Assemblage ophiolitique et roches associées de la partie occidentale du massif de Pozanti-Karsanti (Taurus cilicien-Turquie) : mise en évidence d'un système "bassin marginal-arc insulaire"

Ahmet Sevket Catakli

▶ **To cite this version:**

Ahmet Sevket Catakli. Assemblage ophiolitique et roches associées de la partie occidentale du massif de Pozanti-Karsanti (Taurus cilicien-Turquie) : mise en évidence d'un système "bassin marginal-arc insulaire". Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 1983. Français. NNT : 1983NAN10244 . tel-01748679

HAL Id: tel-01748679
https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01748679

Submitted on 29 Mar 2018

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

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

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

UNIVERSITÉ DE NANCY I
U.E.R. S.T.M.C.M.
Laboratoire de Pétrologie

Doctorat d'État

THESE

présentée à l'Université de Nancy I
pour l'obtention du grade de
Docteur ès-Sciences Naturelles

par

Ahmet Şevket ÇATAKLI

UNIVERSITE * NANCY * BIBLIOTHEQUE-SCIENCES

ASSEMBLAGE OPHIOLITIQUE ET ROCHES ASSOCIÉES DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU MASSIF DE POZANTI-KARSANTI (TAURUS CILICIEN - TURQUIE)

MISE EN ÉVIDENCE D'UN SYSTEME «BASSIN MARGINAL - ARC INSULAIRE»

TOME I :

Ensemble plutonique
Formation filonienne

---

soutenue publiquement le 26 novembre 1983 devant la Commission d'Examen :

JURY :

MM.	ROCCI G.	Président, Rapporteur (Nancy I)
	JUTEAU Th.	Rapporteur (Strasbourg)
	PEARCE J. A.	Rapporteur (Londres, Angleterre)
	PARROT J. F.	Examinateur (ORSTOM, Paris)
	BÉBIEN J.	Examinateur (Nancy I)
	BROWN W.L.	Invité

A ma mère

A ma femme

A mes enfants

Anneme, Eşim ve Çocuklarıma

AVANT-PROPOS

Après avoir obtenu ma Maîtrise en Géologie en 1974 à l'Université de Grenoble (Institut Dolomieu), je suis arrivé à Nancy afin de poursuivre un travail de recherche sur les Ophiolites.

Monsieur Rocci, *Directeur du Laboratoire de Pétrologie de l'Université de Nancy I, m'a accueilli très chaleureusement.*

Avec l'accord de M. Doç. Dr. S. Alpan, *ex-directeur général de MTA (Bureau de Recherche Géologique et Minière de Turquie), et également celui de* M. Doç. Dr. Ergüzer Bingöl, *ex-directeur du service géologique du même organisme,* M. Rocci *m'a proposé un sujet de thèse de spécialité sur les ophiolites de Pozanti-Karsanti. Une partie de ce même massif a fait l'objet d'une étude réalisée par mes compatriotes,* Fevzi Bingöl *et* Uner Çakir, *à l'Université de Strasbourg, sous la direction de* M. Juteau.

Les recherches effectuées sur le terrain, (étés 1975, 76, 77, soit une durée de 8 mois et demi), et au Laboratoire (1975 à 1980), m'ont conduit à des résultats très intéressants qui dépassaient le cadre initialement défini.
Par conséquent, et avec l'aimable accord de M. Rocci, *j'ai pu poursuivre ces travaux deux années supplémentaires dans le cadre élargi d'un doctorat d'Etat.*

Ma reconnaissance et mes remerciements s'adressent tout d'abord à M. Rocci, *qui m'a initié à la recherche sur les ophiolites. Je lui exprime ma profonde gratitude pour la confiance qu'il m'a témoignée. Il m'a guidé et encouragé tout au long de mes recherches. Il a résolu la plupart de mes problèmes administratifs auprès des responsables du Gouvernement turc.*
Qu'il trouve ici l'expression de mon profond respect.

Mes remerciements s'adressent aussi à MM. Pearce, Brown, Parrot, Bébien et Juteau *qui ont accepté de faire partie de mon Jury. Je suis particulièrement reconnaissant à* T. Juteau *qui, en visitant mon terrain dans les premiers jours de ma mission, m'a fait partager sa profonde connaissance des domaines ophiolitiques.*

Je n'oublie pas de remercier Henriette Lapierre *pour sa visite sur mon terrain en 1977 et pour sa volonté de m'aider pendant mes premières années de recherche.*

Ce travail n'aurait pas pu être accompli sans l'aide de Marc Deschamps : *pendant plus d'un an, il a grandement participé à la rédaction du français de mon texte avec beaucoup de persévérance. Je le remercie pour son aide et pour son amabilité. Qu'il trouve ici toute mon amitié et toute ma gratitude.*

Je remercie aussi tout particulièrement Claude Retournard *qui, avec bonne humeur et surtout avec beaucoup de patience, a réalisé la frappe de ce texte.* Jean-Marie, *son époux et* M. *et* Mme Lallement, *ses parents, ont aussi largement contribué à la réalisation de ce mémoire ; je les en remercie très vivement.*

Mes remerciements vont encore à M. Montanari *et à* Mme Perrin *pour les analyses chimiques, à* M. Galus *pour les lames minces, à* M. Bourdon *pour les analyses qualitatives des minéraux aux R.X., ainsi qu'à* MM. Govindaraju *et* Marchal *du C.R.P.G. et* M. Auvray *de l'Université de Rennes pour l'analyse des traces.*

Je remercie également tous mes collègues du Laboratoire, particulièrement Alain Desmet, Pierre Barbey, Maryse et Daniel Ohnenstetter *et* Micheline Hanzo, *qui par leurs conseils avisés m'ont ouvert l'esprit à certains raisonnements pendant les premières années de mes recherches. Je leur exprime ainsi qu'à* Nicole Grandidier, *secrétaire du Laboratoire, toute mon amitié.*

Par ailleurs, je tiens à remercier le personnel de la Reprographie et en particulier Odile Thouvenel, *pour le tirage du texte.*

Qu'il me soit permis de remercier également mes amis, en particulier Alev, Patty, Ali, Münir, Josette, Moussa, Siméon *et* Alberto, *qui m'ont encouragé tout au long de mon travail et grâce auxquels mon séjour en France a été très agréable.*

Je garde une grande reconnaissance envers M. Doç. Dr. S. Alpan, M. Doç. Dr. Ergüzer Bingöl, *ainsi que* M. Prof. G. Sagıroglu, M. Prof. Y. Bürküt *et* M. Doç. Dr. B. Uz *de l'Université Polytechnique d'Istanbul, qui m'ont aidé à résoudre certains problèmes matériels durant mes premières années d'études.*

Je n'oublierai jamais les habitants du village de Karsanti pour leur chaleureuse hospitalité.

Ma profonde gratitude va aussi à ma famille et à mes beaux-parents qui ont accepté de grands sacrifices pour me permettre ces longues années d'étude.

Finalement, sur le plan moral, je dois tout à ma femme et à mes enfants qui m'ont donné tout le courage nécessaire pour mener à son terme un si long travail.
C'est à eux que je dédie ce travail avec toute ma gratitude.

SOMMAIRE

TOME I

. INTRODUCTION GENERALE..... pp. 1 - 16

. PARTIE I : ENSEMBLE PLUTONIQUE..... pp. 17 - 126

I A : TECTONITES..... pp. 19 - 42

I B : CUMULATS..... pp. 43 - 126

. PARTIE II : FORMATION FILONIENNE..... pp. 127 - 382

II A : DYKES DE DOLERITES-DIABASES ISOLES.. pp. 129 - 306

II B : RODINGITES ET RODINGITISATION..... pp. 307 - 354

II C : COMPLEXES FILONIENS..... pp. 355 - 382

TOME II

. PARTIE III : ENSEMBLE EFFUSIF..... pp. 383 - 750

III A : SERIE VOLCANIQUE ET SEDIMENTAIRE NON OPHIOLITIQUE..... pp. 385 - 598

III B : SERIE VOLCANIQUE OPHIOLITIQUE..... pp. 599 - 750

. CONCLUSIONS GENERALES..... pp. 751 - 760

ANNEXES

BIBLIOGRAPHIE

TABLE DES MATIERES

TOME I

. PARTIE I : ENSEMBLE PLUTONIQUE

. PARTIE II : FORMATION FILONIENNE

INTRODUCTION GENERALE

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE..... 3

II - TRAVAUX ANTERIEURS..... 3

III - BUT DU TRAVAIL..... 4

IV - LOCALISATION DU SECTEUR ETUDIE..... 7

V - RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ETUDE..... 9

V.1) Série Volcanique et Sédimentaire..... 9

V.2) Formation Métamorphique..... 10

V.3) Assemblage Ophiolitique..... 10

V.4) Dykes de Dolérites-Diabases Isolés..... 13

VI - PLAN DE L'ETUDE..... 16

PARTIE I : ENSEMBLE PLUTONIQUE

I A - TECTONITES..... 19

A I - CARACTERES GENERAUX..... 21

A II - OBSERVATIONS MICROSCOPIQUES DES HARZBURGITES..... 25

A III - DUNITES DANS LES TECTONITES..... 27

A IV - FILONS GRENUS..... 28

A IV.1) Filons de Pyroxénolites..... 28

A IV.2) Filons de Gabbros..... 28

A V - CARACTERISTIQUES CHIMIQUES..... 32

A VI - SERPENTINISATION ET SERPENTINITES..... 39

A VII - CONCLUSIONS..... 41

I B - CUMULATS..... 43

B I - CARACTERES GENERAUX ET STRUCTURAUX..... 45

B II - PETROGRAPHIE DES CUMULATS..... 59

B II.1) Généralités..... 59
B II.2) Cumulats Péridotitiques..... 61
B II.2.1°) Dunites..... 61
B II.2.2°) Wehrlites et Lherzolites..... 61
B II.3) Cumulats Pyroxénolitiques..... 62
B II.4) Cumulats Gabbroïques..... 64
B II.4.1°) Webstérites Feldspathiques..... 64
B II.4.2°) Gabbronorites à Olivine..... 66
B II.4.3°) Gabbronorites et Anorthosites.... 68
B II.4.4°) Gabbros à Clinopyroxène..... 73
B II.4.5°) Ferrogabbros Noritiques..... 76
B II.4.6°) Gabbros à Amphiboles..... 77
B II.5) Altérations..... 78
B II.6) Ordre de Cristallisation..... 79

B III - GEOCHIMIE DES CUMULATS..... 83
B III.1) Compositions Chimiques..... 83
B III.2) Caractère Tholéiitique..... 88
B III.3) Evolution Chimique des Cumulats..... 90
B III.4) Aperçu sur l'Environnement Géotectonique... 91

B IV - CHIMISME DES MINERAUX..... 97
B IV.1) Pyroxènes..... 97
B IV.1.1°) Clinopyroxènes..... 97
B IV.1.2°) Orthopyroxènes..... 112
B IV.2) Plagioclases..... 113
B IV.3) Amphiboles..... 117

B V - DEFORMATION DES CUMULATS..... 123

B VI - CONCLUSIONS SUR LES CUMULATS..... 125

PARTIE II : FORMATION FILONIENNE

II A - DYKES DE DOLERITES-DIABASES ISOLES..... 131

A I - INTRODUCTION..... 131

A II - OBSERVATIONS DE TERRAIN..... 133

A III - ETUDE PETROGRAPHIQUE..... 139

A III.1) Introduction..... 139

A III.2) Types Pétrographiques..... 142

A III.2.1°) Type I : Dolérites-Diabases Quartziques..... 143

A III.2.2°) Type II : Dolérites-Diabases non Quartziques..... 155

A III.2.3°) Métadolérites..... 161

A III.3) Cursus de Cristallisation..... 163

A III.4) Processus d'Altération et de Métamorphisme. 171

A III.4.1°) Altération Hydrothermale..... 171

A III.4.2°) Métamorphisme..... 178

A III.5) Conclusions..... 179

A IV - ETUDE GEOCHIMIQUE..... 181

A IV.1) Géochimie des Eléments majeurs..... 181

A IV.1.1°) Analyses Chimiques et Normes CIPW..... 181

A IV.1.2°) Caractéristiques et Natures Chimiques..... 189

A IV.1.3°) Classifications Chimiques..... 195

A IV.1.4°) Variation Chimique pendant la Différenciation..... 196

A IV.1.5°) Aperçu sur l'Environnement Géotectonique..... 197

A IV.1.6°) Conclusions..... 203

A IV.2) Géochimie des Eléments en Traces..... 207

A IV.2.1°) Distribution des Concentrations des Eléments en Traces..... 207

A IV.2.2°) Confirmation du Caractère Tholéiitique..... 214

A IV.2.3°) Nature du Magma et Environnement Géotectonique..... 219

A IV.2.4°) Evolution Chimique au cours de la Différenciation..... 227

A IV.2.5°) Conclusions..... 233

A V - CHIMISME DES MINERAUX..... 235
A V.1) Clinopyroxènes..... 235
A V.1.1°) Compositions Chimiques et Molaires. 235
A V.1.2°) Confirmation du Caractère Tholéiitique..... 246
A V.1.3°) Variation des Eléments significatifs au cours de la Différenciation ou de la Cristallisation..... 253
A V.1.4°) Conclusions..... 261
A V.2) Amphiboles..... 261
A V.2.1°) Compositions et Caractéristiques Chimiques..... 261
A V.2.2°) Variations du Chimisme entre les reliques de Clinopyroxènes et les Amphiboles secondaires..... 272
A V.3) Plagioclases..... 275
A V.3.1°) Compositions Chimiques..... 275
A V.3.2°) Substitutions et Relations Cationiques..... 281
A V.3.3°) Zonation Chimique..... 288
A V.4) Divers..... 289
A V.4.1°) Chlorites..... 289
A V.42°) Epidotes..... 296
A VI - CONCLUSIONS SUR LES DYKES ISOLES..... 305

II B - RODINGITES ET RODINGITISATION..... 307

B I - CARACTERES GENERAUX..... 311

B II - PETROGRAPHIE..... 313
B II.1) Critère d'identification des Structures Magmatiques..... 313
B II.2) Caractères Pétrographiques..... 314
B II.3) Types Pétrographiques..... 317
B II.3.1°) Rodingites Gabbroïques..... 317
B II.3.2°) Rodingites Doléritiques..... 318
B II.3.3°) Rodingites Diabasiques..... 319

B III - MINERALOGIE..... 321
B III.1) Minéraux Magmatiques..... 321
B III.1.1°) Clinopyroxène..... 321
B III.1.2°) Plagioclase..... 321

B III.2) Minéraux secondaires..... 321
B III.2.1°) Amphiboles..... 321
B III.2.2°) Chlorites..... 326
B III.2.3°) Hydrogrenats..... 330
B III.2.4°) Xonotlite..... 332
B III.2.5°) Vuagnatite..... 334
B III.2.6°) Prehnite..... 337
B III.2.7°) Zéolites et Pectolite..... 339
B III.2.8°) Gibbsite..... 344

B IV - GEOCHIMIE..... 345

B V - RELATION CHRONOLOGIQUE ENTRE LA RODINGITISATION ET L'ALTERATION HYDROTHERMALE..... 349

B VI - CONDITIONS P-T° DE RODINGITISATION..... 351

B VII - CONCLUSIONS..... 353

II C - COMPLEXES FILONIENS..... 355

C I - LOCALISATION ET TYPES DE GISEMENTS..... 357

C II - PETROGRAPHIE..... 359

C III - CHIMISME DES MINERAUX..... 365
C III.1) Clinopyroxènes..... 365
C III.2) Amphiboles..... 369
C III.3) Epidote..... 371

C IV - GEOCHIMIE..... 375

C V - CONCLUSIONS..... 381

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES (A à L)

TABLE DES MATIERES

TOME II

. PARTIE III : ENSEMBLE EFFUSIF

PARTIE III : ENSEMBLE EFFUSIF

III A - SERIE VOLCANIQUE ET SEDIMENTAIRE NON OPHIOLITIQUE..... 385

A I - INTRODUCTION..... 387

A II - OBSERVATIONS DE TERRAIN..... 389

A II.1) Région de Bezedag..... 389

A II.1.1°) Zone Occidentale de Bezedag..... 389

A II.1.2°) Zone Orientale de Bezedag..... 391

A II.2) Région Ouest de Sarmisakdag..... 393

A II.3) Région Ouest de Celolugu..... 395

A II.3.1°) Fenêtre de Kuzukıran..... 396

A II.3.2°) Zone d'Atkırısırtı..... 396

A II.4) Région de Celolugu..... 397

A II.5) Région de Nord Tırak..... 401

A II.6) Région de Kaltar Dag..... 404

A II.7) Conclusions..... 405

A III - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES LAVES..... 407

A III.1) Laves Basiques peu ou pas différenciées... 407

A III.1.1°) Ankaramites Porphyriques..... 408

A III.1.2°) Basaltes Alcalins..... 410

A III.2) Laves Intermédiaires "Hawaïtes-Mugéarites"..... 429

A III.2.1°) Faciès plus Basique à texture microlitique..... 431

A III.2.2°) Faciès plus Acide à texture trachytique..... 434

A III.3) Laves Acides très Différenciées..... 437

A III.4) Divers Problèmes..... 438

A III.4.1°) Vacuoles..... 438

A III.4.2°) Processus d'Altération..... 439

A III.5) Conclusions sur la Pétrographie des Laves. 441

A IV - ETUDE GEOCHIMIQUE..... 445

A IV.1) Géochimie des Eléments majeurs..... 445

A IV.1.1°) Caractéristiques Chimiques..... 445

A IV.1.2°) Classifications Chimiques..... 459

A IV.1.3°) Différenciation et Evolution Chimique de la Série..... 463

A IV.1.4°) Discussions et Conclusions..... 472

A IV.2) Géochimie des Eléments en Traces..... 477

A IV.2.1°) Distribution et Caractéristique des Eléments en Traces analysés. 477

A IV.2.2°) Variation des Eléments en Traces au cours de la différenciation..... 490

A IV.2.3°) Conclusions..... 492

A V - CHIMISME DES MINERAUX..... 495

A V.1) Clinopyroxènes..... 495

A V.1.1°) Chimisme des Clinopyroxènes "Analyses Quantitatives"..... 495

A V.1.2°) Phénomène de Zonation..... 533

A V.1.3°) Analyses Qualitatives aux "RX" des Clinopyroxènes..... 553

A V.2) Amphiboles..... 555

A V.2.1°) Amphiboles calciques titanifères "Kaersutites"..... 556

A V.2.2°) Amphiboles sodiques "Arfvedsonites"..... 565

A V.3) Feldspaths..... 568

A V.3.1°) Chimisme par "Analyses Quantitatives à la microsonde".... 568

A V.3.2°) Résultats des Analyses Qualitatives aux "RX"..... 573

A V.4) Divers..... 573

A V.4.1°) Sphènes..... 573

A V.4.2°) Calcites..... 574

A VI - FORMATIONS PARTICULIERES..... 577

A VI.1) **Volcaniclastites** 577

A VI.1.1°) Classifications..... 577

A VI.1.2°) Etude Pétrographique..... 579

A VI.1.3°) Aperçu sur le chimisme des minéraux..... 586

A VI.2) Filons et Sills Associés..... 587

A VI.3) Roches Volcanosédimentaires et Sédimentaires Associées..... 592

A VII - CONCLUSIONS..... 595

III B - SERIE VOLCANIQUE OPHIOLITIQUE..... 599

B I - INTRODUCTION..... 601

B II - ETUDES DE TERRAIN..... 603

B II.1) Morphologie des Pillows-Lavas..... 603

B II.2) Description des Affleurements..... 605

B II.2.1°) Région de Bezedag..... 605

B II.2.2°) Région de Tahtali..... 611

B II.2.3°) Région de Karatas..... 611

B II.2.4°) Région Ouest de Celolugu..... 613

B III - ETUDE PETROGRAPHIQUE..... 615

B III.1) Description Pétrographique des Laves..... 615

B III.1.1°) Type A : Basalte microlitique dendritique sans olivine..... 617

B III.1.2°) Type B : Basalte sphéroliti-que à olivine..... 621

B III.1.3°) Vacuoles et Microfractures.... 626

B III.1.4°) Cristallisation et Refroi-dissement du liquide..... 627

B III.1.5°) Variations des caractères pétrographiques des pillows-lavas entre les différentes coulées..... 632

B III.2) Description Pétrographique des Brèches Volcaniques..... 633

B III.3) Description Pétrographique des Filons ou Sills Associés..... 635

B III.4) Processus d'Altération..... 636

B III.5) Conclusions..... 639

B IV - ETUDE GEOCHIMIQUE DES LAVES..... 643

B IV.1) Géochimie des Eléments Majeurs..... 643

B IV.1.1°) Caractéristiques Chimiques..... 643

B IV.1.2°) Classification et Nature Chimique..... 657

B IV.1.3°) Evolution Chimique pendant la différenciation et la Cristal-lisation fractionnée..... 668

B IV.1.4°) Variation de composition chimi-que entre les parties externes et la partie interne des pillows-lavas..... 674

B IV.1.5°) Conclusions..... 677

B IV.2) Géochimie des éléments en traces..... 679

B IV.2.1°) Distribution des concentrations des éléments en traces analysés dans les laves ophiolitiques.... 679

B IV.2.2°) Caractéristiques Chimiques..... 688

B IV.2.3°) Environnement géotectonique des laves ophiolitiques..... 691

B IV.2.4°) Variation des éléments en traces au cours de la différenciation et/ou du fractionnement..... 698

B IV.2.5°) Conclusions..... 699

B V - CHIMISME DES MINERAUX..... 701

B V.1) Clinopyroxènes..... 701

B V.1.1°) Compositions Chimiques et Molaires..... 701

B V.1.2°) Confirmation du caractère tholéiitique..... 714

B V.1.3°) Variation des éléments significatifs au cours de la différenciation et de la cristallisation.. 720

B V.1.4°) Conclusions sur les clinopyroxènes..... 727

B V.2) Verres Basaltiques..... 729

B VI - CONSIDERATIONS PETROLOGIQUES..... 735

B VI.1) Evolution et Fractionnement du liquide..... 735

B VI.2) Estimation du Taux d'Expansion..... 737

B VI.3) Estimation de la température du liquide.... 740

B VI.4) Estimation de la pression de stabilité et de la profondeur de la fusion partielle.... 744

B VII - CONCLUSIONS..... 749

CONCLUSIONS GENERALES..... 751

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES (M à V)

ANNEXES

. Annexe n° I -

METHODES ET CONDITIONS ANALYTIQUES..... pp. Anx. V- VII

. Annexe n° II -

COLORATION SELECTIVE DES FELDSPATHS..... pp. Anx. IX

. Annexe n° III -

MODE DE CONSTRUCTION DU DIAGRAMME
Fe^{3+}/Fe^{2+} + Mg + Mn en fonction de
Ti proposé dans ce travail..... pp. Anx. XI-XIX

. Annexe n° IV -

VACUOLES, PHENOMENE DE LA PALAGONITISATION
ET PSEUDOMORPHOSE DES OLIVINES DANS LES
ROCHES VOLCANIQUES DE LA SERIE VOLCANIQUE
ET SEDIMENTAIRE NON OPHIOLITIQUE..... pp. Anx. XXI-XXXV

BIBLIOGRAPHIE

INTRODUCTION GENERALE

- Le Massif de Pozanti-Karsanti, situé dans le Taurus Cilicien, comprend un assemblage ophiolitique d'âge crétacé supérieur et des formations non ophiolitiques, telles que la série volcanique et sédimentaire triasique et les dykes de dolérites-diabases d'âge crétacé supérieur.
- Il est charrié (fin Sénonien) sur les calcaires de plate forme, (Dévonien à Crétacé), de la Chaîne des Taurus, (Aladag, Karanfil Dag, Akdag), qui servent d'autochtone relatif.

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le massif de Pozanti-Karsanti affleure sur plus de 100 km de long entre Pozanti et Farasa. D'une largeur de 20 km environ, il couvre une surface d'environ 1500 km^2. Il est situé à 100 km au nord de la Côte Méditerranéenne, (Nord de la Plaîne d'Adana), dans la Chaîne du Taurus Cilicien (Fig. Int-1).
Il est inclus dans "l'alignement médian", reconnu par Gansser (1959) et Brunn (1961), qui comprend les massifs ophiolitiques des Taurides (Nappes Lyciennes, Nappes d'Antalya, etc...).

Ce massif est limité au nord par le massif calcaire d'Aladag et au sud par le bassin flyscho-molassique du Tertiaire (Photo A1) et la montagne de calcaire d'Akdag (Fig. Int-4).
A l'est, le massif est bordé par le calcaire de Tufanbeyli d'âge cambrien à crétacé supérieur (Ozgül et al. 1973). A l'ouest, il est limité par la dépression de l'Ecemis Cay, (Corridor d'Ecemis), qui représente un décrochement senestre d'âge éocène inférieur, (Blumenthal 1941 et Metz 1939), (Fig. Int-4). Ce décrochement décale ainsi ce massif par rapport à celui de Mersin (Fig. Int-2).

II - TRAVAUX ANTERIEURS

Les puissants massifs de calcaire, (Aladag, Karanfil Dag et Akdag), entourant le massif ophiolitique, ont été largement analysés par Blumenthal (1941, 1946, 1947, 1952, 1955 et 1960-63) et Metz (1956). Ces auteurs ont par ailleurs signalé pour la première fois que les ophiolites de Pozanti-Karsanti reposent tectoniquement par l'intermédiaire d'une semelle radiolaritique - appelée "bandes rouges de radiolarite" - sur les calcaires d'Aladag et de Karanfil Dag. Ces massifs calcaires montrent, selon ces auteurs, une sédimentation de plate forme allant du Dévonien au Crétacé supérieur.

D'après Ricou et al. (1975), l'ensemble de ces calcaires appartient à "l'axe calcaire taurique" et représente des fenêtres de la plateforme arabo-africaine.
Il sert donc d'autochtone relatif aux nappes ophiolitiques de ce massif,

mises en place, toujours selon ces auteurs, vers le Crétacé terminal (fin Sénonien).

