsi que d'albite abondante. Le quartz a pratiquement disparu. La chlorite subsiste ici mais est remplacée par le terme ferrifère (prochlorite), à l'inverse de la chlorite précédente, magnésienne (pennine). La schistosité originelle a complètement disparu. L'association minéralogique rapproche ces "schistes verts" d'une prasinite (albite, chlorite) ; la pistacite serait remplacée par la lawsonite, indice d'un métamorphisme de pression plus accentué.

La formation de silicates calciques et l'apparition brusque d'albite pourraient s'expliquer par une mobilisation du calcium et de la soude contenus éventuellement dans les Schistes lustrés environnants ; or ceux-ci en sont dépourvus (séquence essentiellement grésopélitique). On pourrait invoquer pour le sodium une métagénèse, ceci d'autant plus que l'albite se présente fraîche, en taches xénomorphes diffuses, mais on comprendrait mal qu'un tel apport ait un caractère ponctuel et qu'il ne se manifeste pas dans les schistes environnants.

Il apparaît alors que le métamorphisme qui engendre une telle paragenèse, totalement différente de la paragenèse à séricite et chlorite des Schistes lustrés, a dû s'effectuer aux dépens d'une roche qui puisse permettre l'apparition de tels minéraux, en l'occurrence une roche basique, dont il semble difficile actuellement d'en préciser la nature originelle exacte. Nous pensons ainsi que ces "prasinites" ne dérivent pas du faciès Schistes lustrés par métamorphisme poussé (paraprasinites) bien que leur concordance avec ces derniers et la progressivité de passage observée puissent le laisser croire. Nous sommes plutôt enclins à voir en ces "prasinites" d'anciens tufs pyroclastiques émis par un volcanisme sous-marin dont les produits d'émission viennent alterner avec les sédiments de la fosse des Schistes lustrés, ce qui explique alors l'absence de contact anormal et la concordance avec ces schistes.

La paragenèse à lawsonite observée dans les prasinites renseigne sur la nature du métamorphisme qui affecte la série : haute pression, basse température. L'action de ce métamorphisme est différente suivant qu'il affecte les formations sédimentaires grésopélitiques (séricite + chlorite + quartz) ou les roches basiques (lawsonite, peu d'épidote, chlorite, albite).

IV - LES SCHISTES DE AITI

Sous ce terme, nous avons désigné l'ensemble des formations schisteuses qui se développent depuis le bas du col Cerna, entre les terrains mésozoïques de la Cima Pedani et les ophiolites. Elles se poursuivent en direction du Sud vers Aiti et Lano pour former toute la limite W du massif ophiolitique. Nous avons déjà dit un mot à leur sujet en traitant des rapports des ophiolites avec le contexte environnant.

L'âge de ces formations a été interprété différemment suivant les auteurs. Sur la carte géologique au 1/80 000, elles sont rattachées aux Schistes lustrés *sensu stricto* (ItA) ; T. DE BOOY (1951) les range dans le Nummulitique ("schistes calcaires"), tandis que, plus récemment, J. C. LIMASSET (1958) leur attribue un âge crétacé ("Flysch à lydienne").

En fait, il n'existe aucun argument paléontologique qui permette d'en donner un âge précis ; ce sont des formations schisteuses qui passent en certains endroits (SE de Lano, E de la Punta Fanella) à des faciès conglomératiques (conglomérat de Tomboni), franchement calcaires ou gréseux.

Dans la partie nord, aux environs de Aiti et jusqu'au col de Cerna, il s'agit principalement de calcschistes plissotés dont l'aspect est voisin de celui des Schistes lustrés classiques. Ils en diffèrent, localement, par une schistosité moins marquée et une teneur plus élevée en calcite ; l'étude microscopique montre en effet une forte teneur de cet élément associé à des grains anguleux de quartz distribué sans un quelconque classement. En certains points, nous avons observé la présence de gros bancs de calcaire cristallin identiques à ceux que l'on rencontre dans les Schistes lustrés classiques. Ils sont intercalés dans les calcschistes (à 150 m environ au Nord du croisement des routes Saint-Laurent - Saliceto).

Tous ces faits nous amènent à considérer cette série - du moins celle que nous avons étudiée au contact immédiat avec les ophiolites - comme appartenant encore à la formation des Schistes lustrés. Lors de l'étude des contacts schistes - ophiolites, nous avons situé stratigraphiquement cette série comme une unité superposée aux ophiolites, sur lesquelles elle repose en parfaite concordance parfois par l'intermédiaire d'un banc de radiolarites. Les ophiolites étant elles-mêmes en position supérieure par rapport aux schistes de la bordure est, on voit donc que si les schistes de Aiti se rattachent encore aux Schistes lustrés, ils représentent la séquence finale de sédimentation de ce faciès car, vers l'Ouest, ils sont limités par des terrains sédimentaires non métamorphiques. Ainsi, au niveau de Lano, les schistes d'Aiti cèdent la

place à des formations non métamorphiques : psammites, microconglomérats à éléments quartzeux, des conglomérats à éléments polygéniques (conglomérats de Tomboni) et des calcaires à silex, formations qui ont été datées du Nummulitique, plus au Sud (zone Ernella-Tonda) par la présence de *Globotruncana* (R. DELCEY, J. C. LIMASSET, P. ROUTHIER, 1964).

Le problème du rapport exact de cette série sédimentaire nummulitique avec les schistes d'Aiti qui sont à rattacher sans contexte aux Schistes lustrés est bien sûr capital. Mais ce problème dépassant le cadre de notre étude, consacrée essentiellement à la pétrographie d'un massif de Roches vertes, il n'a pas été abordé au fond et nous nous contenterons de faire état de quelques observations trop fragmentaires pour que des conclusions sérieuses puissent en être tirées.

Là où nous avons vu le contact entre calcschistes légèrement métamorphiques d'Aiti et série nummulitique sans trace aucune de minéraux de métamorphisme, il nous est apparu parfaitement concordant. Aucune discontinuité structurale ou stratigraphique n'existe entre les deux ensembles. On a l'impression qu'il y a eu un simple changement dans les conditions de la sédimentation qui après le dépôt des calcschistes est devenue plus détritique : le premier niveau de la série nummulitique est représenté soit par de minces passées de psammites soit par des conglomérats. En outre à l'échelle cartographique ce contact est parallèle aux lignes structurales des deux ensembles.

De la sorte on est fortement tenté de rejeter, pour cette région tout au moins, l'hypothèse que ce contact représente le front d'une nappe des Schistes lustrés chevauchant la série nummulitique. Mais est-il possible comme l'ont fait R. DELCEY, J. C. LIMASSET, P. ROUTHIER, 1964 (*op. cit.*), d'assimiler les schistes d'Aiti au Flysch à lydienne (Crétacé inférieur) ? Auquel cas la grosse masse de Schistes lustrés qui constitue le plancher du complexe ophiolitique de la Casaluna serait soit, Crétacé inférieur, soit Jurassique. Nous n'avons malheureusement pas de données suffisamment nombreuses et précises pour faire avancer le problème. Car si au simple examen de quelques affleurements il semble évident qu'il y a un contact stratigraphique normal entre les deux ensembles on ne peut s'empêcher de relever certains faits troublants.

Tout d'abord il paraît curieux que le métamorphisme, de faible intensité il est vrai, qui a affecté les seuls schistes d'Aiti se soit arrêté juste au sommet d'un horizon stratigraphique d'une série compréhensive. En outre le premier horizon non affecté par le métamorphisme est bien souvent une formation conglomératique laquelle fait bien sûr penser à un faciès de transgression.

En définitive il ne nous est pas possible de fournir de nouveaux éléments valables à ce problème si délicat de l'âge des Schistes lustrés de cette région mais on peut penser qu'une étude très minutieuse d'ordre peut-être surtout structural de la zone de contact Aiti - Lano pourrait permettre d'y voir plus clair.

V - CONCLUSIONS

La majorité des Schistes lustrés en contact avec les ophiolites est représentée par des formations de calschistes tendres montrant des récurrences plusieurs fois répétées de bancs de calcaires cristallins. Ils correspondent ainsi à des alternances d'une sédimentation tantôt argilo-calcaire, tantôt franchement carbonatée. Exceptionnellement, on rencontre des micaschistes. L'étude microscopique montre que ces schistes ont été affectés par un métamorphisme de faible intensité (zone des micaschistes supérieurs ou greenschist faciès : apparition de chlorite, séricite, muscovite, stilpnomélane). Les inclusions de roches ayant les caractères de schistes verts correspondent à un ancien matériel basique mis en place au cours de la sédimentation des Schistes lustrés et qui a été transformé par le métamorphisme (orthoprasinites).

Enfin, les formations que nous avons dénommées schistes de Aïti, et qui représentent à l'Ouest la couverture du massif ophiolitique, correspondent au dernier épisode du dépôt des Schistes lustrés, au niveau de notre secteur. L'étude détaillée du passage de cette formation à des terrains non métamorphiques à l'Ouest risqué d'amener à une meilleure connaissance du rapport de ces schistes avec les formations sédimentaires qui leur succèdent et peut-être de dater avec précision au moins une partie des Schistes lustrés de Corse.

TROISIEME PARTIE

LES FORMATIONS VOLCANIQUES ET SEDIMENTAIRES DE LA CIMA PEDANI

I - INTRODUCTION

Dans cette troisième partie, nous allons envisager la stratigraphie de l'ensemble des terrains sédimentaires non métamorphiques qui affleurent principalement dans le petit massif de la Cima Pedani (916 m), au SE de Ponte-Leccia. Ce massif, qui s'individualise assez nettement au sein de la masse des Roches vertes, est grossièrement limité au Nord par une ligne qui suit, depuis le col de Cerna et vers l'Ouest, la route nationale de Ponte-Leccia à Morosaglia, et qui s'infléchit jusque dans le lit de la Casaluna. Au Sud, la limite du massif est nettement marquée par le cours de la Casaluna et son affluent le Prunitaccio qui vient s'y jeter au niveau du croisement des routes de Saint-Laurent et Saliceto. A cet endroit le massif vient se terminer en pointe entre gabbros du Prunitaccio et schistes de Aïti à l'Est, et gabbros de Bois de Pinetto à l'Ouest.

Ce lambeau de terrains sédimentaires isolé dans un ensemble de Roches vertes a été l'objet de nombreuses discussions, en particulier sur le problème de ses rapports avec les ophiolites environnantes. E. MAURY (1901 à 1908), dans l'établissement des cartes géologiques au 1/80 000 de Bastia et Corte, distingue, à la base du massif, une auréole de granite écrasé sur laquelle repose une série de terrains allant du Permien - représentés par des arkoses - jusqu'au Lias inclus. Les terrains triasiques sont représentés par des formations calcaréo-dolomitiques à intercalations d'argilolites rouges ; l'Infralias semble être le seul horizon fossilifère, il a livré en particulier Avicula contorta et Terebratula gregaria cités par M. HOLLANDE (1877). Le lias y est décrit comme un ensemble de calcaires noirs lités. Cette disposition "synclinale" des assises a été l'argument majeur qui a incité E. MAURY (1910) à considérer ce lambeau comme superposé aux Roches vertes. Le contact anormal passerait à la base de l'auréole de "granite écrasé". Puis P. TERMIER (1928) arrive à la conclusion que cette klippe représente les restes de l'ancienne couverture sédimentaire autochtone du massif granitique occidental, arrachée à son socle par l'avancée de la nappe des Schistes lustrés, et qui aurait déferlé en une sorte de "pli en retour" sur cette dernière. Le granite écrasé, à la base de la

série sédimentaire, représenterait alors un morceau de socle granitique arraché en même temps que sa couverture de sédiments.

