

50376
1980
192

N° d'ordre : 867

50376
1980
192

T H E S E

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE SPECIALITE

MENTION GEOLOGIE APPLIQUEE

par

JEAN-JACQUES VERRIEZ

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DU VOLCANISME

PERMO-TRIASIQUE D'ATALANTI (LOCRIDE - GRECE)



Soutenu le 1er Décembre 1980, devant la COMMISSION D'EXAMEN

MM.	R. BROUSSE	Président
	P. CELET	Rapporteur
	J. CHARVET	Examineurs
Mlle	H. LAPIERRE	

A mes parents,
A ma femme,
A France et Alexandra

AVANT-PROPOS

Travailler ces dernières années dans la région d'Atalanti a été pour moi une grande satisfaction. J'y ai appris les rudiments du métier de géologue et découvert des horizons qui m'étaient inconnus.

Monsieur le Professeur P. CELET m'a confié ce travail et m'a permis d'intégrer l'équipe des géologues français qui oeuvrent en Grèce. Il m'a fait partager son expérience de terrain. Pour cela, je le prie de trouver ici l'expression de ma plus profonde reconnaissance.

Monsieur le Professeur R. BROUSSE, de l'Université de Paris XI, a accepté la Présidence de la Commission d'Examen. Je l'en remercie sincèrement. Sa connaissance des phénomènes volcaniques le qualifie particulièrement pour cette tâche.

Monsieur J. CHARVET, Maître de Conférences à l'Université d'Orléans, est un "vieux" ami. N'était-il pas il y a quelques semaines encore dans nos "murs" ? Je lui suis très reconnaissant de faire partie du Jury d'examen ainsi que des conseils avisés, des encouragements qu'il m'a souvent communiqués.

Mademoiselle H. LAPIERRE, Maître-Assistante à l'Université de Nancy I, participe à l'examen de ce travail. Sa connaissance du volcanisme méditerranéen a été d'un grand secours dans la préparation de ce travail. Grâce à elle, les clinopyroxènes ont pu être analysés. Elle a consacré de longues heures à l'examen des plaques minces et des diagrammes géochimiques. Je ne sais comment lui exprimer ma gratitude.

Ce travail a été réalisé au sein du laboratoire de Géologie Dynamique dont je remercie vivement les chercheurs.

Monsieur B. CLEMENT m'a fait connaître la Grèce et a accepté de lire le manuscrit. J. FERRIERE et F. THIEBAULT m'ont fréquemment conseillé.

Je souhaite de même remercier ma famille, sans laquelle, ce mémoire n'existerait pas et en particulier ma femme pour ses encouragements et mon frère Bernard pour sa participation au dessin et au tirage de la carte géologique.

De même, je n'oublie pas le dévouement de Madame A. BREBION, Mlle C. MULIER, Madame T. SCHEERS et de Monsieur J. CARPENTIER qui ont très activement contribué à la réalisation et à la présentation de cet ouvrage.

Enfin, je sais gré aux habitants d'Atalanti qui ont su rendre très agréables les quelques mois passés dans leur ville.

RESUME

Les problèmes géologiques posés par la massif d'Atalanti sont multiples. Il s'agit d'un secteur peu étendu, situé au coeur de la zone isopique pélagonienne des Hellénides. Si son existence fut mentionnée à plusieurs reprises, il n'avait jamais été étudié dans son ensemble. Il était donc nécessaire de définir tout d'abord les séries stratigraphiques et leurs déformations, puis la nature pétrographique des roches ainsi que leur chimisme, enfin sa signification dans le cadre des Hellénides.

I. STRATIGRAPHIE - TECTONIQUE - DYNAMIQUE

Après avoir examiné les terrains sédimentaires qui l'enserrent, le massif volcanique d'Atalanti est divisé en trois sous-ensembles dont les séries stratigraphiques (alternance de pyroclastites et de laves) sont décrites, les variations latérales étudiées et une corrélation chronologique tentée.

Trois phases de déformations sont mises en évidence : l'une syn à tardi-volcanique, la seconde d'âge mésozoïque, la dernière d'âge plio-quaternaire.

Enfin, une histoire dynamique du strato-volcan est proposée.

II. PETROGRAPHIE

Les roches du Roda se répartissent en deux familles : les pyroclastites qui ont pris naissance par voie explosive et les laves. Chacun des faciès rencontrés a été décrit, les compositions minéralogiques définies. De plus, des études minéralogiques ont été menées grâce aux données fournies lors d'analyses effectuées à la microsonde automatisée.

III. GEOCHIMIE

Des analyses, effectuées sur roche totale au C. R. P. G. de Nancy, ont permis de connaître la composition chimique des 22 formations d'origine volcanique qui constituent le Roda et le massif occidental.

Ces compositions chimiques sont examinées, les diagrammes utilisés aboutissent à la caractérisation du magma originel ; celui-ci est unique et possède un caractère tholéiitique.

La nature tholéiitique du magma est confirmée par l'étude des pyroxènes de quelques roches analysés à la microsonde automatisée.

Les roches paraissent très transformées : les altérations -albitisation et silicification- apparaissent dès l'étude pétrographique ; elles sont évidentes à l'analyse chimique.

IV. LE VOLCAN D'ATALANTI DANS LE CADRE HELLENIQUE

Le volcanisme d'Atalanti est comparé aux volcanismes de même âge -Permien et Trias- des zones internes des Hellénides ainsi qu'à quelques affleurements péri-méditerranéens.

Les données pétrographiques, chimiques ainsi que les comparaisons ci-dessus citées, tendent à montrer qu'il s'agit d'un volcanisme intracratonique dû à des phénomènes de distension.

De plus, le chimisme des formations les plus récentes est la marque d'un début d'océanisation au Trias moyen.

TABLE DES MATIERES

	Pages
AVANT-PROPOS.....	I
RESUME.....	III
TABLE DES MATIERES.....	V
LISTE DES FIGURES.....	XV
LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....	XIX

INTRODUCTION

A. CADRE GEOGRAPHIQUE.....	3
I. SITUATION GEOGRAPHIQUE.....	3
II. MORPHOLOGIE.....	3
III. TOPONYMIE.....	5
B. CADRE GEOLOGIQUE.....	5
I. PLACE DANS L'EDIFICE HELLENIQUE.....	5
II. TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE MASSIF DU RODA.....	7
21) Données cartographiques.....	7
211) Carte géologique de Grèce au 1/50 000 ; 212) Carte géologique de Grèce au 1/50 000.	
22) Données paléontologiques.....	9
221) Albandakis (1968 et 1974) ; 222) G. Termier et Verriez (1973).	
23) Données pétrographiques.....	10
C. BUTS DE L'ETUDE.....	11
I. HISTOIRE D'UN VOLCAN.....	11
II. CARTOGRAPHIE DU MASSIF.....	11
III. LE VOLCAN DANS LE CADRE HELLENIQUE.....	11

PREMIERE PARTIE

CHAPITRE I : ETUDE STRATIGRAPHIQUE

A. ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE.....	15
I. LE TRIAS SUPERIEUR.....	15
11) Nature lithologique.....	15
12) La transgression triasique.....	15
121) Le poudingue de transgression ; 122) La série détritique fine ; 123) La série carbonatée.	
13) Le chevauchement du Trias.....	19
131) Partie occidentale du Roda ; 132) Massif occidental.	
II. LES FORMATIONS RECENTES.....	22
21) Le Néogène.....	22
22) Les alluvions récentes.....	22
III. AGE DES PHENOMENES VOLCANIQUES.....	22
31) Datations antérieures.....	23
32) Les bivalves d'Ayos Basileios.....	23
B. LES GRANDS ENSEMBLES.....	25
I. LE MASSIF OCCIDENTAL.....	25
II. LE RODA.....	25
III. LES "FORMATIONS CHAOTIQUES".....	25
IV. RECONSTITUTION CHRONOLOGIQUE.....	25
C. LA SERIE OCCIDENTALE.....	27
I. COUPE N-S PASSANT PAR LE POINT COTE 503 m.....	27
11) Série clastique.....	27
111) Cinérites inférieures ; 112) Tufs oolitiques ; 113) Brèches de la série occidentale ; 114) Cinérites supérieures ; 115) Tufs stratifiés.	

12) Phase lavique.....	30
121) Métabasaltes de la série occidentale ; 122) Verre basaltique vacuolaire.	
13) Phase clastique terminale.....	31
14) Remarques.....	31
II. AU VOISINAGE D'AYOS AIKATERINI.....	31
CONCLUSIONS.....	33
D. LA SERIE DU RODA	33
I. DU CIMETIERE D'ATALANTI A AYOS IOANNIN.....	33
11) Premier épisode volcanique.....	33
111) Brèches polygéniques inférieures ; 112) Tufs pyroxéniques ; 113) Brèches polygéniques supérieures ; 114) Métabasaltes pyroxéniques.	
12) Deuxième épisode volcanique.....	35
121) Tufs à billes de verre ; 122) Métabasaltes hyalins ; 123) Métabasaltes amygdalaires.	
13) Troisième épisode volcanique.....	37
131) Tufs d'Ayos Nikolaos ; 132) Métabasaltes massifs ; 133) Métabasaltes à amygdales blanches.	
14) Quatrième épisode volcanique.....	38
141) Cinérites du Roda ; 142) Métabasaltes d'Ayos Ioannin.	
15) Cinquième épisode volcanique.....	39
Les métabasaltes d'Ayos Séraphim.	
II. A L'EST DU RODA.....	39
CONCLUSIONS.....	39
E. LES "FORMATIONS CHAOTIQUES".....	42
I. SITUATION DES "FORMATIONS CHAOTIQUES".....	42
II. NATURE PETROGRAPHIQUE.....	42
CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES.....	43

CHAPITRE II : ETUDE TECTONIQUE

A. TECTONIQUE SYN ET TARDI-VOLCANIQUE.....	45
B. TECTONIQUE ALPINE ET MISE EN PLACE DU TRIAS.....	45
C. NEOTECTONIQUE.....	46
D. CONCLUSIONS.....	46

CHAPITRE III : CONSIDERATIONS DYNAMIQUES

A. GENESE DE L'EDIFICE VOLCANIQUE.....	47
B. FORMATION D'UNE CALDERA.....	49
C. EXPLOSION LATERALE.....	49
D. EVOLUTION POST-VOLCANIQUE.....	50
CONCLUSIONS.....	50
<u>CONCLUSIONS</u>	51

DEUXIEME PARTIE

<u>INTRODUCTION</u>	55
---------------------------	----

CHAPITRE I : LA SERIE OCCIDENTALE

A. LA PHASE CLASTIQUE INITIALE.....	57
I. CINERITES INFERIEURES.....	57
II. TUFES OOLITIQUES.....	59
III. BRECHES DE LA SERIE OCCIDENTALE.....	62
IV. CINERITES SUPERIEURES.....	63
V. TUFES STRATIFIES.....	64
B. LA PHASE LAVIQUE.....	66
I. METABASALTES DE LA SERIE OCCIDENTALE.....	66
II. VERRE BASALTIQUE VACUOLAIRE.....	68

C. LA PHASE CLASTIQUE TERMINALE..... 69

CONCLUSIONS..... 70

CHAPITRE II : LA SERIE DU RODA

A. PREMIER EPISODE VOLCANIQUE..... 71

I. BRECHES POLYGENIQUES INFERIEURES..... 72

II. TUFES PYROXENIQUES..... 72

III. BRECHES POLYGENIQUES SUPERIEURES..... 73

IV. METABASALTES PYROXENIQUES..... 74

B. DEUXIEME EPISODE VOLCANIQUE..... 76

I. TUFES A BILLES DE VERRE..... 76

II. METABASALTES HYALINS..... 77

III. METABASALTES AMYGDALAIRES..... 79

C. TROISIEME EPISODE VOLCANIQUE..... 83

I. TUFES D'AYOS NIKOLAOS..... 83

II. METABASALTES MASSIFS..... 85

III. METABASALTES A AMYGDALES BLANCHES..... 87

D. QUATRIEME EPISODE VOLCANIQUE..... 89

I. CINERITES DU RODA..... 89

II. METABASALTES D'AYOS IOANNIN..... 89

E. CINQUIEME EPISODE VOLCANIQUE..... 92

LES METABASALTES D'AYOS SERAPHIM..... 92

CONCLUSIONS..... 95

CHAPITRE III : LES FORMATIONS CHAOTIQUES

CHAPITRE IV : ETUDE MINERALOGIQUE

A. LES FELDSPATHS ANOMAX.....	99
I. LOCALISATION.....	99
II. PROPRIETES OPTIQUES.....	99
III. COMPOSITION - NOMENCLATURE.....	100
CONCLUSIONS.....	100
B. ETUDE A LA MICROSONDE AUTOMATISEE.....	102
I. LES PLAGIOCLASES.....	102
II. LA PUMPELLYITE.....	102
CONCLUSIONS.....	102
<u>CONCLUSIONS DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE.....</u>	103

TROISIEME PARTIE

<u>INTRODUCTION.....</u>	107
--------------------------	-----

CHAPITRE I : GEOCHIMIE GENERALE

A. VARIATIONS DES OXYDES MAJEURS.....	113
I. HISTOGRAMME DE REPARTITION DES OXYDES MAJEURS.....	113
11) SiO ₂	113
12) Al ₂ O ₃	113
13) Fe ₂ O ₃	114
14) MgO.....	114
15) CaO.....	114
16) Na ₂ O.....	115
17) K ₂ O.....	115
18) TiO ₂	115
Conclusion partielle.....	115

II. VARIATION DES OXYDES MAJEURS EN FONCTION DE MgO.....	118
21) SiO ₂ /MgO.....	118
22) Al ₂ O ₃ /MgO.....	118
23) Fe ₂ O ₃ /MgO.....	119
24) TiO ₂ /MgO.....	119
25) CaO/MgO.....	119
26) Na ₂ O/MgO.....	120
27) K ₂ O/MgO.....	120
Conclusion partielle.....	120
 B. LES DIAGRAMMES CLASSIQUES.....	 120
I. LES COURBES PARAMETRIQUES DE NIGGLI.....	121
11) Le paramètre <i>si</i>	121
12) Variations des paramètres en fonction de <i>si</i>	125
13) Variations des paramètres en fonction de <i>m</i>	125
Conclusion partielle.....	127
II. DIAGRAMME DE CALCO-ALCALINITE DE JUNG ET DIAGRAMME ALCALINS/SILICE.....	127
III. DIAGRAMME Al ₂ O ₃ /TiO ₂	127
 CONCLUSIONS.....	 129
 C. CARACTERISATION DE LA SERIE D'ATALANTI.....	 129
I. DIAGRAMME DE BESSON ET FONTEILLES.....	129
II. DIAGRAMME A-F-M.....	131
III. DIAGRAMME DE DE LA ROCHE ET LETERRIER.....	131
IV. DIAGRAMMES DE MIYASHIRO.....	133
41) Diagramme $\text{SiO}_2 / \frac{\text{FeO}^*}{\text{MgO}}$	133
42) Diagramme $\text{FeO}^* / \frac{\text{FeO}^*}{\text{MgO}}$	135
43) Diagramme $\text{TiO}_2 / \frac{\text{FeO}^*}{\text{MgO}}$	135
 CONCLUSIONS.....	 135

CHAPITRE II : CARACTERISATION CHIMICO-MINERALOGIQUE DE LA SERIE
VOLCANIQUE D'ATALANTI

A. NORMES C. I. P. W.	137
I. NORMALISATION DES ANALYSES.....	137
II. PRESENTATION DES RESULTATS.....	137
B. CLASSIFICATION D'IRVINE ET BARAGAR.....	138
I. DIAGRAMME DE YODER ET TILLEY.....	139
II. DIAGRAMME $Ol'-Ne'-Q'$ D'IRVINE ET BARAGAR.....	139
Conclusion partielle.....	143
III. DIAGRAMME Al_2O_3/An % <i>normatif</i>	143
IV. DIAGRAMME "COLOR INDEX"/ An % <i>normatif</i>	143
CONCLUSIONS.....	145

CHAPITRE III : ETUDE DES CLINOPYROXENES DE LA SERIE VOLCANIQUE
D'ATALANTI

A. NATURE DES PYROXENES - PRINCIPAUX TRAITs CHIMIQUES.....	147
I. EXAMEN DES DONNEES.....	147
11) Métabasaltés pyroxéniques et métabasaltés amygdalaires....	147
12) Métabasaltés massifs et métabasaltés à amygdales blanches	153
II. DIAGRAMME DE HESS ET POLDERVAART.....	153
Conclusion partielle.....	155
B. DOMAINES MAGMATIQUES DES CLINOPYROXENES DES LAVES D'ATALANTI.....	155
I. DIAGRAMME DE HESS.....	155
II. DIAGRAMMES DE LE BAS.....	155
III. DIAGRAMME DE KUSHIRO.....	157
CONCLUSIONS.....	157

C. DIAGRAMMES DE FODOR, KEIL ET BUNCH..... 157

CONCLUSIONS..... 159

CHAPITRE IV : LES ELEMENTS TRACES

A. VARIATIONS DES ELEMENTS TRACES..... 161

B. DIAGRAMMES DE NOCKOLDS ET ALLEN..... 161

C. CONCLUSIONS..... 164

CHAPITRE V : LES ALTERATIONS DES LAVES D'ATALANTI

A. ETUDE MICROSCOPIQUE DE L'ALTERATION..... 165

I. MATRICES ET MESOSTASES..... 165

II. LES CRISTAUX..... 165

21) Olivine..... 165

22) Clinopyroxènes..... 166

23) Les plagioclases..... 166

Conclusion partielle..... 166

B. ASPECTS CHIMIQUES DE L'ALTERATION..... 167

I. TENEURS DES ELEMENTS..... 167

II. DIAGRAMMES DE DE LA ROCHE..... 167

21) Diagramme $Al/3 - K/Al/3 - Na$ 167

22) Diagramme $Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3)/K - (Na + Ca)$ 169

CONCLUSIONS : ALBITISATION ET SILICIFICATION..... 169

CONCLUSIONS DE L'ETUDE GEOCHIMIQUE..... 173

QUATRIEME PARTIE

A. COMPARAISON AVEC D'AUTRES AFFLEUREMENTS..... 177

I. DANS LES ZONES INTERNES HELLENIQUES.....	177
11) Eubée.....	177
12) Attique.....	178
13) Région de Domokos.....	178
II. SUR LE POURTOUR MEDITERRANEEN.....	178
21) Maroc.....	178
22) Dinarides.....	178
23) Turquie.....	179
III. COMPARAISON AVEC LE VOLCANISME D'ATALANTI.....	179
B. SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DU VOLCANISME D'ATALANTI.....	179
I. DIAGRAMME DE NISBET ET PEARCE.....	181
II. DIAGRAMMES DE GARCIA ET DE PEARCE.....	181
CONCLUSIONS.....	181

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES.....	187
----------------------------	-----

BIBLIOGRAPHIE

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

ERRATA

au lieu de

lire

page 7	lignes 5 et 11	Zone	zone
page 9	ligne 10	<i>Archaedisais</i> sp.	<i>Archaediscus</i> sp.
page 17	ligne 25	preuve	preuves
page 23	ligne 23	carènes	carènes
page 27	ligne 21	pâtine	patine
page 28	ligne 12	(1926)	(1826)
page 28	ligne 20	oolites volcaniques	"oolites volcaniques"
page 45	ligne 6	<i>SYN ET TARDI-VOLCANIQUE</i>	<i>SYN- ET TARDI-VOLCANIQUE</i>
page 46	ligne 24	syn et tardi-volcanique	syn- et tardi-volcanique
page 49	ligne 21	et la similitude	et de la similitude
page 57	ligne 25	plagioclase	plagioclases
page 64	ligne 25	entourés	entourées
page 68	ligne 6	altéré	altérée
page 76	ligne 15	<i>EPIDOSE</i>	<i>EPISODE</i>
page 82	ligne 21	séricitation	séricitisation
page 92	{ ligne 14 ligne 17 ligne 20	péridotes pseudomorphone péridote	péridots pseudomorphose péridot
page 92	{ ligne 33		
page 95	{ ligne 20	Seraphin	Seraphim
page 96	{ ligne 2		
page 96	ligne 5	paléovolcanique	paléo-volcanique
page 99	ligne 3	se singularisant	se singularisent
page 100	ligne 7	BARTH, 1930-1951	BARTH, 1930-1931
page 107	ligne 25	services communs	Services Communs
page 113	ligne 26		"gaussienne"
page 114	ligne 6	gaussienne	
page 121	ligne 26	calculées	calculés
page 127	ligne 12	analyse	analyses
page 143	ligne 19	paléovolcaniques	paléo-volcaniques
page 147	ligne 12	fraicheur	fraîcheur
page 163	légende	pyroxlastites	pyroclastites
page 167	ligne 21	cents	cent
page 177	ligne 24	succinte	succincte

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

	Pages
Fig. 1 : Localisation géographique du secteur étudié.....	4
Fig. 2 : Extrait des cartes topographiques utilisées.....	5
Fig. 3 : Localisation du secteur étudié au sein des Hellénides.....	6
Fig. 4 : Extrait de la carte géologique de Grèce au 1/50 000 feuilles d'Atalanti et d'Elatia.....	8

PREMIERE PARTIE

Fig. 5 : Le poudingue de transgression au Sud d'Ayos Nikolaos.....	16
Fig. 6 : La série détritique fine au Sud d'Ayos Nikolaos.....	18
Fig. 7 : La série détritique fine au Sud d'Ayos Basileios.....	18
Fig. 8 : Le chevauchement du Trias sur le Roda.....	20
Fig. 9 : Le chevauchement du Trias sur le Roda.....	20
Fig. 10 : Le chevauchement du Trias sur le massif occidental..	21
Fig. 11 : Le chevauchement du Trias sur le massif occidental..	21
Fig. 12 : Les grands ensembles du massif d'Atalanti.....	24
Fig. 13 : Coupe N-S du massif occidental.....	26
Fig. 14 : Coupe de détail des "tufs stratifiés".....	29
Fig. 15 : La série occidentale au voisinage d'Ayos Aikaterini.....	31
Fig. 16 : Coupe du Roda de Panagia à Ayos Ioannin.....	32
Fig. 17 : Position des "Métabasaltes d'Ayos Séraphim".....	40
Fig. 18 : Position des "Métabasaltes d'Ayos Séraphim" et des "Formations chaotiques".....	40
Fig. 19 : Evolution vers l'Est de la série du Roda.....	41
Fig. 20 : Tentative de reconstitution de la dynamique du volcan d'Atalanti.....	48

DEUXIEME PARTIE

Fig. 21 : Les "Cinérites inférieures".....	58
Fig. 22 : Les "Tufs oolitiques".....	60
Fig. 23 : Les "Brèches de la série occidentale".....	63

Fig. 24 : Les "Cinérîtes supérieures".....	64
Fig. 25 : Les "Tufts stratifiés".....	65
Fig. 26 : Les "Métabasaltés de la série occidentale".....	67
Fig. 27 : Le "Verre basaltique vacuolaire".....	69
Fig. 28 : Les "Tufts feldspathiques".....	70
Fig. 29 : Les "Brèches polygéniques inférieures".....	71
Fig. 30 : Les "Tufts pyroxéniques".....	73
Fig. 31 : Les "Brèches polygéniques supérieures".....	74
Fig. 32 : Les "Métabasaltés pyroxéniques".....	75
Fig. 33 : Les "Tufts à billes de verre".....	77
Fig. 34 : Les "Métabasaltés hyalins".....	78
Fig. 35 : Les "Métabasaltés amygdalaires".....	80
Fig. 36 : Diagramme de macle Albite-Ala B et de Baveno.....	81
Fig. 37 : Les "Tufts d'Ayos Nikolaos".....	84
Fig. 38 : Les "Métabasaltés massifs".....	86
Fig. 39 : Les "Métabasaltés à amygdales blanches".....	88
Fig. 40 : Les "Cinérîtes du Roda".....	90
Fig. 41 : Les "Métabasaltés d'Ayos Ioannin".....	91
Fig. 42 : Diagramme des macles Albite-Ala B.....	93
Fig. 43 : Les "Métabasaltés d'Ayos Séraphim".....	94
Fig. 44 : Les "Formations chaotiques".....	97

TROISIEME PARTIE

Fig. 45 : Histogrammes de répartition des oxydes majeurs.....	112
Fig. 46A: Variation des oxydes majeurs en fonction de MgO.....	116
Fig. 46B: Variation des oxydes majeurs en fonction de MgO.....	117
Fig. 47 : Courbes paramétriques de Niggli en fonction de sz ...	122
Fig. 48 : Courbes paramétriques de Niggli en fonction de sz ...	123
Fig. 49 : Courbes paramétriques de Niggli en fonction de m	124
Fig. 50 : Diagramme alcalins/silice.....	126
Fig. 51 : Diagramme Al_2O_3/TiO_2	126
Fig. 52 : Diagramme triangulaire $Al_2O_3-Fe_2O_3-MgO$	128
Fig. 53 : Diagramme <i>AFM</i>	130
Fig. 54 : Diagramme de De La Roche et Leterrier.....	132
Fig. 55 : Diagrammes de Miyashiro.....	133
Fig. 56 : Diagramme de Yoder et Tilley.....	140
Fig. 57 : Diagramme triangulaire $Ol'-Ne'-Q'$ d'Irvine et Baragar.....	141

Fig. 58 : Diagramme Al_2O_3/An % <i>normatif</i> d'Irvine et Baragar...	142
Fig. 59 : Diagramme $C.I./An$ % <i>normatif</i> d'Irvine et Baragar....	144
Fig. 60 : Diagramme $Ca SiO_3 - Mg SiO_3 - Fe SiO_3$ d'Hess et Poldervaart.....	152
Fig. 61 : Diagramme triangulaire de Hess.....	154
Fig. 62 : Diagrammes de Le Bas.....	156
Fig. 63 : Diagramme de Kushiro.....	158
Fig. 64 : Diagrammes MnO/Wo et TiO_2/Wo de Fodor, Keil et Bunch.....	159
Fig. 65 : Diagramme des traces de Nockolds et Allen.....	163
Fig. 66 : Diagramme $Al/3 - K/Al/3 - Na$ de De La Roche.....	168
Fig. 67 : Diagramme $Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3)/K - (Na + Ca)$	170
Fig. 68 : Diagramme de Nisbet et Pearce.....	180
Fig. 69 : Diagramme de Garcia.....	182
Fig. 70 : Diagramme de Pearce.....	182

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche I : LE MASSIF DU RODA.

Planche II : L'ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE.

Planche III : LES FOSSILES.

Planche IV : LA SERIE OCCIDENTALE.

Planche V : LA SERIE DU RODA.

Planche VI : MICROPHOTOGRAPHIES.

Planche VII : MICROPHOTOGRAPHIES.

Planche VIII : MICROPHOTOGRAPHIES.

INTRODUCTION

A. CADRE GEOGRAPHIQUE

I. - SITUATION GEOGRAPHIQUE (fig. 1)

Massif du Roda, massif d'Atalanti, tels sont les deux termes qui seront employés dans ce mémoire pour désigner le secteur étudié. Le premier désigne l'édifice montagneux proprement dit, le second fait référence à la charmante bourgade installée au Nord de ce dernier.

Limité en dimensions, une douzaine de kilomètres carrés seulement, le domaine concerné est situé en Grèce continentale, au coeur de la Lo-
cride. Grâce à la route nationale, Athènes n'est distant que de 130 kilo-
mètres, Lamia de 90 kilomètres.

II. - MORPHOLOGIE

Le massif volcanique du Roda se distingue aisément, dans le paysage, des formations sédimentaires qui l'entourent. Il apparaît, observé de la côte, comme le premier chaînon s'élevant au-dessus de la plaine alluviale d'Atalanti qui fait la richesse agricole du lieu (tabac, vignes, coton, céréales, oliveraies). Il s'agit d'un ensemble aux formes relativement émoussées, dénudé, de teinte brunâtre, qui tranche avec les terrains plus escarpés et boisés du Trias supérieur ou cultivés du Néogène.

Du point de vue morphologique, il est possible d'y distinguer deux ensembles séparés par une vallée encaissée qui s'étend d'Ayos Ioannin à la ville d'Atalanti qu'elle contourne :

- d'une part le Roda s. st. : il est orienté WNW-ESE et culmine à 663 m, soit près de 500 m au-dessus de la plaine ; il est entaillé par de profondes vallées qui descendent sensiblement vers le Nord délimitant des crêtes, de même orientation, qui, bien qu'émoussées à grande échelle, présentent des escarpements métriques à décamétriques soulignant la succession des coulées volcaniques ;

- d'autre part, plus à l'Ouest, un petit massif moins élevé (503 m), dont une fraction, en dépression, est couverte par des formations résiduelles et des alluvions récentes à vocation céréalière (d'Ayos Aikaté-rini).

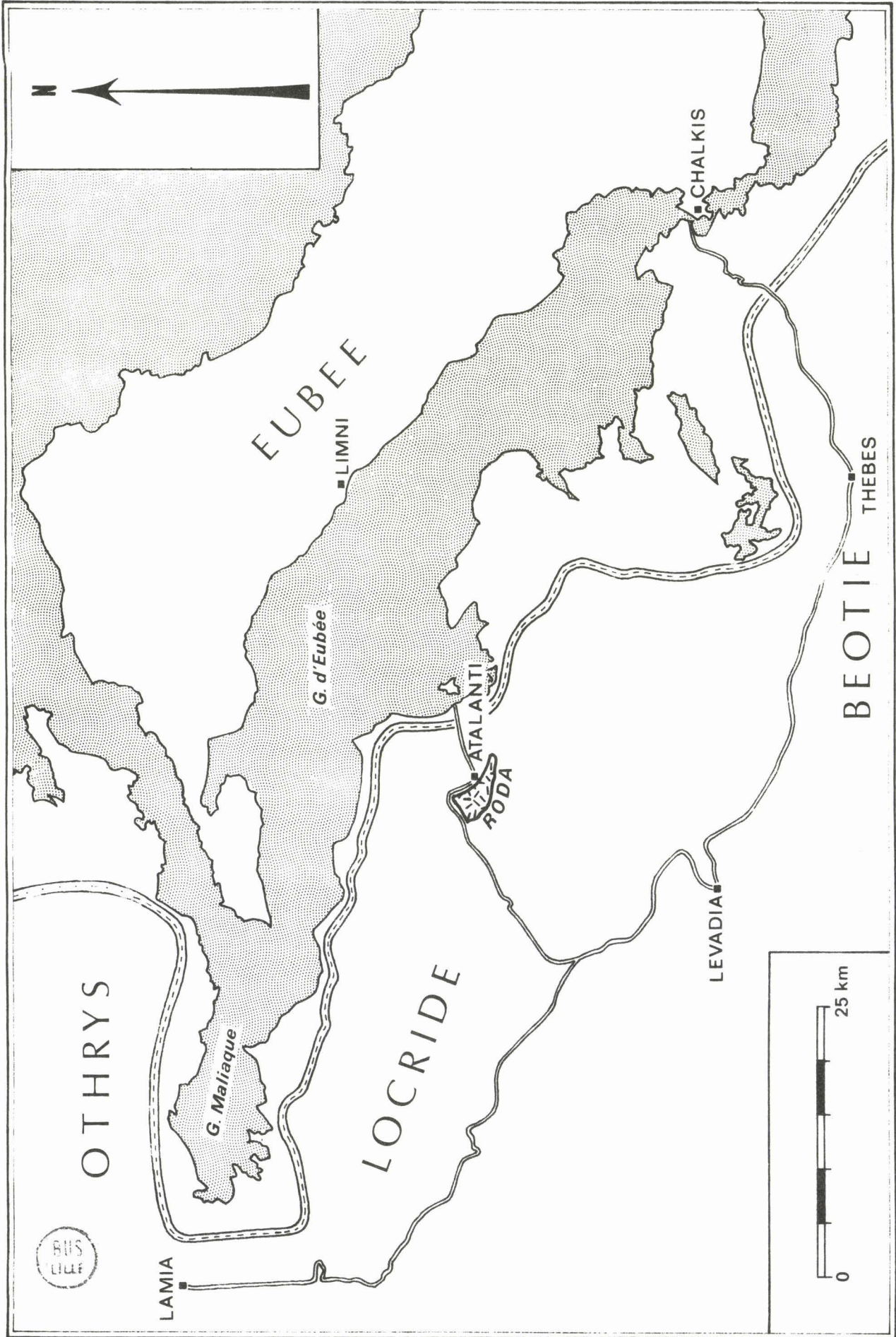


Fig. 1 : Localisation géographique du secteur étudié.

III. - TOPONYMIE (fig. 2)

La figure 2, qui n'est autre qu'une carte topographique simplifiée au 1/50 000, a pour but de situer les lieux géographiques cités dans ce mémoire.

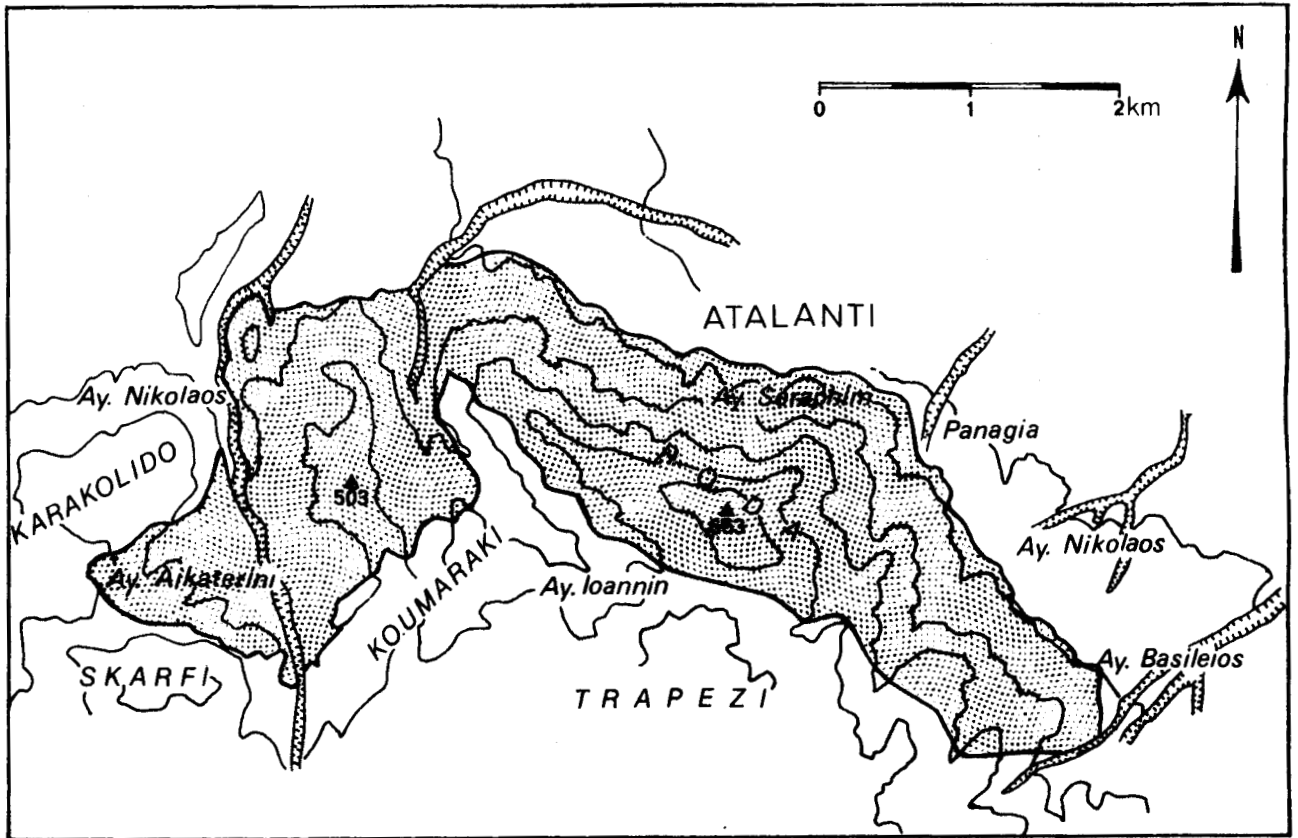


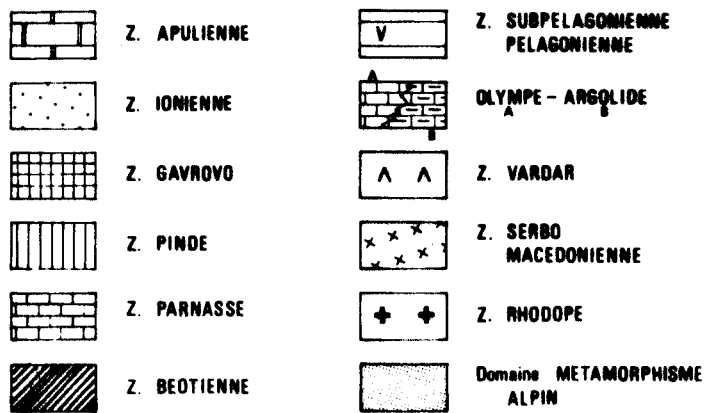
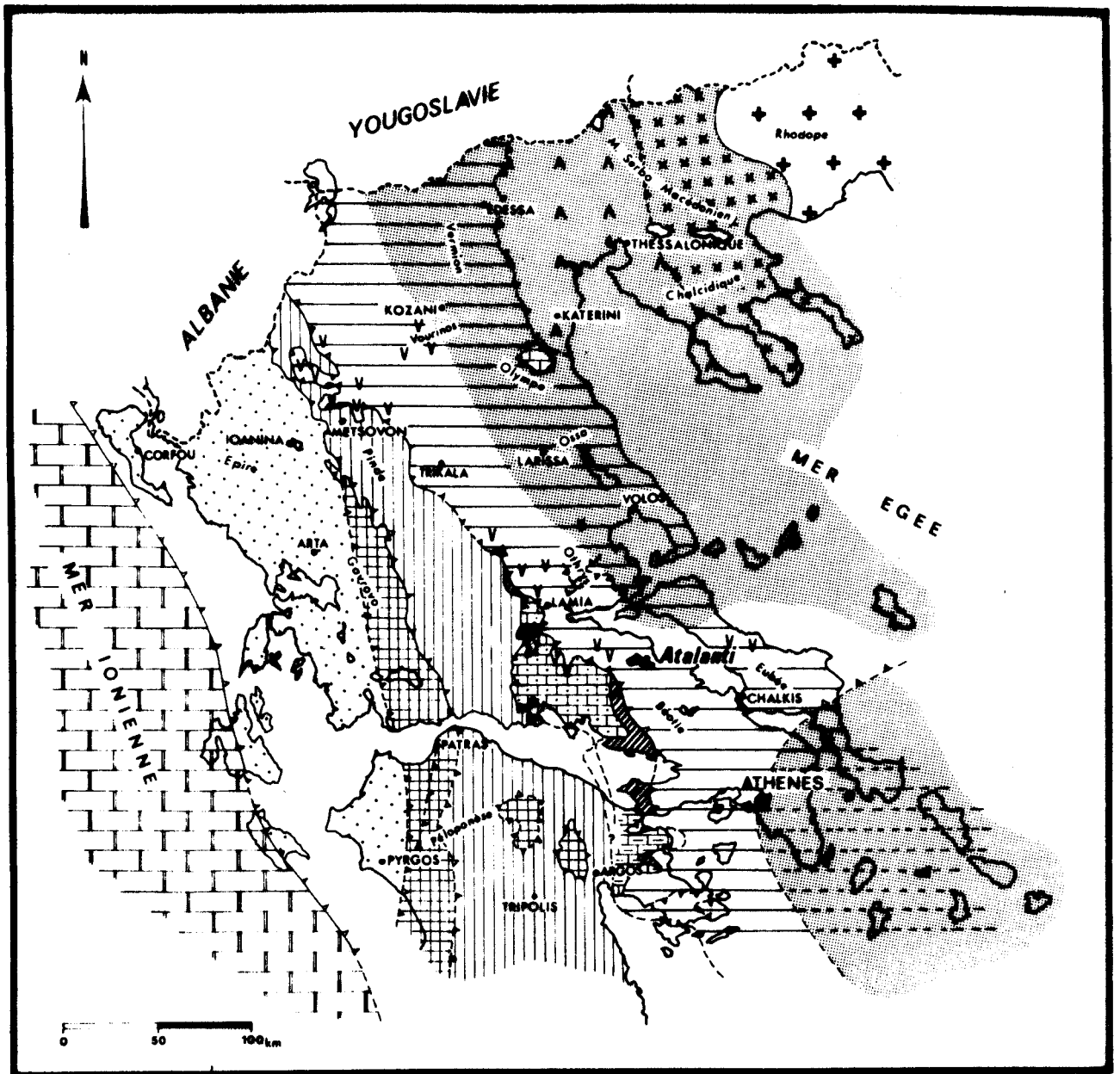
Fig. 2 : Extrait des cartes topographiques utilisées, situation des lieux cités dans le mémoire.

B. CADRE GEOLOGIQUE

I. - PLACE DANS L'EDIFICE HELLENIQUE (fig. 3)

Les premières études géologiques menées en Grèce le furent au siècle dernier. Il fallut cependant attendre PHILIPPSON (1898) puis KOBER (1929, 1931) pour définir l'entité des Hellénides et montrer qu'il s'agit d'une partie originale de l'arc alpin dinaro-taurique.

Depuis, les travaux, les idées se sont multipliés. La première synthèse des Hellénides est due à RENZ (1940). Les Hellénides ont ensuite été



SECTEUR ETUDIE

Fig. 3 : Localisation du secteur étudié au sein des Hellénides.

structurées en un domaine interne et un domaine externe (BRUNN, 1956) puis en une suite de zones isopiques tectoniques sensiblement parallèles, orientées NNW-SSE (AUBOUIN, 1959). Dans le domaine interne, fut ainsi définie une Zone pélagonienne comprise entre celle du Vardar à l'Est (KOSSMAT, 1924 ; MERCIER, 1966) et la Zone subpélagonienne à l'Ouest.

La caractérisation des zones internes fut reprise par CELET et al. (1976). Enfin des observations géologiques récentes ont amené CELET et FERRIERE (1978) à préciser la notion de pélagonien. Ainsi, le concept de Zone isopique pélagonienne est restreint à la période triasico-jurassique, elle englobe alors l'ensemble subpélagonien. Le domaine pélagonien est complexe. Il regroupe les séries caractéristiques de la Zone pélagonienne ainsi que les formations sous et sus-jacentes.

Le massif étudié appartient à la zone précédemment considérée comme subpélagonienne, celle-ci enrichissant, en fait, le Pélagonien.

II. - TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE MASSIF DU RODA

L'édifice volcanique d'Atalanti fut précédemment soit signalé, soit partiellement étudié. Trois domaines ont ainsi été abordés : la cartographie, la paléontologie, la pétrographie.

21) Données cartographiques

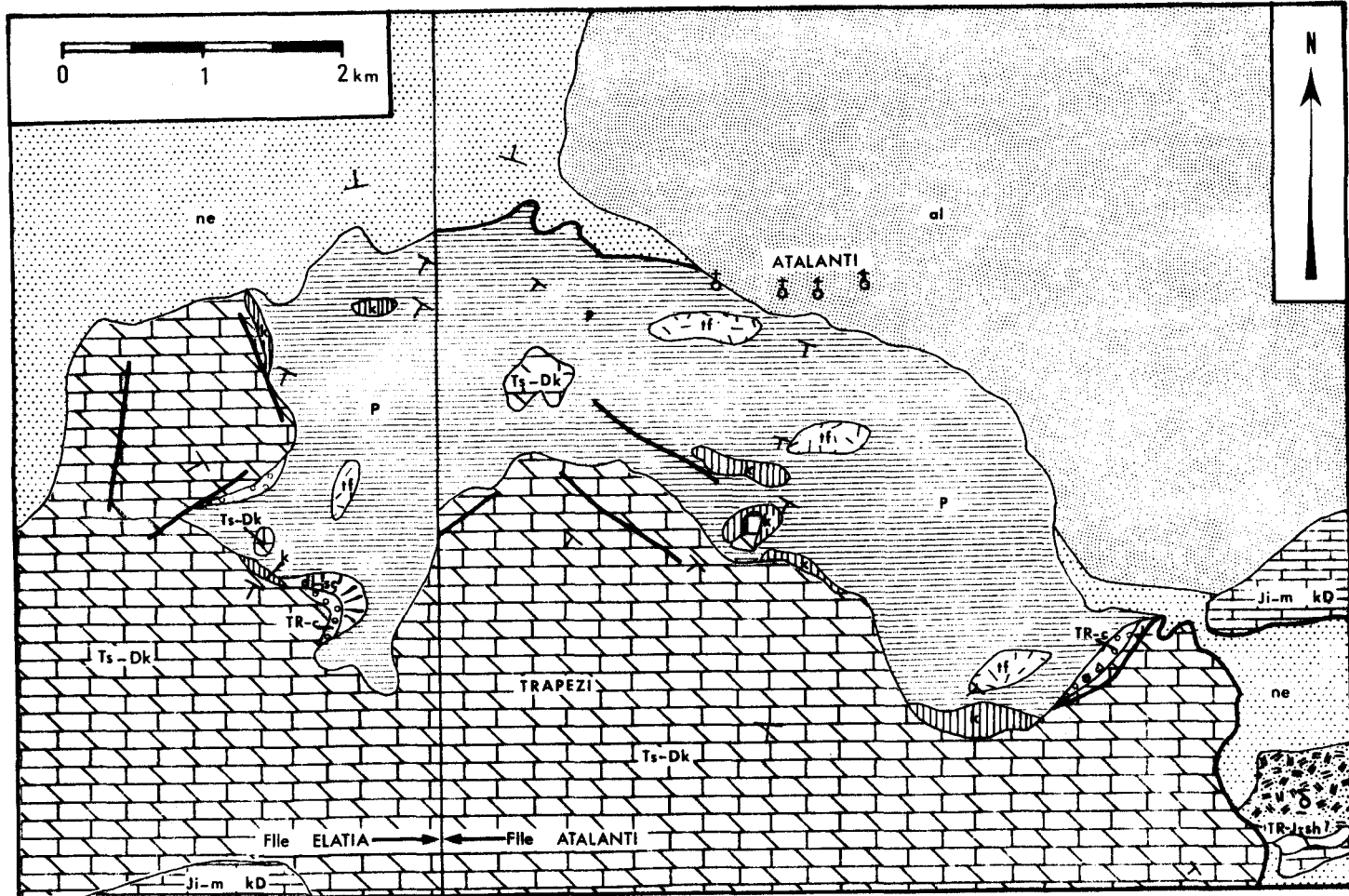
211) Carte géologique de Grèce au 1/500 000

Dès 1955, RENZ, LIATSIKAS et PARASKEVAIDIS, co-auteurs de la carte géologique de Grèce au 1/500 000, mentionnent l'existence du massif d'Atalanti. Ils le notent "S", ce qui correspond, d'après la légende, à des intrusions basiques "prétertiaires" composées de péridotites, serpentines, gabbros et diabases.

212) Carte géologique de Grèce au 1/50 000 (fig. 4)

Le massif étudié est d'autre part représenté sur les feuilles d'Atalanti et d'Elatia de la carte géologique de Grèce au 1/50 000 (MARATOS, 1965 et 1967).

A défaut d'autres données, il est nécessaire de s'en tenir aux légendes des cartes qui indiquent la présence de grauwackes, conglomérats,



- | | | | | | |
|--|---------|---|--|-------|--|
| | al | Quaternaire indifférencié | | Ts-Dk | Trias moyen et supérieur |
| | dl-sc | Talus anciens | | TR-c | Conglomérat de transgression triasique |
| | ne | Néogène indifférencié | | P | Permocarbonifère |
| | Ji-m kD | Jurassique inférieur et moyen:calcaires | | k | calcaires noirs |
| | TR-J-sh | Jurassique inférieur et moyen:schistes | | δ | Diabases dolérites |
| | | | | ff | tufs kératophyriques verts |

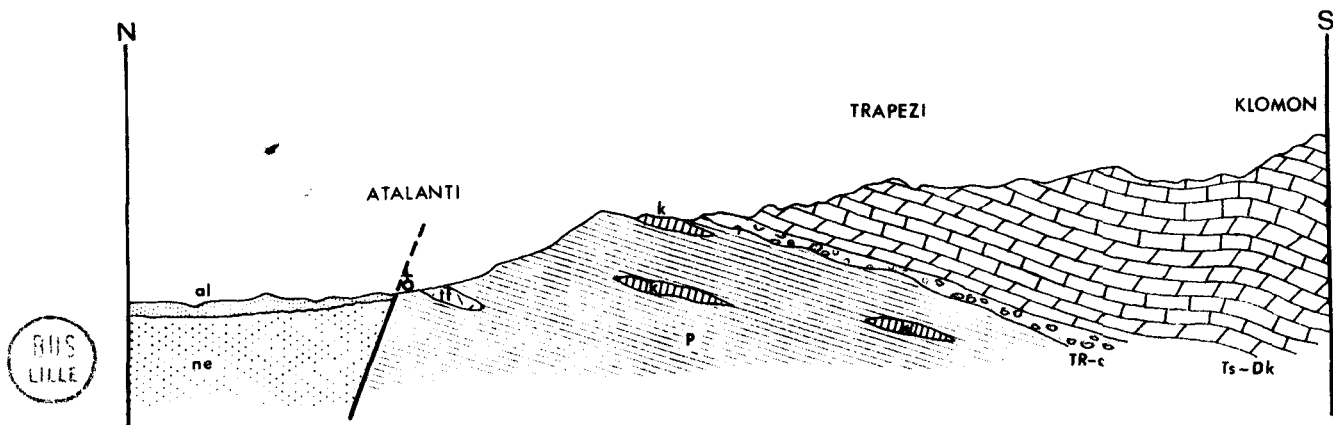


Fig. 4 : Extrait de la carte géologique de Grèce au 1/50 000, feuilles d'Atalanti et d'Elatia (MARATOS - 1965 et 1967).

quartzites, schistes violets et grès marneux dans lesquels s'intercalent des lentilles de tufs, de k ratophyres verts et de calcaires noirs fossilifères. Il apparaît donc que l'auteur en fasse un massif à dominante sédimentaire au sein duquel prennent place des pyroclastites à tendance acide.

MARATOS signale, de plus, la présence dans les calcaires noirs lenticulaires d'une microfaune permo-carbonifère, à savoir :

- *Endothyra* sp.
- *Endothyra* cf. *mosquensis*
- *Archaedisais* sp.
- *Trochamina*
- *Glomospira*
- *Placopsilina*

Il est permis de penser qu'il s'agit là d'une extrapolation des données paléontologiques fournies par la montagne de Knimis peu distante.

MARATOS présente également une coupe d'orientation N-S qui figure en position infra-paginale de la feuille d'Atalanti. Elle montre la transgression du Trias supérieur dolomitique sur les formations plus anciennes, transgression soulign e par un conglomérat triasique (fig. 4).

22) Données paléontologiques

Nous disposons de quelques données paléontologiques qui permettent d'apprécier l'âge de l'édifice.

221) ALBANDAKIS (1968 et 1974)

ALBANDAKIS (1968) signale la présence d'une faune de lamellibranches découverte dans un torrent au SE d'Ayos Ioannin, en un lieu où le Trias supérieur transgressif est en discordance stratigraphique sur des formations consid r es, semble-t-il sans preuve, comme paléozoïques.

Cette faune d termin e par ALLASINAZ se compose de :

- *Septihoermesia joannisaustriae* (KLIPSTEIN)
- *Entolium filosum* (HAUER)
- *Pachycardia rugosa* HAUER
- *Heminajas woehrmanni* WAAGEN
- *Myophoria kefersteini lombardica* WAAGEN
- *Myophoria kefersteini gornensis* VARISCO in PARONA
- *Myophoricardium* sp.

Ces lamellibranches sont datés du Carnien inférieur.

Plus récemment (1974), le même auteur note l'existence, dans les calcaires noirs prélevés à deux kilomètres au Sud d'Atalanti, au voisinage d'Ayos Ioannin, d'une microfaune attribuée à l'Aniso-Ladinien. Y seraient représentées les formes suivantes :

- *Diplopora annulata* (SCHAF)
- *Diplopora annulatissima* PIA
- *Solenopora* sp.

222) G. TERMIER et VERRIEZ (1973)

La faune de lamellibranches décrite par ALBANDAKIS a fait l'objet d'une nouvelle étude qui sera amplement développée en première partie de ce mémoire. Nous nous en tiendrons donc, pour l'instant, aux faits essentiels.

Les analyses statistiques effectuées sur les échantillons récoltés soulignent la parenté évidente de ceux-ci, ainsi deux genres et les espèces correspondantes ont-ils été définis :

- *Atalantia trigonioides* TERMIER et VERRIEZ, nov. gen., nov. sp.
- *Carinocardia atalantiensis* TERMIER et VERRIEZ nov. gen., nov. sp.

Ces nouvelles formes présentent des affinités morphologiques avec les Myophoriidés mais aussi avec les Trigoniidés. Le degré d'évolution de ces lamellibranches permet de leur attribuer un âge carnien inférieur probable.

23) Données pétrographiques

MARATOS (1965-1967) indique, comme cela a été vu précédemment, que des tufs kéraatophyriques s'intercalent dans une série sédimentaire ancienne.

Plus récemment, j'ai montré (1971) que le secteur étudié correspond à un strato-volcan d'âge anté-carnien inférieur. Des niveaux de pyroclastites d'épaisseurs variables alternent avec des laves, dominantes en volume, qui présentent les caractères minéralogiques des spilites. Un premier examen des données chimiques a permis de souligner le caractère basique de ces formations dont la tendance pourrait être calco-alcaline (VERRIEZ, 1976).

C. BUTS DE L'ETUDE

Les buts de l'étude entreprise sont de plusieurs ordres, les deux premiers à valeur locale, le troisième plus général.

I. - HISTOIRE D'UN VOLCAN

En premier lieu, il s'agissait de reconstituer l'histoire d'un volcan, des phénomènes dynamiques dont il fut le siège. De plus, les matériaux émis devaient être analysés des points de vue pétrographique, géochimique et minéralogique.

II. - CARTOGRAPHIE DU MASSIF

L'ensemble a été l'objet d'une cartographie relativement détaillée puisque ce mémoire comporte une carte géologique du Roda et des régions voisines au 1/20 000.

Il est cependant nécessaire de noter que les fonds topographiques utilisés étaient trop peu précis pour permettre une représentation cartographique parfaite des différents faciès décrits. Je ne disposais en effet que des cartes géologiques au 1/50 000 et par conséquent des fonds topographiques correspondants ainsi que des cartes militaires allemandes publiées au 1/100 000 et agrandies, pour la circonstance, à l'échelle voulue.

III. - LE VOLCAN DANS LE CADRE HELLENIQUE

Il y a lieu enfin de replacer le massif dans son cadre hellénique, d'une part en essayant de définir sa signification, d'autre part en le comparant aux phénomènes volcaniques paléozoïques et triasiques connus dans l'arc alpin dinaro-aurique.

PREMIERE PARTIE

ETUDES STRATIGRAPHIQUE, TECTONIQUE
ET RECONSTITUTION DYNAMIQUE
DU MASSIF VOLCANIQUE PERMO-TRIASIQUE D'ATALANTI

CHAPITRE I : ETUDE STRATIGRAPHIQUE

Ce premier chapitre est consacré à la description macroscopique du massif d'Atalanti et des régions voisines. Deux points y sont développés :

- environnement sédimentaire situé autour de l'édifice ;
- analyse stratigraphique du volcan.

A. ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE

Il s'agit de replacer les formations effusives étudiées dans leur contexte sédimentaire. Le massif est, en effet, au contact du Trias supérieur (au Sud et à l'Est), des molasses néogènes (à l'Ouest), des alluvions et formations résiduelles récentes (au Nord et au niveau d'Ayos Aikatérini).

I. - LE TRIAS SUPERIEUR

11) Nature lithologique

Le Roda est situé dans la zone subpélagonienne. Ainsi, le Trias supérieur présente-t-il les caractéristiques observées dans cette zone et fut fréquemment décrit. En Locride, il le fut par RENZ (1955), CELET (1962) et plus récemment par DEGARDIN (1971).

Dans la région d'Atalanti, il est représenté par une épaisse série de dolomies blanches rubanées ou saccharoïdes, parfois pulvérulentes (passage d'accidents cassants). De plus, son aspect est ruiniforme.

12) La transgression triasique

Le Trias supérieur apparaît nettement transgressif dans la partie orientale du Roda. Les caractères des formations correspondantes sont excessivement variables.

121) Le poudingue de transgression (fig. 5)

La première marque de la transgression triasique est un poudingue situé à l'Est d'Ayos Ioannin. Son épaisseur est variable et difficilement déterminable en l'absence de pendage mesurable. Sa puissance maximale peut cependant être évaluée, au Sud d'Ayos Basileios, à près de 300 m.

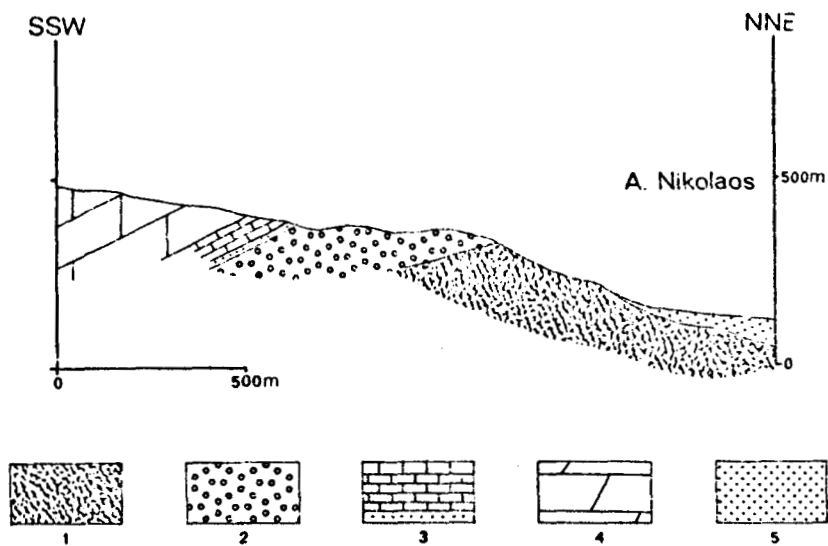


Fig. 5 : Coupe du Roda près d'Ayos Nikolaos montrant la position du poudingue de transgression, de la série détritique fine et des calcaires noirs en plaquettes.

1. Terrains volcaniques indifférenciés.
2. Poudingue de transgression.
3. Série détritique et calcaires noirs.
4. Dolomies triasiques.
5. Alluvions récentes.



Il repose sur plusieurs des formations éruptives sous-jacentes et constitue la preuve d'un démantèlement de l'édifice.

Il s'agit essentiellement d'une accumulation de fragments de roches d'origines volcaniques diverses (laves, filons, pyroclastites) parfaitement roulés. Ces sables et galets ont des dimensions comprises entre le millimètre et 10 cm.

Les études pétrographiques montrent que certains galets renferment des plagioclases de type labrador dont les teneurs en anorthite atteignent, au plus, 53 %.

122) La série détritique fine

Ce poudingue de transgression est surmonté d'une série détritique fine schisto-gréseuse caractérisée par sa grande variabilité latérale.

Ainsi au Sud d'Ayos Nikolaos, dans un fond de torrent, entre les cotes 330 et 350 m, elle présente les caractéristiques suivantes (fig. 6) :

- 15 cm de grès à ciment calcaire
- 15 cm de schistes ;
- 20 cm de microconglomérats ;
- 50 cm de schistes ;
- 1 m de grès grossiers à ciment calcaropélitique ;
- 80 cm de calcaires périto-gréseux, la fraction détritique s'amenuisant progressivement vers le haut de la série.

Notons que le passage entre poudingue et série détritique n'est pas observable en raison des mauvaises conditions d'affleurement.

Les études pétrographiques montrent que ces formations présentent toutes des structures hétérogranulaires, preuve d'un dépôt à valeur locale. Ce fait est souligné par les formes toujours anguleuses des éléments figurés.

Une matrice calcaro-pélitique cryptogranulaire cimente des fragments des formations sous-jacentes : on y trouve un mélange de débris de roches de structures diverses associés à des débris cristallins corrodés et altérés d'olivine, de clinopyroxènes, de feldspaths.