Jusqu'en 1975, le massif ophiolitique lui-même n'a été étudié que dans sa partie occidentale et seulement dans le cadre des levers cartographiques géologiques, par Hiessleitner (1954-55), Borchert (1959) et Ovalioglu (1963).
Cependant, ce dernier auteur, en établissant une excellente carte de faciès au 1/100.000ème de la partie W-SW du massif, a réalisé une étude géologique et pétrographique assez systématique sur les différents faciès des roches plutoniques, (péridotite, pyroxénolite, gabbro), de cette région.

Signalons, pour mémoire, que cet assemblage a été interprété comme une intrusion "in situ" dans les formations paléozoïques et mésozoïques par Blumenthal (1947), Borchert (1959) et Abdüsselamoglu (1962).

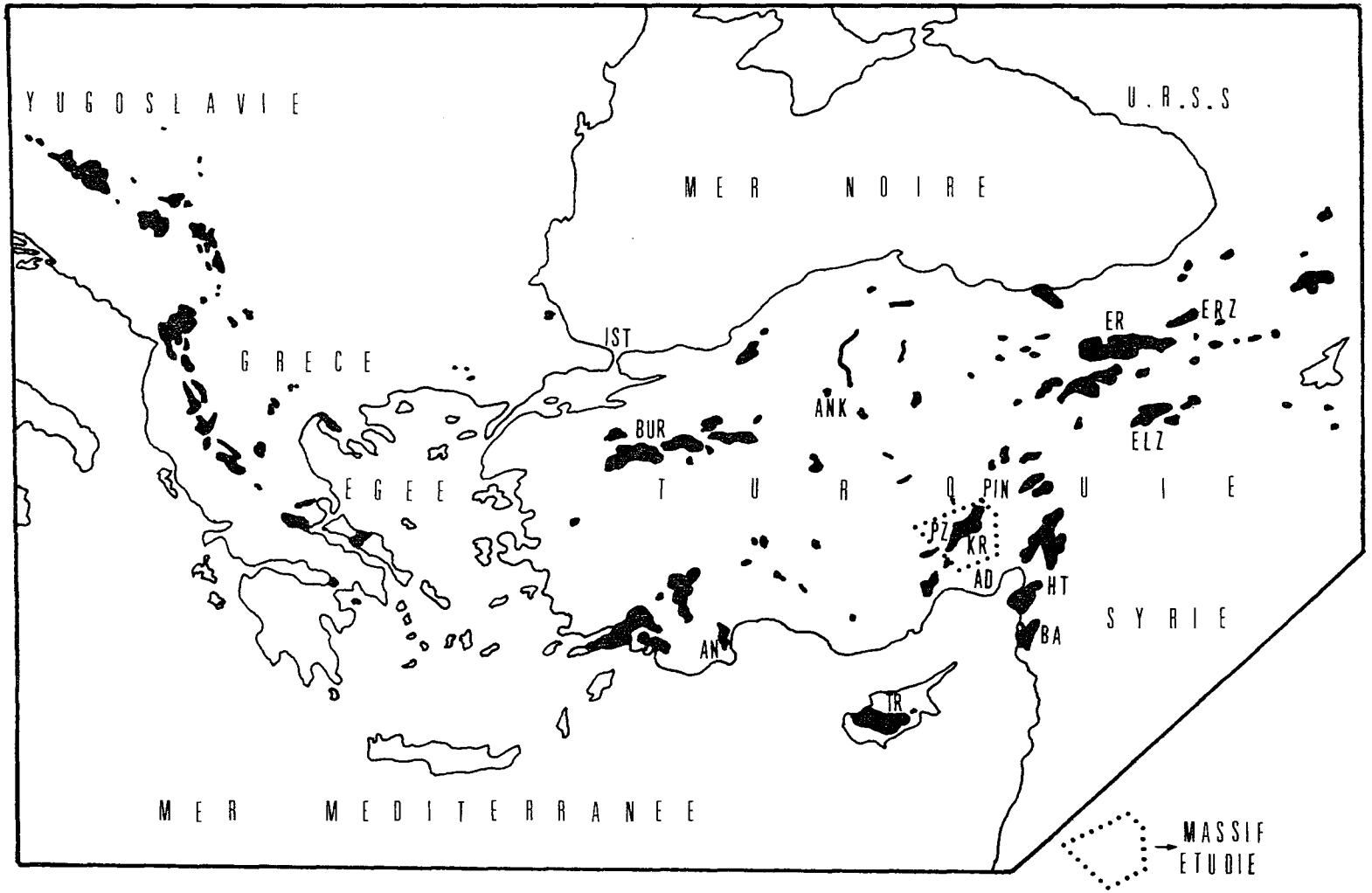
III - BUT DU TRAVAIL

Malgré tous les travaux effectués sur la partie occidentale du massif, la moitié orientale était encore inconnue jusqu'en 1975. Nous avons alors été chargé avec Bingöl Fevzi et Çakir Uner (Université de Strasbourg) de lever en détail la carte à 1/25.000ème et d'étudier la pétrographie et la géochimie des différents faciès.
A cet effet, la région a été divisée en trois parties :

. *Les parties orientale* (feuilles de Kozan M34-c2 et M34-c3) *et centrale* (feuilles de Kozan M34-b4, M34-c1 et M34-b3), (Fig. Int-3), ont été cartographiées et étudiées respectivement par Bingöl (1978) et Çakir (1978), qui ont analysé en particulier les roches plutoniques (tectonites et cumulats) ainsi que les formations métamorphiques.

. *La partie occidentale*, (400 km^2 environ), a été cartographiée et étudiée par moi-même lors de trois missions : étés 1975, 1976 et 1977, soit une durée de 8 mois et demi (v. la carte jointe hors texte).

Le but de ce travail, outre la cartographie à 1/25.000ème, était initialement (Juin 1975) d'étudier la pétrographie et la géochimie des différents faciès de cette partie du massif et en particulier, des roches effusives et hypabyssales en vue d'un doctorat de spécialité (3ème Cycle).



AD → Adana

ANK → Ankara

PZ → Pozanti

KR → Karsanti

PIN → Pınarbaşı

ERZ → Erzurum

ELZ → Elazığ

ER → Erzincan

AN → Antalya

BUR → Bursa

HT → Hatay

IST → Istanbul

BA → Baër-Bassit

TR → Troodos

Figure Int-1 : Répartition des Massifs Ophiolitiques sur le Territoire Turc (d'après M.T.A. Enstitüsü, 1966) et localisation du Massif Ophiolitique de Pozanti-Karsanti (en pointillé).

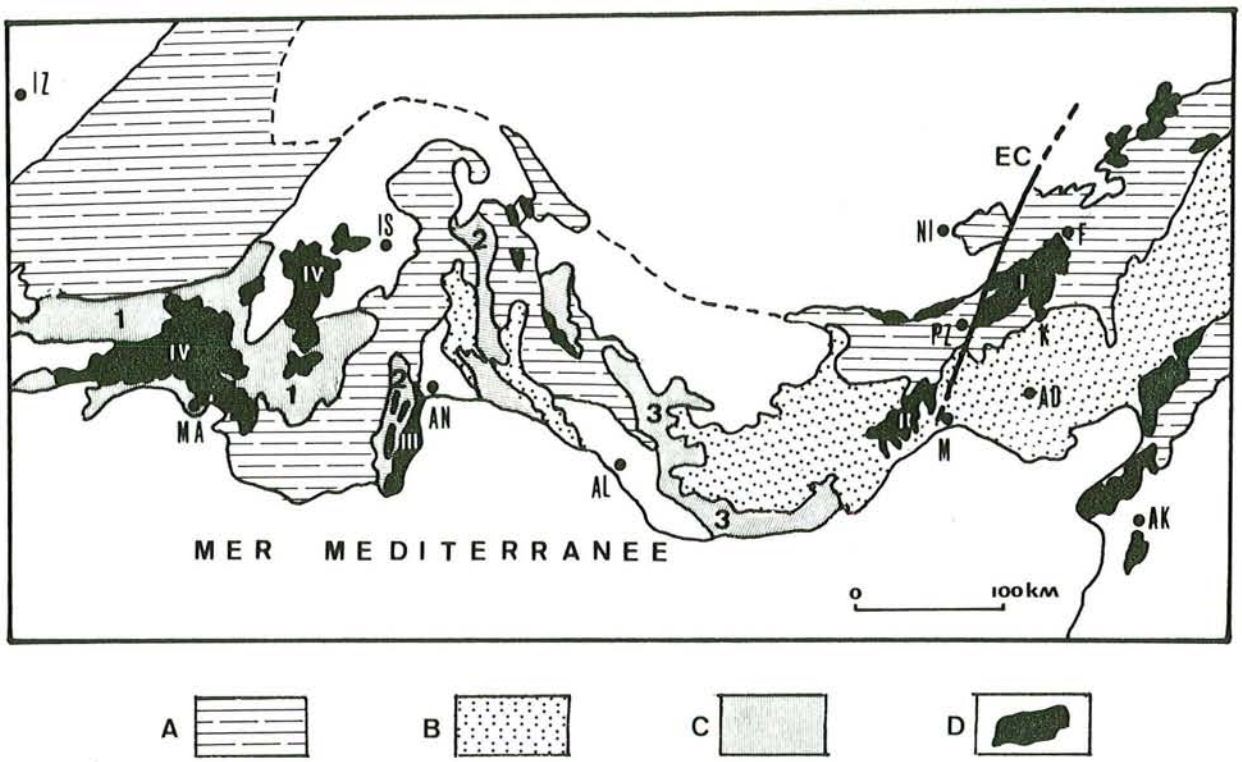


Figure Int-2 : Répartition des Massifs Ophiolitiques de la Chaîne Taurique Occidentale et Cilicienne dans leur cadre géologique simplifié, (Extr. Juteau 1979, p. 195, modifié).

Légende :

A - Formations autochtones relatives.
B - Formations post-tectoniques récentes.
C - Formations non ophiolitiques allochtones :
. 1 - Nappes Lyciennes
. 2 - Nappes d'Antalya
. 3 - Nappes de Hoyran-Beysehir et de Hadim
D - Ophiolites tauriques :
. I - Pozanti-Karsanti
. II - Mersin
. III - Antalya
. IV - Nappes Lyciennes
EC - Corridor d'Ecemis - décrochement senestre -

Abréviations : (villes ou bourgs)

AD - Adana
AK - Antakya
AL - Alanya
AN - Antalya
F - Farasa
IS - Isparta
IZ - Izmir
K - Karsanti
M - Mersin
MA - Marmaris
NI - Nigde
PZ - Pozanti

Cependant, l'étude précise et systématique de terrain (8 mois et demi) et de laboratoire (4 ans) nous a conduit à des résultats très intéressants sur le massif lui-même ainsi que sur le contexte géotectonique du Taurus. Ces résultats - par exemple la première découverte d'un volcanisme ophiolitique dans un massif ophiolitique du Taurus ou encore la mise en évidence de l'absence de parenté entre les roches hypabyssales (dykes) et ces ophiolites -, dépassaient le cadre initialement défini.
Nous avons ainsi été amené à poursuivre ces travaux deux années supplémentaires dans le cadre élargi d'un doctorat d'Etat en consolidant les résultats préliminaires par des données analytiques sur les minéraux et sur les éléments en traces.
Après une rédaction qui demanda deux années encore, nous présentons aujourd'hui un travail détaillé et argumenté sur ce massif ophiolitique exemplaire du Taurus.

IV - LOCALISATION DU SECTEUR ETUDIE

Le secteur étudié, (Photo A1), couvre 3 feuilles et demie de Kozan (Adana) au 1/25.000ème, (M34-c4, M34-d1, M34-d2 et M34-d3), (Fig. Int-3), limitées par les coordonnées géographiques suivantes :

- M34-c4 :
  - . longitude = *35°15'00"E - 35°22'30"E*
  - . latitude = *37°37'30"N - 37°37'00"N*
- M34-d1 :
  - . longitude = *35°03'30"E - 35°07'30"E*
  - . latitude = *37°45'00"N - 37°37'30"N*
- M34-d2 :
  - . longitude = *35°07'30"E - 35°15'00"E*
  - . latitude = *37°45'00"N - 37°37'30"N*
- M34-d3 :
  - . longitude = *35°07'30"E - 35°15'00"E*
  - . latitude = *37°37'30"N - 37°30'00"N*

Le secteur est limité au nord par le calcaire autochtone d'Aladag et à l'ouest par celui de la Fenêtre de Karanfil Dag, sur lesquels repose l'assemblage ophiolitique, par l'intermédiaire de semelles volcaniques et sédimentaires non ophiolitiques, (Photos A2, B1 et B2).

Les pendages de ces contacts anormaux sont de 30 à 50° vers le sud ou le nord.

Au sud, la nappe ophiolitique est bordée par la série flyscho-molassique transgressive d'âge oligocène à miocène du Bassin de Karsanti, (du village de Karsanti à Gerdibi), (Photo B3). Le pendage de ce contact est de 40 à 50° en moyenne.

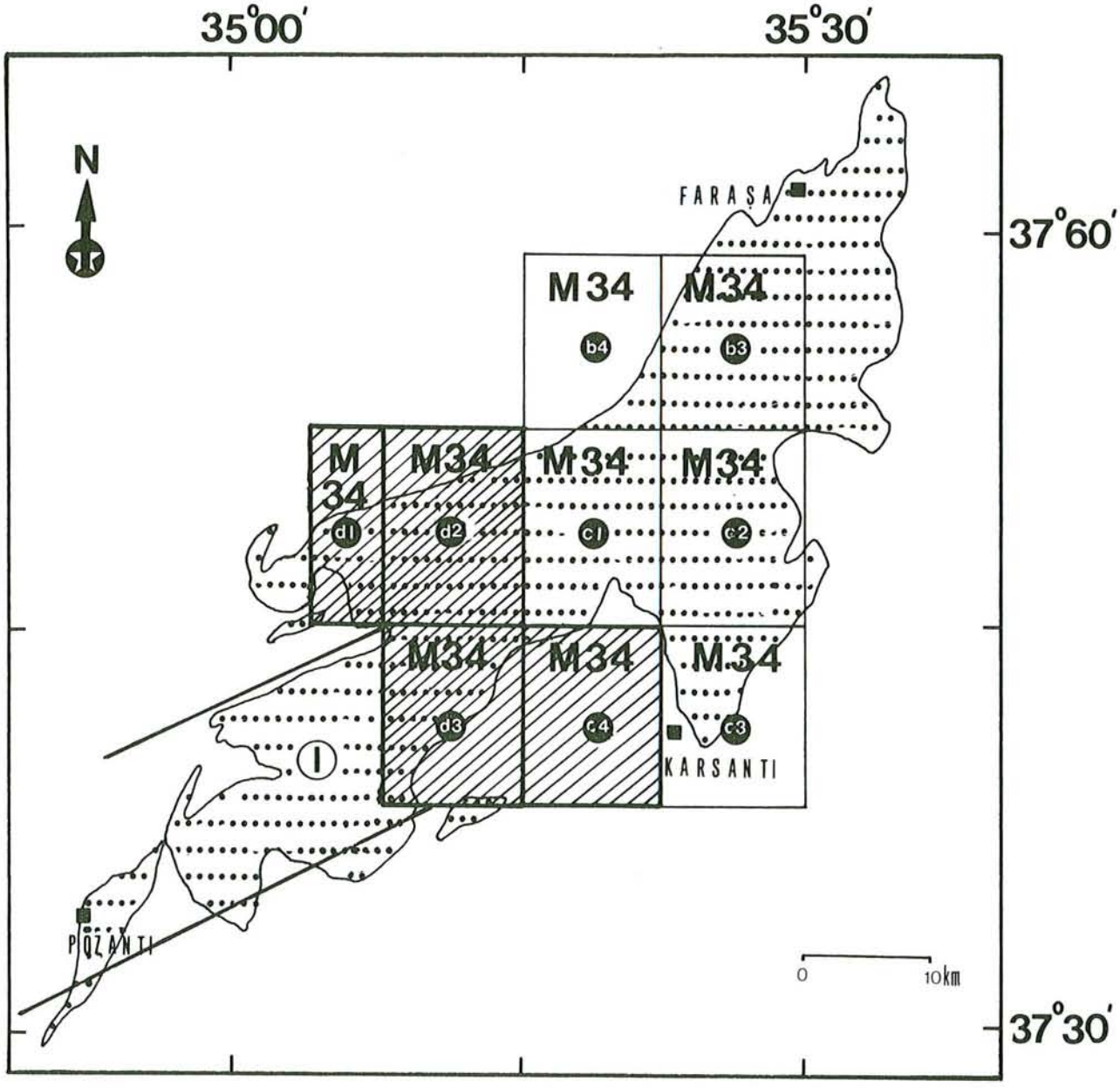


Figure Int-3 : Localisation des feuilles levées au 1/25.000ème :

- *hachuré : feuilles levées par l'auteur, (secteur étudié).*
- *non hachuré : feuilles levées par Bingöl (1978) et Çakir (1978).*
- *"I" : feuille levée par Ovalioglu (1963).*

V - RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ETUDE

L'étude a porté sur les formations allochtones qui sont constituées, comme dans le reste du massif, par une série volcanique et sédimentaire non ophiolitique, un ensemble métamorphique, un assemblage ophiolitique et un système filonien composé de dykes de dolérites-diabases isolés.

V.1) SERIE VOLCANIQUE ET SEDIMENTAIRE

Cette série, remaniée et fortement tectonisée, dont le volcanisme - d'âge supposé triasique - est de caractère alcalin, est bien développée dans les parties nord et occidentale du secteur étudié, (voir la carte jointe hors texte).
Elle chevauche au nord le calcaire autochtone d'Aladag, (Photo A2), et à l'ouest celui de Karanfil Dag (Photos B1 et B2).
En revanche, elle plonge sous l'ensemble plutonique ophiolitique dont elle est parfois séparée par des écailles métamorphiques et autour duquel elle dessine une ceinture.
Elle se présente également en fenêtres au sein des masses harzburgitiques déformées (fenêtre de Kuzukiran par exemple, cf. Photo M2, Tome II).
Cette série écrasée et dilacérée se présente donc sous forme d'une semelle entre l'autochtone et la nappe ophiolitique.

Elle comprend d'une part des formations volcaniques effusives (coulées de laves massives ou de pillow-lavas), intrusives (sills ou filons) et brèchiques de nature très variée allant des ankaramites jusqu'à des trachytes et d'autre part des formations sédimentaires à la fois détritiques et pélagiques (calcaires détritiques, calcaires à Halobies, calcaires siliceux ou radiolarites rouges et vertes).

Le remaniement et la tectonique intense ont induit localement la formation des zones fortement broyées où sont associés d'une façon désordonnée, les pillow-lavas isolés, les fragments de laves massives de nature diverse ainsi que les fragments de bancs sédimentaires plissés.

V.2) FORMATION METAMORPHIQUE

L'ensemble métamorphique, comprenant des amphiboles variées, des roches du faciès schistes verts ou des quartzites, se présente sous forme d'écailles infra-péridotitiques entre la série volcanique et sédimentaire et la masse plutonique ophiolitique.
Cette formation, (d'une épaisseur de 50 à 100 m), chevauche toujours la série volcanique et sédimentaire et affleure bien dans la partie NE, (entre Tirak et Aciman Yaylasi) ou W, (Tahtali-Bezedag), du secteur étudié.

L'étude de ces formations n'a pas été détaillée dans ce travail. Elle a été largement réalisée par Çakir (1978) et Çakir et al. (1978) dans la partie centrale du massif.

V.3) ASSEMBLAGE OPHIOLITIQUE

L'assemblage ophiolitique de Pozanti-Karsanti répond bien à la définition du terme "d'Ophiolite" (la trilogie) de Steinmann (1926), actualisée par la communauté scientifique internationale lors de la PENROSE CONFERENCE (1972), (Californie, U.S.A.). Il est également comparable aux massifs ophiolitiques des chaînes mésozoïques du pourtour méditerranéen, au sujet desquels le point des connaissances a été fait, pour la première fois, par un bon nombre de chercheurs français regroupés sous le pseudonyme de Mésorian (1973).

Cet assemblage est constitué d'une masse plutonique (tectonites et cumulats) pouvant atteindre plus de 96 % en volume de l'ensemble, d'une série volcanique "ophiolitique" écaillée et enfin d'un "mini" complexe filonien.
Ces deux dernières unités sont toujours séparées de l'unité plutonique par un contact anormal. Elles se présentent en effet sous forme d'écailles tectoniques situées entre la masse plutonique et la série volcanique et sédimentaire non ophiolitique ou au sein des tectonites harzburgitiques.

Bien que ces laves aient été séparées du reste de l'Ophiolite, sûrement en raison de la tectonique et probablement lors de l'écaillage intra-océanique, elles appartiennent génétiquement - comme d'ailleurs le complexe filonien - à l'ensemble de l'Ophiolite de Pozanti-Karsanti.
N'oublions pas que dans beaucoup d'ophiolites, les laves, (partie sommi-

tale de l'assemblage), sont très souvent dissociées du reste du massif par la tectonique avant ou pendant la mise en place, comme l'a très clairement rappelé Rocci (1980).

Nous pensons être ainsi à l'origine de la découverte, (avec G. Rocci pendant l'été 1976), de véritables laves ophiolitiques à caractère tholéiitique, de type dorsale océanique ou bassin marginal, dans le Taurus et ce bien qu'elles soient séparées du reste de l'ophiolite et qu'elles n'affleurent qu'en petite quantité par rapport aux autres ensembles (tectonites ou cumulats) de cet assemblage.

. *Cette série volcanique ophiolitique*, comprend des coulées de pillow-lavas basaltiques, tholéiitiques à tendance localement spilitique, intercalées entre des niveaux sédimentaires pélagiques tels que radiolarites ou calcaires siliceux.
Elle affleure en surface assez importante à l'ouest de la région de Bezedag (localités d'Omeroglu et d'Allahmatepesi), où elle plonge vers l'est sous la masse harzburgitique. En revanche, elle chevauche vers l'ouest la série volcanique et sédimentaire non ophiolitique de Bezedag. Dans la région de Tahtali, elle se présente sous forme d'une seule coulée fragmentée et écaillée entre la masse harzburgitique et la formation métamorphique (cf. Partie III-B, Tome II).

. *Les complexes filoniens*, constitués essentiellement de filons basaltiques, tholéiitiques; localement spilitisés, sont fortement écrasés, démantelés ou bréchifiés. Ils se présentent presque toujours en écailles au sein des tectonites harzburgitiques, (Région de Sofulu à Bezedag ou de Sinekli par exemple), sauf dans la région de Karatas où on passe en concordance des ferrogabbros - constituant le terme le plus différencié des cumulats de ce secteur étudié - à ce complexe filonien puis aux laves ophiolitiques.
Cependant, signalons que leur ampleur est bien moindre que celle de véritables complexes filoniens rencontrés dans d'autres massifs (cf. Partie II-C, Tome I).

. *Les cumulats, (adcumulats à mésocumulats)*, composés de dunites massives, de wehrlites, de pyroxénolites litées et de gabbros rubanés ou lités, affleurent essentiellement à l'est du secteur étudié, (de Sogukoluk jusqu'au sud de Tirak) et également au S-SE (sur la route de Sogukoluk à Gicak).

Ils montrent localement des déformations de degré variable, marquées par la granulation ou la recristallisation des minéraux magmatiques.
Il faut en outre signaler qu'il existe des lentilles à cumulats magmatiques (ultramafiques) au sein des tectonites harzburgitiques porphyroclastiques au nord du secteur étudié - comme dans la partie centrale, (Whitechurch et al. 1982) -.
Le litage magmatique de ces lentilles à fort pendage est subparallèle à la foliation des harzburgites encaissantes.
Les plans de litage magmatique des cumulats à fort pendage SE, sont opposés à ceux des cumulats des parties centrale et orientale du massif étudié où ils sont inclinés vers le SW, (Çakir 1978).
Les cumulats de Pozanti-Karsanti constituent donc un synclinal redressé, (Fig. Int-4) (cf. Partie IB, Tome I).

. *Les tectonites*, couvrant presque 2/3 de la superficie du secteur étudié, sont toujours harzburgitiques à poches ou bandes dunitiques, montrant deux types bien distincts :

- Harzburgites porphyroclastiques, assez fraîches, (base de l'unité des tectonites), affleurant sur la bordure septentrionale du secteur étudié, (Fig. Int-4).

- Harzburgites granoblastiques, fortement serpentinisées, (partie sommitale de l'unité des tectonites), affleurant dans les parties centrales ou SW du secteur étudié, (Fig. Int-4).

Les tectonites reposent à l'ouest sur les séries volcaniques et sédimentaires non ophiolitiques, (Photos A3, B1 et B2), directement ou par l'intermédiaire d'une écaille métamorphique. Au nord, elles peuvent reposer directement sur les calcaires autochtones d'Aladag. A l'est, elles chevauchent souvent les cumulats (région de Kaltar Dag ou N de Kessekli Dag par exemple) sauf à l'ouest de Ziyaret Dag où il semble qu'elles plongent sous ces cumulats.
Signalons en outre qu'il existe des rubanements dunitiques ou lherzolitiques au sein des harzburgites porphyroclastiques et que ces harzburgites ont été traversées par de nombreux filons grenus de pyroxénolites ou de leucogabbro.

Les structures internes dans les tectonites et cumulats sont bien réglées et montrent une accordance quasi-générale entre les foliations des tectonites et les litages magmatiques des cumulats, comme dans d'autres massifs ophiolitiques du Taurus (Antalya par exemple, Juteau 1975, 1979). Leurs pendages sont toujours très forts (60° à subvertical).

Pourtant, on peut noter localement une faible discordance angulaire, (de l'ordre de 20 à 30°), entre les deux structures, particulièrement dans la partie orientale de ce massif, (Bingöl et Juteau 1977, Bingöl 1978).

V.4) DYKES DE DOLERITES-DIABASES

Des milliers de dykes de dolérites-diabases isolés de 0,7 à 20-25 m de puissance, recoupent toute la masse plutonique, la série volcanique ophiolitique écaillée ainsi que l'unité métamorphique.
Ils sont donc "post-ophiolitique". Ceci est tout à fait caractéristique de l'ensemble des Ophiolites du Taurus.