Ce problème de la signification de la Cima Pedani a été repris plus tard, en 1933, lors de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Corse. Les arguments que développe alors E. MAURY ne semblent pas convaincre M. GIGNOUX et L. MORET, qui estiment que la verticalité des contacts entre "granite écrasé" et Roches vertes ne permet pas de conclure à une superposition du massif, bien que la morphologie incite à le considérer ainsi. Ces auteurs pensent au contraire que les terrains sédimentaires sont bien enracinés et qu'ils constituent le socle sur lequel reposent les Roches vertes. Cette explication est celle qu'adopte, la même année, D. SCHNEEGANS (1933). Cet auteur considère en effet qu'il s'agit ici non d'un synclinal, mais bien d'un bombement anticlinal venant percer les ophiolites. Ses principaux arguments sont d'une part, la découverte d'un revêtement de "cargneules laminées" entre le "granite écrasé" et les Schistes lustrés, d'autre part, le fait que les terrains de la Cima Pedani s'envoient vers le Sud, sous les grès de Sainte Lucie de Mercurio. G. DENIZOT (1942) estime également que les terrains de la Cima Pedani sont bien enracinés et non superposés aux ophiolites ; en outre il minimise l'extension du "granite écrasé" dont une bonne partie, à son avis, semble avoir été confondue avec le faciès détritique du Permien.

Après ce bref aperçu historique nous allons d'abord exposer les résultats de nos observations sur la stratigraphie. L'étude tectonique du massif sera envisagée dans la dernière partie de ce mémoire. Signalons tout de suite que nous n'avons pas de critères paléontologiques nouveaux permettant la datation exacte de ces terrains ; cette pauvreté de faune est malheureusement générale pour les terrains sédimentaires en Corse. Les seuls fossiles que nous ayons rencontrés consistent en de mauvaises sections de lamellibranches, des débris de moule interne de gastéropodes indéterminables. Certains bancs calcaires ont montré l'existence d'une microfaune abondante, mais aucune espèce n'a malheureusement pu être déterminée en raison de la recristallisation intense de la calcite, qui oblitère partiellement la forme des individus. C'est donc uniquement par analogie de faciès avec les terrains sédimentaires déjà décrits en Corse, que nous avons établi les principales coupures stratigraphiques. Seul le Trias, par son faciès classique (argilolites rouges, calcaires dolomitiques et cargneules) peut être considéré comme parfaitement daté - bien que lui aussi soit totalement azoïque.

II - DESCRIPTION DES DIFFERENTS FACIES

1) La série volcanique acide

a) Localisation géographique

L'étude pétrographique du "granite écrasé" (γ ie) de P. TERMIER et E. MAURY nous a montré qu'il s'agissait en fait d'une série volcanique acide de nature rhyolitique et volcano-sédimentaire. L'observation détaillée de nombreuses lames minces ne nous a jamais en effet apporté la preuve qu'il puisse s'agir d'un ancien faciès granitique ayant subi une mylonitisation poussée, bien que certains faciès de base de la série puissent effectivement le laisser supposer. Au contraire, tous les caractères observés concordent pour en faire, comme nous le verrons, une série volcanique acide et plus précisément des porphyroïdes selon la définition de J. DE LAPPARENT (1909) : "roches schisteuses à texture porphyrique contenant des cristaux de quartz et de feldspath".

Ce faciès a été assez bien circonscrit par E. MAURY sur les cartes géologiques de Bastia et Corte. Il forme toute la base ouest de la Cima Pedani. Il est bien limité au Nord, par les serpentinites de Ponte-Leccia et au Sud Ouest, par les gabbros du Bois de Pinetto. Son extension maximum vers l'Ouest consiste en une sorte d'avancée pointue venant chevaucher la passée de terrains sédimentaires qui limite serpentinites de Ponte-Leccia et gabbros du Bois de Pinetto. Le faciès se développe ensuite sur la bordure nord du massif de la Cima Pedani et forme une sorte d'auréole que recoupe la route de Ponte-Leccia à Morosaglia - dont le contact avec les serpentinites se fait en contrebas de celle-ci - pour venir s'effiler et disparaître au col de Cerna. Par contre on ne le retrouve plus sur la bordure SE du massif, ainsi que semble l'indiquer E. MAURY sur la carte géologique au 1/80 000.

Nous avons de notre côté établi une distinction macroscopique au sein de cette masse de "pseudogranite" :

- un premier faciès - le plus important - sur lequel reposent immédiatement les formations sédimentaires de la Cima Pedani, est constitué par des roches légèrement schisteuses à cassure grasse, où l'on distingue sur un fond verdâtre de petits yeux de quartz de 4 à 5 mm, de forme arrondie ou ovoïde.

- un deuxième faciès se situe à la base du précédent et se développe surtout à l'Ouest où il forme l'avancée aigüe citée plus haut, ainsi qu'une mince auréole au contact avec les serpentinites de Ponte-Leccia, jusqu'au col de Riscamone. Il s'agit de roches schisteuses, fracturées, intensément diaclasées, qui ne sont que des faciès mylonitiques du premier type. Soulignons

que cette séparation n'est pas nette et n'est marquée par aucun accident décelable dans la morphologie.

b) Pétrographie

Nous décrivons un échantillon représentatif de toute cette série. Il a été pris à environ 180 m au-dessus de la route de Ponte-Leccia à Saint-Laurent, au voisinage du point coté (x = 567, 880 ; y = 239, 100 ; z = 300).

Description macroscopique : roche de teinte vert clair à schistosité fruste. Sur une trame verdâtre se détachent de nombreux cristaux de quartz de forme grossièrement arrondie dont les plus gros peuvent atteindre 5 à 6 mm.

Le microscope montre la composition minéralogique suivante (lame mince 081102) :

- quartz
- plagioclase
- biotite
- séricite
- fond microlitique

L'élément prédominant est le quartz ; il forme de gros cristaux xénomorphes à subautomorphes qui tranchent par leur état de fraîcheur sur les cristaux de plagioclases et de biotite plus ou moins profondément altérés. Ils sont atteints par un phénomène de corrosion intense de la part du fond microlitique dans lequel ils baignent, si bien que les sections automorphes sont peu fréquentes. Il est rare de rencontrer des sections parfaitement hexagonales, en général l'état de corrosion est si avancé sur les pourtours des cristaux que ceux-ci sont réduits à des sections xénomorphes de forme quelconque. A côté de cette corrosion générale qui tend à oblitérer la forme primitive des phénocristaux, on en rencontre un autre type, plus localisé, "en doigts de gant" qui pénètre profondément dans les cristaux. Tous ces quartz sont en outre parcourus de larges fractures qui leur confèrent un aspect éclaté. Ainsi que le montre la micrographie ci-dessous, les quartz incluent fréquemment des cristaux de biotite.

Le quartz se rencontre également sous forme d'une multitude de petites "esquilles", "écharde" et "éclats" de 0,5 à 0,8 mm, à contours anguleux parsemant le fond microlitique sans aucune ordonnance, ce qui donne à la préparation un aspect détritique.

Le plagioclase se présente en cristaux subautomorphes ($\alpha = 17^\circ$, albite ou andésine ?). Il est moins fréquent que le quartz et contraste avec ce dernier par son état d'altération avancé. Les contours déchiquetés s'estompent progressivement dans la masse microlitique et bien souvent leur présence

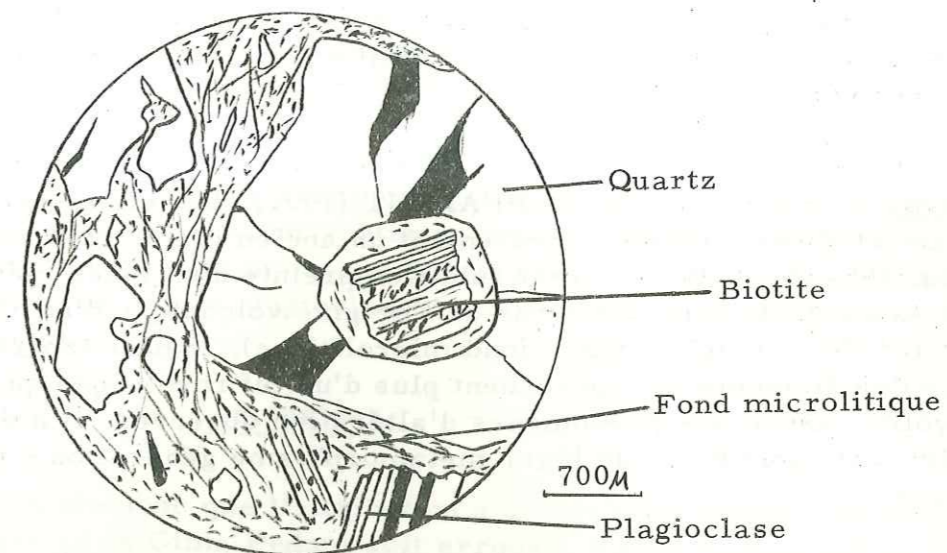


Fig. 63

Micrographie de la lame mince 081102 : faciès de porphyroïde. Remarquer la corrosion des grains de quartz ainsi que l'inclusion poecilitique du cristal de biotite.

ne se manifeste plus que par des fantômes de macles polysynthétiques encore discernables, et de nombreuses paillettes de séricite. Ils sont en outre parcourus par un chevelu de filonnets sériciteux (?).

La biotite : elle donne des cristaux rectangulaires qui sont tous plus ou moins profondément déchiquetés, légèrement tordus, flexueux, avec un pléochroïsme très prononcé : brun vert à jaune clair. Ces cristaux de biotite s'altèrent suivant les plans de clivage 001 en un matériel chloriteux mêlé de fibres de séricite, qui tend à rompre l'unité du minéral qui se résout à l'extrême en une association de fibres de biotite non encore altérées et de chlorite-séricite. Un caractère constant à toutes ces biotites est le fait qu'elles chassent leur fer sous forme d'inclusions opaques disposées dans le minéral : elles supportent également des granules à fort relief légèrement translucides (sphène, épidote, zircon, apatite). En règle générale, quand ces inclusions atteignent une grande fréquence, la biotite perd son pléochroïsme et se décolore. On rencontre fréquemment des amas xénomorphes diffus soulignés par des traînées opaques qui correspondent à une altération très

avancée de cette biotite.

Le fond microlitique englobe tous ces éléments. Même à fort grossissement on ne peut en déceler sa composition. Il est parcouru par un cheveu dense de filonnets de séricite.

Les caractères microscopiques de cette roche la rapprochent d'une porphyroïde au sens de J. DE LAPPARENT (1907). De telles roches sont décrites par cet auteur comme représentant un ancien matériel volcanique acide (rhyolites, tufs rhyolitiques) ayant subi l'empreinte d'un léger métamorphisme. Il ne fait aucun doute dans notre cas de l'origine volcanique d'une telle roche (quartz corrodé en doigt de gant, fond microlitique). Mais l'aspect légèrement détritique des éléments la rapprochent plus d'un tuf rhyolitique que d'une véritable rhyolite. Quant aux phénomènes d'altération observés, il n'est pas possible de dire s'ils sont dus à un léger métamorphisme général ou à un autométamorphisme.

Notons enfin que l'aspect macroscopique de ces roches les fait facilement confondre sur le terrain avec des faciès sédimentaires détritiques (type microconglomérat ou verrucano) ; il semble que de tels faciès n'existent pas ici et il est vraisemblable que les auteurs (E. MAURY ; G. DENIZOT, 1942) qui ont signalé la présence de verrucano et d' "arkoses permienes" les aient confondus avec ces porphyroïdes.

c) Variantes : les variations de composition minéralogique autour du type décrit ci-dessus sont minimales. Les seules différences importantes se marquent dans l'aspect structural de la roche qui devient plus schisteuse. Dans l'échantillon 081112, les éléments sont orientés, ils sont aussi plus anguleux, ce qui confère à la roche un aspect nettement détritique. En outre la biotite a été totalement décolorée ; les grains de quartz éclatés sont recimentés par de la calcite.

Vers la base de la série, au voisinage du contact avec les Roches vertes, l'aspect originel est profondément oblitéré, la roche devient une véritable mylonite et peut aisément se confondre avec un granite ayant subi un écrasement, mais on retrouve toujours les vestiges du fond microlitique et les grains de quartz montrent toujours des traces de corrosion typiques.

d) Roches filoniennes associées

Cette séquence volcanique est parcourue de roches filoniennes bien circonscrites, parmi lesquelles nous avons reconnu :

- des inclusions de faible étendue (quelques décimètres) d'une roche sombre à grain fin, correspondant à de vieilles diabases. Au microscope, on

distingue une trame de baguettes rectangulaires de plagioclase damouritisé, trapues ; les vides de cette trame sont intégralement occupés par de la pennine, mais on ne peut pas dire si cette chlorite est primaire ou si elle dérive de l'altération d'anciens pyroxènes et amphiboles.