Il faut y ajouter la présence d'esquilles osseuses, de grains de phosphates qui montrent le caractère lagunaire de ces dépôts.

Latéralement, cette série détritique conserve son caractère schisto-gréseux, cependant les études de détail mettent en évidence des variations de faciès.

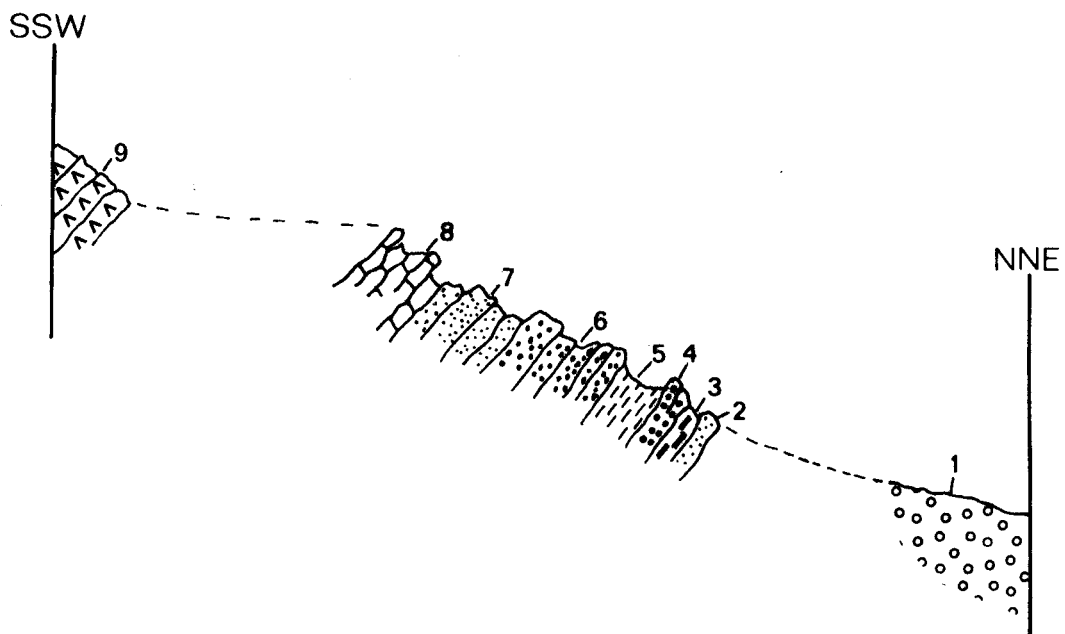


Fig. 6 : La série détritique fine au Sud d'Ayos Nikolaos.

- 1. poudingue ; 2. grès ; 3. schistes ; 4. microconglomérats ;
- 5. schistes ; 6. grès grossiers ; 7. calcaires pélito-gréseux ;
- 8. calcaires noirs ; 9. dolomies.

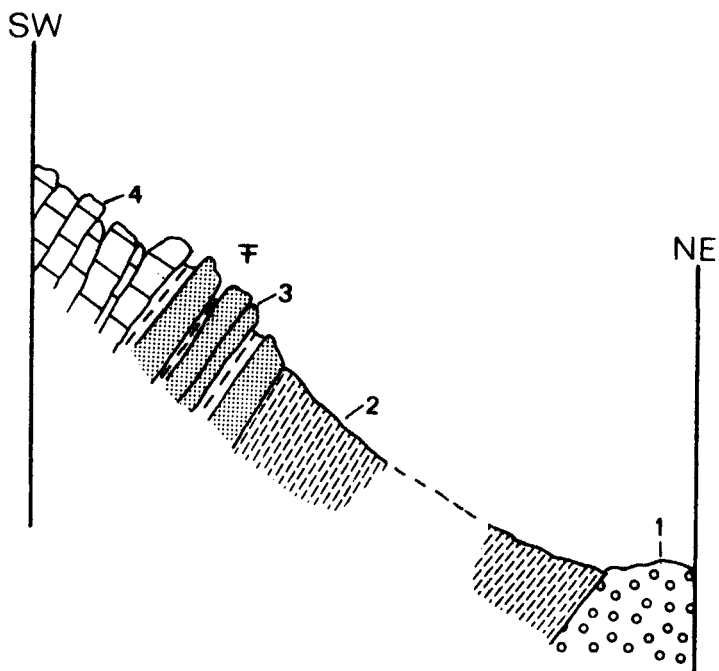


Fig. 7 : La série détritique fine au Sud de Basileios.

- 1. poudingue ; 2. schistes ; 3. grès à intercalations schisteuses ; 4. calcaires noirs.



Au Sud de Basileios, j'ai observé la succession suivante (fig. 7) :

- poudingue ;
- une dizaine de mètres de schistes ;
- 2 m de grès verdâtres à intercalations schisteuses fossilifères.

C'est dans ces formations qu'a été découverte une abondante faune de lamellibranches.

123) La série carbonatée

Une série carbonatée surmonte les formations transgressives sous-jacentes.

Il s'agit de calcaires, puissants d'une cinquantaine de mètres, noirâtres à la base mais passant progressivement aux dolomies blanches précédemment décrites par enrichissement endolomite. Ils se présentent sous forme de bancs bien distincts les uns des autres. Ces bancs sont relativement peu épais puisque les épaisseurs mesurées sont comprises entre 3 et 20 cm. De plus, leur face supérieure est fréquemment recouverte d'oxydes ferriques.

La direction de ces calcaires est conforme à celle des formations effusives du Roda (120° N), par contre leur pendage (SSW 65°) paraît, au niveau d'Ayos Basileios, plus accentué que celui des laves, voire même du poudingue qu'ils recouvrent.

13) Le chevauchement du Trias

Alors qu'à l'Est le Trias supérieur est franchement transgressif, à l'Ouest les dolomies blanches reposent en contact anormal sur les formations sous-jacentes.

131) Partie occidentale du Roda (fig. 8 et 9)

La série de passage est ici particulièrement réduite puisqu'elle ne se compose que de quelques décimètres de calcaires noirs écrasés, schistosés, très tectonisés, qui s'intercalent entre les formations d'origine volcanique et les dolomies carniennes et noriennes.

Ceci est observable à l'Ouest du Roda mais aussi à Ayos Ioannin où il est possible d'observer, de plus, de petits chicots calcaires à valeur

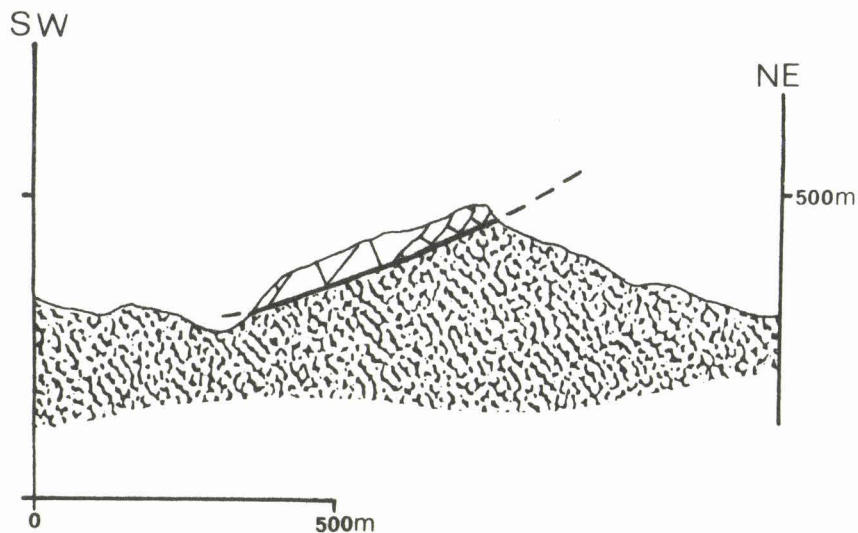


Fig. 8 : Le chevauchement du Trias à 1'W du Roda.

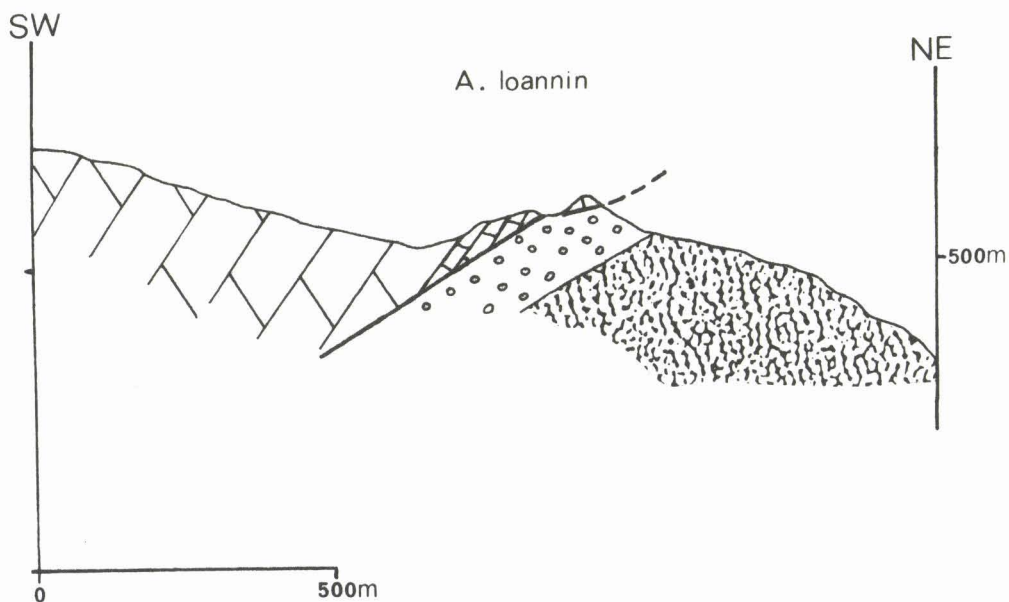
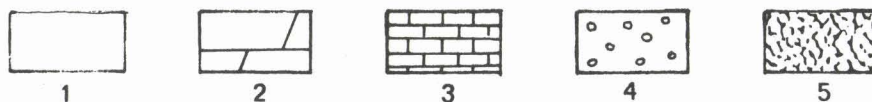


Fig. 9 : Le chevauchement du Trias sur le Roda, près d'Ayos Ioannin.



1. alluvions ; 2. Trias supérieur dolomitique ;
3. calcaires noirs en plaquettes ; 4. poudingue
de transgression ; 5. formations volcaniques indifférenciées.

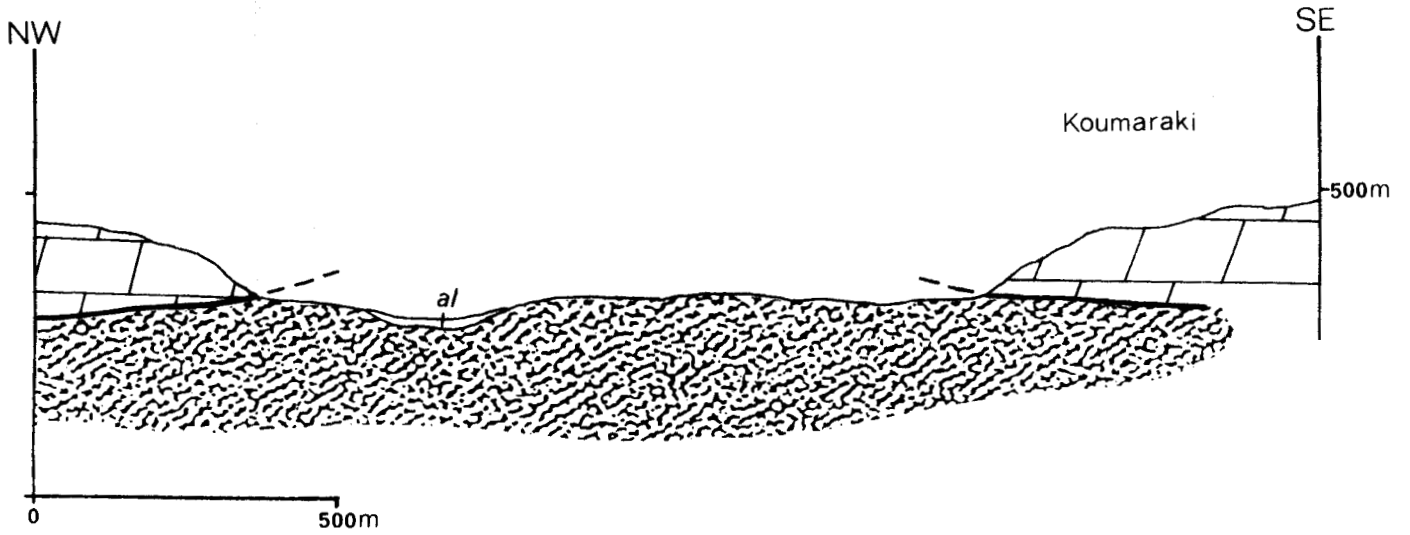


Fig. 10 : Le chevauchement du Trias sur le massif occidental au niveau du mont Koumaraki.

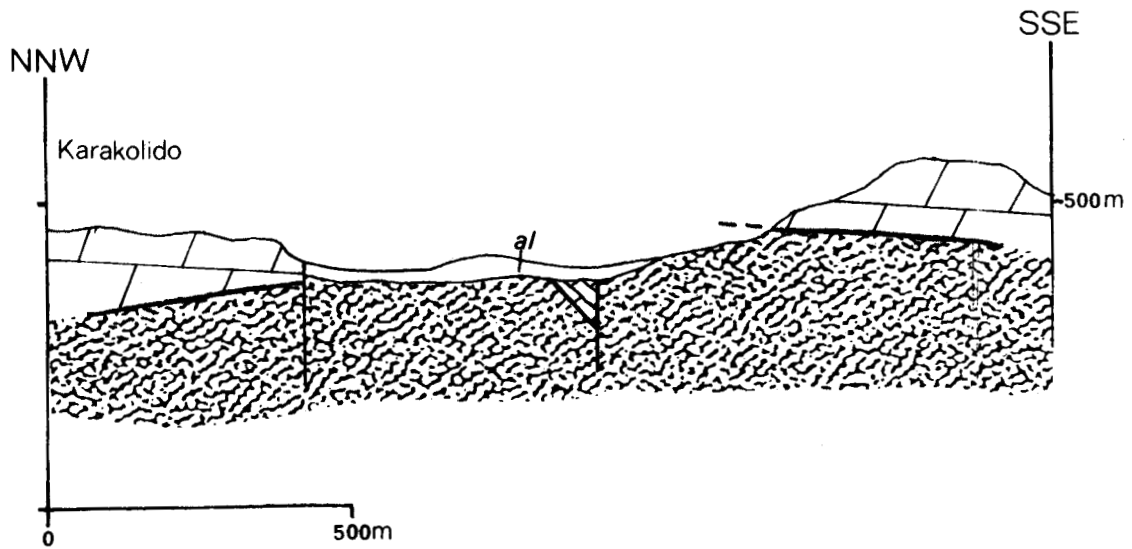


Fig. 11 : Le chevauchement du Trias sur le massif occidental au niveau du mont Karakolido.



de klippe. Notons également que les dolomies sont parfois en contact avec les formations effusives.

132) Massif occidental (fig. 10 et 11)

Dans ce secteur, le Trias supérieur dolomitique chevauche directement les laves et pyroclastites étudiées. C'est le cas des Monts Koumaraki, Skarfi et Karakolido. Il faut toutefois souligner la présence de calcaires observés près d'Ayos Aikatérini, ainsi qu'à 1 km au Nord du point coté 503 m ; dans ces deux cas, les calcaires reposent sur les cinérites constituant la base de la série occidentale.

II. - LES FORMATIONS RECENTES

21) Le Néogène

Le massif étudié est limité au Nord-Ouest par les dépôts néogènes. Il s'agit de molasses tardi-tectoniques transgressives sur les formations effusives. Ce fait est bien observable à 2 km au Nord-Ouest d'Ayos Ioannin, là où l'éruptif est profondément entaillé.

Une matrice calcaro-gréseuse renferme des débris de laves, de pyroclastites de diverses tailles. Ils sont disposés en bancs bien distincts et sont toujours anguleux. Ce fait montre que les apports furent saccadés. Ces molasses ont été l'objet d'une étude palynologique effectuée par DELCOURT.

22) Les alluvions récentes

Au Nord du Roda, les alluvions récentes constituent la plaine d'Atlanti. Il s'agit de terres fines comparables, granulométriquement à des limons, et qui viennent couvrir la base de l'édifice. La limite entre éruptif et alluvions correspond sensiblement à des accidents cassants plus anciens, probablement aux grands effondrements égéens.

III. - AGE DES PHENOMENES VOLCANIQUES

L'âge des formations étudiées est difficilement discernable dans la mesure où seuls les terrains sus-jacents peuvent être datés. En effet, nous n'avons aucune donnée concernant le substratum de l'édifice.

31) Datations antérieures

J'ai indiqué, en introduction, que le massif avait été l'objet de différentes tentatives de datation. MARATOS (1965, 1967) lui attribue un âge permo-carbonifère. Plus tard, ALBANDAKIS (1968) montre que la transgression triasique, signalée précédemment, s'est effectuée au Carnien inférieur.

32) Les bivalves d'Ayos Basileios

La série détritique fine observée au Sud d'Ayos Basileios renferme une abondante faune de lamellibranches. Ils ont été examinés par G. TERMIER.

La population récoltée peut être considérée comme appartenant à un ensemble de Myophoriidés à leur apogée. Sa variabilité n'empêche pas d'y reconnaître toujours "un air de famille". Cette variabilité, sans doute conditionnée par un milieu très changeant, lagunaire, semble d'ailleurs dans le sens évolutif des Myophoriidés.

En dépit des variations de formes observées, les divers échantillons recueillis à Ayos Basileios ne représentent probablement qu'une seule espèce : *Atalantia trigonioïdes* à laquelle il faut ajouter un exemplaire unique rattaché aux *Dicerocardiidae* : *Carinocardia atalantiensis*.

L'espèce la mieux représentée a été l'objet d'une étude approfondie. Elle présente des variations de forme relativement importantes :

- ainsi le crochet est-il opistogyre chez les exemplaires de grande taille, d'allure orthogyre chez les petits individus ;
- ainsi le nombre de carènes accessoires situées en avant de la carène principale est-il variable.

Toutefois, les études statistiques menées sur 17 échantillons montrent que les variations des rapports d/l (d = distance du crochet à la pointe arrière de la coquille ; l = largeur totale de celle-ci) et h/l (hauteur sur largeur) sont faibles. De plus les caractères internes sont constants.

Ces faits prouvent l'unicité de la population étudiée, et bien qu'il s'agisse de genres et d'espèces nouveaux, le degré d'évolution des formes récoltées permet d'attribuer aux formations qui les renferment, et par conséquent à la transgression, un âge carnien probable.

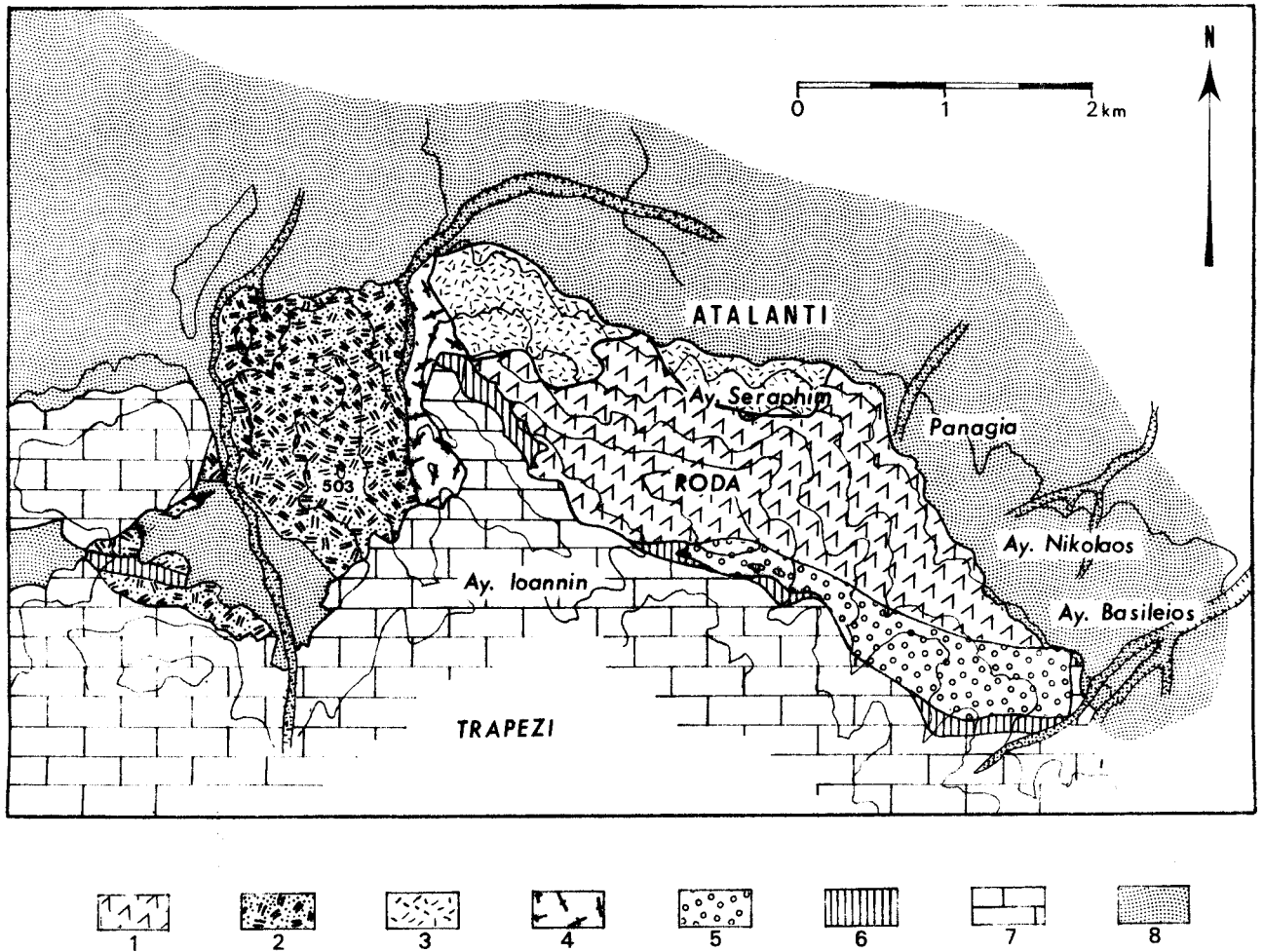


Fig. 12 : Les grands ensembles du massif d'Atalanti.

1. Série du Roda.
2. Série occidentale.
3. Métabasaltés d'Ayos Séraphim.
4. "Formations chaotiques".
5. Poudingue de transgression.
6. Calcaires noirs.
7. Trias supérieur dolomitique.
8. Néogène, alluvions récentes et formations résiduelles.

Il faut de plus noter que l'épaisseur importante des coquilles (jusqu'à 7 mm), la présence dans la gangue de grains de phosphates, ainsi que la variabilité des formes suggèrent un caractère lagunaire des conditions de dépôt.

B. LES GRANDS ENSEMBLES (fig. 12)

Le secteur étudié est caractérisé par sa faible superficie. Il a pu cependant être subdivisé en sous-ensembles possédant leurs caractères propres. Ils se différencient par leur stratigraphie, leur pétrographie et les phénomènes tectoniques dont ils ont été le siège.

Trois ensembles sont ainsi définis :

I. - LE MASSIF OCCIDENTAL

Ce massif correspond à la partie occidentale du secteur d'étude. Il se compose d'une colline culminant à 503 m et d'une dépression où affleurent des formations récentes mais parfois, sous forme de pointements, apparaissent laves et pyroclastites.

II. - LE RODA

Nous y rencontrons une succession de roches d'origines magmatique et d'explosion, remarquable par son homogénéité structurale : les directions sont constantes (120° N) ainsi que le pendage (60° SSW). Le Roda constitue la fraction essentielle de l'édifice volcanique tel qu'il est actuellement observable. Il faut toutefois signaler le cas particulier des laves d'Ayos Seraphim qui apparaissent nettement tardives et n'affleurent qu'au Nord, en bordure de la plaine alluviale.

III. - LES "FORMATIONS CHAOTIQUES"

Il s'agit là de formations très différentes des précédentes. Elles se caractérisent par leur grande hétérogénéité, preuve probable de phénomènes explosifs importants.

IV. - RECONSTITUTION CHRONOLOGIQUE

En raison de la présence des "formations chaotiques", il m'a été impossible d'étudier les rapports structuraux et stratigraphiques existant

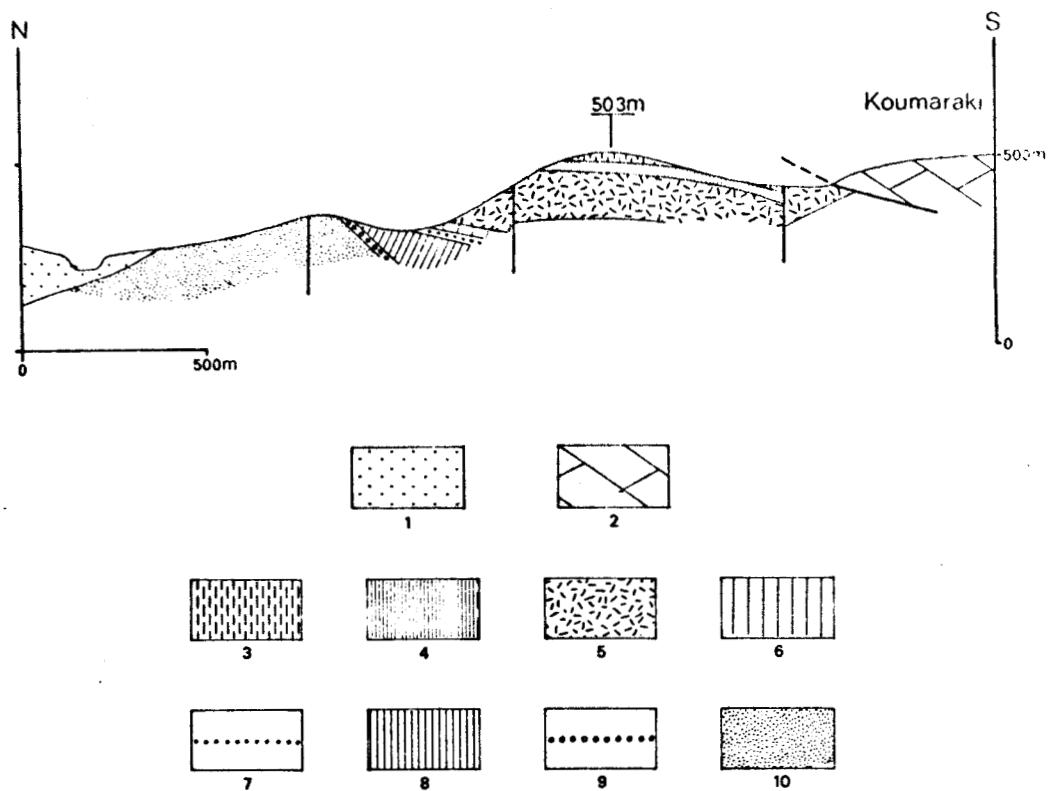


Fig. 13 : Coupe N-S du massif occidental.

1. Néogène.
2. Dolomies triasiques.
3. Tufs feldspathiques.
4. Verre basaltique vacuolaire.
5. Métabasaltes de la série occidentale.
6. Tufs stratifiés.
7. Cinérites supérieures.
8. Brèches de la série occidentale.
9. Tufs oolitiques.
10. Cinérites inférieures.



entre les deux premiers ensembles précédemment définis. Or il apparaît intéressant de les classer dans le temps, en particulier pour entrevoir de possibles évolutions pétrographiques et géochimiques.

J'émetts l'hypothèse que la série occidentale est antérieure à celle du Roda. En effet, les matériaux émis sont à dominante clastique à l'Ouest, lavique à l'Est. Cette hypothèse reflète, en fait, les connaissances que nous avons de la dynamique volcanique. Rien, toutefois, ne permet de l'affirmer avec certitude ; de plus, il n'est pas impossible qu'entre la base supposée (série occidentale) et le sommet (Roda) ne se soient développés des épisodes volcaniques intermédiaires non observables actuellement.

C. LA SERIE OCCIDENTALE

La série occidentale peut être complètement définie sous forme d'une coupe d'orientation N-S qui passe par le point culminant de cette partie du massif.

I. - COUPE N-S PASSANT PAR LE POINT 503 m (fig. 13)

La figure 13 montre du Nord au Sud, soit de la base vers le sommet, les formations suivantes :

11) Série clastique

Une série clastique inférieure s'enfile vers le Nord sous les molasses néogènes. Il est possible de la subdiviser en cinq formations qui se différencient par leur granulométrie, leur texture et leur structure.

111) Cinérites inférieures

Des cinérites verdâtres en cassures fraîches, mais à pâtime jaunâtre, plongent vers le Sud. Elles affleurent sur une surface relativement importante en raison, d'une part de leur épaisseur, d'autre part des multiples failles verticales qui les traversent. Leur puissance est difficilement évaluable car les rejets des accidents cassants n'ont pu être déterminés. Un débit en boules, dû à l'altération, a fréquemment été observé.

Il s'agit essentiellement de formations fines. Toutefois, des niveaux microbréchiques intercalés soulignent la stratification de l'ensemble et montrent de plus l'existence de phases explosives d'intensité plus élevée.

Notons, de plus, la présence, à la surface des cinérites, d'un chicot calcaire à valeur de klippe tectonique.

112) Tufs oolitiques

Les cinérites sous-jacentes sont surmontées de roches d'origine clastique de teinte rougeâtre. Puissantes d'environ 25 m, elles se caractérisent par des variations granulométriques observables à l'échelle décimétrique. La cohésion des différents bancs est variable et dépend, de plus, de la taille des éléments : les niveaux grossiers sont friables alors que les bancs fins sont les plus indurés.

L'étude de ces formations apporte une information particulièrement intéressante. Elles contiennent en effet des "oolites volcaniques". Ce terme, introduit par POULETT-SCROPE (1926) puis repris, entre autres, par BROUSSE (1964), désigne des agglomérats à structure concentrique.

Dans le cas présent, il s'agit d'éléments figurés de forme ovoïde. Ils se composent d'un coeur, de granulométrie voisine de celle de la matrice, entouré d'une pellicule plus fine. Les agents d'érosion atmosphériques mettent d'ailleurs en évidence cette enveloppe qui apparaît nettement en relief sur les roches à l'affleurement. Leurs dimensions sont de l'ordre de 3 à 6,5 mm pour le grand axe, un peu moins pour le petit axe.

D'après les travaux antérieurs, il semble que les oolites volcaniques ne puissent se former que dans l'atmosphère. Le volcan d'Atalanti est donc aérien. De plus, les grands axes des oolites découvertes sont systématiquement parallèles mais font un angle de 45° avec la stratification. Il en résulte qu'on peut émettre l'hypothèse d'un dépôt sur une pente inclinée à 45°.

113) Brèches de la série occidentale

Un ensemble clastique plus puissant (une trentaine de mètres) surmonte les "tufs oolitiques". Il s'agit de formations nettement plus grossières, de nature bréchique.

Ces brèches, de teinte grisâtre, paraissent très consolidées, massives, localement débitées en blocs de dimensions importantes (de l'ordre du mètre).

Les éléments qu'elles renferment sont essentiellement des fragments divers d'origine volcanique fortement cimentés dans une matrice peu abondante.

114) Cinérites supérieures

Viennent ensuite des roches extrêmement cohérentes, à cassure conchoïdale, épaisses d'une vingtaine de mètres.

Il s'agit de formations qui se différencient des faciès précédents par leur teinte violacée mais surtout par leur débit en plaquettes et leur stratification bien marquée.

Il est intéressant de noter que la limite entre les brèches et les cinérites est très peu nette puisque le passage s'effectue sur quelques mètres avec alternance de l'un et l'autre faciès.

115) Tufs stratifiés

L'épisode clastique initial se termine par des tufs puissants de 20 m.

Des bancs moyennement consolidés de tufs et parfois de cinérites s'intercalent dans un ensemble meuble, friable de lapilli. En fait, seuls les niveaux indurés ont fait l'objet d'une étude détaillée.

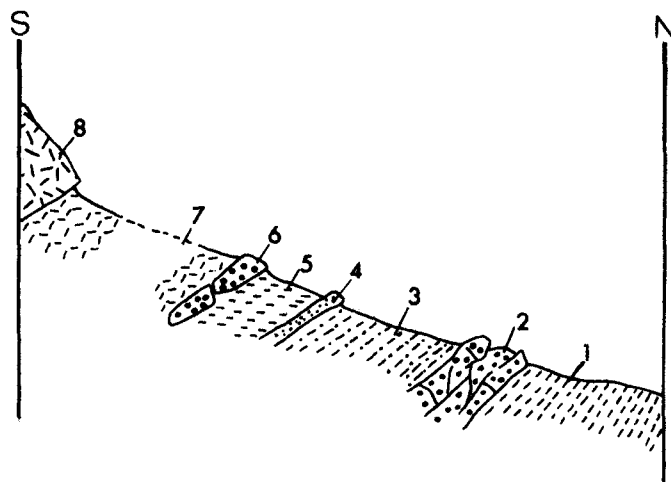


Fig. 14 : Coupe de détail des "tufs stratifiés".

Ces tufs sont bien observables en des lieux dénudés. A titre d'exemple, la figure 14 montre la succession suivante :

- 1 : lapilli ;
- 2 : banc de tufs très diaclasés, 20 cm ;
- 3 : lapilli, 40 cm ;
- 4 : cinérites finement stratifiées, 3 cm ;
- 5 : lapilli, 20 cm ;
- 6 : tufs vacuolaires, 8 cm ;
- 7 : lapilli, 3 m ;
- 8 : laves sus-jacentes.

12) Phase lavique

Une phase lavique relativement réduite, eu égard de l'importance des épisodes clastiques initiaux, lui fait suite. Nous y distinguerons deux faciès.

121) Métabasaltes de la série occidentale

Il s'agit d'une formation lavique puissante d'une cinquantaine de mètres.

Une mésostase très finement cristalline, particulièrement abondante, de teinte gris-foncé, renferme quelques phénocristaux de dimensions millimétriques parmi lesquels sont reconnaissables des feldspaths à allure subrectangulaire ainsi que des ferromagnésiens parfois altérés.

Ces roches apparaissent vacuolaires, les vacuoles pouvant être partiellement ou totalement obstruées.

Il est, de plus, nécessaire de souligner l'hétérogénéité à l'échelle de quelques centimètres qui caractérise cet ensemble.

122) Verre basaltique vacuolaire

Les métabasaltes précédents sont surmontés de formations de faible densité, excessivement vacuolaires, de teinte "rouge brique".

Il s'agit d'un verre à aspect scoriacé au sein duquel s'individualisent de rares baguettes blanchâtres de feldspaths.

Leur épaisseur est variable ; elle est de l'ordre de 3 à 4 m le long de la coupe proposée, mais atteint la trentaine de mètres au voisinage des calcaires triasiques qui affleurent auSE. Par contre, ces scories disparaissent vers l'Ouest.

13) Phase clastique terminale

La série occidentale se termine par des formations verdâtres, très fines par leur grain. Seules les études microscopiques ont montré qu'il s'agissait de tufs.

L'épaisseur observable est de l'ordre de 10 m.

14) Remarques

La série occidentale a été décrite de manière synthétique. De fréquentes reprises sont en effet observables. Elles sont dues à l'existence de plusieurs accidents ainsi une faille d'orientation NE-SW ramène-t-elle à l'affleurement, les metabasaltes de la série occidentale, eux-mêmes surmontés par le Trias dolomitique ; le contact, anormal, étant sensiblement horizontal.

II. - AU VOISINAGE D'AYOS AIKATERINI (fig. 15)

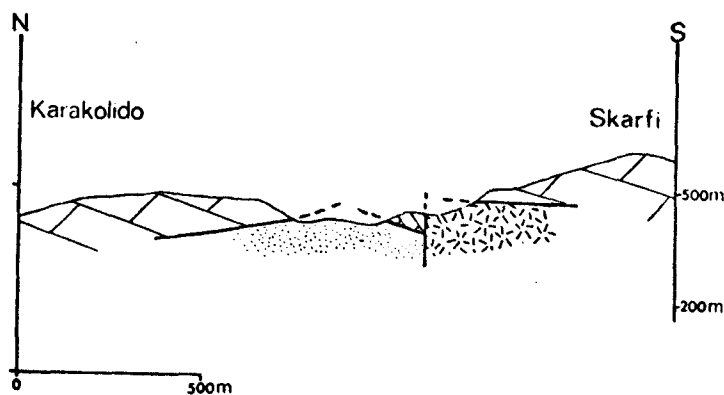


Fig. 15 : La série occidentale au voisinage d'Ayos Aikatérini.

Les figurés sont ceux de la figure 13.

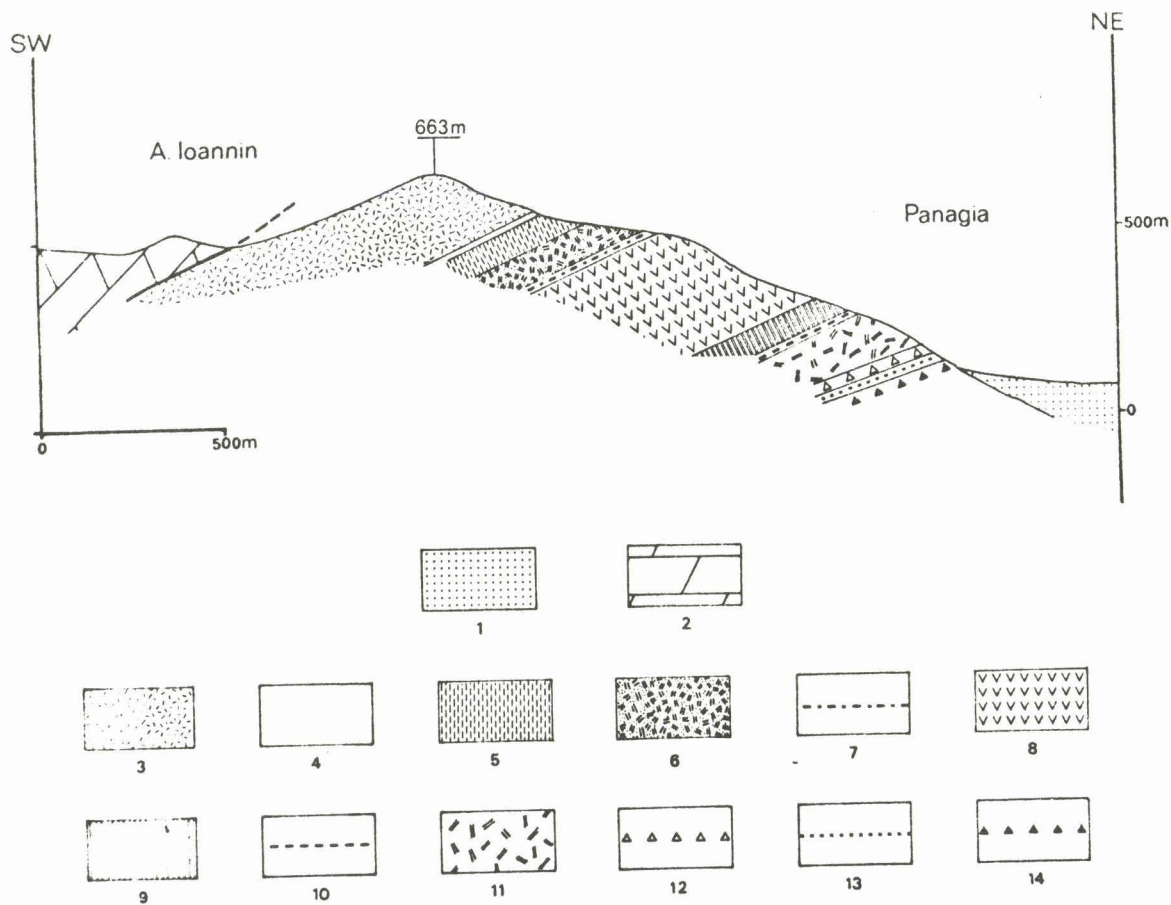


Fig. 16 : Coupe du Roda de Panagia à Ayos Ioannin.

1. Alluvions récentes.
2. Trias supérieur dolomitique.
3. Métabasaltes d'Ayos Ioannin.
4. Cinérites du Roda.
5. Métabasaltes à amygdales blanches.
6. Métabasaltes massifs.
7. Tufs d'Ayos Nikolaos.
8. Métabasaltes amygdalaires.
9. Métabasaltes hyalins.
10. Tufs à billes de verre.
11. Métabasaltes pyroxéniques.
12. Brèches polygéniques supérieures.
13. Tufs pyroxéniques.
14. Brèches polygéniques inférieures.



Vers le Sud, au niveau d'Ayos Aikatérini, le Trias dolomitique de Karakolido et du Skarfi est nettement chevauchant sur une série effusive particulièrement réduite puisque seuls sont présents :

- les cinérites inférieures partiellement couvertes, en contact anormal, par les calcaires noirs précédemment décrits ;

- les metabasaltes de la série occidentale qui s'enfilent sous les dolomies du Skarfi. Le contact entre cinérites et metabasaltes se fait par faille. Celle-ci est orientée E-W.

CONCLUSIONS

Les deux coupes présentées montrent un ensemble volcanique ayant pris naissance, pour la plupart des faciès, par voie explosive. Les laves n'apparaissent en effet qu'à la partie supérieure de l'ensemble. De plus, ce secteur est haché de failles verticales qui provoquent de fréquents redoublements de série.

D. LA SERIE DU RODA

Comme précédemment, la série du Roda a été définie, de manière sensiblement exhaustive, le long d'une coupe NE-SW qui joint le cimetière d'Atalanti à Ayos Ioannin en passant par le point coté 663 m, point culminant du secteur étudié. Il s'agit d'une suite de pyroclastites et de coulées qui plonge régulièrement vers le SSW. J'ai tenté d'y distinguer diverses phases débutant par des pyroclastites et se terminant par des laves.

I. - DU CIMETIERE D'ATALANTI A AYOS IOANNIN (fig. 16)

11) Premier épisode volcanique

Ce premier épisode est à dominante clastique ; les formations rencontrées, au nombre de quatre, étant relativement grossières.

111) Brèches polygéniques inférieures

A proximité du cimetière affleurent des brèches, et ce sur une surface très limitée. Elles sont situées en bordure des formations alluvionnaires de la plaine d'Atalanti qui les recouvrent. Elles apparaissent toutefois au SE d'Atalanti, là où des torrents entaillent les alluvions.

Ces brèches apparaissent excessivement massives, à peine débitées en bancs dont l'épaisseur est de l'ordre du mètre au sein desquels un litage frustré est parfois visible. La puissance observable est de 20 m mais la base de cette formation n'est pas visible.

Il s'agit de roches de teinte variable mais toujours claire qui présentent une texture bréchique polygénique très nette. Les fragments sont tous d'origine volcanique, les dimensions de ces fragments sont très diverses. J'ai pu, en particulier, noter la présence de débris de tufs rouges de tailles centimétriques ; critère qui permet de les distinguer des autres niveaux bréchiques.

Alors que le pendage général de la série est de 60° SSW, celui des formations décrites est de 40° SSW, le contact avec les formations sus-jacentes n'est incliné que de 25° à nouveau vers le SSW. Ce fait suppose un ravinement donc une rémission entre le dépôt des brèches polygéniques et celui des tufs qui leur font suite, d'autant plus qu'à son sommet, un décimètre de poudre blanchâtre suggère une évolution pédologique.

112) Tufs pyroxéniques

Les brèches polygéniques sont surmontées d'une formation dont la puissance n'est pas estimable en raison des mauvaises conditions d'affleurement : elles n'apparaissent en effet que là où existent des excavations récentes (plantation de conifères !). Leur épaisseur paraît toutefois très faible, de l'ordre de quelques mètres. De plus, elle semble extrêmement variable.

Il s'agit d'un mince niveau de roches rougeâtres, très dures, débitées en petits parallépipèdes par un réseau très dense de diaclases.

Les "tufs pyroxéniques" présentent un litage millimétrique à centimétrique dû à une alternance de lits de granulométries différentes mais les éléments figurés sont toujours de petites dimensions. Les niveaux apparaissent d'autant plus clairs qu'ils sont plus grossiers.

113) Brèches polygéniques supérieures

Viennent ensuite une dizaine de mètres de roches verdâtres de texture bréchique très hétérogranulaire puisque si les fragments plus grossiers ont des dimensions de l'ordre du centimètre, les plus fins sont nettement inférieurs au millimètre. De teinte claire, elles ressemblent

beaucoup aux "brèches polygéniques inférieures" mais s'en différencient par l'absence de fragments importants de tufs rougeâtres.

114) Métabasaltes pyroxéniques

Le premier épisode prend fin avec des métabasaltes dont l'épaisseur est d'une cinquantaine de mètres.

Il s'agit de laves débitées en plaquettes de quelques centimètres d'épaisseur dont les surfaces, rugueuses, acquièrent une pâtime jaunâtre.

Au sein d'une mésostase abondante, seuls sont visibles quelques cristaux blanchâtres subrectangulaires ainsi que de nombreux ferromagnésiens ; ces derniers sont bien développés (5 à 6 mm), ils présentent un aspect automorphe mais sont profondément altérés.

Notons, de plus, la présence de rares amygdales de petites tailles.

Les caractères ci-dessus décrits sont généraux mais il me semble nécessaire de souligner une grande hétérogénéité texturale qui suppose des mouvements de l'ensemble lors du refroidissement.

12) Deuxième épisode volcanique

Le deuxième épisode est de tendance nettement lavique mais débute cependant par des formations clastiques.

121) Tufs à bille de verre

La base clastique est limitée en fait à une dizaine de mètres de roches fines, rougeâtres, tuffacées. Elles sont caractérisées, tout comme les "tufs pyroxéniques", par une alternance sensiblement régulière de niveaux de granulométries différentes. La taille des plus gros éléments ne dépasse guère le millimètre.

C'est ce niveau qui, par les décalages observés sur le terrain, m'a permis de mettre en évidence l'existence de failles de faibles rejets (quelques mètres) dont seules les deux plus importantes ont été représentées sur la carte accompagnant ce mémoire. Leurs directions rappellent celles des accidents observés dans le massif occidental.

122) Métabasaltés hyalins

Les "tufs à billes de verre" sont surmontés de laves qui marquent le début des véritables épanchements. Il s'agit de roches foncées, brunâtres, débitées en petits parallélépipèdes dont les cassures naturelles, de nature diaclasique, sont remarquablement planes et présentent un aspect lustré.

Les surfaces, ainsi définies, soulignent l'abondance de la mésotase. Au sein de celle-ci apparaissent de rares feldspaths subautomorphes de tailles millimétriques. Ces laves, toutefois, ont avant tout été reconnues, sur le terrain, par la présence de phénocristaux de pyroxènes sensiblement automorphes et dont les dimensions sont de l'ordre du demi-centimètre. L'altération est nette, surtout sur les cassures naturelles.

Il faut à cela ajouter la présence d'amygdales verdâtres, subsphériques, de tailles variables.

123) Métabasaltés amygdalaires

Les formations sus-jacentes sont très épaisses puisqu'elles atteignent 200 m de puissance. Il s'agit de laves dont l'épaisseur suggère la superposition de plusieurs coulées qui n'ont su, toutefois, être distinguées les unes des autres.

La caractéristique essentielle de cette suite de coulées est la texture amygdalaire qu'elles présentent. Nous y observons, en effet, de grosses amygdales (de l'ordre du centimètre). Celles-ci, amiboïdes de par leurs formes, apparaissent fréquemment en relief et peuvent être aisément extraites de la roche. Il s'agit, après bris, d'éléments verdâtres probablement chloriteux, polycristallins au centre desquels s'individualise parfois une zone blanchâtre feldspathique.

Un débit en "boules aplaties" s'est développé à la partie supérieure de l'ensemble. Il s'agit d'éléments dont le diamètre atteint le mètre mais dont l'épaisseur ne dépasse guère 40 cm. En l'absence de structure concentrique, seuls les phénomènes d'altération peuvent être invoqués pour expliquer ce fait. Ceci confirme la genèse aérienne du volcan étudié.

Ces métabasaltés sont, de plus, caractérisés par la grande fréquence d'enclaves observées à leur base. Il s'agit essentiellement de débris de tufs rougeâtres.

13) Troisième épisode volcanique

Le troisième épisode ressemble au précédent dans le sens où, à des formations clastiques, se superposent deux types de laves.

131) Tufs d'Ayos Nikolaos

Un niveau de pyroclastites de puissance très variable affleure, le long de la coupe proposée, dès l'altitude 280 m. Leur pendage, facilement mesurable, apparaît conforme à celui de l'ensemble de la série.

Il s'agit de tufs dont l'épaisseur est au maximum d'une dizaine de mètres mais n'atteint parfois que la cinquantaine de centimètres.

Ces roches, très dures, ont été intensément diaclasées. Trois familles de cassures déterminent, en effet, de petits blocs parallélépipédiques dont les côtés mesurent environ cinq centimètres.

La stratification est nette, elle est en effet soulignée par des variations de granulométrie ainsi que par des variations de couleur bien que la teinte rouge soit dominante. Ces faits déterminent des lits élémentaires dont l'épaisseur est comprise entre 0,5 et 2 cm ; ils ne sont pas parfaitement plans mais présentent de légères ondulations.

132) Métabasaltes massifs

Suivent des roches caractérisées par leur aspect très massif. Il s'agit de laves assez foncées : une pâte moyennement abondante renferme quelques feldspaths à allure rectangulaire ainsi que des ferromagnésiens, plus nombreux, automorphes et globuleux. Certains échantillons, paraissent, cependant, presque hyalins.

Ces métabasaltes sont légèrement vacuolaires. Les vacuoles sont petites, de formes très irrégulières, et systématiquement remplies de minéraux verdâtres de type chlorite.

133) Métabasaltes à amygdales blanches

Ces nouvelles formations affleurent à partir de l'altitude 520 m. De même teinte que les roches sous-jacentes, elles s'en différencient aisément par la présence de très grosses amygdales blanchâtres qui mesurent 2 voire même 3 cm. Leurs formes sont très régulières, parfois sphériques, plus souvent ovoïdes.

Ces amygdales, de nature feldspathique, sont toujours entourées d'une fine pellicule verdâtre, chloriteuse.

Nous y observons, comme dans le cas des "métabasaltes massifs", une mésostase abondante au sein de laquelle s'individualisent des baguettes de feldspaths ainsi que des cristaux globuleux de pyroxènes.

Les formations considérées apparaissent massives mais j'ai pu localement y distinguer un débit en boules dû à l'altération.

14) Quatrième épisode volcanique

Cet épisode est presque essentiellement lavique puisque seules quelques cinérites se situent à sa base.

141) Cinérites du Roda

Il s'agit de formations clastiques très fines qui n'apparaissent que localement en raison, d'une part, de leur faible épaisseur, d'autre part, des mauvaises conditions d'affleurement. Elles ne sont en effet observables qu'en des lieux où la pente est très faible.

Leur puissance totale est voisine de la dizaine de mètres.

Les "cinérites du Roda" sont des roches brunâtres, extrêmement tendres, voire pulvérulentes ; fait qui permet de les distinguer facilement des formations encaissantes. Le grain très fin, à peine visible à la loupe, n'autorise aucune reconnaissance des éléments figurés qui les composent.

142) Métabasaltes d'Ayos Ioannin

Les dernières formations qui apparaissent le long de la coupe du cimetière d'Atalanti à Ayos Ioannin sont très puissantes, 300 m environ. Il s'agit probablement d'une superposition de coulées mais la constance de leurs propriétés n'a pas permis de les distinguer les unes des autres.

Ces roches, de teinte violette, se composent d'une mésostase moins abondante que dans le cas des métabasaltes cités jusqu'à présent, qui renferme de nombreux feldspaths et ferromagnésiens subautomorphes de tailles moyennes.

La texture apparaît légèrement amygdalaire, les amygdales étant toujours de petites tailles.

Au niveau d'Ayos Ioannin, ces laves sont recouvertes, en contact anormal, par les dolomies blanches triasiques.

15) Cinquième épisode volcanique : les metabasaltes d'Ayos Seraphim
(fig. 17 et 18)

La série du Roda se termine par un épanchement lavique qui se singularise des précédents par sa position structurale. Les metabasaltes d'Ayos Séraphim apparaissent en effet nettement discordantes sur les formations antérieures et ne peuvent donc correspondre qu'à un épisode tardif. Ils s'enfilent vers le Nord sous les alluvions de la plaine d'Atalanti. Le contact avec les formations récentes, sensiblement parallèle à la pente topographique actuelle, plonge vers le NNE (30°).

Leur position suppose une fracturation importante de l'édifice volcanique suivi d'un ravinement limité puis enfin de l'éruption qui leur a donné naissance.

Il s'agit d'un ensemble assez peu puissant : une vingtaine de mètres à Ayos Séraphim, à peine plus à l'extrémité occidentale du massif.

Ces roches sont verdâtres. La mésostase abondante renferme de fins cristaux de feldspaths ainsi que des ferromagnésiens fréquemment altérés. A cela, s'ajoutent quelques varioles, dont certaines, rares, apparaissent calcitiques.

II. - A L'EST DU RODA

La partie orientale du Roda est caractérisée par une disparition progressive des faciès qui viennent d'être cités :

- les alluvions, jusqu'à Ayos Nikolaos, puis les molasses néogènes, masquent en effet, d'Ouest en Est, des formations de plus en plus élevées dans la série ;

- les "metabasaltes massifs" disparaissent en biseau. Les "metabasaltes à amygdales blanches" sont alors au contact direct des "tufs d'Ayos Nikolaos".

CONCLUSIONS

Le Roda est constitué d'un empilement de pyroclastites fréquentes

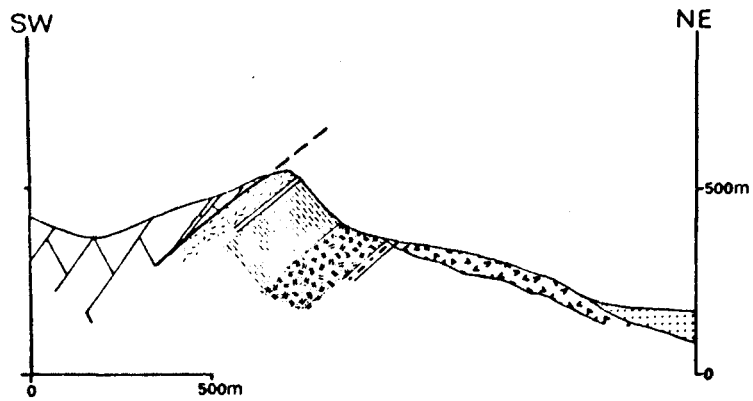


Fig. 17 : Coupe du Roda montrant la position des "métabasaltites d'Ayos Séraphim".

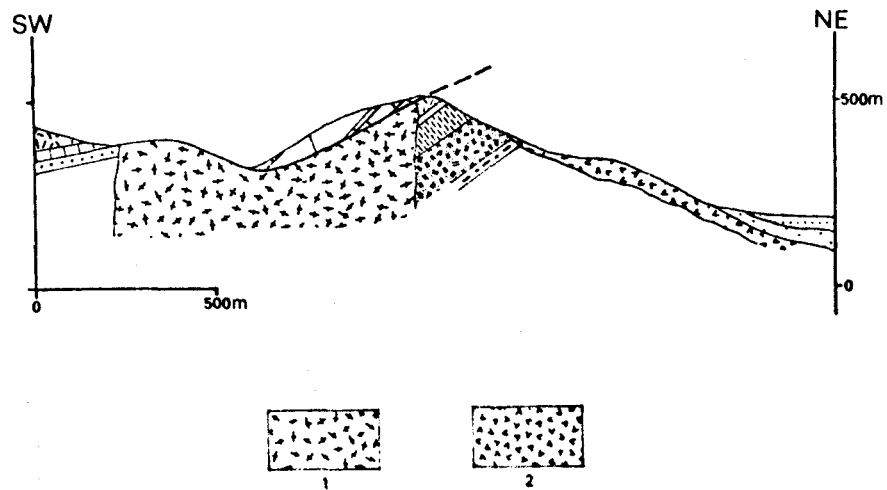


Fig. 18 : Coupe de la partie occidentale du Roda montrant la position des "formations chaotiques" et des "métabasaltites d'Ayos Séraphim".

1. Formations chaotiques.
2. Métabasaltites d'Ayos Séraphim.

Les figurés sont ceux des figures 13 et 16.



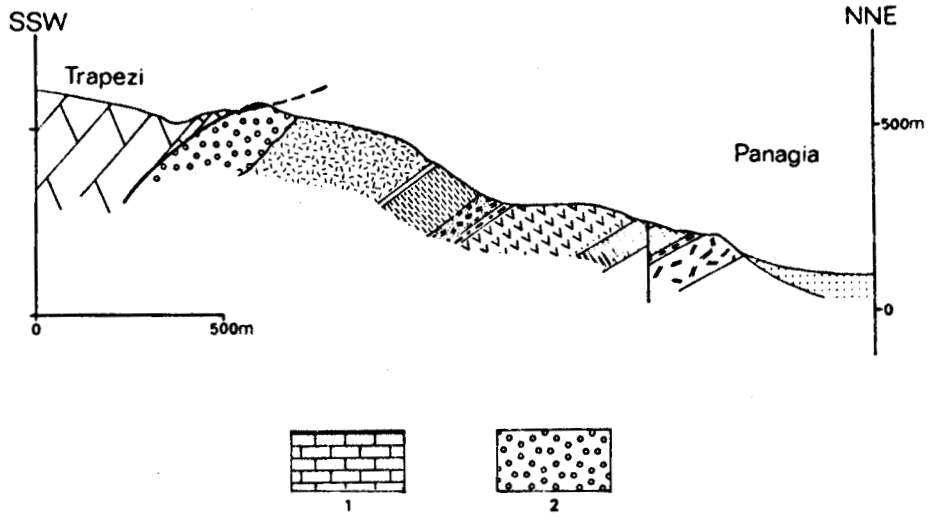


Fig. 19 : Evolution vers l'Est de la série du Roda.

1. Calcaires noirs en plaquettes.
2. Poudingue de transgression.

Les figurés sont ceux de la figure 16.



mais peu épaisses et de laves nettement dominantes, d'autant plus abondantes que l'on s'élève dans la série. Il s'y ajoute les metabasaltes d'Ayos Séraphim caractérisés par leur position singulière. L'ensemble disparaît, vers le Sud, sous le Trias dolomitique.

E. LES "FORMATIONS CHAOTIQUES"

Il faut, pour terminer, envisager le cas des "formations chaotiques".

I. - SITUATION DES "FORMATIONS CHAOTIQUES" (voir fig. 12)

Elles affleurent dans la profonde vallée qui entaille le secteur étudié en séparant le Roda du massif occidental. Il est possible de les observer dès l'altitude 300 m et ce jusqu'au pont de pierre qui enjambe la vallée.

Leur position singulière a pour effet de rendre totalement indépendantes les séries des sous-ensembles décrites ci-dessus. Leur présence n'a donc pas permis l'étude des rapports stratigraphiques et structuraux existant entre série occidentale et série du Roda.

II. - NATURE PETROGRAPHIQUE

Ces formations apparaissent extrêmement hétérogènes. Il s'agit en fait d'une juxtaposition de blocs souvent anguleux, de dimensions décimétriques ou métriques, au sein desquels ont pu être distinguées des laves et des roches clastiques diverses appartenant à la plupart des faciès pétrographiques du secteur étudié. Il s'agit donc là d'une masse très importante de brèches volcaniques polygéniques et fortement hétérogranulaires qui n'ont pu prendre naissance que lors d'une très forte explosion provoquant un démantèlement de l'édifice volcanique.

Il faut, de plus, signaler l'existence de deux affleurements, restreints de par leurs dimensions, d'un verre vacuolaire rougeâtre qui semble cimenter, très localement, les fragments de roches préexistantes.

Ce verre est léger, très friable, voire même pulvérulent en surface. Des vésicules ainsi que de nombreux filonnets sont remplis de calcite.