Ces dykes, à bordure figée très nette, de direction générale NE-SW, sont toujours isolés et épars ou localement regroupés en "essaims". En raison de la tectonique de serrage, ils sont localement boudinés, tronçonnés et rodingitisés à des degrés variables.

Une étude précise de plus de 300 dykes, sur le terrain et au laboratoire, nous a permis de constater l'existence de deux types de dykes bien distincts :

- Type I, faible puissance, isolés ou en essaims, peu déformés, formés de dolérites-diabases quartzifères, à composition de tholéiites à quartz. Ils recoupent indifféremment toutes les unités de l'ophiolite.

- Type II, épais, isolés, très tectonisés, localisés dans la masse plutonique et formés de dolérites subophitiques à composition de tholéiites à olivine.

L'observation sur le terrain nous a permis de constater que les dykes du type I sont postérieurs à ceux du type II.

Dans les deux cas, le magmatisme de ces deux types de dykes appartient à un environnement géotectonique identique ("arc insulaire") et nettement différent de celui des ophiolites de ce massif (cf. Partie II-A, Tome I).

Ces dykes isolés, datés à 71 MA et qui sont donc postérieurs à la consolidation des roches grenues et volcaniques ophiolitiques ainsi qu'à l'écaillage intra-océanique, sont totalement absents dans la série volcanique et sédimentaire non ophiolitique. Ceci nous conduit à penser que leur injection est bien antérieure au charriage général sur la marge continentale arabo-africaine.

Figure Int-4 : Carte géologique simplifiée et synthétisée du Massif Ophiolitique de Pozanti-Karsanti, (Ovalioglu 1963, Bingöl 1978, Çakir 1978 et Catakli 1978-83).

Légende :

A - FORMATIONS AUTOCHTONES

1)- Calcaires autochtones relatifs (non discriminés) : (Aladag, Akdag, fenêtres de Karanfil Dag et Divrik Dag).

2)- Massif cristallin de Nigde.

B - FORMATIONS ALLOCHTONES

3)- Série volcanique et sédimentaire non ophiolitique (y compris l'unité métamorphique).

4)- Dykes de dolérites-diabases isolés.

5)- Tectonites harzburgitiques, porphyroclastiques et granoblastiques.

6)- Cumulats dunitiques, wehrlitiques, pyroxénolitiques et gabbroïques.

L - Localisation des écailles volcaniques ophiolitiques

c - Localisation des affleurements de complexes filoniens.

C - FORMATIONS POST-TECTONIQUES RECENTES

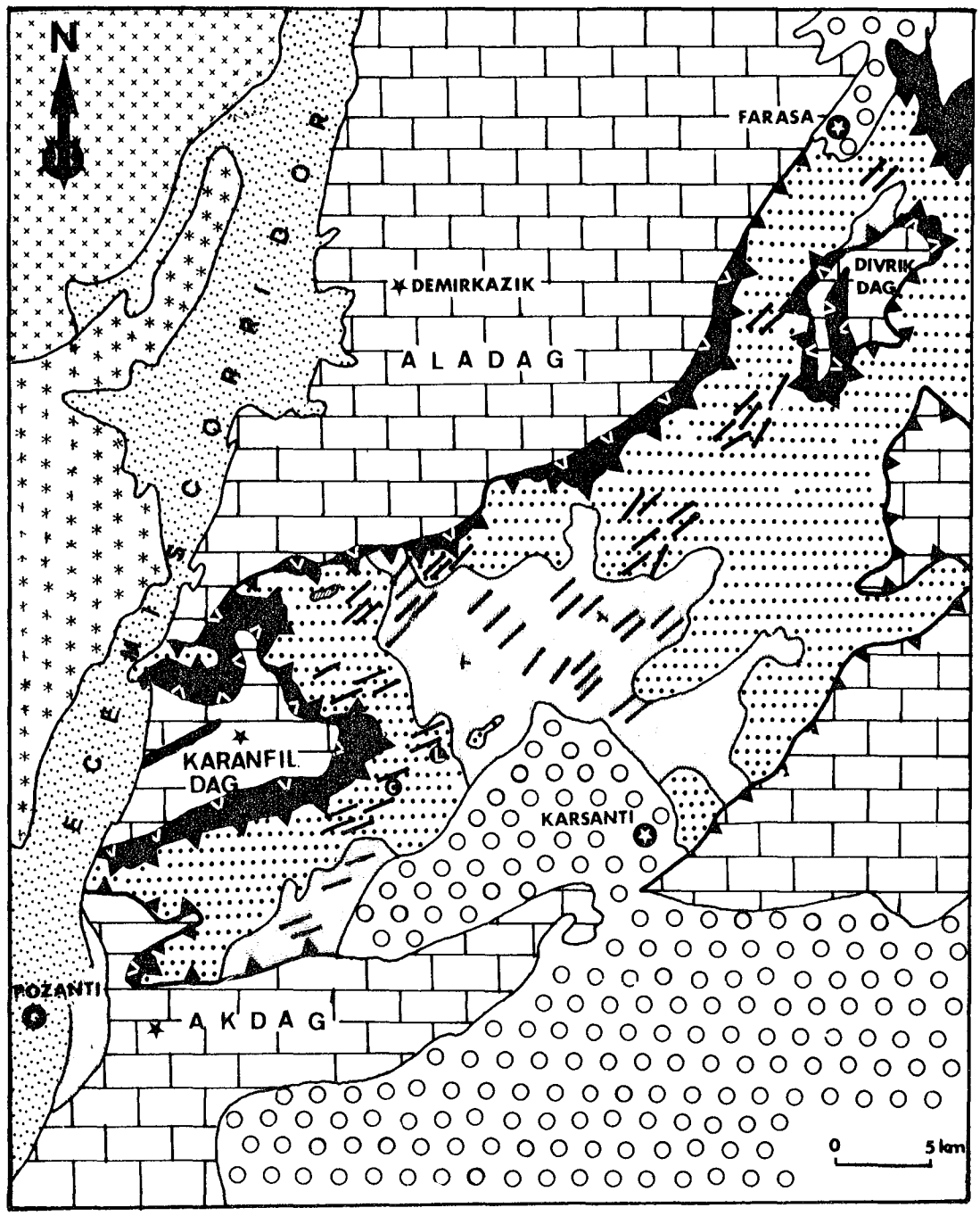
7)- Volcanisme andésitique du Tertiaire, (ULUKISLA)

8)- Molasses paléogènes du "Corridor d'Ecemis"

9)- Flyscho-molasses oligocène à miocène du Bassin de Karsanti

10)- Charriage

11)- Orientation générale des cumulats.



A
1
2

B
3
4

5
6

C
7
8

9
10
11

VI - PLAN DE L'ETUDE

Nous avons analysé d'une façon détaillée et systématique, du point de vue pétrographique, chimique et minéralogique, ces différentes formations, ophiolitiques ou non, dans les différentes parties de ce travail, afin de mettre en évidence l'environnement géotectonique possible du magmatisme de l'assemblage ophiolitique et également des différentes formations non ophiolitiques rencontrées dans le massif.

. *La partie I, (Tome I),* est consacrée à l'étude de l'ensemble plutonique ophiolitique :

- *IA = Tectonites*
- *IB = Cumulats*

. *La partie II, (Tome I),* est destinée à l'étude de l'ensemble des formations filoniennes :

- *IIA = Dykes de dolérites-diabases isolés*
- *IIB = Rodingites et Rodingitisation*
- *IIC = Complexes Filoniens*

. *La partie III, (Tome II),* est entièrement consacrée à l'étude de l'ensemble effusif : *Volcanisme ophiolitique (partie III-B)* d'une part, *Série volcanique et sédimentaire non ophiolitique (partie III-A)* d'autre part.

Enfin dans la *"Conclusion Générale"* nous avons essayé de faire une synthèse sur les différents types de magmatisme rencontrés dans le massif de Pozanti-Karsanti, ainsi que sur leurs environnements géotectoniques.

P A R T I E : I

ENSEMBLE PLUTONIQUE

I-A) TECTONITES

I-B) CUMULATS

I - A) - TECTONITES

Harzburgites (porphyroclastiques ou granoblastiques), roches résiduelles, déformées plastiquement serpentinisées ou non, contenant des poches ou bandes dunitiques et de nombreux filons grenus de types variés et recoupées par des dykes de dolérites-diabases isolés.

Les tectonites sont des roches ultramafiques résiduelles, - constituant le manteau supérieur, appauvri de sa fraction basaltique à la suite d'une fusion partielle -, et déformées plastiquement à l'état solide, à températures et pressions élevées pendant la remontée du manteau péridotitique sous les zones d'accrétion.

Elles n'ont pas fait, ici, l'objet d'une étude détaillée, car elles ont été largement analysées par Çakir (1978) dans la partie centrale du même massif. Nous ne donnerons, ici, que de brèves observations faites sur le terrain et au laboratoire.

A I - CARACTERES GENERAUX

- Les tectonites sont composées de harzburgites déformées plastiquement, à poches ou bandes dunitiques.

- Ces harzburgites ont été traversées par de nombreux filons grenus de nature pyroxénolitique ou gabbroïque et par des milliers de dykes de dolérites-diabases isolés[1].

- Elles couvrent presque 2/3 de la superficie du secteur étudié (v. la carte).

. A l'ouest, (Région de Bezedag ou l'ouest de Sarmisak Dag), elles reposent sur les séries volcaniques et sédimentaires, non ophiolitiques, parfois par l'intermédiaire d'une écaille métamorphique (localité de Tahtali) ou volcanique ophiolitique (localité Ömeroglu).

. Au nord, (Région de Celolugu ou Tirak), elles chevauchent souvent directement les calcaires d'Aladag, autochtone relatif, avec un pendage plus ou moins élevé (40 à 60°).

. A l'est, elles chevauchent souvent les cumulats (région de Kaltar Dag ou nord de Kessekli Dag par exemple). Cependant le contact n'est pas toujours bien visible en raison de la forte végétation comme à l'ouest de Ziyaret Dag où il semble que les tectonites plongent sous les cumulats (?).

---

(1) Les dykes de dolérites-diabases isolés, (cf. partie II-A), n'ont aucun rapport génétique avec ces filons grenus.

- Le contact entre les tectonites et l'autochtone où les semelles volcaniques et sédimentaires est toujours tectonique. Le long de ce contact, sont toujours présentes des bandes déca- à hectométriques de serpentinites à débit schisteux.

- Les tectonites montrent, sur le terrain, deux types bien distincts :

. *Type 1* : situé à la base de l'unité des tectonites, représenté par des Harzburgites saines et fortement déformées, de couleur vert-bouteille ou jaunâtre et à texture porphyroclastique typique.
Ce type affleure uniquement dans la région située entre l'ouest de Celolugu et l'est de Tirak sur la bordure septentrionale du massif étudié (v. la carte).

. *Type 2* : plus superficiel, représenté par des Harzburgites serpentinisées et peu déformées, de couleur noir-verdâtre et à texture granoblastique foliée.
Ce type affleure particulièrement bien dans les régions centrales, situées entre Bezedag-Tahtali et Sofulu-Gerdibi (v. la carte).

- Toutes ces harzburgites sont recouvertes, en surface, d'une croûte millimétrique d'hydroxyde de fer. Cette croûte est de couleur rousse dans les harzburgites porphyroclastiques (type 1), alors qu'elle est plus épaisse et de couleur plus foncée dans les harzburgites granoblastiques foliées (type 2).

- Le passage des harzburgites porphyroclastiques aux harzburgites granoblastiques est toujours progressif. Il se traduit par la diminution progressive du degré de déformation et par l'augmentation de l'intensité de serpentinisation.

- La foliation (S_1), - plan d'aplatissement des minéraux -, qui résulte d'un fluage plastique, est très visible dans les harzburgites porphyroclastiques (Photo C1, planche C). Par contre elle l'est beaucoup moins dans les harzburgites granoblastiques en raison de la serpentinisation. La projection stéréographique de l'ensemble des plans de foliation mesurés, met en évidence la présence de deux groupes dont les maximas sont :

. *N 53 E - 68 NW*
. *N 108 E - 60 SW* (Fig. I - 1 A).

Il faut, en outre, signaler que Reuber (1982) a tout récemment découvert une seconde foliation (S_2) dans les tectonites harzburgitiques d'Antalya, aussi bien que dans celles du massif étudié. Cette foliation (S_2), qui

recoupe la foliation S_1, (donc tardive), se produirait dans des conditions plus "froides" mais sous des contraintes beaucoup plus fortes, menant localement à la mylonitisation.
Nous pensons que l'un de ces deux regroupements de plans de foliation obtenus correspondrait sans doute à la foliation S_2.

- La linéation minérale (L_T), - direction d'allongement des minéraux dans le plan de foliation -, n'est pas bien visible dans les tectonites étudiées.

- Les surfaces So_T, (cm à dm), - marquées par des variations lithologiques (Ol/Opx) -, sont essentiellement dunitiques, (Photo C1, planche C).
Leurs contacts avec les harzburgites sont généralement nets, rectilignes, (Photo C1), parfois irréguliers (Photo C2). Ils peuvent être flous surtout dans les harzburgites granoblastiques (Photo C3, Pl.C). Ils se traduisent toujours par la disparition totale des orthopyroxènes.
Ces surfaces, So_T, ont été souvent affectées par des plis isoclinaux centimétriques à décimétriques, admettant la foliation S_1 comme plan axial (Photo C4 , planche C). Ces plis sont sans doute contemporains de la déformation pénétrative due au fluage plastique.
Elles sont parfois recoupées par des filons centimétriques à décimétriques de pyroxénolite (webstérite grossière), (Photo C2).
La projection stéréographique de l'ensemble de So_T met en évidence là aussi la présence de deux regroupements, dont les maxima sont :

. *N 46 E - 50 SE*
. *N 104 E - 70 SW* (Fig. I - 1B)

- On constate que So_T et S_1 sont subparallèles, (photos C1 - C4), comme le montrent d'ailleurs les projections stéréographiques, (Fig. I - 1). Elles ne se recoupent qu'à proximité des charnières des plis de So_T, (Photo C4).

- Il existe enfin des rubanements dunitiques ou lherzolitiques correspondant à des variations des rapports Ol/Opx ou Ol/Ol + Opx + Cpx, surtout au sein des harzburgites porphyroclastiques (Photo C5).

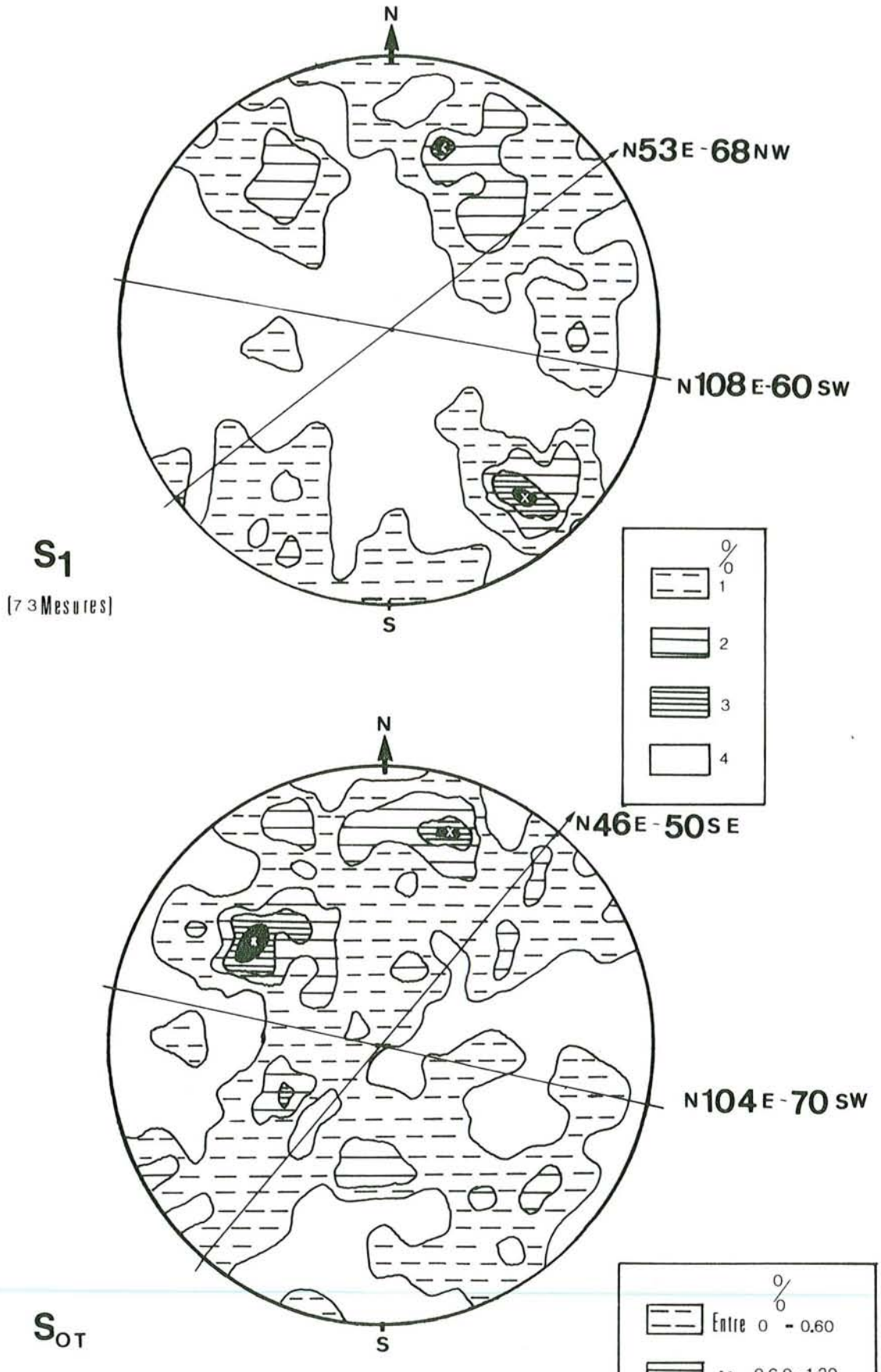


Fig. I-1 : Projections stéréographiques :

A) - plans de foliation
B) - surfaces de variations lithologiques dunitiques (So_T) dans les Tectonites (hémisphère inférieur).

A II - OBSERVATIONS MICROSCOPIQUES DES HARZBURGITES

- La distinction des deux types de tectonites harzburgitiques est confirmée par les observations microscopiques :

. Les Harzburgites saines du type 1, sont intensément déformées et montrent une texture typiquement porphyroclastiques, (photo D3).

. Les Harzburgites souvent serpentinisées du type 2, sont peu déformées et montrent une texture granoblastique foliée, (photo D4).

- Toutes ces harzburgites ont une composition minéralogique constante. Elles sont constituées essentiellement d'*Olivine* (Fo_{86-92})[1], d'*enstatite* (En_{80-94})[1] et de *spinelles* (chromifères ou chromites). A ces minéraux essentiels, s'ajoute localement en petite quantité, (inf. à 2-3 %), le clinopyroxène non déformé, (0,4 à 1 mm), toujours isolé avec $Ng\hat{}c = 36°$ en moyenne (diopside) ou $Ng\hat{}c = 45°$ en moyenne (augite).

. *Olivine :* (70 à 75 %)

- Elle est soit résiduelle, soit granulée et recristallisée.

- L'olivine résiduelle se présente toujours en porphyroclastes, (mm à cm), allongés (1/3 à 1/5). Elle présente souvent des bandes de pliages (kinks-bands) dont les limites sont perpendiculaires à la direction d'allongement dans le plan de foliation et peut parfois englober des nodules d'orthopyroxènes ou de chromites.

- L'olivine granulée se présente en petits cristaux (inf. à 0,5 mm), parfois très allongés, contemporains de la déformation plastique.

- L'olivine recristallisée se présente en petits cristaux (inf. à 0,2 mm), isogranulaires (L/l proche de 1), à contours polygonaux avec des angles proches de 120°.

- La granulation et la recristallisation se font à partir des joints des anciens grains ou parfois au sein d'un phénoclaste d'olivine.

---

(1) Détermination de composition à l'aide de la platine universelle (mesures de 2 V).

. *Enstatite* : (15 à 25 %)

- Elle se présente souvent en phénoclastes (1 à 5 mm) lamellaires, allongés (1/2 à 1/4) ou parfois sigmoïdes, souvent tordus ou localement granulés. Elle montre des extinctions roulantes, des bandes de déformation (macles mécaniques par exemple)...(photos D5 , D6).

- Elle contient souvent des fines lamelles d'exsolution de clinopyroxène suivant le plan (100), (Photo D6).

Ces lamelles se formeraient plutôt lors de déformations rapides à basse température, postérieurement à la déformation plastique (Nicolas et Poirier, 1976).

. *Spinelles* : (inf. à 5 %)

- Elles sont de couleur rouge-orangé ou noirâtre (variété chromifère) en lumière naturelle. Elles se présentent essentiellement sous deux formes :

. en cristaux xénomorphes, (0,7 à 2 mm), interstitiels, poecilitiques, corrodés, amiboïdes ou localement allongés (1/3 à 1/4 voire 1/7).

. en petites inclusions, légèrement arrondies, (inf. à 0,2 mm), englobées dans les phénoclastes d'olivine ou d'enstatite ou plus rarement en cristaux xénomorphes (inf. à 0,1 mm) dispersés dans la matrice granulée.

- La granulation et la recristallisation des Olivines ainsi que le développement des formes sigmoïdes des orthopyroxènes sont beaucoup plus importants dans les harzburgites porphyroclastiques que dans les harzburgites granoblastiques foliées.

- Les olivines, dont les craquelures souvent remplies d'iddingsite ou d'oxydes de fer, sont serpentinisées. Les orthopyroxènes sont souvent bastitisées ou localement transformées en talc ou montmorillonite sur leurs bordures. Ce type d'altération est très développé dans les harzburgites granoblastiques.

A III - DUNITES DANS LES TECTONITES

. *Bandes dunitiques isolées* : ce sont des bandes centi- à décimétriques, de couleur brun-jaunâtre, de dunites fortement serpentinisées contenant peu ou pas d'orthopyroxènes (inf. à 5 %). Elles montrent souvent des traces de déformation.

L'origine de ces bandes dunitiques isolées serait liée à la segrégation tectonique.

. *Rubanements dunitiques concordants* : bien que la plupart des harzburgites soient massives, nous avons observé des rubans brun ocre centi- à décimétriques de dunites, concordants avec S_1, (Photo C6), et plus rarement, des lherzolites (Photo C5) surtout développées dans les harzburgites porphyroclastiques.
Signalons également que nous avons trouvé des rubanements de type dunite-lherzolite au sein des harzburgites porphyroclastiques, (Photo C5). Curieusement, ces lherzolites montrent plutôt des structures de cumulats plus ou moins déformés.

L'origine des rubanements dunitiques concordants, parallèles à S_1, serait liée à la montée des péridotites sous la zone d'accrétion, (Reuber 1982). La présence des rubanements, (dunites/lherzolites), dans les parties profondes des tectonites nous amène à penser qu'il ne faut, peut-être, pas tout à fait exclure une structure mantellique originelle.

. *Les poches dunitiques* : elles sont abondantes dans toutes les tectonites du secteur étudié. Ces poches à limites souvent floues, de couleur brun orange, se présentent sous deux aspects bien distincts :

. poches centi- à décimétriques, présentes essentiellement dans les harzburgites granoblastiques.

. poches déca- à hectométriques, (atteignant parfois 300 m de diamètre), présentes surtout dans les harzburgites porphyroclastiques.

Ces dernières contiennent souvent des gisements de chromites podiformes très importants (Mine de Gavurgeri par exemple). Ces dunites, fortement serpentinisées, (plus de 80 %), contiennent souvent des orthopyroxènes en quantité assez importante (5 à 10 %). Il s'agirait donc de dunites harzburgitiques. Elles montrent également des traces de déformation.

Ces poches dunitiques correspondraient à des zones fortement déprimées où le taux de fusion partielle était très élevé.

A IV - FILONS GRENUS

A IV.1) FILONS DE PYROXENOLITES

Ils sont millimétriques à métriques, constitués de webstérite avec ou sans olivine. On les observe essentiellement dans les harzburgites granoblastiques foliées et également dans les cumulats dunitiques ou rarement dans les harzburgites porphyroclastiques.Ces filons de webstérite montrent deux orientations bien distinctes : (Fig. I.2 A1-A2).

. *N 52 E* subverticale, parallèle à l'une de deux familles de foliation observées (N 53 E) : *(webstérite grossière)*

. *N 10 E*, à faible pendage (24 SE), oblique sur la foliation mais subparallèle aux filons de gabbro (NO 2 E) : *(webstérite fine)*.

On peut les subdiviser en deux types :

. *Filons de Webstérite grossière :* Ils sont centi- à décimétriques, voire métriques, très abondants dans les harzburgites porphyroclastiques. Ils recoupent, par endroit, les bandes dunitiques isolées (So_T) et également la foliation S_1, (photo C2), ou bien sont nettement plissés (photo C7).
Ces webstérites "pegmatoïdiques" montrent des traces légères de déformation.
Ces filons ont été mis en place par fracturation hydraulique (Reuber 1982).

. *Filons de webstérites fines :* Ils sont beaucoup moins épais que les précédents (mm à cm). Ils sont essentiellement intrusifs dans les harzburgites granoblastiques foliées et dans les cumulats dunitiques.
Ces filons, à bordure nette et régulière sont par endroit bordés par des "halos" dunitiques, (photo C8). Ils sont très souvent parallèles ou perpendiculaires entre eux (photo D1).
Ces filons de webstérite fine qui représentent un liquide "en entier", se seraient rassemblés dans "une chambre magmatique de cumulats intermédiaires" (Whitechruch et al. 1982) dans les harzburgites sous-jacentes. Ce sont des "sills" parallèles au plancher de cette chambre, (Reuber 1982).