- des filons de rhyolite massive, de quelques mètres d'épaisseur, bien individualisés. Il s'agit d'une roche compacte de couleur rosâtre, à grain fin. Au microscope, la pâte se montre être un peu grossière, il s'agit d'un assemblage de petits cristaux xénomorphes quartzo-feldspathiques dans lequel baignent des phénocristaux de plagioclases et des sections arrondies de quartz corrodés en doigt de gant.

e) Conclusions

Il semble donc que l'attribution à du "granite écrasé" de toute cette série de la base de la Cima Pedani soit erronée. Celle-ci apparaît en fait comme un ensemble de roches volcaniques acides représentées en majeure partie par des tufs rhyolitiques schisteux légèrement métamorphiques (type porphyroïdes), recoupés par des filons de diabases et de rhyolites massives. A la base, cet ensemble acquiert localement une structure mylonitique.

Nous avons attribué un âge permien à cet ensemble, uniquement par analogie avec les émissions volcaniques acides qui caractérisent en Corse cette période. Le seul critère de datation valable est la présence d'éléments de porphyroïdes en inclusions dans la série liasique qui affleure dans le lit de la Casaluna et on devrait, en toute rigueur, leur donner un âge antéliasique sans plus de précision. Notons également qu'une série de conglomérats affleurant sur la bordure du Bois de Pinetto, attribués au Jurassique, contient également des galets de rhyolite, identiques à celle qui constitue les filons précédemment décrits.

2) Le Trias

Nous avons rattaché au Trias un ensemble de formations représentées par des calcaires dolomitiques et dolomies à patine claire, des calcaires noduleux à patine claire et à cassure bicolore, intercalés de passées d'argilolites "lie de vin". Ces terrains forment toute l'arête SW-NE qui relie le col de Cerna au sommet 916 (Cima Pedani). Dans le versant droit du ravin de la Cima Pedani on rencontre des bancs dolomitiques associés à d'épaisses séries d'argilolites bicolors (rouges et vertes). A environ 300 m du col de Cerna, dans la tranchée de la route nationale en direction de Ponte-Leccia, on rencontre de mauvais affleurements de cargneules très altérées que l'on peut également rattacher au Trias. Enfin la route

de Saint-Laurent à Ponte-Leccia recoupe, en aval du confluent de la Casaluna et du Prunitaccio, un banc de Trias qui se prolonge vers le SW en direction de Aiti. Il s'agit de calcaires noduleux à passées d'argilolites, présentant de belles figures de dessiccation ("mud-cracks") renversées, indiquant ici que le Trias se trouve en position inverse.

Aucune coupe ne nous a permis d'établir une stratigraphie exacte de ce Trias ; tout au plus peut-on dire que l'épisode terminal de cet étage est constitué par les bancs de calcaires dolomitiques intercalés d'argilolites, car le Rhétien leur est directement superposé.

3) Le Rhétien

Au Trias succède une formation représentée par des petits bancs de calcaire, de 40 à 50 cm d'épaisseur, à patine jaune clair, à cassure grise, alternant avec des bancs de calcaire à microorganismes, durs, rugueux au toucher, à patine bleu sombre et à cassure également sombre. Cette série de bancs bien stratifiés montre souvent des alternances de petites passées marneuses. A environ 600 m au NW du sommet Pedani (916 m), nous avons observé dans cette série des intercalations de calcaires schisteux noirâtres à moules de gastéropodes indéterminables.

Mais le fait marquant de cette série est la présence constante des bancs de calcaire à microorganismes ; l'analyse au microscope n'a malheureusement pas permis d'identifier d'espèces caractéristiques. Il s'agit de calcarénites bioclastiques dont les éléments figurés se montrent être des débris d'échinodermes abondants (tige avec canal médulaire central), des restes de foraminifères indéterminés, des débris de coquilles, des gravelles de calcite cryptocristalline. Le quartz, en grains anguleux, occupe environ 10 % du total. Tous ces éléments sont noyés dans une matrice de calcite cristallisée. Malgré la présence d'une faible séquence quartzeuse, la composition de cette roche est celle d'une calcarénite pérorécifale. D'autres échantillons ont montré des structures pseudoolithiques : les éléments figurés (environ 60 %) sont représentés par une association de gravelles de calcite cryptocristalline à contours nets. Aucune structure interne de ces gravelles n'a été observée, sauf dans un seul cas où il semble qu'un débris de coquille occupe le centre. La matrice (40 %) est faite de calcite largement recristallisée.

La recristallisation intense de la calcite n'a pas permis une détermination d'espèces susceptibles d'amener une datation précise et absolue de cet ensemble que nous rattachons au Rhétien.

L'épaisseur de cette série varie de 30 à 40 m.

4) Le Lias

Dans cette région, le Lias est représenté par une série de calcaires **sombres**, bleu noir et rubanés, à débit en petits lits, intercalés de passées

bréchiques (T. DE BOOY, 1951 ; J.C. LIMASSET, 1958). Aucune subdivision n'a pu être effectuée à cause de l'absence de critères paléontologiques.

Nous avons nous-même retrouvé ce faciès dans la Cima Pedani où il forme des affleurements sombres facilement repérables ; à la base de cette série se situe un banc épais de calcaire dolomitique, en contact avec le Rhétien, que nous attribuons à l'Hettangien. La masse des calcaires sombres pouvant alors représenter le reste du Lias. Nous nous proposons donc ici d'introduire une subdivision en Hettangien d'une part et Sinémurien-Aalénien (?) d'autre part.

a) L'Hettangien

Au calcaire rhétien en petits bancs succède une barre de calcaire dolomitique, épaisse d'une vingtaine de mètres, formant une unité bien individualisée et que nous avons rattaché à l'Hettangien par analogie avec le faciès provençal. Cette barre calcaréo-dolomitique doit certainement correspondre aux "dolomies craquelées" que citent M. GIGNOUX et L. MORET (1933) à propos des faciès sédimentaires de la Cima Pedani, et qu'ils rapprochent également des dolomies hettangiennes provençales.

A l'affleurement, ces calcaires dolomitiques se présentent effectivement craquelés, massifs, sans ébauche de stratification. Leur teinte claire prononcée (patine gris blanc, cassure gris clair bleuté), tranche sur les faciès plus sombres des terrains environnants.

Ce banc présente une certaine continuité d'affleurement ; il forme la majorité du versant SW de la Cima Pedani, il peut se suivre ensuite vers le Nord où il contourne tout le flanc de la Cima Pedani - en position inverse - entre les calcaires en petits lits sombres du restant du Lias à la base, et le Rhétien-Trias au sommet.

b) Le Sinémurien (?)

La masse des calcaires sombres en petits lits attribués au Sinémurien vient en contact avec la barre hettangienne par un court épisode conglomératique. Il s'agit d'un conglomérat polygénique à gros éléments calcaires. au point coté x = 569, 660 ; y = 239, 260 ; z = 700, au SE du sommet Pedani, ce conglomérat montre, dans une matrice jaune sale à grain fin, des éléments subarrondis parmi lesquels on distingue des calcaires dolomitiques à patine rousse (Trias ?), des calcaires (ou dolomies) à patine bleue, des calcaires à patine café au lait rappelant le Rhétien. Il y a absence de classement de tous ces éléments ; près du contact avec la barre hettangienne le conglomérat devient monogénique.

A ce conglomérat fait suite la masse des calcaires en petits lits, à grain fin, à patine gris sale à gris bleu, à cassure gris noir. Les petits lits sont en général très plissotés. Dans cette série assez monotone s'intercalent des bancs de calcaire détritique, plus tenaces, qui font saillie, et dont l'épaisseur varie de 50 à 60 cm. Ces bancs montrent des ébauches de graded-bedding très nettes. Une lame mince taillée dans l'un de ces bancs montre au microscope des éléments détritiques constitués de débris de tests de bivalves (?) et des grains de quartz anguleux en proportion inférieure à 10 %, dans une matrice de calcite compacte et cryptocristalline (calcarénite bioclastique).

Ces calcaires en petits lits présentent également des intercalations de passées conglomératiques. Dans le lit de la Casaluna, en contrebas de la route de Ponte-Leccia à Saint-Laurent et en aval du confluent Prunitaccio-Casaluna, le calcaire compact en débit finement lité montre des loupes de conglomérat polygénique à éléments émoussés parmi lesquels on distingue :

- des galets de porphyroïdes permienes (abondantes),
- " " de calcaire à patine ocre et cassure sombre (Rhétien ?),
- " " à patine bleu sombre,
- d'énormes blocs de calcaires bréchiqes du Trias.

Il est frappant de noter la présence de ces épisodes détritiques grossiers dans un ensemble de sédiments qui évoquent par leurs caractères lithologiques des conditions de sédimentation calme, en milieu relativement profond.

Les différents termes que nous venons de décrire (Trias, Rhétien, Hettangien, Lias) ont été observés en succession normale sur le terrain. En particulier, le flanc SE de la Cima Pedani montre, à la faveur des entailles de nombreux ravins, cette succession. Ainsi le schéma ci-dessous représente la rive droite du grand ravin qui descend en direction NW-SE depuis le sommet 916, où l'on distingue bien la superposition des différents faciès cités.

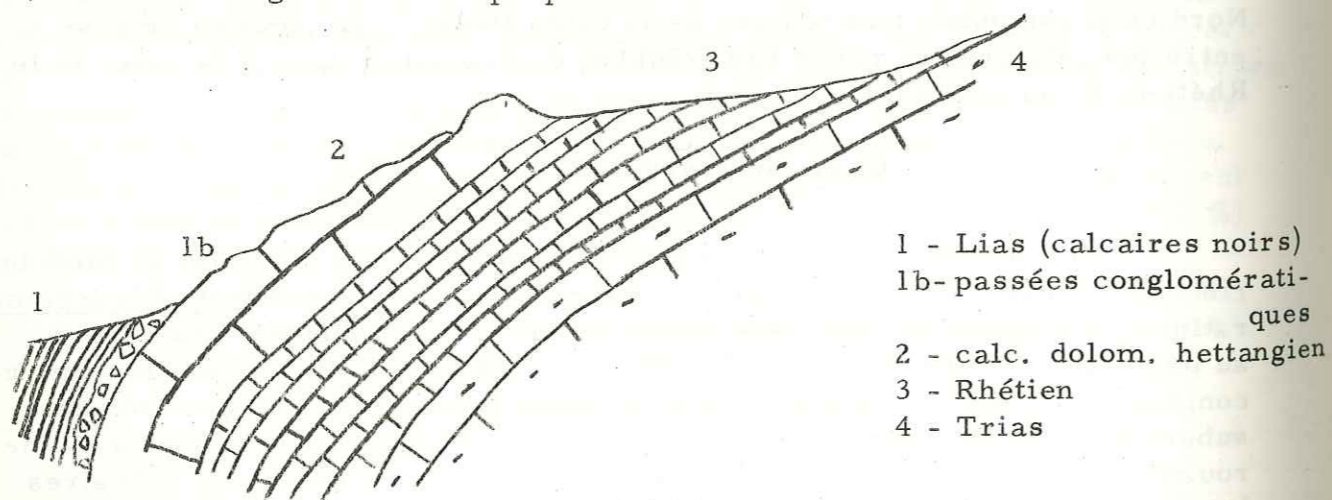


Fig. 64

- 1 - Lias (calcaires noirs)
- 1b- passées conglomératiques
- 2 - calc. dolom. hettangien
- 3 - Rhétien
- 4 - Trias

On peut donc dresser l'échelle stratigraphique suivante pour l'ensemble des terrains triasico-liasiques qui affleurent dans la Cima Pedani :