CONCLUSIONS

L'étude stratigraphique de l'édifice volcanique d'Atalanti a mis en évidence deux séries distinctes composées d'une superposition de pyroclastites et de laves. La série occidentale est riche en pyroclastites alors que les coulées sont dominantes dans le massif du Roda. A cela s'ajoutent les "métabasaltes d'Ayos Séraphim" et les "formations chaotiques".

Le socle n'est pas connu par contre le massif est recouvert, en transgression, dès le Carnien inférieur. Les dolomies triasiques sont chevauchantes dans la partie occidentale du secteur étudié.

CHAPITRE II : ETUDE TECTONIQUE

Le secteur étudié est très réduit en dimensions. Le chapitre tectonique de ce mémoire est, de ce fait, très limité. Nous distinguerons toutefois des événements tectoniques anciens, une phase tangentielle et une tectonique récente d'âge plio-quaternaire.

A. *TECTONIQUE SYN ET TARDI-VOLCANIQUE*

Des accidents cassants syn-volcaniques ont été mis en évidence. Ils correspondent à la mise en place des "métabasaltes d'Ayos Séraphim" et à celle des "formations chaotiques". Leur signification sera examinée au chapitre III.

A cela s'ajoute une série de failles verticales ou subverticales qui affectent uniquement les formations volcaniques. Elles ont été observées dans le massif occidental, là où l'abondance de fins niveaux de cinérites, tufs et brèches permet de les mettre en évidence en dépit de leur faible rejet.

J'ai pu distinguer une première faille d'orientation NNW-SSE recoupée par un ensemble de cassures transversales, principales ou satellites, de directions comprises entre E-W et ESE-WNW. Un accident unique orienté NE-SW la recoupe également.

Dans le Roda, à proximité de Panagia, soit à la base de la série, deux cassures de même type ont été observées. Leurs rejets sont faibles -quelques mètres- et leurs directions rappellent celles du massif occidental.

Ces failles verticales sont anté-Trias supérieur mais il semble que certaines d'entre elles aient pu rejouer après la mise en place des dolomies triasiques, tout au moins au niveau d'Ayos Aikatérini.

B. *TECTONIQUE ALPINE ET MISE EN PLACE DU TRIAS*

Le secteur étudié n'a été que peu affecté par la tectonique alpine. Ce fait peut s'expliquer par la puissance et la rigidité qui composent le massif et qui tranchent avec les propriétés des terrains sédimentaires encaissants. Toutefois, les pendages observés paraissent très accentués surtout lorsqu'on les compare à l'angle que font les "oolites volcaniques", initialement verticales, avec la stratification.

Il faut donc supposer que lors des phases tangentielles alpines, jurassique-éocène et paléocène-éocène, l'ensemble ait basculé vers le Sud en même temps que la série sédimentaire qui constitue le flanc Nord du vaste synclinal d'Exarchos mis en évidence par DEGARDIN (1971).

D'autre part, le Trias supérieur apparaît nettement chevauchant à l'Ouest d'Ayos Ioannin. Le contact plonge vers le SSW d'environ 30°. Par contre, plus au Sud, au niveau des monts Koumaraki, Skarfi et Karakolido, il est sensiblement horizontal. L'ampleur de cet accident majeur est difficile à évaluer mais doit cependant être suffisamment faible pour que les dolomies soient, au Sud d'Ayos Basileios et d'Ayos Nikolaos, transgressives sur les terrains volcaniques étudiés.

C. NEOTECTONIQUE

Le massif volcanique est situé en bordure du canal d'Atalanti. Or PHILIP (1974) et MERCIER (1976) y notent trois phases tectoniques récentes :

- la première, en extension, de direction N 120°, d'âge pliocène ;
- la deuxième, en compression, de direction N 155°, d'âge quaternaire ancien ;
- la troisième, en extension, de direction N 160°, d'âge quaternaire post-Tchaudien et anté-Mindel-Riss.

Les effets de ces phases de déformation n'ont pas été observés au sein des roches volcaniques à l'affleurement. Elles ont cependant probablement contribué à l'effondrement de la partie septentrionale de l'édifice.

Il est, de plus, intéressant de noter les similitudes de direction existant entre, d'une part, les accidents syn et tardi-volcaniques, d'autre part, les failles récentes.

CONCLUSIONS

Les propriétés physiques des formations rencontrées conditionnent directement les déformations subies par le massif. La tectonique se limite donc à des failles verticales particulièrement dans les lieux riches en pyroclastites. L'ensemble a basculé vers le Sud. Quant au décollement des dolomies et parfois des calcaires, il résulte probablement d'une différence de compétence entre roches volcaniques et terrains sédimentaires sus-jacents.

CHAPITRE III : CONSIDERATIONS DYNAMIQUES

Le volcan étudié correspond à une alternance sensiblement régulière de laves et de pyroclastites. A partir des observations effectuées sur le terrain, j'ai tenté de reconstituer l'histoire du massif volcanique d'Atlanti. Les observations étant cependant insuffisantes, j'ai été amené à retenir quelques principes.

Les postulats sont les suivants :

- les formations clastiques correspondent aux phases d'activité réduite des phénomènes volcaniques ;
- les pyroclastites précèdent les paroxysmes, à savoir les émissions de lave ;
- la série occidentale est probablement antérieure à celle du Roda.

A. GENESE DE L'EDIFICE VOLCANIQUE (fig. 20 a et b)

L'histoire de l'édifice débute par d'importants et longs épisodes de caractère explosif qui ont contribué à la constitution de l'épaisse série de cinérites, tufs et brèches du massif occidental (fig. 20 a).

Il ne s'agit toutefois que des premiers dépôts observables car rien ne permet d'affirmer que les "cinérites inférieures" soient les plus anciennes formations d'origine volcanique de ce secteur ; leur base n'est, en effet, pas visible. Cette partie est très intéressante en raison de la présence d'"oolites" qui soulignent le caractère aérien de l'ensemble.

Des épanchements de lave leur font suite. Ils donnent naissance, tout d'abord, à des metabasaltes, puis à un "verre vacuolaire" rouge, peu épais, sporadique. Ce dernier, très riche en gaz, s'est refroidi rapidement en prenant un aspect scoriacé assez caractéristique. Il précède une phase clastique terminale peu puissante.

Les faciès du Roda s. st. seraient apparus plus tardivement après, peut-être, des phénomènes intermédiaires non visibles actuellement (fig. 20 b).

Il est possible, dans cette partie du massif, de définir quatre épisodes initiaux débutant par des pyroclastites et se terminant par des laves. Ils pourraient être interrompus par des époques de non activité

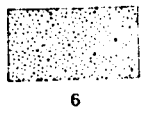
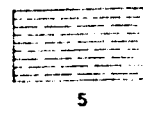
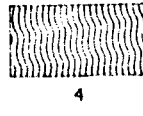
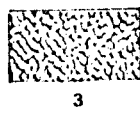
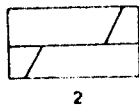
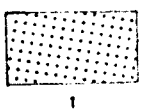
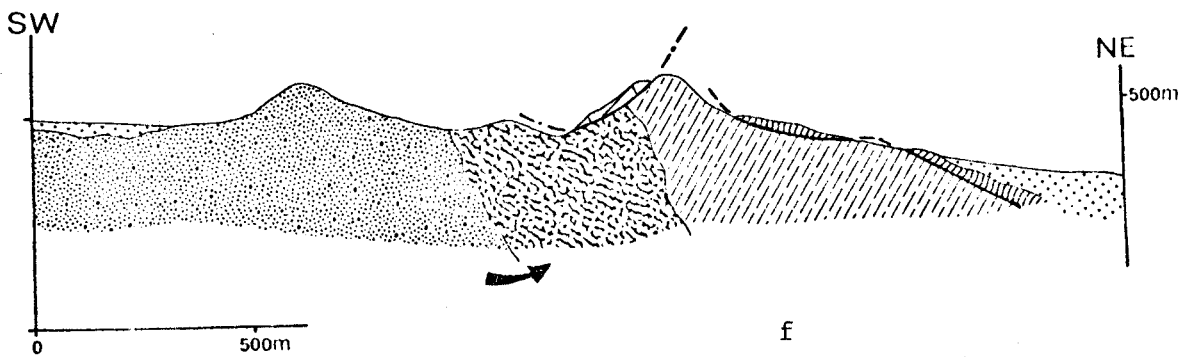
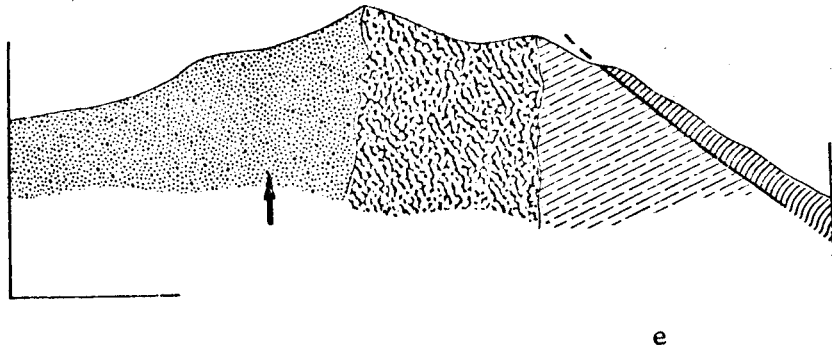
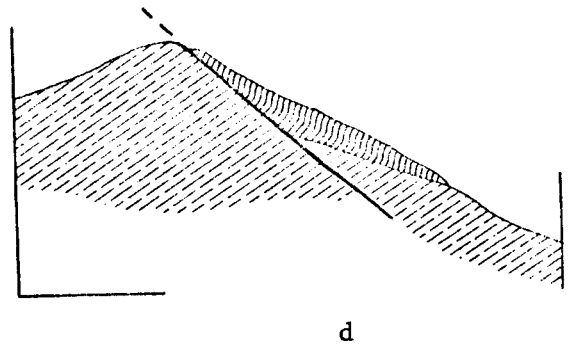
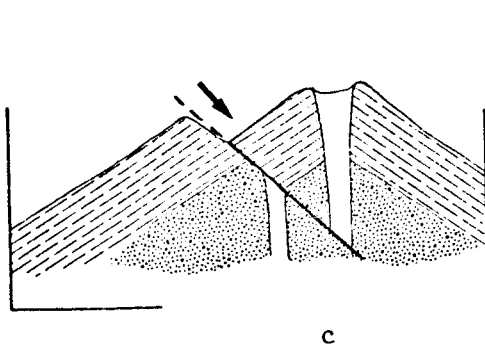
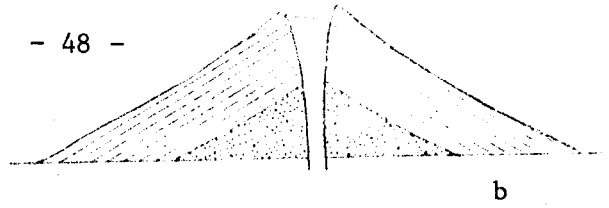


Fig. 20 : Tentative de reconstitution de la dynamique du volcan d'Atalanti.

1. alluvions ; 2. Trias supérieur ; 3. "Formations chaotiques" ;
4. "Métabasaites d'Ayos Séraphim" ; 5. Série du Roda ; 6. Série occidentale.

comme le montrent le ravinement et la probable évolution pédogénétique observés au toit des brèches polygéniques.

Les laves apparaissent toujours très épaisses, et ce, d'autant plus que l'on s'élève dans la série. Elles ne peuvent donc provenir que d'une superposition de coulées de moindre puissance qui n'ont pu être distinguées les unes des autres en raison de la constance de leurs caractères pétrographiques.

B. FORMATION D'UNE CALDERA (fig. 20 c et d)

L'histoire se poursuit par l'apparition d'une structure de type caldera. Il faut pour cela supposer un effondrement des parties sommitale et septentrionale de l'édifice qui glissent le long d'une importante faille listrique inclinée vers le Nord (fig. 20 c).

Le volume des laves émises précédemment est grand. Il en résulte que la cause probable de la rupture est la vidange du réservoir magmatique. Toutefois, la région étant instable, l'intervention de phénomènes tectoniques ne doit aucunement être exclue.

Alors que le compartiment septentrional est actuellement caché par les molasses néogènes et les alluvions récentes de la plaine d'Atalanti, la faille listrique est apparente puisqu'elle a été partiellement occultée par les "métabasaltés d'Ayos Séraphim" que nous avons jusqu'à présent rattachés à la série du Roda en raison de leur situation géographique et la similitude qu'ils présentent, du point de vue pétrographique, avec les "métabasaltés d'Ayos Ioannin" (fig. 20 d).

Le lieu d'émission de ces laves n'est pas connu. On peut cependant supposer que leur mise en place s'est faite au niveau de la faille.

C. EXPLOSION LATÉRALE (fig. 20 e)

Les dernières roches d'origine volcanique rencontrées sont les "formations chaotiques" qui recoupent les précédentes. Leur aspect suggère que la mise en place s'est réalisée lors d'une phase explosive paroxysmale. Une explosion, latérale, extrêmement puissante, a eu pour effet de disloquer le flanc sud de la caldera, de provoquer une remontée relative et un basculement de la série occidentale ainsi que de contribuer à l'apparition de brèches -blocs de laves et pyroclastites préexistantes- très localement cimentées par un verre volcanique.

D. EVOLUTION POST-VOLCANIQUE (fig. 20 f)

Les phénomènes volcaniques ayant pris fin, le secteur étudié a évolué lors des phases alpines. Cette évolution est cependant limitée à la transgression carnienne, au décollement du Trias dolomitique et aux dépôts des formations récentes : molasses et alluvions.

CONCLUSION

Cette tentative de reconstitution du dynamisme du volcan étudié tient compte des faits observés mais est cependant hypothétique. Elle tend à montrer que le massif volcanique d'Atalanti présente une évolution classique de strato-volcan, à savoir : édification de l'édifice précédant un stade de caldera puis une phase d'explosions latérales.

CONCLUSIONS DES ETUDES STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

Les principales conclusions qui se dégagent des études stratigraphique, tectonique et dynamique du volcanisme de la région d'Atalanti sont les suivantes :

1. Le massif étudié est essentiellement d'origine volcanique. Deux séries distinctes ont été mises en évidence mais il n'est pas possible de les corréler.

2. Les terrains sédimentaires transgressifs ont permis la datation des émissions volcaniques : elles sont anté-Carnien inférieur. Les dolomies triasiques sont chevauchantes.

3. Le massif volcanique a été peu déformé ; il s'est comporté en tant que bloc très rigide.

4. L'édifice est de type strato-volcan. Son histoire est complexe avec passage par un stade de caldera suivi d'une phase latérale explosive.

DEUXIEME PARTIE

ETUDE PETROGRAPHIQUE
DU MASSIF VOLCANIQUE PERMO-TRIASIQUE D'ATALANTI

INTRODUCTION

L'étude pétrographique des roches d'Atalanti mérite deux remarques préalables.

La première concerne le terme de metabasalte utilisé pour définir les laves qui avaient initialement (VERRIEZ, 1976) été qualifiées de spilites. Les études menées depuis ont en effet montré que nous sommes en présence de roches basaltiques anciennes très transformées.

La seconde est relative aux différents types de pyroclastites désignés par les termes de brèches, tufs et cinérites. En fait, en raison de la finesse constante du grain de ces formations au sein du massif, et pour plus de compréhension, j'ai été amené à employer une échelle granulométrique différente de celle utilisée généralement. Ainsi, les plus gros éléments des brèches se mesurent en centimètres, ceux des tufs ont des tailles millimétriques. Quant aux cendres ou cinérites, elles sont constituées de fragments de dimensions très inférieures au millimètre.

CHAPITRE I : LA SERIE OCCIDENTALE

Ce premier chapitre est consacré à la description microscopique des roches de la série occidentale. Le plan adopté est le même que celui de la première partie à savoir que nous décrirons successivement les formations de la phase clastique initiale, puis les laves, enfin les tufs de l'épisode terminal.

A. LA PHASE CLASTIQUE INITIALE

I. - CINERITES INFERIEURES (fig. 21 a et b)

Les "cinérites inférieures", situées à la base de la série occidentale, correspondent, si l'hypothétique chronologie proposée se révèle vraie, aux premières formations volcaniques observables. Toutefois, la nature des éléments rencontrés, fragments de cristaux et de laves, montre qu'elles ne constituent pas le volcanisme initial de la région.

Il s'agit de roches poreuses, clastiques, très fines dont la structure hétérogranulaire est évidente.

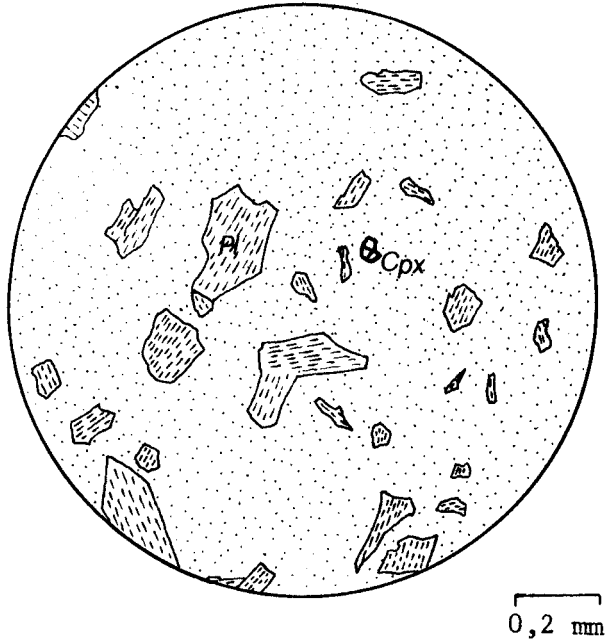
Une matrice cryptogranulaire, cendreuse, constitue, de par son abondance, la majeure partie de la roche. Sa teinte verdâtre est donnée par la présence de chlorites granulaires, parfois fibroradiées, auxquelles s'ajoutent de rares et petits cristaux d'épidotes et d'épisodiques grains opaques.

Cette matrice cimente des éléments plus grossiers, leurs dimensions sont pourtant limitées puisqu'elles n'excèdent pas le dixième de millimètre ; il faut noter, de plus, qu'elles sont relativement constantes. Le litage frustré de la roche est assuré par la présence de ces grains. La grande majorité d'entre eux correspond à des fragments anguleux de feldspaths plagioclase dont l'altération, peu accentuée, est marquée par le développement de calcite et d'épidotes. Les mesures ont montré, en dépit des transformations, qu'il s'agissait d'albite. Leur extinction est fréquemment onduleuse, fait qui suppose des contraintes postérieures à leur genèse, genèse qui s'est probablement effectuée au sein d'un lac de lave, déjà présent, dans la mesure où les cristaux sont entourés d'une pellicule d'oxydes opaques.

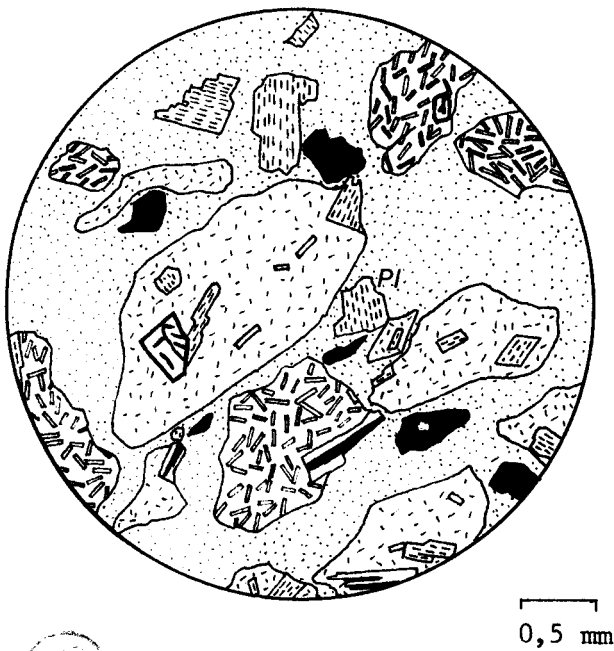
Les fragments de pyroxènes sont rares, les opaques grossiers exceptionnels.

Un niveau bréchique a été observé. Il est représenté par l'échantillon 2-3. La matrice est identique à celle précédemment décrite. Il est caractérisé

Fig. 21 : Les "Cinérites inférieures".



a) Echantillon 2-1 : Cet échantillon est typique. Les débris presque essentiellement de nature feldspathique sont très dispersés dans une matrice cryptogranulaire chloriteuse. Les clinopyroxènes sont exceptionnels et de dimensions réduites.



b) Echantillon 2-3 : Il est représentatif du niveau le plus grossier. Les fragments de cristaux, à l'inverse de l'échantillon précédent, sont rares : il s'agit de plagioclases. Les opaques et les débris de laves sont abondants et sensiblement jointifs.

BUS
1111

par des débris centimétriques de laves plus anciennes de structure microlitique ou plus rarement de pyroclastites.

II. - TUFS OOLITIQUES (fig. 22 a, b et c)

Les "tufs oolitiques" correspondent à une alternance de cinérites et de tufs fins. L'ensemble apparaît bien stratifié, la stratification étant en effet soulignée par les phénomènes d'érosion.

Les débris clastiques sont fortement cimentés au sein d'une matrice cryptogranulaire, cendreuse, particulièrement abondante. La structure apparaît très hétérogranulaire puisque les dimensions varient de 0,05 à 1,5 mm.

Les origines et natures des fragments sont diverses. On y trouve des débris de laves de structures microlitique ou porphyrique. Les fragments de cristaux sont fréquents ; il s'agit de plagioclases auxquels sont associés de rares clinopyroxènes. Leur aspect (cristaux brisés) suggère qu'ils proviennent probablement du démantèlement de laves anciennes. A cela s'ajoutent quelques opaques. De plus des échardes de verre ont probablement pris naissance, par voie explosive, au sein même de la cheminée.

Notons enfin que le litage est déformé et brisé à l'échelle microscopique.

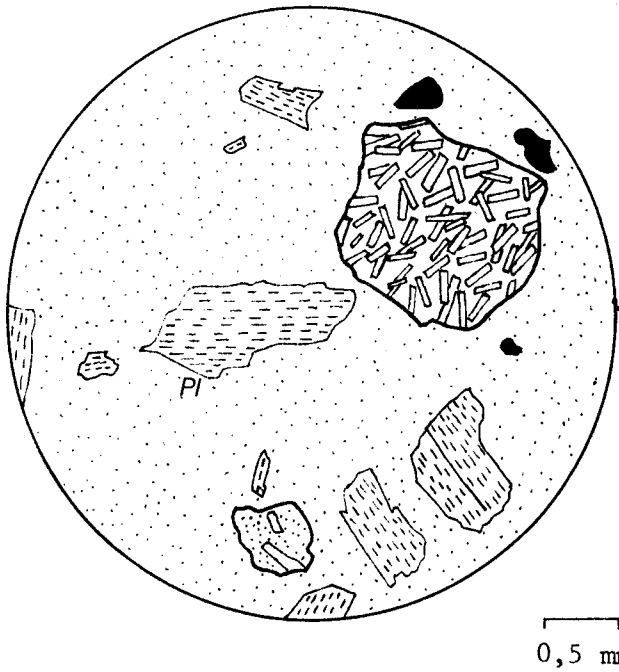
Ces tufs sont avant tout, et plus que par leur composition, caractérisés par leur texture, à savoir la présence d'"oolites volcaniques". Ce terme très anciennement créé par POULETT-SCROPE (1826) a été repris par BROUSSE (1964) ; il désigne des éléments ovoïdes, d'origine effusive, de structure concentrique.

Les noms les plus divers ont été employés pour les désigner. Outre celui utilisé dans ce mémoire, on trouve ceux de "pisolithes volcaniques", de "gouttes de pluie fossiles", etc...

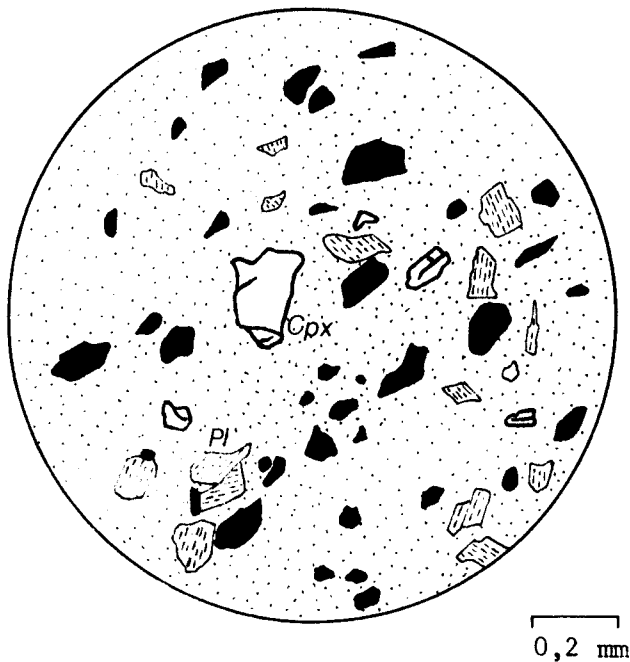
Ces éléments sont, tout d'abord, caractérisés par leur forme. Il s'agit en effet de corpuscules d'allure ellipsoïdale imparfaite puisque l'une des extrémités est systématiquement aplatie, parfois légèrement fracturée voire même percée au contact ou par un élément dur sous-jacent tel qu'un fragment cristallin ou lavique. La forme ellipsoïdale est nette puisque le petit axe de l'ellipse obtenue en lame mince est de 20 à 30 % inférieur au grand axe.

Ils présentent, de plus, une très nette structure concentrique. Ainsi du centre vers l'extérieur, distinguerons-nous :

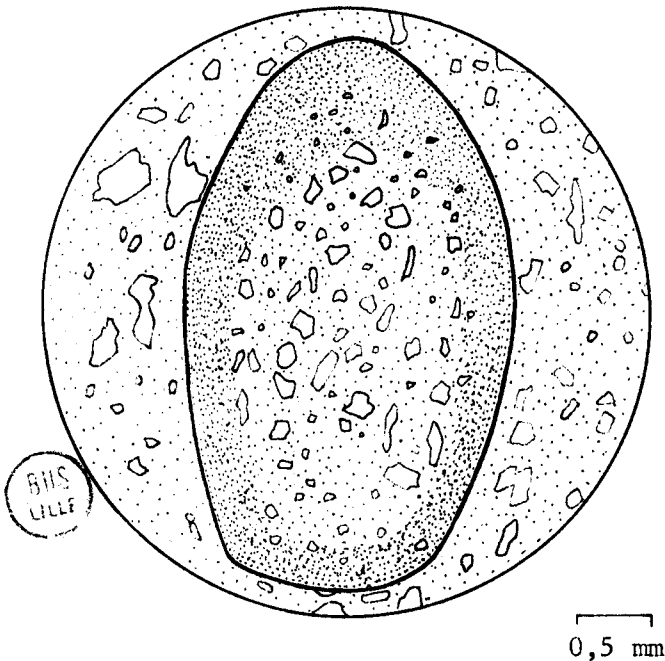
Fig. 22 : Les "Tufs oolitiques".



a) Echantillon 2-196 : Une matrice chloriteuse abondante (pointillés) renferme de nombreux fragments de plagioclases altérés, quelques fragments de laves microlitiques ainsi que des opaques.



b) Echantillon 2-198 : Dans cet échantillon, les opaques sont plus abondants que précédemment. La matrice chloriteuse contient également des plagioclases et des débris de clinopyroxènes (traits forts).



c) Echantillon 3-285 : Il s'agit du niveau à oolites volcaniques. La figure montre la forme sub-ellipsoïdale d'une oolite et sa structure concentrique.

- un noyau central correspondant aux deux tiers de l'"oolite" : il est constitué d'éléments identiques, tant en nature qu'en dimensions, à ceux observés au sein de la matrice ;

- une zone intermédiaire dont l'épaisseur est voisine du demi-millimètre : elle apparaît nettement plus fine que le noyau, l'aspect concentrique y est souligné par la présence de très minces lits d'oxydes ;

- une enveloppe très peu développée, de couleur rouge foncé : il y a probablement, à ce niveau, développement d'oxydes ferriques opaques.

Il est cependant nécessaire de noter que cette répartition, si elle est sensiblement constante, présente quelques exceptions dans le sens où certaines "oolites" montrent un doublement de la suite qui vient d'être définie. Ainsi ai-je observé la succession suivante de l'intérieur vers la périphérie :

- un noyau central ;
- une couche qui présente les caractères de la zone intermédiaire ;
- une nouvelle couche à valeur de noyau central ;
- enfin une zone intermédiaire puis l'enveloppe.

Il faut donc ce cas supposer une reprise de l'"oolite" initiale, celle-ci pouvant s'être produite au cours d'une nouvelle explosion lors de la chute de l'élément considéré.

Bien qu'accidentelles, ces "oolites" sont susceptibles de fournir des données dignes d'intérêt sur les conditions de formation de l'édifice étudié.

Elles ont en effet été, souvent signalées, aussi bien dans le cas du volcanisme récent que dans celui du volcanisme ancien. Malheureusement, le mécanisme génétique est difficile à cerner.

Les études menées jusqu'à présent montrent qu'elles ne se forment que lors des phénomènes explosifs puissants mais les hypothèses émises pour expliquer leur formation sont nombreuses :

- POULETT-SCROPE (1826) supposent que, lors de faibles pluies, des gouttes d'eau enroberaient au cours de leur écoulement, de fines cendres à l'état meuble ;

- par contre pour STEARNS (1925) des débris clastiques grossieraient à la manière d'une boule de neige en roulant sur une pente faite de fines cendres ;

- pourraient-elles se former en milieu aqueux à la manière des oolites sédimentaires ? C'est ce que supposent, d'une part MUGGE (1893), d'autre part WILLIAMS (1921) ;

- enfin la plupart des auteurs estiment que leur formation s'effectue au sein d'un nuage volcanique consécutif à une explosion de forte intensité HOVEY, 1902 ; PERRET, 1924 ; STEARNS, 1925 ; MOORE et PECK, 1962 ; BROUSSE, 1964 ; BOUCARUT, 1972).

La dernière hypothèse (BROUSSE, 1964) me paraît être, au moins dans le cas du volcan d'Atalanti, la plus concevable. Il est en effet nécessaire d'expliquer tous les faits structuraux observés. Ainsi la forme ellipsoïdale, l'aplatissement de l'une des extrémités, l'orientation et l'angle constants que font les "oolites" avec la stratification suggèrent une chute donc une origine aérienne.

Il faut donc imaginer qu'à la suite de très puissants phénomènes explosifs, des cendres éjectées à haute altitude se soient condensées de manière à créer les noyaux des futures "oolites" puis enveloppées, au cours de la chute, de couches concentriques nettement plus fines. Lors de l'arrivée au sol, les corpuscules ainsi constitués se seraient enfoncés puis cimentés dans des cendres à l'état meuble d'où les déformations observées.

III. - BRECHES DE LA SERIE OCCIDENTALE (fig. 23)

Les brèches de la série occidentale surmontent les "tufs oolitiques" dont elles se distinguent par la couleur et la nature des éléments, nature qui montre leur caractère polygénique.

La matrice est à nouveau cendreuse, fine, peu abondante quoique son importance soit variable d'un échantillon à un autre. On y observe des figures de tassement autour des éléments figurés.

Les fragments grossiers atteignent des dimensions de l'ordre du centimètre, parfois même plus (échantillon 2-202). Il s'agit alors de débris de laves et de pyroclastites diverses auxquelles s'ajoutent des fragments de cristaux.

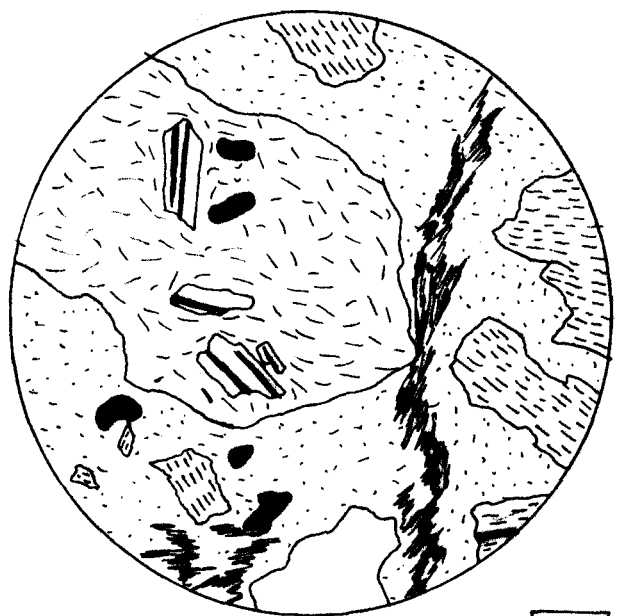


Fig. 23 : Les "Brèches de la série occidentale".

Echantillon 2-204 : Les fragments sont cristallins (F altérés et F anomaux) ou laviques. La matrice cendreuse est riche en chlorites fibreuses.

0,5 mm

Les cristaux correspondent, pour la plupart, à des plagioclases, albitisés, mâclés, mais qui sont souvent déformés voire même brisés. Leur aspect suggère une cristallisation initiale suivie d'une éjection. Les clinopyroxènes sont petits et rares.

IV. - CINERITES SUPERIEURES (fig. 24)

Ces pyroclastites sont extrêmement fines par leur grain et parfaitement stratifiées. Si elles apparaissent hétérogranulaires dans leur ensemble, chacun des lits, pris individuellement, présente une structure isogranulaire.

Le ciment est cryptogranulaire, chloriteux et légèrement calcitique. Son aspect sensiblement opaque et rougeâtre est dû à sa probable grande richesse en oxydes ferriques.

Les fragments sont toujours très réduits en dimensions (0,05 mm au maximum) et sont parfois presque jointifs. Leurs formes sont diverses puisqu'il s'agit soit de débris, soit de cristaux d'allure automorphe. Leurs natures sont plagioclasiques ou fréquemment pyroxéniques mais nous noterons, de plus, la présence de verre volcanique rougeâtre et de quelques opaques.

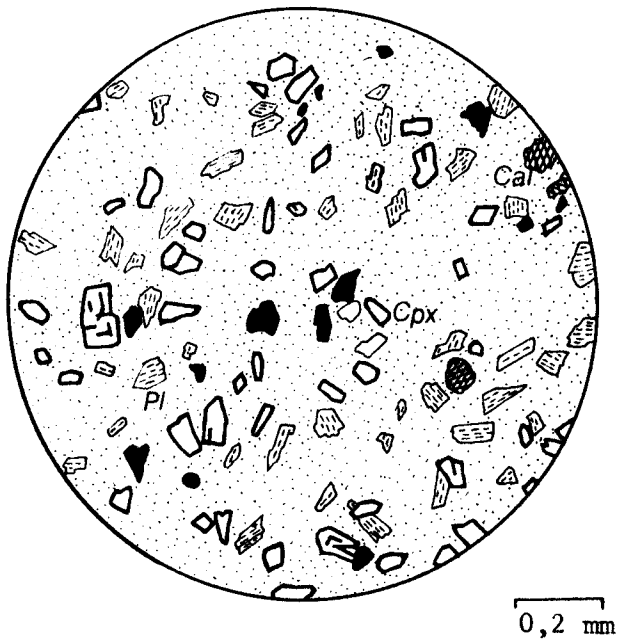


Fig. 24 : Les "Cinérites supérieures".

Echantillon 2-208 : Les "cinérites violettes" présentent un grain très fin. Les débris sont des clinopyroxènes (traits forts), des plagioclases (tirés) et des opaques. La matrice est cryptogranulaire, cendreuse. Nous noterons, de plus, la présence d'un peu de calcite (quadrillage losangique).

V. - TUFS STRATIFIÉS (fig. 25 a et b)

Il s'agit de formations très tendres, pulvérulentes, dans lesquelles sont intercalés de rares bancs de cohésion moyenne. Seuls les bancs suffisamment consolidés pour être taillés en lames minces ont été étudiés.

Les "tufts stratifiés" paraissent hétérogènes en raison, d'une part de leur granulométrie, d'autre part de la nature des éléments qu'ils renferment mais ils présentent cependant des caractères communs.

Ainsi la structure est toujours clastique, très hétérogranulaire. Les fragments clastiques sont englobés dans une matrice très fine, cryptogranulaire dont l'abondance est variable. La matrice semble peu transformée, à peine chloriteuse.

Ces roches sont, sauf l'échantillon 2-66, poreuses, la compaction étant faible. Les vacuoles sont parfois secondairement remplies de calcite.

Les éléments les plus nombreux sont des fragments de pyroxènes de type augite. Il s'agit souvent de débris de cristaux mais les augites (éch. 2-67) sont parfois automorphes et alors entourés d'une fine pellicule noirâtre, vitreuse, qui renferme de rares microlites.

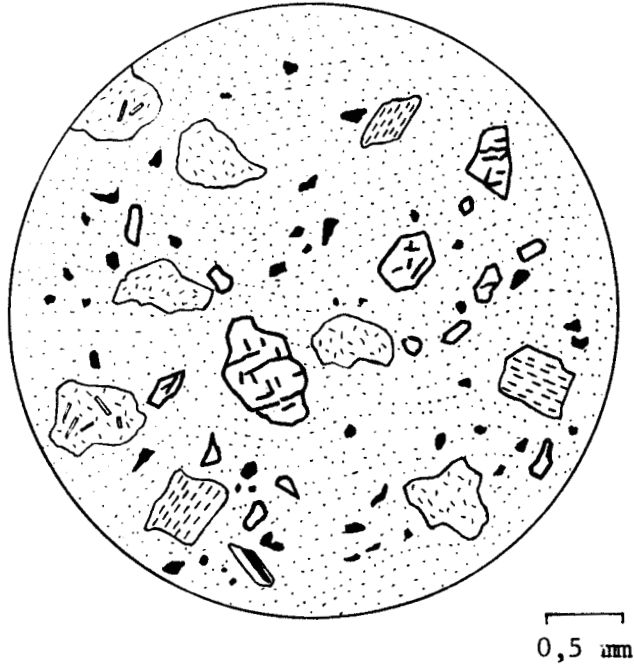
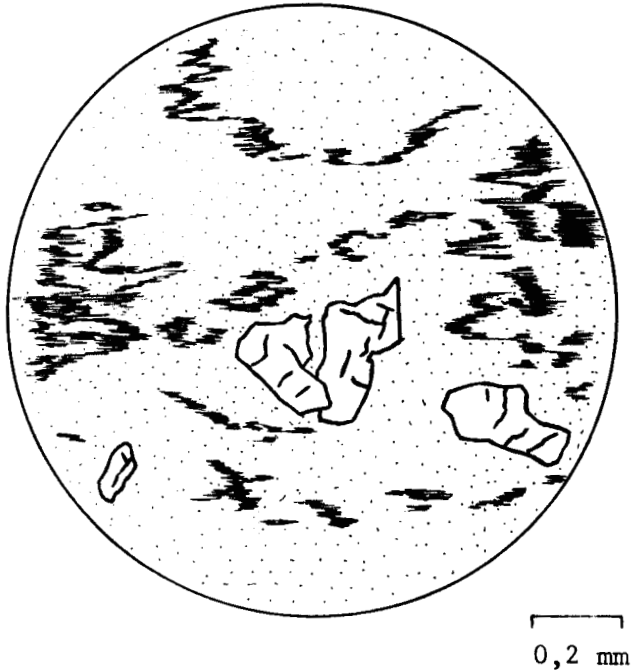


Fig. 25 : Les "Tufs stratifiés".

a) Echantillon 2-66 : Les fragments de cristaux (clinopyroxènes et plagioclases altérés), de roches microlitiques et de verre volcanique en voie de dévitrification sont dispersés dans une matrice cendreuse colorée en rouge par des oxydes ferriques.



b) Echantillon 2-65 : Cet échantillon ne contient que des fragments anguleux de clinopyroxènes. Ils sont largement dispersés dans une matrice cendreuse de teinte rougeâtre.

Les fragments feldspathiques sont exceptionnels.

A cela s'ajoutent, dans quelques échantillons, des débris de roches effusives. Ils sont relativement grossiers puisqu'ils atteignent environ 3 mm et contribuent, par leur position, à l'aspect bien stratifié de ces formations.

Les échardes de verre sont fréquentes ainsi que les exsudations ferriques qui font apparaître des lits de teinte rouge.

Ces caractères sont ceux des pyroclastites mixtes ayant pris naissance par voie explosive à partir de fragments cristallins éjectés d'un magma fluide partiellement cristallisé et de fragments de roches anciennes.

La faible cohésion, l'abondance des vides et la faible intensité de la chloritisation de la fraction cendreuse suggèrent une circulation de fluides très peu intense puisqu'une telle circulation est généralement à l'origine de la cimentation des pyroclastites. La relative cohésion de quelques bancs peu épais peut s'expliquer par une soudure à chaud des débris entre eux.

B. LA PHASE LAVIQUE

Les échardes de verre volcanique observées dans les roches sous-jacentes et en particulier dans les "tufs stratifiés" sont les prémisses d'une phase d'épanchement de lave.

I. - METABASALTES DE LA SERIE OCCIDENTALE (fig. 26 a et b)

Les metabasaltes de la série occidentale affleurent en une bande d'orientation NW-SE à l'Ouest du point coté 503 m. On les retrouve au voisinage d'Ayos Aikatérini où elles sont partiellement recouvertes par les alluvions et formations résiduelles.

Ces roches sont caractérisées par leur structure hyaloporphyrrique, légèrement vacuolaire, la mésostase et les cristaux se présentant en quantités sensiblement égales.

La mésostase est un verre qui renferme quelques rares microlites de plagioclases et d'augite. Il est presque opaque, rougeâtre en raison de la présence d'oxydes ferriques très abondants. Ce verre est en voie de dévitrification ; il se transforme en effet en une masse cryptocristalline chloriteuse avec disparition de l'hématite. Elle renferme, de plus, de minuscules grains d'épidotes.

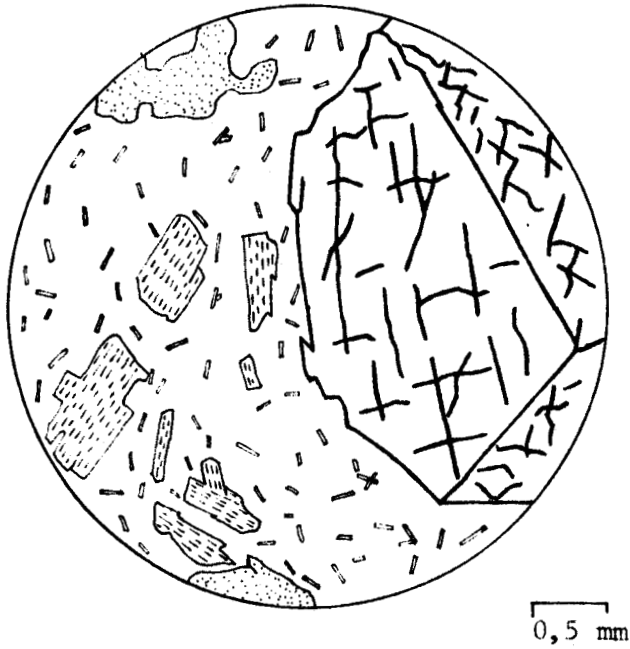
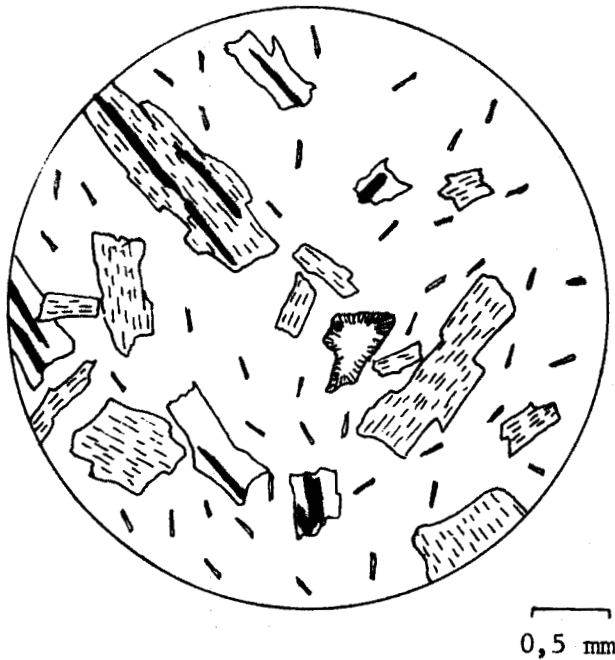


Fig. 26 : Les "Métabasaites de la série occidentale".

a) Echantillon 2-53 : De très grands pyroxènes fréquemment altérés et des feldspaths saussuritisés flottent dans un verre presque opaque et microcristallin. Les vacuoles sont remplies de chlorites.



b) Echantillon 2-52 : Cet échantillon est riche en phénocristaux de plagioclases altérés mais dont les mâcles sont encore visibles. Une vésicule est remplie de chlorites fibreuses et de feldspaths anomaux. La mésostase est un verre microcristallin.



Les clinopyroxènes sont les minéraux les mieux représentés. Leurs dimensions sont importantes (jusqu'à 5 mm). Ils sont subautomorphes à automorphes mais parfois corrodés, souvent mâclés. Ils se présentent parfois sous forme d'agrégats, on observe alors plusieurs individus de taille millimétrique engrenés les uns dans les autres.

Il s'agit d'augite peu altéré même si l'on note un développement peu marqué de chlorites le long des plans de clivage et au niveau des craquelures.

L'aspect de quelques cristaux suggère que la cristallisation s'est effectuée en deux temps. Ces cristaux particuliers montrent en effet un zonage très accentué, net, sans transition aucune qui correspond donc à un changement brutal de la composition chimique.

Les ferromagnésiens sont également représentés par des fantômes d'olivine. L'olivine est corrodée, de petites tailles et entièrement épigénisée par de l'iddingsite et parfois des minéraux chloriteux.

Outre leur forme microlitique de la mésostase, les plagioclases se présentent en phénocristaux de fréquence variable mais toujours inférieure à celle des augites. Ils sont subautomorphes, réduits en dimensions (1 mm au maximum). Ils sont caractérisés par une altération très poussée et ne sont en général reconnaissables que par leur forme et les mâcles polysynthétiques qui apparaissent malgré les transformations.

La texture est légèrement vacuolaire. Les vacuoles sont cependant rares et petites. Leurs formes sont quelconques, très contournées. Les vides n'ont été qu'exceptionnellement remplis de chlorites généralement granulaires, à aspect parfois fibreux. Les parois sont quelquefois tapissées d'un fin liseré feldspathique.

II. - VERRE BASALTIQUE VACUOLAIRE (fig. 27)

Il s'agit d'une formation poreuse, légère, de structure hyaline à hyalomicrolitique. La texture est nettement vacuolaire.

La roche est un verre d'origine volcanique, presque opaque, et vivement coloré en rouge par l'hématite. Ce verre renferme des microlites. Il s'agit essentiellement de microlites finement mâclés d'albite. Des plagioclases mieux développés (0,2 mm), parfaitement automorphes, ont été observés mais ils sont exceptionnels.

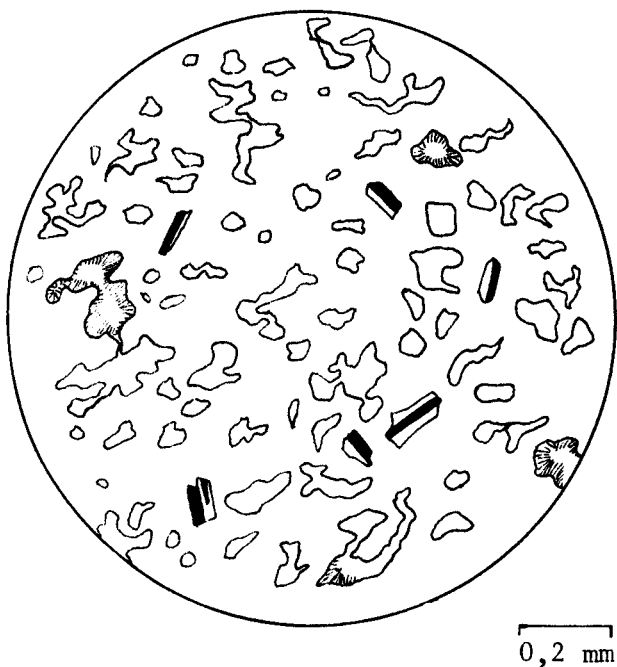


Fig. 27 : Le "Verre basaltique vacuolaire".

Echantillon 2-186 : Il s'agit d'un verre rouge très légèrement microlitique (les microlites sont essentiellement des feldspaths plagioclases). Les vacuoles, petites et amiboïdes sont parfois tapissées de chlorites.

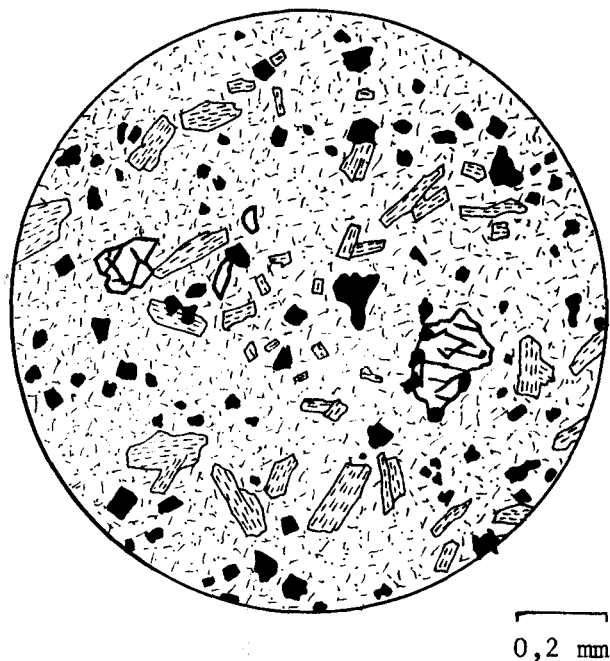
Les vacuoles sont nombreuses mais toujours de petites dimensions, leurs formes sont diverses et leurs épontes ont occasionnellement été tapissées d'un fin liseré de chlorites microcristallines granulaires. Dans l'échantillon 2-195, elles sont parfois complètement remplies de chlorites fibroradiées sur les pourtours et granulaires au centre.

C. LA PHASE CLASTIQUE TERMINALE

La phase clastique terminale se limite aux seuls "tufs feldspathiques" (fig. 28) qui sont des roches de structure clastique à tendance isogranulaire si l'on se réfère aux seuls grains grossiers. Elles se différencient aisément des autres pyroclastites par l'abondance des fragments cristallins au détriment de la matrice. Cette dernière est, en effet, très peu abondante, de nature cendreuse. La disposition, à plat, des éléments figurés et les légères variations granulométriques soulignent la stratification. De plus, les niveaux sont parfois déformés à la suite de mouvements et de tassements postérieurs au dépôt.

Les débris les plus fréquents correspondent à des plagioclases dont la nature albitique est probable bien que celle-ci soit difficilement déterminable en raison de l'altération intense qui les affecte.

De même, les pyroxènes sont transformés. Ils n'existent qu'en très faibles quantités et sont toujours petits. Les échardes ou billes de verre sont absentes de ces tufs.



0,2 mm

Fig. 28 : Les "tufs feldspathiques".

La matrice chloriteuse renferme de nombreux fragments de plagioclases altérés d'allure sensiblement automorphe. Les débris de clinopyroxènes sont plus rares.

CONCLUSIONS

La série occidentale est, comme cela a déjà été signalé, riche en pyroclastites, surtout à sa base, alors que les laves sont peu représentées.

L'étude des fragments de cinérites, tufs et brèches montre que ceux-ci ont des origines diverses : roches anciennes, cristaux fréquents dont l'aspect suggère qu'ils ont été éjectés mécaniquement d'un magma fluide et d'un verre volcanique. La présence de billes ou d'échardes de verre est la preuve d'une activité volcanique intense précédant les épanchements de lave. Les explosions sont fréquentes et de forte intensité comme le soulignent les "oolites volcaniques".

Les laves sont peu importantes en quantité. Leur refroidissement a été rapide. Les seules laves cristallines ont une composition minéralogique basaltique.

CHAPITRE II : LA SERIE DU RODA

Ce deuxième chapitre est consacré à la description pétrographique des faciès du massif du Roda s. st. Le plan utilisé correspond, comme précédemment, à celui défini lors de l'étude stratigraphique. Les différentes formations, regroupées en épisodes, sont décrites chronologiquement.

A. PREMIER EPISODE VOLCANIQUE

I. - BRECHES POLYGENIQUES INFERIEURES (fig. 29)

Ces formations sont les premières à apparaître à la base du Roda. Il s'agit de brèches très hétérogranulaires, à fragments non jointifs. Elles apparaissent polygéniques.

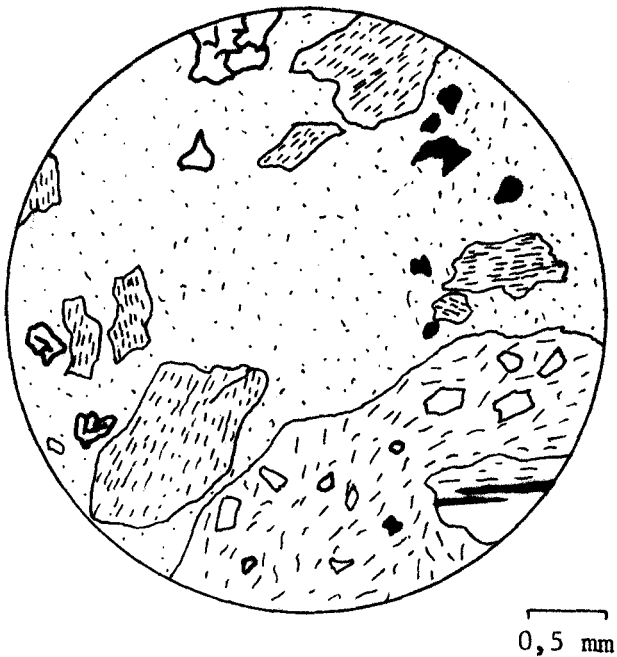


Fig. 29 : Les "Brèches polygéniques inférieures".

Echantillon 2-324 : Cet échantillon assez fin granulométriquement est constitué d'un assemblage de débris de plagioclases transformés, de clinopyroxènes et de gros débris de laves porphyriques. La matrice est cendreuse.

Les débris les plus gros, de dimensions allant jusqu'à 20 mm correspondent à une reprise de laves anciennes de structures diverses : hyaloporphyrique pour les unes, hyalomicrolitique pour les autres. Il s'y ajoute des fragments de tufs.

Les éléments les plus fins, de tailles millimétriques, sont cristallins. Il s'agit :

- de très nombreux plagioclases fortement altérés ;
- de ferromagnésiens, plus rares, toujours chloritisés ;
- de minéraux opaques ;
- de très rares grains de quartz légèrement biaxe.

Il faut ajouter à cela la présence d'échardes vitreuses presque opaques dont l'abondance varie d'un échantillon à un autre.

L'ensemble de ces débris est pris dans une matrice cryptogranulaire qui présente des figures de tassement au contact des fragments les plus grossiers.

Les vides sont peu nombreux mais de tailles relativement importantes en dépit des phénomènes de tassement observés. Ils sont remplis de chlorites, de feldspaths et parfois de quartz.

II. - TUFS PYROXENIQUES (fig. 30)

Les "tufs pyroxéniques", peu épais, sont intercalés entre deux niveaux de brèches. Ils présentent un litage millimétrique à centimétrique qui a pour origine des variations granulométriques.

La structure est clastique, hétérogranulaire à grain grossier non jointif.

Ainsi observons-nous une matrice cinéritique cryptogranulaire, de teinte brunâtre, très abondante, qui correspond à la fraction fine de la formation.

La fraction grossière est constituée de grains de dimensions comprises entre 0,1 et 1 mm qui paraissent toujours anguleux et disposés en lits. J'ai pu reconnaître parmi celle-ci, des fragments de pyroxènes de type augite, parfois en voie de chloritisation. Ils sont relativement abondants et associés à de rares débris de plagioclases très altérés avec développement de chlorites et de calcite. Les opaques sont fréquents.

La présence de quelques gouttes de verre suggère l'existence de lave en fusion lors de la formation de ces tufs. De plus de rares grains de quartz proviennent probablement de roches volcaniques plus anciennes au sein desquelles ce minéral s'est développé secondairement à moins qu'ils ne proviennent du socle cristallin.

Quelques vides de petites tailles ont été remplis de calcite, de chlorites et d'épidotes.

J'ai pu enfin observer la présence d'un fragment d'une "oolite volcanique", fait qui suppose une activité explosive de forte intensité.

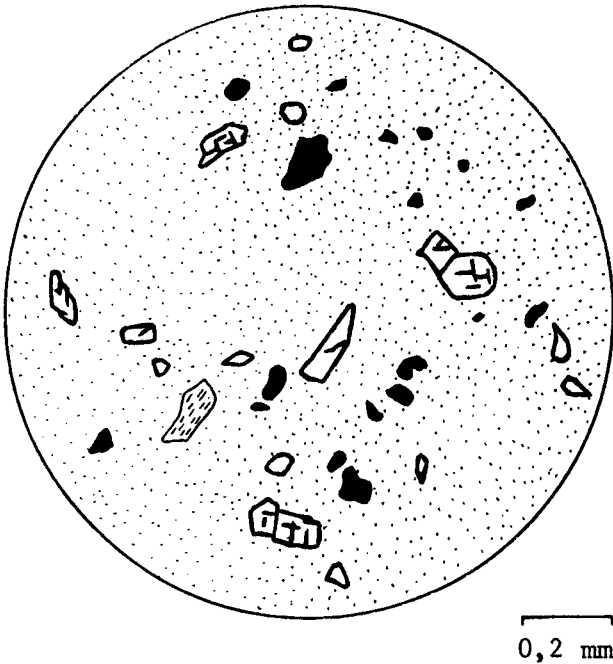


Fig. 30 : Les "Tufs pyroxéniques".

Echantillon 2-336 : La matrice chloriteuse est très abondante et corrélativement les débris de pyroxènes (traits forts), de feldspaths (tiretés), et d'opaques sont très dispersés.

III. - BRECHES POLYGENIQUES SUPERIEURES (fig. 31)

Les "brèches polygéniques supérieures" ressemblent beaucoup aux "brèches polygéniques inférieures" décrites ci-dessus. Elles s'en différencient toutefois par l'abondance de gros fragments remaniés de tufs rouges.

La texture est à nouveau hétérogranulaire mais la matrice cendreuse est cette fois peu abondante. Les éléments figurés, de tailles millimétriques à centimétriques, sont de ce fait jointifs ou presque jointifs. Les figures de tassement sont fréquentes à leur contact.

On y observe de nombreux débris de roches microlitiques associés à des fragments de cristaux dont les plus fréquents sont des plagioclases altérés (albite) auxquels s'ajoutent de petits pyroxènes chloritisés, un peu de quartz biaxe, des feldspaths anormaux ainsi que des billes de verre sensiblement opaque.

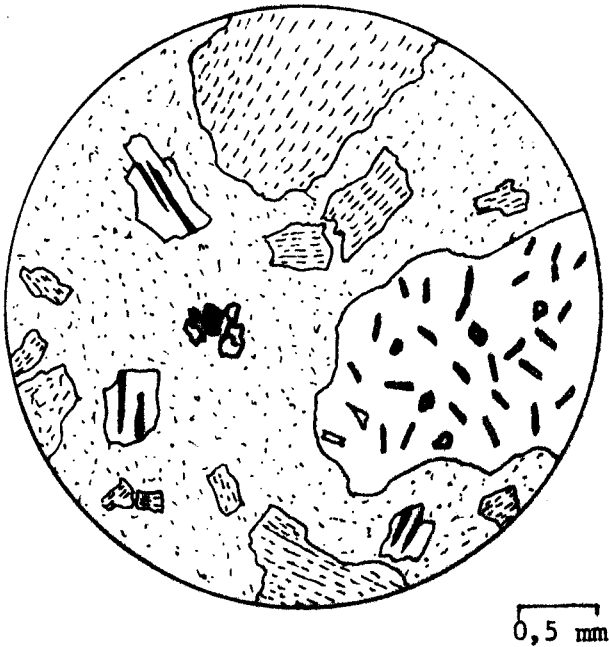


Fig. 31 : Les "Brèches polygéniques supérieures".