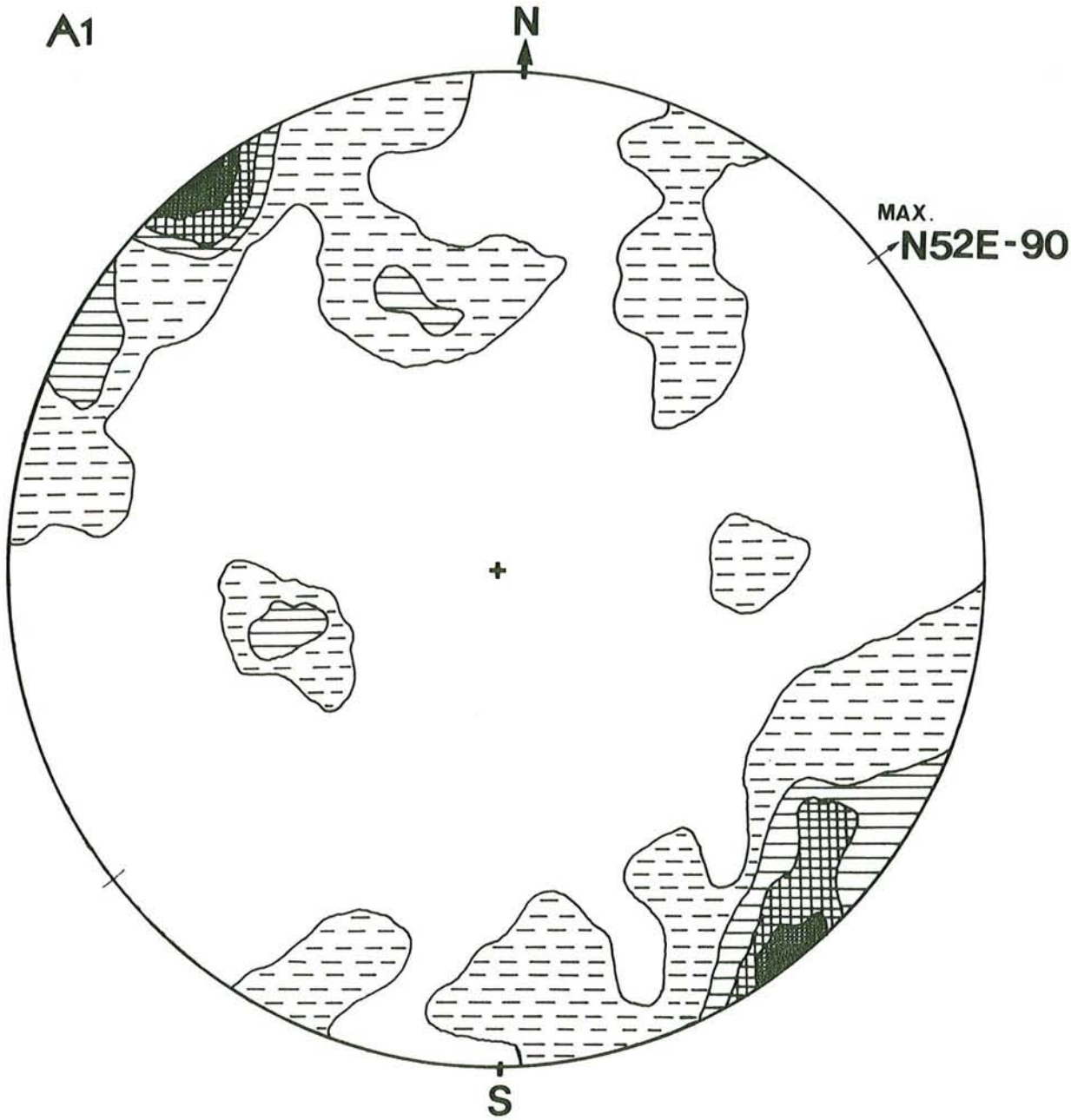
A IV.2) FILONS DE GABBRO

Ils sont localisés dans la partie sommitale des tectonites et également à la base de cumulats péridotitiques (dunites). Ils sont par contre totalement absents dans les parties basales des tectonites et dans

les cumulats pyroxénolitiques ou gabbroïques.
Ces filons, centi- à décimétriques, de couleur blanche ou gris blanchâtre sont toujours leucocrates et pegmatitiques, (photo D2).
Ils sont localement rodingitisés dans les zones où la serpentinisation de l'encaissant est très intense, (cf. partie II-B). Ils ont une orientation moyenne de NO 2 E - 34 E (Fig. I-2B).

Ces filons de gabbro constituent des liquides résiduels des cumulats. Dans les tectonites, ils ont été injectés "per descendum" en fin de cristallisation des zones d'alimentation de la chambre magmatique et mis en place par fracturation hydraulique, (Reuber et al. 1981, Reuber et Whitechurch 1982, Reuber 1982).

Signalons qu'aucun filon de webstérite à plagioclase, d'orthopyroxénolite ou de plagiogranite n'a été observé dans le secteur étudié.



FILONS PYROXENOLITES

‹WEBSTERITE GROSSIERE›

(46 Mesures)

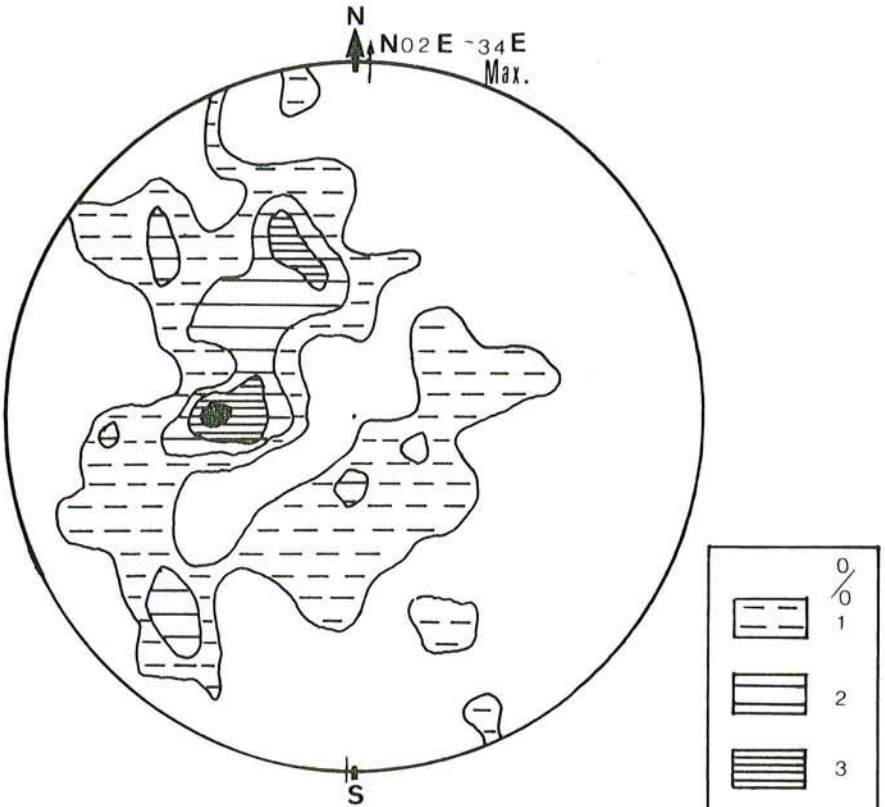
Fig. I-2 : Projections stéréographiques :

A) - plans des filons de pyroxénolites :
A1 - Webstérite grossière
A2 - Webstérite fine

B) - plans des filons de Gabbro.

(hémisphère inférieur).

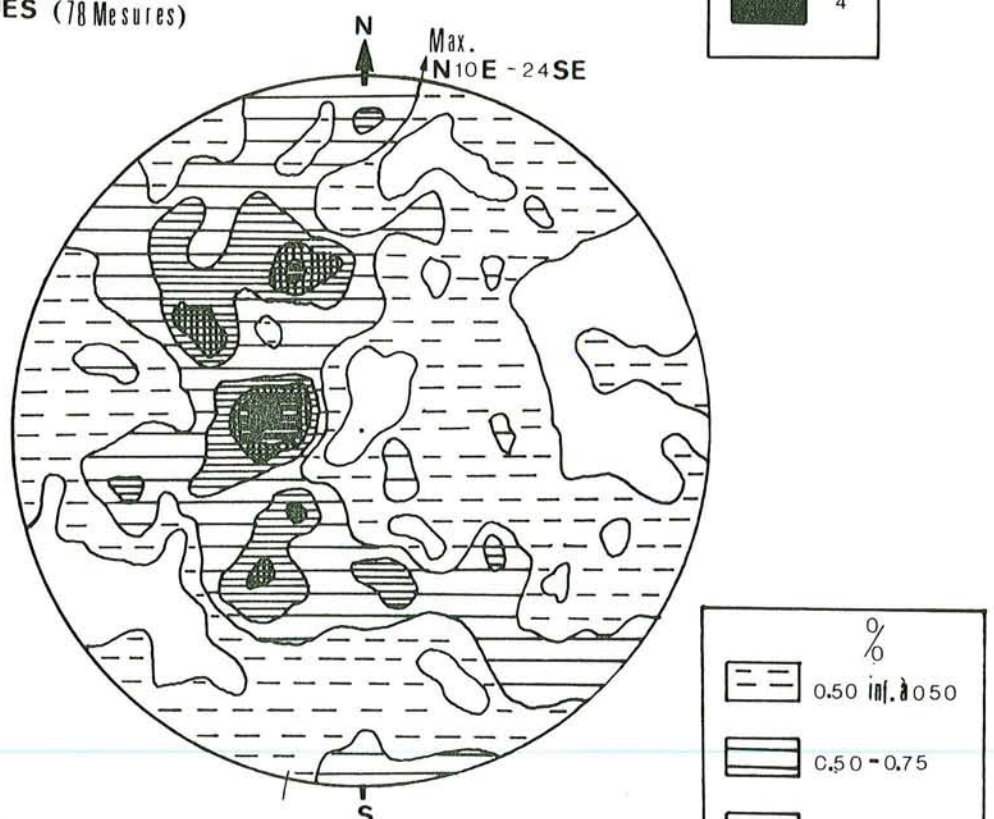
B



FILONS

GABBROÏQUES (78 Mesures)

A2



FILONS

PYROXENOLITES

(210 Mesures)

« WEBSTERITE FINE »

Fig. 2 (suite)

A V - CARACTERISTIQUES CHIMIQUES

- Le chimisme dans l'ensemble des harzburgites est assez constant, (Tabl. I-1) :

. SiO_2 et MgO ont des valeurs très voisines, comprises entre 37 à 45 %.

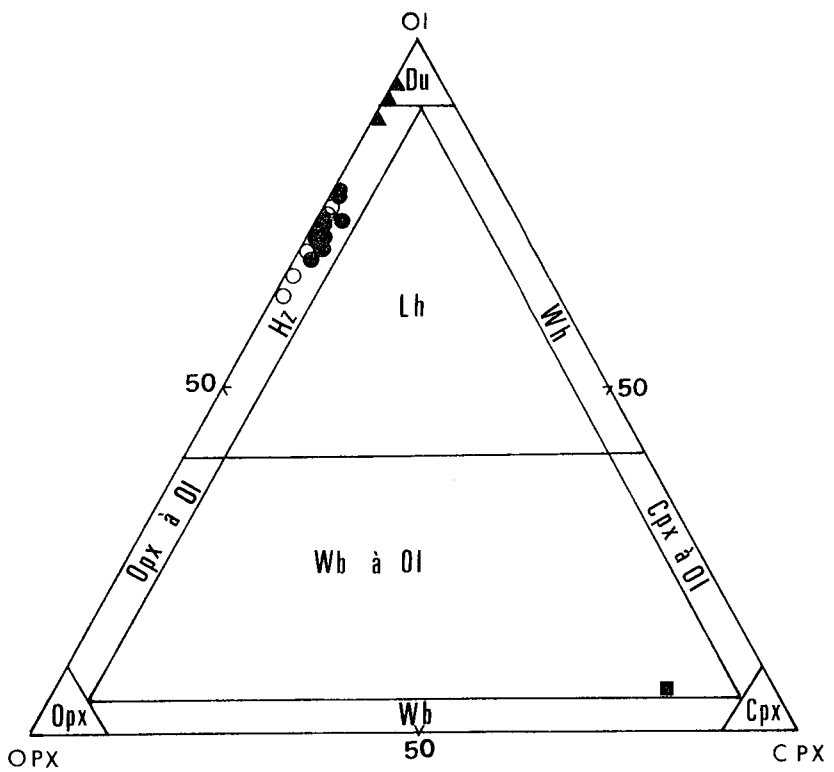


Figure I-3 : Diagramme Ol-Opx-Cpx de classification des Péridotites et Pyroxénolites de Streckeisen (1976).

Symboles : ● - *Harzburgites porphyroclastiques*
○ - *Harzburgites granoblastiques foliées*
▲ - *Dunites déprimées*
■ - *Filon de Webstérite grossière*

. Le fer total se situe entre 7 et 9 %.

. Les teneurs en Al_2O_3 et CaO sont généralement inférieures à 2 %. Elles reflètent la présence des clinopyroxènes, sous forme d'exsolutions ou de cristaux isolés.

. Les alcalins et le titane sont toujours à l'état de traces.

- Les dunites qui se présentent en poches sont beaucoup plus serpentinisées, (PF > 12 %), que les harzburgites.
Elles ont toujours de l'orthopyroxène normatif qui varie de 6 à 12 %, (Tabl. I-2).

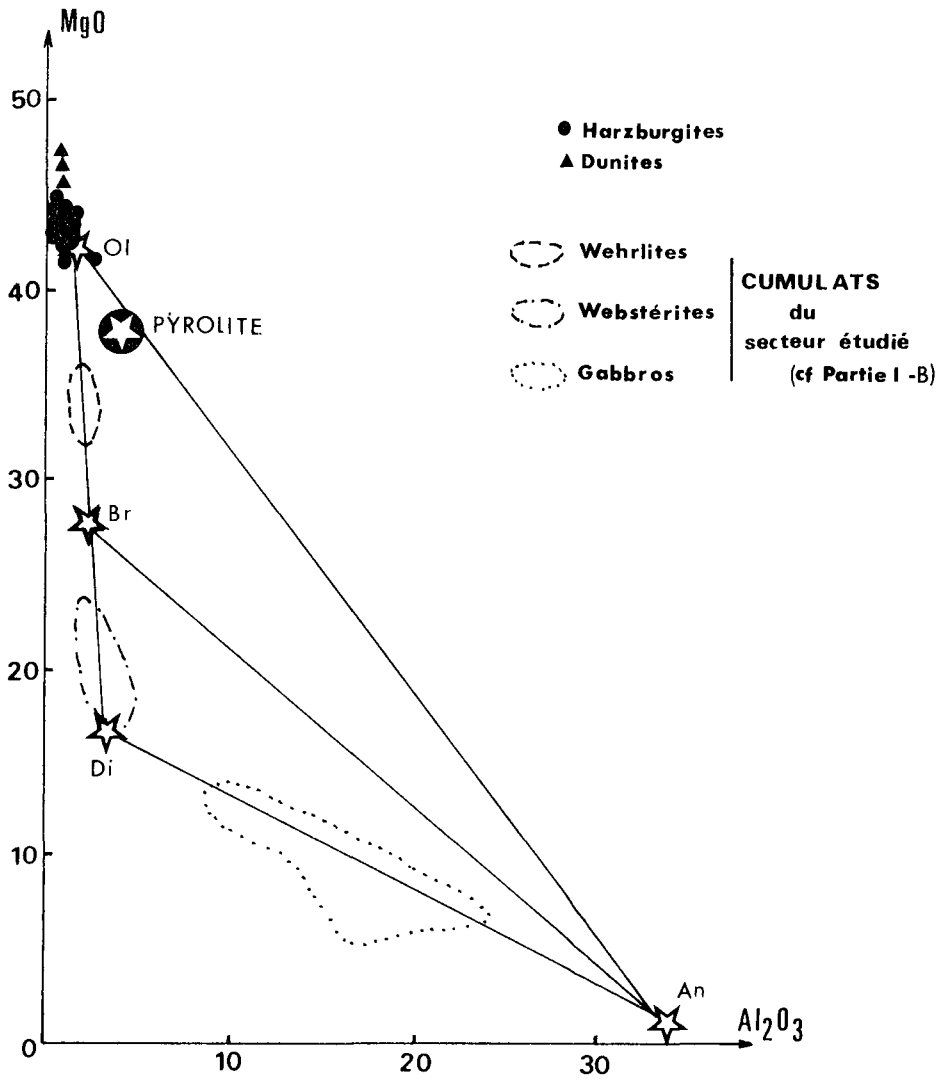


Figure I-4 : Diagramme binaire MgO-Al_2O_3 de Harker (1908) "à sec".

Ol : Olivine — *Di : Diopside*
Br : Bronzite — *An : Anorthite*

- Les harzburgites sont légèrement plus riches en NiO (0,21 % ± 0,05), mais plus pauvres en Cr_2O_3 (0,37 % ± 0,03) que les dunites (respectivement 0,13 % ± 0,03 et 0,47 % ± 0,04), (Tabl. I-1 et I-2).

n° d'ordre :	1	2	3	4	5	6	7	8	9
n° d'éch. :	AC336H	AC181	AC64/2	AC73	AC202H	AC207H	AC351	AC92H	AC214H
SiO_2 (1) :	43.60	42.23	42.47	40.12	39.92	39.23	40.45	39.50	38.70
Al_2O_3 :	1.00	1.38	0.73	2.27	1.00	1.02	1.11	1.16	0.98
FeO_t :	8.88	8.40	8.39	8.26	8.09	7.95	7.66	7.78	8.03
MnO :	0.12	0.09	0.11	0.14	0.14	0.14	0.12	0.11	0.13
MgO :	44.70	41.04	40.52	37.52	40.29	39.95	37.52	38.42	38.87
CaO :	0.35	0.81	0.68	1.85	0.44	0.66	0.78	0.99	0.48
Na_2O :	-	0.05	0.08	0.09	0.04	0.03	-	0.03	0.02
K_2O :	0.01	0.01	-	0.03	-	0.01	-	-	0.01
TiO_2 :	0.01	0.02	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
PF :	0.44	5.23	6.43	9.30	9.32	10.13	11.20	11.45	11.72
TOTAL :	99.11	99.26	99.42	99.58	99.25	99.13	98.85	99.46	98.97
NiO :	0.17	0.20	0.22	0.24	0.20	0.24	0.11	0.18	0.25
Cr_2O_3 :	0.40	0.39	0.34	0.35	0.37	0.40	0.37	0.36	0.40
SiO_2 (2) :	44.26	44.96	45.74	44.48	44.43	44.08	46.22	44.94	44.36
Al_2O_3 :	1.02	1.47	0.79	2.52	1.13	1.15	1.27	1.32	1.13
Fe_2O_3 :	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO :	6.76	6.70	6.78	6.89	6.75	6.69	6.53	6.61	6.93
MnO :	0.12	0.10	0.12	0.16	0.16	0.15	0.14	0.13	0.15
MgO :	45.38	43.69	43.63	41.60	44.85	44.55	42.88	43.70	44.55
CaO :	0.36	0.86	0.73	2.05	0.50	0.57	0.89	1.13	0.57
Na_2O :	-	0.05	0.09	0.10	0.04	0.02	-	0.03	0.02
K_2O :	0.01	0.01	-	0.03	-	0.01	-	-	0.01
TiO_2 :	0.01	0.02	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
NiO_2 :	0.17	0.21	0.24	0.27	0.22	0.29	0.13	0.20	0.29
Cr_2O_3 :	0.41	0.42	0.37	0.39	0.41	0.46	0.42	0.42	0.46
CIPW (2)									
Or :	0.06	0.06	-	0.18	-	0.06	-	-	0.06
Ab :	-	0.42	0.76	0.84	0.34	0.25	-	0.25	0.17
An :	1.79	3.75	1.75	6.33	2.48	2.97	3.46	3.46	2.83
Co :	0.35	-	-	-	0.15	-	-	-	0.05
Di :	-	0.40	1.47	3.02	-	0.55	0.74	1.69	-
Hy :	23.32	25.67	29.07	20.33	23.47	20.82	33.41	24.84	23.48
Ol :	71.66	66.84	64.20	66.62	70.74	72.47	59.56	66.93	70.52
Mt :	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18
Il :	0.02	0.04	0.02	-	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02
Chromite :	0.61	0.63	0.55	0.58	0.60	0.69	0.63	0.62	0.69

Tableau I-1 : Analyses chimiques et Normes CIPW de l'ensemble des harzburgites.

1) données brutes
2) données recalculées "à sec"

1 à 11 : Harzburgites porphyroclastiques
12 à 17 : Harzburgites granoblastiques foliées.

n° d'ordre :	10	11	12	13	14	15	16	MOYENNE
n° d'éch. :	AC153H	AC97	AC47	AC188	AC125	AC247	AC259	
SiO_2 (1) :	38.62	38.13	42.83	42.12	41.03	39.45	39.49	40.49
Al_2O_3 :	0.89	0.88	0.51	1.04	0.94	1.11	0.70	1.05
FeO_t :	8.03	8.16	8.85	8.69	8.25	8.15	7.34	8.18
MnO :	0.08	0.11	0.13	0.11	0.11	0.13	0.11	0.12
MgO :	39.00	37.65	43.57	39.60	41.26	38.70	37.40	39.75
CaO :	0.41	0.50	0.41	0.79	0.41	0.51	0.06	0.63
Na_2O :	-	0.03	0.09	0.11	0.09	0.04	0.04	0.04
K_2O :	-	-	-	0.01	-	0.02	-	0.01
TiO_2 :	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
PF :	12.36	13.88	2.51	6.78	7.00	10.88	14.07	8.91
TOTAL :	99.46	99.27	98.91	99.27	99.10	99.00	99.22	99.20
NiO :	0.19	0.21	0.23	0.22	0.25	0.24	0.18	0.21
Cr_2O_3 :	0.33	0.36	0.38	0.41	0.41	0.38	0.33	0.37
SiO_2 (2) :	44.42	44.72	44.48	45.58	44.56	44.79	46.42	44.90
Al_2O_3 :	1.02	1.04	0.53	1.13	1.02	1.26	0.82	1.17
Fe_2O_3 :	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO :	6.96	7.26	6.92	7.11	6.71	6.99	6.41	6.80
MnO :	0.09	0.13	0.14	0.12	0.12	0.16	0.13	0.13
MgO :	44.84	44.14	45.26	42.86	44.81	43.94	43.96	44.10
CaO :	0.55	0.48	0.43	0.85	0.45	0.58	0.07	0.70
Na_2O :	-	0.04	0.09	0.12	0.10	0.06	0.06	0.05
K_2O :	-	-	-	0.01	-	0.02	-	0.01
TiO_2 :	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
NiO_2 :	0.22	0.25	0.24	0.24	0.27	0.27	0.22	0.23
Cr_2O_3 :	0.38	0.42	0.39	0.45	0.45	0.43	0.39	0.41
CIPW (2)								
Or :	-	-	-	0.06	-	0.12	-	
Ab :	-	0.34	0.76	1.02	0.84	0.51	0.51	
An :	2.73	2.38	1.04	2.51	2.24	2.88	0.35	
Co :	0.02	0.10	-	-	0.04	0.08	0.59	
Di :	-	-	0.86	1.34	-	-	-	
Hy :	23.69	25.77	22.29	28.46	23.28	25.44	35.78	
Ol :	70.78	68.58	72.27	63.72	70.74	68.15	59.99	
Mt :	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	
Il :	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	
Chromite :	0.57	0.63	0.59	0.67	0.66	0.63	0.58	

Tableau I-1 : (suite)

	A			B
n° d'ordre :	1	2	3	
n° d'éch. :	AC323DU	AC174DU	AC117DU	AC157P
SiO_2 (1) :	35.41	36.40	35.47	52.17
Al_2O_3 :	0.81	1.10	0.59	1.77
FeO_t :	9.38	10.09	7.94	5.88
MnO :	0.14	0.13	0.11	0.09
MgO :	40.27	39.46	39.30	18.81
CaO :	0.32	0.58	0.06	19.10
Na_2O :	-	0.02	0.12	0.27
K_2O :	0.02	-	-	0.01
TiO_2 :	0.02	0.02	0.01	0.01
PF :	12.13	11.48	15.49	1.65
TOTAL :	98.50	99.28	99.09	99.79
NiO :	0.11	0.12	0.17	nd
Cr_2O_3 :	0.44	0.52	0.44	nd
SiO_2 (2) :	41.12	41.56	42.44	53.40
Al_2O_3 :	0.94	1.26	0.71	1.81
Fe_2O_3 :	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO :	8.46	9.02	7.21	4.07
MnO :	0.16	0.15	0.13	0.09
MgO :	46.76	45.05	47.04	19.25
CaO :	0.37	0.66	0.07	19.55
Na_2O :	-	0.02	0.14	0.28
K_2O :	0.02	-	-	0.01
TiO_2 :	0.02	0.02	0.01	0.04
NiO :	0.13	0.14	0.20	nd
Cr_2O_3 :	0.51	0.60	0.53	nd
CIPW (2)				
Or :	0.12	-	-	0.06
Ab :	-	0.07	1.18	2.37
An :	1.84	3.28	0.35	3.65
Co :	0.24	0.02	0.35	-
Di :	-	-	-	73.55
Hy :	6.60	9.82	11.76	13.87
Ol :	88.23	83.89	83.36	4.26
Mt :	2.18	2.18	2.18	2.18
Il :	0.04	0.04	0.02	0.08
Chr :	0.75	0.88	0.78	

Tableau I-2 : Analyses chimiques et normes CIPW des

A) Dunites serpentinisées (en poches),
B) Pyroxénolite (en filon) dans les tectonites harzbrugitiques de Poxanti-Karsanti.

1) Données brutes
2) Données recalculées

nd = non dosés.