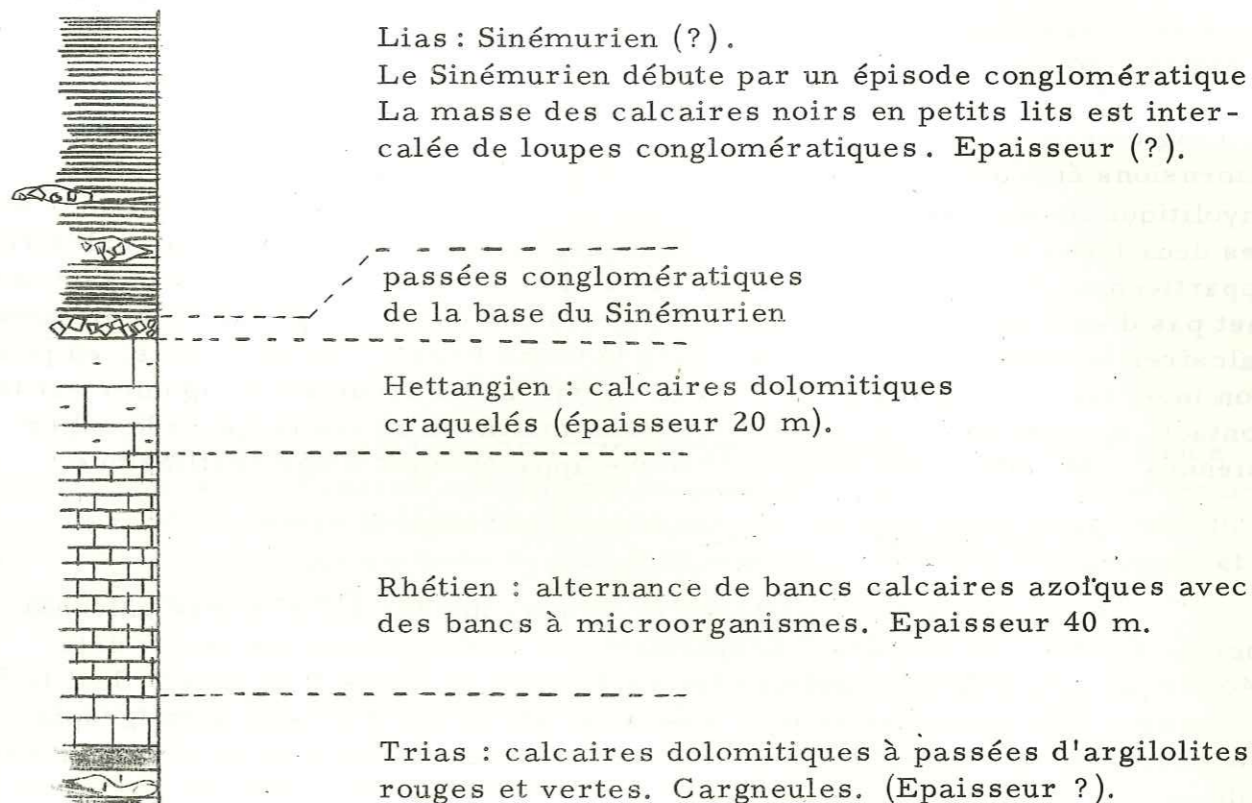


Fig. 65 . -"Log!" stratigraphique du Trias - Lias de la Cima Pedani.

Il semble qu'après le Lias il y ait eu une interruption dans la sédimentation, car on ne trouve plus dans le massif de la Cima Pedani de formations qui puissent être rapportées avec certitude à un épisode de sédimentation postliasique.

Toutefois, dans la terminaison ouest du massif et dans le lit de la Casaluna, des formations de conglomérats à éléments cristallins semblent, malgré la verticalité des contacts avec le Lias, représenter des termes postérieurs à cet étage. Ce conglomérat qui forme toute la base est du massif du Bois de Pinetto, s'associe en outre à des formations de calcaire à grain fin à patine claire, alternant avec des passées gréseuses et microconglomératiques. Toute cette série a été datée par J. C. LIMASSET (1958) du Jurassique-

Crétacé. Auparavant T. DE BOOY (1951) lui avait reconnu un âge nummulitique.

Le conglomérat à éléments cristallins (il s'agit en fait plutôt d'une brèche) montre des éléments parmi lesquels on reconnaît du granite, des rhyolites que l'on rencontre en filons dans les porphyroïdes de la Cima Pedani, des schistes compacts verdâtres inconnus dans le secteur étudié.

Vers l'aval, et cette fois-ci en rive droite de la Casaluna, affleure un conglomérat à éléments principalement calcaires, pouvant atteindre des dimensions énormes (m^3); ces éléments s'associent à des débris de nature rhyolitique moins abondants toutefois que ces derniers. On ne peut affirmer si ces deux types de conglomérats : à éléments cristallins et à éléments calcaires, appartiennent à la même formation, car l'alluvionnement de la Casaluna ne permet pas d'en étudier les rapports exacts. Notons que le conglomérat à éléments calcaires se développe vers le NE dans la Cima Pedani, entre le Lias, en position inverse, et le faciès porphyroïde. Un fait assez troublant à signaler est le contact, apparemment sans zone de discontinuité, entre les porphyroïdes "permiennes", et cette série conglomératique apparemment d'âge postliasiq.

5) Conclusions

Nous avons établi cette série stratigraphique sans critère paléontologique valable, en procédant simplement par analogie avec les faciès déjà décrits par les différents auteurs (en particulier le Trias et le Lias). Seul le Trias peut être considéré comme bien daté. De ce fait l'échelle stratigraphique proposée est susceptible de modifications, dans la mesure où l'on arrivera à découvrir des faunes caractéristiques.

Dans l'état actuel de nos connaissances, il semble donc que la Cima Pedani soit constituée à sa base par une série volcanique acide, vraisemblablement d'âge permien et non comme le pensaient les auteurs d'un "granite écrasé", ou de verrucano.

Au-dessus on a des terrains sédimentaires allant du Trias au Sinémurien (?). Les caractères lithologiques du Rhétien (calcarénites bioclastiques) suggèrent des conditions de sédimentation périrécifales, en milieu chaud et à faible profondeur. Le lias, représenté à la base par des calcaires dolomitiques hettangiens, possède des caractères lithologiques qui suggèrent plutôt une sédimentation en milieu calme et relativement profond, entrecoupée d'épisodes détritiques.

QUATRIEME PARTIE

TECTONIQUE

Dans cette dernière partie, nous nous attacherons en premier lieu à définir la structure du massif ophiolitique en proposant une interprétation tectonique qui rende le mieux compte des faits observés. Ensuite nous traiterons du problème particulier qui se rattache à l'affleurement de terrains volcaniques et sédimentaires de la Cima Pedani.

I - TECTONIQUE DU MASSIF OPHIOLITIQUE

1) Introduction

Nous avons défini, dans la première partie de ce travail, le massif ophiolitique de la Casaluna comme une coulée volcanique sous-marine de caractère stratofide, reposant en concordance sur un "plancher" de Schistes lustrés sur lequel la lave est venue s'épancher. Cette coulée est également recouverte - toujours en concordance - par une pellicule de radiolarites à laquelle succèdent à nouveau des schistes (d'Alti) lesquels représentent donc le toit de la coulée. De nombreux arguments ont été avancés, qui démontrent que le massif ophiolitique de la Casaluna ne correspond pas à l'intrusion d'un matériel plutonique dans la série des Schistes lustrés, mais bien à un épanchement contemporain de la sédimentation qui a fourni les matériaux de ces schistes.

En admettant par ailleurs la succession chronologique précédente, à savoir : schistes constituant le "plancher" de la coulée - coulée ophiolitique - radiolarites et schistes du "toit", on dispose d'un bon critère de polarité (en particulier la trilogie spilites - radiolarites - schistes), et il est alors relativement aisé de déchiffrer la structure interne du massif et en particulier, de préciser la position normale ou inverse des différentes unités.

C'est donc ce critère de polarité qui nous a guidé dans l'analyse tectonique du massif et nous a permis de faire une synthèse logique des faits observés.

Il apparaît alors que les affleurements de Schistes lustrés associés aux bancs de radiolarites qui se développent à l'intérieur du massif ophiolitique - et en particulier pour la partie du massif qui s'étend du col de Cerna à Sermano - correspondent aux restes, épargnés par l'érosion, de l'ancienne couverture sédimentaire ("toit") de la coulée actuellement plissée. Nous avons par contre défini les schistes de la limite est du massif comme constituant le "plancher" de l'épanchement, ceci d'autant plus que nous n'avons jamais observé de bancs de radiolarites à leur contact avec les ophiolites ; on admet en effet que les radiolarites se développent uniquement au sommet des épanchements volcaniques.

2) Description des structures

Nous avons divisé le massif ophiolitique en trois secteurs, chacun d'eux possédant un style tectonique propre. Ce sont :

- la partie qui s'étend du pont de Lano au col de Cerna,
- " " nord correspondant aux gabbros du Bois de Pinetto et aux serpentinites de Ponte-Leccia.
- la partie qui s'étend de Sermano aux environs du pont de Lano.

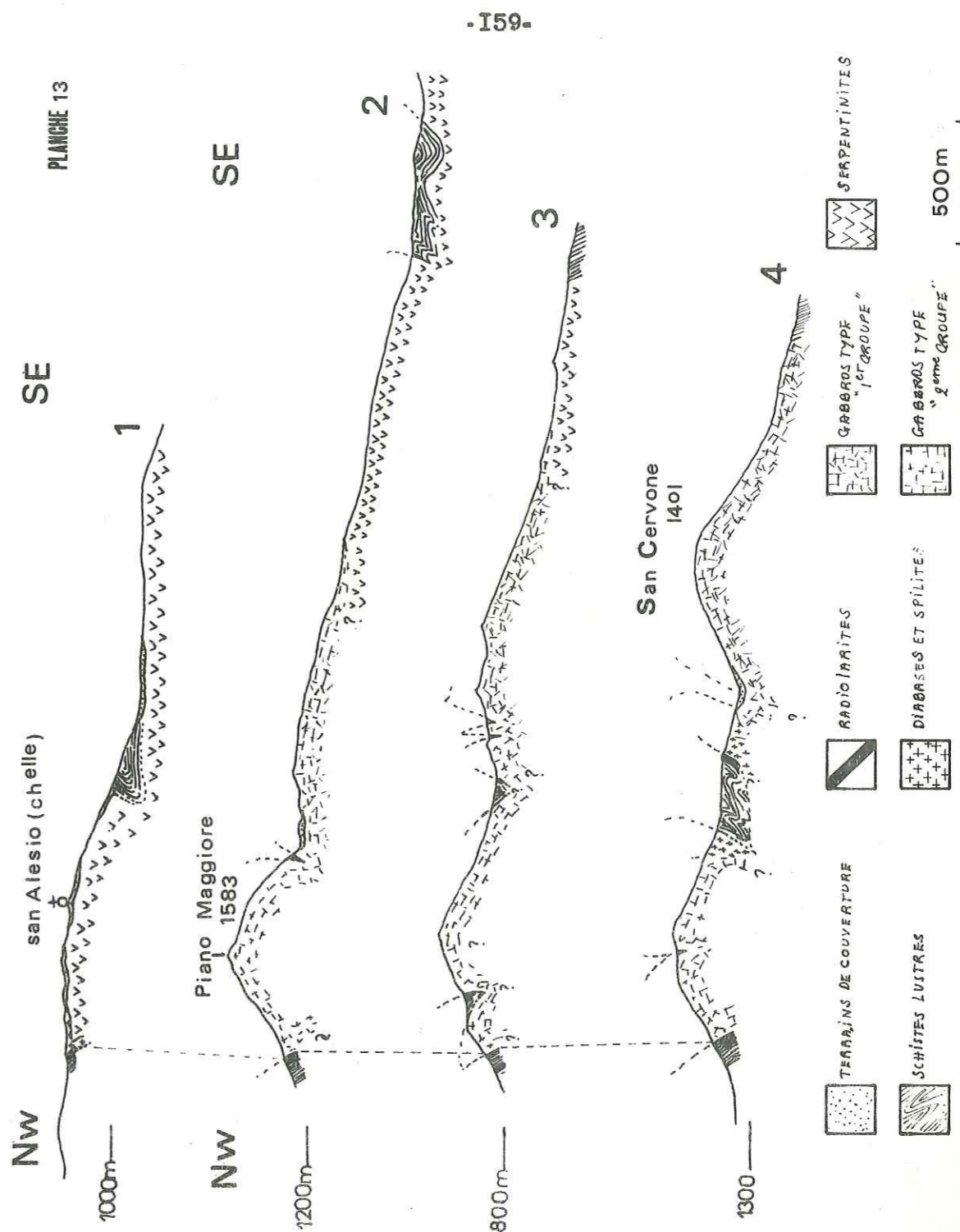
a) De Sermano aux environs du pont de Lano.