Echantillon 2-321 : Cette figure montre que la matrice cendreuse est abondante. Elle contient des débris de plagioclases altérés (tiredés) ou frais, quelques clinopyroxènes et opaques, ainsi qu'un fragment de lave microlitique.

IV. - METABASALTES PYROXENIQUES (fig. 32 a, b et c)

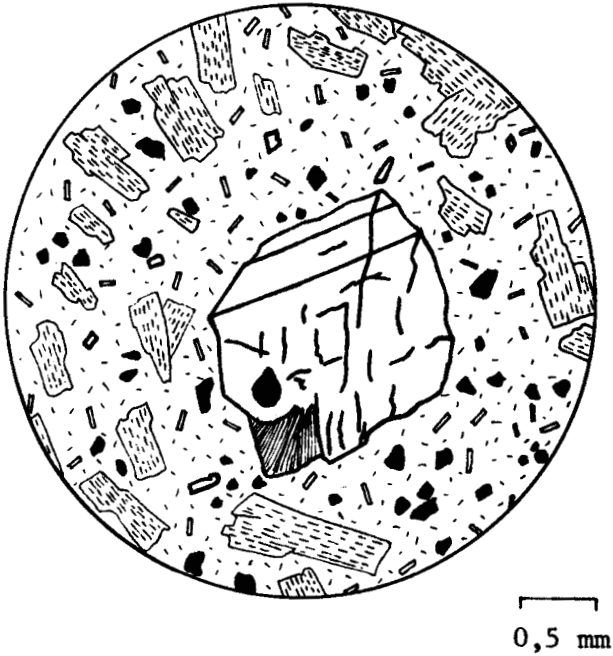
Les "métabasaltes pyroxéniques" présentent une structure microlitique porphyrique. Les minéraux sont, de plus fréquemment orientés, fait qui confère à cette formation une structure fluidale.

La mésostase est abondante puisqu'elle constitue, en moyenne, de 50 à 60 % de la roche bien que cette proportion soit variable d'un échantillon à un autre.

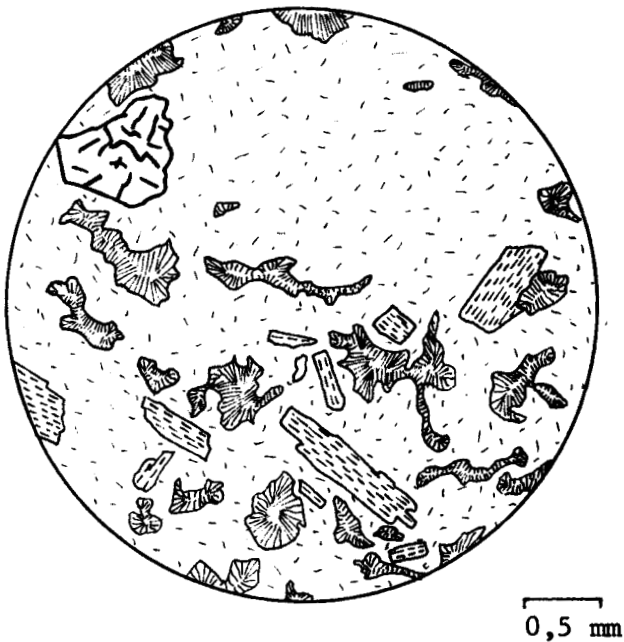
Il s'agit principalement d'une pâte cryptocristalline de teinte jaune-verdâtre correspondant à la dévitrification, par vieillissement, d'un ancien verre volcanique bien qu'il soit possible d'observer localement un peu de verre non déstabilisé. Des cristaux de petite taille s'y ajoutent ; il s'agit alors de microlites de plagioclases profondément altérés, de microlites d'augite et de quelques opaques.

Les phénocristaux de pyroxènes sont caractérisés par leur abondance et par des tailles exceptionnelles au sein des séries étudiées puisqu'elles peuvent atteindre le centimètre. Ils sont subautomorphes à automorphes et sont relativement frais en égard du degré d'altération des roches. Les

Fig. 32 : Les "Métabasaltes pyroxéniques".



a) Echantillon 2-320 : La mésostase est chloriteuse et microlitique. Les pyroxènes sont subautomorphes et mâclés, souvent chloritisés. Les feldspaths plagioclases sont altérés (tiretés parallèles). Les opaques sont moyennement abondants.



b) Echantillon 2-317 : La mésostase chloriteuse est ici très abondante. Les phénocristaux sont rares. Les vacuoles amiboïdes sont remplies de chlorites souvent fibroradiées.



c) Echantillon 2-318 : Les éléments sont les mêmes que ceux de l'échantillon 2-320, mais s'y ajoutent des amygdales chloriteuses.

BUS
LILLE

clinopyroxènes présentent les caractères optiques des augites.

Les feldspaths plagioclases, de taille voisine du millimètre, sont, à l'inverse, extrêmement altérés et indéterminables. Ils ne peuvent guère être reconnus que par leur aspect automorphe. L'altération est telle qu'ils se confondent parfois avec la mésostase. Ils contribuent, de plus, par leur disposition autour des clinopyroxènes, à l'allure fluidale de la roche.

Quelques échantillons montrent, par ailleurs, de petites amygdales aux formes très contournées. Elles sont souvent essentiellement de nature chloriteuse avec une association de chlorites fibroradiées sur le pourtour, bien développées au coeur mais il faut souligner que les épontes de certaines vésicules ont été tapissées d'un amalgame constitué de petits cristaux de feldspaths anormaux. Les propriétés optiques des feldspaths anormaux sont définies en fin de deuxième partie.

B. DEUXIEME EPIDOSE VOLCANIQUE

I. - TUFS A BILLES DE VERRE (fig. 33)

Les metabasaltes sous-jacents sont surmontés de nouvelles roches pyroclastiques.

Il s'agit de formations qui sur le terrain s'apparentent par leur couleur et leur litage très nets aux "tufs pyroxéniques" déjà décrits.

Les études microscopiques montrent cependant d'importantes différences.

La structure est clastique, hétérogranulaire ; les grains presque jointifs atteignent des dimensions de l'ordre du millimètre.

Une matrice cendreuse, cryptogranulaire, peu abondante cimente les éléments grossiers disposés en lits de granulométrie différente : les niveaux sont d'autant plus clairs qu'ils sont plus grossiers.

Les éléments figurés les plus fréquents et les plus importants de par leurs dimensions sont des fragments vitreux, globuleux. Ils sont en voie de dévitrification et leur bordure est souvent opaque. Ils constituent la majeure partie de la fraction grossière. Il faut également noter la présence de petits débris de cristaux parmi lesquels j'ai pu reconnaître des pyroxènes de type augite partiellement chloritisés ainsi que des feldspaths très altérés. Il y a, de plus, de rares débris de

laves, de structure hyalomicrolitique, profondément transformées.

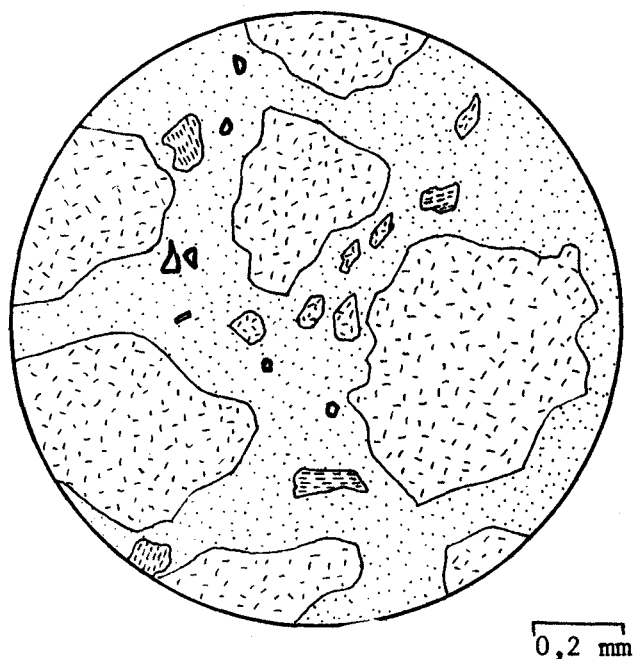


Fig. 33 : Les "Tufts à billes de verre".

Echantillon 1-194 : les échantillons de verre volcanique en voie de dévitrification (tiretés) sont très abondants et de grande taille. Ils sont associés à quelques petits débris de feldspaths (tiretés parallèles) et de clinopyroxènes (traits forts). La matrice moyennement abondante est chloriteuse.

Des chlorites fibroradiées et de la calcite remplissent les vides existant initialement.

II. - METABASALTES HYALINS (fig. 34 a et b)

Les "métabasaltés hyalins" sont des roches qui contiennent une quantité importante de verre. Leur structure est hyaloporphyrique amygdalaire.

La mésostase est donc abondante. Il s'agit d'un verre opaque renfermant de très rares microlites. Quelques échantillons sont fortement altérés, la mésostase est alors microcristalline ; en fait, dans ce cas, seul l'aspect magmatique est observable.

Les phénocristaux les plus abondants sont des clinopyroxènes de grande taille (jusqu'à 6 mm dans le cas des éch. 2-312 et 2-313). Ils sont automorphes à subautomorphes. Les caractères optiques sont ceux des augites mais, en raison de l'altération, des déterminations plus précises n'ont pu être menées.

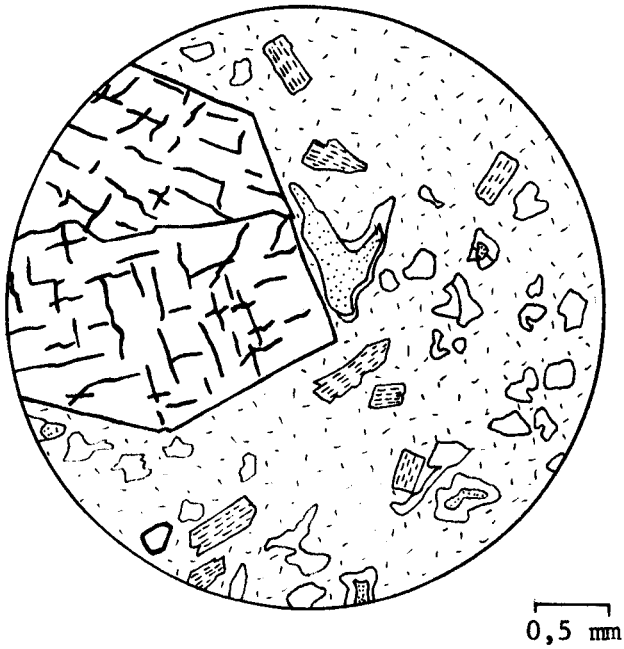
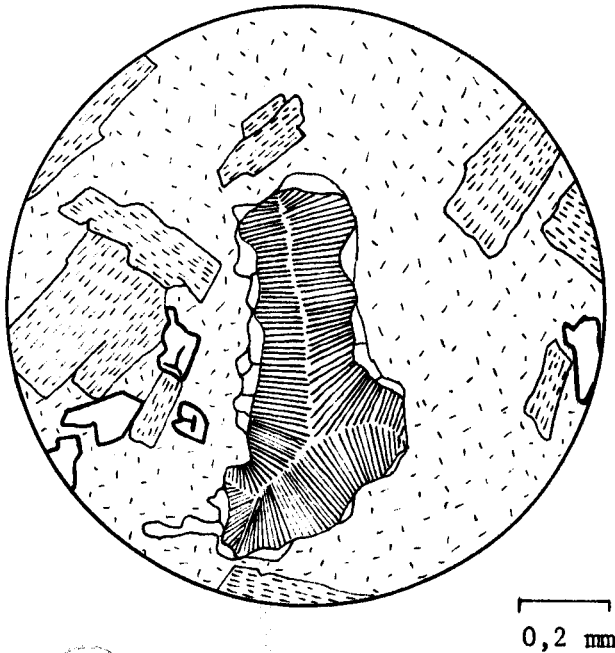


Fig. 34 : Les "Métabasaites hyalins".

a) Echantillon 2-310 : De très grands pyroxènes et de rares fantômes de feldspaths flottent dans une mésostase cryptocristalline. Les amygdales sont constituées de feldspaths anomaux et de chlorites.



b) Echantillon 2-313 : Exemple de disposition des fibres de chlorites (chrysotile) dans une amygdale. La paroi est sporadiquement tapissée de feldspaths anomaux.



L'olivine est épisodiquement présente, elle est toujours épigénisée par de l'iddingsite et des chlorites.

Les plagioclases sont moins fréquents que les clinopyroxènes, plus petits (1 mm). Ils sont subrectangulaires et indéterminables en raison des altérations qu'ils ont subies.

Les amygdales sont variables aussi bien en quantité, qu'en dimensions (0,5 à 6 mm de diamètre). Elles sont subsphériques et remplies :

- de feldspaths anormaux en bordure ;
- de chlorites fibreuses (ou de calcédoine ?) ;
- d'un peu d'épidotes de type pistachite.

Bien que l'échantillon 2-312 présente une texture bréchique avec des variations de teinte, de structure de composition minéralogique, son origine magmatique ne peut être mise en doute. Il s'agit probablement d'un brassage à l'état subsolide lors de l'écoulement. Par contre l'échantillon 2-311 correspond à un tuf mais il n'a pas été possible de déterminer s'il s'agissait d'un fragment remanié ou d'un niveau séparant deux coulées de même nature.

III. - METABASALTES AMYGDALAIRES (fig. 35 a, b et c et fig. 36)

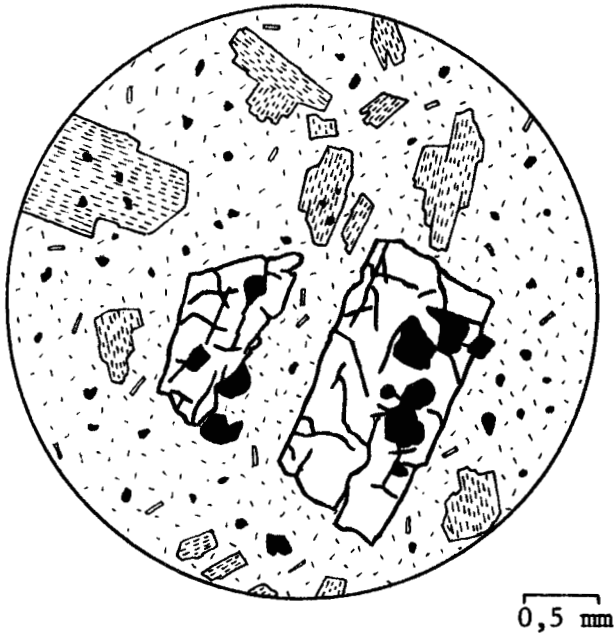
Ces formations très épaisses (200 m environ) ne peuvent correspondre qu'à une superposition de coulées d'où une certaine hétérogénéité structurale et minéralogique. Ainsi la structure est-elle variable puisqu'elle est hyaloporphyrrique ou microlitique porphyrique.

La mésostase peu à moyennement abondante est donc soit vitreuse soit composée :

- d'une fraction vitreuse presque opaque plus ou moins bien représentée, parfois absente qui peut être transformée en un agrégat cryptocristallin ;
- de microlites de feldspaths altérés ;
- de microlites d'augite ;
- de grains de magnétite.

Les phénocristaux de clinopyroxènes sont moyennement abondants mais en raison de l'hétérogénéité d'ensemble, leur fréquence est très variable. On les trouve, en effet, en grand nombre à la base ainsi qu'au milieu de la formation ; par contre les échantillons 2-216 et 2-217 n'en contiennent pas. Ils sont automorphes à subautomorphes,

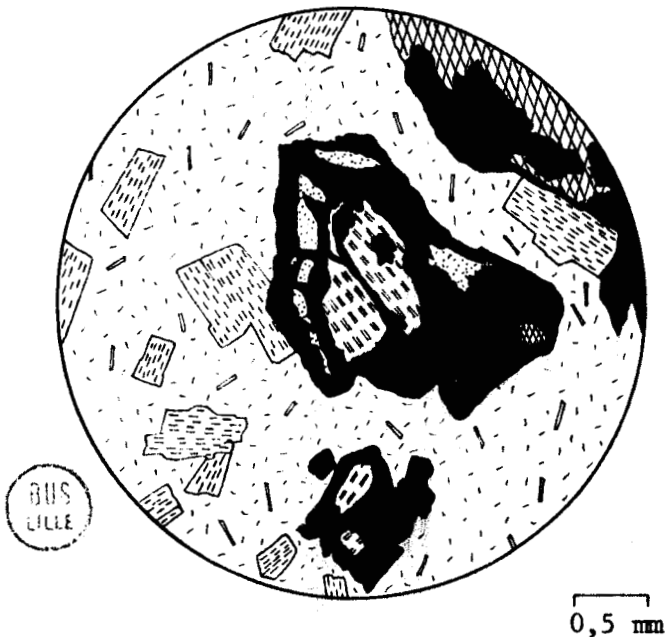
Fig. 35 : Les "Métabasaltes amygdalaires".



a) Echantillon 2-226 : La structure est microlitique porphyrique. Les pyroxènes (traits forts) sont craquelés alors que les feldspaths plagioclases (tiretés) sont saussuritisés. Les opaques sont fréquents.



b) Echantillon 2-233 : Détail d'une amygdale très sporadiquement tapissée de feldspaths anomaux (pointillés) et de chlorites (fibres fines). La partie centrale est composée d'épidotes fibreuses. La mésostase est un verre porphyrique presque opaque.



c) Echantillon 2-236 : La mésostase est microlitique et cryptocristalline. Des cristaux xénomorphes de péridotes ont été épigénisés par des opaques, de l'ic dingiste (tiretés doubles) des chlorite (pointillés) et parfois par la calcite (quadrillage losangique).

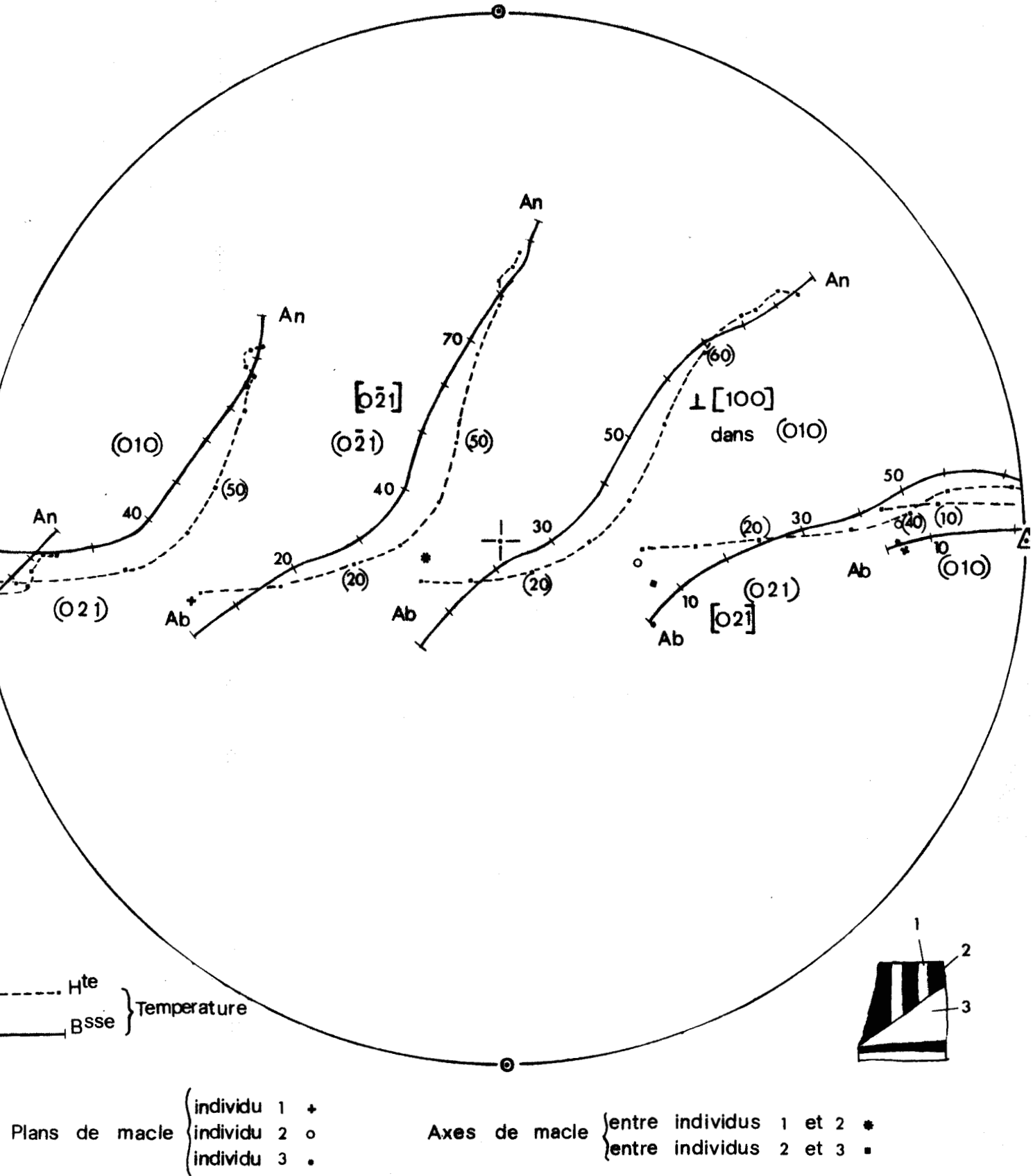


Fig. 36 : Diagramme de mâcle Albite-Ala B et de Baveno de l'échantillon 2-236 ("métabasaltés amygdalaires").



parfois sous forme d'agrégats, de dimensions comprises entre 1 et 6 mm.

Les clinopyroxènes sont souvent mâclés et n'apparaissent parfois que sous forme de fantômes en raison des pseudomorphoses (2-220 et 2-222). Leur clivage (100) est généralement bien développé.

Des mesures à la platine de Fedorov ont donné des valeurs qui correspondent au diopside et à l'augite. De plus, quelques cristaux de l'échantillon 2-211 caractérisés par un angle $2V$ très faible pourraient correspondre à de la pigeonite, fait qui indiquerait des conditions instables de cristallisation.

L'olivine est présente sous forme de reliques, à savoir qu'elle est remplacée par des chlorites et de l'iddingsite. Il s'agit de rares phénocristaux d'allure automorphe à subautomorphe, de petites tailles (1 à 2 mm) qui sont souvent entourés d'un liseré opaque.

Les phénocristaux de feldspaths plagioclases sont fréquents et peuvent même être parfois les seuls éléments cristallins existant (en l'absence des clinopyroxènes). Leurs dimensions sont millimétriques mais quelques exemplaires se distinguent par des dimensions exceptionnelles pour le massif étudié.

Outre leur aspect subrectangulaire, sensiblement automorphe, ils sont caractérisés par leur altération, à savoir saussuritisation et séricitation.

Il a cependant été possible de les déterminer à la platine au sein de roches moins transformées. Les mesures ont alors montré qu'il s'agissait d'albite : cette détermination a pu se faire sans aucun doute puisque l'un des individus, doublement mâclé Albite-Ala B et Baveno, a permis de lever toute indétermination (fig. 36).

Les amygdales qui permettent de distinguer très aisément cette formation à l'échelle macroscopique sont très caractéristiques de par leurs dimensions.

Leur constitution est complexe. On y observe en effet :

- des chlorites fibroradiées, disposées perpendiculairement aux épontes ou agencées en une multitude de sphérolites ;
- des chlorites granulaires ;
- des épidotes de type pistachite soit peu biréfringente donc pauvre en fer, soit très biréfringente avec $2V = 65^\circ$ donc ferrique ;

- des zéolites ;
- parfois un peu de calcite.

Il faut noter que les parois des amygdales sont parfois tapissées de feldspaths anormaux, les cristaux sont rares mais l'un d'entre eux présente une mâcle polysynthétique, il s'agit du seul cas observé.

C. TROISIEME EPISODE VOLCANIQUE

Il commence, comme les précédents, par des pyroclastites et s'achève par des coulées.

I. - TUFS D'AYOS NIKOLAOS (fig. 37 a et b)

Les tufs d'Ayos Nikalaos sont des roches de structure clastique, hétérogranulaire à grain grossier non jointif. Des tassements se produisent du point de vue granulométrique :

- tout d'abord des éléments grossiers dont la taille a tendance à croître lorsque l'on s'élève dans la série : 0,2 à 1 mm à la base, 0,2 à 3 mm dans la partie moyenne, 0,2 à 4 mm au sommet ;
- puis des éléments très fins (inférieurs au dixième de mm) qui constituent la matrice.

La matrice a donc une nature cendreuse, elle est hématitisée d'où sa teinte rougeâtre et son aspect sensiblement opaque.

Les fragments grossiers correspondent soit à des laves anciennes soit à des cristaux ou débris de cristaux isolés.

Ainsi ai-je observé des fragments volcaniques de nature diverse : les unes présentent des structures microlitiques fluidales ; elles ne sont pas vacuolaires et ont une mésostase opaque noirâtre, les autres, si elles présentent encore une structure microlitique fluidale, sont vacuolaires, leur mésostase paraît cryptocristalline. Ces débris de roches contiennent des plagioclases altérés avec développement de chlorites et surtout d'épidotes. Les amygdales, lorsqu'elles existent, sont de grandes tailles, sensiblement sphériques et composées de chlorites fréquemment fibroradiées. Elles contiennent également de la calcite. Les pyroxènes sont les éléments les plus frais, des mesures ont donc été possibles et elles tendent à prouver qu'il s'agit de diopside et d'augite.

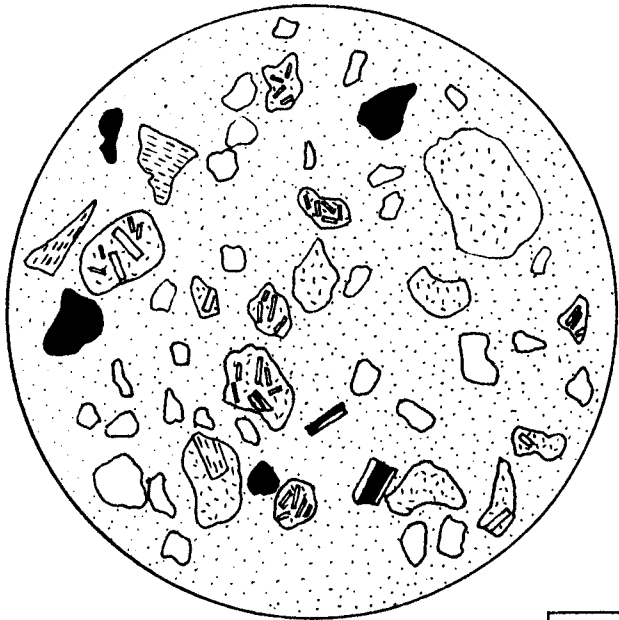
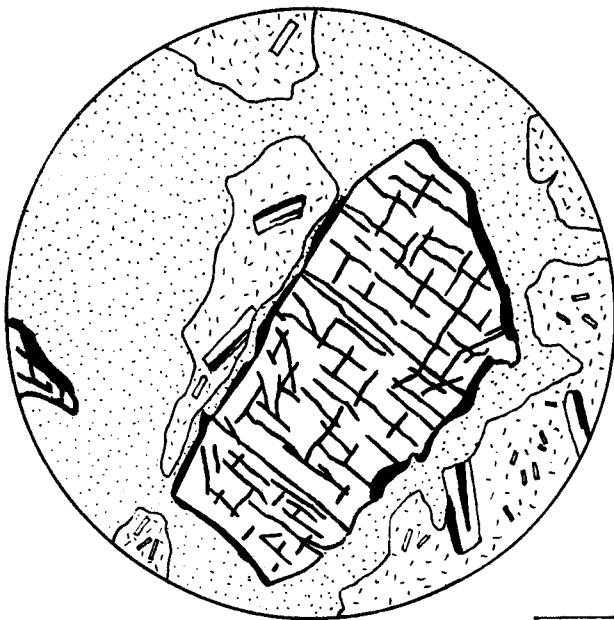


Fig. 37 : Les "Tufs d'Ayos Nikolaos".

- a) Echantillon 2-213 : Des fragments de feldspaths (tirezés), de nombreux débris de laves microlitiques ou porphyriques microlitiques et des opaques sont dispersés dans une matrice chloriteuse.

0,5 mm



- b) Echantillon 2-213 : Cette figure montre l'existence d'une fine pellicule opaque autour d'un fragment d'augite.

0,2 mm



Les fragments de cristaux correspondent pour la plupart d'entre eux à des clinopyroxènes. Il s'y ajoute des plagioclases, des feldspaths anormaux ainsi, et pour la première fois en ce qui concerne les pyroclastites, des reliques d'olivine sous forme d'iddingsite. Les cristaux, les pyroxènes en particulier, sont souvent entourés d'une fine pellicule noire. Ce fait indique qu'ils ont probablement été séparés mécaniquement d'un magma fluide. Il faut cependant ajouter que je n'ai pas observé de billes de verre.

Les tufs d'Ayos Nikolaos étaient initialement légèrement poreux, les vides ont secondairement été remplis de calcite.

II. - METABASALTES MASSIFS (fig. 38 a et b)

Les metabasaltes massifs sont des roches bien cristallisées. Les phénocristaux sont nombreux, bien développés assurant ainsi une très belle structure hyaloporphyrique à tendance vacuolaire. La roche est parfois presque holocristalline.

La pâte est généralement peu abondante, il s'agit d'un verre sensiblement opaque, souvent en voie de dévitrification (le fond est alors jaune-verdâtre). La mésostase contient quelques microlites d'augite et de rares baguettes de plagioclases altérés qui, par leur orientation, donne un aspect fluidal à la roche.

Les clinopyroxènes sont les phénocristaux les plus abondants bien que leurs proportions soient variables d'un échantillon à un autre. Ils sont exceptionnellement nombreux à la base de la formation où ils constituent plus de 40 % de la roche totale (43 % pour l'échantillon 1-219). Ils sont de plus, remarquables par leur fraîcheur alors que le reste de la roche est transformée.

Les clinopyroxènes, de types augite et diopside, sont automorphes à subautomorphes, de tailles comprises entre 0,5 et 3 mm.

Les plagioclases en phénocristaux sont présents en grand nombre mais leurs dimensions réduites font qu'ils constituent une fraction moindre que les pyroxènes. Ils sont altérés, saussuritisés. Des mesures à la platine ont cependant été possibles sur des individus mieux conservés : il s'agit d'albite.

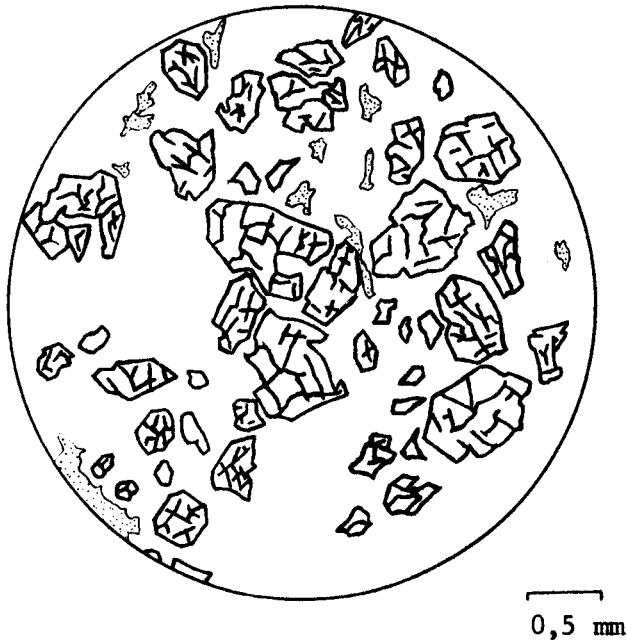
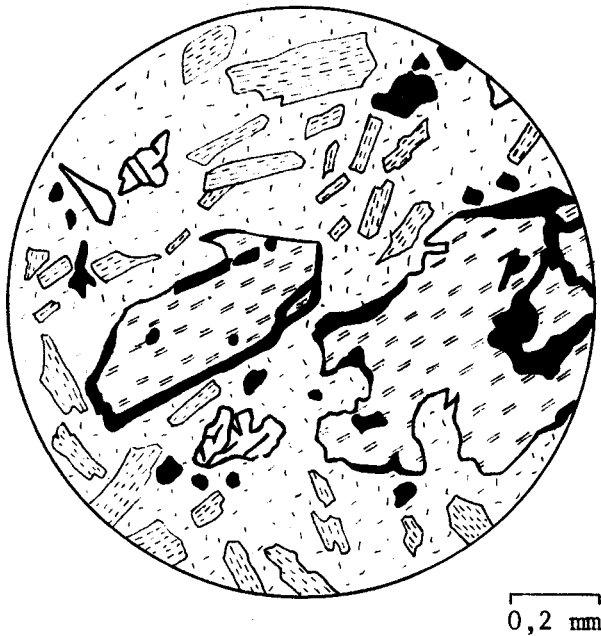


Fig. 38 : Les "Métabasaltés massifs".

a) Echantillon 1-219 : Cet échantillon prélevé à la base de la coulée est très riche en augite. Les amygdales chloriteuses sont très petites. La mésostase est un verre presque opaque très peu microlitique.



b) Echantillon 2-248 : La structure est hyaloporphyrique. Les phénocristaux sont de l'olivine pseudomorphosée en opaques et iddingsite (tiretés doubles) et des feldspaths (tiretés). Les clinopyroxènes sont rares. La mésostase est cryptocristalline.

Il faut noter enfin la présence de fantômes d'olivine. Les cristaux sont rares, toujours petits et corrodés. Ils sont épigénisés en phyllites et iddingsite associées à des opaques.

La roche est légèrement vacuolaire. Les vésicules sont peu fréquentes, de petites tailles (1 à 2 mm). Leurs formes sont quelconques et paraissent souvent déformées au contact des phénocristaux. Elles contiennent des chlorites fibreuses ou granulaires, un peu d'épidotes, accessoirement des feldspaths anormaux renfermant un chevelu de cristaux aciculaires et parfois des sphérolites de calcédoine.

III. - METABASALTES A AMYGDALES BLANCHES (fig. 39 a, b et c)

Le troisième épisode volcanique prend fin avec des laves qui se distinguent aisément des formations sous et sus-jacentes par la présence de nombreuses et grosses amygdales blanches entourées d'une fine pellicule verdâtre.

La mésostase moyennement abondante est un verre presque opaque localement dévitrifié en un agrégat cryptocristallin. Elle renferme des microlites de pyroxènes et quelques microlites de plagioclases toujours altérés.

Les plagioclases se présentent soit en microlites, soit sous forme de phénocristaux abondants dont les dimensions varient de 0,5 à 2 mm. Ils sont généralement très transformés, les individus mieux conservés présentent les caractères optiques de l'albite. Ils sont fréquemment orientés autour des vésicules.

Les phénocristaux millimétriques de clinopyroxènes sont, au sein de ces formations, moins abondants que les plagioclases. Ils sont automorphes à subautomorphes mais toujours corrodés sur les pourtours et se présentent parfois en amas d'aspect globuleux. Des filonnets siliceux se développent dans les cristaux. Il s'agit d'augites riches en fer. L'olivine n'existe que sous forme de reliques. Il s'agit de petits cristaux globuleux corrodés épigénisés par des opaques, de l'iddingsite et des chlorites. Les péridots sont situés soit dans la mésostase soit au coeur des pyroxènes (éch. 2-254).

Les amygdales nombreuses peuvent être classées en deux catégories qui se différencient d'une part par leurs tailles, d'autre part par leur composition.

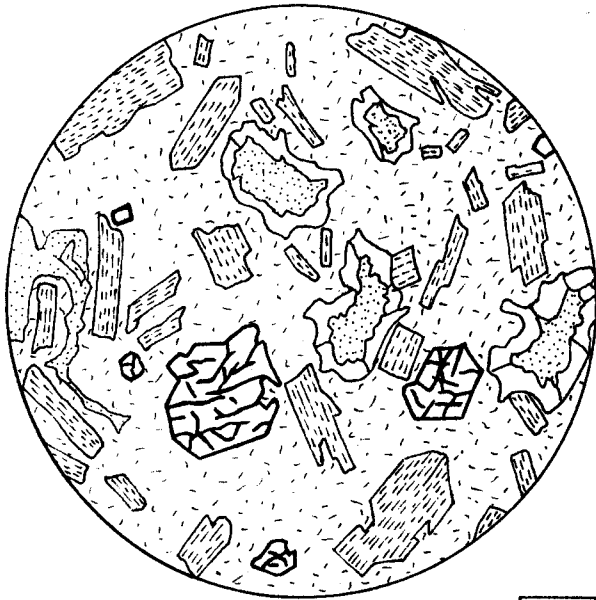
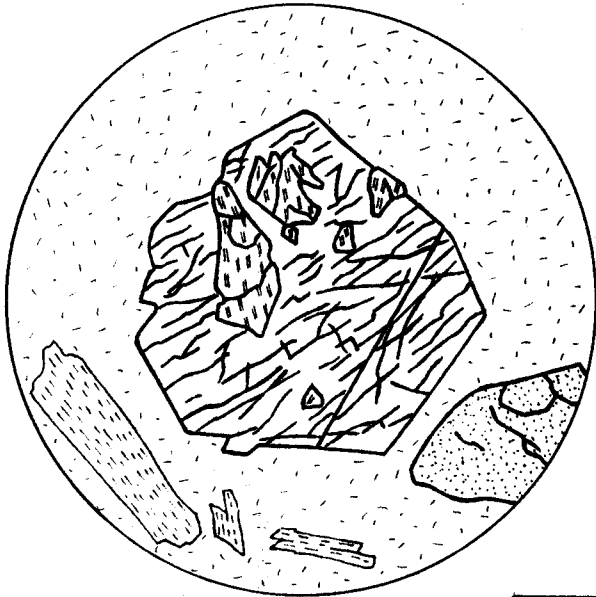
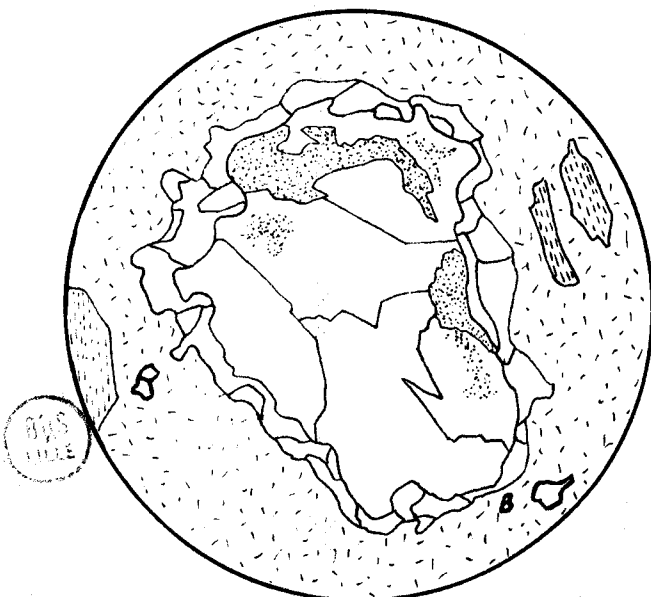


Fig. 39 : Les "Métabasaltes à amygdales blanches".

a) Echantillon 2-254 : Les phénocristaux sont des clinopyroxènes (traits forts) et des plagioclases (tiretés). Les amygdales sont constituées de feldspaths anomaux à l'extérieur et de chlorites (pointillés) au centre. La mésostase est microcristalline.



b) Echantillon 2-254 : Ce dessin montre de l'iddingsite (tiretés doubles) en pseudomorphes de péridots et incluse dans un phénocristal subautomorphe d'augite.



c) Echantillon 2-264 : Détail de l'assemblage de différents cristaux de feldspaths anomaux dans une amygdale. Leur cristallisation a pu se faire en deux temps. Les chlorites qu'ils contiennent en inclusion sont probablement des produits d'altération.

Les plus petites, analogues à celles que l'on rencontre dans les autres laves, sont de forme quelconque, très contournées et remplies de chlorites fibreuses ou granulaires peu biréfringentes ; leurs épontes sont parfois tapissées d'un liseré siliceux ou feldspathique.

Les autres sont grandes (1 à 2 cm), subsphériques ou ellipsoïdales. Elles sont constituées d'un enchevêtrement de grands cristaux de feldspaths anormaux associés à de rares chlorites, zéolites et épidotes (elles correspondent peut-être à l'altération des feldspaths). Il faut noter également que les cristaux situés en bordure sont plus petits, ce qui permet de supposer que la cristallisation s'est faite en deux temps.

D. QUATRIEME EPISODE VOLCANIQUE

Cet épisode débute par un fin niveau de cinérites surmonté d'une épaisse formation lavique.

I. - CINERITES DU RODA (fig. 40 a et b)

Il s'agit de roches friables, très peu consolidées, dont la structure clastique est légèrement hétérogranulaire. Les grains sont jointifs ou dispersés selon les niveaux observés.

Ces formations caractérisées par la finesse de leurs fragments - puisque les plus gros éléments atteignent à peine le demi-millimètre - sont constituées d'opagues, de pyroxènes, d'un peu de périclases sous forme de fantômes et de rares plagioclases profondément altérés. Les fragments de roches microlitiques sont exceptionnels. La matrice, généralement abondante, est composée de cendres très fines chloritisées.

II. - METABASALTES D'AYOS IOANNIN (fig. 41 a, b et c et fig. 42)

Les metabasaltes d'Ayos Ioannin sont situés au sommet de la série du Roda. Il s'agit d'une épaisse succession de coulées de même nature pétrographique.

Leur structure est microlitique porphyrique fréquemment fluidale.

La mésostase représente une partie importante de la roche (50 % environ). Elle est composée d'une pâte cryptocristalline qui provient de la dévitrification d'un ancien verre volcanique, presque opaque, parfois encore visible. Cette pâte renferme de nombreux microlites orientés d'albite -aspect fluidal-, de rares microlites globuleux d'augite et quelques

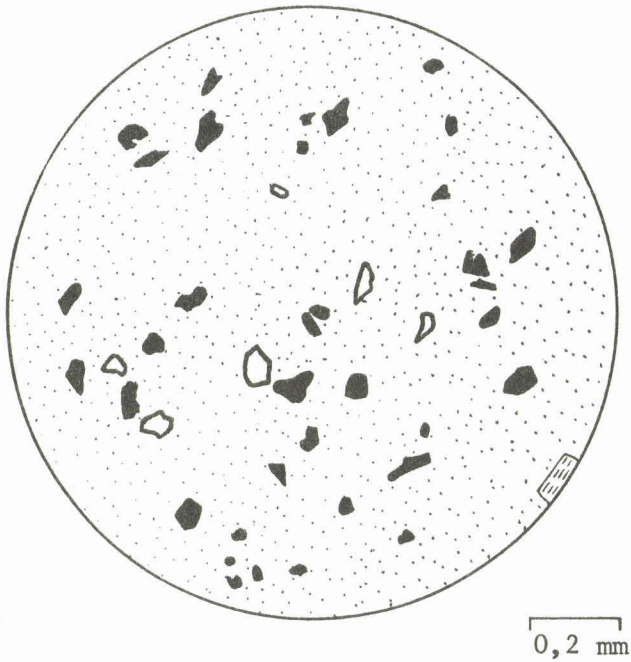
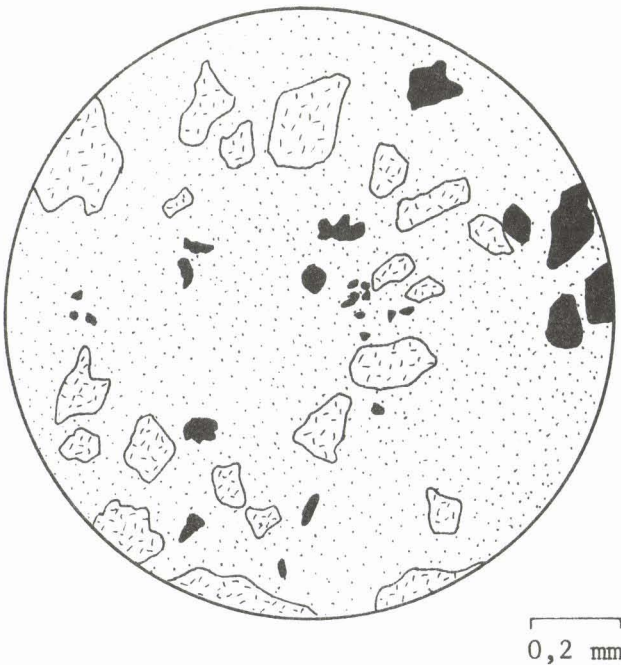


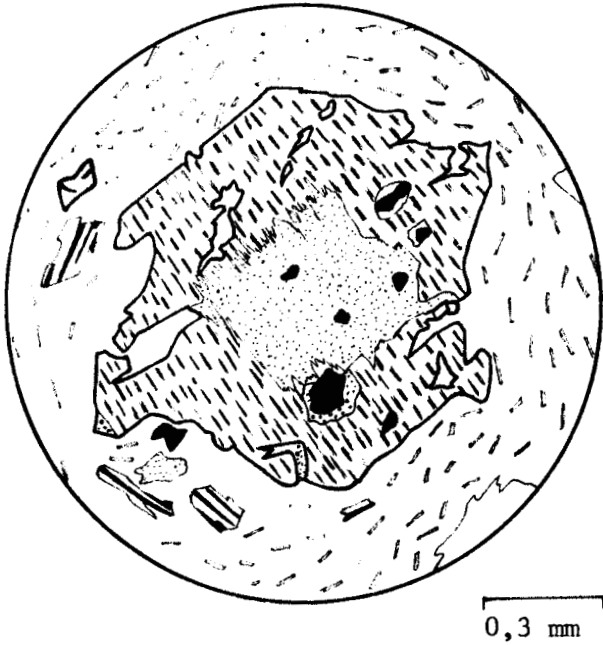
Fig. 40 : Les "Cinérites du Roda".

a) Echantillon 2-271 : Les débris de clinopyroxènes (traits forts), de feldspaths (tiretés) et d'opaques sont très dispersés dans une matrice chloriteuse.

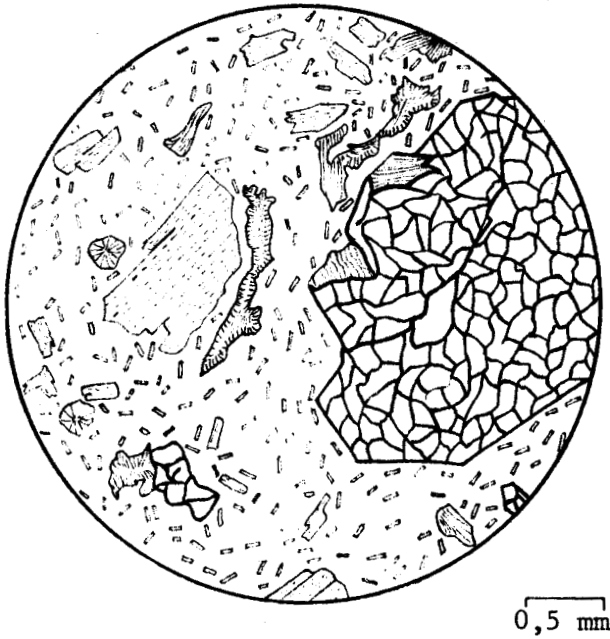


b) Echantillon 2-270 : Dans cet échantillon, les fragments sont souvent vitreux (tiretés). Les opaques sont toujours présents. La matrice chloriteuse est très abondante.

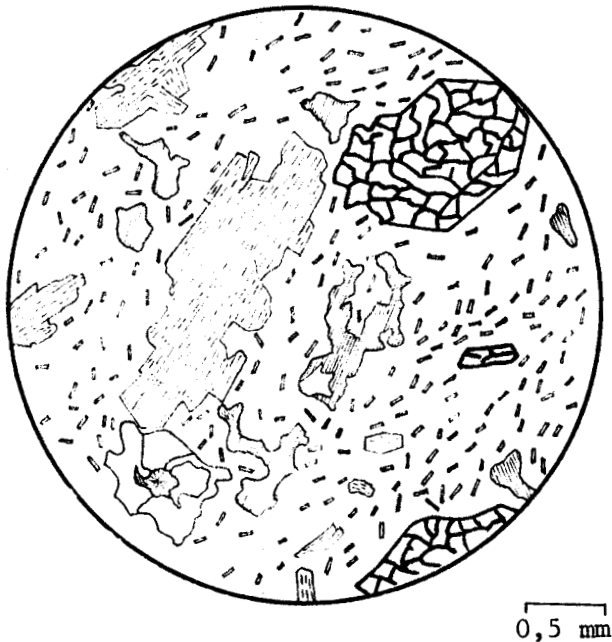
Fig. 41 : Les "Métabasaltes d'Ayos Ioannin".



a) Echantillon 2-278 : Un cristal corrodé d'olivine est pseudomorphosé en iddingsite (tiretés), opaques et chlorites (pointillés). Les feldspaths plagioclases sont petits. La pâte est un verre microlitique. Noter la présence d'une petite amygdale chloritique.



b) Echantillon 2-279 : De grands clinopyroxènes (traits forts) et des feldspaths plagioclases (tiretés) sont dispersés dans un verre microlitique. Les amygdales sont constituées de chlorites fibreuses parfois fibroradiées (traits fins).



c) Echantillon 2-279 : Dans les amygdales apparaissent des cristaux de feldspaths anomaux (en blanc). Ils sont associés à des chlorites.



grains opaques.

Les phénocristaux représentent donc la moitié de la roche. Les plus abondants sont des plagioclases relativement grands (jusqu'à 4 mm) et souvent transformés. Automorphes, ils sont souvent accolés entre eux de manière à dessiner une sorte de croix.

Il s'agit essentiellement d'albite mâclé parfois Albite, plus fréquemment Albite-Ala B ; mâcle complexe caractérisée par un plan de mâcle (010) et un axe de mâcle perpendiculaire à 100 dans (010).

Les clinopyroxènes de type augite se présentent sous forme de phénocristaux de 1 à 5 mm, automorphes mais fréquemment corrodés. Ils sont altérés, avec développement de chlorites.

Les "métabasaltés d'Ayos Ioannin" se distinguent des autres coulées dans la mesure où les reliques d'olivine sont presque aussi abondantes que les pyroxènes. Les périclites sont épigénisés par des minéraux opaques (oxydes divers) sur leurs pourtours alors que l'on observe de l'iddingsite le long des craquelures et des minéraux phylliteux au coeur. L'échantillon 2-277 montre un très bel exemple de pseudomorphe de l'olivine en bowlingite dont le clivage fin est perpendiculaire aux faces (010) de l'olivine d'origine. L'angle 2V que j'ai pu mesurer sur de rares individus partiellement conservés de périclite tend à prouver, par sa valeur, qu'il s'agit de forstérite (F_o 80).

Les amygdales toujours petites (1 mm), assez abondantes, sont de forme amiboïde. Elles sont constituées de l'extérieur vers l'intérieur :

- d'un liseré de feldspaths anomaux tapissant sporadiquement les parois ;
- de chlorites fibreuses souvent disposées en sphérolites ;
- de chlorites microcristallines.

E. CINQUIÈME EPISODE

LES METABASALTES D'AYOS SERAPHIM (fig. 43 a et b)

Les "métabasaltés d'Ayos Seraphin" affleurent en bordure de la plaine alluviale d'Atalanti et recourent les autres faciès du Roda. Ce fait indique une fracturation de l'édifice après les venues volcaniques précédentes.

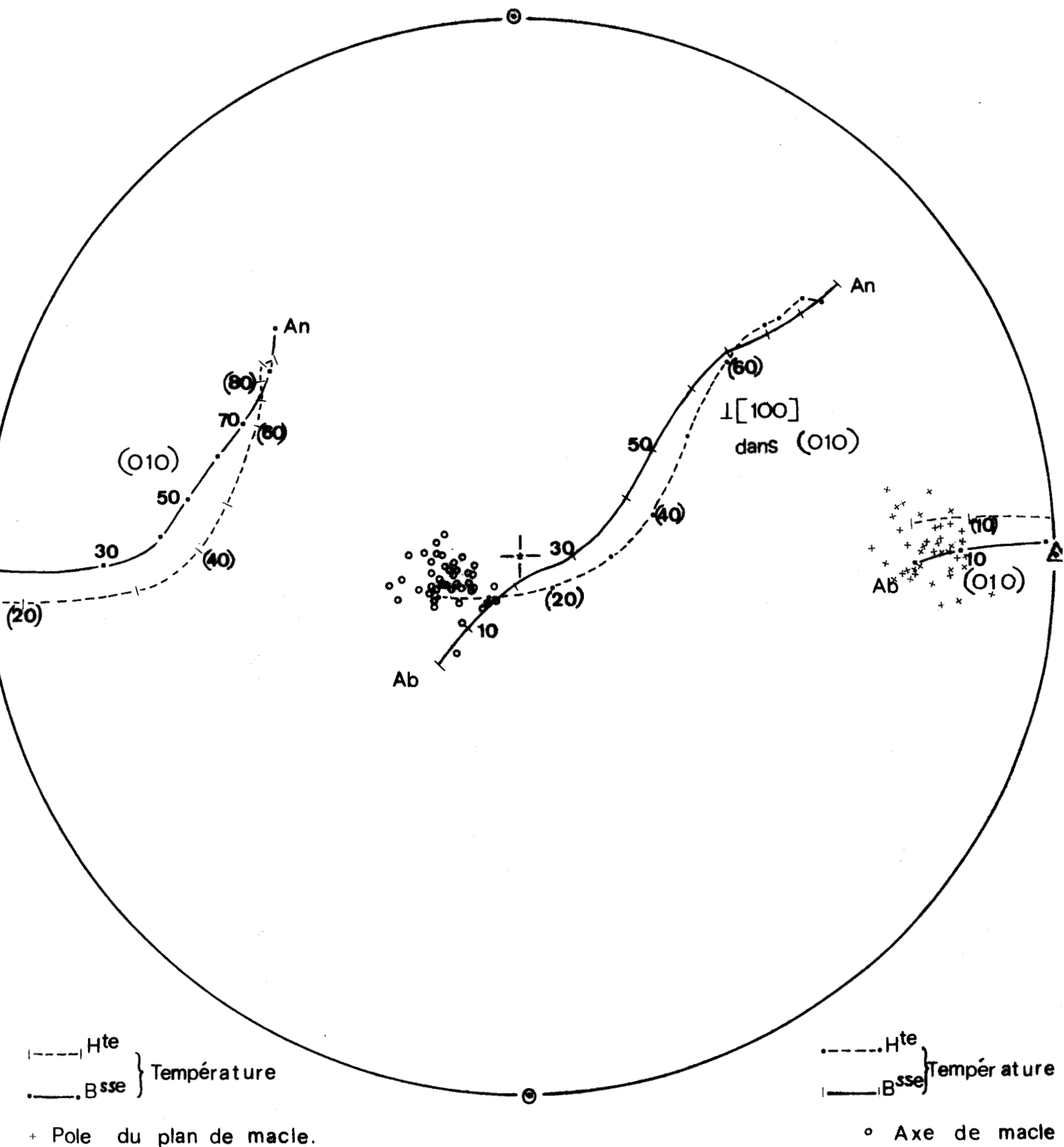


Fig. 42 : Diagrammes des mâcles Albite-Albite B des plagioclases des "métabasaltes d'Ayos Ioannin".



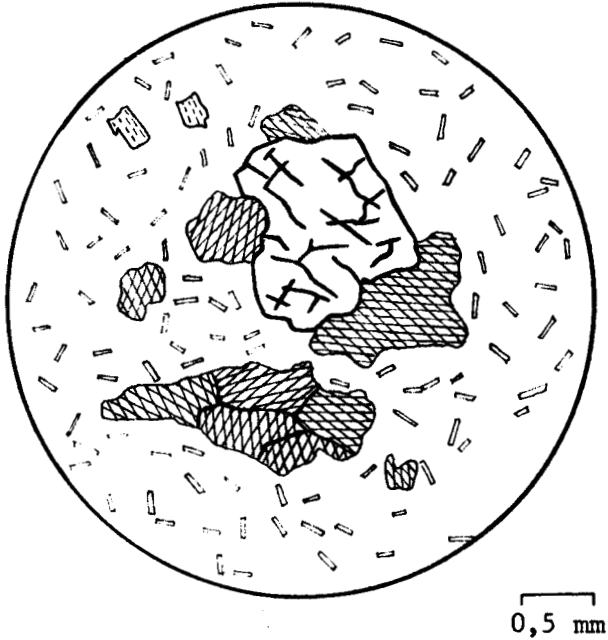
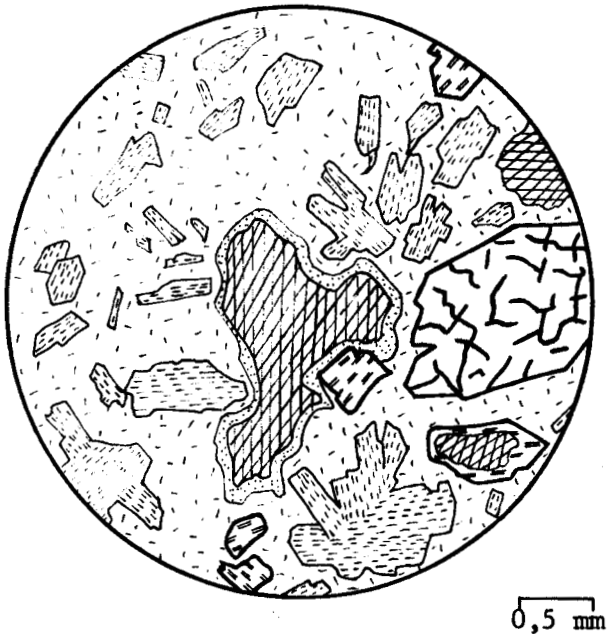


Fig. 43 : Les "Métabasaltes d'Ayos Séraphim".

a) Echantillon 2-365 : Les phénocristaux de feldspaths sont assez rares (tiretés). Les pyroxènes sont de plus grandes dimensions. La mésostase est microlitique à structure légèrement fluidale. Les amygdales nombreuses sont calcitiques.



b) Echantillon 2-377 : Aux éléments figurés de l'échantillon 2-365 s'ajoute de l'iddingsite (tiretés doubles) en pseudomorphose de péridots. Elle peut être associée à de la calcite. Les plagioclases sont abondants. Les amygdales sont calcitiques mais parfois entourées d'une fine enveloppe de chlorite.

BUS
LILLE

Ces roches de teinte verdâtre présentent une structure hyaloporphyrrique à microlitique porphyrique. Elles sont, de plus, amygdalaires.

L'abondance de la pâte est très variable mais généralement faible. Il s'agit d'un verre volcanique en voie de dévitrification qui contient parfois quelques microlites de feldspaths altérés et de clinopyroxènes. Les microlites lorsqu'ils existent sont orientés autour des éléments figurés de tailles plus importantes (structure fluidale).

Les phénocristaux, de 1 à 3 mm, les plus nombreux correspondent à des plagioclases. Il s'agit d'albite fortement transformée.

Les ferromagnésiens, fortement corrodés, sont beaucoup plus rares que les feldspaths. Les clinopyroxènes de type augite sont altérés avec développement de chlorites alors que les olivines sont épigénisées par de l'iddingsite et des minéraux phylliteux.

Les vésicules sont de deux types. Les premières, classiques, de petites dimensions et de formes quelconques, sont constituées de chlorites fibreuses et d'épidotes. Les secondes sont plus grandes, sensiblement sphériques ou ellipsoïdales, de dimensions comprises entre 2 et 4 mm ; leurs parois sont tapissées de chlorites alors que leur centre est calcitique.

Les "métabasaltes d'Ayos Séraphin" ressemblent, en fait, beaucoup aux "métabasaltes d'Ayos Ioannin". La différence pétrographique essentielle est la présence d'amygdales calcitiques dans les premières.

CONCLUSIONS

La série du Roda, divisée en cinq épisodes, montre une alternance de laves et de pyroclastites. Les pyroclastites, dominantes à la base, se font de plus en plus rares vers le sommet de l'édifice volcanique.