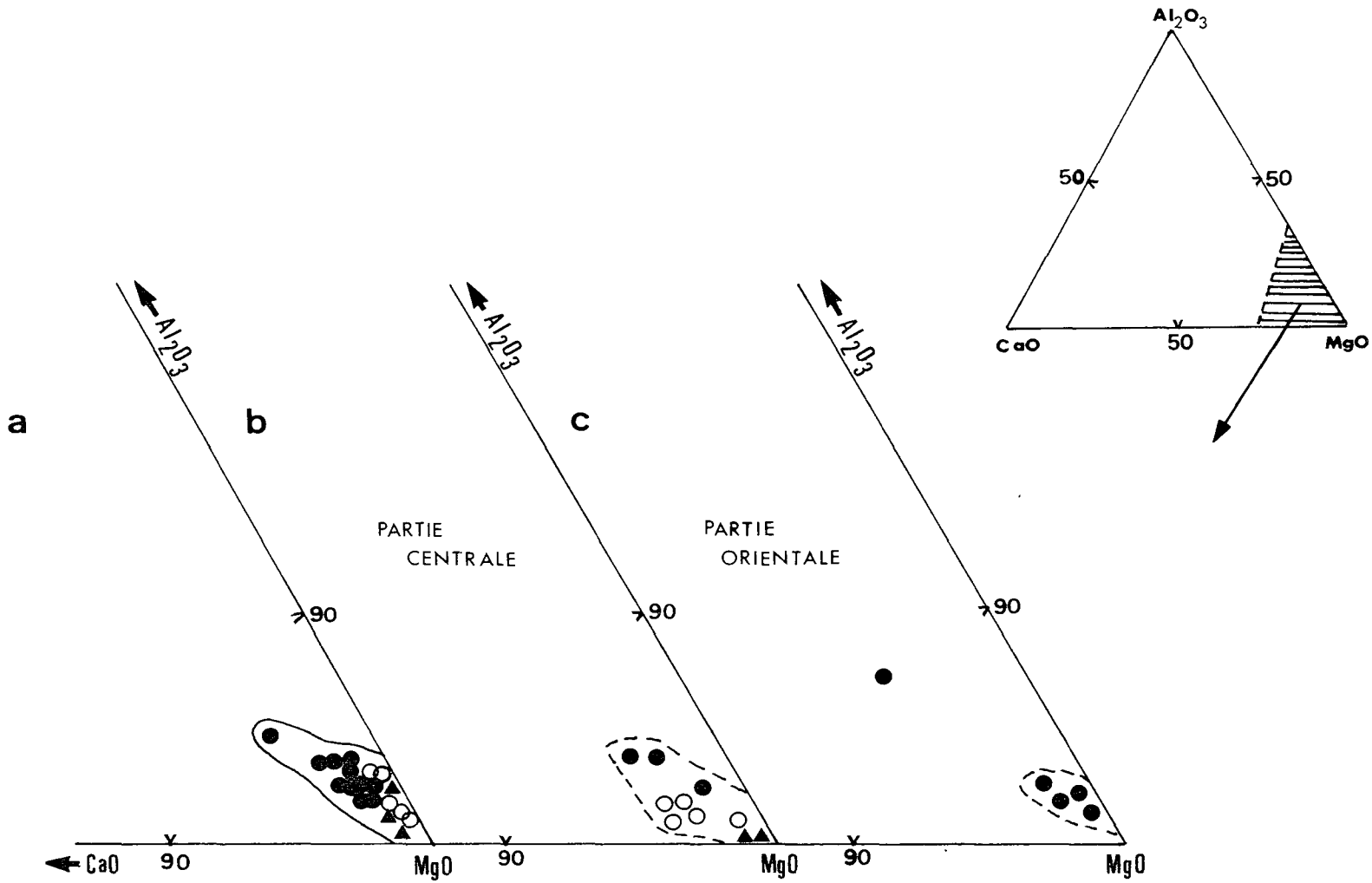


Figure I-5 : a) Répartition des Harzburgites et Dunites du secteur étudié dans le diagramme triangulaire Al_2O_3 - CaO - MgO.

b) Répartition des Harzburgites et Dunites de la Partie Centrale du Massif (Cakir 1978).

c) Répartition des Harzburgites et Dunites de la Partie Orientale du Massif (Bingol 1978).

(mêmes symboles que la Figure I-3).

- Les harzburgites présentent les compositions les plus magnésiennes et les moins alumineuses de tout l'assemblage ophiolitique comme le montre le diagramme MgO - Al_2O_3 de Harker (1908) "à sec" où elles sont situées nettement au-delà de la pyrolite hypothétique de Green et Ringwood (1967) dans les niveaux les plus magnésiens par rapport aux cumulats, (Fig. I-4).

- Le diagramme Al_2O_3 - CaO - MgO met en évidence que les harzburgites s'appauvrissent en Al_2O_3 et CaO au fur et à mesure qu'on remonte de la base (H_z. porphyroclastiques) vers le sommet (H_z. granoblastiques) de l'unité des tectonites, comme dans les tectonites de la partie centrale du même massif, (Fig. I-5).
Cette variation d'alumine et de CaO dépendrait sans doute de la proportion des clinopyroxènes qui s'expriment sous forme d'exsolution dans les orthopyroxènes ou de cristaux isolés.

A VI - SERPENTINISATION et SERPENTINITES

La serpentinisation, affectant les harzburgites et les dunites, est très développée surtout dans la partie supérieure des tectonites (plus de 70 %) et également dans la partie basale des cumulats dunitiques (plus de 80-90 %). La partie basale des tectonites en est presque totalement dépourvue, (moins de 20 %).

Les serpentinites à texture "maillée", constituées essentiellement de chrysotile, de lizardite et accessoirement d'antigorite ou de brucite, présentent deux aspects nettement différents sur le terrain :

. *Serpentinites Massives :* Il s'agit des roches noires à verdâtre, recouvertes d'une croûte brun-jaunâtre d'hydroxyde de fer et qui dérivent des harzburgites ou des dunites.

. *Serpentinites de Bordure :* Il s'agit des roches à débit schisteux, de couleur vert pâle, qui se développent essentiellement le long des zones de fractures ou de contacts anormaux et également sur les bordures des dykes de dolérites-diabases isolés rodingitisés ou non.

Le long de la bordure septentrionale du massif où les tectonites reposent directement sur les calcaires de l'autochtone, la bande de serpentinite schisteuse atteint jusqu'à 200-250 m d'épaisseur, (Région de Tirak, par exemple). Les serpentinites situées au contact des dykes isolés ne dépassent par contre jamais 5 m d'épaisseur.

Le développement important de chrysotile et de lizardite ainsi que l'absence quasi totale d'antigorite, indiqueraient que la serpentinisation s'est produite à des températures inférieures à 340 ° C, en conditions statiques et dans un régime océanique, correspondant au premier des deux épisodes de serpentinisation proposés[1] par Laurent (1980). Pendant cet épisode, se produirait également la rodingitisation qui affecte les dykes isolés et les filons de gabbro. Ainsi la serpentinisation serait contemporaine du phénomène de la rodingitisation dont elle est d'ailleurs

---

(1) D'après cet auteur, le second épisode de la serpentinisation (tardive) se produirait à des températures relativement élevées et dans une régime dynamique, (continental), lors de la mise en place tectonique de l'assemblage. Il serait caractérisé par l'abondance d'antigorite et de brucite et par une texture foliée.

responsable, (cf. partie II-B).

Ajoutons également que la quasi-constance du rapport MgO/SiO_2 au sein des harzburgites ou dunites serpentinisées ou non, indiquerait que la serpentinisation affectant ces roches s'est développée par simple hydratation.

A VII - CONCLUSIONS

Les tectonites du massif étudié, composées uniquement de Harzburgites porphyroclastiques ou granoblastiques foliées, contenant des poches ou bandes dunitiques et des filons grenus, montrent toujours des déformations pénétratives.

Les bandes de pliages, les extinctions roulantes, les torsions... des cristaux d'olivine, d'enstatite ou des spinelles, résulteraient d'une déformation, (S_1), à l'état solide, due au fluage plastique à haute température ($\sim$ 1000° C) et à haute pression ($\sim$ 2 - 3 Kb) mais sous de faibles contraintes déviatoriques ($\Delta\sigma$ = 250 bars selon Nicolas et le Pichon 1980).

Par contre la granulation, la recristallisation des olivines et les formes sigmoïdes des orthopyroxènes résulteraient, d'après Reuber (1982), d'une déformation tardive (S_2), plus "froide" ($\sim$ 800° C) sous des contraintes plus élevées ($\Delta\sigma$ = 1 à 2 Kb). Cette deuxième déformation (S_2), affectant surtout la base des tectonites, serait liée à un écaillage intraocéanique, (Reuber 1982), suivant les modèles proposés par Parrot et Whitechurch (1978), Nicolas et Le Pichon (1980) et Boudier et Coleman (1981).

I - B) - CUMULATS

- Témoins d'une accumulation magmatique de cristaux sur le plancher d'une chambre magmatique sous l'action de la gravité.
- Ad- à mésocumulats, composés de dunites massives comprenant des chromitites stratiformes, des pyroxénolites litées et des gabbros rubanés ou lités.
- Présence d'unités cycliques et absence d'évolution cryptique globale.

Les cumulats, - roches ultramafiques, mafiques formées par accumulation de cristaux sur le plancher des réservoirs magmatiques sous l'action de la gravité -, sont constitués de dunites massives (parfois avec des lits de chromitites stratiformes), de wehrlites, de pyroxénolites litées et de grabbros rubanés ou lités.

Ils ont été recoupés par de nombreux dykes de dolérites-diabases isolés de puissance très variable (0,7 à 10 m), plus abondants dans la partie inférieure (plus de 70 %) de la séquence cumulative que dans leur partie supérieure (moins de 30 %).

Toutes les structures caractéristiques des cumulats typiques[1], telles que le litage magmatique, la texture, les séquences, les contacts ou les figures de sédimentation ont été observées.

Les cumulats du secteur étudié, - aussi bien que ceux de la partie centrale ou orientale du même massif d'après nos propres observations -, montrent des déformations de degré variable. L'intensité de cette déformation diminue au fur à mesure qu'on remonte dans la séquence cumulative. Dans leurs parties inférieures (dunites ou pyroxénolites), la déformation est essentiellement marquée par de la granulation, alors que dans leurs parties médiane à supérieure (gabbros), elle n'est caractérisée que par de la recristallisation des minéraux magmatiques essentiels (cf. ch. B V).

B I - CARACTERES GENERAUX ET STRUCTURAUX

. *Localisation* : (v. la carte jointe hors texte)

Les cumulats, dont toutes les unités sont présentes, affleurent essentiellement à l'est du secteur étudié (de Sogukoluk jusqu'au sud de Tirak) et également au sud, sud-est (sur la route de Sogukoluk à Gicak).

---

(1) Les différents termes structuraux utilisés tout au long de cette partie, sont ceux proposés par Wager et al. (1960), Wager et Brown (1968), Jackson (1967, 1971) et principalement par Juteau (1975).

Par contre, au sud-sud ouest, (à l'ouest de Sofulu), on observe uniquement des affleurements de cumulats gabbroïques correspondant à la partie la plus superficielle de la séquence cumulative (gabbros à clinopyroxène ou ferrogabbros).

. *Lentilles à cumulats magmatiques* :

Au nord-nord est du secteur étudié, nous avons découvert des poches de cumulats ultramafiques (dunites-pyroxénolites) sous forme de lentilles hectométriques affleurant au sein des tectonites harzburgitiques porphyroclastiques profondes *(Affleurement de Deliktas - Sarlakbasi deresi au sud est de la région de Celolugu ou celui d'Islitepe situé entre Göktasdag et Sirsirdag)*, (v. la carte).

Ces lentilles à cumulats magmatiques sont marquées par l'alternance de séquences rythmiques métriques,
(de type Ol/Cpx + Ol ou Ol/Cpx + Ol/Cpx + Opx), visibles d'une façon assez spectaculaire sur la rive droite du ruisseau de Sarlakbasi deresi (Fig. I-6 A). Le litage magmatique de ces lentilles à fort pendage (60 à 70°) est subparallèle à la foliation des harzburgites encaissantes. Les textures sont celles des cumulats magmatiques.
Enfin elles ont été recoupées par de nombreux filons grenus de pyroxénolite ou de leucogabbro et également par des dykes de dolérites-diabases isolés.

. *Contact entre les cumulats et tectonites* :

Il est souvent tectonique. Les tectonites chevauchent les cumulats, par exemple, dans la région de Kaltar Dag au sud de Ziyaret Dag ou au nord de Kessekli dag à l'ouest de Tirak (Photo E1, planche E). Dans la région de Sirsir, les cumulats chevauchent directement les calcaires d'Aladag, autochtone relatif, par intermédiaire d'une semelle volcanique et sédimentaire (Fig. I-9). Cependant, il semble que le contact puisse être normal au nord-est de la région de Ziyaret Dag où les cumulats dunitiques surmonteraient les tectonites sans discordance.

Le contact entre les lentilles à cumulats et l'encaissant harzburgitique est souvent tectonique à leurs extrêmités sud-sud ouest alors qu'il paraît normal au nord-nord est.

Ce contact tectonique est très nettement visible dans une ancienne carrière située au sud ouest du ruisseau de Sarlakbasi où on observe que les harz-

burgites surmontent les cumulats par intermédiaire d'une zone, (5 à 10 m), totalement broyée et écrasée (Fig. I-6B).

Cette zone, bordée de part et d'autre par des bandes de serpentinites à débit schisteux, contient des fragments décimétriques de serpentinites, de pyroxénolites cimentés par de la calcite. Au contact de cette zone broyée, les harzburgites et les pyroxénolites ou dunites sont totalement serpentinisées et recoupées par des dykes de diabases ou de gabbros isolés, rodingitisés (Fig. I-6 B).

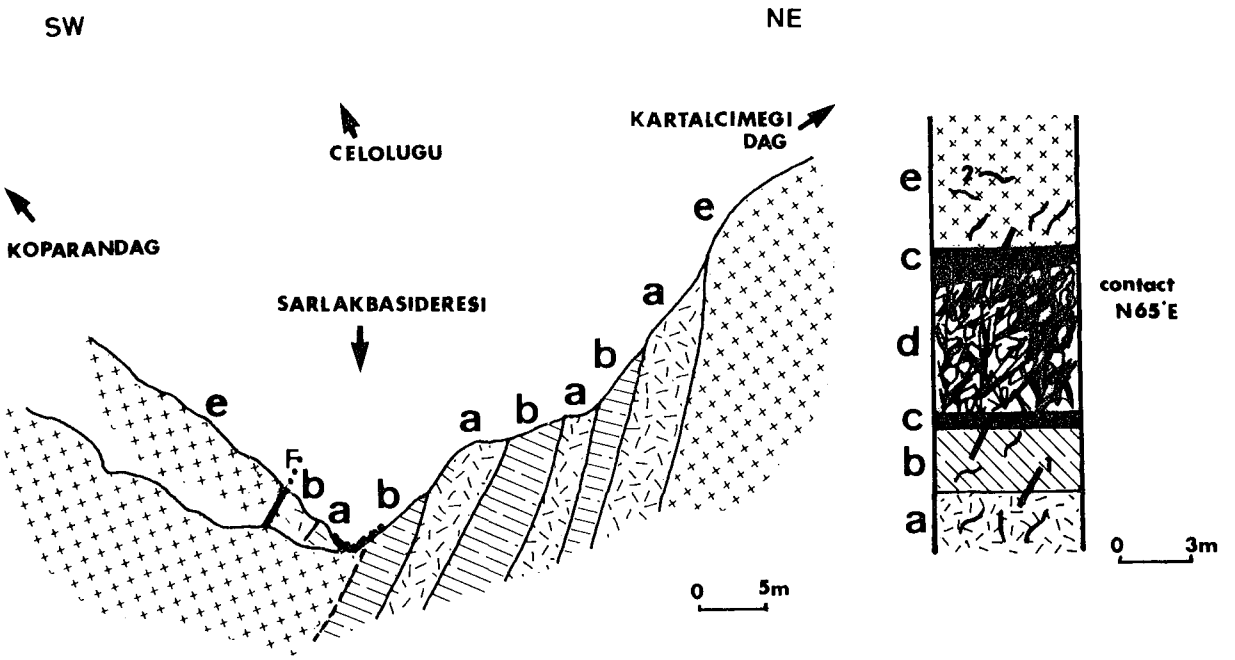


Fig. I-6 : Lentille à cumulats magmatiques de Deliktas-Sarlakbasi deresi, affleurant au sein des tectonites harzburgitiques porphyroclastiques de sud-est de Celolugu.

A) - Coupe schématique de la lentille.

B) - Log schématique montrant le contact tectonique entre la lentille et l'encaissant harzburgitique, marqué par une zone broyée et mylonitisée (v. le texte).

- *a - Dunite serpentinisée.*
- *b - Pyroxénolite pegmatoïdique serpentinisée.*
- *c - Serpentinite de bordure à débit schisteux.*
- *d - Zone mylonitisée.*
- *e - Harzburgite porphyroclastique encaissante.*

- *1 - Filons grenus de pyroxénolite.*
- *2 - Dykes isolés.*

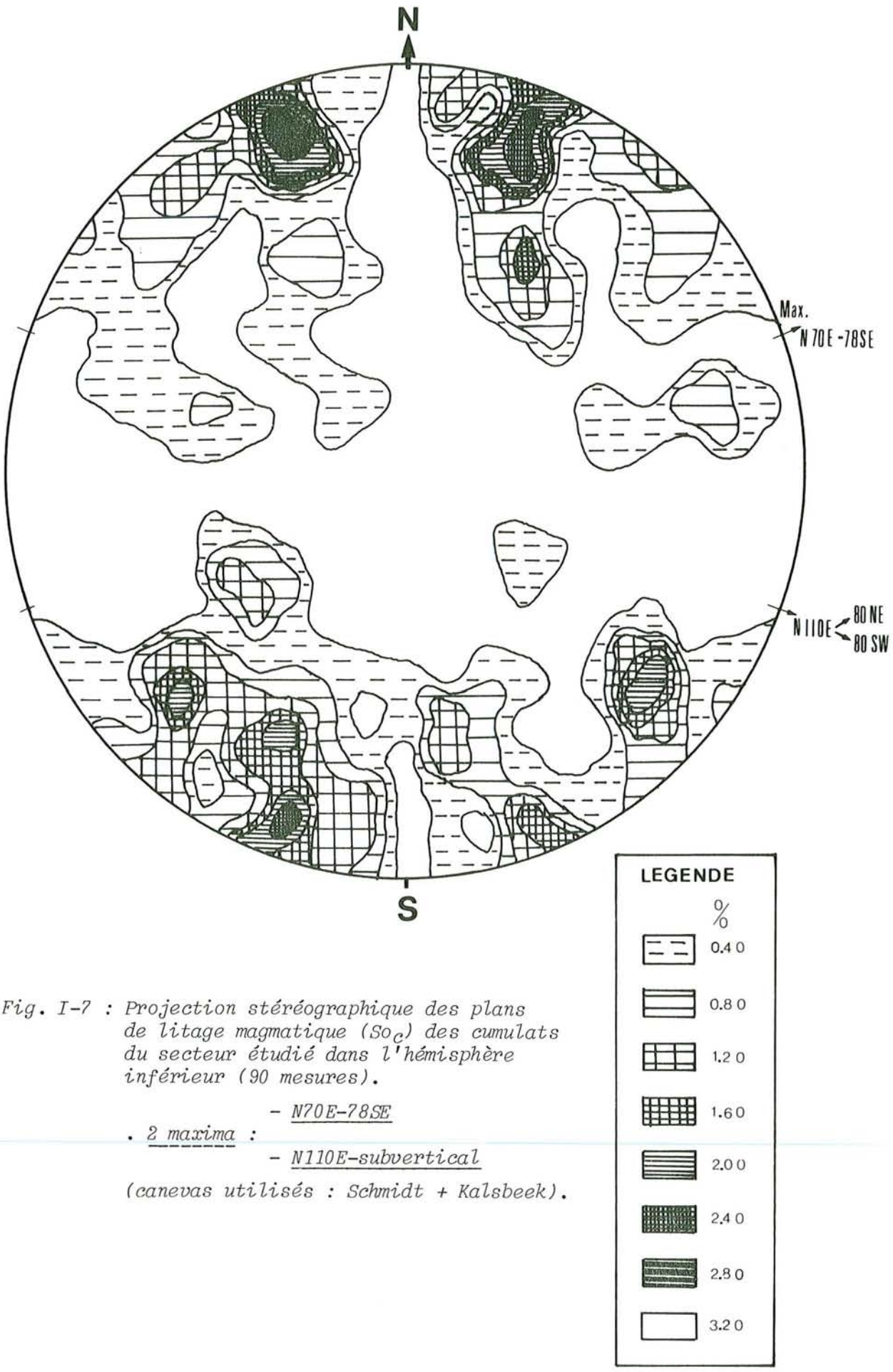


Fig. I-7 : Projection stéréographique des plans de litage magmatique (So_c) des cumulats du secteur étudié dans l'hémisphère inférieur (90 mesures).

. 2 maxima :
- N70E-78SE
- N110E-subvertical

(canevas utilisés : Schmidt + Kalsbeek).

. *Litage magmatique* :

La répétition séquentielle des couches donne un litage magmatique rythmique à grande échelle *(macro - rythmic layering)* ou à petite échelle *(fine scale rythmic layering)*.

Les plans de litage magmatique mesurés et reportés sur stéréogramme sont nettement concentrés autour de deux maxima correspondant aux plans N70E-78SE et N110E-subvertical (Fig. I-7).

Ils ont donc un pendage important comme d'ailleurs ceux des cumulats de la partie centrale du massif étudié où le pendage est inverse, (N94E-72SW d'après Çakir 1978). Les cumulats de Pozanti-Karsanti constituent donc un synclinal redressé.

Rappelons que des litages redressés ont été également décrits dans les cumulats de nombreux massifs, entre autres : Guévguéli (Bébien 1982), Intrusion de Skaergaard (Mc Birney et Noyes 1979) et Ewara en Australie (Goode 1977).

. *Linéation magmatique* :

Elle est marquée essentiellement par les chromites dans les cumulats péridotitiques et par les pyroxènes dans les cumulats gabbroïques. Elle peut être souvent masquée par la recristallisation.

. *Zones et Couches* :

Les cumulats du secteur étudié montrent des mégaséquences composées de 3 zones cartographiables (Fig. I-8). Ce sont de bas en haut :

* ZONE I : *CUMULATS PERIDOTITIQUES* (1000 à 1500 m)

Elle est constituée essentiellement de dunite massive et occasionnellement de wehrlite ou de lherzolite, qui s'intercalent entre des lits dunitiques ou entre des lits dunitiques et pyroxénolitiques. Cette zone comprend de nombreux filons grenus de pyroxénolite ou de leucogabbro pegmatoïtique et également de lits de chromitites stratiformes.

* ZONE II : *CUMULATS PYROXENOLITIQUES* (1200 à 1800 m)

Elle ne comprend que des pyroxénolites grenues massives pegmatoïdiques ou litées (diallagite et/ou webstérite avec ou sans olivine).

* ZONE III : *CUMULATS GRABBROÏQUES* (1500 à 2000 m)

Elle comprend de bas en haut :

. webstérites feldspathiques (base de la séquence gabbroïque)
. grabbronorites à olivine
. gabbronorites
. gabbros à clinopyroxène

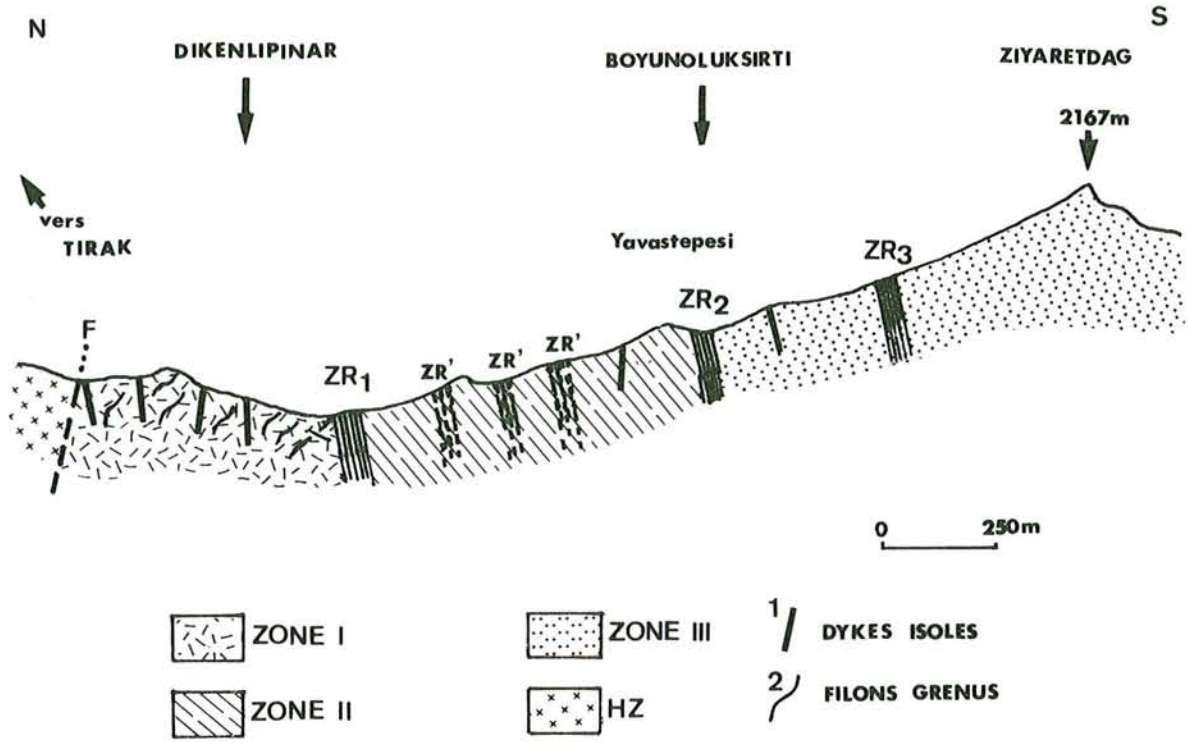


Fig. I-8 : Coupe représentative du mode de gisement des cumulats au nord de la région de Ziyaret Dag.