De ce qui a été dit plus haut il résulte que les lambeaux de Schistes lustrés représentant l'ancienne couverture du massif correspondent à des structures synclinales et les affleurements de Roches vertes qui les séparent à des structures anticlinales. L'interprétation tectonique de ce secteur est donnée par la série de coupes représentées dans les planches n° 13 et 14 (coupes n° 1 à 7). Ces coupes font ainsi apparaître que cette partie du massif correspond à une succession d'anticlinaux et de synclinaux très aigus, dont les axes de direction N-S, correspondent à l'allongement général du massif. Cette succession de plis présente un léger déversement vers l'Ouest.

La coupe n°1 montre en particulier la superposition des diabases aux serpentinites de Sermano qui constituent l'unité inférieure des faciès ophiolitiques de la région.

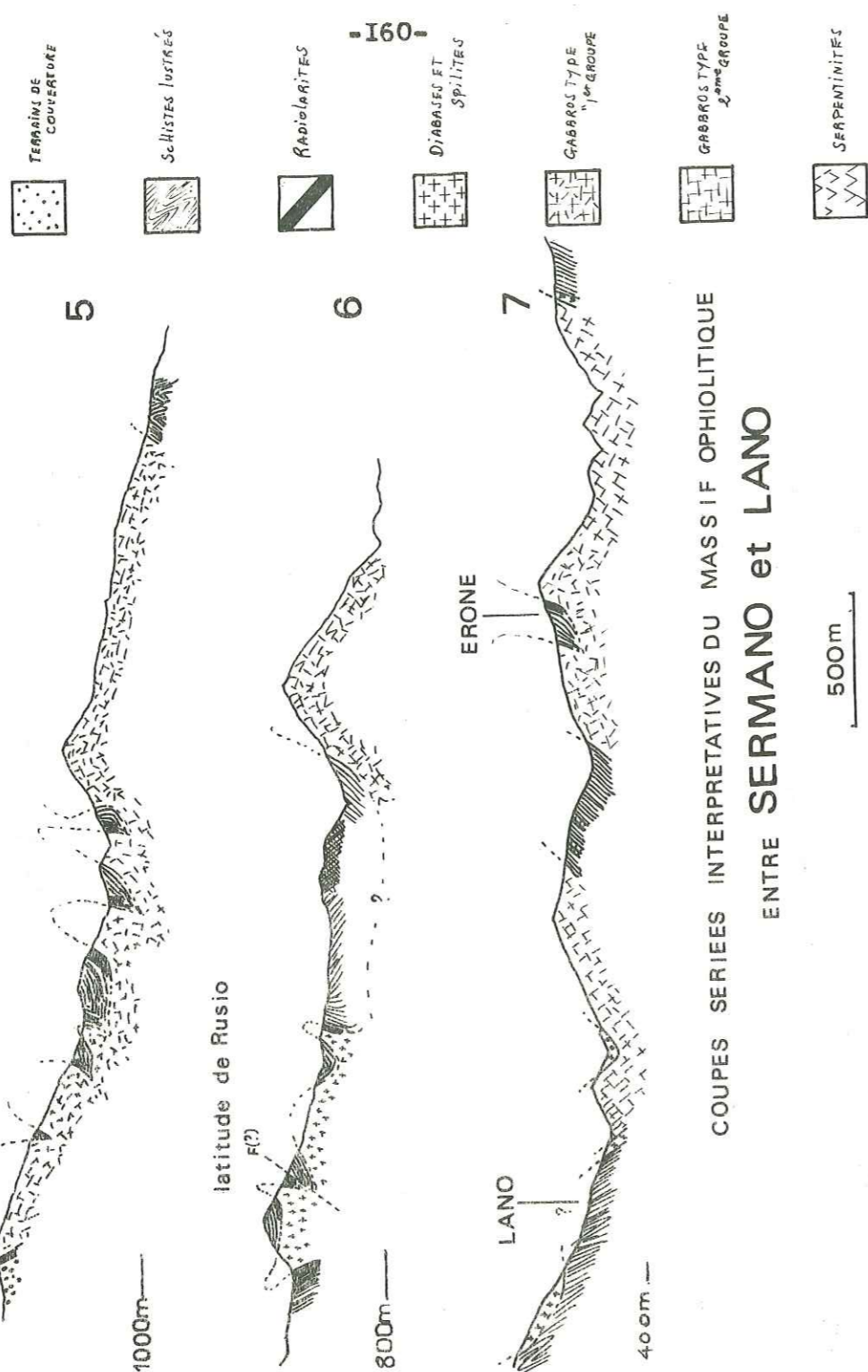
Les coupes 2, 3, 4 montrent d'Ouest en Est :

- un anticlinal constitué par l'arête du Piano-Maggiore, légèrement déversé et chevauchant vers l'Ouest. Le flanc ouest est en effet en position inverse : le banc de radiolarites, dont les pendages oscillent de 40° à 60° vers l'Est,



ESE

WNW



est superposé aux Schistes lustrés ; il est lui-même surmonté par les gabbros du Piano-Maggiore. Cet anticlinal se dédouble localement en deux anticlinaux (coupes 3 et 4) séparés par une mince passée synclinale de Schistes lustrés et radiolarites, traduisant l'intensité du plissement qui affecte la série, ainsi que la compétence du matériel ophiolitique qui semble réagir aux contraintes par une tectonique souple sans donner d'accidents de type cassant. L. RITSEMA (1950) dans son étude du bassin de Corte a exagéré l'importance de ce chevauchement du Piano-Maggiore. En effet il lui attribue la valeur d'un véritable charriage dont le plan passerait à la base du banc de radiolarites. Or nous avons vu que l'inclinaison de ce banc était de l'ordre de 40° à 60°, donc assez forte ; en plus il n'existe aucune zone de discontinuité à la base de ces radiolarites, pouvant expliquer un chevauchement de grande amplitude. Il y a certes plissement intense du massif ophiolitique, ainsi que le montrent les coupes, mais non pas déplacement tangentiel important faisant appel à des mouvements de charriage. Nous n'avons jamais, dans cette bordure occidentale de notre secteur qui correspond traditionnellement à la limite occidentale de la nappe des Schistes lustrés, trouvé d'arguments en faveur de l'existence d'une telle unité ; il semble qu'il n'y ait pas allochtonie, mais autochtonie du massif ophiolitique qui semble plissé à sa place, ou ayant subi tout au plus un faible déplacement.

- Faisant suite à la zone anticlinale du Piano-Maggiore vient un premier synclinal de Schistes lustrés déversé vers l'Est. Sur son flanc oriental s'observe un banc de radiolarites laminées. Vers le Sud ce synclinal vient se terminer en biseau, coincé sous la masse des gabbros du Piano-Maggiore. Vers le Nord au contraire il se développe largement (coupe n° 4).

- Au col entre le Piano-Maggiore et le San Servone, on rencontre de minces pincées de radiolarites et de schistes, séparées par des affleurements de spilités qui semblent déterminer des structures anticlinales et synclinales très serrées (coupe n° 3).

- Vient ensuite le bombement anticlinal du San Servone, constitué d'une carapace de gabbros reposant sur les serpentinites de Sermano.

Vers le Nord (coupes 5, 6, 7), la structure se complique. Le synclinal de Schistes lustrés à l'Est du Piano-Maggiore s'élargit et vient localement se dédoubler (coupe n° 5) ; il conserve toujours à la base le banc de radiolarite qui ici s'épaissit. Les pincées synclinales aiguës, entre le San Servone et le Piano-Maggiore, (coupe n° 3) s'élargissent vers le Nord, à la descente de ce col, pour constituer l'affleurement de Schistes lustrés qui se développe largement à l'Est de Rusio (coupe n° 6). A l'Ouest de ce village, les structures s'interprètent difficilement ; en particulier, on ne retrouve plus la structure anticlinale développée plus au Sud dans le Piano-Maggiore. La coupe

n° 7, qui passe au niveau du village de Lano, montre, à l'Ouest, le déversement accusé des spilites sur les schistes d'Aiti. A l'Est, la Casaluna entaille des gabbros lités qui passent vers le haut à des diabases - spilites recouvertes de schistes qui dessinent un synclinal déversé.

b) Des environs du pont de Lano au col de Cerna

Nous avons également découpé ce secteur en une série de profils grossièrement W-E représentés par la planche n° 15. Ils montrent une structure tectonique assez simple, les différents faciès s'ordonnant en une série isoclinale pentée vers l'Ouest.

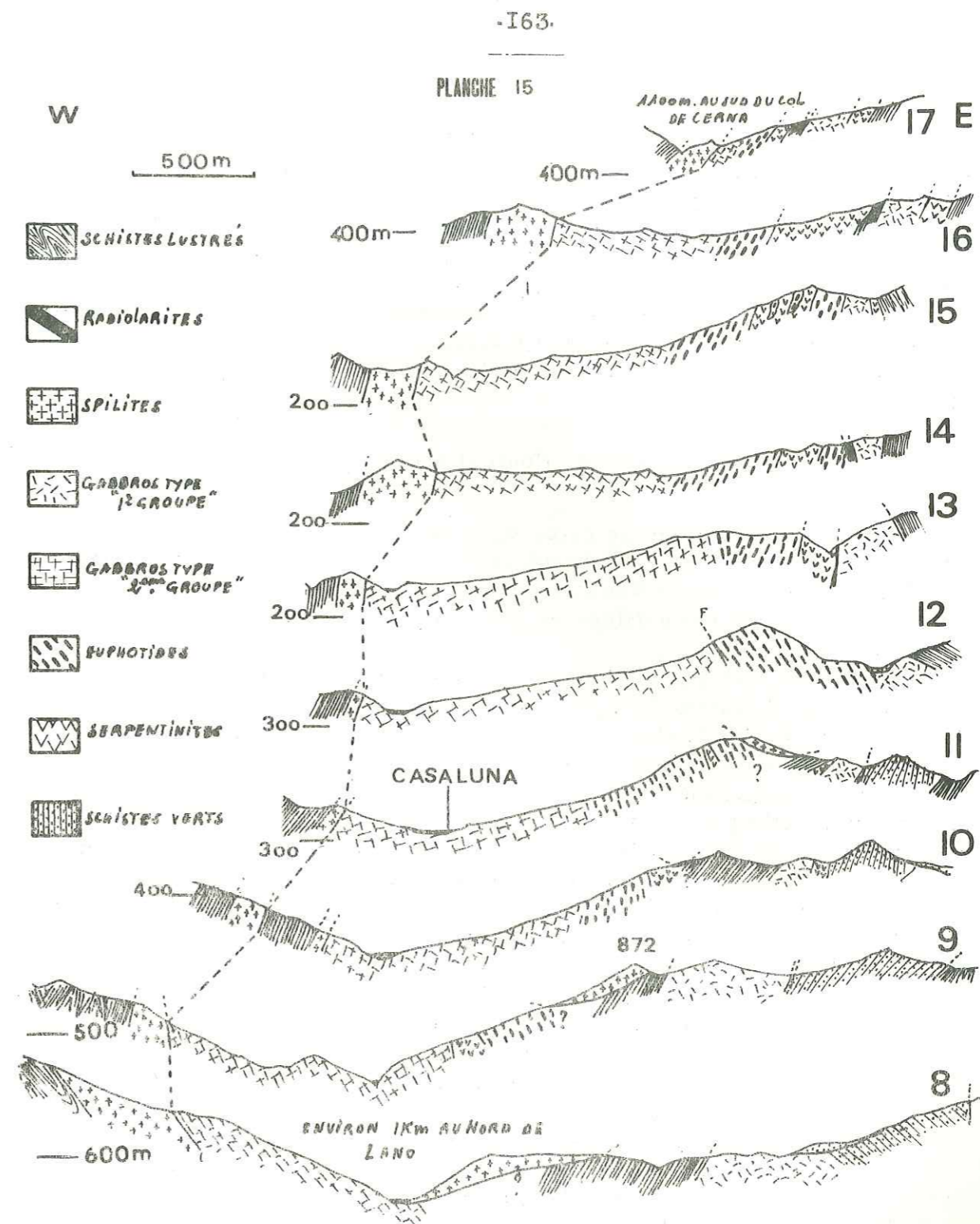
Au bas du col de Cerna (coupe n° 17), le massif ophiolitique très resserré contre le bombement de la Cima Pedani a un pendage constant d'environ 60° vers l'Ouest. Quand on se déplace vers le Sud on constate des variations dans l'inclinaison des terrains. En particulier, le banc spilitique, à l'Ouest, en contact avec les schistes de Aiti, tend à se redresser à la verticale au niveau de la Casaluna, puis à reprendre un pendage d'environ 60° Ouest. A nouveau, à l'approche du village de Lano le banc spilitique se redresse progressivement pour s'inverser complètement et prendre un pendage E d'environ 70° (coupes 8, 9, 10) ; les gabbros sous-jacents viennent alors se superposer aux spilites et celles-ci aux schistes d'Aiti.