Les fragments observés dans les pyroclastites sont d'origine différentes : débris de roches anciennes, débris de cristaux et billes de verre volcanique.

Les laves présentent des structures sensiblement identiques, hyaloporphyrrique à microlitique porphyrique. Les plagioclases sont toujours transformés de même que les périclases. Les clinopyroxènes (augite et diopside) sont les éléments les plus frais.

Les clinopyroxènes sont fréquents à la base de la série alors que les

plagioclases sont nettement dominants dans les roches les plus récentes : "métabasaltes d'Ayos Ioannin, d'Ayos Séraphin" ; fait qui suppose une différenciation au sein d'une chambre magmatique.

Il s'agit de basaltes, très transformés, qui ont acquis un faciès paléovolcanique à olivine épigénisée et plagioclases altérés.

CHAPITRE III : LES FORMATIONS CHAOTIQUES

Les "formations chaotiques" ont pris naissance par voie explosive et apparaissent comme une juxtaposition de blocs pouvant atteindre plusieurs mètres. L'étude pétrographique de ceux-ci a montré qu'il s'agissait de roches appartenant à la série occidentale et à la série du Roda.

L'explosion a, toutefois, été accompagnée de l'émission d'une très faible quantité de lave.

Il s'agit d'un verre de teinte rouge, presque opaque, très légèrement microlitique et de structure fluidale : microlites d'albite et microlites de clinopyroxènes (fig. 44).

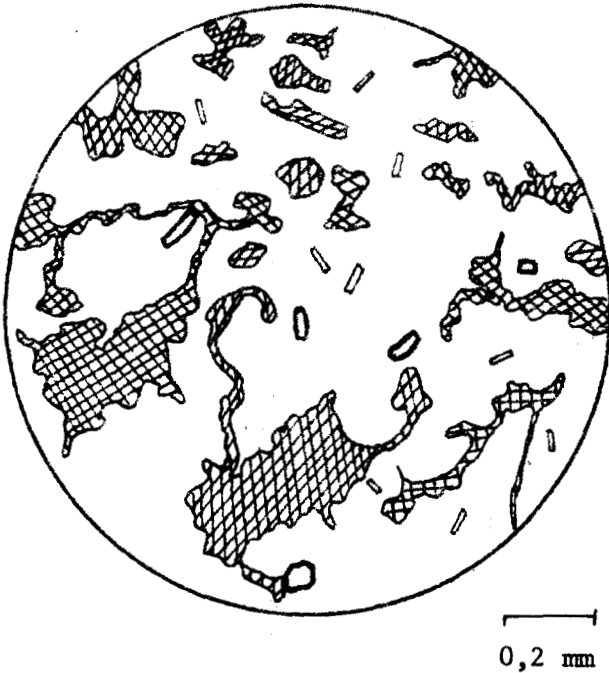


Fig. 44 : Les "Formations chaotiques".

Ce verre renferme quelques microlites de feldspaths et d'augite. Les amygdales amiboïdes sont calcitiques (quadrillage losangique).

Le verre est excessivement vacuolaire. Les vésicules sont petites, de formes amiboïdes, et communiquent fréquemment entre elles. Elles sont toujours remplies de calcite.

La roche est très friable, elle paraît écrasée et traversée d'une multitude de fins filonnets de calcite.

CHAPITRE IV : ETUDE MINERALOGIQUE

Ce chapitre est consacré, d'une part, à la description de feldspaths qui se singularisent par leurs positions dans la roche et leurs propriétés optiques, d'autre part, à l'examen des compositions chimiques de deux espèces minérales -plagioclases et pumpelleyite- analysées à la microsonde automatisée.

A. LES FELDSPATHS ANOMAX

I. - LOCALISATION

La majorité des coulées basaltiques décrites précédemment renferment des vésicules ou amygdales remplies par des feldspaths caractérisés par des propriétés optiques différentes de celles observées habituellement. Ces feldspaths ont été qualifiés d'anomax. Ils peuvent aussi épigéniser les clinopyroxènes -ils sont alors situés au niveau des clivages et des craquelures- ou remplir les fissures de la roche.

Engrenés les uns dans les autres, xénomorphes, leurs formes sont quelconques.

II. - PROPRIETES OPTIQUES

Les feldspaths anomax présentent en lumière naturelle un aspect trouble. Leurs indices de réfraction sont compris entre 1,53 et 1,55.

Leurs clivages sont exceptionnels.

Ils contiennent généralement, en inclusions, des minéraux aciculaires ou granulaires de type chlorite et zéolite formant parfois un chevelu très abondant.

En lumière polarisée ils montrent, lorsqu'ils sont presque à l'extinction, un quadrillage fin et très fugace. Les mâcles sont extrêmement rares puisque je n'ai observé qu'une seule mâcle polysynthétique, quelques contacts rectilignes entre deux individus voisins pouvant être rapportés à des mâcles de type Carlsbad.

Leur biréfringence est faible, la biréfringence maximale mesurée étant de 0,0066.

L'extinction est fréquemment roulante.



Ces feldspaths sont biaxes de signe positif et leur angle $2V$ est très variable -il varie de 5 à 60° - même au niveau de la lame mince, les valeurs de $2V$ les plus fréquentes étant voisines de 20° .

La dispersion est faible avec $r > v$.

III. - COMPOSITION - NOMENCLATURE

De tels feldspaths ont déjà été signalés dans les laves hawaïennes (BARTH, 1930-1951 ; MAC DONALD, 1942) et au Japon (TOMITA, 1931-1933).

BARTH conclut de son étude qu'il doit s'agir de feldspaths calco-sodiques contenant en proportions variables un mélange isomorphe de feldspaths alcalins et de néphéline sous forme de carnégiéite (forme triclinique métastable en dessous de 690°).

MAC DONALD montre que ces minéraux existent parfois dans des roches à quartz normatif. Il en déduit que la présence de néphéline est impossible et qu'il s'agit probablement d'une solution solide de feldspaths potassiques et de feldspaths calco-sodiques. La proportion de feldspaths potassiques est au moins égale à 10 %.

TOMITA leur a donné les noms d'oligoclase potassique et d'andésine potassique.

CONCLUSIONS

Les feldspaths anomaux semblent n'exister que dans les roches à refroidissement rapide (MAC DONALD) : roches extrusives et roches intrusives microgrenues. Il en résulte que la solution solide évoquée est probablement stable à haute température et métastable à basse température.

Les feldspaths anomaux sont toujours secondaires par rapport à la minéralogie des basaltes qui les renferment et semblent avoir cristallisé en plusieurs temps. Ils peuvent en effet contenir des phyllites en inclusions alors que ces mêmes phyllites sont parfois situées au centre d'amygdales dont les parois sont tapissées de feldspaths. D'autre part, l'assemblage des cristaux de quelques vésicules (fig. 39 c) suggère qu'il y ait eu deux phases de cristallisation feldspathiques.

TABLEAU I : ANALYSES DE PUMPELLYITE DES "METABASALTES AMYGDALAIRES".
Echantillon 2-236.

SiO ₂	37,13	36,96	42,67
TiO ₂	0,07	0,08	0,12
Al ₂ O ₃	23,01	22,99	21,44
FeO	8,23	7,68	7,78
MnO	0,31	0,18	0,17
MgO	7,72	8,10	2,10
CaO	17,44	18,10	18,70
Na ₂ O	0,03	0,06	1,05
K ₂ O	0,03	0,02	0,02
Total	93,97	93,67	94,05

NOMBRE D'IONS SUR LA BASE DE 28 (O, OH, H₂O)

Si	5,937	5,818	6,764
Al	4,339	4,322	4,007
Ti	0,009	0,009	0,013
Mg	1,842	1,924	0,495
Fe ²⁺	1,102	1,026	1,030
Mn	0,044	0,022	0,022
Na	0,009	0,018	0,324
Ca	2,989	3,092	3,174
K	0,004	0,004	0,004
OH	3,000	3,000	3,000
H ₂ O	2,000	2,000	2,000



B. ETUDE A LA MICROSONDE AUTOMATISEE

Outre les clinopyroxènes -dont l'étude est reportée en troisième partie- des analyses à la microsonde automatisée ont été menées sur les plagioclases et sur la pumpellyite.

I. - LES PLAGIOCLASES

Les études microscopiques ont montré que les plagioclases des laves d'Atalanti étaient de nature albitique. Or ces plagioclases sont souvent altérés et il a été nécessaire d'affiner les déterminations.

Les plagioclases de l'échantillon 2-236 ("Métabasaltés amygdalaires") ont donc été analysés. Ce travail confirme leur nature albitique, les teneurs en albite étant comprises entre 92 et 98 %.

II. - LA PUMPELLYITE

Parmi les minéraux d'altération des plagioclases, nous avons noté la présence de pumpellyite. Elle a été analysée à la microsonde. Les résultats des analyses sont portés dans le tableau I.

Les formules des pumpellyites sont variables. Celles des laves d'Atalanti paraissent relativement pauvres en calcium. L'une d'entre elles -il s'agit d'une pumpellyite brune- est riche en silice.

CONCLUSIONS

Ces études confirment l'existence d'une albitisation des plagioclases. Le calcium libéré étant partiellement retenu au niveau des pumpellyites.

CONCLUSIONS DE L'ETUDE PETROGRAPHIQUE

Les deux grandes familles de roches étudiées, à savoir pyroclastites et laves, présentent, pour chacune d'entre elles, une grande homogénéité.

Les pyroclastites sont caractérisées par une grande finesse de grain. Les matrices cendreuse cimentent des éléments plus grossiers de natures diverses -débris de laves, fragments de cristaux et parfois billes ou échar-des de verre volcanique-. Il s'agit donc de roches clastiques de type mixte avec de légères variations dans la proportion des éléments.

Les laves ont toutes donné naissance à des roches de nature basaltique dont les compositions minéralogiques varient peu -plagioclases, clinopyroxènes, olivine- et dont les mésostases, abondantes, sont vitreuses et fréquemment altérées.

Ces roches sont riches en phénocristaux de plagioclases secondairement transformés en albite associée à des phyllites -chlorite, pumpelleyite- quartz et parfois calcite.

Les clinopyroxènes de type augite et diopside sont les minéraux les moins altérés alors que l'olivine est toujours épigénisée.

Nous avons noté, de plus, des faciès d'accumulation, de clinopyroxènes à la base de la série, de plagioclases à son sommet, qui montrent l'existence d'une légère différenciation dans la chambre magmatique.

TROISIEME PARTIE

ETUDE GEOCHIMIQUE
DU MASSIF VOLCANIQUE PERMO-TRIASIQUE D'ATALANTI

INTRODUCTION

Les études pétrographiques effectuées sur les laves et pyroclastites du Roda se montrant insuffisantes, il apparaît nécessaire d'aborder en troisième partie de ce mémoire l'étude géochimique afin de :

- montrer si les formations rencontrées appartiennent à un ou à plusieurs magmas originels ;
- caractériser ce ou ces magmas.

Les laves et pyroclastites d'Atalanti présentent en effet de nombreuses transformations qui, déjà signalées lors de l'étude pétrographique, masquent parfois profondément leurs caractères minéralogiques et chimiques primaires.

Ainsi les plagioclases sont-ils transformés en un mélange d'albite et de pumpellyite auxquels s'ajoutent parfois calcite et épidotes. L'olivine est, sauf cas exceptionnel, épigénisée. Seuls les pyroxènes sont relativement bien conservés en dépit d'un développement de minéraux de nature chloriteuse ; ces transformations rendent donc plus difficile la caractérisation du ou des magmas originels.

Dans le but de résoudre les problèmes posés, des analyses chimiques sur roche totale ont été effectuées. Elles concernent 10 laves et 12 pyroclastites. Les roches ont été analysées au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy par la méthode quantométrique. De plus FeO et P₂O₅ ont été dosés par voie chimique (voir tableau).

Les clinopyroxènes de certaines laves (Ech. 2-236, 2-239, 2-258 et 2-320) ainsi que l'albite et la pumpellyite ont été analysés à la microsonde automatique CAMEBAX des services communs des Universités de NANCY I, BESANCON et STRASBOURG, par H. LAPIERRE. Les conditions techniques d'analyse furent les suivantes : voltage d'accélération 15 kV, intensité du faisceau 8 nano A, diamètre du faisceau 3 µm, le temps de comptage étant de six secondes par groupe de 3 éléments.

Les corrections ont été faites selon le programme HENOC et TONG (1978).

Les résultats d'analyse minéralogique figurent dans les tableaux II et III.

L'étude chimique a été menée dans le but de caractériser le ou les magmas parentaux. Pour cela divers diagrammes géochimiques ont été

utilisés. Nous y distinguerons les grands types suivants :

- tout d'abord des histogrammes de répartition des éléments majeurs et les variations de certains d'entre eux en fonction de MgO, les histogrammes ont également été dessinés pour les traces ;
- ensuite des diagrammes classiques basés sur les pourcentages en poids d'oxydes ;
- puis des diagrammes chimico-minéralogiques qui prennent en compte les compositions normatives des roches ;
- enfin quelques figures permettront d'illustrer et de définir les principales altérations affectant le paléovolcanisme d'Atalanti.

Compte tenu des données analytiques obtenues et des diagrammes utilisés, l'étude géochimique comprendra cinq chapitres. Le plan peut se résumer comme suit :

- un premier chapitre traitant de géochimie générale comportera les histogrammes de répartition des majeurs, leurs variations en fonction de MgO ainsi que les diagrammes classiques ;
- un deuxième chapitre chimico-minéralogique sera exclusivement consacré aux diagrammes normatifs, le caractère du ou des magmas parentaux devrait alors être défini ;
- un troisième chapitre qui utilisera les données chimiques des pyroxènes permettra de confirmer les tendances géochimiques de ce ou ces magmas ;
- les quelques éléments traces donnés par quantométrie seront traités dans un quatrième chapitre ;
- enfin la partie géochimie prendra fin par l'étude des altérations subies par les laves et les pyroclastites.

Les tableaux II et III comportent, outre les résultats d'analyses brutes obtenues par quantométrie, des résultats d'analyses recalculées.

Les analyses brutes ont été modifiées car, par la méthode quantométrique, le fer total est dosé sous la forme Fe_2O_3 . Comme le dosage du FeO a été réalisé, les analyses recalculées ne correspondent en fait qu'au partage entre Fe_2O_3 et FeO réels de la roche.

En ce qui concerne le "verre calcitique", la correction intéresse tous les éléments. Il apparaît, en effet, que ce verre volcanique est riche en calcite libre secondaire dont l'influence a été déterminée à partir de comptages effectués en plaques minces.

TABLEAU II : ANALYSES CHIMIQUES DE 10 LAVES DU RODA

○ METABASALTES PORPHYRIQUES
● VERRES VOLCANIQUES

Ech.	3-270	3-272	3-273	3-275	3-276	3-278	3-279	3-285	3-286	3-288	
	○	○	○	○	○	○	○	○	●	●	
Analyses brutes	SiO ₂	54,20	46,10	46,80	49,60	50,70	57,30	50,50	49,40	40,20	
	Al ₂ O ₃	14,47	16,00	16,25	15,80	15,25	15,60	16,85	17,95	13,05	
	Fe ₂ O ₃ t	8,27	10,86	11,53	9,90	9,93	7,37	9,37	11,63	9,93	
	MnO	0,16	0,17	0,21	0,15	0,14	0,12	0,17	0,28	0,20	
	MgO	4,47	4,05	5,67	3,33	3,82	2,81	5,12	2,18	8,05	
	Na ₂ O	2,66	0,50	3,51	0,51	2,01	3,83	3,06	5,09	2,59	
	K ₂ O	1,09	0,33	1,87	0,33	0,62	0,92	0,81	0,58	1,92	
	CaO	7,89	15,81	7,40	14,85	10,98	7,61	8,42	7,95	12,16	
	TiO ₂	1,01	1,33	1,43	1,19	1,18	0,99	1,35	1,48	1,32	
	P ₂ O ₅	0,25	0,23	0,29	0,25	0,22	0,19	0,27	0,26	0,26	
	P. F.	5,00	4,77	3,88	4,81	4,51	3,03	4,35	3,08	10,56	
	Total	99,20	99,92	98,55	100,47	99,14	99,58	100,00	99,45	99,62	99,98
	Analyses recalculées	SiO ₂	54,20	46,10	46,80	49,60	50,70	57,30	50,50	49,40	46,30
Al ₂ O ₃		14,47	16,00	16,25	15,80	15,25	15,60	16,85	17,95	15,05	
Fe ₂ O ₃		4,18	9,51	8,12	8,75	7,80	6,47	5,68	11,60	11,11	
FeO		3,68	1,22	3,17	1,04	1,92	0,81	3,32	0,03	0,30	
MnO		0,16	0,17	0,21	0,15	0,14	0,12	0,17	0,28	0,23	
MgO		4,47	4,05	5,67	3,33	3,82	2,81	5,12	2,18	9,25	
Na ₂ O		2,66	0,50	3,51	0,51	2,01	3,83	3,06	5,09	2,98	
K ₂ O		1,09	0,33	1,87	0,33	0,62	0,92	0,81	0,58	2,21	
CaO		7,89	15,81	7,40	14,85	10,98	7,61	8,42	7,95	5,43	
TiO ₂		1,01	1,33	1,43	1,19	1,18	0,99	1,35	1,48	1,52	
P ₂ O ₅		0,25	0,23	0,29	0,25	0,22	0,19	0,27	0,26	0,30	
Total		94,06	95,25	94,72	95,80	94,64	96,65	95,55	95,28	96,80	94,68
Normés CIPW		Q	11,3	5,2		11,8	8,3	11,7	2,5	6,9	
	Or	6,9	2,1	11,8	2,0	3,9	5,7	5,0	3,9	3,6	14,0
	Ab	24,0	4,5	27,1	4,5	18,1	33,7	27,2	19,3	40,2	27,0
	An	25,9	42,8	24,5	41,9	32,7	23,5	31,4	33,3	25,5	22,7
	Ne			2,4						2,6	
	Di	11,7	32,3	10,5	28,4	19,9	12,1	8,9	17,3	12,0	3,6
	Hy	15,3	7,6		6,1	11,9	8,6	19,4	14,3		1,0
	Ol			17,8						10,3	25,6
	Mt	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3
	Il	2,0	2,7	2,9	2,4	2,4	2,0	2,7	2,0	2,9	3,1
Ap	0,6	0,5	0,7	0,6	0,5	0,4	0,6	0,7	0,6	0,7	
Paramètres Niggli	si	160,0	109,1	116,0	126,4	136,5	178,4	132,5	133,8	131,8	108,9
	al	25,1	22,3	23,7	23,7	24,2	28,6	26,0	24,5	28,2	20,9
	c	24,9	40,1	19,6	40,6	31,7	25,4	23,7	30,1	22,7	13,7
	fm	40,3	36,0	45,3	33,9	37,8	32,6	41,2	39,8	35,0	55,3
	alc	9,7	1,6	11,4	1,8	6,3	13,4	9,1	6,6	14,1	10,1
	mg	20,7	14,5	21,8	12,8	15,7	13,0	20,0	16,8	8,6	32,4
	ti	2,4	2,4	2,8	2,3	2,4	2,3	2,7	2,7	3,0	2,7
	m	0,51	0,42	0,49	0,40	0,43	0,43	0,51	0,46	0,27	0,62
	k	0,21	0,30	0,26	0,30	0,17	0,14	0,15	0,16	0,07	0,49
	c/fm	0,62	1,11	0,43	1,20	0,84	0,78	0,58	0,78	0,65	0,25



TABLEAU A : ANALYSES CHIMIQUES DE 6 PYROCLASTITES DU RODA

▲ BRECHES
 △ TUPS
 * CINERITES

	Ech.	3-267 ▲	3-268 △	3-269 ▲	3-271 △	3-274 △	3-277 *	
Analyses brutes	SiO ₂	65,60	52,20	52,30	52,00	51,50	51,10	
	Al ₂ O ₃	15,25	15,45	14,85	15,75	15,65	17,15	
	Fe ₂ O ₃ t	4,43	9,39	8,94	9,55	10,84	9,68	
	MnO	0,10	0,14	0,16	0,11	0,14	0,18	
	MgO	1,33	4,88	7,37	5,64	5,13	2,85	
	Na ₂ O	5,56	1,42	1,62	2,48	4,98	3,84	
	K ₂ O	2,66	2,47	1,33	3,73	1,79	1,52	
	CaO	2,56	7,64	8,03	4,97	4,26	6,45	
	TiO ₂	0,67	1,11	1,05	1,07	1,22	1,50	
	P ₂ O ₅	0,20	0,25	0,24	0,24	0,30	0,36	
	P. F.	1,59	5,15	4,93	4,48	3,25	5,09	
	Total	99,95	100,10	100,82	100,02	99,06	99,72	
	Analyses recalculées	SiO ₂	65,60	52,20	52,30	52,00	51,50	51,10
		Al ₂ O ₃	15,25	15,45	14,85	15,75	15,65	17,15
Fe ₂ O ₃		2,81	7,05	5,30	6,96	8,03	8,05	
FeO		1,45	2,11	3,27	2,33	2,53	1,47	
MnO		0,10	0,14	0,16	0,11	0,14	0,18	
MgO		1,33	4,88	7,37	5,64	5,13	2,85	
Na ₂ O		5,56	1,42	1,62	2,48	4,98	3,84	
K ₂ O		2,66	2,47	1,33	3,73	1,79	1,52	
CaO		2,56	7,64	8,03	4,97	4,26	6,45	
TiO ₂		0,67	1,11	1,05	1,07	1,22	1,50	
P ₂ O ₅		0,20	0,25	0,24	0,24	0,24	0,30	
Total		98,19	94,72	95,52	95,28	95,53	94,47	
Normes CIPW		Q	15,8	9,1	7,9	0,7		2,4
		Or	16,0	15,5	8,2	23,3	11,1	9,6
	Ab	48,0	12,7	14,3	22,1	44,4	34,6	
	An	9,0	30,3	30,8	22,0	15,9	26,7	
	Ne							
	Di	2,3	6,9	8,9	2,1	3,7	4,3	
	Hy	5,0	20,3	24,9	24,9	4,6	16,2	
	Ol					14,8		
	Mt	2,2	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3	
	Il	1,3	2,3	2,1	2,0	2,5	3,1	
	Ap	0,4	0,6	0,6	0,6	0,7	0,8	
	Cr							
Paramètres Niggli	si	266,5	147,4	136,7	145,4	141,2	148,7	
	al	36,5	25,7	22,9	25,9	25,3	29,4	
	c	11,1	23,1	22,5	14,9	12,5	20,1	
	fm	23,6	42,9	48,3	45,8	45,8	36,9	
	alc	28,8	8,3	6,3	13,4	16,4	13,6	
	mg	8,1	21,7	29,9	23,7	21,9	12,6	
	ti	2,1	2,3	2,1	2,3	2,6	3,3	
	m	0,37	0,50	0,59	0,54	0,48	0,36	
	k	0,24	0,53	0,35	0,50	0,19	0,21	
	c/fm	0,47	0,54	0,46	0,33	0,27	0,54	



TABLEAU III B : ANALYSES CHIMIQUES DE 6 PYROCLASTITES DU RODA

▲ BRECHES
 △ TUFFS
 * CINERITES

	Ech.	3-280 *	3-281 △	3-282 ▲	3-283 *	3-284 △	3-287 *
Analyses brutes	SiO ₂	56,90	58,00	67,70	52,00	51,20	47,70
	Al ₂ O ₃	15,15	15,30	14,15	15,85	13,30	18,00
	Fe ₂ O ₃ t	7,48	7,80	4,32	9,29	9,61	11,28
	MnO	0,12	0,08	0,07	0,15	0,17	0,21
	MgO	3,60	2,38	1,13	5,51	5,33	5,11
	Na ₂ O	5,04	3,38	5,45	5,18	0,86	3,02
	K ₂ O	1,82	3,85	2,31	1,31	0,52	1,51
	CaO	4,12	2,19	1,62	6,58	12,46	8,66
	TiO ₂	0,89	0,86	0,69	1,09	1,27	1,50
	P ₂ O ₅	0,25	0,22	0,22	0,23	0,24	0,28
	P. F.	4,07	4,91	1,75	3,27	4,87	2,73
	Total	99,44	101,16	99,41	100,46	99,83	100,00
Analyses recalculées	SiO ₂	56,90	58,00	67,70	52,00	51,20	47,70
	Al ₂ O ₃	15,15	15,30	14,15	15,85	13,30	18,00
	Fe ₂ O ₃	4,54	6,98	2,42	6,13	8,03	5,26
	FeO	2,65	0,74	1,71	2,85	1,42	5,42
	MnO	0,12	0,08	0,07	0,15	0,17	0,21
	MgO	3,60	2,38	1,13	5,51	5,33	5,11
	Na ₂ O	5,04	3,38	5,45	5,18	0,86	3,02
	K ₂ O	1,82	3,85	2,31	1,31	0,52	1,51
	CaO	4,12	2,19	1,62	6,58	12,46	8,66
	TiO ₂	0,89	0,86	0,69	1,09	1,27	1,50
	P ₂ O ₅	0,36	0,25	0,22	0,23	0,24	0,28
	Total	95,08	93,98	97,47	96,88	94,80	96,67
Normes CIPW	Q	5,3	13,2	22,1		12,6	
	Or	11,3	24,4	14,0	8,0	3,2	9,2
	Ab	45,0	30,6	47,4	42,3	7,7	26,5
	An	14,0	10,2	6,9	16,7	32,8	32,5
	Ne				1,7		
	Di	4,9			12,9	25,7	8,7
	Hy	14,8	14,8	5,4		12,5	3,7
	Ol				13,5		13,7
	Mt	2,3	2,3	2,2	2,3	2,3	2,3
	Il	1,8	1,8	1,3	2,1	2,6	3,0
	Ap	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6
	Cr		2,2	0,2			
Paramètres Niggli	si	183,3	213,6	303,9	135,9	133,1	116,4
	al	28,7	33,2	37,4	24,4	20,4	25,9
	c	14,2	8,7	7,8	18,4	34,7	22,6
	fm	37,6	37,0	24,5	41,9	41,9	42,0
	alc	19,5	21,1	30,3	15,3	3,0	9,5
	mg	17,4	13,1	7,6	21,6	20,6	18,6
	ti	2,1	2,4	2,3	2,1	2,5	2,7
	m	0,48	0,38	0,34	0,54	0,52	0,47
	k	0,19	0,43	0,22	0,14	0,28	0,25
	c/fm	0,38	0,24	0,32	0,44	0,83	0,54



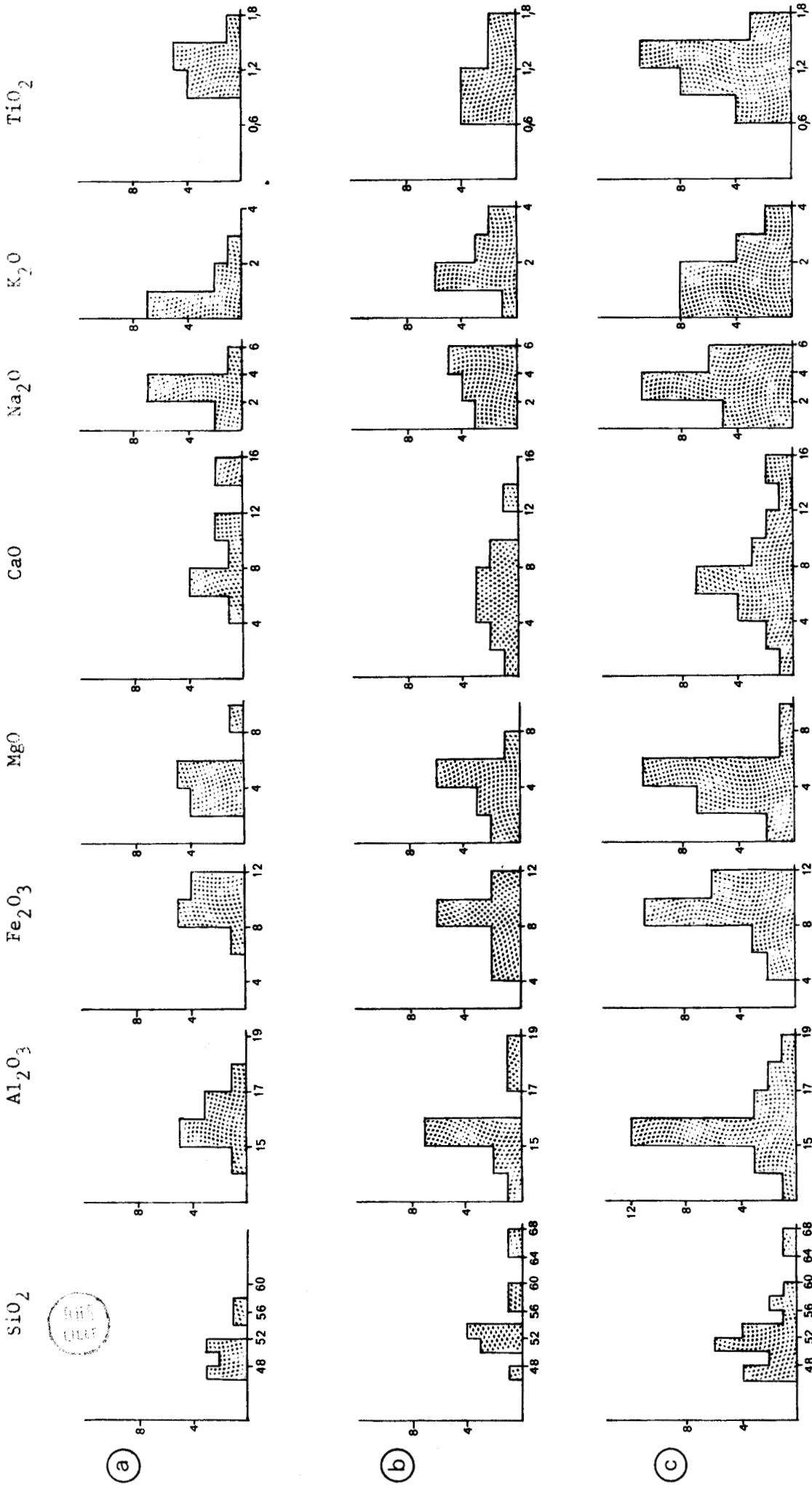


Fig. 45 : Histogrammes de répartition des oxydes majeurs des laves et pyroclastites d'Atalanti.

a : laves

b : pyroclastites

c : ensemble

CHAPITRE I : GEOCHIMIE GENERALE

A. *VARIATIONS DES OXYDES MAJEURS DANS LES LAVES ET PYROCLASTITES D'ATALANTI*

I. - HISTOGRAMME DE REPARTITION DES OXYDES MAJEURS

Afin de mieux visualiser les variations des oxydes majeurs dans les laves et pyroclastites du massif d'Atalanti, et en dépit d'un nombre relativement réduit d'analyses chimiques, des histogrammes ont été construits pour les huit oxydes majeurs -SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ total, MgO, Na₂O, K₂O, CaO et TiO₂- (fig. 45).

Trois histogrammes ont été tracés pour chacun des composants ; le premier est relatif aux laves, le deuxième aux pyroclastites alors que le dernier synthétise les deux précédents.

L'étude des figures obtenues permet d'observer les caractéristiques suivantes pour chacun des constituants.

11) SiO₂ (fig. 45)

Les teneurs en silice des laves paraissent assez homogènes puisque la plupart des formations (8 sur 10) renferment de 46 à 52 % de cet oxyde, ce qui correspond au domaine des roches de composition basaltique. Il faut cependant noter que les "métabasaltes pyroxéniques" et les "métabasaltes d'Ayos Ioannin" sont plus siliceux.

Les pyroclastites, quant à elles, renferment plus de SiO₂ que les laves mais, en dehors de deux brèches (Ech. 3-267 et 3-282), les teneurs restent moyennes. L'ensemble est toutefois moins homogène que dans le cas des coulées.

12) Al₂O₃ (fig. 45)

Les diagrammes de l'alumine présentent une allure nettement plus gaussienne que ceux de la silice. Cela indique que l'alumine est ici un oxyde relativement stable, ce qui est généralement le cas. De plus, il faut remarquer que ces laves sont plus riches en alumine (16-17 %) que les basaltes classiques. Ceci est naturellement dû à la richesse exceptionnelle de ces laves en phénocristaux de plagioclases.

13) Fe₂O₃ (fig. 45)

Les graphes n'ont été tracés que pour la forme ferrique du fer de manière à éliminer l'influence d'une oxydation tardive. Les teneurs en Fe₂O₃ sont plus étalées dans le cas des pyroclastites que dans celui des coulées qui présentent un maxima entre 8 et 10 %.

L'histogramme présente, comme pour l'alumine, une allure gaussienne confirmant ainsi que le fer est un des éléments stables. Néanmoins, le pic maximum situé à 8-10 % indique un enrichissement probable en fer.

De plus, si l'on se réfère aux tableaux d'analyses recalculées, on constate que les valeurs de FeO sont toujours faibles et très variables d'une formation à une autre. Ce fait est l'indice d'une oxydation secondaire du fer, oxydation dont l'intensité, forte, ne semble pas en relation avec la nature de la roche. Toutefois, les laves les moins affectées sont celles qui renferment le plus grand nombre de phénocristaux de pyroxènes, ceci est normal puisque les pyroxènes sont peu altérés.

14) MgO (fig. 45)

L'histogramme des laves est très ramassé. Il présente un maximum aux environs de 5 %, les valeurs étant comprises entre 2,18 et 5,67 %. Une donnée sort très largement de ce domaine, elle correspond au "verre calcitique", pour lequel la teneur est de 8,05 %, chiffre ramené à 9,25 % par élimination de la calcite secondaire des amygdales et filonnets. Cette très forte valeur peut s'expliquer par le fait qu'une partie du magnésium est située au sein de ces amygdales et filonnets et elle apparaît donc peu significative.

Le diagramme des pyroclastites est, au contraire, plus étalé. Ces formations contiennent moins de MgO, tout particulièrement les brèches.

15) CaO (fig. 45)

Les graphes du calcium sont très étalés, aussi bien pour les laves que pour les pyroclastites. Cet étalement ainsi que l'irrégularité des histogrammes révèlent de grandes variations des teneurs en CaO des roches d'Atalanti.

Les concentrations moyennes des laves sont comprises entre 7 et 11 %.

Deux échantillons (3-272 et 3-275) présentent, au contraire, de plus fortes teneurs (15 et 16 %). Ceci peut s'expliquer par la présence d'abondants phénocristaux de clinopyroxènes au sein d'une matrice vitreuse.

Le CaO apparaît donc ici, comme généralement dans toutes les formations volcaniques, particulièrement instable.

16) Na₂O (fig. 45)

Les histogrammes de la soude sont, comme pour le calcium, très larges avec un maxima compris entre 3 et 4 % pour les laves, de l'ordre de 5 % pour les pyroclastites qui apparaissent donc plus sodiques que les coulées.

Ces teneurs ne correspondent pas aux valeurs habituellement trouvées dans les spilites. De plus, bien que l'on observe une transformation des plagioclases en albite, il semble que le feldspath ne perde pas, parallèlement, tout son calcium ; calcium qui doit se fixer sous forme de pumpellyite et parfois sous forme de calcite libre. Néanmoins, l'albitisation des plagioclases conduit à une grande variabilité de la soude, qui comme la chaux, est un des éléments les moins stables de ces roches anciennes.

17) K₂O (fig. 45)

Les histogrammes de la potasse montrent tout d'abord une grande dispersion des valeurs, dispersion comparable à celles de Na₂O et de CaO. Les laves sont de plus moins riches en K₂O que les pyroclastites. Enfin, il apparaît que Na₂O et K₂O sont assez bien liés dans leurs variations.

18) TiO₂ (fig. 45)

Le graphe des laves est très significatif. Il montre en effet une très belle homogénéité de l'ensemble. Les valeurs extrêmes de TiO₂ sont de 0,99 et 1,52 %. Comme nous pouvions le prévoir, aux pyroclastites correspond, par contre, un étalement légèrement plus accentué.

Conclusion partielle

Cette méthode de représentation utilisée pour les oxydes majeurs des formations volcaniques du Roda montre :

1°) une grande homogénéité dans la répartition des oxydes réputés stables, à savoir Al₂O₃, Fe₂O₃ bien qu'un enrichissement en fer ne soit

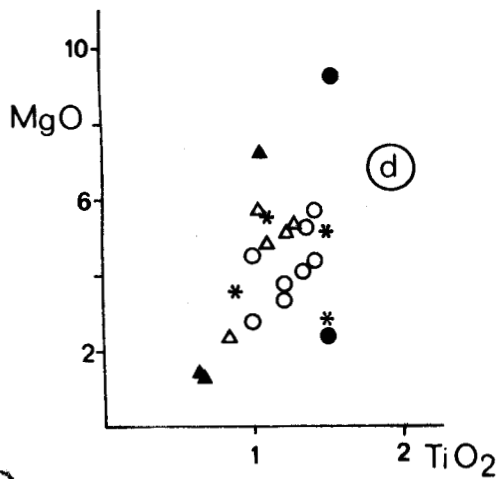
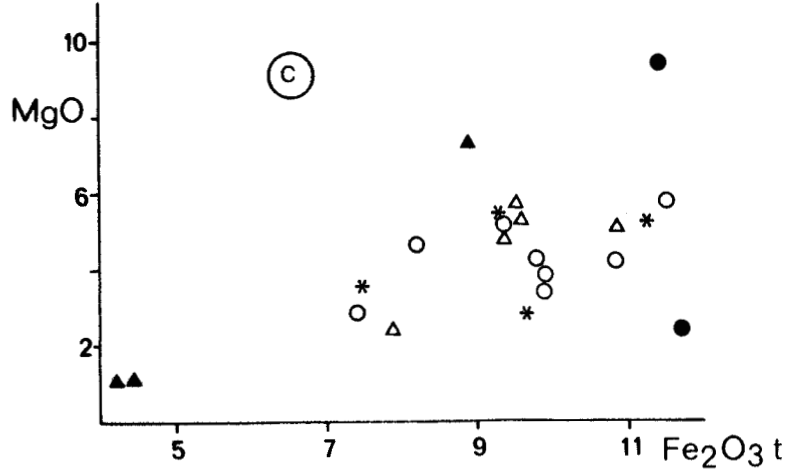
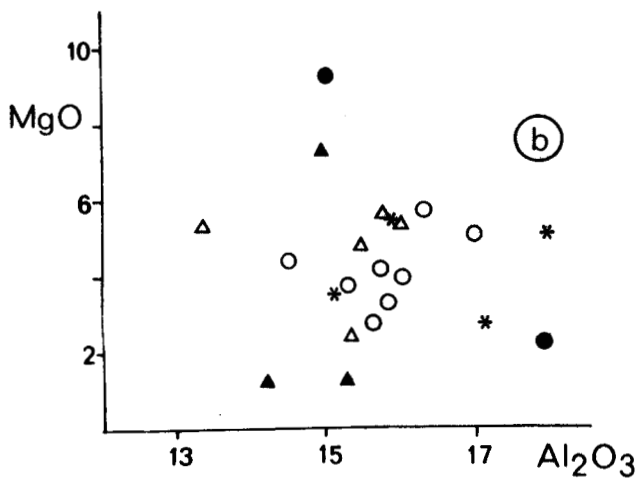
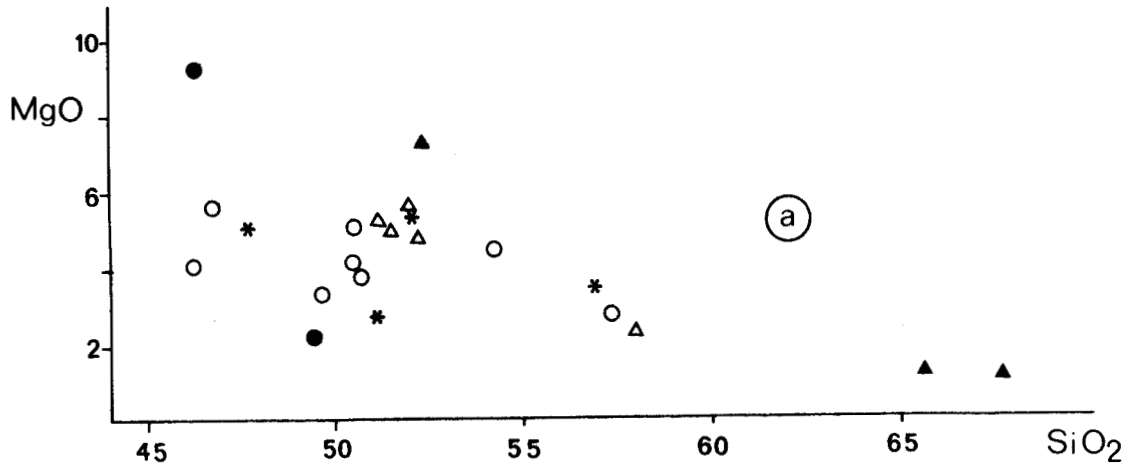


Fig. 46A: Variation des oxydes majeurs en fonction de MgO.
Figurés utilisés pour les diagrammes géochimiques.

○ Métabasalts porphyriques

● Verres volcaniques

▲ Brèches

△ Tufts

* Cinérites

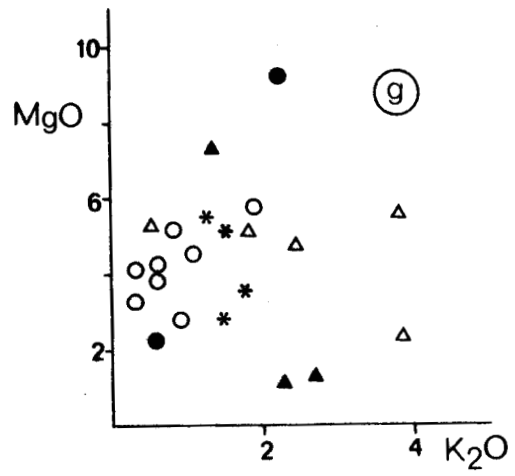
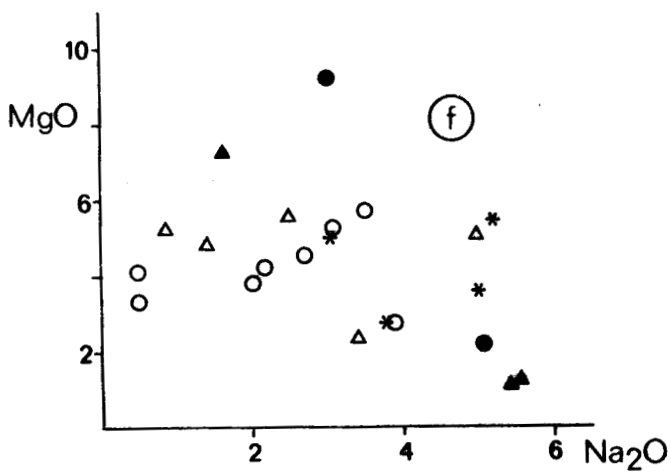
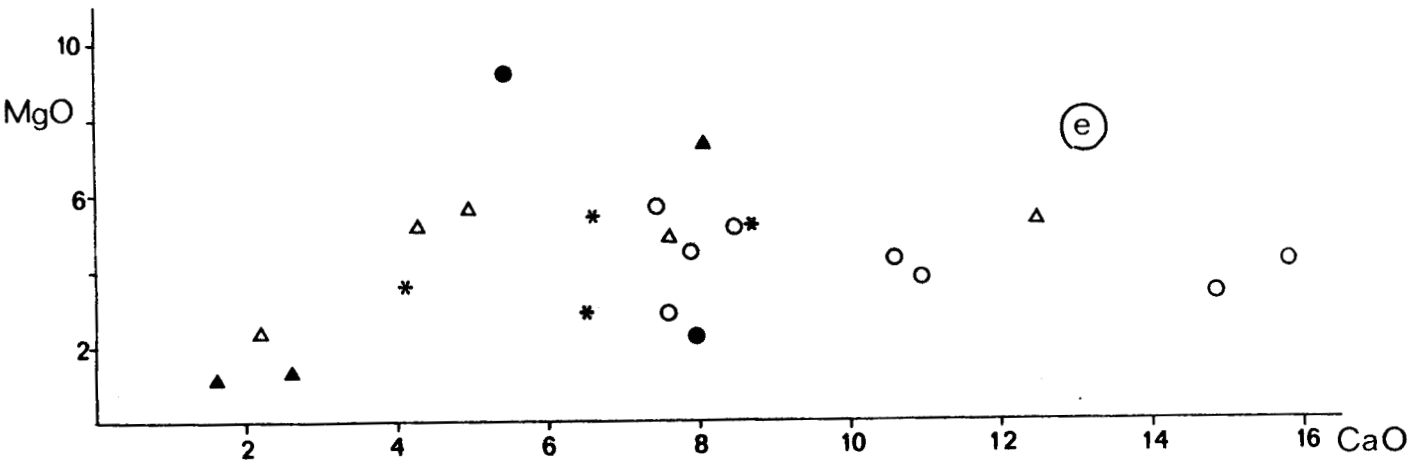


Fig. 46B : Variation des oxydes majeurs en fonction de MgO.



pas exclu, MgO et surtout TiO_2 ;

2°) les comportements des alcalins et de la chaux sont liés, d'une part entre eux, d'autre part aux altérations affectant ces roches ;

3°) les teneurs en Na_2O sont trop basses pour qualifier les laves de spilites. De plus, l'albitisation ne s'accompagne pas d'un lessivage total de la chaux.

II. - VARIATION DES OXYDES MAJEURS EN FONCTION DE MgO

La représentation graphique précédente paraît simpliste, bien qu'elle apporte des indications intéressantes, aussi ai-je été amené à utiliser d'autres types de diagrammes. Ceux-ci permettent de comparer entre eux les comportements des oxydes exprimés en pourcentages pondéraux. Le ou les éléments de référence doivent cependant être stables. C'est pourquoi, dans un premier temps, les teneurs des différents oxydes seront comparées à celles de MgO (fig. 46 A et B).

Ce type de diagramme a été réalisé par JUTEAU (1976), DESMET (1976) et COURTIN (1979) pour les laves d'Antalya, du Troodos et de Domokos.

Il convient de noter que les points du "verre calcitique" (3-288) n'auront pas de signification absolue en dépit des corrections qui lui ont été appliquées.

21) SiO_2/MgO (fig. 46 a)

La silice varie peu au sein des laves. Le graphe montre cependant une assez nette relation antithétique entre oxydes de magnésium et de silicium. Ce fait apparaît plus nettement encore dans le cas des pyroclastites en raison d'un plus grand étalement des teneurs en SiO_2 .

Les deux groupes s'interpénètrent avec un décalage vers la droite de l'ensemble des pyroclastites.

22) Al_2O_3/MgO (fig. 46 b)

Ce deuxième diagramme montre tout d'abord que les laves porphyriques sont remarquablement groupées, et ce pour des teneurs relativement élevées en alumine, ensuite que les verres volcaniques sont en positions "parasites".

Les points correspondant aux pyroclastites sont, au contraire, dispersés.

L'homogénéité des laves, la dispersion des formations clastiques, ne permettent pas de définir la relation existant entre Al_2O_3 et MgO . Celle-ci est probablement marquée par les processus d'altération qui ont affecté les roches d'Atalanti : d'une part l'albitisation des plagioclases accompagnée de la libération d'une partie de l'alumine, d'autre part l'épigénie des olivines riches en magnésie.

23) Fe_2O_3/MgO (fig. 46 c)

Dosé sous sa forme la plus oxydée, dans le but d'éliminer les effets d'une oxydation tardive, le fer montre une belle relation avec MgO . La courbe croissante, nette pour les laves, plus floue pour les pyroclastites, indique des enrichissements simultanés en fer et magnésium. Les termes mafiques sont également les plus ferrifères.

24) TiO_2/MgO (fig. 46 d)

Bien que, en raison des faibles variations du TiO_2 , l'échelle des abscisses ait été quadruplée, la dispersion des points est limitée, surtout pour les laves porphyriques. Le graphe obtenu est nettement croissant. Les roches les plus magnésiennes sont également les plus riches en titane. TiO_2 étant lié au fer, cette répartition est tout à fait normale.

25) CaO/MgO (fig. 46 e)

La dispersion des points est, ici, plus importante que sur les diagrammes précédents.

Il est cependant possible de tracer une courbe, croissante pour les faibles pourcentages de CaO , sensiblement horizontale pour les fortes teneurs en calcium.

La première partie de la courbe correspond aux pyroclastites, le graphe indique alors une assez bonne relation de type "sympathique" entre CaO et MgO .

La seconde partie est surtout représentative des laves. La relation, normale, définie précédemment disparaît. En fait, les teneurs en CaO sont très variables alors que MgO est sensiblement constant.

Cette répartition peut correspondre, soit à un effet de l'albitisation (libération de CaO), soit à des accumulations plus ou moins importantes de clinopyroxènes. Il apparaît toutefois que la première hypothèse est la plus plausible en raison de la relative constance du magnésium.

26) Na₂O/MgO (fig. 46 f)

Les points portés sur le diagramme Na₂O/MgO sont très dispersés, ce qui interdit le tracé d'une courbe. Aucune relation n'est déterminable avec précision entre sodium et magnésium. A la limite, peut-on noter un appauvrissement progressif de MgO vers les teneurs croissantes de Na₂O. L'aspect général du graphique souligne, à nouveau, l'importance du phénomène d'albitisation.

27) K₂O/MgO (fig. 46 g)

Le comportement de cet oxyde en fonction de MgO est encore oblitéré par la mobilité du potassium. L'importante dispersion observée résulte des processus d'altération déjà signalés.

Conclusion partielle

L'examen et la comparaison de ces diagrammes rectangulaires simples montrent que les formations rencontrées aux abords d'Atalanti représentent une série magmatique unique.

Aux éléments considérés comme les plus stables (SiO₂, Fe₂O₃, TiO₂) correspondent des évolutions normales et continues sauf pour les brèches les plus siliceuses (3-267 et 3-282) qui s'éloignent parfois des autres points.

Les processus d'albitisation expliquent les dispersions des points sur les diagrammes des oxydes instables (CaO, Na₂O, K₂O) auxquels s'ajoute, toutefois, l'alumine.

Les deux groupes de roches, à savoir laves et pyroclastites, présentent généralement des caractères analogues. Ils se différencient cependant nettement sur les figures SiO₂/MgO et CaO/MgO.

B. LES DIAGRAMMES CLASSIQUES

Les diagrammes géochimiques classiques -courbes paramétriques de NIGGLI, diagramme de calco-alcalinité de JUNG, diagramme silico-alcalins

et diagramme triangulaire de NOCKOLDS et ALLEN- sont généralement utilisés pour caractériser les séries volcaniques actuelles ou sub-actuelles où les laves sont dépourvues de toute altération.

Aussi, leur utilisation pour des séries paléo-volcaniques plus ou moins modifiées par altération pose parfois des problèmes quant à leur interprétation ; à savoir que la présence des laves dans tel ou tel champ n'est pas toujours déterminante.

C'est pourquoi certains géochimistes, tel MIYASHIRO (1971), préfèrent utiliser des diagrammes qui ne tiennent compte que des oxydes réputés les plus stables (SiO_2 , Fe_2O_3 ou FeO , MgO , TiO_2 voire Al_2O_3) pour définir plus sûrement l'appartenance de ces séries aux domaines alcalin, calco-alcalin ou tholéitique. D'autres, comme DE LA ROCHE et LETERRIER (1973), ont mis au point des diagrammes permettant de séparer les basaltes et les spilites alcalins et tholéitiques.

Les laves et pyroclastites d'Atalanti ont donc été reportées sur les diagrammes classiques précédemment cités de manière à étudier les évolutions possibles lors de la différenciation et à tenter de déterminer leur appartenance à l'un des grands domaines, alcalin, calco-alcalin, ou tholéitique.

A cela, s'ajouteront quelques figures baties en tenant compte des éléments stables (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2).

Enfin, les diagrammes de DE LA ROCHE et LETERRIER (1973) et de MIYASHIRO (1971) permettront d'infirmer ou de confirmer les conclusions apportées par les graphes précédemment utilisés.

I. - LES COURBES PARAMETRIQUES DE NIGGLI

Les paramètres de NIGGLI ont été systématiquement calculées pour tous les faciès pétrographiques (tableaux II et III), permettant ainsi de tracer les courbes magmatiques correspondantes, d'une part en fonction de si , d'autre part en fonction de m .

11) Le paramètre si

Le paramètre si apparaît relativement constant dans le cas des laves puisque les valeurs extrêmes sont de 109 et 178, mais la plupart d'entre elles sont comprises entre 109 et 136, ce qui correspond au domaine des

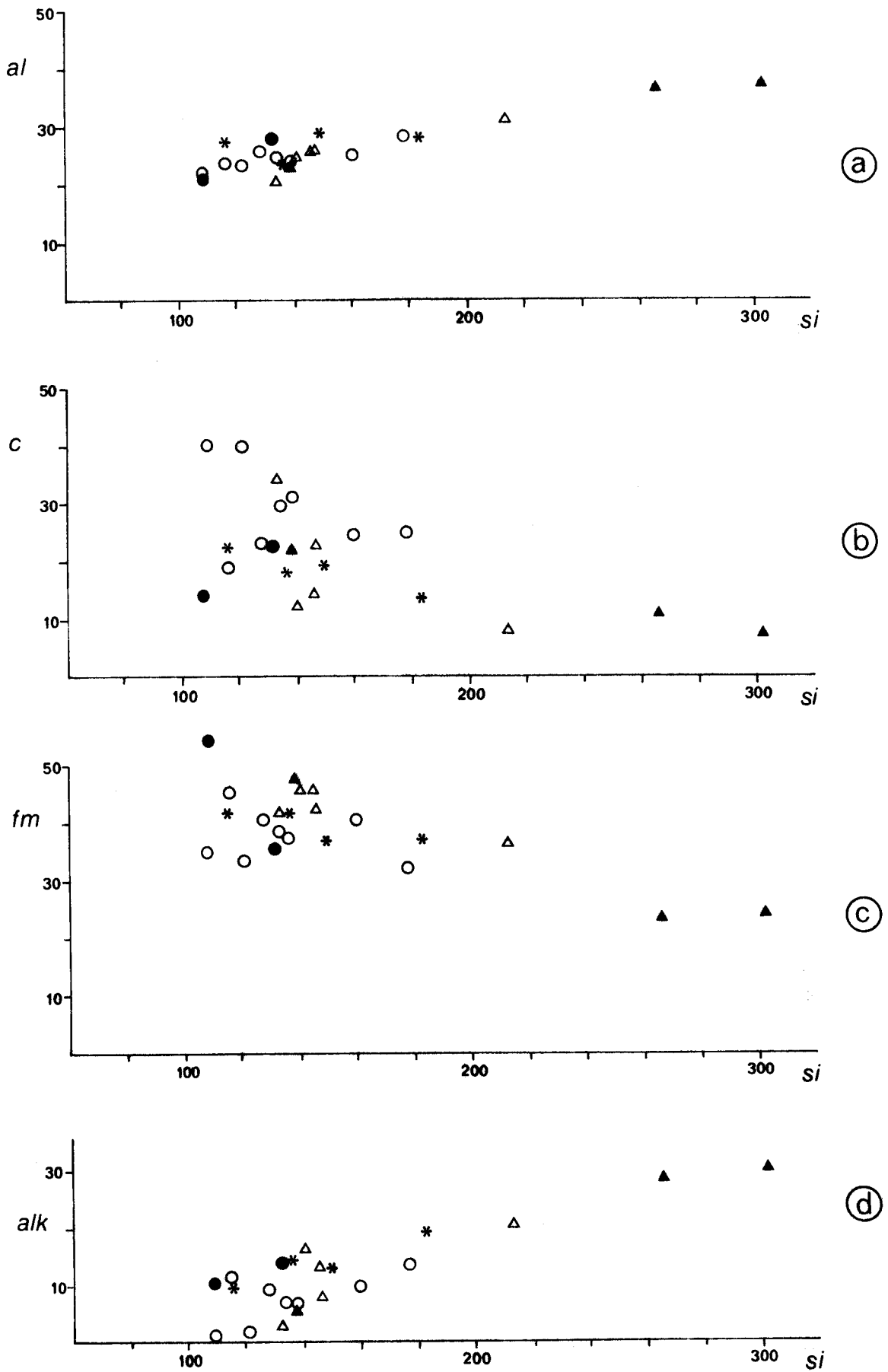


Fig. 47 : Courbes paramétriques de Niggli en fonction du paramètre *si*.

AUS
LILLE

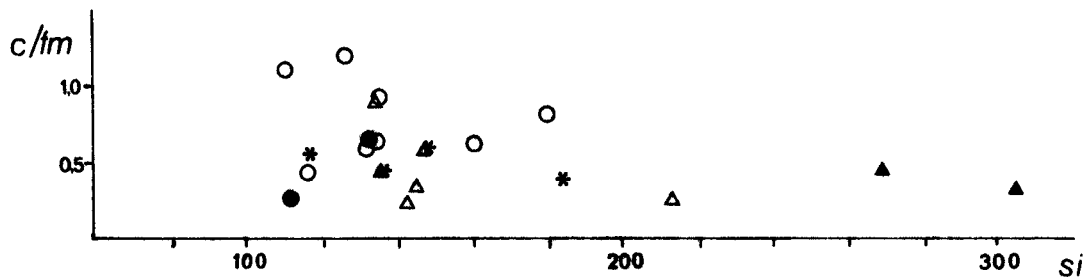
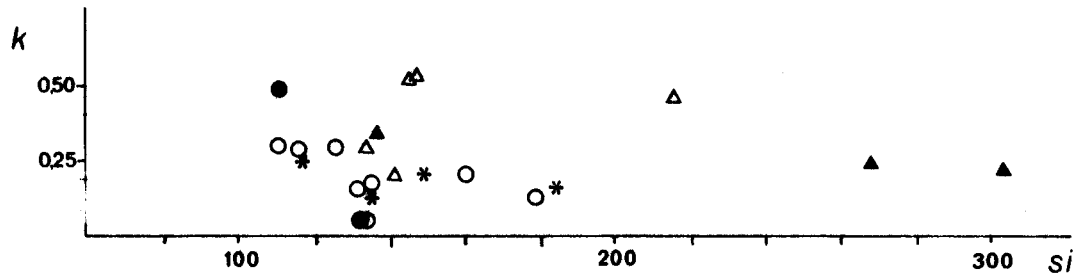
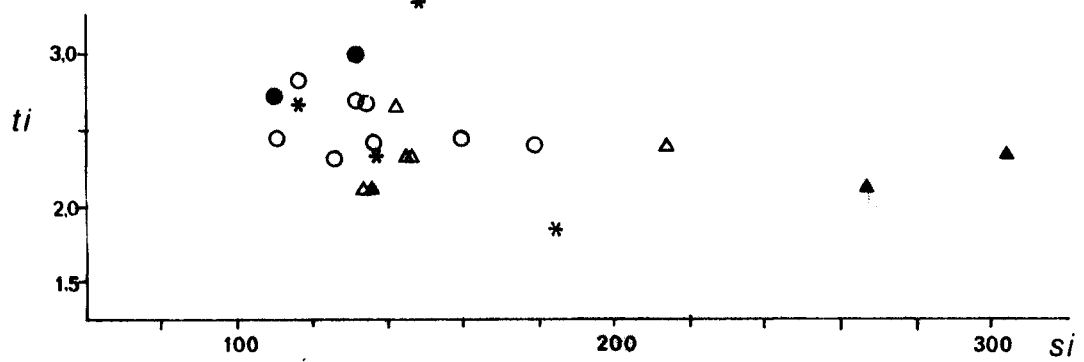
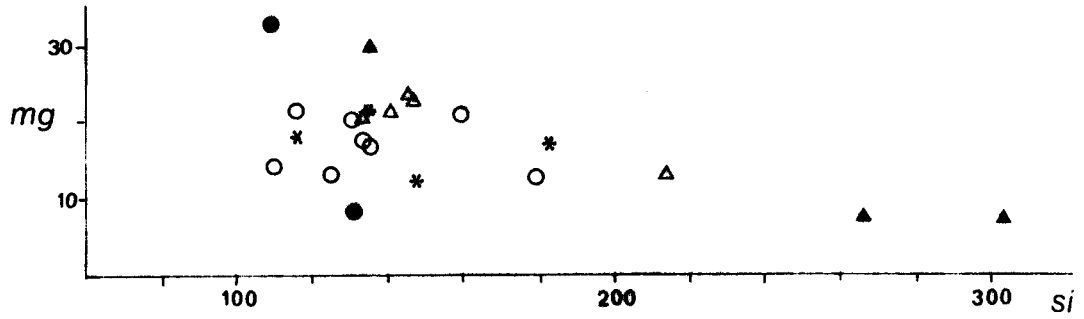


Fig. 48 : Courbes paramétriques de Niggli en fonction du paramètre si .