Légende :

- *ZONE I : Cumulats péridotitiques (Du + Wh).*
- *ZONE II : Cumulats pyroxénolitiques (Dial + Wb).*
- *ZONE III : Cumulats gabbroïques (mél- à leuco gabbronorites avec ou sans olivine).*
- *ZR : Zones rubanées (l'épaisseur est exagérée)*
  - *ZR 1 (20 à 30 m) : de type Du/Wh/Pyrox*
  - *ZR 2 (30 m) : de type Pyrox/GabNr*
  - *ZR 3 (20 à 40 m) : de type GabNr/Pyrox/GabNr*
  - *ZR' (5 à 30 m) : de type Cpx-Opx au sein de la zone III*

2 : *Filons grenus*

1 : *Dykes isolés*

F: *Failles supposées*

. ferrogabbros noritiques (constituant le terme le plus différencié de la séquence gabbroïque du secteur étudié)*(1)*.

---

(1) Ce terme des cumulats gabbroïques n'a pas été observé dans la partie centrale ni orientale du même massif où en revanche des diorites quartziques et plagiogranites ont été signalés par Bingöl (1978) et Çakir (1978), alors qu'ils sont totalement absents dans le secteur étudié.

Dans cette zone III, on observe, en outre, de nombreuses couches d'anorthosite intercalées entre les niveaux de leucogabbronorites avec ou sans olivine.

Le passage de la Zone I à la Zone II est essentiellement marqué par des niveaux rubanés, (Fig. I-8, ZR1), de puissance décamétrique de type *dunite/wehrlite/dunite* (Fig. I-10 et Photo E2).

Le passage de la Zone II à la Zone III est marqué par la première apparition des feldspaths comme phase interprécipitée des webstérites. Ces couches de webstérites feldspathiques sont intercalées entre des lits de webstérites à Olivine - webstérites et de mélagabbronorites à olivine (Fig. I-10, niveau B). Au sein de chaque zone définie ci-dessus, il existe de nombreuses séquences rythmiques à petite échelle. Nous avons, ainsi, relevé sur le terrain plusieurs logs schématiques dont les plus représentatifs sont détaillés dans les figures I-9, I-10 et I-11.

. *Contacts ou "horizons"* :

Ils sont de 3 types différents, selon la définition de Jackson (1971) ; (se reporter aux figures I-9, I-10 et I-11).

. *contacts de phase, ("phase contacts")* : caractérisés par la disparition ou apparition brutale d'une phase minérale (Photo E2 ,Planche E).

. *contacts de proportion, ("ratio contacts")* : caractérisés par un changement net de proportion des phases minérales cumulus (Photo E4, Planche E).

. *contacts morphologiques, ("form contacts")* : caractérisés par un changement net des tailles ou de morphologie des minéraux cumulus.

Signalons qu'on observe également les différentes figures de sédimentation telles que les biseaux de sédimentation, (Photos E2 et E4, Planche E) ; les stratifications obliques, les plissements ou figures de glissement ("slump-marks").

Fig. I-9 : Coupe et Log schématiques relevés dans la Zone I (ultramafique) de la région de Sirsir à l'ouest de Tirak (Aff. n° 108 à 113).

La coupe comprend de bas en haut 2 séquences identiques (20 à 40 m) surmontées d'une formation de dunite massive serpentinisée (puissance de 60 à 80 m). Cette masse a été recoupée par de nombreux filons grenus de pyroxénolites ou de leucogabbros pegmatoïdiques et également par des dykes de dolérites-diabases isolés. Elle est elle-même de nouveau surmontée de 2 séquences tout à fait identiques aux précédentes (non figurées).

La séquence comprend de bas en haut :

- *A - une couche de dunite serpentinisée souvent à lits de chromitites stratiformes (5 à 10 m).*
- *B - une couche de wehrlite (1 à 4 m).*
- *C - une couche de diallagite à olivine (1 à 2 m).*
- *D - une couche de webstérite à olivine (12 à 25 m), contenant les 3 sous-couches suivantes (de bas en haut) :*
  - *. D1 - à grains fins (inf. à 1 mm),*
  - *. D2 - à grains moyens (inf. à 5 mm),*
  - *. D3 - à grains grossiers à pegmatitiques (sup. à 10 mm).*
- *E - une couche de leucogabbro pegmatoïdique rubané à lits rythmiques millimétriques pauvre ou riche en plagioclase (1 m environ).*

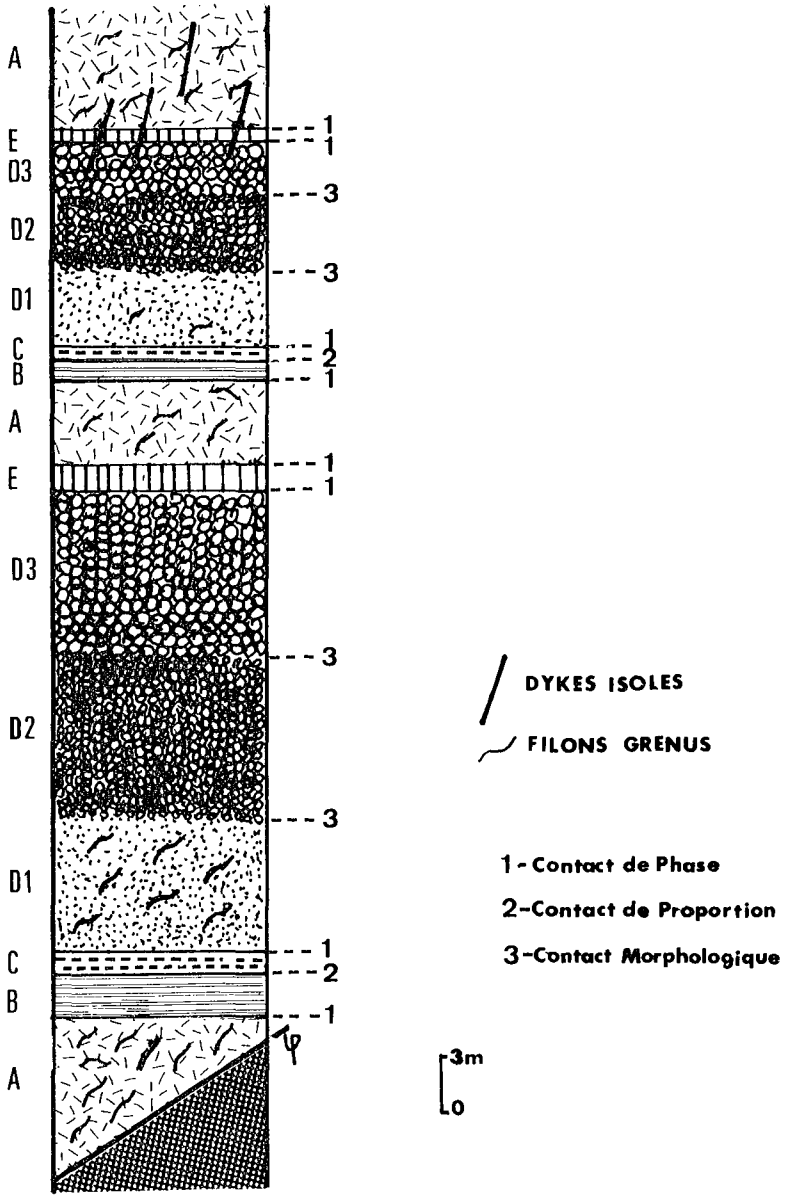
Les littages entre les différentes couches sont subparallèles et fortement inclinés (60° à 70°) vers le sud-est. Leur direction, (N70-80°E), est comparable à la direction générale des litages magmatiques de l'ensemble des Cumulats.

Les contacts :

- *A et B - contact de phase - apparition de clinopyroxène -*
- *B et C - contact de proportion - diminution d'olivine -*
- *C et D - contact de phase - apparition d'orthopyroxène -*
- *D1-D2, D2-D3, D3-D4 ... contacts morphologiques - augmentation de la taille des pyroxènes -*
- *D et E - contact de phase - apparition de plagioclase -*
- *E et A - contact de phase - disparition totale des pyroxènes et plagioclases -*

Le cycle : ABCDE/ABCDE/ABCDE

LOG



COUPE

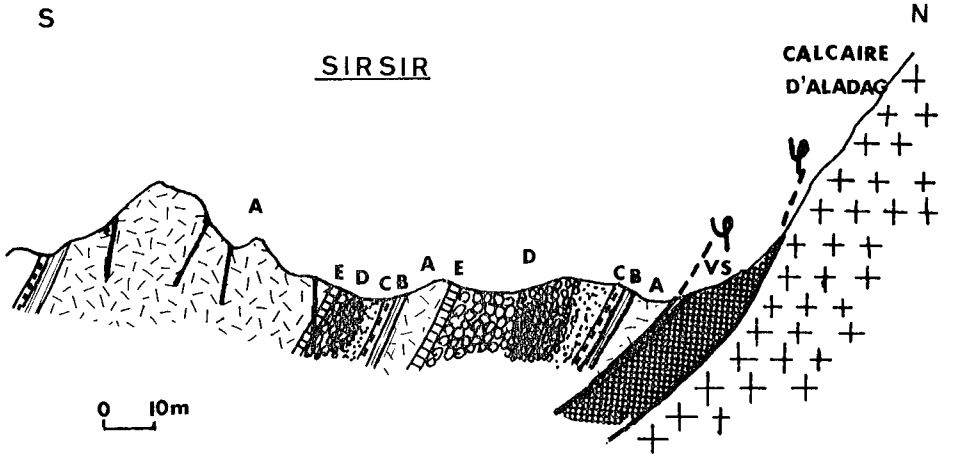


Fig 1-9

Fig. I-10 : Log schématique relevé dans la région de Ziyaret Dag, représentant le passage des cumulats péridotitiques, (ultramafiques), aux cumulats gabbroïques ; (entre CATALOLUK et GAGSAKTEPESI en direction de NE. Aff. n° 279 à 284 et 607 à 610).

La formation de dunite massive serpentinisée (A) de puissance décamétrique est surmontée d'une séquence de gabbronorites, (méla- à leuco-), lités sans olivine (C), de puissance de 40 à 50 m par l'intermédiaire d'une zone rubanée d'épaisseur de 3 à 4 m environ (B).

La zone rubanée (B) comprend de bas en haut :

- *(a) un niveau dunitique à lits de chromitites stratiformes (60 cm).*
- *(b) un niveau wehrlitique (30 cm).*
- *(a) un second niveau de dunite (30 cm).*
- *(b) un second niveau de wehrlite (20 cm).*
- *(a) un troisième niveau de dunite (40 cm).*
- *(b) un troisième niveau de wehrlite (10 cm).*
- *(c) un niveau de diallagite à olivine (20 cm).*
- *(d) un niveau de webstérite à olivine (30 cm).*
- *(e) un niveau de webstérite (30 cm).*
- *(f) un niveau de webstérite feldspathique (40 à 60 cm).*

Le contact entre les niveaux a-b, c-d, d-e, e-f est de type "contact de phase".

Le contact entre les niveaux b-c et f-C est de type "contact de proportion".

Le litage magmatique entre les différentes couches est toujours subparallèle et très redressé (70 à 80°).

Le cycle : ABC/ABC/ABC....

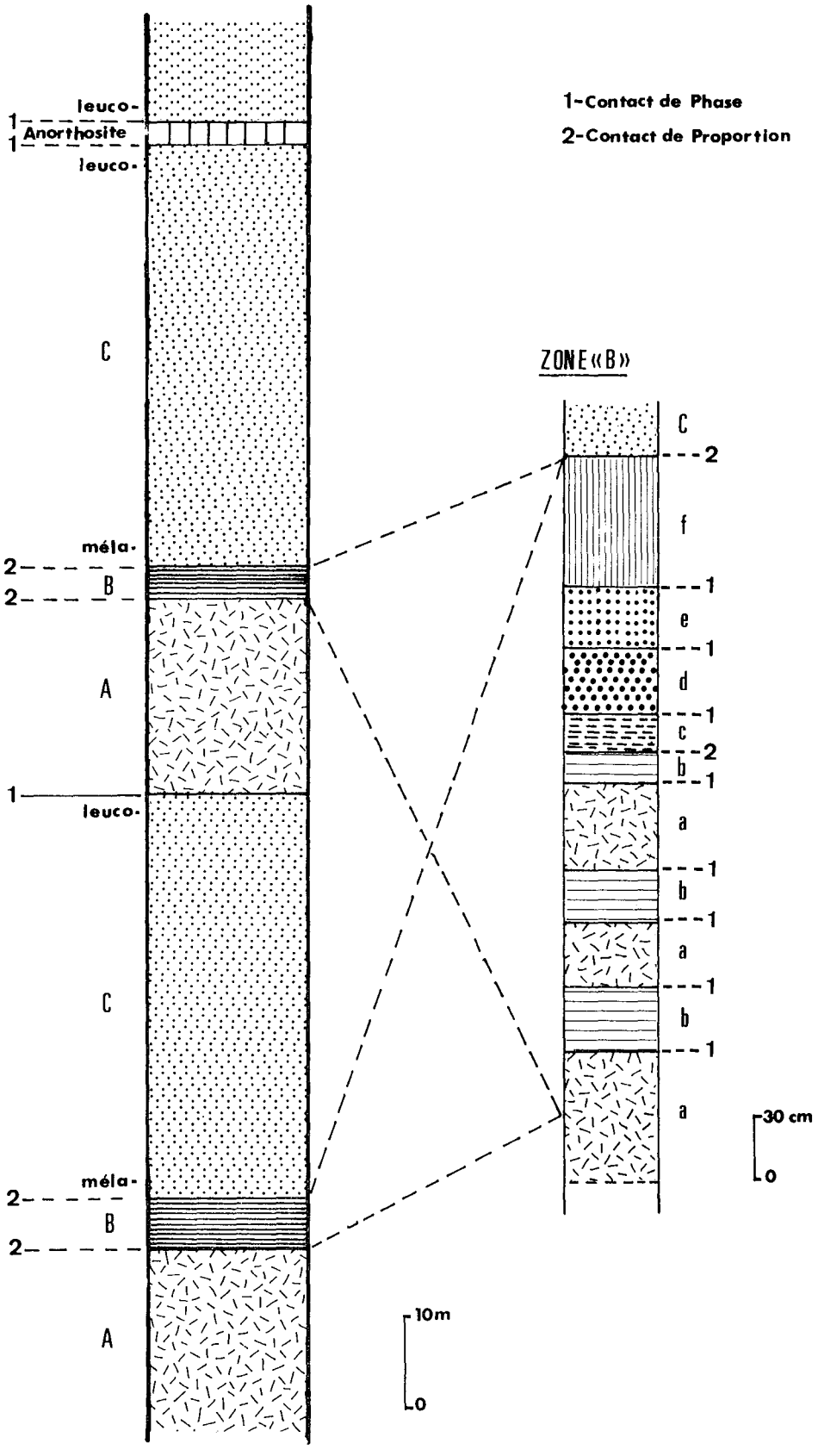

1-Contact de Phase
2-Contact de Proportion
leuco-
1
Anorthosite
1
leuco-
C
méla-
2
B
2
A
1
leuco-
C
méla-
2
B
2
A
10m
0
ZONE «B»
C
2
f
1
e
1
d
1
c
2
b
1
a
1
b
1
a
1
b
1
a
30 cm
0

Fig. I-10

Fig. I-11 : Log schématique relevé dans la Zone III (gabbroïque) sur la route de Sogukoluk à Gicak. (Aff. n° 29-601 juste avant le premier pont après le village de Sogukoluk) (v. Fig. I-8, niveau ZR3 et photo **E3** *).*

De bas en haut, on a une séquence composée :

- *d'une couche de webstérite fortement tectonisée (A),*
- *d'une couche de méla- à leucogabbronorite rubané sans olivine (B) comprenant des niveaux riches en plagioclase (anorthositique) ou en pyroxène.*

  B1 = méla- à leuco-, lité à grains moyens,
  B2 = méla- à leuco-, rubané,
  B3 = leuco- pegmatoïdique.

- *d'une couche d'anorthosite (C),*
- *d'une autre couche de webstérite non tectonisée (A),*
- *d'une couche de mélagabbronorite à olivine pegmatoïdique à la base et très fin au sommet (D).*

Cette séquence ABCAD (12 m environ), fortement cisaillée à la base (et qui se repète au moins deux fois), est surmontée par une séquence rythmique (13 m) de type BC/BC/BC/BC/BC (méla- à leucogabbronorites sans olivine rubané - anorthosite).
Cette dernière est enfin surmontée par une séquence identique à la première (ABCAD) qui est également tectonisée.

Les litages magmatiques, bien qu'ils soient souvent perturbés par des cisaillements ou par des figures de sédimentation (biseautages par exemple), sont subparallèles entre eux et sont peu inclinés (50° NE en moyenne).

Le contact de phase entre les couches A-B, A-D, C-A et B-C est marqué par l'apparition ou la disparition du plagioclase et du pyroxène.

Le contact morphologique, au sein de la couche (D) de mélagabbronorite à olivine est caractérisé par la diminution de la taille des cristaux cumulus (pyroxènes ou plagioclases).

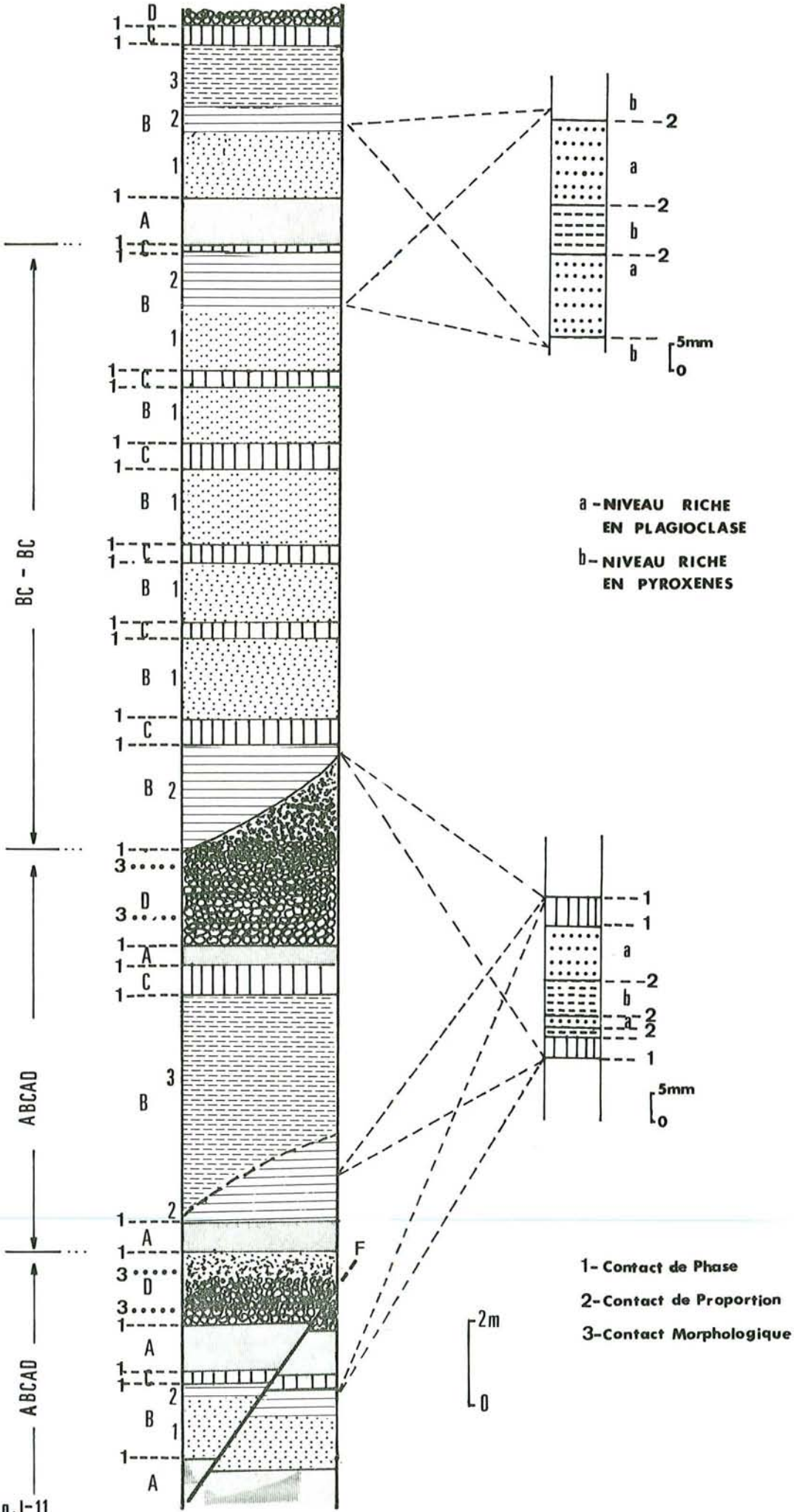

BC - BC
ABCAD
ABCAD
a - NIVEAU RICHE EN PLAGIOCLASE
b - NIVEAU RICHE EN PYROXENES
5mm
0
1- Contact de Phase
2- Contact de Proportion
3- Contact Morphologique
2m
0
F

Fig. I-11

B II - PETROGRAPHIE DES CUMULATS

B II - 1) GENERALITES

La classification ou la nomenclature de différents faciès lithologiques cités dans le chapitre précédent a été faite en se basant sur les critères pétrographiques (texture, paragenèse, composition modale) et chimiques (composition normative) (Fig. I-12 A et B).

Dans l'ensemble des cumulats, il n'existe que deux sortes de cristaux magmatiques :

. en grains plus ou moins serrés et automorphes.
. en grains poecilitiques ou interstitiels.

Les premiers sont nommés *"cristaux cumulus"* selon la définition de Wager et al. (1960) et les seconds sont appelés *"cristaux post-cumulus"* selon la définition de Jackson (1971). Rappelons que le terme "post-cumulus" adapté ici, correspond également à "inter-cumulus" de Wager et al. (1960) ou à "interprécipité" de Juteau (1975).

Le minéral cumulus est un cristal sédimenté, né ailleurs et précipité sur le plancher des réservoirs magmatiques. Par contre les cristaux post-cumulus, formés en place constituent le matériel primaire, intergranulaire qui représente un liquide magmatique interstitiel.

Le stade de cristallisation du liquide interstitiel peut s'effectuer selon des mécanismes différents conduisant aux divers types de textures. Les textures observées dans l'ensemble des cumulats présentement étudiés sont les suivantes :

. *adcumulat* . *mésocumulat* . *hétéradcumulat*
(selon la définition de Wager et al. 1960).

Signalons que les textures "orthocumulats" ou "harristiques" n'ont pas été observées.

Bien que les faciès pétrographiques rencontrés dans les cumulats du secteur étudié, soient très diversifiés, leur paragénèse est par contre assez simple. Elle ne comprend que *des pyroxènes (cpx et/ou opx), de l'olivine* et *du plagioclase*.

A ces minéraux magmatiques essentiels, peuvent s'ajouter, en très petite quantité, des spinelles, des minéraux opaques ou de l'apatite.

Les minéraux secondaires, dérivés de la transformation des cristaux magma-

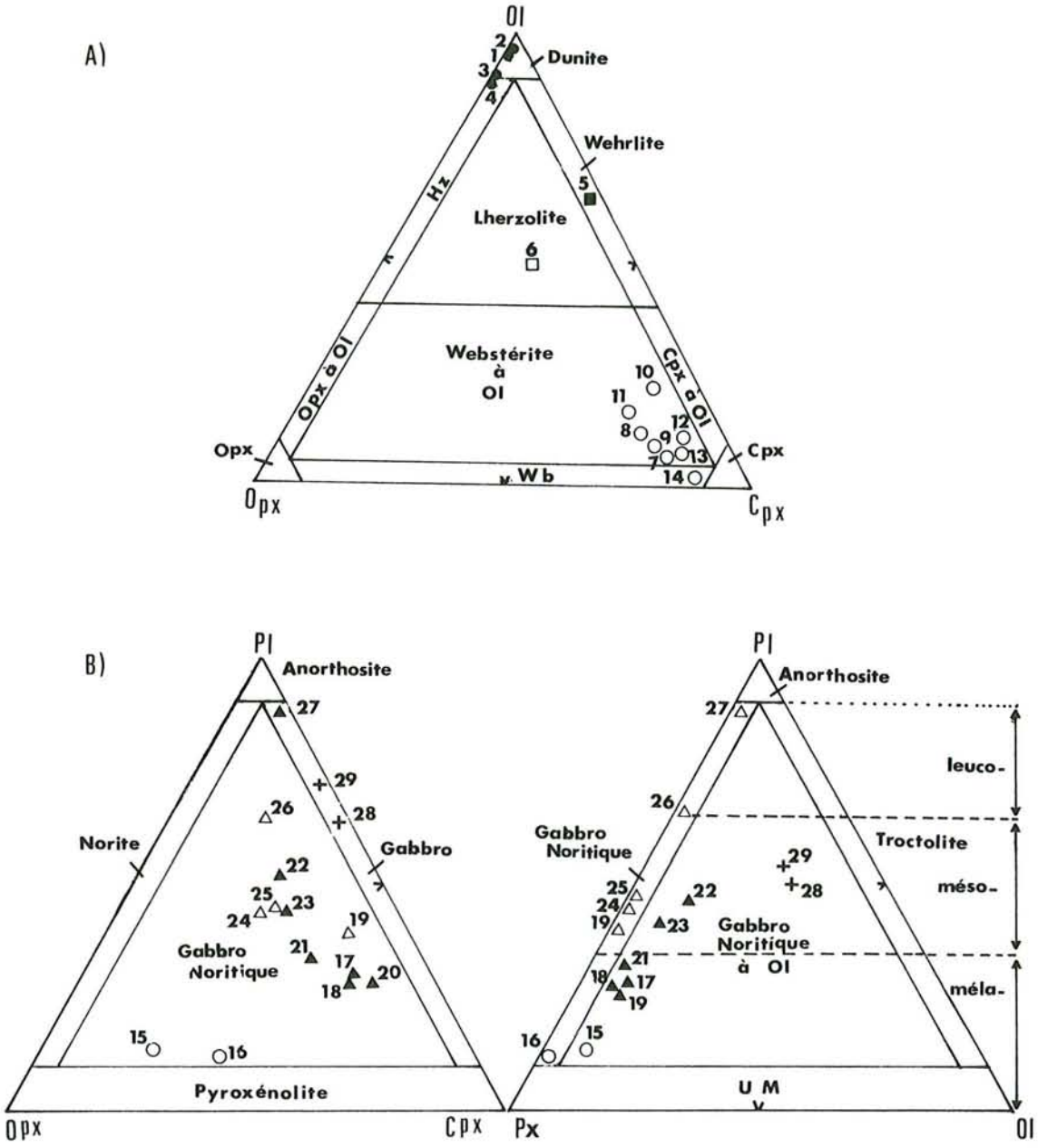


Fig. I-12 : Classification des cumulats ultramafiques (A) et gabbroïques (B), à l'aide des diagrammes "Ol-Opx-Cpx", "Pl-Opx-Cpx" et "Pl-Py-Ol", (composition normative), de Streckeisen (1974, 1976).