Des variations de pendage s'observent également dans le banc d'euphotides ; au niveau de la coupe n° 12 il est franchement penté à l'Est et légèrement décollé à sa base des gabbros sous-jacents.

On ne peut ici interpréter le banc de radiolarites - qui descend du col de Cerna - et les schistes associés, comme une pincée synclinale déversée à l'Est, car si ces deux formations reposent à l'Est sur des spilites, elles sont par contre recouvertes à l'Ouest par des serpentinites : on ne peut ainsi effectuer le raccord entre spilites et serpentinites et fermer la structure en synclinal. Il apparaît alors que ces radiolarites et schistes - ainsi que nous l'avons déjà suggéré - représentent la couverture sédimentaire d'une première coulée à laquelle a succédé une deuxième, venant reposer en concordance sur cette couverture.

Au niveau de la coupe n° 14, on retrouve, à l'Est du banc d'euphotides, les Schistes lustrés qui représentent la prolongation septentrionale de la passée de schiste qui se développe à l'Est de Rusio (voir la coupe n° 6). Le contact entre les euphotides et ces schistes est masqué par la coulée discordante de spilite formant les buttes 872 et 807.

Sur la bordure occidentale de ce secteur, T. DE BOOY (1951) établit une séparation artificielle au sein des Roches vertes : il distingue des



gabbros qu'il rattache à la zone de Aiti-Lano, et ceux appartenant à la nappe des Schistes lustrés. Cette séparation est basée sur l'existence d'une hypothétique zone de mylonite qui jalonne toute la bordure ouest du massif ophiolitique et qui passerait un peu à l'Est des villages de Aiti et de Lano. Quant à nous, nous n'avons pas rencontré de ligne de discontinuité qui rende compte d'une telle séparation ; en outre nous avons vu que l'ensemble des Roches vertes constitue un complexe ophiolitique présentant une certaine unité et s'étant mis en place d'un seul bloc. Il n'est pas possible d'y distinguer deux unités appartenant chacune à des "patries" différentes. Enfin, ici encore les observations rendent peu probable l'existence de mouvements tangentiels de grande amplitude.

c) La zone de Ponte-Leccia et du Bois de Pinetto

Le style tectonique de cette zone est totalement différent de celui des parties méridionale et centrale décrites précédemment ; en particulier on ne retrouve plus les directions structurales N-S qui prévalaient au Sud ; en outre la Cima Pedani constituée de terrains volcaniques et sédimentaires vient en rompre l'unité.

Nous n'avons pas pu donner d'explication satisfaisante à la structure de ce secteur, en particulier en ce qui concerne le recouvrement anormal des serpentinites de Ponte-Leccia sur les gabbros à l'Est du confluent de la Casaluna et du Galo. Le contact gabbros-serpentinites est marqué au Nord-Ouest par une mince passée spilitique écrasée. Vers le Sud Est, en direction de la Casaluna, cette passée s'élargit et il s'adjoint une série de terrains sédimentaires principalement calcaires et microconglomératiques, auxquels s'associent des schistes à inclusions de radiolarites, présentant les caractères des Schistes lustrés. Cette série sédimentaire et schisteuse peut atteindre environ 80 m de puissance ; elle est azoïque et nous n'avons pu lui attribuer d'âge précis.

J. F. BRONDJIK (1950) sépare les gabbros, qu'il attribue aux éléments structuraux de Ponte-Leccia, des serpentinites sus-jacentes qu'il rattache au front de la nappe des Schistes lustrés. La surface de charriage de ces Schistes lustrés serait marquée par le contact anormal entre les deux terrains. Ici encore il semble qu'on ne puisse pas établir de coupure entre gabbros et serpentinites qui font partie, en fait, d'un même ensemble.

Il est certain que la tectonique complexe de ce secteur est due pour une bonne part à la présence de lambeaux de terrains volcaniques et sédimentaires de la Cima Pedani, dont nous allons tenter l'interprétation.

II - TECTONIQUE DE LA CIMA PEDANI

Les relevés cartographiques que nous avons effectués dans le massif de la Cima Pedani montrent que celui-ci correspond à un anticlinal à coeur triasique, déversé vers le NW, dont l'axe de direction générale SW-NE tend à s'enfoncer vers le NE, en direction du col de Cerna.

Une coupe orientée NW-SE et passant par le sommet Pedani (916 m) (planche n° 16) montre que cet anticlinal n'est pas simple, mais affecté de replis. Elle met également en évidence l'importance du déversement : le flanc inverse montre une série stratigraphique carrément renversée, où le Trias qui forme la butte au NW du sommet Pedani repose sur Rhétien, Hettangien et Lias.

Le flanc normal de l'anticlinal correspond à toute la partie SE du massif, là où il est en contact avec les schistes de Aiti qui le séparent des ophiolites. Quand on se déplace vers l'intérieur du massif, on rencontre d'abord, en contact avec les schistes de Aiti, les calcaires noirs et lités du Lias avec des pendages assez forts : 70° vers le SE (voir fig. 64). Ce Lias repose sur la barre calcaréo-dolomitique de l'Hettangien également pentée de 70° vers le SE. Puis les calcaires en petits bancs du Rhétien sous-jacent viennent se coucher sur le Trias avec des pendages faibles, de l'ordre de 45°, traduisant déjà la tendance de l'anticlinal à se déverser vers le NW. Le trias qui forme le coeur de cet anticlinal est recouvert par un petit "chapeau" synclinal de calcaires rhétiens, à flancs dissymétriques, qui forme le sommet 916 (sommet Pedani) (voir la planche n° 16). Cette succession Lias - Hettangien - Rhétien - Trias n'est pas toujours complète sur le flanc normal. En effet, quand on se dirige vers le NE, vers le col de Cerna, le Lias, l'Hettangien, le Rhétien disparaissent successivement sous les ophiolites. Au col de Cerna n'affleure plus que le Trias. Ce phénomène ne peut s'interpréter que comme un abaissement de l'axe de l'anticlinal qui tend à s'enfoncer vers le NE sous les ophiolites. Il apparaît donc en définitive que dans sa partie sud est l'anticlinal de la Cima Pedani est bien enraciné sous les ophiolites et non en superposition sur ces dernières. Il n'y a pourtant pas concordance entre schistes de Aiti - ophiolites d'une part et les terrains de la Cima Pedani d'autre part. Les schistes de Aiti et les ophiolites montrent des pendages de l'ordre de 70° à 60° vers le NW (les pendages sont subverticaux au niveau de la Casaluna), tandis que les terrains de la Cima Pedani ont des pendages opposés, vers le SE. Il y a une discontinuité évidente entre ces deux formations.

Le flanc inverse. - Les terrains liasiques qui constituent l'auréole la plus externe de l'anticlinal se présentent ici - à l'inverse du flanc normal - comme étant recouverts par les terrains plus anciens : Hettangien, Rhétien, Trias. Ces terrains, qui constituent tout le flanc inverse, viennent se rac-

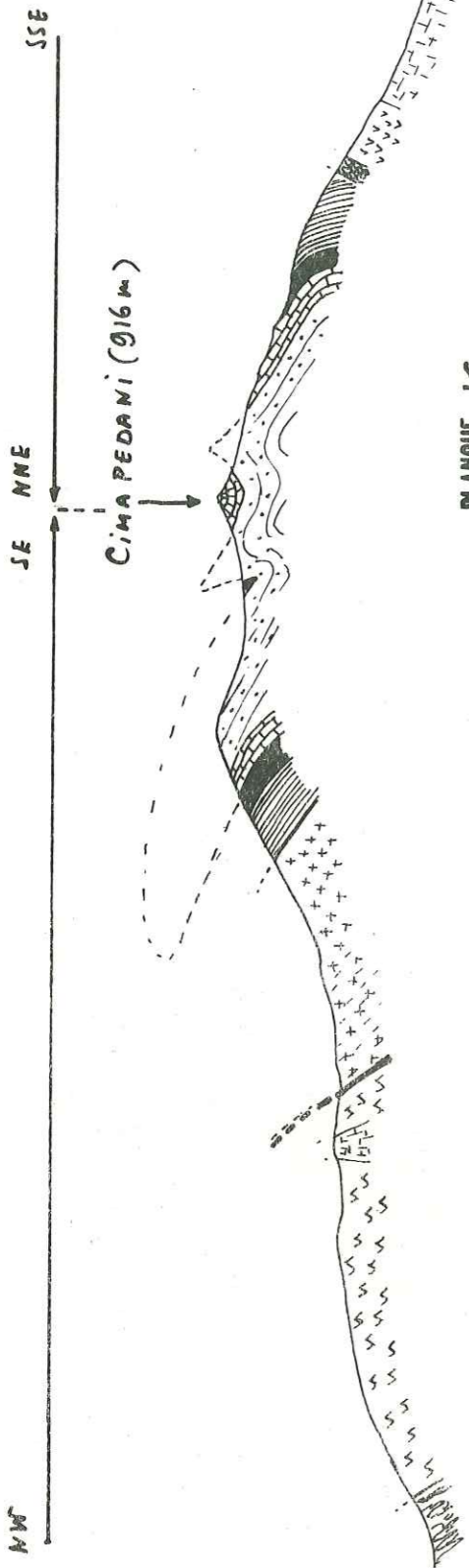


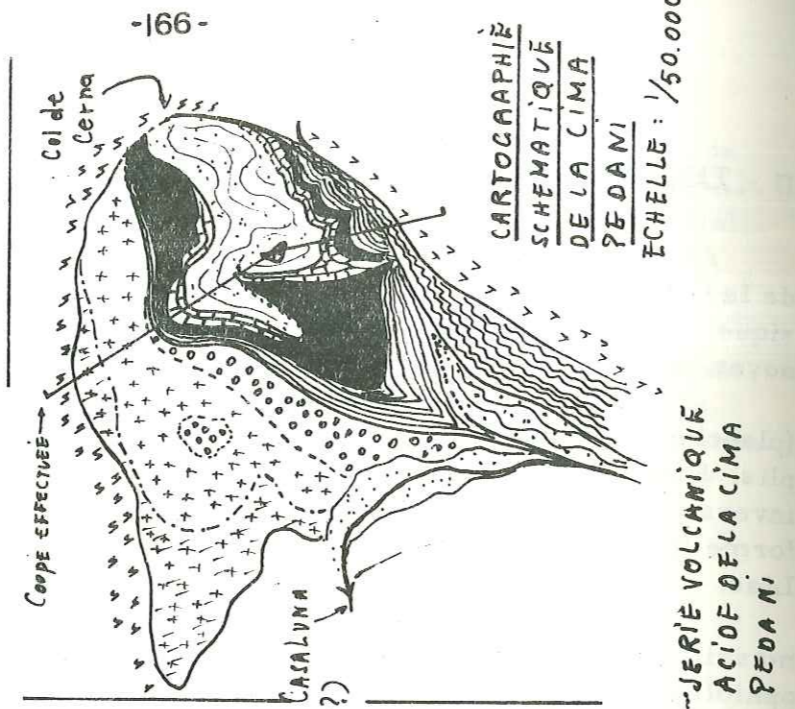
PLANCHE 16

L'ANTICLINAL DE LA CIMA PEDANI

ECHELLE : 1/20.000

LEGENDE

- SCHISTES LUSTRES
- SCHISTES DE AITI
- GABBROS
- SERPENTINITES
- SPILITES
- (CONGLOMERAT A ELEMENTS CALCAIRES ET RHYOLITIQUES)



CARTOGRAPHIE SCHEMATIQUE DE LA CIMA PEDANI
ECHELLE : 1/50.000

- LIAS (JURASSIEN?)
- HETTANGIEN (?)
- RETHIEN (?)
- TRIAS
- PORPHYROIDES
- PORPHYROIDES ECRASEES
- JERIE VOLCANIQUE ACIOE DE LA CIMA PEDANI

corder au SW avec ceux du flanc normal. Ce déversement de la série triasico-liasique s'observe bien quand on effectue la montée de l'arête NE-SW, qui se détache de la butte située au NW du sommet Pedani, et qui descend jusque dans le lit de la Casaluna. A la base de l'arête, les affleurements liasiques qui à ce niveau se raccordent avec ceux du flanc normal, présentent des pendages d'environ 60° à l'W. Ils reposent sur l'Hettangien - largement développé - également penté à l'Ouest. La montée de l'arête s'effectue ensuite sur une bonne partie du contact Lias-Hettangien, puis Hettangien-Rhétien. On constate que la série tend progressivement à se redresser à la verticale. En particulier, les dalles rhétiennes, quand elles atteignent ce pendage, contribuent à donner une allure très aigüe et escarpée à l'arête. Les pendages s'inversent ensuite progressivement vers l'Est ; d'abord voisins de la verticale (80°), ils s'inclinent progressivement pour atteindre 40°-50° : le Rhetien se superpose à la barre hettangienne, elle-même renversée sur le Lias. Enfin le Trias qui forme le sommet de la butte couronne cette série. On assiste donc ici à un déversement progressif de la série triasico-liasique du flanc inverse, déversement qui s'effectue progressivement du SW au NE le long de ce flanc.