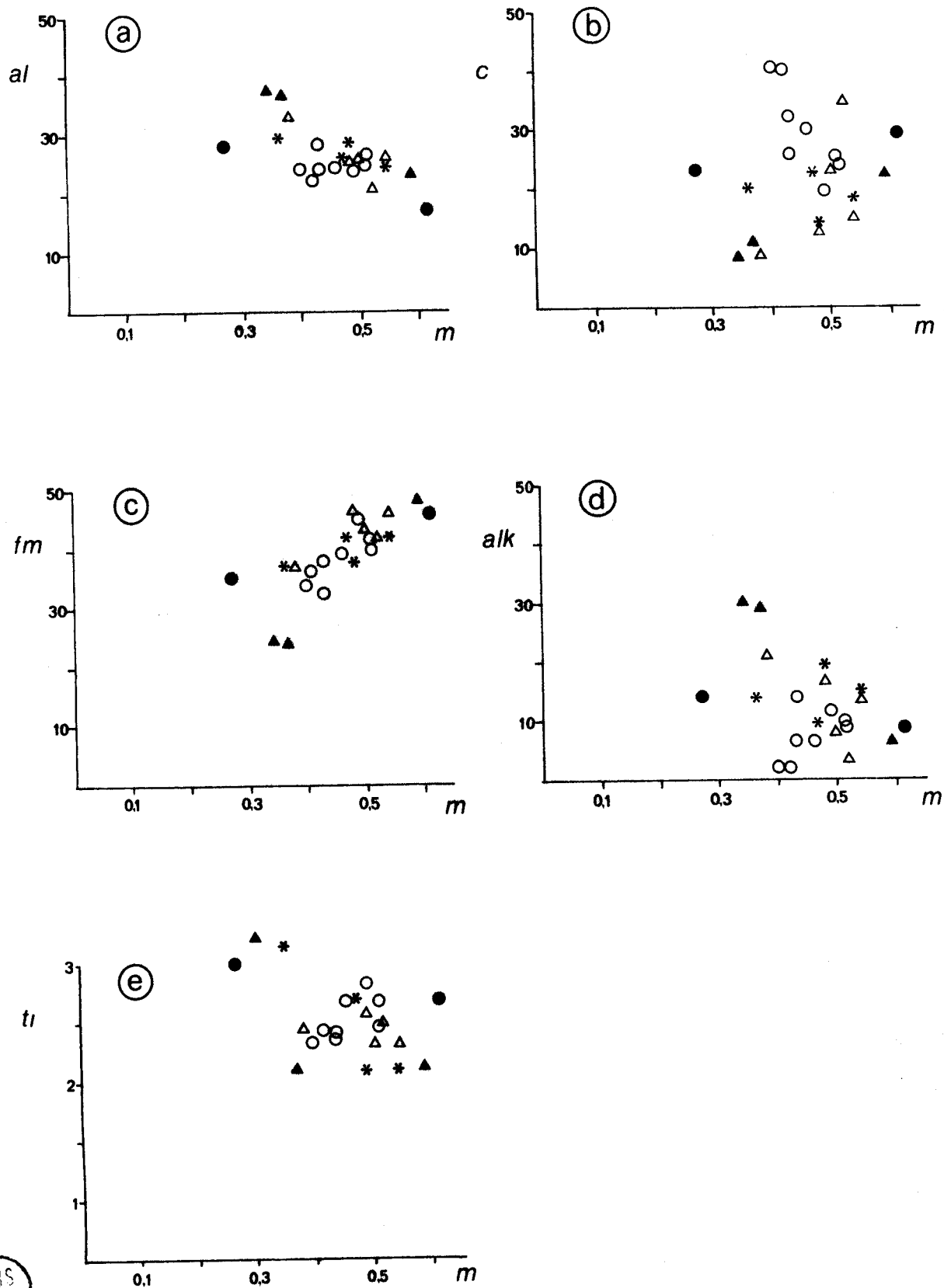


Fig. 49 : Courbes paramétriques de Niggli en fonction du paramètre m .



roches sous-saturées et intermédiaires. La dispersion est par contre nettement plus accentuée pour les pyroclastites.

12) Variations des paramètres en fonction de si (fig. 47 et 48)

Les différents paramètres calculés, à savoir al , c , fm , mg , ti , k et c/fm ont été reportés en fonction de si .

La distribution des points varie énormément d'un diagramme à un autre.

Ainsi les graphes al/si et fm/si montrent-ils de remarquables alignements de points (fig. 47 a et c).

Il en va différemment des reports de c et alk pour lesquels la dispersion est importante. Cette dispersion s'explique parfaitement par les altérations subies par les roches d'Atalanti, altérations qui conduisent à modifier les teneurs en CaO et alcalins (fig. 47 b et d).

Les diagrammes relatifs à mg , ti et k aboutissent également à une dispersion des points mais il est nécessaire de noter que cela est dû aux pyroclastites alors que les laves présentent des caractères sensiblement constants.

Quant à la figure c/fm , elle confirme la mobilité du calcium.

Le report de l'indice k en fonction de si souligne, qu'au sein des laves porphyriques, Na_2O et K_2O ont des variations parallèles, k diminuant légèrement vers les valeurs croissantes de si . Par contre, les points correspondant aux pyroclastites sont très dispersés, les tufs et brèches étant plus potassiques que les cinérites.

Al et Fe étant les éléments les plus stables, les diagrammes al/si et fm/si confirment la parenté magmatique des laves et pyroclastites du Roda et montrent qu'elles appartiennent à une seule et même série évolutive.

13) Variations des paramètres en fonction de m (fig. 49)

Cinq des paramètres de NIGGLI ($al - alk - fm - c$ et ti) ont été reportés en fonction de l'indice m de manière à éliminer l'influence d'une éventuelle silicification tardive.

On retrouve dans ces diagrammes, les mêmes alignements pour les éléments stables (al et fm). Les points du titane sont bien groupés. Les diagrammes $c = f(m)$ et $alk = f(m)$ montrent des groupements mais ceux-ci ne

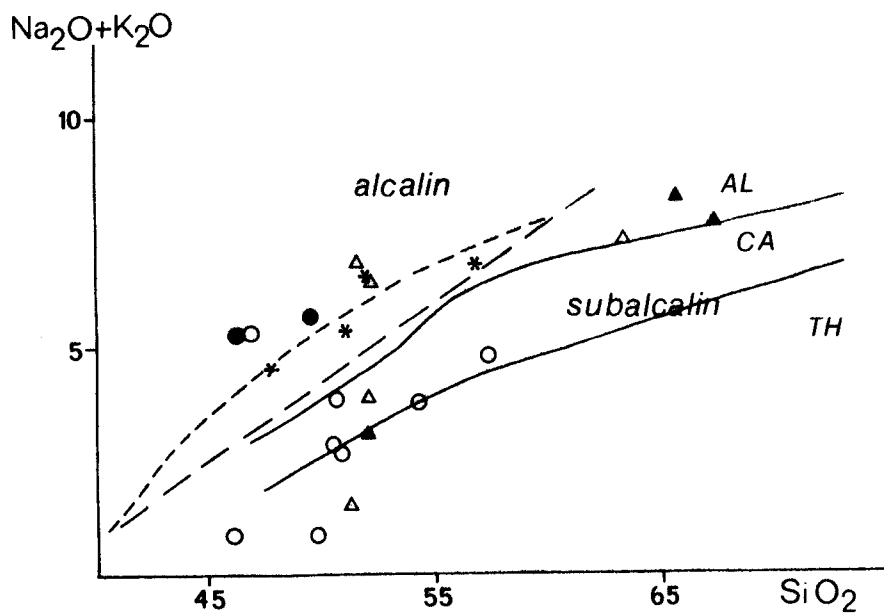


Fig. 50 : Diagramme alcalins/silice des roches d'Atalanti.

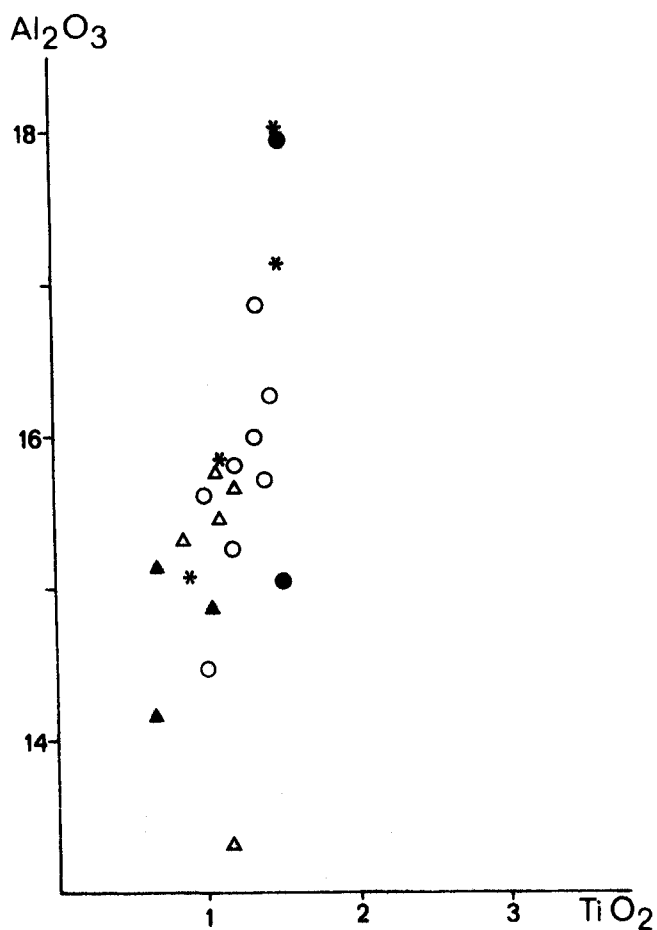


Fig. 51 : Diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ des roches d'Atalanti.



sont pas significatifs, il s'agit à nouveau des éléments instables dont les variations sont liées aux phénomènes d'altération.

Conclusion partielle

Les diagrammes de NIGGLI, établis soit en fonction de si , soit en fonction de m , confirment tout d'abord la parenté chimique des laves et pyroclastites étudiées, ensuite le fait que ces formations dérivent d'un seul et même magma.

Nous ajouterons, à ce qui a déjà été indiqué, que les points se relaient de façon continue, sans intervalle important, sauf pour les plus fortes valeurs de si (entre 200 et 300). Il convient cependant de remarquer que le nombre d'analyses effectuées est assez réduit. Il est probable qu'un plus grand nombre d'analyse eut permis d'estomper les légers hiatus observés.

II. - DIAGRAMME DE CALCO-ALCALINITE DE JUNG (1955) ET DIAGRAMME ALCALINS/SILICE (fig. 50)

Les diagrammes de calco-alkalinité de J. JUNG (1955) et alcalins/silice ont été tracés. Cependant, compte tenu qu'ils ne concernent que des éléments instables, les points représentatifs du volcanisme d'Atalanti sont très dispersés. Il apparaît donc qu'ils sont, tous deux, inutilisables pour cette série ancienne.

Le diagramme alcalins/silice a toutefois été porté dans ce mémoire dans la mesure où il montre l'homogénéité des laves porphyriques. La plupart d'entre elles (7 sur 8) tombent en effet dans les domaines subalcalins définis par MAC DONALD et KATSURA (1968) et IRVINE et BARAGAR (1971). Les points sont situés dans les domaines calco-alkalin et tholéiitique de KUNO (1968). Par contre les pyroclastites, roches les plus altérées, occupent des champs variables (fig. 50).

III. - DIAGRAMME Al_2O_3/TiO_2

Ce diagramme géochimique simple a pour but d'étudier les comportements respectifs de Al_2O_3 (porté en ordonnées) et de TiO_2 (en abscisses).

Appliqué au Roda s.l., la figure (fig. 51) montre une parfaite corrélation de type "sympathique" entre alumine et titane sous sa forme oxydée. Elle souligne à nouveau que les roches analysées sont apparentées et dérivent probablement d'un même magma.

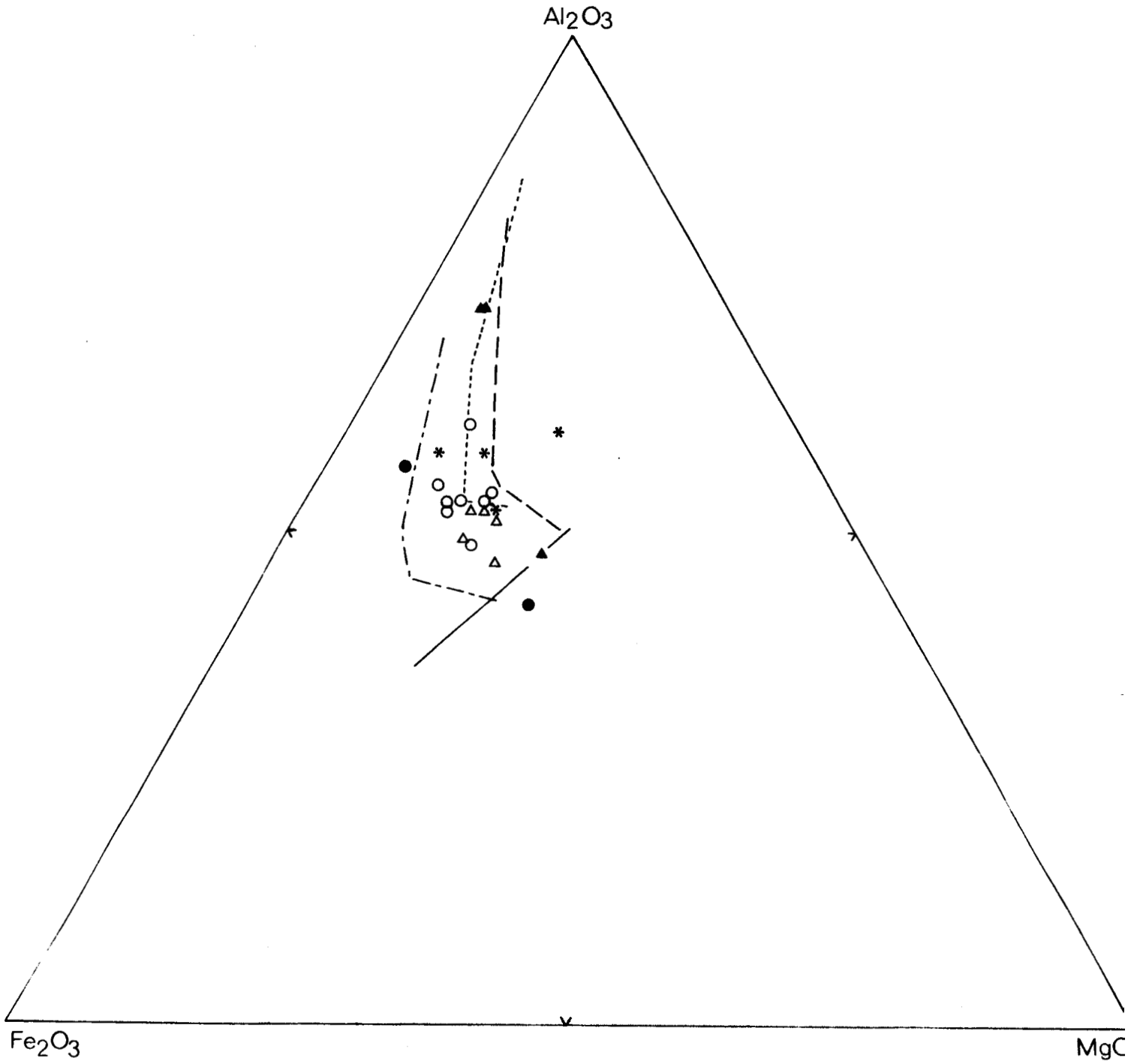


Fig. 52 : Position des roches d'Atalanti sur le diagramme triangulaire $Al_2O_3 - Fe_2O_3 - MgO$.



- Tholéiites océaniques
- Série pigeonitique d'Izu Hakone
- Série hypersthénique d'Izu Hakone
- Roches calco-alcalines de Turquie

CONCLUSION

Les variations des oxydes majeurs dans les laves et pyroclastites d'Atalanti, les diagrammes classiques ont montré les parentés chimique et magmatique des formations étudiées, cela en dépit de la mobilité importante des éléments en fonction de l'altération.

C. CARACTERISATION DE LA SERIE D'ATALANTI

La parenté magmatique étant prouvée, il convient, pour compléter ce travail, de définir la nature du magma qui a donné naissance aux roches du Roda.

J'utiliserai pour cela des diagrammes qui, dans la mesure du possible, ne tiennent compte que des éléments les plus stables.

I. - DIAGRAMME DE BESSON ET FONTEILLES

Il s'agit d'un diagramme triangulaire construit en reportant, après ajustement à 100, les pourcentages pondéraux de Al_2O_3 , Fe_2O_3 total et MgO obtenus par analyses menées sur roches totales. Il a été adopté pour les laves par BEBIEN (1979).

Outre les roches d'Atalanti (fig. 52), nous avons reporté sur le triangle les tendances de quelques séries caractéristiques. Il s'agit :

- des tholéiites océaniques (KAY, HUBLART et GAST, 1970) ;
- des séries pigeonitique et hypersthénique d'Izu Hakone au Japon (KUNO, 1968) ; KUNO attribue un caractère tholéiitique à la série pigeonitique et une tendance calco-alcaline à la lignée hypersthénique ;
- enfin des roches calco-alcalines de Turquie (PECCERILLO et TAYLOR, 1976).

Les roches d'Atalanti sont caractérisées comme suit :

1) par leur localisation, elles rappellent sensiblement la série hypersthénique de KUNO ;

2) elles sont plus riches en fer que les lignées calco-alcalines typiques telles celle de Turquie, un peu plus riches même que la série hypersthénique mais ne présentent cependant pas un caractère tholéiitique très marqué ;

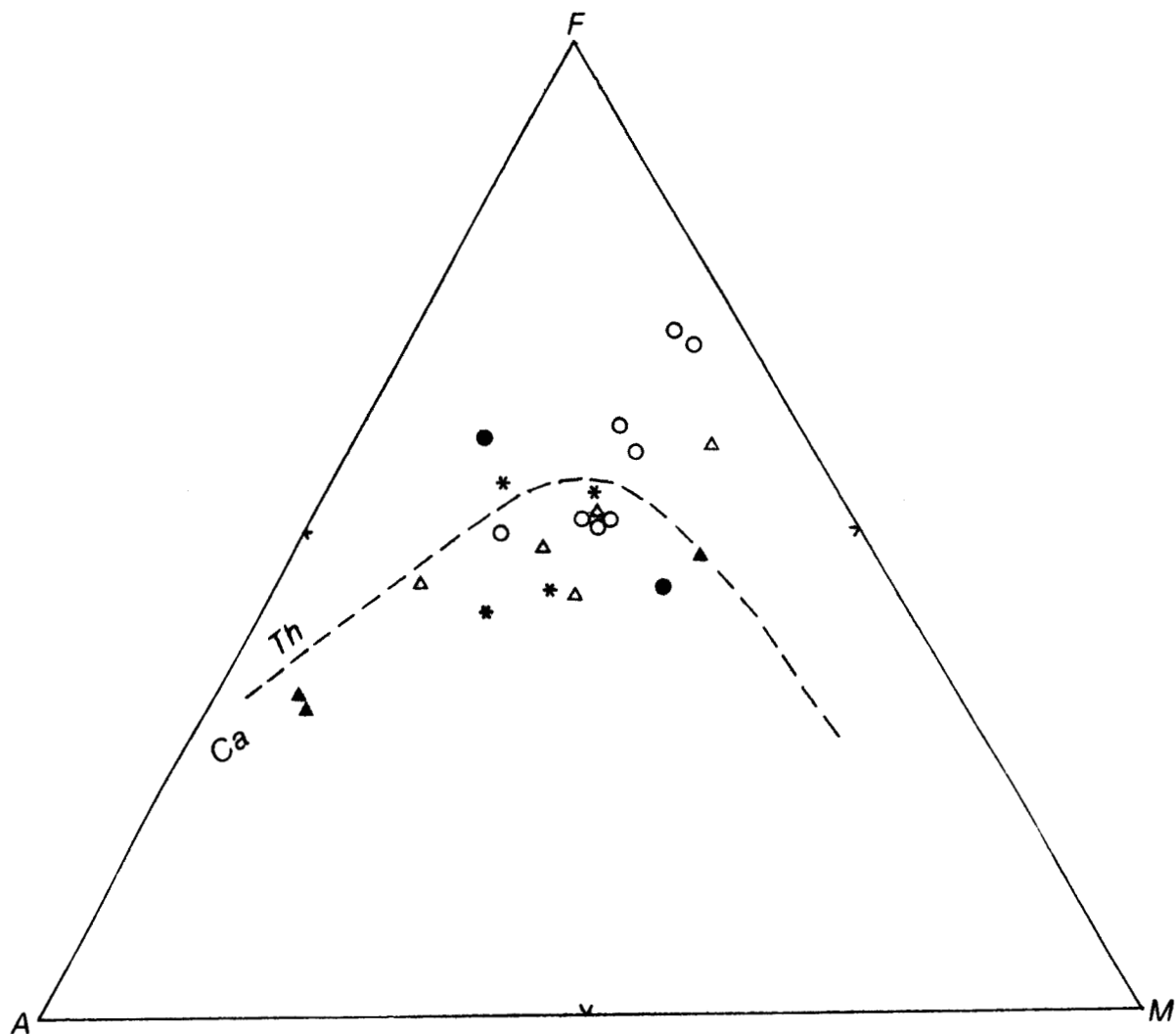


Fig. 53 : Diagrammes A-F-M des laves et pyroclastites d'Atalanti.



3) deux points se distinguent par leurs positions ; ils correspondent aux verres volcaniques rencontrés dans le massif occidental et dans les formations chaotiques.

Bien que les limites proposées entre calco-alcalin et tholéiitique soient arbitraires, il est possible, à l'aide de ce diagramme, d'envisager pour les roches d'Atalanti un caractère transitionnel, intermédiaire entre les deux grandes lignées sub-alkalines ; le caractère dominant paraît cependant plus proche des tholéiites que du calco-alcalin.

II. - DIAGRAMME A-F-M (fig. 53)

Ce diagramme triangulaire a été proposé par NOCKOLDS et ALLEN (1953) pour distinguer les séries alcalines des séries tholéiitiques ; ces dernières présentant au cours de la différenciation un enrichissement caractéristique en fer. Dans cette figure, les paramètres -A (alcalins), F (fer total), M (magnésium)- sont calculés en poids d'oxydes, leur somme est ensuite ramenée à 100.

Les points représentatifs des laves et pyroclastites d'Atalanti paraissent, dans le triangle, dispersés. Ils occupent en effet les champs calco-alcalin et tholéiitique. Il faut cependant noter la tendance à l'enrichissement en fer que présentent certaines laves (éch. 3-272 et 3-275), enrichissement qui tendrait à indiquer leur appartenance au domaine tholéiitique.

III. - DIAGRAMME DE DE LA ROCHE ET LETERRIER (1973)

Cette représentation géométrique des caractères des laves imaginée par DE LA ROCHE et LETERRIER (1973) est une transposition du tétraèdre de YODER et TILLEY. La séparation entre les domaines alcalin et sub-alkalin est obtenue par une projection parallèle au plan critique telle que les minéraux -clinopyroxènes, olivine et plagioclases- s'alignent sur une droite, qualifiée de "droite critique", quartz et néphéline se projetant de part et d'autre de celle-ci.

Le diagramme (fig. 54) a été appliqué aux formations rencontrées à Atalanti. Presque toutes les laves et pyroclastites sont situées dans le domaine sub-alkalin.

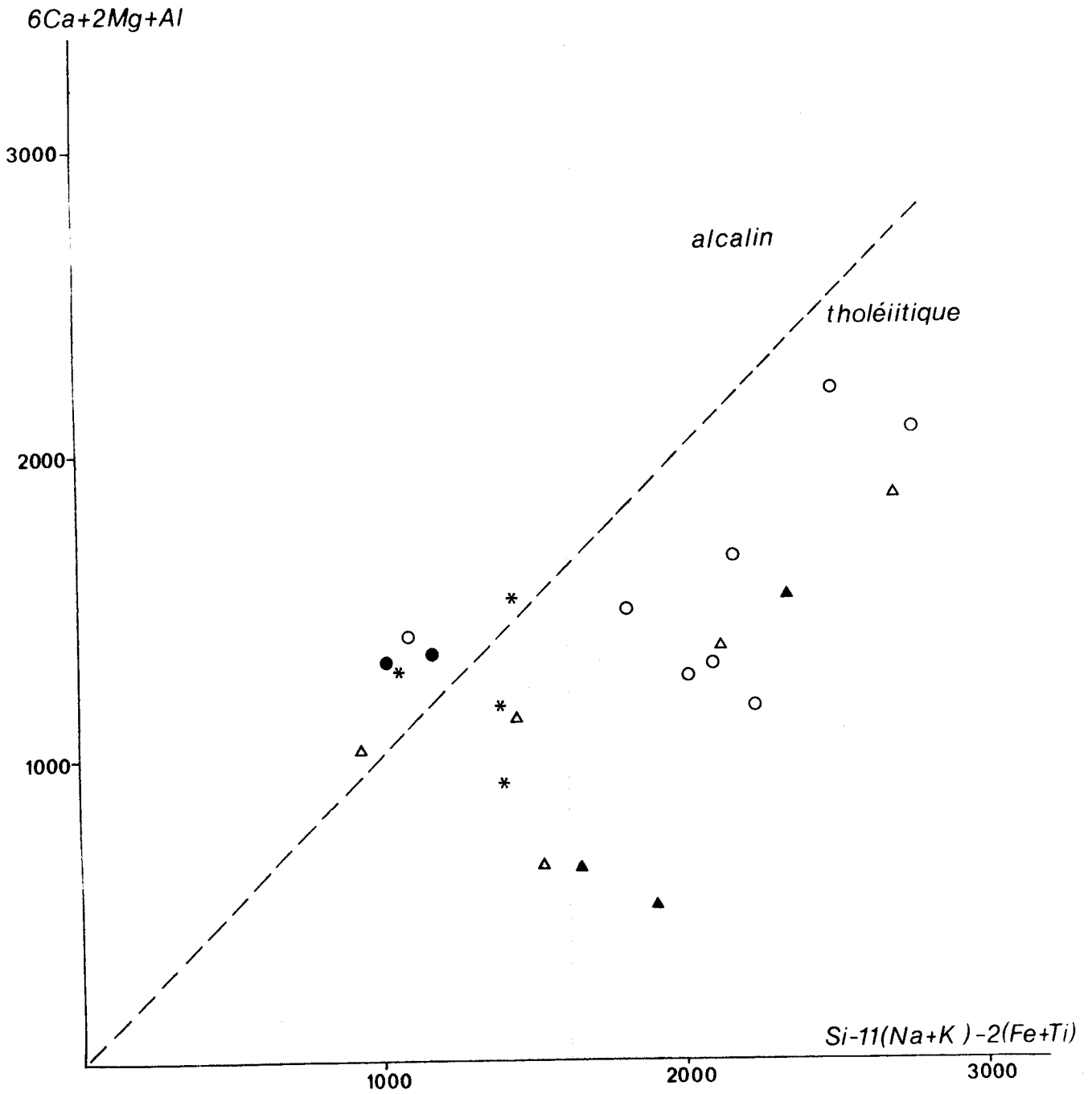


Fig. 54 : Position des roches d'Atalanti sur le diagramme $6 Ca + 2 Mg + Al / Si - 11 (Na + K) - 2 (Fe + Ti)$ de De La Roche et Leterrier.



Quelques points tombent cependant dans le champ alcalin, mais en limite du précédent. Il s'agit :

- des verres volcaniques dont les positions ne sont guère significatives ;

- du point correspondant aux "basaltes amygdalaires" pour lesquels un déplacement vers la partie gauche de la figure peut s'expliquer par la présence de nombreuses amygdales feldspathiques ;

- enfin de trois pyroclastites caractérisées par l'altération poussée de leurs matrices cendreuse.

IV. - DIAGRAMMES DE MIYASHIRO (1971)

L'examen des figures décrites précédemment confirme la parenté magmatique de la série. Il montre, de plus, que les roches analysées présentent de nets caractères subalcalins.

Aussi, pour terminer ce chapitre ai-je utilisé les diagrammes mis au point par MIYASHIRO (1971). Ceux-ci, au nombre de trois et de type rectangulaire classique, sont construits à partir des données brutes en poids d'oxyde des éléments généralement considérés comme stables. Ils opposent, en ordonnées, SiO_2 , Fe_2O^* (fer total exprimé sous sa forme ferreuse) et TiO_2 au rapport FeO^*/MgO . Deux domaines y sont parfaitement définis, ils correspondent d'une part aux séries tholéitiques, d'autre part aux lignées calco-alcalines.

Dans le diagramme $\text{SiO}_2 = f(\text{FeO}^*/\text{MgO})$, les séries calco-alcalines, au contraire des séries tholéitiques, se caractérisent par un fort accroissement en SiO_2 parallèlement à l'augmentation du rapport FeO^*/MgO . A l'inverse, et dans les mêmes conditions, les valeurs de TiO_2 et de FeO^* des tholéiites présentent de plus nets accroissements que ceux observés dans le cas des roches calco-alcalines.

41) Diagramme $\text{SiO}_2 / \frac{\text{FeO}^*}{\text{MgO}}$ (fig. 55 a)

Ce premier diagramme, appliqué au Roda, montre que les laves tombent, pour la plupart d'entre elles, dans le domaine tholéitique. Deux points se situent dans le champ calco-alcalin ; il s'agit des coulées les plus siliceuses, à savoir les "métabasaltes pyroxéniques" et les "métabasaltes d'Ayos Ionnin", dont les positions peuvent s'expliquer, tout au moins

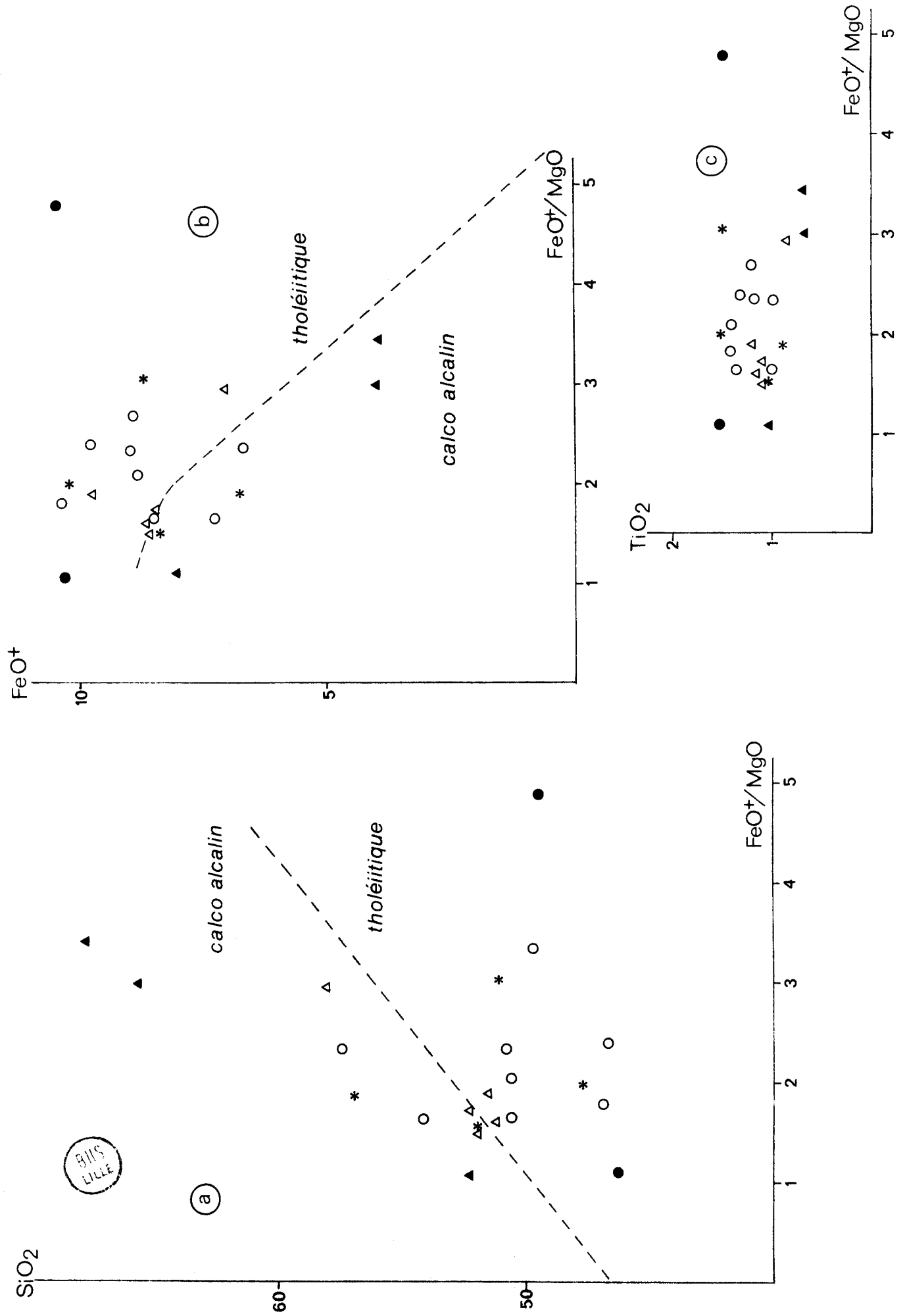


Fig. 55 : Position des laves et pyroclastites d'Atalanti sur les diagrammes de Miyashiro.

dans le second cas, par une importante accumulation plagioclasique.

Les pyroclastites, au contraire, présentent préférentiellement des caractères calco-alcalins mais les points sont situés à proximité de la droite séparant les deux domaines définis par MIYASHIRO. Les faciès bréchiques grossiers se distinguent des autres roches clastiques par leurs plus grandes teneurs en silice. Il en résulte que les pyroclastites ont probablement subi une silicification secondaire déportant ainsi la majorité des points dans le champ calco-alcalin, silicification d'autant plus accentuée que les roches sont plus grossières.

42) Diagramme $\text{FeO}^*/\text{FeO}^*/\text{MgO}$ (fig. 55 b)

Le diagramme du fer nous amène aux mêmes observations que celui de la silice. Les laves paraissent à nouveau de nature tholéiitique d'autant plus qu'un accroissement en fer, peu net, mais déterminable, est mis en évidence.

En ce qui concerne les pyroclastites, l'accroissement en fer n'est pas visible. La dispersion des points est grande puisque ceux-ci se situent dans les deux domaines. Elle n'est autre que le reflet de l'hétérogénéité, normale, de ces roches.

43) Diagramme $\text{TiO}_2/\text{FeO}^*/\text{MgO}$ (fig. 55 c)

Cette figure est la moins satisfaisante. Les laves forment en effet une série isotitaniée, ce qui est généralement contraire aux séries tholéiitiques classiques.

L'absence d'accroissement du TiO_2 en fonction du rapport FeO^*/MgO serait probablement due au fait que la plupart des laves d'Atalanti présentent des faciès d'accumulation caractérisés par une grande richesse en phénocristaux de clinopyroxènes et de plagioclases.

CONCLUSIONS

Les études de géochimie générale nous amènent à faire un certain nombre de remarques.

Les variations des oxydes majeurs étudiées sous forme d'histogrammes ainsi qu'en fonction de MgO, les courbes paramétriques de NIGGLI montrent que les laves et pyroclastites d'Atalanti sont apparentées, ces formations

ayant une même origine magmatique. La série est continue et, tout au moins au niveau des coulées, paraît peu évoluée. Elles permettent, de plus, de distinguer des éléments stables (Fe, MgO, TiO₂) des éléments moyennement stables (SiO₂, Al₂O₃) et des éléments mobiles (CaO, Na₂O, K₂O).

Les diagrammes classiques, à savoir ceux de JUNG (1955), de NOCKOLDS et ALLEN (1953) et alcalins/silice, ne sont guère utilisables pour cette série en raison de l'altération. Au plus permettent-ils d'envisager un caractère subalcalin pour les laves porphyriques.

Dans les diagrammes de DE LA ROCHE et LETERRIER (1973), MIYASHIRO (1971) et Al₂O₃-Fe₂O₃ t-MgO, les laves permo-triasiques d'Atalanti ont un comportement identique. Elles se placent dans le champ des laves subalcalines dans le diagramme de DE LA ROCHE et LETERRIER, dans le champ des tholéiites dans ceux de MIYASHIRO. Elles paraissent subalcalines avec tendance de tholéiite dans le triangle Al₂O₃-Fe₂O₃ t-MgO. Comme les séries tholéiitiques, elles présentent un accroissement en fer, parallèlement à l'augmentation du rapport FeO^{*}/MgO.

Un fait est cependant à noter : les laves forment une série remarquablement isotitanée. Cela est probablement dû, d'une part au fait que la majorité des laves se trouvent être des basaltes ; il s'agit donc d'une série peu évoluée, d'autre part au fait que le faciès cumulat de ces laves masque le caractère tholéiitique.

CHAPITRE II : CARACTERISATION CHIMICO-MINERALOGIQUE DE LA SERIE VOLCANIQUE D'ATALANTI

Ce deuxième chapitre est consacré à la caractérisation chimico-minéralogique de la série volcanique d'Atalanti, les diagrammes étant essentiellement normatifs.

A. NORMES C. I. P. W.

Les compositions minéralogiques virtuelles ont été systématiquement calculées pour chacune des laves et pyroclastites rencontrées. Ce travail a été effectué selon la méthode proposée par CROSS, IDDINGS, PIRSSON et WASHINGTON (1902).

Les normes ont été reportées dans les tableaux II et III.

I. - NORMALISATION DES ANALYSES

La détermination des compositions minéralogiques virtuelles a nécessité une correction préalable des analyses chimiques. Les roches sont en effet altérées, l'altération étant entre autre marquée par une oxydation importante du fer. Aussi ai-je effectué les corrections proposées par KEMPE (1975) :

- les valeurs du fer ferrique ont été arbitrairement fixées à 1,50 %, les teneurs en FeO et les "pertes au feu" étant recalculées en conséquence ;

- la calcite secondaire a été retirée mais cette correction ne s'est faite que sur le "verre calcitique" situé au sein "des formations chaotiques" ; ce réajustement n'a pu être mené sur les autres formations, la calcite libre n'y étant que rare et épisodique ;

- les valeurs de SiO₂ ont été conservées bien qu'une silicification soit possible, voire même probable dans le cas des pyroclastites ; elles l'ont été dans la mesure où l'accroissement des teneurs en silice ne paraît pas déterminable.

De tels ajustements devraient permettre, avec cependant une certaine incertitude, de mieux préciser les caractères magmatiques originels.

II. - PRESENTATION DES RESULTATS (tableaux II et III)

Ces calculs montrent :

1°) que le quartz normatif apparaît dans la plupart des faciès étudiés, en particulier dans les pyroclastites mais les pourcentages de quartz virtuel sont faibles ;

2°) que les plagioclases normatifs ne correspondent, en aucune façon, à de l'albite et que les pourcentages en anorthite sont variables ; il y a donc contradiction avec les études pétrographiques mais cette observation n'est pas surprenante puisque la grande mobilité des ions Na et Ca a précédemment été démontrée ;

3°) que les feldspathoïdes apparaissent rarement ;

4°) que le corindon normatif est exceptionnel.

Les calculs des normes C. I. P. W. soulignent donc, et en dépit des transformations qui ont pu affecter leur chimisme, que les roches analysées présentent une parenté magmatique certaine avec apparition de quartz normatif en quantités limitées. Ce quartz, lorsqu'il existe réellement, n'est en fait qu'exprimé sous forme secondaire : il s'agit alors d'exsolution au niveau des pourtours et craquelures des phénocristaux ainsi que de microcristaux situés au sein des mésostases dévitrifiées.

B. CLASSIFICATION D'IRVINE ET BARAGAR

La série volcanique d'Atalanti a été, dans un deuxième temps, étudiée selon les méthodes préconisées par IRVINE et BARAGAR (1971). Ces méthodes sont basées sur des diagrammes normatifs présentés non sous la forme cationique mais en pourcentage pondéral des minéraux normatifs.

Le raisonnement déductif d'IRVINE et BARAGAR est le suivant :

- le diagramme $Ol'-Ne'-Q'$, dérivé des diagrammes normatifs de YODER et TILLEY (1962), a pour but de préciser, dans un premier temps, si les roches étudiées appartiennent aux lignées alcalines ou sub-alcalines ;

- si les roches sont sub-alcalines, il convient ensuite de déterminer leur nature tholéiitique ou calco-alcaline : c'est le diagramme rectangulaire Al_2O_3/An % normatif qui le permettra, de plus la figure "Color Index" = f (An % normatif) donnera une répartition des laves en basaltes, andésites et dacites ;

- si les roches sont alcalines, la détermination de leur nature potassique ou sodique se fera à l'aide du triangle $An-Ab'-Or$, le diagramme "Color Index"/An % normatif permettant de classer les formations étudiées.

Les représentations graphiques ci-dessus citées seront successivement examinées mais nous utiliserons, tout d'abord, le diagramme de YODER et TILLEY (1962).

I. - DIAGRAMME DE YODER ET TILLEY (1962) (fig. 56)

La distribution des points sur le diagramme de YODER et TILLEY (1962) montre que la plupart des roches d'Atalanti se placent dans le triangle $Q-Di-Hy$, à savoir dans le domaine des tholéiites à quartz. Compte non tenu des pyroclastites les plus siliceuses, l'on observe un étirement sensiblement parallèle au côté $Di-Hy$. Les laves sont généralement plus proches du pôle Di , les pyroclastites du pôle Hy , ce fait est logique puisque les laves apparaissent plus calciques.

Les quelques points qui apparaissent dans les triangles $Ne-Di-Ol$ (domaine alcalin) et $Di-Hy-Ol$ sont représentatifs soit de roches qui se singularisent par leur structure (il s'agit des verres volcaniques) soit de formations probablement plus transformées que les autres (il s'agit d'une lave porphyrique et de trois pyroclastites à grain fin). C'est probablement l'albitisation et l'altération des matières cendreuses qui déplacent les points vers le champ alcalin sous saturé.

II. - DIAGRAMME TRIANGULAIRE $Ol'-Ne'-Q'$ D'IRVINE ET BARAGAR (1971)

Trois paramètres Ol' , Ne' , Q' -dont la somme est réajustée à 100- sont définis pour la construction de ce diagramme mis au point par IRVINE et BARAGAR (1971). Ils sont calculés de la façon suivante :

$$Ol' = Ol + 3/4 Opx$$

$$Ne' = Ne + 3/5 Ab$$

$$Q' = Q + 2/5 Ab + 1/4 Opx \quad (\text{fig. 57}).$$

La presque totalité des roches de la série du Roda et de la série occidentale sont dans le domaine sub-alcalin. Quelques points franchissent la droite de séparation des champs alcalin et sub-alcalin, ils correspondent d'une part à des laves porphyriques (éch. 3-272 et 3-275) caractérisées par leurs très faibles teneurs en soude, d'autre part à deux pyroclastites. La position du "verre calcitique" (3-288) qui cimente localement les "formations chaotiques" est singulière mais les caractères chimiques de cette roche sont peu significatifs.

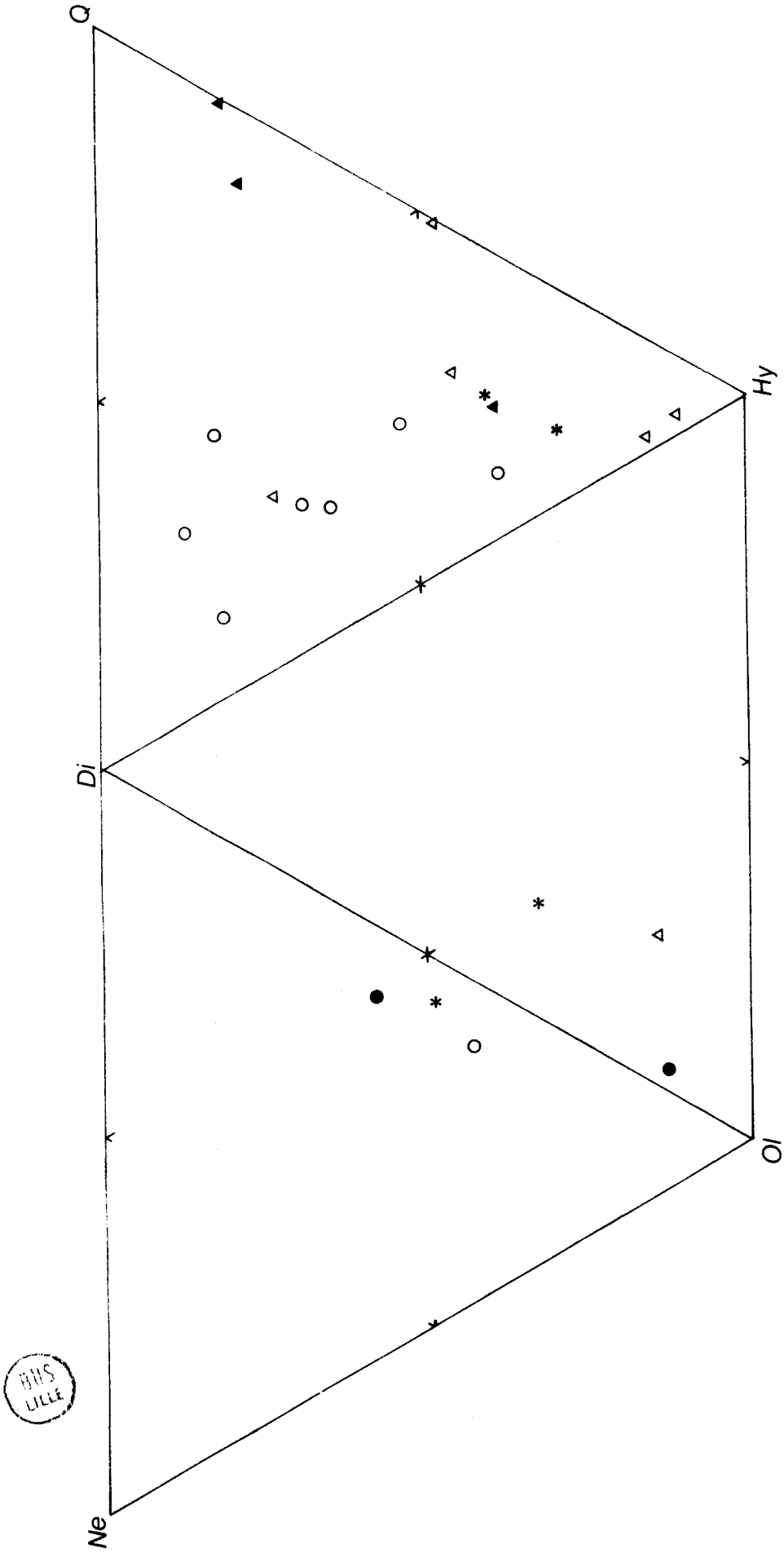


Fig. 56 : Position des roches d'Atalanti sur le diagramme normatif de Yoder et Tilley.

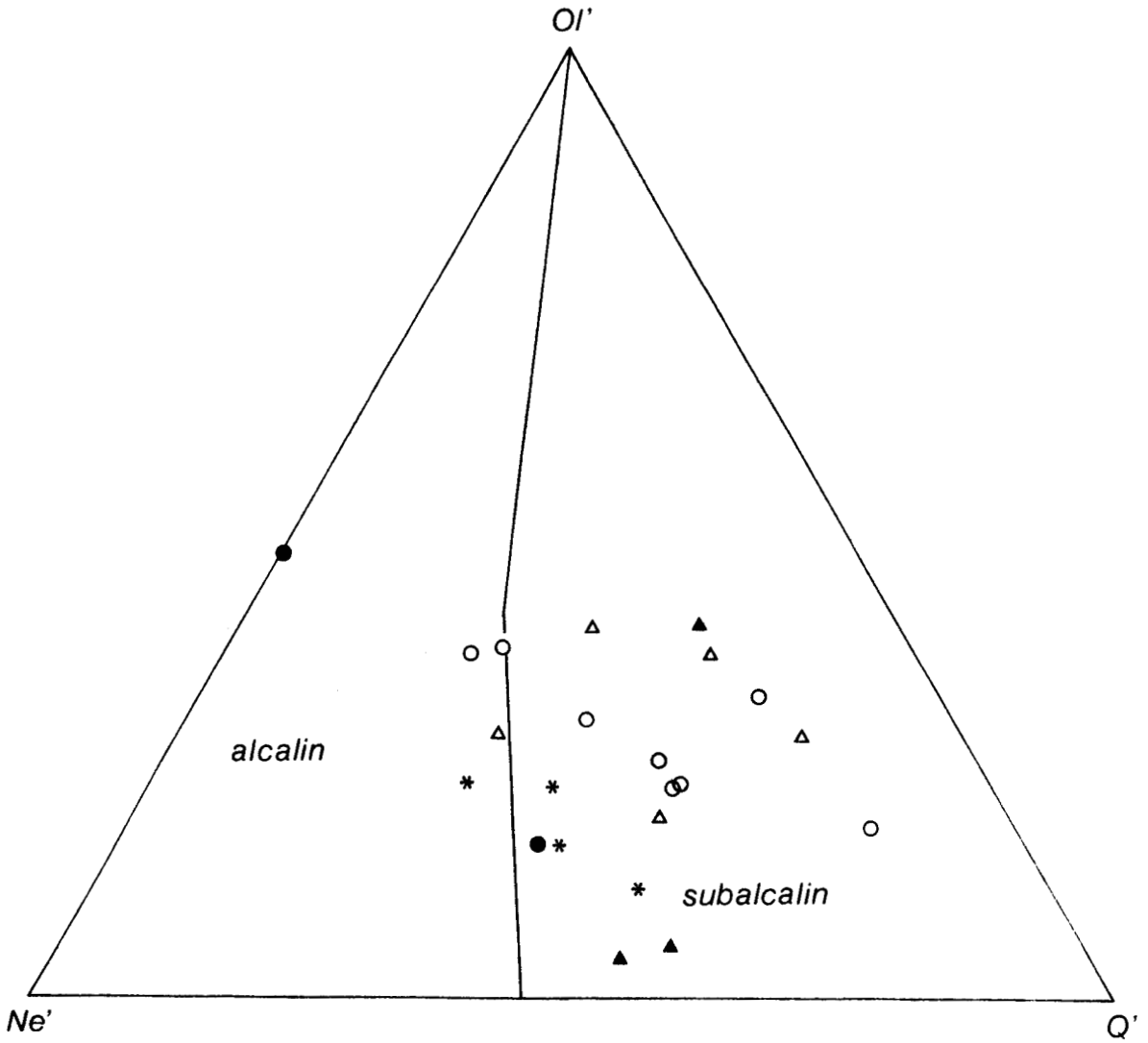


Fig. 57 : Position des roches d'Atalanti dans le diagramme normatif $OL' - Ne' - Q'$ d'Irvine et Baragar.

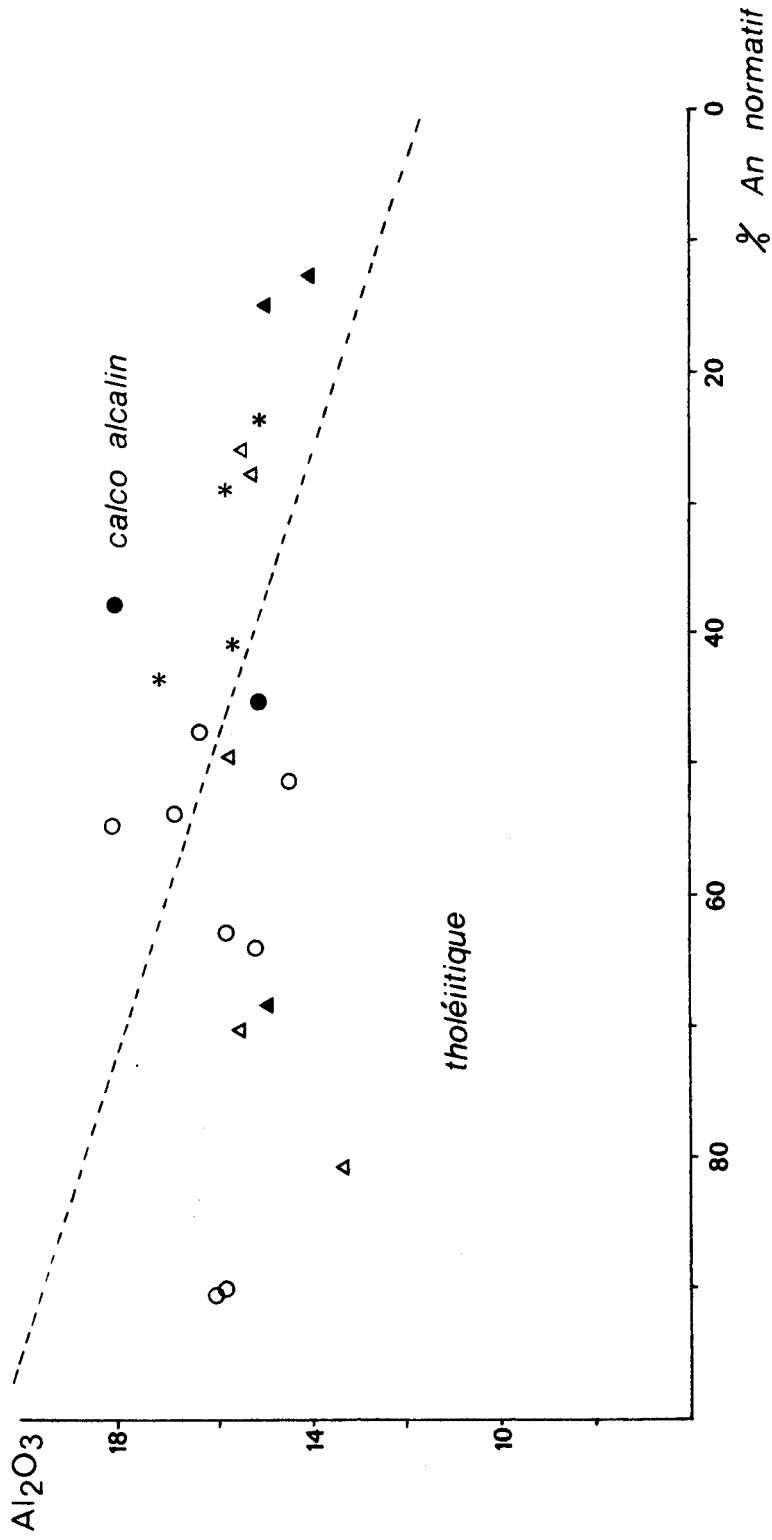


Fig. 58 : Position des roches d'Atalanti sur le diagramme Al_2O_3/An % normatif d'Irvine et Baragar.



Conclusion partielle

Les figures précédentes (fig. 56 et 57) soulignent le caractère sub-alcalin des formations rencontrées près d'Atalanti, aussi utiliserons-nous, pour préciser leur nature, les diagrammes qui lui correspondent.

III. - DIAGRAMME RECTANGULAIRE Al_2O_3/An % normatif

Dans ce diagramme d'IRVINE et BARAGAR, Al_2O_3 est porté en ordonnées, An % est reporté en abscisses. Ce dernier facteur représente la basicité des plagioclases normatifs puisque An % = $100 An / (An + Ab' + 5/3 Ne)$ avec $Ab' = Ab + 5/3 Ne$.

Cette représentation (fig. 58) montre qu'à des teneurs sensiblement analogues de Al_2O_3 correspondent des valeurs de An % normatif extrêmement variables. Il en résulte un étirement des points, étirement parallèle à l'axe An % qui n'est fonction que de l'altération des plagioclases.

Nous remarquerons, néanmoins, que presque toutes les laves sont situées dans le domaine tholéiitique. Il est normal que les pyroclastites, roches plus hétérogènes, plus sensibles aux altérations -albitisation et chloritisation de la matrice- présentent une plus forte dispersion.

Nous noterons, de plus, combien un diagramme qui fait intervenir les alcalins s'adapte peu à l'étude des séries paléovolcaniques souvent très transformées.

IV. - DIAGRAMME "COLOR INDEX"/ An % normatif (fig. 59)

Le paramètre $C. I.$, reporté en ordonnées, est calculé à partir des minéraux normatifs $C. I. = Ol + Opx + Cpx + Ilm + Mt + Mm$. De type rectangulaire, ce diagramme permet de classer les roches en fonction de la nature virtuelle du plagioclase.

Cette figure, adaptée au volcanisme d'Atalanti, souligne tout d'abord l'unité de la série étudiée, les points se relayant régulièrement, sans coupure importante.

Toutes les laves porphyriques sont dans le domaine des basaltes. Les points qui tombent dans les champs andésitiques et dacitiques sont essentiellement représentatifs de pyroclastites, en particulier des brèches grossières ; ce fait est normal puisque ces formations clastiques, hétérogènes, sont plus sensibles aux altérations, en particulier à l'albitisation et à la calcitisation.

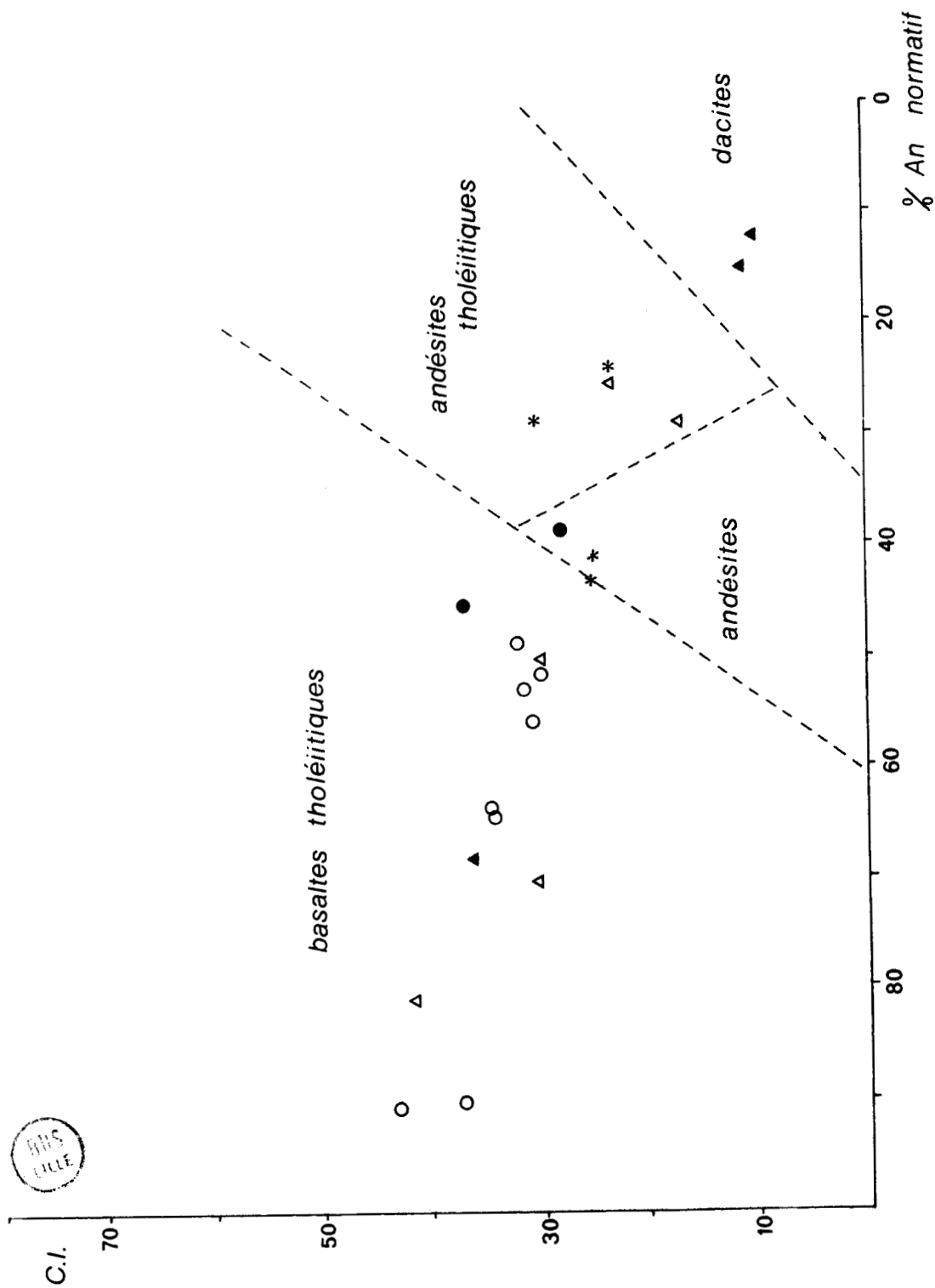


Fig. 59 : Position des roches d'Atalanti sur le diagramme C. I./An % normatif d'Irvine et Baragar.