(Les chiffres correspondent aux n° d'ordre des analyses chimiques dans le tableau I-5).

Symboles :

- ● – *Dunite*
- ■ – *Wehrlite*
- □ – *Lherzolite*
- ○ – *Pyroxénolites*
- ⊙ – *Webstérite feldspathique*
- ▲ – *Gabbronorite à Olivine*
- △ – *Gabbronorites*
- \+ – *Ferrogabbros*

tiques pendant l'altération de type hydrothermal, sont essentiellement les serpentines, les amphiboles, les zéolites, la prehnite et rarement le talc, l'iddingsite ou les argiles.

B II. 2) CUMULATS PERIDOTITIQUES (ZONE I)

Il s'agit de dunites et de wehrlites ou de lherzolites, qui affleurent essentiellement au sud de Tirak et au nord-est ou au sud de Ziyaret Dag. Ces cumulats constituent également les lentilles rencontrées au nord du secteur. Ils ont été fortement déformés à haute température.

B II.2.1°) Dunites

Il s'agit d'un adcumulat à olivine, de couleur noir-verdâtre, recouvert toujours d'une croûte millimétrique d'hydroxyde de fer.
Les dunites rubanées contiennent des horizons millimétriques à centimétriques de chromitites stratiformes finement disséminées y soulignant le litage interne.

- *L'olivine* (plus de 95 %) à composition de Fo_{90-94}, pratiquement jointive, (cumulus), est presque entièrement transformée en minéraux serpentineux.
- *L'orthopyroxène* (enstatite) et *les spinelles chromifères* peu abondants (toujours inf. à 5 %) remplissent localement les interstices laissés par les cristaux d'olivine.

La déformation, les affectant intensément, est marquée par de la granulation, de l'étirement des cristaux ou des bandes de pliages.

B II.2.2°) Wehrlites et lherzolites

Elles alternent toujours avec des lits dunitiques ou pyroxénolitiques dans les parties supérieures de la Zone I ou dans les parties intermédiaires entre les Zones I et II.

Il s'agit d'adcumulats à Cpx + Ol ou à Cpx + Opx + Ol.

La déformation à haute température, (granulation, étirements, bandes de pliages ou extinctions roulantes), affecte intensément l'ensemble de ces roches et détruit par endroit quasi totalement la texture magmatique.

B II. 3) CUMULATS PYROXENOLITIQUES (ZONE II)

Les pyroxénolites, de couleur verdâtre argenté, sont des roches à grains fins ou moyens, montrant souvent une tendance pegmatitique bien marquée avec des pyroxènes de taille centimétrique à décimétrique,

Elles sont souvent litées dans les zones rubanées et alternent avec des lits wehrlitiques ou dunitiques ou encore mélagabbroïques.

Il s'agit essentiellement d'adcumulat, comprenant 4 faciès lithologiques :

. *Diallagite à Olivine* : "adcumulat à Cpx + Ol"
. *Diallagite* : "adcumulat à Cpx"
. *Webstérite à Olivine* : "adcumulat à Cpx + Opx ($\bar{+}$ Ol)
. *Webstérite* : "adcumulat à Cpx + Opx"

(Photo F1, planche F).

Le type des phases minérales cumulus ou post-cumulus, les compositions modales ainsi que les caractéristiques optiques des minéraux essentiels de ces quatre faciès ont été représentés dans le tableau I-3.

La déformation à haute température, (granulation, torsion, étirements, extinctions roulantes ou bandes de pliages), affecte l'ensemble des pyroxénolites. Le degré de déformation est très variable d'une région à l'autre.

. *Le clinopyroxène*, (diallage ou augite diallagique), et *l'orthopyroxène*, (enstatite), représentent presque toujours la phase minérale cumulus. Cependant ce dernier peut être un minéral post-cumulus dans les diallagites où il est interstitiel.

. *L'olivine*, (Fo_{86} en moyenne) est d'une part un minéral cumulus dans les webstérites à olivine et d'autre part un minéral post-cumulus, interstitiel dans les différents faciès (Photos F1, F2).

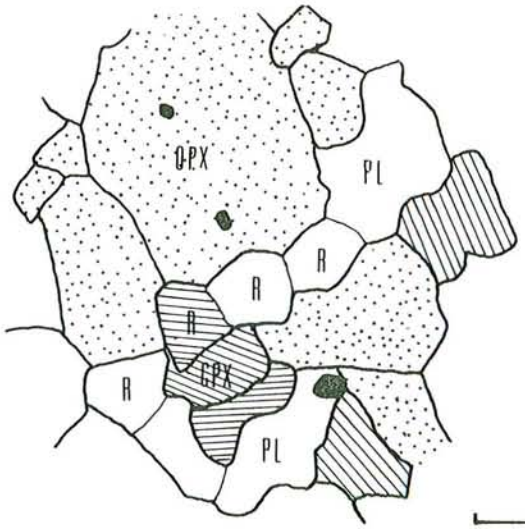
. Le clinopyroxène est souvent imbriqué avec l'orthopyroxène (Photo F1), et est corrodé par de l'olivine interstitielle (Photo F2).

. *Les spinelles chromifères*, toujours rares, (inf. 0 1 %) se présentent soit en nodules arrondis englobés dans les pyroxènes soit en grains allongés interstitiels.

Thèse AHMET SEVKET CATAKLI

Les pages 63 et 64 n'existent pas dans

L'original.



ECH. AÇ 380 G

LEGENDE

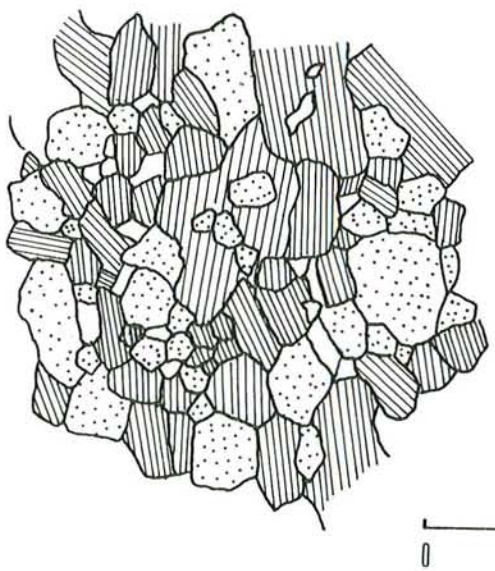
Clinopyroxène

Orthopyroxène

Plagioclase

Magnétite

R "Recuit"



ECH. AÇ 380 G

Fig. I-13 : Webstérite feldspathique :

A)- Cristaux polygonaux recristallisés (R) de pyroxènes et de plagioclase, regroupés en amas entre les grains magmatiques plus ou moins étirés.

B)- Texture magmatique de type adcumulat à tendance hétéradcumulat, (noter le clinopyroxène poecilitique englobant les grains d'orthopyroxène cumulus).

Phases minérales :

- Cumulus : *Cpx, Opx*
- Post-cumulus : *plag, ∓ Cpx, (∓ Ol)*

. *Le clinopyroxène* (1 à 3 mm), non recristallisé (21 %) correspond soit à un minéral cumulus jointif, maclé, (lamelles d'exsolution diopsidiques), soit à un minéral post-cumulus, poecilitique englobant toujours les petits cristaux cumulus d'orthopyroxène, (Fig. I-13 B).
Il s'agit d'*endiopside(1)* avec Ng^c = 44 à 46° et 2 V_{Ng} = 56°.

. Au contraire, *l'orthopyroxène*, (1 à 2 mm), non recristallisé (35 %) est toujours un minéral cumulus. Il s'agit soit d'*enstatite* avec 2 V_{Ng} = 58 à 64° soit de *bronzite* ($En_{82 \text{ à } 84}$) avec 2 V_{Np} = 72 à 76°.

. *Le plagioclase*, (An_{93} en moyenne), de taille inférieure à 1 mm, non recristallisé (inf. à 6 %) est toujours interstitiel (post-cumulus).

On peut également observer un peu d'olivine (inf. à 1 %) interstitielle non recristallisée avec 2 V_{Np} = 104 à 118° et également des minéraux opaques (inf. à 1 %) englobés (inf. à 0,1 mm) dans les pyroxènes.

Les cristaux polygonaux recristallisés (inf. à 0,5 mm), localement regroupés entre les grains étirés (Fig. I-13 A), sont les suivants :

- clinopyroxène (diopside à endiopside), (13 %).
- orthopyroxène (bronzite avec 2 V_{Np} = 84 à 88°), (19 %).
- plagioclase ($An_{92 \text{ à } 93}$), (2 %).

Signalons que certains orthopyroxènes recristallisés sont nettement manganésifères, (cf. ch. B IV.1.2°).

B II.4.2°) Gabbronorites à Olivine

Ce sont des roches méla- à mésocrates lités ou rubanés, surmontant toujours des niveaux webstéritiques feldspathiques ou à olivine.

Il s'agit essentiellement de mésocumulats et localement d'adcumulats ou hétéradcumulats, (Photo F5 et F6), composés principalement de plagioclase, de clinopyroxène, d'orthopyroxène et d'olivine.

---

(1) Voir Ch. B IV.1.

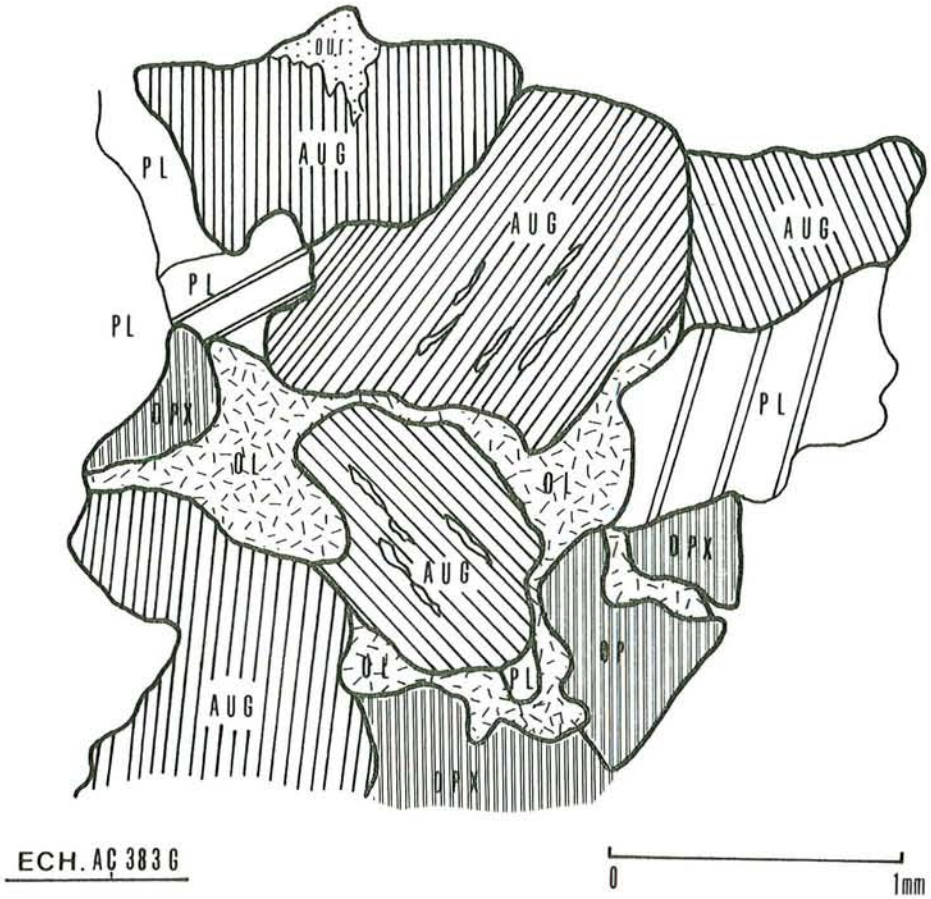


Fig. I-14 : Mélagabbronorite à Olivine :

- *Clinopyroxène (AUG) - orthopyroxène (OPX) cumulus à des lamelles d'exsolution diopsidiques le long de leurs clivages (100).*
- *Olivine interstitielle, (post-cumulus), amiboïdes.*

La déformation affectant localement ces roches est peu intense, (inf. à 5 % en volume).

Phases minérales :

- Cumulus : *Cpx, Opx* ou *Cpx, Opx, ($\bar{+}$ Plag, $\bar{+}$ Ol)*
- Post-cumulus : *Ol, Plag* ou *Ol, Plag, Opx, ($\bar{+}$ Cpx)*

. *Le clinopyroxène* à composition de *diopside* ou d'*endiopside* ($Ng\hat{}c$ = 43 à 46° et 2 V_{Ng} = 58 à 60°), représente d'une part un minéral cumulus, (inf. à 2 mm), jointif, maclé ou imbriqué avec l'orthopyroxène et d'autre part un minéral post-cumulus (2 à 4 mm), poecilitique englobant le plagioclase ou l'orthopyroxène.

. *L'orthopyroxène*, comme le clinopyroxène, est à la fois un minéral cumulus (inf. à 2 mm) et post-cumulus (inf. à 4 mm), (Photo F6). Il s'agit d'*enstatite* (2 V_{Ng} = 58 à 64°).

. *L'olivine* non serpentinisée est également un minéral cumulus (Fo_{85} à $_{90}$) se présentant sous forme de grains automorphes (inf. à 0,5 mm) englobés dans les pyroxènes ou bien un minéral post-cumulus (Fo_{70} à $_{80}$) interstitiel et amiboïde (inf. à 2 mm), (Fig. I-14), montrant des bandes de pliages.

On observe que le clinopyroxène cumulus est légèrement plus calcique que le clinopyroxène post-cumulus et que l'olivine cumulus est beaucoup plus magnésienne que l'olivine post-cumulus.

. *Le plagioclase*, toujours calcique, (An_{95-96}) représente rarement la phase minérale cumulus (inf. à 0,5 mm). Il est par contre un minéral post-cumulus interstitiel (0,5 à 2 mm) montrant des extinctions roulantes.

Signalons enfin que les minéraux opaques ou les spinelles sont presque totalement absents.

Au sein de ces gabbronorites à olivine, on observe très souvent des microrubanements rythmiques à échelle centimétrique dont les différents niveaux sont marqués par la richesse ou pauvreté des plagioclases cumulus, (Fig. I-15).

B II.4.3°) Gabbronorites et Anorthosites

Ce sont des roches mélanocrates ou mésocrates ou encore leucocrates litées ou rubanées, partiellement recristallisées ou non, (Photo G1 et G2). Comprenant souvent des lits mm à cm d'anorthosite (Fig. I-16 et Photo G5 , planche G).

La texture des gabbronorites est essentiellement celle de mésocumulat, (Photo G2) et rarement d'adcumulat ou d'hétéradcumulat.

La déformation, affectant localement ces roches est essentiellement marquée par de la recristallisation, (Photos G2 et G3, planche 1 ci-jointe). La roche la plus recristallisée comprend au maximum 40 % de minéraux recuits. Par conséquent la texture magmatique reste toujours bien visible. Ce sont essentiellement les pyroxènes qui ont été fortement recristallisés, (30 % de clinopyroxène total et 25 % d'orthopyroxène total) ; alors que les

plagioclases ont plus ou moins mieux résisté à ce phénomène, (10 % de plagioclases total seulement recristallisés).
Les cristaux recristallisés sont souvent groupés sous forme d'ilôts centimétriques à décimétriques (Planche 1 et photo G3). Ces cristaux polygonaux néoformés à points triples très nets, (Photo G4), ont toujours une taille inférieure à 0,3 mm.

Phases minérales :

- Cumulus : *Cpx, Opx, Plag*
- Post-cumulus : *Cpx, Plag*

Les caractéristiques optiques des minéraux essentiels magmatiques (NR) ou recristallisés (R), tels que plagioclase ou pyroxènes, ainsi que leurs compositions modales sont données dans le tableau I-4.

. *Le clinopyroxène*, (inf. à 1,5 mm), est d'une part un minéral cumulus et d'autre part un minéral post-cumulus, poecilitique englobant de petits cristaux d'orthopyroxène plus ou moins arrondis.

. *L'orthopyroxène*, (inf. à 1 mm), représente, par contre toujours la phase minérale cumulus. Il est toujours jointif, plus ou moins étiré ou englobé dans les plages poecilitiques de clinopyroxène ou de plagioclase, (Photo G6).

. *Le plagioclase*, (inf. à 1 mm), est essentiellement un minéral post-cumulus poecilitique ou interstitiel surtout dans les méla- ou mésogabbronorites, alors qu'il représente plutôt la phase minérale cumulus dans les leucogabbronorites ou anorthosites. Dans ce dernier cas il est toujours jointif et nettement maclé albite-carlsbad (Photo G5).

. *Les minéraux opaques*, (magnétite), se manifestent beaucoup mieux dans ce niveau des cumulats gabbroïques, (2 à 7 %). Ils sont en grains arrondis englobés dans les clinopyroxènes ou plagioclases, (phase cumulus) ou en plages amiboïdes interstitielles, (Phase post-cumulus).

Signalons que ces roches ont été localement microfracturées avec le remplissage de minéraux hydrothermaux, (cf. ch. B II.5) ; et qu'elles montrent très souvent des microrubanements marqués par l'alternance rythmique de niveaux centimétriques à décimétriques riches ou pauvres en pyroxènes. Le litage magmatique, marqué par ces rubans alternés a une direction subparallèle ou très légèrement oblique ($\sim$ 10°) à celle des microfractures, (v. Planche 1), (Photo E6).

Remarque : Les leucogabbronorites, constituant essentiellement la partie superficielle des séquences gabbroïques de même faciès (méla- à mésocrates), montrent presque toujours des rubanements rythmiques à échelle

Fig. I-15 : Mélagabbronorite à Olivine rubané montrant une texture de type ad- à mésocumulat et contenant des niveaux riches (A) ou pauvres (B) en plagioclases.

Le contact séparant ces niveaux est de type "contact de proportion".

Noter l'étirement des minéraux ferro-magnésiens dont le sens paraît oblique à celui du litage magmatique marqué plus ou moins bien par les plagioclases ayant le mieux résisté à la déformation.

Abréviations :

- *CPX : clinopyroxène*
- *OPX : orthopyroxène*
- *Ol : olivine*
- *PL : plagioclase*
- *R : minéraux recristallisés.*

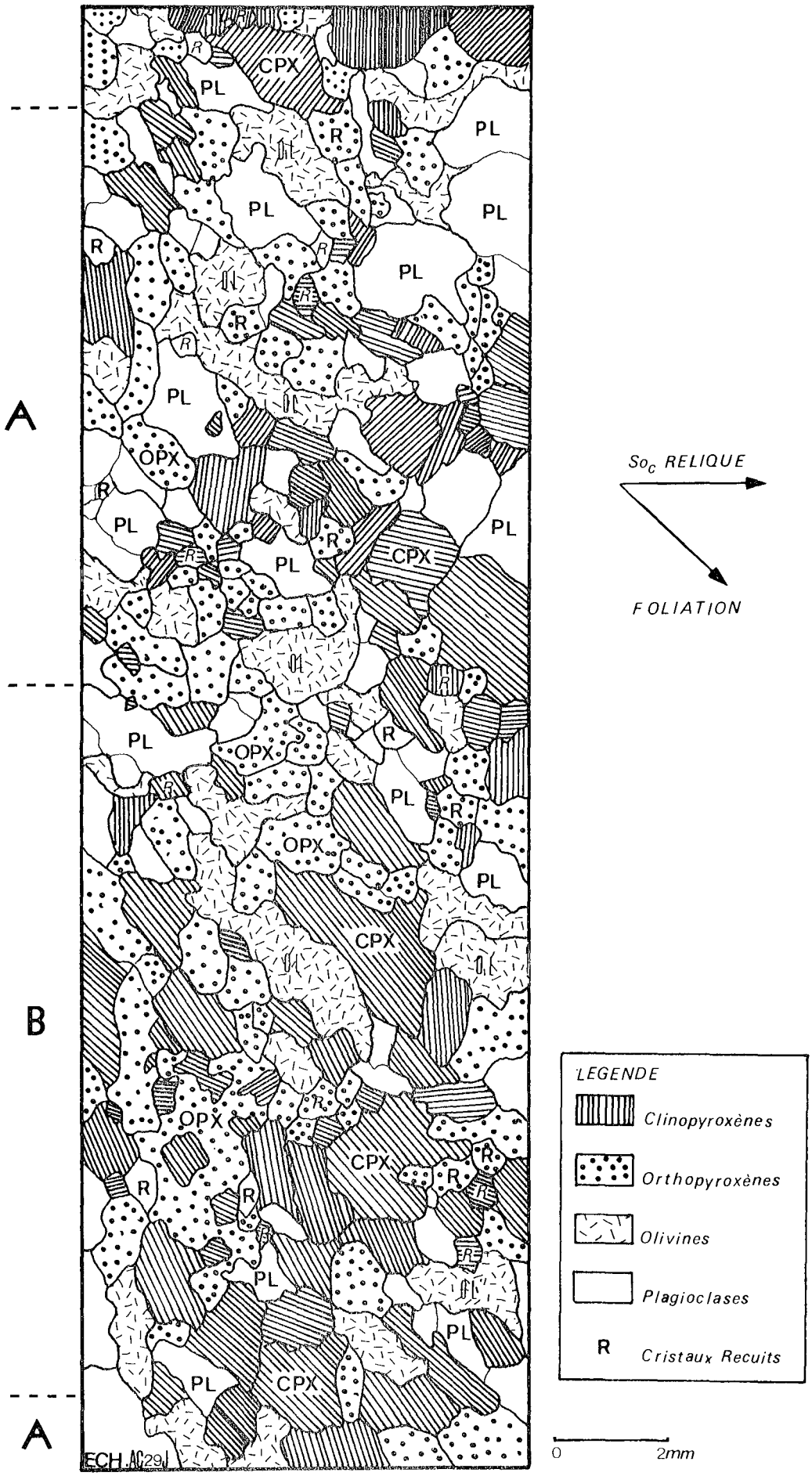

A
B
A
PL
CPX
OPX
R
So_c RELIQUE
FOLIATION
LEGENDE
Clinopyroxènes
Orthopyroxènes
Olivines
Plagioclases
R Cristaux Recuits
0
2mm
ECH.AC29

Fig.I-15

	CLINOPYROXENE		ORTHOPYROXENE		PLAGIOCLASE	
	(NR)	(R)	(NR)	(R)	(NR)	(R)
Composition (1) Modale	29 %_____11 %		18 %_____6 %		28 %_____3 %	
	40 ± 3 %		24 ± 1 %		31 ± 3 %	
Taille	inf. 1,5 mm	inf. 0,3 mm	inf. 1 mm	inf. 0,2 mm	inf. 1 mm	inf. 0,2 mm
Nomenclature (2)	Sal. ou Au	Au/Sal ou Au	Bronz ou Hyps (En_{72-66})	Hyps (En_{70-64})	An_{91-94} ou An_{84-83}	An_{86}
Ng^c	45-46°	44°				
2 V	46-64° (B^+)	50-62° (B^+)	56-70° (B^-)	48-66° (B^-)		

Tableau I-4 : Composition modale, nomenclature et caractéristiques optiques des minéraux magmatiques essentiels (NR) ou recristallisés (R) des gabbronorites.

(1) : Nombre des points comptés : 3000 à 4500 - Précision : 2 à 3 %.
(2) : d'après l'analyse qualitative à la microsonde.

Abréviations : Sal = salite
Au = augite
Bronz = bronzite (En 90 à 70)
Hyps = hypersthène (En 70 à 50)
NR = minéral non recristallisé
R = minéral recuit
B = biaxe

millimétrique à centimétrique de type Plag ∓ Pyrox. *(niveau A)*/plag *(niveau B)*/plag ∓ pyrox. (niveau A) (Fig. I-16 et photo G5).

B II.4.4°) Gabbros à Clinopyroxène

Ils sont moins abondants que les gabbronorites. Ils affleurent essentiellement au sud de Bezedag (Pekmez deresi-Tahtaoluk). Ces gabbros à clinopyroxène lités, presque pas déformés, surmontent les gabbronorites et précédent les ferrogabbros.

Ils montrent toujours une texture de mésocumulat (Photo H1) et sont composés essentiellement de clinopyroxène, plagioclase et de minéraux opaques auxquels peut s'ajouter un peu d'olivine (inf. à 3-4 %).

Phases minérales :

- Cumulus : *Cpx, Plag*
- Post-cumulus : *Cpx, Plag, (∓ Ol)*

Les caractères significatifs et essentiels qui différencient ce faciès des précédents sont les suivants :

. Texture typiquement mésocumulat à tendance hétéradcumulat.
. Absence totale de la texture adcumulat.
. Absence quasi totale d'orthopyroxène cumulus ou post-cumulus.
. Absence totale d'olivine cumulus.
. Abondance des minéraux opaques, (atteignant localement 10 %).
. Abondance des minéraux d'altération d'origine hydrothermale à basse température, (zéolites ou prehnite).
. Absence quasi totale de la déformation.