Le Lias du flanc inverse repose lui-même au Sud sur un conglomérat à éléments calcaires et rhyolitiques (qui passe vers le bas aux porphyroïdes, ces dernières ayant été datées, par analogie, du Permien.) Vers le Nord nous n'avons plus rencontré ce conglomérat et le Lias semble entrer directement en contact avec la série volcanique permienne. On ne peut donc qu'admettre un contact anormal entre le Lias et les porphyroïdes et considérer l'anticlinal triasico-liasique déversé ou légèrement chevauchant sur une "écaille" de porphyroïde, elle-même chevauchante à sa base sur les serpentinites de Ponte-Leccia.

Bien que ce contact, serpentinites-porphyroïdes, ne soit pas aisément observable, nous avons pu en un point, à environ 1,200 km à l'Ouest du col de Riscamone, constater que la base de l'écaille de porphyroïdes est directement superposée aux serpentinites. A ce contact, les porphyroïdes prennent l'allure de véritables mylonites sur plusieurs mètres d'épaisseur. En règle générale, les porphyroïdes acquièrent un faciès de mylonites à la base, au contact avec les serpentinites. Ceci peut être un argument supplémentaire pour admettre qu'elles sont superposées à ces serpentinites, conduisant à imaginer alors un chevauchement.

En définitive on peut dire qu'au Nord les porphyroïdes sont superposées aux serpentinites de Ponte-Leccia, bien que l'observation du contact ne soit pas partout décisive à ce sujet, sauf en quelques points précis. Cette "superposition" correspond à notre avis à une sorte de chevauchement suivant un plan assez incliné (60° au col de Riscamone). En aucun cas il ne s'agit d'une superposition telle que l'entendaient P. TERMIER et E. MAURY.

Conclusion. - Nos observations nous conduisent donc à considérer la structure du massif de la Cima Pedani comme un anticlinal triasico-liasique déversé (ou chevauchant ?) en direction du NW sur une "écaille" de terrains volcani-

ques acides rattachés au Permien, et venant chevaucher elle-même vers le Nord les serpentinites de Ponte-Leccia. Au Sud Est il y a bien enracinement de cet anticlinal sous les ophiolites. La Cima Pedani peut donc être regardée en gros comme un aticlinal enraciné au SE et chevauchant au NW les ophiolites par l'intermédiaire d'une lame de porphyroïdes.

Un fait acquis est que ce massif ne constitue pas une klippe synclinale, ainsi que le pensait E. MAURY qui la dessina comme telle sur les cartes géologiques de Bastia et Corte. Les terrains s'agencent suivant une structure anticlinale et non synclinale. Ceci, joint au fait que le "pseudogranite écrasé" représente en fait une série volcanique rhyolitique, on voit que l'assimilation de la Cima Pedani au reste d'une nappe reposant sur les ophiolites, est à rejeter définitivement.

Toutefois l'interprétation proposée ici pour la structure de la Cima Pedani ne peut être considérée comme définitive. Nous n'avons fait qu'esquisser une structure d'ensemble et certains points importants nous échappent encore ; en particulier l'assimilation au Permien de toute la série rhyolitique n'a été faite que par analogie. On peut simplement affirmer qu'elle est antéliasique. Un autre fait que nous ne parvenons pas à expliquer est la présence au sommet de cette série volcanique d'un niveau conglomératique discontinu, recouvert par le Lias du flanc inverse de la Cima Pedani. Or ce conglomérat contient des éléments à la fois de la série volcanique sous-jacente et des terrains mésozoïques surincombants. Il est donc postliasique, sans que l'on puisse préciser davantage. Le fait troublant est surtout l'absence de discontinuité entre ce conglomérat et la série volcanique pourtant d'âge radicalement différent.

CONCLUSIONS GENERALES

Arrivé au terme de cette étude, nous allons essayer de dégager les caractères principaux des trois grands ensembles qui forment le sous-sol de la région de la Casaluna : ophiolites, Schistes lustrés et formations volcano-sédimentaires de la Cima Pedani.

LES OPHIOLITES

Le massif de Roches vertes de la Casaluna correspond à un complexe ophiolitique bien différencié du point de vue pétrographique, dont les termes ultrabasiques (péridotites et serpentinites) situés à la base, sont séparés des termes acides (spilites), situés au sommet, par des gabbros, diabases et euphotides. Cette succession normale s'observe encore actuellement sur le terrain, malgré les plissements.

Les péridotites ont une importance volumétrique faible car elles ont été en majeure partie serpentinisées. Elles n'apparaissent plus que sous forme de reliques de quelques mètres carrés de superficie, au sein de masses de serpentinites auxquelles elles passent progressivement, sans aucune discontinuité. Pétrographiquement, il s'agit de harzburgites.

L'étude des serpentinites a fait ressortir qu'elles dérivent de péridotites originelles, car à côté des serpentinites franches entièrement constituées d'antigorite et de chrysotile, on rencontre des variétés où subsistent d'anciens pyroxènes (surtout enstatite-bronzite) à l'état de résidus plus ou moins bastitisés. Certains faciès très localisés, les serpentinites à "pustules", paraissent dériver d'anciennes troctolites riches en olivine. Au sein de ces masses de serpentinites, il a été noté la grande abondance de filons et d'amas de rodingites qui paraissent bien être d'anciens gabbros, surtout euphotidiques, dont le plagioclase a été pseudomorphosé par du grenat grossulaire.

Les gabbros sont, parmi les Roches vertes, les termes les plus importants du point de vue volumétrique. Du point de vue structural, les faciès grenus l'emportent sur les faciès pegmatoïdes, euphotidiques et diabasiques. Du point de vue paragénétique deux groupes ont été distingués. Le premier est caractérisé par l'abondance des minéraux de métamorphisme suivants : stilpnomélane, apatite, glaucophane, épidote ; le second par l'absence de ces éléments et par l'association constante pyroxène-amphibole-plagioclase (chlorite-épidote). Ces deux catégories de gabbros portent les marques de transformations minéralogiques plus ou moins poussées.

Les phénomènes cataclastiques, quant à eux, ne s'observent que sporadiquement.

Les spilites sont étroitement associées aux gabbros qu'elles surmontent. Elles constituent l'enveloppe externe du massif ophiolitique. L'analyse pétrographique a fait ressortir que, bien qu'ayant les caractères structuraux classiques des spilites (structures intersertales, intersertales divergentes, arborescentes) elles s'en écartent toutefois par la présence de pyroxène associé à l'albite : elles présentent donc, en général, un caractère "basique" prononcé, mais on doit noter que les termes "acides" ont été localement rencontrés (spilites hématochloritiques, chloritiques).

Un autre trait de ces spilites est le développement généralisé des débits en "coussins" (pillow-lavas) qui indiquent une mise en place sous-marine. Cette dernière est confirmée par le fait qu'elles sont surmontées de bancs de radiolarites.

Les schistes verts sont rares et leurs rapports avec les autres faciès ne sont pas nets. Leur origine ortho semble toutefois acquise car, en particulier, ils présentent localement, comme les spilites, un débit en "coussins". Il a été noté aussi parfois la présence de structures détritiques, ce qui laisse supposer qu'il puisse s'agir, dans certains cas, d'anciens tufs volcaniques.

Le mode de gisement de ces différentes Roches vertes a fait l'objet d'une attention toute particulière : recherche systématique et étude des contacts, rapports structuraux entre les différents faciès de Roches vertes et entre ceux-ci et les Schistes lustrés. Il en ressort que le massif de la Casaluna est sans conteste un épanchement de roches magmatiques au sein duquel il y a une succession régulière sans aucune discontinuité depuis les serpentinites à amas résiduels de harburgites à la base, jusqu'aux spilites au sommet, en passant par des roches à composition gabbroïque (gabbros, euphotides, diabases). Il s'agit en toute rigueur d'un épanchement car ce complexe, d'une part repose en parfaite concordance sur un plancher de Schistes lustrés (ceux de la bordure orientale) et, d'autre part, est recouvert à l'Ouest - toujours en concordance - par un nouvel ensemble de Schistes lustrés (Schistes de Alti) dont il en est séparé par un horizon discontinu de radiolarites. La mise en évidence de cette superposition stratigraphique constitue un excellent critère de polarité et nous a permis de fournir une interprétation structurale logique de la région.

De l'analyse pétrographique des divers termes du complexe ophiolitique, il en ressort que ceux-ci ont subi diverses transformations tant minéralogiques que structurales. Le problème se pose de savoir quel en est le phénomène responsable.

Dans certains cas, il s'agit d'un autométamorphisme. Ainsi en est-il de la serpentinitisation due à l'action de fluides hydrothermaux ayant agi sans doute lors de la phase finale d'épanchement.

La spilitisation nous est apparue également "primaire", c'est-à-dire effectuée lors du processus magmatique et non pas secondaire, c'est-à-

dire lors du métamorphisme général ultérieur. On peut concevoir soit l'action de "fluides chauds" riches en sodium, dégagés en fin de cristallisation du magma, soit la diffusion du sodium du corps ophiolitique vers sa partie supérieure, tout magma ultrabasique renfermant - en faible quantité il est vrai - cet élément. Comme autres phénomènes qui peuvent être rattachés à un autométamorphisme on peut citer encore le développement de grenat dans les gabbros (rodingites) et certains types de saussuritisation.

Dans d'autres cas, les transformations sont à mettre en relation avec le métamorphisme général qui a affecté les Roches vertes au même titre que les sédiments au sein desquels elles se sont mises en place. Il s'agit de la glaucophanisation observée dans les faciès riches en albite, du développement du stilpnomélane, de la pistacite et du sphène. Quant à l'ouralitisaiton des pyroxènes et à la transformation de la hornblende verte en actinote et chlorite, elle peut être aussi bien primaire que secondaire.

En ce qui concerne l'âge de la mise en place de cet épanchement ophiolitique, en l'absence de mesures géochronologiques, on peut simplement dire qu'il est contemporain du dépôt des sédiments devenus par la suite les Schistes lustrés. Or l'âge de ceux-ci ne peut encore être fixé de façon certaine.

LES SCHISTES LUSTRÉS

De l'ensemble des Schistes lustrés au sein desquels affleure le massif ophiolitique de la Casaluna, nous n'en avons étudié que la partie directement au contact avec les ophiolites. Il s'agit essentiellement d'anciens sédiments argilo-carbonatés affectés par un métamorphisme d'épizone lié aux mouvements tectoniques ayant conduit au plissement de l'ensemble schistes-ophiolites. Ce métamorphisme a en effet développé la séricite, accessoirement le stilpnomélane et la chlorite, et fait recristalliser la calcite. Les caractères lithologiques de ces schistes traduisent une sédimentation rythmique de bancs calcaires alternant avec des épisodes franchement argileux. Les faciès gréseux, quant à eux, sont rares. On doit noter que, sitôt après la mise en place de l'épanchement ophiolitique qui perturbe le chimisme du milieu marin, soit par augmentation brutale de la teneur en gaz carbonique, soit par l'apport de solutions magmatiques siliceuses, se déposent les jaspes rouges, roches constituées presque uniquement de quartz et d'hématite, avec très accessoirement des minéraux phylliteux (séricite). Après cet épisode siliceux, la sédimentation normale reprend en débutant souvent par une séquence carbonatée.