On remarquera en outre, que les laves, dans leur totalité, sont situées dans le domaine tholéiitique. Deux points sortent de ce domaine ; il s'agit d'une pyroclastite probablement plus altérée et d'un verre volcanique peu significatif.

CONCLUSIONS

Ces diagrammes nouveaux construits à partir des compositions virtuelles des roches souligne, malgré les altérations déjà évoquées, outre l'unicité de la série d'Atalanti, le caractère tholéiitique des laves et pyroclastites étudiées. De plus, les laves correspondent essentiellement à des basaltes alors que les pyroclastites paraissent plus acides.

CHAPITRE III : ETUDE DES CLINOPYROXENES DE LA SERIE VOLCANIQUE D'ATALANTI

Afin de cerner avec encore plus de précision les traits géochimiques dominants de la série basaltique d'Atalanti, les clinopyroxènes -seuls minéraux ferromagnésiens primaires conservés- ont été analysés à la microsonde automatisée CAMEBAX des Services Communs des Universités de Nancy I, Strasbourg et Besançon.

Les échantillons analysés sont les suivants :

- 2-320 : métabasaltés pyroxéniques ;
- 2-236 : métabasaltés amygdalaires ;
- 2-239 : métabasaltés massifs ;
- 2-258 : métabasaltés à amygdales blanches.

Les échantillons ont été choisis pour la fraîcheur et l'abondance de leurs cristaux de pyroxène.

A. *NATURE DES PYROXENES - PRINCIPAUX TRAITS CHIMIQUES*

Les compositions chimiques des clinopyroxènes et leurs formules structurales, calculées sur la base de 6 oxygènes, sont regroupées dans les tableaux IV, V, VI et VII.

I. - EXAMEN DES DONNEES

Les observations suivantes sont directement issues d'un examen des données chimiques.

1) Métabasaltés pyroxéniques et métabasaltés amygdalaires

Les clinopyroxènes des métabasaltés pyroxéniques (2-320) et des métabasaltés amygdalaires (2-236), à savoir les formations les plus anciennes, montrent des variations significatives en TiO_2 qui vont de pair avec celles de FeO , CaO , Na_2O et dans une moindre mesure de la silice.

Les teneurs en TiO_2 sont moyennes, parfois élevées :

- comprises entre 0,84 et 2,82 % pour l'échantillon 2-320 ;
- comprises entre 0,17 et 1,19 % pour l'échantillon 2-236.

TABLEAU IV: ANALYSE DE QUELQUES CLINOPYROXENES DES "METABASALTES PYROXENIQUES" (Ech. 2-320)

SiO ₂	47,50	48,44	50,01	50,28	49,19	49,18	48,08	50,20	48,28	49,76
TiO ₂	1,44	1,19	0,84	2,82	1,08	1,27	1,19	1,17	1,24	1,21
Al ₂ O ₃	5,83	4,73	3,72	6,05	4,38	3,24	5,84	2,14	5,33	2,97
FeO	9,61	9,08	8,56	10,45	9,09	9,66	9,30	13,09	9,06	10,09
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,26	0,16	0,22	0,23	0,24	0,22	0,20	0,47	0,22	0,22
MgO	13,31	13,77	14,57	11,41	14,11	13,56	13,13	12,09	13,40	13,43
CaO	20,59	21,07	21,02	16,40	20,99	21,16	20,89	20,09	21,04	20,67
No ₂ O	0,44	0,37	0,38	1,28	0,37	0,33	0,42	0,42	0,43	0,36
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,71	0,01	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00
Total	98,98	98,80	99,31	99,63	99,47	98,62	99,07	99,69	99,01	98,71

NOMBRE D'IONS SUR LA BASE DE 6 OXYGENES

Si	1,8034	1,8374	1,8784	1,8770	1,8517	1,8742	1,8196	1,9155	1,8271	1,8925
Al ⁴	0,1966	0,1626	0,1216	0,1230	0,1483	0,1258	0,1804	0,0845	0,1729	0,1075
Al	0,0642	0,0487	0,0425	0,1437	0,0459	0,0194	0,0800	0,0121	0,0651	0,0262
Ti	0,0408	0,0337	0,0233	0,00792	0,0303	0,0368	0,0336	0,0332	0,0356	0,0347
Fe	0,3057	0,2950	0,2685	0,3259	0,2862	0,3078	0,2939	0,4177	0,2869	0,3214
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,7529	0,7778	0,8156	0,6357	0,7918	0,7699	0,7405	0,6875	0,7558	0,7611
Mn	0,0082	0,0051	0,0071	0,0070	0,0071	0,0072	0,0061	0,0151	0,0071	0,0071
Ca	0,8375	0,8564	0,8460	0,6557	0,8465	0,8630	0,8473	0,8213	0,8525	0,8427
Na	0,0326	0,0276	0,0132	0,0932	0,0273	0,0245	0,0305	0,0312	0,0315	0,0265
K	0,0000	0,0000	0,0000	0,0341	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0000
Wo	43,98	44,44	43,68	40,37	43,82	44,31	44,89	42,30	44,81	43,61
En	39,54	40,36	42,10	39,17	41,00	39,53	39,22	35,41	39,74	39,39
Fs	16,48	15,20	14,22	20,50	15,18	16,16	15,90	22,29	15,45	17,00

Compléments aux tableaux IV à VII des pages 148 à 151

(NOMBRE D'IONS SUR LA BASE DE 6 OXYGENES)



1) Dans tous les cas, lire : $Si + Al^4 = 2,000$

2) $Al^3 + Ti + Fe + Cr + Mg + Mn + Ca + Na + K =$

Tableau IV (de gauche à droite) :

2,042 2,044 2,016 1,974 2,035 2,029 2,033 2,019 2,034 2,020

Tableau V (de gauche à droite) :

2,037 2,049 2,042 2,041 2,032 2,058 2,029 2,034 2,033 2,025

Tableau VI (de gauche à droite) :

2,026 2,027 2,031 2,030 2,033

Tableau VII (de gauche à droite) :

2,049 2,029 2,028 2,017 2,031 2,010 2,030 2,020 2,038 2,034

TABLEAU V: ANALYSE DE QUELQUES CLINOPYROXENES DES "METABASALTES AMYGDALAIRES" (Ech. 2-236)

SiO ₂	49,50	49,06	49,37	49,31	49,32	48,38	53,41	53,09	52,46	49,41
TiO ₂	0,98	1,01	1,11	1,18	1,19	1,14	0,17	0,17	0,24	1,06
Al ₂ O ₃	4,28	4,70	4,46	5,08	5,14	5,16	1,81	1,92	2,07	5,36
FeO	9,23	8,81	8,83	9,10	8,75	8,72	3,17	3,46	3,41	8,58
Cr ₂ O ₃	0,00	0,06	0,04	0,03	0,02	0,05	0,65	0,55	0,56	0,08
MnO	0,26	0,30	0,16	0,20	0,25	0,27	0,06	0,13	0,14	0,18
MgO	14,92	14,87	14,95	14,56	14,49	14,70	18,61	18,46	18,36	15,23
CaO	19,99	20,85	20,32	20,47	20,24	21,04	22,78	22,90	22,10	18,99
Na ₂ O	0,42	0,43	0,53	0,49	0,51	0,51	0,29	0,24	0,36	0,49
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Total	99,58	100,09	99,78	100,42	99,94	99,98	100,94	100,92	99,70	99,38

NOMBRE D'IONS SUR LA BASE DE 6 OXYGENES

Si	1,8557	1,8333	1,8460	1,8361	1,8395	1,8125	1,9284	1,9217	1,9117	1,8430
Al ⁴	0,1443	0,1667	0,1540	0,1639	0,1605	0,1875	0,0716	0,783	0,0803	0,1570
Al	0,0448	0,0403	0,0423	0,0587	0,0655	0,0403	0,0054	0,0034	0,0089	0,0788
Ti	0,0275	0,0283	0,0313	0,0329	0,0333	0,0323	0,0045	0,0045	0,0067	0,0297
Fe	0,2893	0,2754	0,2762	0,2830	0,2730	0,2733	0,0956	0,1047	0,1045	0,2676
Cr	0,0000	0,0017	0,0013	0,0010	0,0007	0,0016	0,0186	0,0156	0,0163	0,0024
Mg	0,8336	0,8281	0,8335	0,8072	0,8057	0,8210	1,0014	0,9957	1,0010	0,8470
Mn	0,0082	0,0094	0,0050	0,0064	0,0079	0,0085	0,0018	0,0039	0,0043	0,0057
Ca	0,8031	0,8348	0,8143	0,8159	0,8087	0,8447	0,8812	0,8882	0,8662	0,7589
Na	0,0305	0,0313	0,0382	0,0355	0,0371	0,0368	0,0203	0,0167	0,0254	0,0354
K	0,0002	0,0002	0,0000	0,0002	0,0005	0,0000	0,0005	0,0010	0,0000	0,0000
Wo	41,52	42,86	42,21	42,66	42,67	43,37	44,50	44,58	43,84	40,38
En	43,10	42,52	43,21	42,21	42,51	42,16	50,58	49,97	50,66	45,07
Fs	15,38	14,62	14,58	15,13	14,82	14,47	4,92	5,42	5,50	14,54



TABLEAU VI : ANALYSE DE QUELQUES CLINOPYROXENES
DES "METABASALTES MASSIFS" (éch. 2-239)

SiO ₂	50,43	49,67	50,08	50,76	50,22
TiO ₂	0,43	0,63	0,65	0,47	0,85
Al ₂ O ₃	4,01	5,26	5,24	4,18	2,48
FeO	5,00	5,70	5,56	5,05	8,91
Cr ₂ O ₃	0,40	0,41	0,35	0,34	0,01
MnO	0,17	0,09	0,07	0,12	0,41
MgO	16,11	15,40	15,39	16,27	15,68
CaO	21,70	21,59	22,55	22,42	19,55
Na ₂ O	0,31	0,37	0,34	0,25	0,36
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,57	99,12	100,21	99,86	98,45

NOMBRE D'IONS SUR LA BASE DE 6 OXYGENES

Si	1,8796	1,8468	1,8440	1,8699	1,9002
Al ⁴	0,1204	0,1532	0,1560	0,1301	0,0998
Al	0,0557	0,0774	0,0712	0,0515	0,0107
Ti	0,0120	0,0175	0,0180	0,0130	0,0241
Fe	0,1558	0,1772	0,1713	0,1556	0,2819
Cr	0,0117	0,0120	0,0100	0,0100	0,0002
Mg	0,8952	0,8533	0,8446	0,8932	0,8843
Mn	0,0055	0,0029	0,0020	0,0037	0,0130
Ca	0,8665	0,8601	0,8896	0,8849	0,7926
Na	0,0226	0,0268	0,0246	0,0177	0,0264
K	0,0007	0,0002	0,0000	0,0000	0,0000
Wo	45,06	45,42	46,64	45,67	40,20
En	46,55	45,06	44,28	46,10	44,84
Fs	8,39	9,51	9,09	8,22	14,96

TABLEAU VII : ANALYSE DE QUELQUES CLINOPYROXENES DES "METABASALTES A AMYGDALES BLANCHES" (éch. 2-258)

SiO ₂	49,85	50,20	50,77	50,80	50,15	51,20	49,60	50,55	50,46	50,11
TiO ₂	0,63	0,64	0,72	0,82	0,74	0,74	0,99	0,78	0,65	0,82
Al ₂ O ₃	2,97	3,91	2,21	2,58	3,37	2,93	2,69	2,54	2,33	2,73
FeO	8,65	6,58	10,47	10,36	7,48	10,39	10,99	10,09	9,83	9,54
Cr ₂ O ₃	0,05	0,06	0,02	0,01	0,13	0,05	0,00	0,06	0,01	0,10
MnO	0,27	0,18	0,04	0,42	0,28	0,37	0,49	0,28	0,40	0,38
MgO	15,97	15,86	16,06	15,31	15,61	15,67	14,85	15,85	16,04	15,94
CaO	20,24	21,28	18,14	18,39	20,92	17,98	18,54	18,10	19,24	19,01
Na ₂ O	0,34	0,25	0,29	0,31	0,25	0,25	0,29	0,27	0,23	0,27
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
Total	98,96	98,96	99,09	99,03	98,96	99,58	98,44	98,53	99,19	98,91

NOMBRE D'IONS SUR LA BASE DE 6 OXYGENES

Si	1,8784	1,8745	1,9121	1,9136	1,8809	1,9127	1,8916	1,9099	1,9000	1,8897
Al ⁴	0,1216	0,1255	0,0879	0,0864	0,1191	0,0873	0,1084	0,0901	0,1000	0,1103
Al	0,0104	0,465	0,0101	0,0283	0,0298	0,0417	0,0123	0,0231	0,0033	0,0111
Ti	0,0177	0,0178	0,204	0,0232	0,0209	0,0208	0,0285	0,0220	0,0184	0,0233
Fe	0,2726	0,2055	0,3298	0,3263	0,2347	0,3244	0,3506	0,3190	0,3096	0,3009
Cr	0,0014	0,0018	0,0007	0,0004	0,0040	0,0014	0,0000	0,0017	0,0004	0,0030
Mg	0,8967	0,8825	0,9015	0,8596	0,8727	0,8723	0,8438	0,8926	0,9003	0,8961
Mn	0,0086	0,0058	0,0128	0,0133	0,0088	0,0116	0,0157	0,0090	0,0127	0,0123
Ca	0,8172	0,8513	0,7319	0,7422	0,8408	0,7196	0,7575	0,7328	0,7761	0,7681
Na	0,0247	0,0182	0,0210	0,0228	0,0183	0,0178	0,0218	0,0196	0,0168	0,0197
K	0,0000	0,0000	0,0003	0,0010	0,0009	0,0007	0,0000	0,0004	0,0002	0,0000
W _o	40,96	43,77	37,04	38,23	42,96	37,32	38,50	37,52	38,83	38,85
B _n	44,95	45,37	45,62	44,28	44,60	45,24	42,89	45,70	45,04	45,32
F _o	14,09	10,87	17,34	17,29	12,44	17,43	18,62	16,79	16,13	15,84



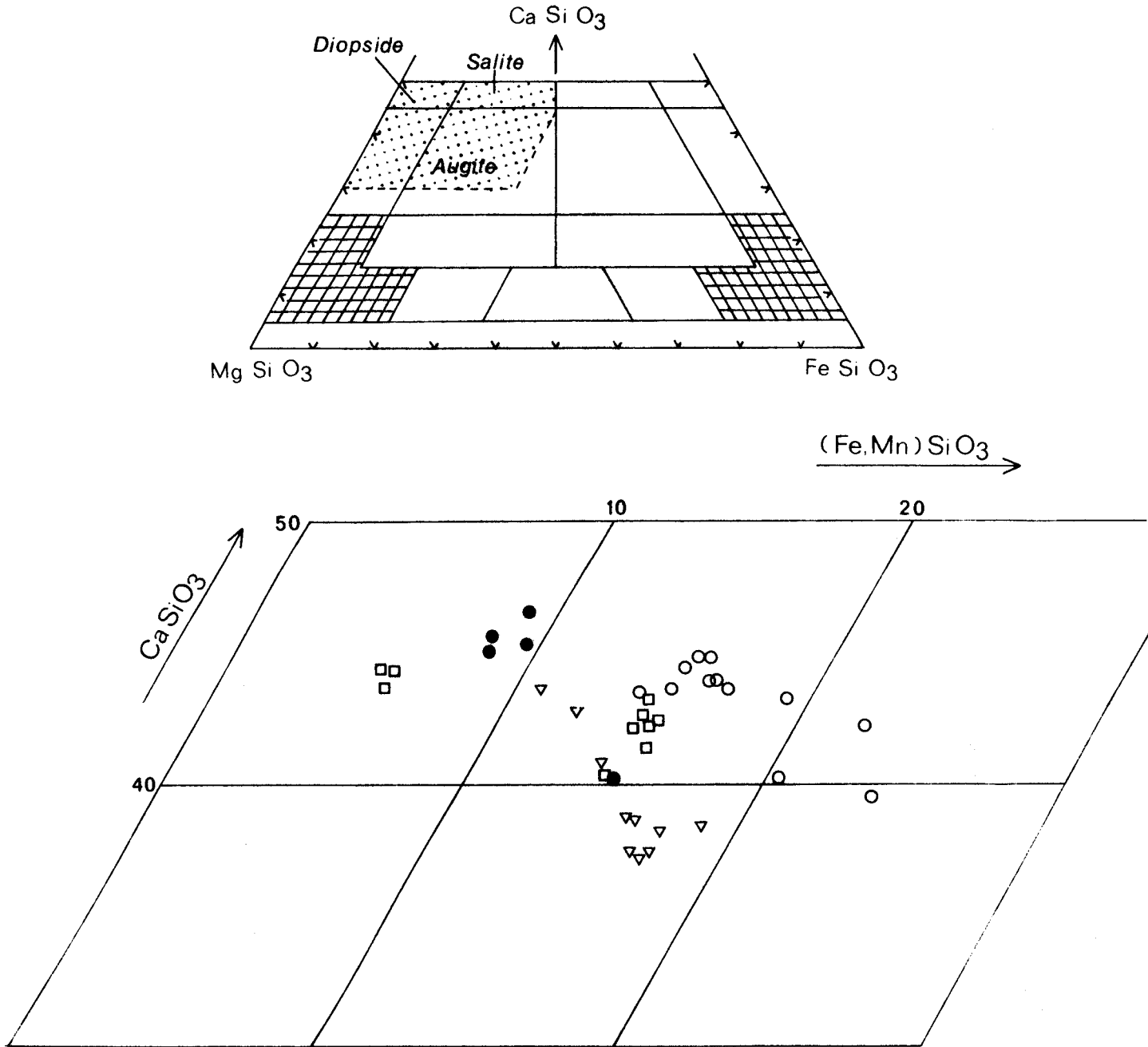


Fig. 60 : Position des clinopyroxènes des laves d'Atalanti sur le diagramme $\text{Ca Si O}_3 - \text{Mg Si O}_3 - \text{Fe Si O}_3$ de Hess et Poldervaart.

- 2-320 : métabasaltés pyroxéniques.
- 2-236 : métabasaltés amygdalaires.
- 2-239 : métabasaltés massifs.
- ▽ 2-258 : métabasaltés à amygdales blanches.

Il faut toutefois souligner la singularité des valeurs 2,82 % (2-320), 0,17 et 0,24 % (2-236) au sein d'un ensemble de teneurs voisines ou légèrement supérieures à 1 %.

Ce sont les metabasaltes pyroxéniques qui possèdent les clinopyroxènes (tableau IV, colonne 4) les plus titanifères, sodiques et ferrifères et les moins calciques.

12) Métabasaltes massifs et metabasaltes à amygdales blanches

Contrairement aux précédents, les clinopyroxènes des metabasaltes massifs (2-239) et des metabasaltes à amygdales blanches (2-258) ne présentent aucune variation chimique notable d'un cristal à l'autre.

Les teneurs en TiO_2 sont faibles puisqu'elles varient de 0,43 à 0,99 %, elles sont légèrement plus élevées dans l'échantillon 2-258 que dans l'échantillon 2-239.

II. - DIAGRAMME DE HESS ET POLDERVAART (1951) (fig. 60)

Les pyroxènes ont été reportés sur le diagramme triangulaire $CaSiO_3$ - $MgSiO_3$ - $FeSiO_3$ de HESS et POLDERVAART (1951) (fig. 60). Cette figure montre que les clinopyroxènes des metabasaltes d'Atalanti sont des diopsides, endodiopsides et augites (en majorité).

Les pyroxènes de l'échantillon 2-239 tombent pour la plupart dans le champ des diopsides alors que ceux de l'échantillon 2-258 sont des augites mais dans ce dernier cas, une évolution correspondant à un enrichissement progressif en fer est notable. Les gros phénocristaux sont plus calciques et magnésiens, les petits phénocristaux sont ferrifères.

Les clinopyroxènes des metabasaltes amygdalaires se regroupent en deux domaines bien distincts, l'un correspond à l'endodiopside, l'autre à l'augite.

Enfin ceux des metabasaltes pyroxéniques sont essentiellement des augites mais avec une évolution comparable à celle observée dans le cas de l'échantillon 2-258.

Les variations, notées au cours du simple examen des données chimiques des clinopyroxènes des laves 2-320 et 2-258 sont donc bien illustrées dans ce diagramme, il y a en effet une nette évolution en fer dans le domaine des augites et des endodiopsides. Ce graphe montre que l'évolution

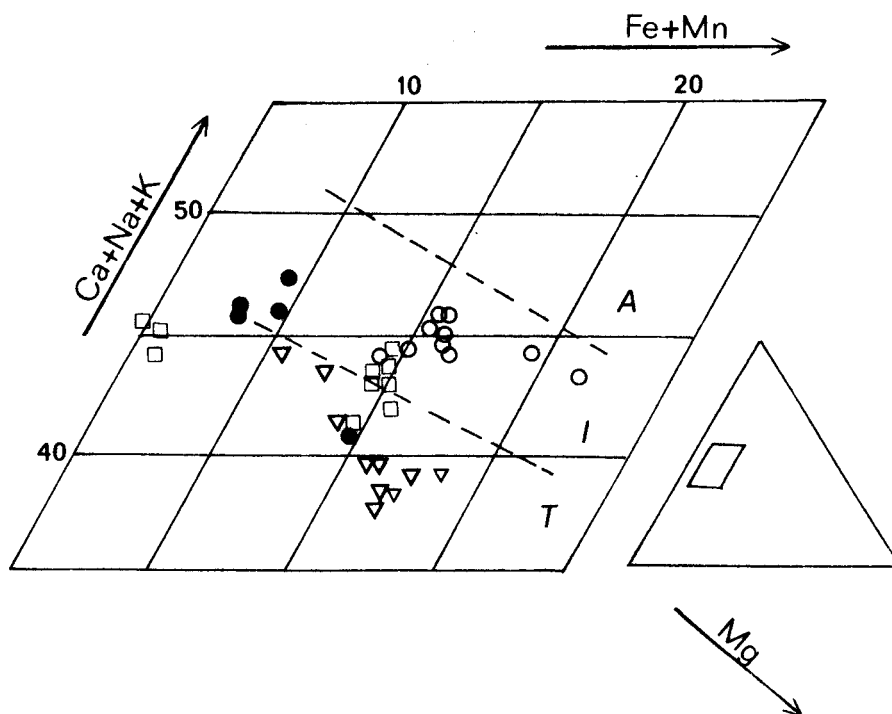


Fig. 61 : Position des clinopyroxènes des laves du Roda sur le diagramme triangulaire de Hess.

- A : alcalin
- I : intermédiaire
- T : tholéiitique



existe également au sein des laves 2-239 et 2-258 bien qu'elle n'était initialement pas apparue.

Conclusion partielle

Les clinopyroxènes des laves d'Atalanti sont caractérisées par un enrichissement en fer, enrichissement qui apparaît d'une part au niveau de l'échantillon, d'autre part au sein de la série.

B. DOMAINES MAGMATIQUES DES CLINOPYROXÈNES DES LAVES D'ATALANTI

Une série de diagrammes a été proposée par différents auteurs -HESS (1949), LE BAS (1962), KUSHIRO (1960)- pour placer les clinopyroxènes de type augite (riche en CaO) dans des champs correspondant aux trois grands types de magma basaltique à savoir tholéiitique, alcalin saturé et alcalin sous saturé.

I. - DIAGRAMME DE HESS (1949)

Dans le diagramme (fig. 61) triangulaire -Ca + Na + K, Fe + Mn, Mg- de HESS (1949), l'ensemble des clinopyroxènes étudiés est situé dans les champs tholéiitique et intermédiaire définis par LE BAS (1962).

Les échantillons 2-258 et 2-320 présentent un enrichissement très net en fer. On retrouve, de plus, les deux lots de clinopyroxènes de l'échantillon 2-236.

II. - DIAGRAMME DE LE BAS (1962)

Les diagrammes rectangulaires mis au point par LE BAS (1962) sont construits en reportant, pour le premier Al_2O_3 en ordonnées et SiO_2 en abscisses, pour le second TiO_2 en abscisses et $Alz = Al^4 \times \frac{100}{z}$ tel que $z = 2$ en ordonnées.

Dans ces diagrammes (fig. 62 a et b) chacun des échantillons analysés est caractérisé par une évolution des clinopyroxènes du domaine sub-alcalin vers le domaine alcalin. Cette évolution se traduit par un appauvrissement en silice et un enrichissement en titane par rapport à l'alumine mais toujours à partir d'une souche parentale tholéiitique. La tendance alcaline est plus marquée pour les laves les plus anciennement mises en place, elle est très faible pour les coulées plus récentes.

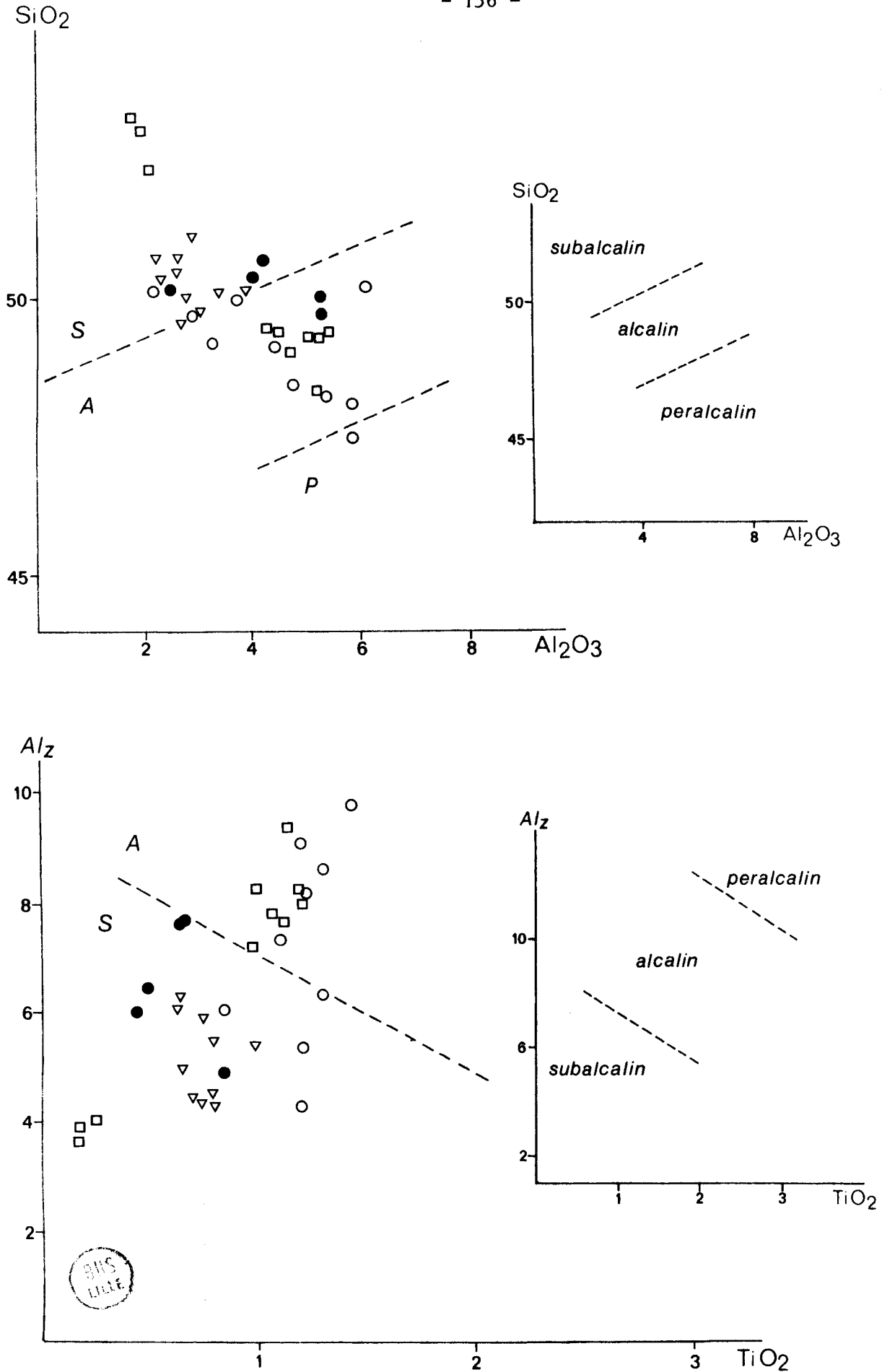


Fig. 62 : Position des clinopyroxènes du Roda sur les diagrammes de Le Bas.

III. - DIAGRAMME DE KUSHIRO (1960)

Les diagrammes de LE BAS montrent donc une évolution vers l'alcalin à partir d'une souche parentale tholéiitique, or si l'on se reporte au diagramme $Al^4 = f(Si)$ de KUSHIRO (1960) (fig. 63), on remarque que le champ alcalin saturé empiète sur le domaine tholéiitique.

Cette figure a été appliquée au cas du Roda et il apparaît que les clinopyroxènes qui quittent le champ tholéiitique sont très rares (2 de l'échantillon 2-320 et 1 de la lave 2-236). Les points qui tombent dans le domaine alcalin saturé représentent, en fait, les clinopyroxènes les plus riches en TiO_2 , Al_2O_3 et Na_2O à savoir ceux qui présentent un indiscutable caractère d'alcalinité.

CONCLUSIONS

Les clinopyroxènes des metabasaltes d'Atalanti dérivent tous d'une même souche qui est tholéiitique. Au cours de la différenciation, différenciation observables soit au niveau de l'échantillon, soit au niveau de la série elle-même, ils s'enrichissent en fer. Les uns sont nettement tholéiitiques, les autres sont dans le champ intermédiaire. Certains clinopyroxènes, plus riches en alcalins, fer et titane, traduisent une tendance alcaline.

C) DIAGRAMMES DE FODOR, KEIL et BUNCH (1975)

FODOR et al. (1975) ont étudié systématiquement les clinopyroxènes des séries basaltiques tholéiitiques, alcalines saturées et sous-saturées d'Hawaii.

Ils en déduisent que, selon la nature du magma basaltique parental, Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O et MnO présentent des comportements différents par rapport au pourcentage en wollastonite des clinopyroxènes. Ainsi, d'après les auteurs, les teneurs en titane, soude et alumine croissent-elles régulièrement dans une série de type alcalin. Les lignées tholéiitiques sont caractérisées par des valeurs relativement constantes en titane.

Quant au comportement de MnO , il est identique dans les différentes séries.

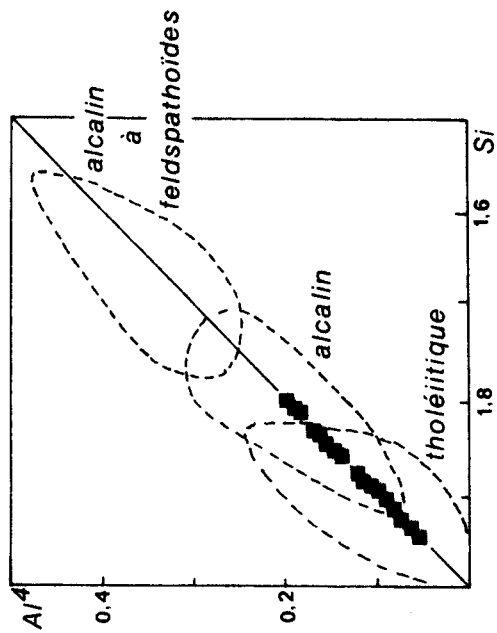
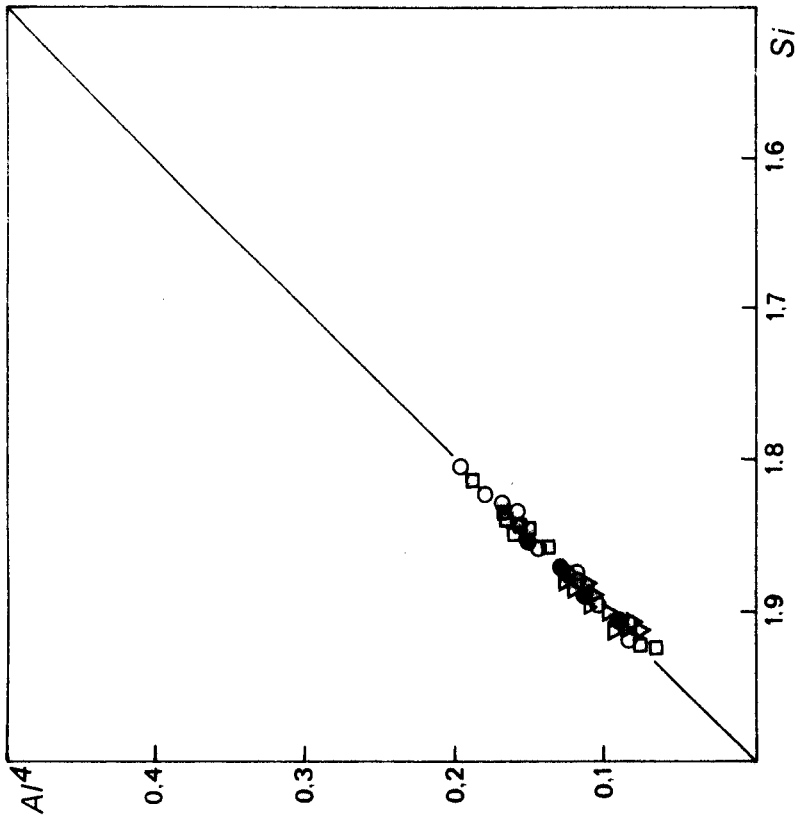


Fig. 63 : Position des clinopyroxènes des laves d'Atalanti sur le diagramme de Kushiro.



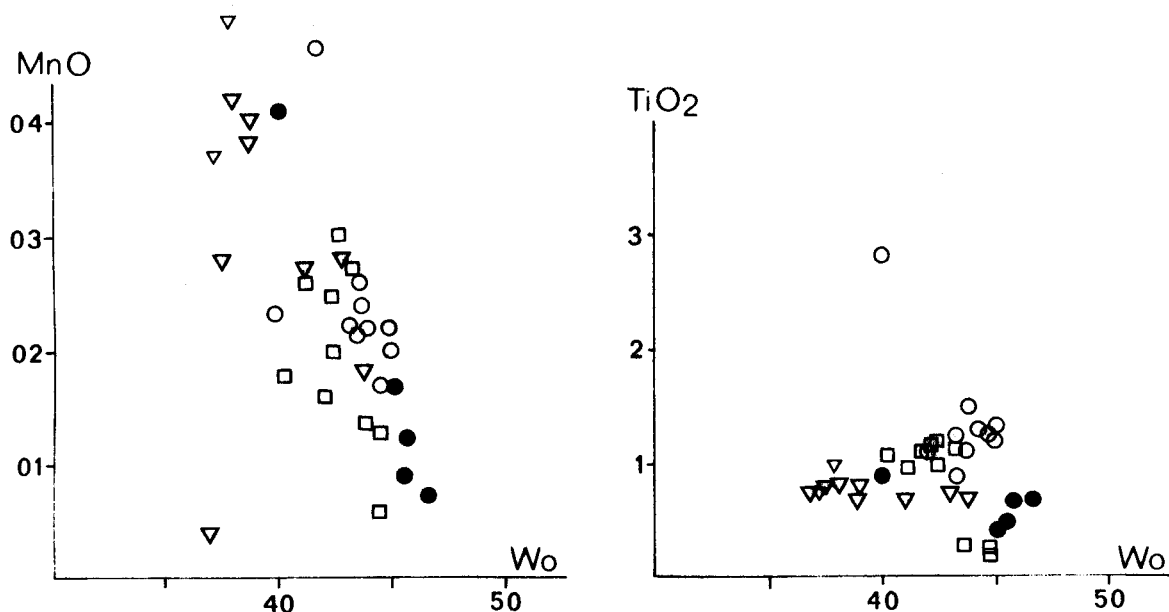


Fig. 64 : Position des clinopyroxènes d'Atalanti sur deux des diagrammes de Fodor, Keil et Bunch.

Dans le cas du Roda, les diagrammes Al_2O_3 et $Na_2O/wollastonite$ ne sont guère utilisables.

Par contre la série basaltique d'Atalanti (fig. 64 a) présente, en fonction du pourcentage en wollastonite, peu de variations en TiO_2 (exception faite de quelques cristaux des metabasaltes pyroxéniques).

De plus, une corrélation existe entre MnO et le pourcentage en wollastonite, cette corrélation est liée à la différenciation magmatique (fig. 64 b).

CONCLUSIONS

Les clinopyroxènes des basaltes d'Atalanti confirment la nature tholéiitique du magma parental définie lors de l'étude géochimique.

Certains clinopyroxènes présentent une tendance de différenciation alcaline.

Cependant, l'absence d'un enrichissement en TiO_2 et en alcalins en fonction du pourcentage en wollastonite est un caractère qui prouve la nature tholéiitique du magma parental du volcanisme permo-triasique d'Atlantique.

CHAPITRE IV : LES ELEMENTS TRACES

La méthode quantométrique a permis, outre la détermination des teneurs en oxydes majeurs, celle de 7 éléments traces : Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Sr, V (tableau IX et X).

A. *VARIATIONS DES ELEMENTS TRACES*

L'examen des résultats obtenus permet de différencier les éléments traces en deux groupes.

Le premier groupe, dans lequel figurent cobalt, chrome, cuivre et nickel, correspond à des constituants présents dans les diverses formations à des teneurs relativement constantes, tout au moins comprises dans des domaines restreints. De plus, il apparaît que laves et pyroclastites ne se distinguent guère par leurs concentrations en ces éléments.

Par contre, dans le second groupe se trouvent des éléments pour lesquels les teneurs varient dans de très larges proportions. Il s'agit du baryum, du strontium et du vanadium. Les pyroclastites sont plus riches en Ba et Sr que les coulées, ces dernières contenant plus de vanadium.

Il faut toutefois noter la singularité des "tufs stratifiés" (éch. 3-284) qui renferment 381 ppm de chrome et 122 ppm de nickel.

Les données fournies par quantométrie ont été comparées aux moyennes calculées par PRINZ (1968).

Il en résulte que le cobalt et le vanadium des laves et pyroclastites d'Atalanti ont des concentrations normales pour des roches de composition basaltique.

Par contre, les roches étudiées sont pauvres en les autres éléments traces dosés. En ce qui concerne le baryum et le chrome, les teneurs sont faibles mais se rapprochent sensiblement des moyennes détenues à l'analyse de roches tholéitiques. Pour Cu, Ni et Sr, les quantités dosées sont toujours inférieures à celles des basaltes, plus proches des tholéites pour Ni et Sr, plus proches des basaltes alcalins pour Cu.

B. *DIAGRAMMES DE NOCKOLDS ET ALLEN (1953)*

Dans le but d'étudier le comportement des traces au cours de la différenciation, des diagrammes (fig. 65) ont été dessinés en portant en ordonnées les teneurs, exprimées en ppm, et en abscisses un indice de différenciation introduit par LARSEN (1938) puis modifié par NOCKOLDS et ALLEN

TABLEAU IX : ELEMENTS TRACES DE 10 LAVES DU RODA

○ METABASALTES PORPHYRIQUES
● VERRES VOLCANIQUES

Ech.	3-270 ○	3-272 ○	3-273 ○	3-275 ○	3-276 ○	3-278 ○	3-279 ○	3-285 ○	3-286 ●	3-288 ●
Ba	159	14	197	19	57	107	115	81	58	179
Co	25	40	38	16	40	37	33	40	34	31
Cr	137	181	79	112	69	107	90	168	54	168
Cu	50	70	72	88	53	29	77	77	37	51
Ni	40	65	46	57	42	39	42	65	37	52
Sr	190	48	293	86	143	199	335	120	73	197
V	234	280	288	263	302	165	241	235	136	227

TABLEAU X : ELEMENTS TRACES DE 12 PYROCLASTITES DU RODA

▲ BRECHES
△ TUFFS
* CINERITES

Ech.	3-267 ▲	3-268 △	3-269 ▲	3-271 △	3-274 △	3-277 *	3-280 *	3-281 △	3-282 ▲	3-283 *	3-284 △	3-287 *
Ba	448	123	76	454	126	313	302	456	442	193	67	214
Co	39	23	33	25	34	28	25	16	34	34	40	34
Cr	35	171	194	107	137	80	111	91	57	155	381	54
Cu	15	48	41	68	50	61	72	57	42	84	55	49
Ni	12	63	49	29	41	40	31	27	20	58	122	31
Sr	261	394	333	353	508	679	168	452	285	247	404	365
V	79	197	217	193	224	266	201	150	102	248	236	346



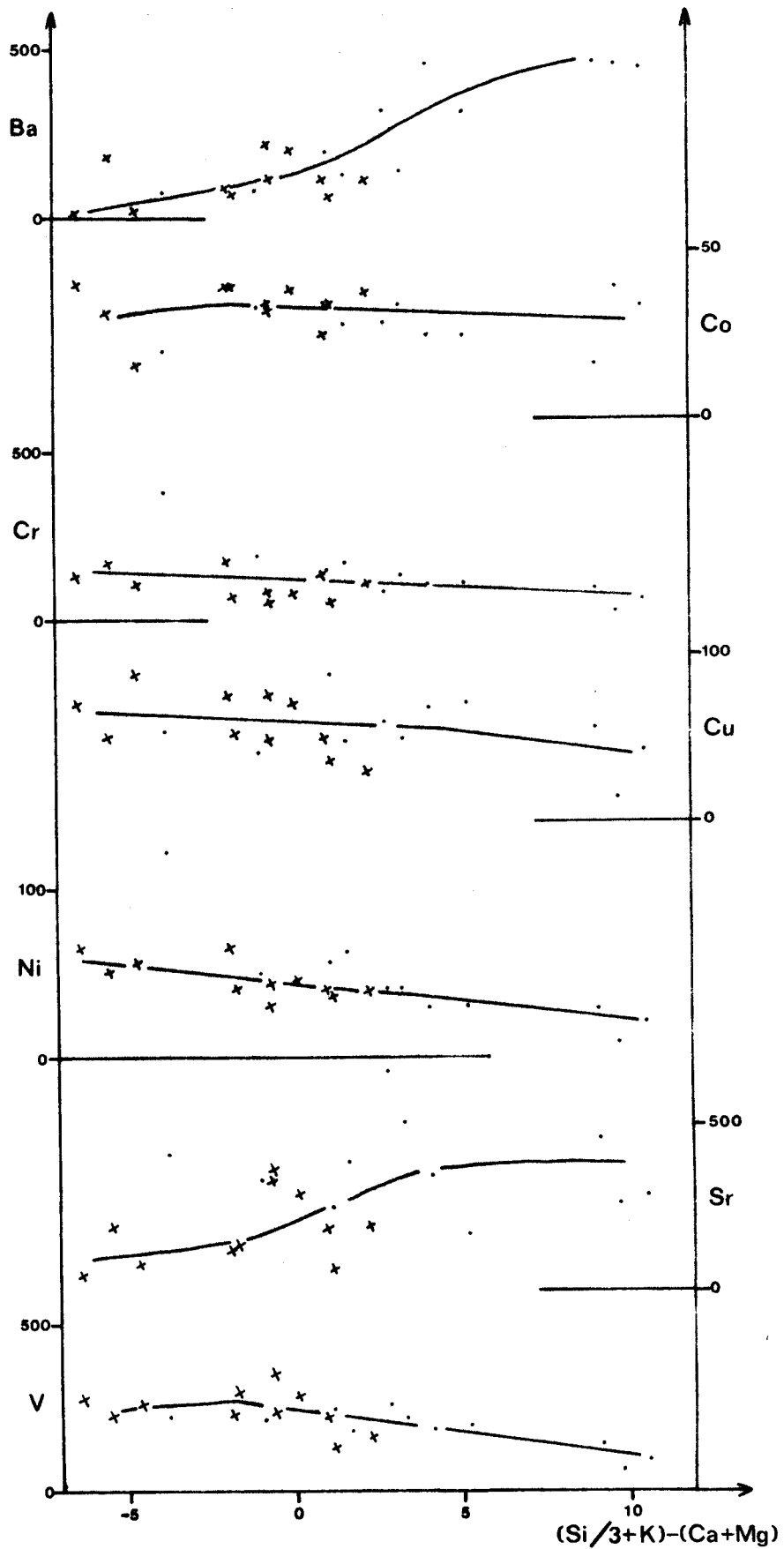


Fig. 65 : Diagrammes des tracés de Nockolds et Allen appliqués aux laves et pyroclastites du Roda.

laves
pyroclastites



(1953). Il s'agit de $(Si/3 + K) - (Ca + Mg)$.

Dans la plupart des cas (Ba, Co, Cr, Cu, Ni, V) les points se placent sensiblement sur des courbes : décroissantes pour Cr, Cu, Ni et V, horizontale pour Co et fortement croissante pour Ba. La figure du strontium montre une importante dispersion des points, les teneurs ayant toutefois tendance à s'élever avec la fonction considérée.

Ces comportements sont ceux que l'on rencontre dans les roches de caractère tholéiitique.

CONCLUSIONS

Ce rapide examen des éléments traces montre tout d'abord l'unité de la série étudiée en dépit de la mobilité probable de Ba et surtout de Sr. De plus, les roches d'Atalanti présentent une tendance tholéiitique.

CHAPITRE V : LES ALTERATIONS DES ROCHES D'ATALANTI

Les roches d'Atalanti sont dans l'ensemble assez altérées. Les altérations modifient plus ou moins profondément la chimie primaire et la composition minéralogique.

Ces altérations peuvent avoir diverses origines : métamorphisme à caractères hydrothermal ou régional.

Il est en effet fréquent que les laves subissent, dès l'éruption, des altérations dues aux fluides -CO₂, fluor...- qui accompagnent leur mise en place.

De plus la série volcanique d'Atalanti est très ancienne -permo-triasique-. Elle a pu subir un métamorphisme régional responsable de la formation de minéraux de basse température : albite, chlorite...

A. ETUDE MICROSCOPIQUE DE L'ALTERATION

Les études microscopiques montrent une évolution des minéraux et des fragments clastiques ainsi que des matrices et mésostases.

I. - MATRICES ET MESOSTASES

Les matrices des pyroclastites, qui constituent généralement la majeure partie de la roche, sont toujours cendreuse, très fines par leur grain. Or elles ont acquis des teintes verdâtres ou rougeâtres qui correspondent dans le premier cas à un développement de minéraux de type chlorite, dans le second à la présence d'oxydes de fer.

Les mésostases des laves sont initialement vitreuses. Par vieillissement se développe un phénomène très accentué de dévitrification accompagné, comme précédemment, d'un développement de chlorites et d'une hématitisation qui confèrent aux roches leurs teintes actuelles.

II. - LES CRISTAUX

21) Olivine

L'olivine (Fo 80, B+) peu abondante dans les laves est caractérisée par de très belles pseudomorphoses.

Ainsi distinguerons-nous plusieurs types d'altération :

- les cristaux d'olivine, dont la forme est conservée, sont fréquemment remplacés par de l'iddingsite en bordure et des chlorites au centre ; à cela s'ajoute un liseré d'oxydes opaques sur le pourtour ;

- des minéraux fibreux de type bowlingite peuvent également pseudomorphoser les cristaux d'olivine en mimant parfois leur clivage initial.

22) Clinopyroxènes

Les clinopyroxènes sont les éléments figurés les moins altérés. Ceci a d'ailleurs permis une étude menée à la microsonde automatisée (chapitre III).

Nous pouvons cependant noter l'apparition de chlorites qui leur assurent une teinte légèrement verdâtre ainsi que l'existence de facules de quartz secondaire au niveau des craquelures, clivages et golfes de corrosion.

Les plagioclases sont très altérés, ils se présentent sous forme de "fantômes", à savoir sous forme d'agrégats microcristallins au sein desquels j'ai pu distinguer :

- de rares épidotes ;
- un peu de calcite ;
- des chlorites ;
- enfin de la pumpellyite analysée chimiquement à la microsonde automatisée (deuxième partie).

Les parties qui paraissent fraîches correspondent toujours à de l'albite qui ne peut être que secondaire, compte tenu de la minéralogie primaire de la roche.

Il faut noter que l'altération se présente souvent sous forme de bandes qui miment les mâcles polysynthétiques mais également sous forme concentrique, ce qui suppose un zonage initial des plagioclases.

Conclusion partielle

Les phénomènes d'altération observés sont typiques de la spilitisation puisque, sauf dans le cas des pyroxènes, les minéraux sont remplacés par leurs équivalents de basse température. Ceci explique pourquoi le terme de spilitite a été primitivement utilisé par l'auteur pour définir les laves du Roda.

Cette spilitisation pourrait représenter les manifestations d'un léger métamorphisme régional avec comme paragenèse : albite-chlorite-pumpellyite.

B. ASPECTS CHIMIQUES DE L'ALTERATION

I. - TENEURS DES ELEMENTS

L'examen des résultats d'analyses chimiques de roches totales a montré que les teneurs d'un certain nombre d'oxydes sont sensiblement constants, alors que celles d'autres éléments varient dans de larges proportions. Il s'agit dans ce second cas des éléments majeurs les plus mobiles (Na_2O , K_2O , CaO) ainsi que des traces qui présentent des caractères analogues (Ba, Sr).

En raison de l'homogénéité observée, cette différence de comportement ne peut guère s'expliquer par des évolutions magmatiques. Il s'agit donc de pertes et de gains en ces éléments mobiles, pertes et gains contemporains de l'altération des laves et pyroclastites. De plus, les pyroclastites sont plus siliceuses.

II. - DIAGRAMMES DE DE LA ROCHE (1968)

Dans le but de mieux comprendre les faits cités ci-dessus deux diagrammes ont été utilisés. Ils ont été mis au point par DE LA ROCHE (1968) afin d'étudier les séries effusives. Pour leur élaboration, les constituants sont exprimés en millièmes-grammes pour cents grammes.

21) Diagramme $\text{Al}/3 - \text{K}/\text{Al}/3 - \text{Na}$ (fig. 66)

Dans le cas du Roda, les laves s'inscrivent en majorité dans le domaine des basaltes. Les échantillons 3-272 et 3-275 de lave qui s'en éloignent sont caractérisées par de faibles teneurs à la fois en K_2O et Na_2O (lessivage des alcalins).

Les roches pyroclastiques, au contraire, présentent une très forte dispersion liée probablement à l'hétérogénéité de ce type de formation qui favorise les transformations, en particulier au niveau des matrices cen-dreuses.

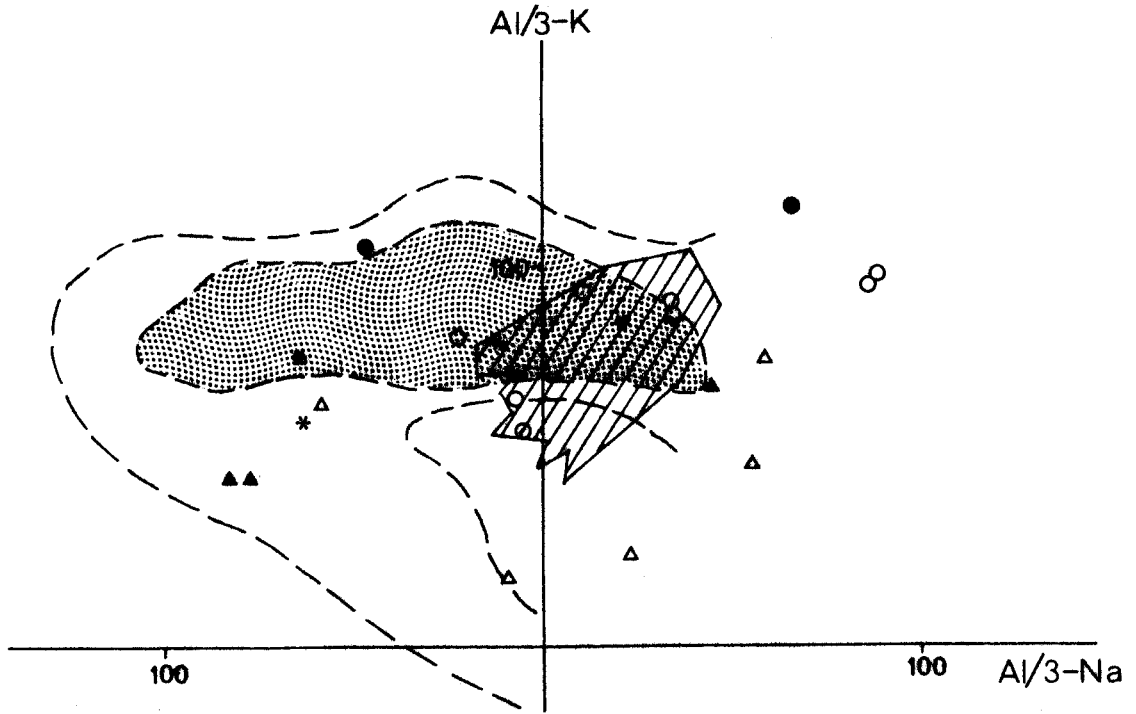


Fig. 66 : Position des roches d'Atalanti sur le diagramme $Al/3 - K/Al/3 - Na$ de De La Roche.



22) Diagramme $Si/3 - (Na + K + 2 Ca/3)/K - (Na + Ca)$ (fig. 67)

Ce diagramme a pour but de rattacher les roches spilites aux séries fondamentales tholéitique ou alcaline.

Une partie des volcanites d'Atalanti occupe le champ basaltique. Cependant, certains points se disposent parallèlement à l'enrichissement en silice indiquant ainsi que les laves ont subi une silicification plus ou moins accentuée, silicification qui affecte aussi les brèches.

Les cinérites et les tufs évoluent, par contre, vers le pôle alcalin, traduisant ainsi une feldspathisation.

La série volcanique d'Atalanti a subi des transformations qui conduisent soit à une silicification, soit à une feldspathisation, soit aux deux. Les altérations sont d'autant plus poussées que les roches sont hétérogènes.

Deux importantes réflexions se dégagent de l'analyse de ces deux diagrammes :

- l'ensemble des laves d'Atalanti, bien que possédant toutes de l'albite, ne présentent pas les fortes teneurs en soude caractéristiques des spilites. L'albitisation des plagioclases ne se manifeste donc pas par de fortes concentrations en Na_2O comparées à celles des autres oxydes -ces roches occupent le champ des basaltes-. Au contraire, la silicification semble avoir beaucoup perturbé les laves d'Atalanti expliquant ainsi les fortes teneurs en silice de certains échantillons -ce type de transformation est très marqué dans le cas des brèches-.

CONCLUSIONS : ALBITISATION ET SILICIFICATION

Lors des études préliminaires, qui étaient essentiellement microscopiques, les laves avaient été qualifiées de spilites en raison de la présence d'albite et de minéraux de basse température.

Les spilites sont en fait des roches énigmatiques dans le sens où il s'agit toujours de formations anciennement mises en place.

De nombreuses théories ont été émises pour expliquer leur genèse. Les unes supposent une origine primaire, les autres font intervenir des phénomènes qui leur assurent ainsi une nature secondaire. Ainsi VALLANCE (1969, 1974) traite-t-il de la dégradation des basaltes tholéitiques.

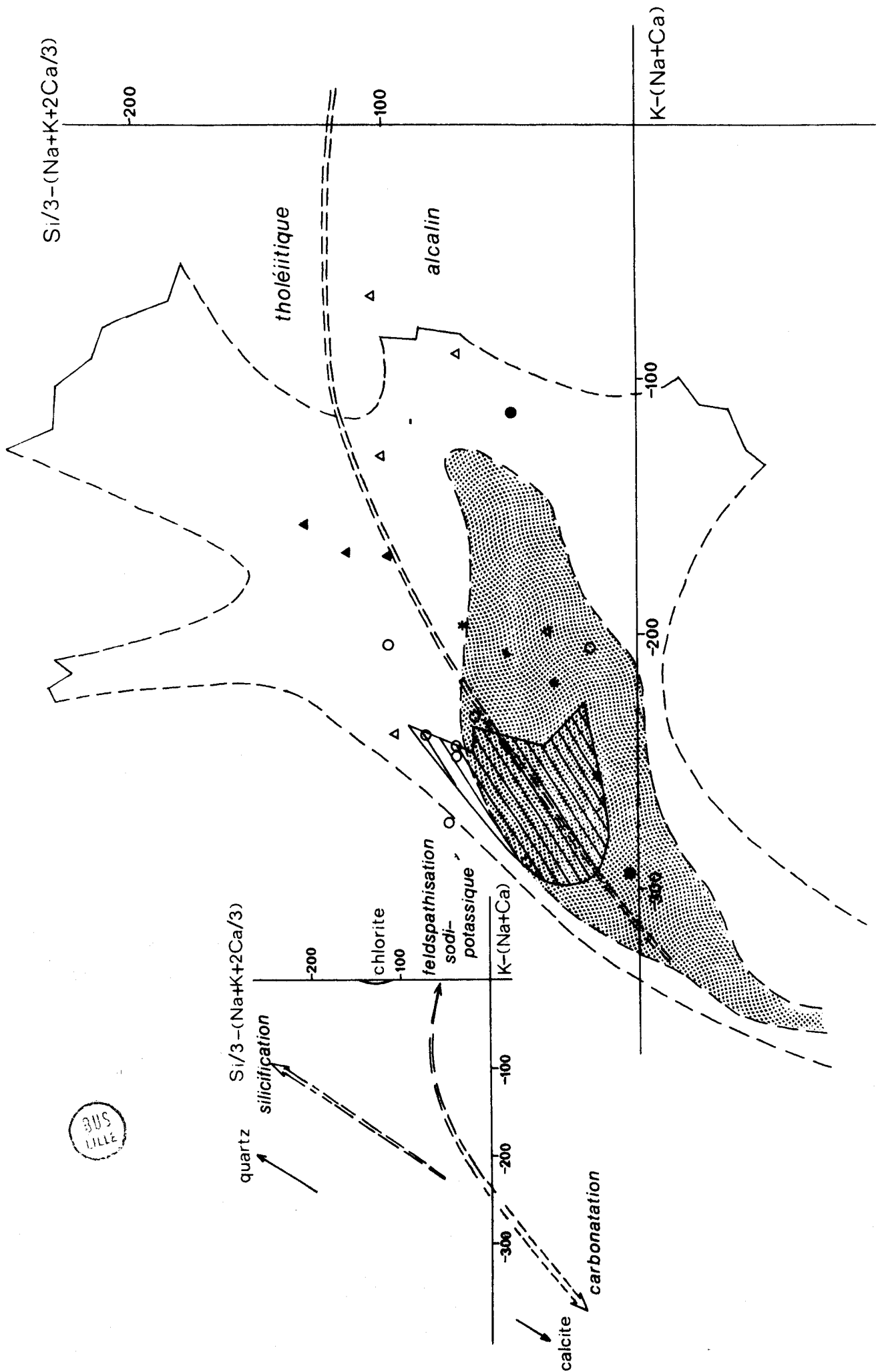


Fig. 67 : Position des roches d'Atalanti sur le diagramme $\text{Si}/3 - (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})/3 / \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ de De La Roche.