Quant à l'âge de ces Schistes lustrés qui enserrent le massif ophiolitique, aucun fait nouveau d'ordre paléontologique n'a été apporté. En particulier, les calcaires associés aux radiolarites n'ont pas montré la présence

de microfaune, laquelle aurait permis également de dater la phase finale de l'épanchement ophiolitique. Toujours est-il qu'il semble bien que ce dernier se soit effectué à un stade terminal de comblement de la fosse des Schistes lustrés, car les schistes de Afti qui constituent le toit de la coulée, et dont l'épaisseur est seulement de l'ordre de 250 à 300 m, sont en contact apparemment normal avec des formations sédimentaires indemnes de toute trace de métamorphisme et datées du Nummulitique.

LA CIMA PEDANI

La cartographie des formations sédimentaires qui constituent la Cima Pedani n'avait pas été reprise depuis E. MAURY (1901-1908). Nos levés ont mis en évidence qu'il s'agissait d'une structure anticlinale à coeur triasique, couchée sur ce qui était considéré comme un granite écrasé, mais qui s'est révélé être un matériel volcanique acide (porphyroïdes). Le rapport entre ces deux ensembles sont énigmatiques. Si l'on admet, par simple analogie, un âge permien pour ces porphyroïdes, on est amené à les considérer comme une écaillage de socle sur laquelle la série de couverture (Trias-Lias) fortement plissée en anticlinal est venue se déverser. Par ailleurs, en ce qui concerne les rapports avec les ophiolites, la structure anticlinale de la Cima Pedani est enracinée, au Sud Est, sous ces dernières dont elle semble constituer le soubassement.

TECTONIQUE GENERALE

Le massif ophiolitique de la Casaluna est situé à l'extrême limite occidentale du complexe des Schistes lustrés et se trouve en contact avec les formations mésozoïques et tertiaires qui affleurent dans la dépression centrale entre Ponte-Leccia et Francardo.

La difficulté d'interprétation de ce secteur tient surtout au fait que la structure de l'ensemble des Schistes lustrés de la Corse est pratiquement inconnue. Nous pouvons néanmoins dire que l'étroite bande de terrain, de part et d'autre de la Casaluna, entre Ponte-Leccia et Sermano, a été soumise à une tectonique tangentielle est-ouest, devant être rapportée à la phase de plissements de l'ensemble des Schistes lustrés. Le massif ophiolitique a réagi en donnant une succession de plis d'axe grossièrement nord-sud, (N 20 W -N-S N30 E) perpendiculaire à la composante de poussé.

On sait que beaucoup d'auteurs ont admis l'existence de charriages importants et qu'on parle de la "nappe" de Schistes lustrés. Un déplacement de l'ordre de 20 km a même été avancé à la latitude de notre région (P. FALLOT, 1958).

En fait, l'analyse des contacts, d'une part entre les ophiolites et leur enveloppe de Schistes lustrés, d'autre part entre l'ensemble Schistes - Roches vertes et les formations sédimentaires de l'Ouest, nous a conduit à admettre qu'il n'y avait pas charriage de grande amplitude, mais simplement chevauchement des séries. Le massif ophiolitique de la Casaluna avec son plancher (à l'Est) et son toit (à l'Ouest) de Schistes lustrés paraît bien autochtone ; tout au plus a-t-il subi un faible déplacement vers l'Ouest.

Mais, étant donné que nous ne disposons pas de données chronostratigraphiques péremptoires sur les Schistes Lustrés, ni de mesures géochronologiques sur les Roches vertes, il convient d'être prudent sur les interprétations structurales de la région de la Casaluna dont il n'est pas possible en outre de dater les mouvements orogéniques qui l'ont affectée.

BIBLIOGRAPHIE

AZAIS (H), BOULADON (J.), SAINFELD (P.), 1960. - Le Problème du Nickel dans les serpentinites du Cap-Corse. - Rapport B. R. G. M. (inédit).

BAILEY (E. B.) et Mc CALLIEN (W. J.), 1953. - Serpentine lavas, the Ankara melange and the anatolian thrust. Trans. Royal Soc. Edinburgh, 62, p. 403-442.

BART (E. W.) et BALK (R.), 1934. - Chloritoid from dutchess county, New-York, Amer. mineralogist, 19, 8, p. 345-350.

BILGRAMI (S. A.) et HOWIE (R. A.), 1960. - The Mineralogy and Petrology of a Rodingite Dyke, Hindubagh, Pakistan. Amer. mineralogist, 45, p. 791-801.

BLOCH (J. P.) et ROUTHIER (P.), 1954. - Sur l'âge et la position tectonique des Schistes lustrés de Corse. - C. R. Acad. Sc., t. 238, p. 2180-2182.

BOOY (T. DE), 1951. - Géologie de la région de Francardo, Thèse, Amsterdam.

BOSMA (W.), 1956. - Contribution à la géologie de la Balagne, Thèse, Amsterdam.

BOWEN (N. L.), 1956. - Evolution of igneous rocks.

BRONDIJK (J. K.), 1954. - Géologie de la région Ponte-Leccia, Thèse, Amsterdam.

BROUWER (H. A.), 1950. - Sur la tectonique de la Corse. - Proc. Kon. Ned. Akad. wetensch., vol. LIII, n° 1.

BROUWER (H. A.) et EGELER (C. G.), 1951. - Sur le métamorphisme à glaucophane de la nappe des Schistes lustrés en Corse. - Proc. Kon. Ned. Akad. wetensch., série B, vol. LIV, n° 2.

BROUWER (H. A.), 1963. - Remarques sur la tectonique alpine de la Corse. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, t. II, p. 275-287.

BRUNN (J. H.), 1950. - Ségrégation stratifiée dans une péridotite du Pinde et conditions de mise en place des roches vertes. C. R. Acad. Sc., t. 230, p. 988-990.

" " " " 1960. - Mise en place et différenciation pluto-volcanique du Cortège ophiolitique. - Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam., vol. III, fasc. 1, 2, 3.

" " " " 1961. - Les sutures ophiolitiques. - Ibid., vol. IV, fasc. 2 et 3.

CAILLERE (S.), 1936. - Contribution à l'étude des minéraux des serpentines. - Thèse, Paris.

CARON (J. P.) et COLLOMB (P.), 1959. - Quelques aspects du volcanisme cambrien inférieur dans l'Est de la Montagne Noire. C. R. somm. Soc. géol. Fr., p. 96.

CAROZZI (A.), 1953. - Pétrographie des roches sédimentaires. Genève.

COGULU (E.) et VUAGNAT (M.), 1965. - Sur l'existence de Rodingites dans les serpentinites des environs de Mialıçık. - Bull. suisse Min. et Petr., 45, 1, p. 17.

COLLET (L. W.), 1938. - La Corse, l'Elbe et l'Apennin du point de vue tectonique. Bull. Soc. géol. Fr., (5), VIII, p. 737-753.

COUTURIE (J. P.), 1965. Etude géologique de la série des Schistes lustrés de la vallée du Tavignano. - Bull. Soc. Sc. Hist. nat. de la Corse, 3e trimestre.

DIEULAFAIT (M.), 1880. - Les serpentinites de Corse, leur âge, leur origine. - C. R. Acad. Sc., XCI, p. 1000.

DELCEY (R.), LIMASSET (J. C.), ROUTHIER (P.), 1964. - Les bassins sédimentaires du Nord de la Corse : essai de synthèse stratigraphique et aperçu tectonique. - Bull. Soc. géol. Fr. (7), VI, p. 322-333.

DENIZOT (G.), 1939. - Sur la stratigraphie et la tectonique de Ponte-Leccia et de Francardo. - C. R. somm. Soc. géol. Fr., p. 199.

" " " " 1942. - Nouvelles observations sur la zone de Ponte-Leccia. - Ibid., p. 46.

" " " " 1943 a. - Sur la stratigraphie de St Florent. - Ibid., p. 35.

" " " " b. - Sur la tectonique de St Florent. - Ibid., p. 45.

" " " " c. - La tectonique corse et le problème des Schistes lustrés. - Ibid., p. 131.

" " " " 1952. - La structure géologique de la Corse. - Revue scientifique n° 3316, p. 104.

DEPRAT (J.), 1906. - A propos de la protogine de Corse. - Bull. Soc. géol. Fr., 6, p. 500.

" " " " 1907. - Tectonique de la partie orientale de la Corse. - Ibid., (4), VII, 453.

DUBERTRET (L.), 1953. - Géologie des Roches vertes de la Syrie et du Atay (Turquie). - Thèse, Paris.

DUCLOZ (Ch.) et VUAGNAT (M.), 1964. - A propos de l'âge des serpentinites de Cuba. - Arch. des Sc. (Soc. phys. Hist. nat. Genève), vol. 15, fasc. 2, p. 309-332.

ELLENBERGER (F.), 1957. - Le stilpnomélane, minéral du métamorphisme général dans la Vanoise. - Bull. Soc. géol. Fr., n° 4, p. 163.

FREY (R.), 1937. - Classification moderne de roches éruptives. Rabat.

GASS (I. G.), 1958. - Ultrabasic pillow-lavas from Ciprius. - Geol. Mag., 95, p. 241-251.

GAY (M.), 1966. - Brèches et "pillow lavas" métamorphiques dans les Schistes lustrés du haut Val de Suze (Italie). - C. R. somm. Soc. géol. Fr., 8, p. 285.

GIRAUD (P.), 1958. - Les roches basiques de la région d'Andriamena, à Madagascar, et leur minéralisation chromifère. - Thèse, Clermont-Ferrand.

GIRAUDON (R.), 1959. - Les roches ultrabasiques de Tamatave. Mode de gisement. Origine et minéralisation. - Bull. Soc. géol. Fr., p. 608.

GUILLOU (J. J.), PRIMEL (L.), ROUTHIER (P.), 1963. - Existence d'un complexe ophiolitique sous-marin dans le Cap Corse, sa structure plissée. - Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., vol. V, fasc. 1.

GUSTAVSON (J. K.), 1946. - Two occurrence of chloritoid as a hydrothermal mineral in igneous rocks. - Amer. Mineralogist, 31, p. 313-316.

HESS (H. H.), 1939. - World distribution of serpentinitised peridotites and its geologic signifi. Amer. Mineralogist, 24, 4, p. 275-276. Lancaster.

HOLLANDE (D.), 1877. - Géologie de la Corse. - Ann. Soc. géol., IX.

" " " " 1917. - Géologie de la Corse. - Bull. Soc. Sc. Hist. et Nat. de la Corse XXXVe année.

JODOT (P.), 1931. - Age des roches à radiolaires de la nappe ophiolitique dans le NW de la Corse. - C. R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 13, p. 177.

" " " " 1933. - Les formations non éruptives du défilé de l'Inzecca à Sampolo dans la vallée de Fium'Orbo. - Bull. Soc. géol. Fr., 5, III, p. 773-779.

JOHANNSEN (A.), 1951. - A descriptive petrography of igneous rocks. - Univ. of Chicago.

JONES (W. R.), PEOPLES (J. W.), HOWLAND (A. L.), 1960. - Igneous and Tectonic structures of stillwater complex Montana. - Geol. Surv. Bull. 1071-H.

LACROIX (A.), 1911. - Le Cortège filonien des péridotites de Nouvelle Calédonie. - C. R. Acad. Sc., t. 152, p. 816-822.

" " " " 1920. - Les roches éruptives du Crétacé pyrénéen et la nomenclature des roches éruptives modifiées. - Ibid., t. 170, n° 12, p. 685.

" " " " 1942. - Les Péridotites de la Nouvelle-Calédonie, leurs Serpentinites et leurs gîtes de Nickel et de Cobalt associés, les Gabbros qui les accompagnent. - Mémoire de l'Académie des Sciences de l'Institut de France, 2e série, 66, p. 1-143.

LAHONDERE (J. C.), 1967. - Les formations cristallophylliennes et les Roches vertes de la région de Lancone-Olivaccio, Corse. - Thèse 3e cycle, Montpellier.