Les laves d'Atalanti ont manifestement subi de nombreuses transformations qui se résument comme suit :

- les plagioclases s'albitisent ou se transforment en un agrégat microcristallin de calcite, chlorites, épidote et pumpellyite ;

- l'olivine est pseudomorphosée en iddingsite, phyllites et parfois calcite ;

- les clinopyroxènes se chloritisent ;

- la mésostase, souvent dévitrifiée, est riche en chlorites, zéolites, épidotes et probablement en quartz microcristallin.

Les conséquences chimiques de ces transformations sont surtout un accroissement en silice, sensible dans les laves et les brèches, et en alcalins, observé dans les formations pyroclastites à grain fin.

Si certaines de ces transformations présentent un caractère hydrothermal (faible calcitisation des olivines - chloritisation, calcitisation et silicification des mésostases) la paragenèse secondaire -albite, épidote-chlorite, pumpellyite- doit être liée à un léger métamorphisme régional provoqué par une surcharge qui correspond à l'épaisse série sédimentaire de la zone pélagonienne.

CONCLUSIONS DE L'ETUDE GEOCHIMIQUE

Les principales conclusions qui se dégagent de l'étude géochimique de la série volcanique d'Atalanti sont les suivantes :

1. Laves, brèches, tufs et cinérites appartiennent à une même série évolutive.

2. Les laves sont peu évoluées et exclusivement basaltiques. Leur magma parental est tholéitique.

3. Les clinopyroxènes, tous riches en calcium, présentent un enrichissement en fer avec parallèlement une perte progressive en calcium. Certains d'entre eux présentent toutefois de nets caractères d'alcalinité.

4. Les laves et pyroclastites sont affectées par une intense altération marquée minéralogiquement par une transformation des plagioclases en albite ou en une association albite-pumpellyite-épidote, une recristallisation de la mésostase envahie ensuite par des minéraux interstitiels -chlorites, quartz, phyllites-. Chimiquement, ces altérations entraînent une silicification des laves et des brèches et une feldspathisation des tufs et cinérites.

QUATRIEME PARTIE

- COMPARAISON DU VOLCANISME D'ATALANTI
AVEC LES VOLCANISMES PERMO-TRIASIQUES
DES REGIONS MEDITERRANEENNES
- SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DU VOLCA-
NISME PERMO-TRIASIQUE D'ATALANTI

Les laves et pyroclastites d'Atalanti ont été examinées des points de vue pétrographique et géochimique. Il nous reste à replacer le massif décrit dans son contexte géologique. Pour ce faire, le volcanisme d'Atalanti sera, tout d'abord, comparé au volcanisme de même âge de Grèce et des régions voisines péri-méditerranéennes, puis nous tenterons de définir ses implications géodynamiques.

A. COMPARAISON AVEC D'AUTRES AFFLEUREMENTS

Les émissions volcaniques sont fréquentes sur le pourtour de la Méditerranée. Dans le cadre de ce mémoire, je n'ai retenu que les affleurements réputés permians à triasiques.

I. - DANS LES ZONES INTERNES HELLENIQUES

CELET et al. (1976) citent des formations volcano-sédimentaires triasiques dues à des phénomènes tectoniques. Les caractères chimiques de celles d'Othrys (FERRIERE, 1972-1974) et du Pinde (TERRY, 1971) sont alcalins.

11) Eubée

GUERNET (1965) décrit en Eubée deux séries volcaniques dont l'une, sous-marine, est antérieure aux calcaires triasico-jurassiques. Il lui attribue un âge ladinien-carnien probable. Il s'agit d'un niveau spilitique -puissant de 50 m- intercalé entre des schistes permians et des calcaires légèrement magnésiens datés du Trias supérieur. Pétrographiquement, le fond de la roche est de teinte grise, constitué essentiellement de microlites de plagioclases altérés, la calcite est extrêmement abondante et se présente sous forme d'inclusions (?). Cette description est trop succincte pour permettre une comparaison avec le volcanisme du Roda.

12) Attique

KTENAS (1924) attribue un âge permo-triasique inférieur à toutes les coulées volcaniques d'Attique. Par la suite, RENZ (1955) pensait que la plupart des roches éruptives situées en Attique et dans les Cyclades étaient mises en place au Carbonifère supérieur.

Se basant sur des analogies stratigraphiques entre l'Attique et d'autres régions des Hellénides internes, TRIKKALINOS (1958) et ROUBANIS (1961) rangèrent les différentes coulées volcaniques dans des niveaux détritiques s'étageant du Carbonifère supérieur au Trias moyen.

CLEMENT (1968) a proposé de placer les tufs volcaniques de la chaîne du Patseras dans le Ladinien, en comparaison avec la "porphyrite-hornstein" des géologues yougoslaves.

CLEMENT et LAPIERRE (1980) étudient pétrographiquement et géochimiquement des coulées volcaniques d'âge paléozoïque de la zone pélagonienne. Ces coulées sont situées dans une série franchement détritique où s'intercalent des calcaires lenticulaires à Fusulines indiquant une tendance récifale. Les auteurs montrent qu'il s'agit, d'une part, de roches basiques pouvant être rattachées à la famille des basaltes tholéitiques à olivine, d'autre part, de roches acides qui s'apparentent aux métarhyolites.

Les deux lignées définies ne sont pas issues d'un même magma parental.

13) Région de Domokos

COURTIN (1979) met en évidence, dans la région de Domokos, des roches effusives d'âge ladinien-carnien. La tendance chimique de ce complexe volcanique est alcaline.

II. - SUR LE POURTOUR MEDITERRANEEN

21) Maroc

Le Permo-Trias atlasique marocain (ROBILLARD, 1978) est caractérisé par la présence de dolérites tholéitiques continentales qui ont subi un métamorphisme zéolitique. Les émissions sont sub-aquatiques et correspondent à une phase de distension crustale.

22) Dinarides

En Yougoslavie CHARVET (1978) cite la présence d'un gabbro d'âge permien. Cette intrusion est annonciatrice du magmatisme triasique des zones internes des Dinarides.

BEBIEN et al. (1978) montrent la présence d'une formation "porphyrite-radiolarite" d'âge aniso-ladinien dans toutes les zones isopiques des Dinarides. Ils y distinguent des pyroclastites (tufs andésitiques et tufs acides), des coulées de laves (basaltes, spilites, andésites, dolérites, diabases) et des intrusions gabbroïques.

Les basaltes, dolérites et diabases sont peu abondantes et n'apparaissent que dans les séries à valeur de sillon. Chimiquement, les basaltes sont riches en alumine, pauvres en titane et leur différenciation est calco-alcaline. Il semble qu'ils se forment au niveau d'un arc volcanique continental lors d'une période d'instabilité cratonique.

23) Turquie

Des roches basaltiques affleurent dans un niveau arkosique conglomératique (DE GRACIANSKY, 1972) daté du Paléozoïque supérieur par des Fusulines. Leur tendance est alcaline.

III. - COMPARAISON AVEC LE VOLCANISME D'ATALANTI

Les émissions volcaniques sont fréquentes à la fin du Paléozoïque et au Trias inférieur et moyen dans l'ensemble des régions méditerranéennes. La comparaison des phénomènes volcaniques cités ci-dessus et de celui d'Atalanti nous amène à noter quelques analogies mais aussi des différences.

Il apparaît, tout d'abord, que les phénomènes volcaniques fini-hercyniens et anté-alpins aboutissent souvent à la mise en place de roches basaltiques mais leurs tendances chimiques sont variables. Ainsi, seules les laves d'Attique, du Maroc et d'Atalanti paraissent-elles tholéitiques.

Les laves d'Atalanti sont essentiellement basaltiques et caractérisées par leur très grande homogénéité alors que les volcanismes cités plus haut correspondent fréquemment à des séries magmatiques évoluées.

Enfin, le volcanisme permo-triasique d'Atalanti se distingue des autres par la grande abondance des produits émis et la constitution d'un véritable édifice de type strato-volcan. De plus, il présente, comme les tufs ladiniens, un caractère aérien.

B. SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DU VOLCANISME D'ATALANTI

Le volcanisme permo-triasique d'Atalanti correspond à des émissions

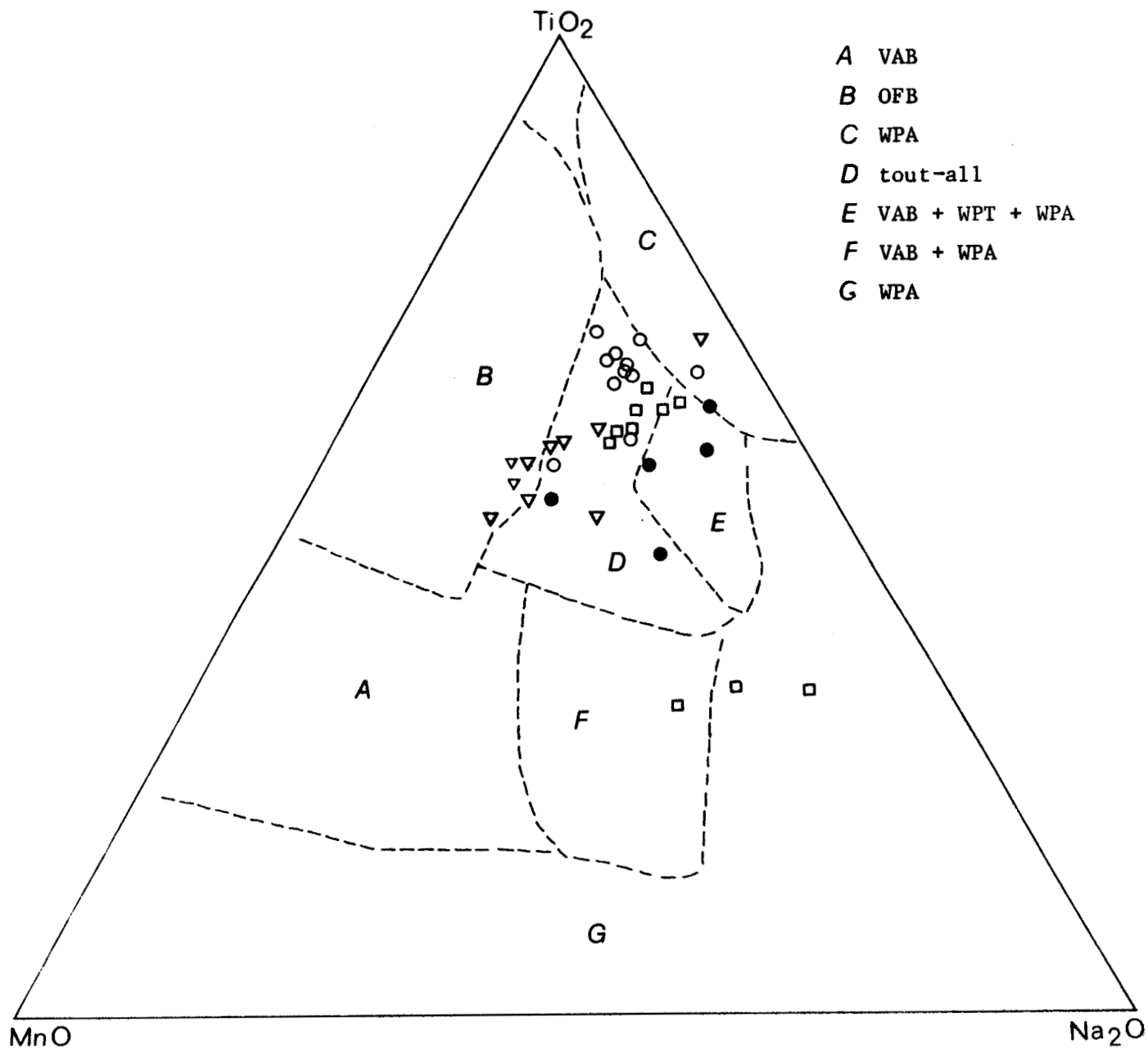


Fig. 68 : Position des clinopyroxènes d'Atalanti sur le diagramme de Nisbet et Pearce.

(Voir légende p. 152).

VAB : basaltes d'arc insulaire ; OFB : basaltes océaniques ; WPA : basaltes alcalins intra-plaques ; WPT : basaltes tholéïitiques intra-plaques.



basaltiques de tendance tholéiitique dont il reste à définir la signification géodynamique.

Dans ce but, trois types de diagramme sont utilisés.

I. - DIAGRAMME DE NISBET ET PEARCE (1977) (fig. 68)

Il s'agit d'un diagramme triangulaire TiO_2 - MnO - Na_2O construit à partir des pourcentages pondéraux d'oxydes fournis par l'analyse chimique des clinopyroxènes.

Les points représentatifs des clinopyroxènes des laves du Roda se situent pour la plupart dans le domaine D (tous basaltes).

Quelques points sont situés en C (basaltes intra-plaques), de même en G et F mais il semble que ceux-ci soient trop éloignés des autres pour être significatifs.

De plus, il faut noter que les clinopyroxènes des "métabasaltes à amygdales blanches" (éch. 2-258) tendent ou appartiennent au domaine B correspondant aux basaltes océaniques. Ces métabasaltes sont d'ailleurs les plus récents de ceux qui ont été analysés et ils tendraient à montrer un début d'océanisation.

II. - DIAGRAMMES DE GARCIA ET DE PEARCE (fig. 69 et 70)

Ces auteurs (PEARCE, 1975 et GARCIA, 1978) proposent deux diagrammes construits en portant en ordonnées les teneurs en TiO_2 et en abscisses, les concentrations en chrome des roches totales. Ils leur permettent de distinguer les basaltes ou tholéiites d'arc des basaltes continentaux.

Les points des laves et pyroclastites du Roda se placent, dans leur grande majorité, dans le domaine des basaltes intra-plaques océaniques. Il en résulte que l'on peut totalement éliminer, dans le cas d'Atalanti, la possibilité d'un volcanisme d'arc.

CONCLUSIONS

Le volcanisme permo-triasique d'Atalanti est un volcanisme typiquement intraplaque mais il semble difficile de choisir une nature continentale ou un caractère océanique.

Les basaltes tholéiitiques à olivine les plus proches, géographiquement et chimiquement, sont situés en Attique. CLEMENT et LAPIERRE (1980) montrent

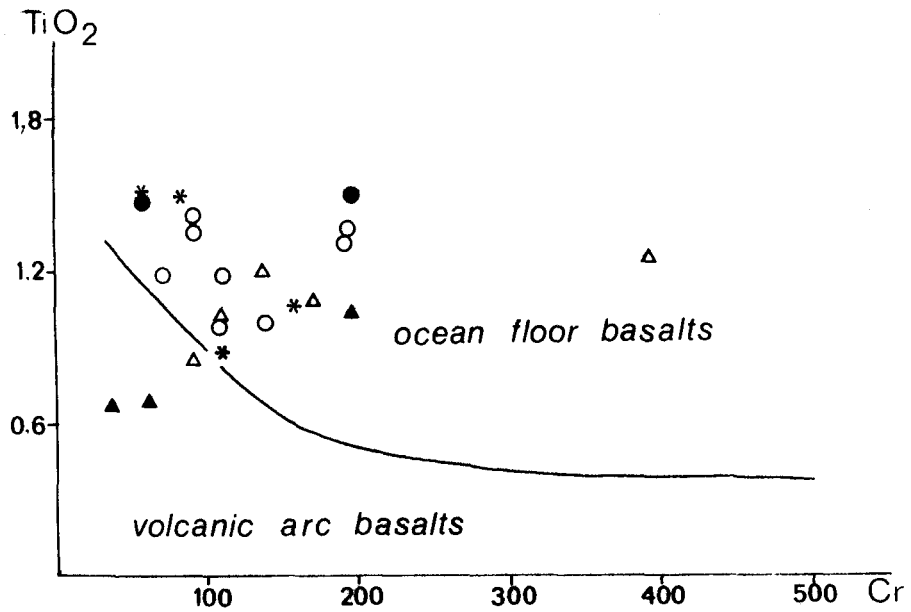


Fig. 69 : Position des laves et pyroclastites d'Atalanti sur le diagramme de Garcia.

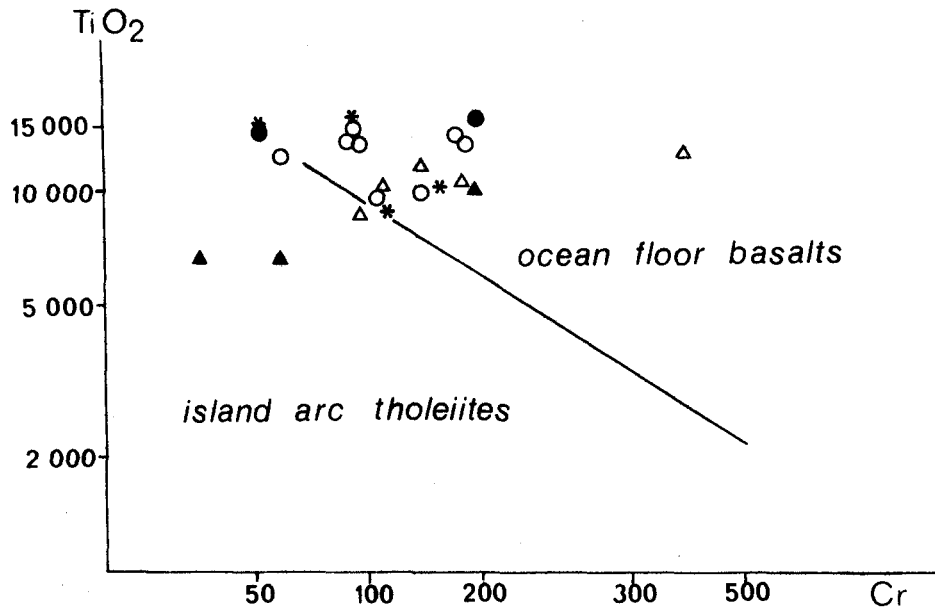


Fig. 70 : Position des laves et pyroclastites d'Atalanti sur le diagramme de Pearce.



qu'ils correspondent à un volcanisme intracontinental dû à des phénomènes de distension précurseurs d'une océanisation. Ces auteurs considèrent le magmatisme d'Attique comme l'amorce d'une phase de "doming" ayant donné naissance à la Téthys alpine.

Or, le volcanisme du Roda paraît s'être poursuivi plus tardivement que celui d'Attique. J'émetts donc l'hypothèse qu'il s'agit d'un magmatisme initialement intracontinental -phase de distension- qui évolue dans le temps pour acquérir un caractère plus océanique comme le montre la nature des clinopyroxènes des "métabasaltes à amygdales blanches".

En résumé, nous pensons qu'il existe un magmatisme fissural intracratonique permien et un début d'océanisation au Trias moyen.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

L'étude géologique du massif d'Atalanti (Locride - Grèce) a consisté tout d'abord en une étude stratigraphique et tectonique, puis en une étude pétrographique et géochimique des roches et minéraux rencontrés. L'ensemble des observations a permis de le situer dans le cadre des Hellénides.

I. - LES RESULTATS

11) Les données stratigraphiques

L'étude stratigraphique a mis en évidence un ensemble d'origine volcanique très puissant. Deux séries différentes ont été décrites : la série occidentale, à dominante pyroclastique, est probablement la plus ancienne ; la série du Roda, riche en coulées de laves, est surmontée par les "métabasaltés d'Ayos Séraphim" et recoupée par des "formations chaotiques" qui se sont formées lors d'une phase explosive.

Les terrains sédimentaires encaissants sont transgressifs à l'Est, chevauchants à l'Ouest. La transgression est d'âge carnien inférieur.

Ces données montrent que des phénomènes magmatiques se sont développés avant le Carnien inférieur. Ils sont probablement permo-triasiques. Ils ont donné naissance à un vaste édifice de type strato-volcan.

12) Les données tectoniques

Les formations effusives n'ont été que peu déformées. Il semble que ce fait soit dû à une différence de compétence entre les laves et les dolomies triasiques qui les recouvrent. Les failles verticales observées sont contemporaines du volcanisme et ne sont, en fait, que les marques de son dynamisme, ou tardives et contribuent alors à l'effondrement de la partie septentrionale du strato-volcan.

13) Les données pétrographiques

Les études pétrographiques soulignent l'existence de deux types de roches.

Les pyroclastites, tout d'abord, sont caractérisées par la grande finesse de leur grain qui a nécessité l'utilisation d'une échelle granulométrique nouvelle. Les fragments sont divers -débris de roches plus anciennes, billes de verre, cristaux brisés-. Il s'agit donc de pyroclastites

de type mixte. Les matrices sont toujours abondantes et chloriteuses.

Les laves, enfin, ont donné naissance à des roches basaltiques remarquables par leur homogénéité minéralogique -olivine altérée, clinopyroxènes, plagioclases très transformés-. Les basaltes présentent des structures de cumulats : de clinopyroxènes à la base de la série, de plagioclases au sein des formations les plus récentes. Cette évolution est la marque d'une légère différenciation dans la chambre magmatique. Les mésostases, originellement vitreuses, sont fréquemment transformées en un agrégat microcristallin.

14) Les données géochimiques

L'étude géochimique apporte d'intéressants résultats.

Elle montre tout d'abord l'unicité chimique de la série volcanique d'Atalanti. Le magma parental paraît tholéiitique, nature confirmée par l'examen chimique des clinopyroxènes. Ces derniers, de type augite, diopside et endodiopside évoluent dans le temps sous forme d'un enrichissement progressif en fer au détriment du calcium.

Les roches sont très altérées -albitisation et silicification-.

Ces transformations sont dues à un métamorphisme initial hydrothermal puis à un léger métamorphisme d'enfouissement.

II. - LA PLACE DU VOLCANISME D'ATALANTI DANS LES HELLENIDES

Le strato-volcan d'Atalanti est situé dans la zone isopique pélagonienne à savoir dans le domaine interne des Hellénides.

La comparaison des phénomènes volcaniques étudiés avec les autres venues effusives de même âge des Hellénides internes et de quelques émissions laviques situées sur le pourtour de la méditerranée souligne la singularité du massif d'Atalanti. En effet, s'il est parfois comparable chimiquement, il se distingue des autres par son caractère aérien, la grande quantité des produits émis et sa structure de strato-volcan.

Le volcanisme permo-triasique d'Atalanti correspond à une phase de distension intracratonique, les dernières laves acquièrent des caractères océaniques. Il existe donc un magmatisme fissural intracratonique permien et un début d'océanisation au Trias moyen.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ALBANDAKIS N. (1968).- Nuovi dati Stratigraphici sulla regione di Locrida (Grecia). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 87, p. 733-741.
- AMSTUTZ G.C. et al. (1974).- Spilites and Spilitic Rocks. Ed. *Springer-Verlag*, Berlin.
- ARGYRIADIS I. (1975).- Mésogée permienne, chaîne hercynienne et cassure téthysienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 17, p. 56-67.
- AUBOUIN J. (1958).- Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tectonique d'un système géosynclinal : le secteur grec des Dinarides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 7, p. 731-748.
- AUBOUIN J. (1959).- Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Epire et de la Thessalie. *Ann. géol. des Pays hellén.*, 10.
- AUBOUIN J. et al. (1961).- Evolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 2, p. 583-610.
- AUBOUIN J. et al. (1970).- Contribution à la géologie des Hellénides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 90, p. 277-306.
- AUBOUIN J. et al. (1976).- Les Hellénides dans l'optique de la tectonique des plaques. *VIe Coll. on the geology of the Aegean Region*, 3, p. 1333-1354, Athènes.
- BARTH T.F.W. (1930).- Pacificite, an anemousite basalt. *Journ. Washington Acad. So.*, 20, p. 60-68.
- BARTH T.F.W. (1931).- Mineralogical petrography of Pacific lavas. *Am. Journ. Sc.*, (5), 21, p. 401-402 et 510-513.
- BEBIEN J. (1972).- Teneur en TiO_2 des roches volcaniques : comparaison des volcanismes actuels et ophiolitiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 275, p. 1967-1970.
- BEBIEN J. et al. (1978).- Le volcanisme triasique des Dinarides en Yougoslavie : sa place dans l'évolution géotectonique péri-méditerranéenne. *Tectonophysics*, 47, p. 159-176.

- BESSON M., FONTEILLES M. (1974).- Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéiitique et calco-alcaline. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallog.*, 97, p. 445.
- BEUGNIES A. (1970).- Les courbes paramétriques de Nuggli, un outil pour la pétrographie et la minéralogie des roches magmatiques. *Mém. et Pub. Soc. Sc. Arts Lett. Hainaut*, 83, p. 71-97.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J., LE PICHON X. (1977).- From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas : a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. *Int. Symp. on the structural History of the Mediterranean Basins*, Split (Yougoslavie). Ed. Technip, p. 143-164.
- BOILLOT G. (1977).- Modèle actualistique des Hellénides. In Séance extraordinaire de la Soc. géol. de France tenue à Athènes. D. Fantinet éd., *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 19, p. 82-83.
- BOUCARUT M., CREVOLA G. (1972).- Dépôts de "déferlantes basales" (base surge) dans l'Esterel et le Devés (Var et Massif Central français) et "gouttes de cendres pisolithiques". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 14, p. 179-190.
- BROUSSE R. (1964).- Des oolites volcaniques dans le massif du Mont-Dore. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 6, p. 402-411.
- BRUNN J.H. (1956).- Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. *Ann. géol. des Pays hellén.*, 7.
- BRUNN J.H., CLEMENT B., DERCOURT J. (1979).- Histoire des recherches géologiques dans les Hellénides. *Vie Coll. on the geology of the Aegean Region*, 1, p. 21-60, Athènes.
- CELET P. (1962).- Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. *Ann. géol. des Pays hellén.*, 13.
- CELET P. et al. (1977).- Volcano-sedimentary and volcano-detritic phenomena of mesozoïc age in Dinarid and hellenic ranges : a comparison. *Symp. Intern. Histoire structurale des bassins méditerranéens*, Split, p. 35-46.
- CELET P., FERRIERE J. (1978).- Les Hellénides internes : le Pélagonien. *Helv. Geol. Helv.*, 71, p. 467-495.

- CELET P. et al. (1980).- Tableau des principaux évènements tectoniques, métamorphiques et magmatiques dans les Hellénides au cours du cycle alpin. *26e Cong. Géol. Intern.*, Paris, 1980, 5, p. 306-307.
- CHARVET J. (1978).- Essai sur un orogène alpin. Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie). *Soc. Géol. Nord*, Publ. n° 2.
- CLEMENT B. (1968).- Observations sur le Trias du Patseras et du Parnis en Attique (Grèce). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 9, p. 332-333.
- CLEMENT B. (1976).- Essai d'interprétation structurale d'un secteur des zones internes helléniques. L'Attique-Béotie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 18, p. 309-316.
- CLEMENT B., LAPIERRE H. (1980).- Coulées volcaniques dans le Paléozoïque supérieur des Zones internes helléniques (Grèce continentale) - Environnement sédimentaire et caractérisation pétrographique. *Tectonophysics*, (à paraître).
- COURTIN B. (1979).- Etude géologique de la région de Domokos (Grèce) : le front des zones internes et les massifs ophiolitiques d'Othrys occidentale. Thèse 3e cycle, Lille, 295 p., (non publiée).
- CROSS W., IDDINGS J.P., PIRSSON L.V., WASHINGTON H.S. (1902).- A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *Journ. Geol.*, 10, p. 555-690.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1963).- Rock-forming minerals. *Longmans-Green and Co L. T. D.*, London.
- DEGARDIN J.M. (1972).- Etude géologique de la région d'Atalanti (Locride, Grèce continentale). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 92, p. 213-220.
- DE GRACIANSKY P.C. (1972).- Recherches géologiques dans le Taurus lycien. Thèse Orsay, Sér. A, (non publiée).
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J. (1973).- Transposition du tétraèdre de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, D, 276, p. 3115-3118.
- DE LAROCHE H., ROCCI G., JUTEAU T. (1974).- Essai de caractérisation chimique des associations spilitiques. Ed. Springer-Verlag, G.C. Amstutz éd., p. 39-58.
- DERCOURT J. (1970).- L'expansion océanique actuelle et fossile ; ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 12, p. 261-317.

- DERCOURT J. et al. (1977).- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Grèce co-organisée avec la Société géologique de Grèce (9-20 septembre 1976). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 14, p. 5-70.
- DESMET A. (1977).- Contribution à l'étude de la croûte océanique mésozoïque de Méditerranée orientale : les pillow-lavas du Troodos (Chypre). Thèse spécialité Nancy, 221 p.
- FERRIERE J. (1972).- Sur l'importance des déplacements tangentiels en Othrys centrale au Nord-Est d'Anavra (Grèce). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 274, p. 174-176.
- FERRIERE J. (1974).- Etude géologique d'un secteur des zones helléniques internes subpélagonienne et pélagonienne (massif de l'Othrys, Grèce continentale). Importance et signification de la période orogénique anté-Crétacé supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 16, p. 543-562.
- FISHER R.V. (1960).- Classification of volcanic breccias. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71, p. 973-982.
- FISHER R.V. (1961).- Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, p. 1409-1414.
- FISHER R.V. (1966).- Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *Am. Journ. Sc.*, 264, p. 350-363.
- FODOR R.V., KEIL K., BUNCH (1975).- Contributions to the Mineral Chemistry of Hawaiian Rocks : IV. Pyroxenes in Rocks from Haleakala and West Mani Volcanoes, Mani, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, p. 173-195.
- GARCIA M.O. (1978).- Criteria for the Identification of ancient Volcanic Arcs. *Earth-Sc. R.*, 14, p. 147-165.
- GIROD M. et al. (1978).- Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Ed. Doin, Paris.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1967).- The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 15, p. 103-190.
- GUERNET C. (1965).- Formations éruptives anté-jurassiques en Eubée moyenne (Grèce). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 7, p. 56-58.
- HESS H.H. (1949).- Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. *Am. Min.*, 34, p. 621-666.
- HESS H.H., POLDERVAART A. (1967).- Basalts. John Wiley et Sons Ed., New-York.
- HOVEY E.O. (1902).- Martinique and St Vincent ; a preliminary report upon the eruption of 1902. *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.*, 16, p. 333-372.

- HYNES A. (1974).- Igneous activity at the birth of an ocean basin in eastern Greece. *Can. Journ. Earth. Sc.*, 11, p. 842-853.
- IRVINE T.N., BARAGAR W.R.A. (1971).- A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Can. Journ. Earth. Sc.*, 8, p. 523-548.
- JOHANNSEN A. (1932-1969).- A descriptive petrography of the igneous rocks. Univ. Chicago Press Ed., Chicago.
- JUNG J. (1955).- Un nouveau type de diagramme pour la représentation des caractères chimiques des associations régionales de laves. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 240, p. 799-800.
- KAUFFMANN G. (1976).- Perm and Trias im östlichen Mittel-griechenland auf einigen ägäischen Inseln. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 127, p. 387-398.
- KAY R., HUBBART N.J., GAST P.W. (1970).- Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *Journ. geophys. Res.*, 76, p. 1585-1613.
- KEMPE D. (1975).- Normative mineralogy and differentiation patterns of some and dragged oceanic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, p. 305-320.
- KOBER L. (1929).- Die Grossgliederung der Dinariden. *Centr. Bl. f. Min.*, B, p. 426-437.
- KOSSMAT F. (1924).- Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Ed. Bornträger, Berlin.
- KUNO H. (1960).- High alumina basalt. *Journ. Petrol.*, 1, p. 121-145.
- KUNO H. (1967).- Differentiation of Basalt Magmas. In : Basalts. John Wiley et Sons Ed., New-York, p. 623-688.
- KUSHIRO I. (1960).- Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. Journ. Sci.*, 253, p. 548-554.
- LAPIERRE H., ROCCI G. (1976).- Le volcanisme alcalin du Sud Ouest de Chypre et le problème de l'ouverture des régions téthysiennes au Trias. *Tectonophysics*, 30, p. 299-313.
- LE BAS M.J. (1962).- The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Am. Journ. Sci.*, 260, p. 267-288.
- LE BAS M.J. (1973).- Per-alkaline volcanism, crystal swelling and sifting. *Nature*, 230, 12, p. 85-87.

- MAC DONALD G.A. (1942).- Potash-oligacalse in Hawaiian lavas. *Am. Min.*, 27, p. 793-800.
- MAC DONALD G.A. (1960).- Dissimilarity of continental and oceanic Rock types. *Journ. Petrol.*, 1, p. 172-177.
- MAC DONALD G.A., KATSURA T. (1964).- Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journ. Petrol.*, 5, p. 82-133.
- MERCIER J. (1966).- Mouvements orogéniques, épirogéniques et magmatismes d'âge jurassique supérieur-éocrétacé dans les zones internes des Hellénides (Macédoine, Grèce). *Rev. Geogr. Phy. Géol. Dyn.*, (2), VIII, fasc. 4, p. 265-278.
- MERCIER J., CAREY E., PHILIP H., SOREL D. (1976).- La néotectonique plio-quaternaire de l'arc égéen et ses relations avec la séismicité. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 18, p. 355-372.
- MIYASHIRO A. (1975).- Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journ. Geol.*, 83, p. 249-281.
- MOORE J.G., PECK D.L. (1962).- Accretionary lapilli in volcanic rocks of the Eastern Continental United States. *Journ. Geol.*, 70, p. 182-193.
- MUGGE O. (1893).- Untersuchungen über die "Lenne-porphyre" in Westfalen und den Angrenzen den Gebirten. *Neues Jahrb., Beilage*, 8, p. 535-729.
- NIGGLI P. (1924).- Die Gesteinsmetamorphose. Ed. Bornträger, Berlin.
- NISBET E.G., PEARCE J.A. (1977).- Clinopyroxenes in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, p. 149-160.
- NOCKOLDS S.R., ALLEN R. (1953).- The Geochemistry of some igneous rock series. *Geoch. Cosmo. Acta*, 4, p. 105-142.
- NOCKOLDS S.R., ALLEN R. (1954).- The geochemistry of some igneous rock series : Part II. *Geoch. Cosmo. Acta*, 5, p. 245-285.
- NOCKOLDS S.R., ALLEN R. (1956).- The geochemistry of some igneous rock series : Part III. *Geoch. Cosmo. Acta*, 9, p. 34-77.
- O'BRIEN R.T. (1963).- Classification of tuffs. *Journ. Sedim. Petrol.*, 33, p. 234-235.
- PEARCE J.A. (1975).- Basalt geochemistry used to investigate part tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41-67.

- PERRET F.A. (1924).- The Vesuvian eruption of 1906. *Carn. Inst. Washington*, 339.
- PHILIP H. (1974).- Etude néotectonique des rivages égéens en Locride et en Eubée Nord-occidentale (Grèce). Thèse 3e cycle, Montpellier, 78 p. (non publiée).
- PHILIPPSON A. (1898).- La tectonique de l'Egéeide. *Ann. géogr.*, 7, p. 112-141.
- POLDERVAART A., HESS H.H. (1951).- Nomenclature of clinopyroxenes in the system $\text{Ca Na Si}_2\text{O}_6$ - $\text{Ca Fe Si}_2\text{O}_6$ and $\text{Mg}_2 \text{Si}_2\text{O}_6$ - $\text{Fe}_2 \text{Si}_2\text{O}_6$. *Journ. Geol.*, 59, p. 472.
- POULETT-SCROPE G. (1826).- On the volcanic district of Naples. *Trans. geol. Soc. London*, 2, p. 337-352.
- PRINZ M. (1967).- Geochemistry of Basaltic Rocks : Trace Elements. In : Basalts. John Wiley et Sons Ed., New-York, p. 271-323.
- RENZ C. (1940).- Die Tektonik der griechischen Gebirge. *Mém. Acad. Athènes*, 8.
- RENZ C. (1955).- Die Vorneogene Stratigraphie der normalsedimentaren Formation Griechenlands. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, 1.
- RITTMAN A. (1963).- Les volcans et leur activité. Masson et Cie Ed., Paris.
- ROBILLARD D. (1978).- Etude pétrographique du complexe basaltique "permotriasique" du Moyen-Atlas septentrional (région de Taza, Maroc). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 18, p. 135-144.
- ROUBAULT M. et al. (1963).- Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Lamarre-Poinat Ed., Paris.
- SHAW D.M. (1964).- Interprétation géochimique des éléments traces dans les roches cristallines. Masson et Cie Ed., Paris.
- STEARNS H.T. (1925).- The explosive phase of Kilauea volcano, Hawaii, in 1924. *Bull. Volcan.*, 5-6, p. 193-208.
- STRECKEISEN A. (1975).- Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. *Rec. IUGS Sond. Geol. Rundsch.*, 63.
- TERMIER G., VERRIEZ J.J. (1973).- Les Bivalves carniens d'Atalanti (Locride, Grèce). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 93, p. 157-162.

- TERRY J. (1971).- Sur l'âge triasique de laves associées à la nappe ophiolitique du Pinde septentrional (Epire et Macédoine, Grèce). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 19, p. 384-385.
- THORNTON C.P., TUTTLE O.F. (1960).- Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. *Am. Journ. Sc.*, 258, p. 664-684.
- TOMITA T. (1931).- Geological and petrological study of Dogo, Oki. *Journ. geol. Soc. Tokyo*, 38, p. 413.
- TOMITA T. (1933).- Olivine-trachyandesite basalt from Hsuekhua-shan Hill, ching-hsing district, North China. *Journ. Shanghai Sc. Inst.*, 2, 1, p. 1-10.
- TURNER F.J. (1947).- Determination of plagioclase with the four-axis universal stage. *Am. Min.*, 32, p. 389-410.
- TURNER F.J., VERHOOGEN J. (1960).- *Igneous and metamorphic petrology*. Mc Graw-Hill Book Comp. Ed., New-York.
- VALLANCE T.G. (1960).- Concerning spilites. *Proc. Linn. Soc. N. S. Wales*, 85, p. 8-52.
- VALLANCE T.G. (1969).- Spilites again : some consequences of the degradation of basalts. *Proc. Linn. Soc. N. S. Wales*, 94, p. 8-50.
- VALLANCE T.G. (1974).- Spilitic degradation of a tholéiitic basalt. *Journ. Petrol.*, 15, p. 79-96.
- VERRIEZ J.J. (1976).- Sur les formations volcaniques basiques d'Atalanti (Locride - Grèce). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 18, p. 293-298.
- WILLIAMS H. (1921).- The igneous rocks of the Capel Curig district (North Wales). *Proc. Liverpool geol. Soc.*, 13, p. 166-202.
- WINCHELL A.N., WINCHELL H. (1967).- *Elements of optical mineralogy, and introduction to microscopic petrography*. John Wiley and Sons Ed., New-York.
- YODER H.S., TILLEY C.E. (1962).- Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock system. *Journ. Petrol.*, 3, p. 342-352.

CARTES CONSULTEES

MARATOS G. (1965).- Carte géologique de Grèce au 1/50 000. Feuille d'Atlanti.

MARATOS G. (1967).- Carte géologique de Grèce au 1/50 000. Feuille d'Elatia.

RENZ C., LIATSIKAS N., PARASKEVAIDIS L. (1955).- Carte géologique de Grèce au 1/500 000.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I : LE MASSIF DU RODA

1. Le massif du Roda vu de l'Ouest. Les zones peu pentues et cultivées (à droite) correspondent aux "métabasaltés d'Ayos Séraphim".
2. Le Roda vu de la route nationale (Skala). La partie boisée située à l'arrière plan correspond au Trias supérieur dolomitique.

PLANCHE 1



1



2



PLANCHE II : L'ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE

1. Le chevauchement du Trias supérieur dolomitique sur le Roda.
2. Aspect des calcaires noirs à Ayos Ioannin. Ils reposent en contact anormal sur les "métabasaites d'Ayos Ioannin".
3. Détail des calcaires noirs en plaquettes qui reposent en contact anormal sur le Roda.
4. Les molasses néogènes sont transgressives sur les "cinérites inférieures" de la série occidentale.



PLANCHE III : LES FOSSILES

- 1 à 5. *Atalantia trigonioides* nov. gen. nov. sp.
1. Valve gauche d'un exemplaire de grande taille (gr. = 1,6).
 2. Valve gauche d'un exemplaire schizodondiforme (gr. = 1,5).
 3. Valve gauche d'un exemplaire schizodondiforme (gr. = 1,4) montrant l'écusson postérieur.
 4. Valve droite d'un exemplaire jeune de petite taille (gr. = 2,1) montrant l'ornementation en fines stries concentriques et l'écusson limité par un pli.
 5. Il s'agit du même échantillon qu'en 4 mais après ablation de la valve. On observe les alignements radiaires des muscles palléaux.
- 6 et 7. *Carinocardia atalantiensis* nov. gen. nov. sp. (gr. = 2)
6. Valve droite, côté interne.
 7. Valve droite, côté externe.

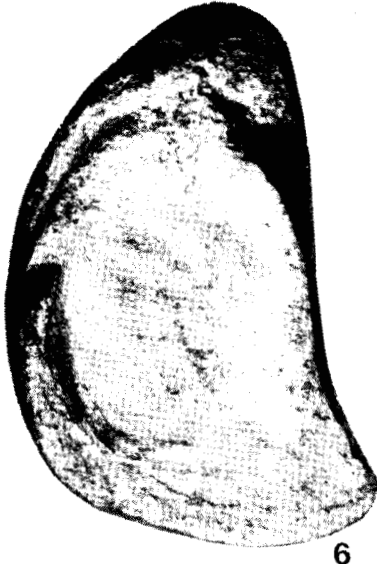
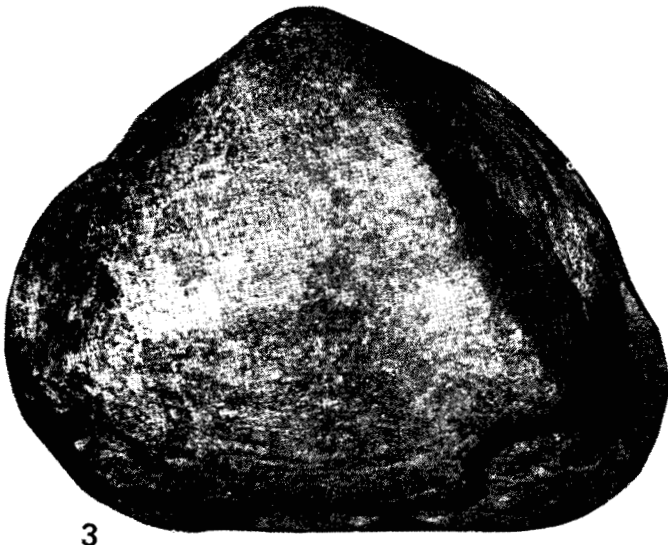
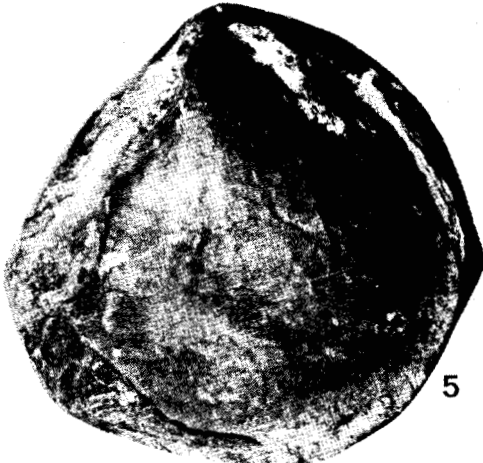
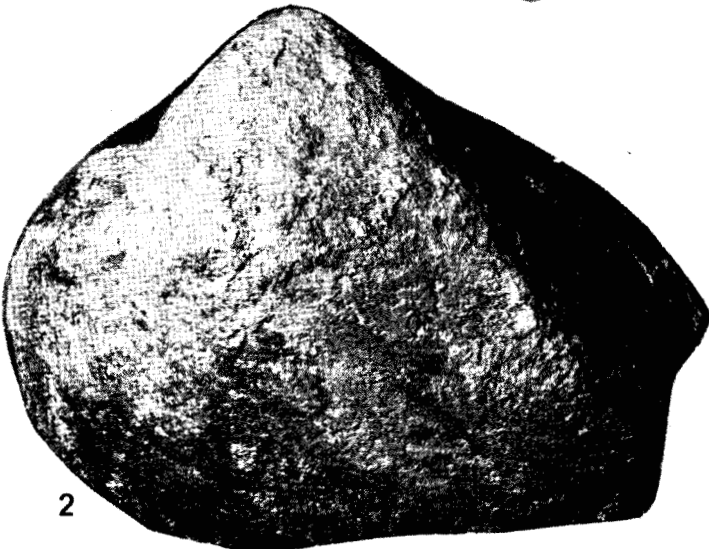


PLANCHE IV : LA SERIE OCCIDENTALE

1 et 2. Aspects des "tufs stratifiés".

3. Les "tufs oolitiques" sont parfois très redressés au voisinage des failles.

4. Altération des "métabasaltes de la série occidentale".



PLANCHE V : LA SERIE DU RODA

1. Un aspect du massif.
2. Enclaves de tufs remaniés dans les "métabasaites amygdalaires".
3. Les "métabasaites à amygdales blanches".
4. Le poudingue de transgression du Trias, la photographie a été prise au fond d'un torrent.

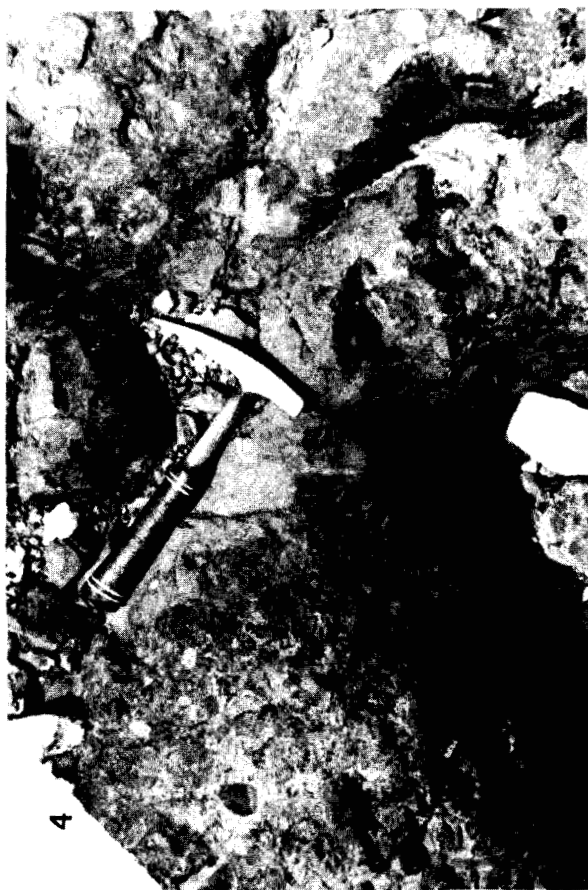


PLANCHE VI : MICROPHOTOGRAPHIES

1. Le "Verre vacuolaire basaltique", Ech. 2-195, (x 25), L. N. ;
Il s'agit d'un verre qui contient quelques microlites d'albite et quelques vésicules.
2. Les "Tufs oolitiques", (x 10), L. N. ;
On distingue nettement la forme et la structure concentrique des "oolites".
3. Les "Métabasaltes de la série occidentale", Ech. 2-53, (x 25), L. N. ;
Les clinopyroxènes craquelés et péridots altérés flottent dans un verre microlitique qui contient quelques plagioclases peu visibles.
4. Les "tufs d'Ayos Nikolaos", Ech. 2-212, (x 10), L. N. ;

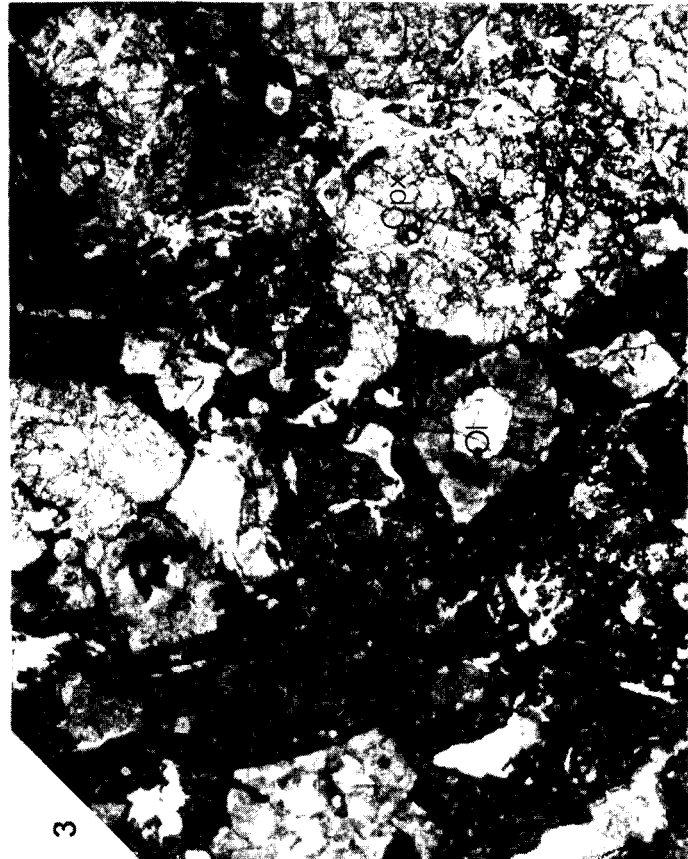
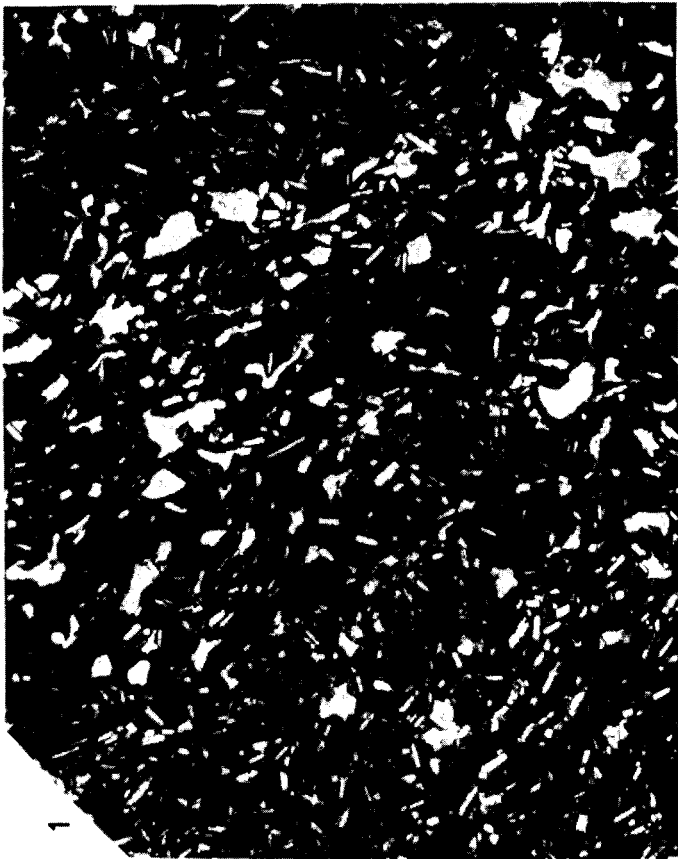


PLANCHE VII : MICROPHOTOGRAPHIES

1. Les "Métabasaltes hyalins", Ech. 2-310, (x 25), L. N. ;
Les clinopyroxènes sont abondants, les plagioclases altérés, les vacuoles remplies de chlorites.
2. Les "Métabasaltes amygdalaires", Ech. 2-233, (x 25), L. N. ;
La mésostase microlitique renferme de grands plagioclases ainsi que des péridots iddingsitisés.
3. Les "Métabasaltes massifs", Ech. 2-241, (x 25), L. N. ;
Clinopyroxènes et plagioclases en phénocristaux, mésostase microlitique, et chlorites en remplissage des vacuoles.
4. Les "Métabasaltes à amygdales blanches", Ech. 2-264, (x 10), L. N. ;
Cette vue montre le remplissage des vacuoles par des feldspaths anomaux qui contiennent, en inclusions, des chlorites.

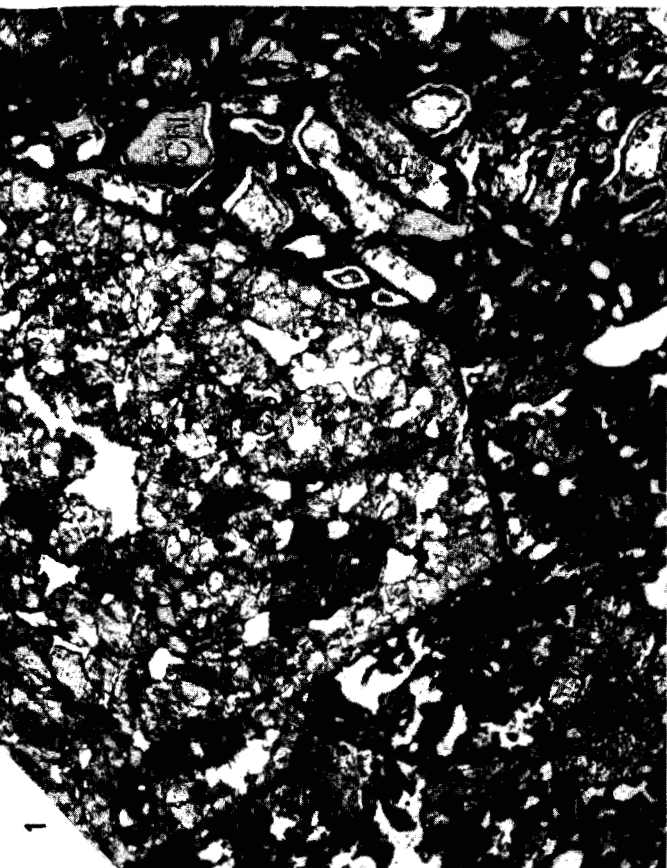
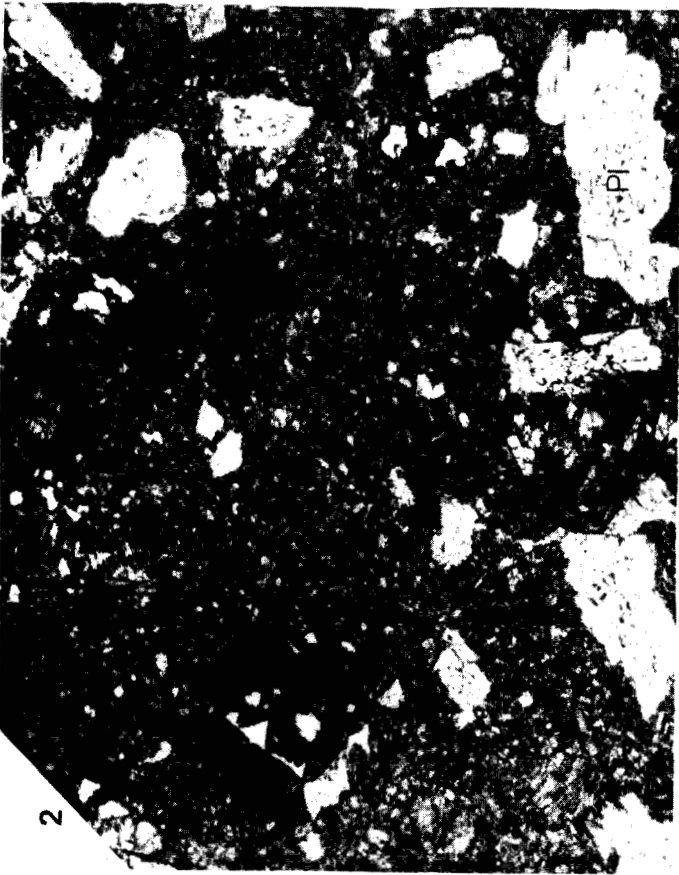
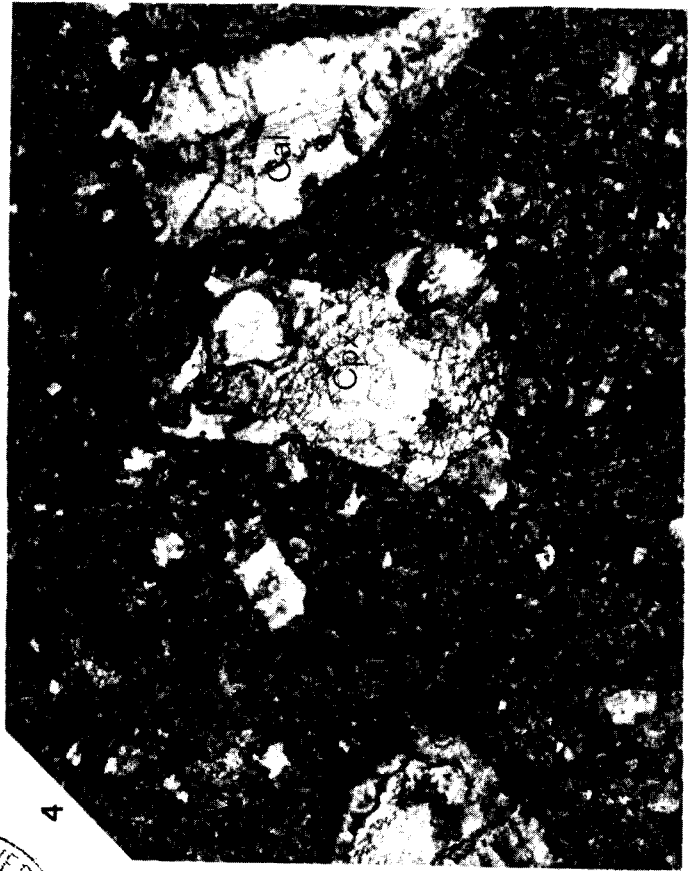


PLANCHE VIII : MICROPHOTOGRAPHIES

1. Les "Métabasaltes à amygdales blanches", Ech. 2-256, (x 25), L. N. ;
Les phénocristaux de plagioclases sont abondants. La mésostase est vitreuse, légèrement vacuolaire.
2. Les "Métabasaltes d'Ayos Ioannin", Ech. 2-284, (x 25), L. N. ;
La roche est riche en phénocristaux de plagioclases, les clinopyroxènes sont rares.
3. Les "Métabasaltes d'Ayos Séraphim", Ech. 1-6, (x 25), L. N. ;
La composition minéralogique des "métabasaltes d'Ayos Séraphim" est proche de celle des "métabasaltes d'Ayos Ioannin".
4. Les "Métabasaltes d'Ayos Séraphim", Ech. 2-365, (x 25), L. N. ;
Les amygdales de ces métabasaltes sont parfois calcitiques.



BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE
Section de
SCIENCES



CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION D'ATALANTI

1/20 000

TERRAINS

SEDIMENTAIRES

- a1 Quaternaire indifférencié
- nc Néogène indifférencié
- J1-m Jurassique inf. moyen calcaires

TERRAINS

Autres Terrains Volcaniques

- mb_{as} Métabasaites d'Ayos Séraphim
- fc Formations chaotiques

D'ORIGINE

Série Occidentale

- t^m Tufs feldspathiques
- mbⁿ Verre basaltique vacuoilaire
- mb^o métabasaites de la série occidentale

VOLCANIQUE

Série du Roda

- mb₆ Métabasaites d'Ayos Ioannin
- c₁ Cinérites du Roda
- mb₅ Métabasaites à amygdales blanches

dolomies

k Carnien inférieur calcaires, schistes, grès

p Poudingue de transgression

tⁿ Tufs stratifiés

cⁿ Cinérites supérieures

b^o Brèches de la série occidentale

t^o Tufs oolitiques

c^o Cinérites inférieures

mb₄ Métabasaites massifs

t₃ Tufs d'Ayos Nikolaos

mb₃ Métabasaites amygdalaires

mb₂ Métabasaites hyalins

t₂ Tufs à billes de verre

mb₁ Métabasaites pyroxéniques

b₂ Brèches polygéniques supérieures

t₁ Tufs pyroxéniques

b₁ Brèches polygéniques inférieures

Limites géologiques

Failles

Contacts anormaux

BUS LILLE



50376
1980
192



KARAKOLIDO

ATALANTI

KOUMARAKI

TRAPEZI

RODA

Ay. Nikolaos

Ay. Aikaterini

Ay. Ioannin

Ay. Seraphim

Ay. Nikolaos

Ay. Basileios

Panagia

Tr-5

Tr-5

Tr-5

BUS LILLE

BUS LILLE