. *Le clinopyroxène*, (35 à 45 %) à composition d'augite est d'une part un minéral cumulus, jointif (inf. à 1,5 mm) et d'autre part un minéral post-cumulus interstitiel ou poecilitique (inf. à 2 mm) englobant les plagioclases et les minéraux opaques.

. *Le plagioclase*, (40 à 50 %), frais, (inf. à 2 mm), maclé albite-carlsbad, non zoné, ($An_{80 \text{ à } 85}$) est également un minéral cumulus et post-cumulus.

. *Les minéraux opaques* sont essentiellement interstitiels, (0,2 à 0,8 mm). Ils entourent les clinopyroxènes ou les plagioclases cumulus ou bien ils peuvent être englobés localement dans les clinopyroxènes. Dans ce cas leur taille ne dépasse jamais 0,1 mm.

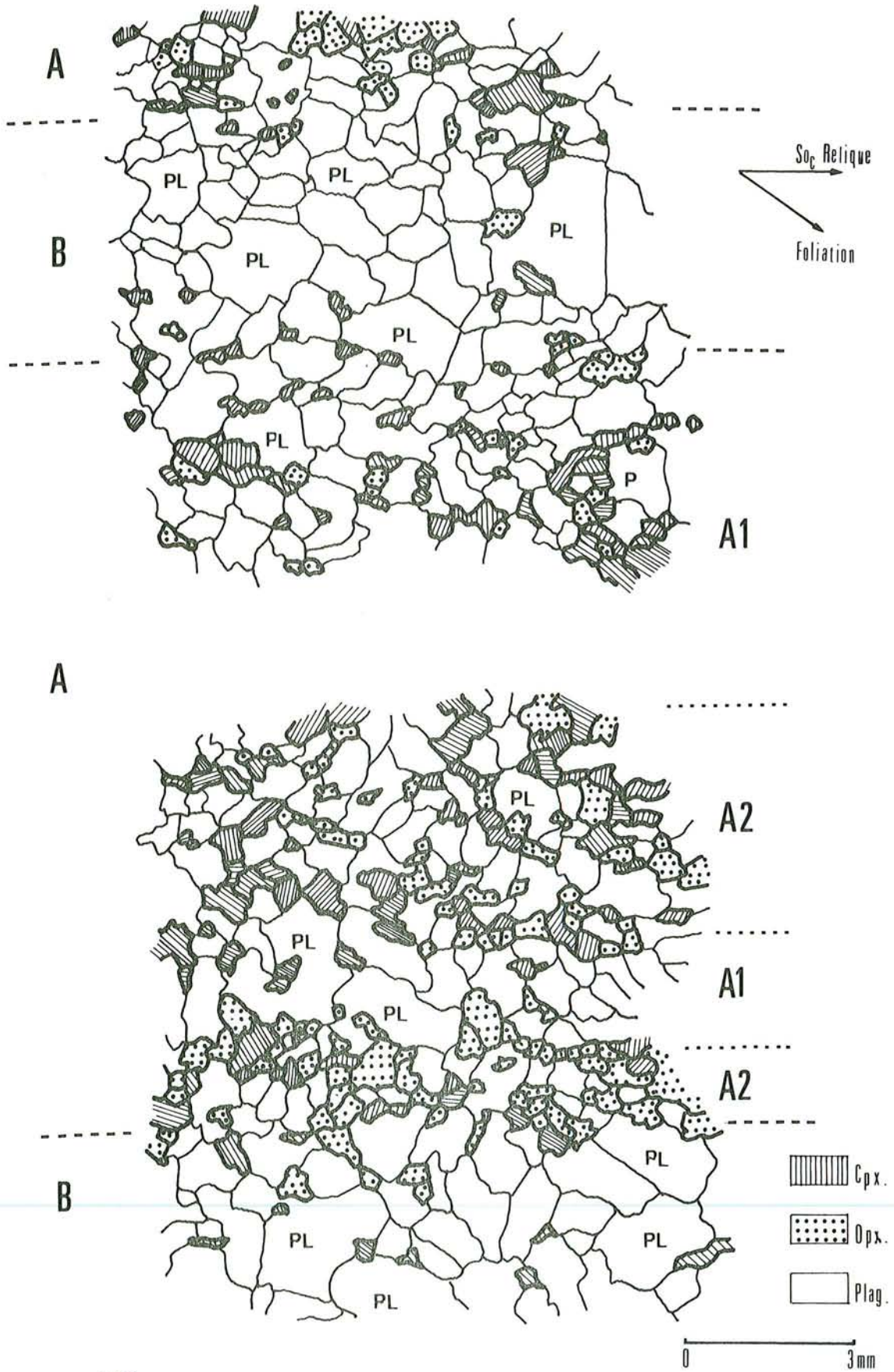
On peut également observer un peu d'*orthopyroxène* (inf. à 1 %) et/ou

Fig. I-16 : Leucogabbronorite rubané montrant des rubanements rythmiques de type : Plagioclase ± Pyroxènes (A) / Plagioclase (B) / Plagioclase ± Pyroxènes (A).

Les niveaux (A) comprennent des lits alternés millimétriques riches (A1) ou pauvres (A2) en plagioclase. Le passage est marqué par la diminution ou augmentation de la proportion des pyroxènes, (contacts de proportion).

Les niveaux anorthositiques (B) montrent une texture typique d'adcumulat à Plagioclase

Le contact entre les couches A et B est de type "contact de phase", marqué par la disparition ou apparition quasi totale des pyroxènes, (v. photo G5).


A
B
PL
PL
PL
PL
PL
PL
P
A1
So_c Relique
Foliation
A
A2
A1
A2
B
PL
PL
PL
PL
PL
PL
PL
Cpx.
Opx.
Plag.
0
3mm

ECH. AÇ 29J

d'*olivine* (inf. à 2 %) interstitiels qui présentent toujours la phase minérale interprécipitée.

B II.4.5°) Ferrogabbros Noritiques

Ils constituent le terme le plus différencié de l'ensemble des cumulats, surmontant les gabbros à Cpx. Ils affleurent essentiellement en deux régions :

. Karatas où ils sont surmontés d'un système filonien, (minicomplexe filonien) et d'un fragment de coulée de pillow-lavas de nature basaltique spilitisée (cf. partie II.6, ch. C.I., fig. II-58 ou partie III-B - tome II -, ch. B II-.2.3°, fig. III-65).

. Pekmez deresi, situé au sud de Bezedag et à l'ouest de Sofulu.

Ces ferrogabbros à tendance noritique montrent essentiellement une texture de mésocumulat, localement adcumulat (Photo H2).

Les caractères significatifs et essentiels qui différencient ce faciès des précédents sont les suivants :

. Présence de clinopyroxène ou d'orthopyroxène ferrifères
. Abondance des minéraux opaques titanifères, (titanomagnétite et/ou ilménite)
. Première apparition de l'apatite
. Abondance des zéolites ou de la prehnite comme minéraux d'altération hydrothermale à basse température
. Disparition quasi totale des amphiboles
. Absence totale de recristallisation.

Phases minérales :

- Cumulus : *Cpx, Opx, Plag*
- Post-cumulus : *Cpx, Opx, Plag, (∓ Ol)*

. *Le clinopyroxène*, (30 %), à composition d'augite riche en fer ($Ng\hat{}c = 44°$) ou *l'orthopyroxène*, (5 à 10 %), à composition d'hypersthène riche en fer (En_{55} en moyenne) avec 2 $V_{Np} = 60°$ ou encore *le plagioclase*, (45 à 50 %), frais, maclé, albite, (An_{85} à 87), est toujours d'une part un minéral cumulus (jointif, isolé ou englobé) et d'autre part un minéral post-cumulus (interstitiel ou poecilitique). Leur taille est toujours inférieure à 1,5 ou 2 mm.

Par contre, *l'olivine*, rare (inf. à 3 %) est toujours un minéral post-cumulus à composition de Fo_{60} à $_{65}$. Elle est très souvent pseudomorphosée en trémolite-actinote, oxydes de fer-titane ou en serpentines, ou encore en chlorites ferrifères.

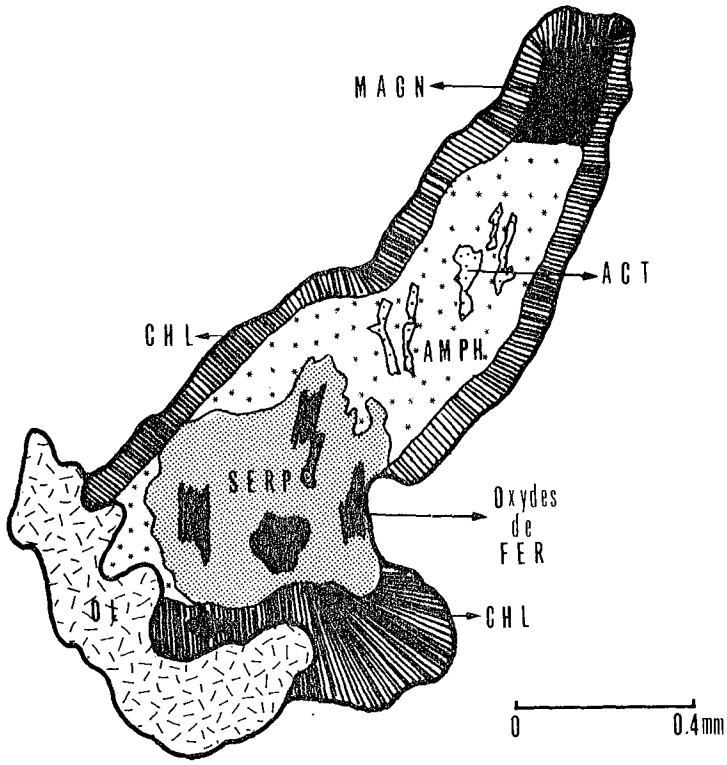


Fig. I-17 : Pseudomorphose de l'olivine interstitielle (post-cumulus) de ferrogabbro noritique en chlorites (CHL), amphiboles (AMPH ou ACT), serpentines (SERP), oxydes de fer et en minéraux opaques titanifères (MAGN).

Les minéraux opaques, très abondants, (10 à 15 %), sont la titanomagnétite ou l'ilménite en voie de transformation en leucoxène. Ils se présentent soit en nodules (inf. à 0,3 mm) englobés dans les pyroxènes ou plagioclase, soit en plages (inf. à 2 mm) interstitielles et amiboïdes entourant les pyroxènes ou plagioclase cumulus (Photo H2).

. *L'apatite*, (inf. à 2-3 %), apparaît pour la première fois, dans ce niveau, sous forme de petits cristaux automorphes dispersés, (inf. à 0,02 mm), montrant des sections basales hexagonales.

B II.4.6°) Gabbros à Amphiboles

Ce faciès de gabbro, très rare, est uniquement rencontré le long du ruisseau d'Elmacik deresi à l'est du chemin de Sogukoluk à Ziyaret Dag (Affl. n° 307, v. la carte).

Il s'agit d'un gabbro à amphiboles rubané contenant des lits décimétriques anorthosiques dont la texture magmatique a été localement très

bouleversée par une recristallisation, - une déformation -, intense[1]. On peut penser qu'il s'agissait d'une texture originelle de méso- à hétérad-cumulat comme le montre localement les plagioclases magmatiques les mieux conservés, (Photo H3).

Il est composé de plagioclase, d'amphiboles (hornblendes vertes ou actinotes), de chlorites et de minéraux opaques. Les pyroxènes sont presque totalement absents.

. *Les hornblendes vertes* avec $Ng\hat{}c = 21°$ et $2\ V_{Np} = 64$ à $68°$, maclés sont soit isolées, jointives (inf. à 1 mm), soit poecilitiques (2 à 3 mm) englobant les plagioclases magmatiques, (inf. à 0,3 mm), automorphes et les magnétites (inf. à 0,1 mm) (Photo H3). Elles sont par endroit intensément recristallisées.

. *Le plagioclase*, automorphe, frais, (inf. à 0,7 mm), maclé albite-carlsbad, (An_{80} à 90), est soit englobé dans les amphiboles poecilitiques, soit interstitiel.

. *Les actinotes*, ($Ng\hat{}c = 14°$ en moyenne), qui se présentent sous forme de fibres allongées (0,3 à 0,4 mm), sont toujours associées aux *chlorites vertes* remplissant les microfissures.

Nous pensons que les amphiboles, (40-45 %), constituant ce faciès seraient d'origine secondaire bien que les reliques de pyroxènes ne soient pas facilement observables. Ces gabbros, (rares), affleurant uniquement dans les zones tectonisées et fortement altérées, dériveraient probablement de gabbros sans olivine et rubanés comme le confirmerait, par exemple, la présence des lits anorthosiques au sein de ces gabbros (Photo H3).

B II.5) ALTERATIONS

. La séquence cumulative a été affectée par l'altération hydrothermale de degré variable.

. Dans les niveaux inférieurs à médianes, l'altération hydrothermale est marquée par la légère ouralitisation des pyroxènes ainsi que par le remplissage des microfissures par des amphiboles (hornblendes vertes ou

---

(1) Soulignons que le sens d'étirement, (foliation), des minéraux serait oblique à celui de litage magmatique marqué par l'alternance des couches de gabbro à amphibole/anorthosite, comme le montrent les photo H3.

trémolite-actinote[1]) et des chlorites (Photo H4).

. Dans les niveaux médians à supérieurs, (gabbronorites à ferrogabbros), elle est surtout marquée par la saussuritisation ou la zéolitisation des plagioclases et également par le remplissage des microfissures par des zéolites calciques fibreuses et de la prehnite. (Photo H5).

Signalons que la direction générale des microfractures remplies d'amphiboles, subparallèles entre elles, est également parallèle ou légèrement oblique à celle du litage magmatique des gabbros

La formation de ces amphiboles remplissant les fractures est sans doute liée à une activité hydrothermale de températures relativement élevées (Smewing 1980) comme le confirme les travaux de Gregory et Taylor (1980) montrant que l'eau de mer peut circuler jusqu'à des profondeurs de plus de 5 Km dans la croûte océanique.

B II.6) ORDRE DE CRISTALLISATION

L'ordre d'apparition des minéraux dans l'ensemble des cumulats du secteur étudié est le suivant :

Ol ⟶ *Cpx* ⟶ *Opx* ⟶ *Plag* ⟶ *Apatite* (Fig. I-18)

La première phase minérale cumulus correspond à l'olivine des cumulats dunitiques non différenciés.
Le clinopyroxène apparaît ensuite au niveau des cumulats wehrlitiques.
Dans les diallagites, où l'olivine disparaît quasi totalement, le clinopyroxène constitue la seule phase cumulus.
L'orthopyroxène apparaît au niveau des webstérites où réapparaît également l'olivine.
Le premier feldspath ne se manifeste que dans les niveaux transitoires entre les webstérites et les mélagabbronorites à olivine où il représente la phase minérale interprécipitée.

---

(1) . Hornblende verte avec Ng^c = 20° et 2 V_{Np} = 64 à 76°
. Trémolite avec Ng^c = 18° et 2 V_{Np} = 84° en moyennes
. Actinote avec Ng^c = 14° et 2 V_{Np} = 80 à 84° en moyennes.
(cf. ch. B IV.3).

Les cumulats gabbroïques suivants sont marqués par un enrichissement important en plagioclases qui cette fois représentent essentiellement la phase minérale précipitée.
L'olivine diminue progressivement en s'élevant dans la séquence gabbroïque, pour disparaître totalement au niveau des gabbronorites. A ce niveau, apparaissent pour la première fois les minéraux opaques.
L'orthopyroxène persiste jusqu'aux gabbros à clinopyroxène où il disparaît temporairement pour ne réapparaître qu'au niveau des ferrogabbros, (clinopyroxène et le plagioclase constituant l'essentiel de la phase cumulus).
Au niveau des ferrogabbros, apparaissent des phases qui n'avaient jamais précipité auparavant, telles que l'apatite et la titanomagnétite.

En conclusion, la suite d'apparition ou disparition des phases minérales cumulus correspond nettement au type des cumulats ophiolitiques II de Rocci et al. (1975) ou au type C de Church et Riccio (1977) et Riccio (1977) ou encore au type II-B de Ohnenstetter M. (1982).

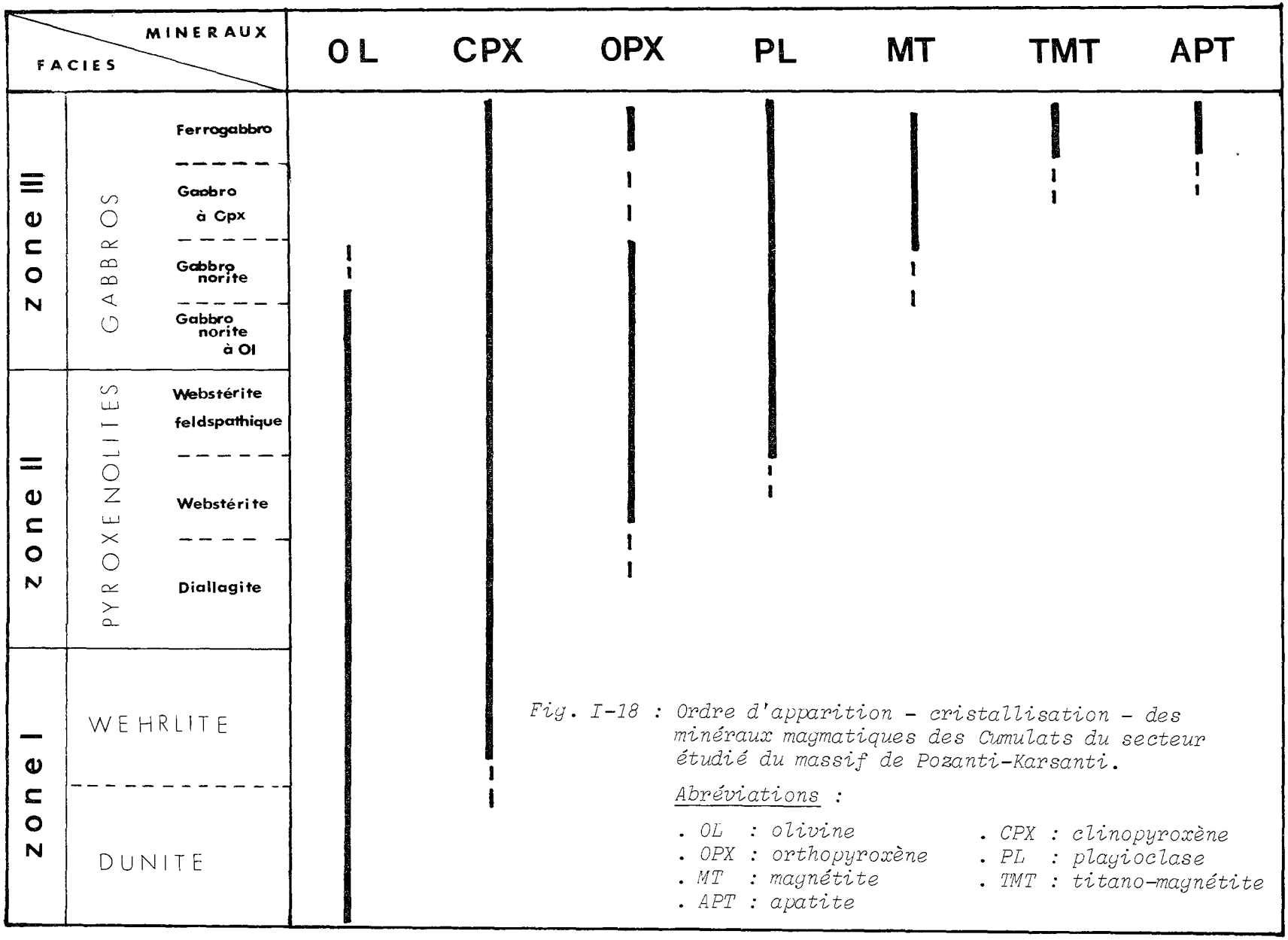


Fig. I-18 : Ordre d'apparition - cristallisation - des minéraux magmatiques des Cumulats du secteur étudié du massif de Pozanti-Karsanti.

Abréviations :

- *OL : olivine*
- *OPX : orthopyroxène*
- *MT : maynétite*
- *APT : apatite*
- *CPX : clinopyroxène*
- *PL : playioclase*
- *TMT : titano-maynétite*

Thèse AHMET SEVKET CATAKLI

La page 84 n'existe pas dans

L'original.

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	AC177P	AC375P	AC294P	AC25G	AC380G	AC29J1	AC29-0	AC383G1	AC292G2	AC279G2	AC673
SiO_2 (1)	51.35	51.34	52.20	50.51	52.71	47.88	48.13	49.20	48.28	48.45	43.39
Al_2O_3	2.24	2.49	2.23	4.21	3.86	9.46	9.37	13.61	8.68	9.97	14.45
FeO_t	3.67	5.07	5.13	14.57	9.45	6.85	6.53	4.85	8.89	11.56	14.73
MnO	0.03	0.05	0.09	0.21	0.13	0.13	0.13	0.04	0.15	0.18	0.17
MgO	21.12	19.65	17.68	21.85	21.92	15.01	14.64	12.18	13.52	12.64	8.40
CaO	19.42	19.15	21.06	6.96	10.79	16.76	17.05	18.87	17.01	14.45	12.73
Na_2O	0.15	0.09	0.15	0.26	0.19	0.26	0.24	0.28	0.49	0.68	0.72
K_2O	-	0.02	0.02	-	0.01	0.03	0.03	-	0.04	0.07	0.05
TiO_2	0.07	0.10	0.13	0.20	0.15	0.11	0.11	0.14	0.19	0.21	0.76
PF	1.50	1.47	1.16	0.72	-	3.41	3.45	0.55	2.73	1.64	4.45
TOTAL	99.55	99.43	99.85	99.49	99.15	99.90	99.68	99.74	99.73	99.85	99.85
SiO_2 (2)	52.46	52.60	53.09	51.83	53.59	49.20	50.28	49.78	50.05	49.85	46.12
Al_2O_3	2.29	2.55	2.27	4.31	3.92	9.86	9.79	13.78	8.99	10.26	15.36
Fe_2O_3	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO	2.03	3.33	3.34	12.10	7.30	5.07	4.80	3.08	6.94	9.35	12.75
MnO	0.03	0.05	0.09	0.22	0.13	0.14	0.14	0.04	0.15	0.19	0.18
MgO	21.59	20.13	17.98	22.42	22.29	15.64	15.29	12.32	14.00	13.00	8.93
CaO	19.85	19.62	21.42	7.14	10.97	17.47	17.81	19.01	17.63	14.87	13.53
Na_2O	0.15	0.09	0.15	0.17	0.13	0.27	0.25	0.28	0.51	0.70	0.77
K_2O	-	0.02	0.02	-	0.01	0.03	0.03	-	0.04	0.07	0.05
TiO_2	0.07	0.10	0.13	0.20	0.15	0.12	0.11	0.14	0.20	0.22	0.81
CIPW (2)											
Or	-	0.12	0.12	-	0.06	0.18	0.18	-	0.24	0.41	0.29
Ab	1.27	0.76	1.27	2.28	1.10	2.28	2.11	2.37	4.31	5.92	6.51
An	5.57	6.49	5.47	10.56	10.07	25.58	25.47	36.27	22.10	24.62	38.26
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	72.59	71.34	79.25	19.96	35.22	48.47	49.85	46.09	52.33	39.76	23.85
Hy	7.99	12.20	8.68	57.31	50.87	13.25	14.37	11.52	11.05	20.28	15.43
Ol	10.27	6.72	2.79	7.33	0.23	7.85	5.63	1.31	7.44	6.43	11.94
Mt	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18
Il	0.13	0.19	0.25	0.38	0.29	0.23	0.21	0.27	0.38	0.42	1.54
IC %	93.16	92.63	93.15	87.16	88.79	71.98	72.24	61.37	73.38	69.06	54.94
An %				82.24	90.15	91.82	92.35	93.86	83.86	80.62	85.46

Tableau I- 5 : (suite)

	23	24	25	26	27	28	29	MOYENNES		
	AC307G	AC314G	AC29A	AC29B	AC29I	AC361G	AC388G	A°	B°	C°
SiO_2 (1) :	48.04	47.32	49.10	46.57	44.92	38.51	40.41	35.20	50.64	46.89
Al_2O_3 :	12.29	14.61	14.91	20.93	24.79	14.72	16.64	1.10	2.34	12.83
FeO_t :	12.87	11.82	6.02	4.23	2.15	20.35	19.09	8.38	5.17	10.27
MnO :	0.19	0.18	0.12	0.03	0.01	0.23	0.20	0.13	0.06	0.13
MgO :	10.60	9.73	11.97	8.54	4.09	6.38	5.81	39.63	20.48	11.82
CaO :	12.38	14.21	15.42	15.26	18.87	11.10	12.33	0.43	18.41	14.28
Na_2O :	1.20	0.45	0.46	0.79	1.26	1.17	1.13	0.09	0.13	0.63
K_2O :	0.21	0.03	0.03	0.01	0.04	0.02	0.05	0.01	0.01	0.04
TiO_2 :	0.45	0.38	0.10	0.07	0.06	2.13	1.66	0.03	0.09	0.45
PF :	1.97	1.06	1.71	2.79	3.62	5.21	2.55	14.06	2.39	2.39
TOTAL :	100.20	99.79	99.84	99.23	99.81	99.84	99.87	99.06	99.72	99.73
SiO_2 (2) :	49.48	48.43	50.27	48.42	46.74	41.52	42.29	41.44	52.24	48.61
Al_2O_3 :	12.66	14.96	15.26	21.76	25.79	15.87	17.41	1.28	2.41	13.31
Fe_2O_3 :	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO :	10.58	9.54	4.20	2.62	0.67	18.42	16.63	7.52	3.45	8.23
MnO :	0.20	0.18	0.12	0.03	0.01	0.25	0.21	0.15	0.06	0.13
MgO :	10.92	9.96	12.25	8.88	4.25	6.88	6.08	46.67	21.12	12.26
CaO :	12.75	14.54	15.79	15.88	19.63	11.97	12.90	0.50	18.99	14.80
Na_2O :	0.24	0.47	0.47	0.83	1.31	1.26	1.18	0.10	0.13	0.66
K_2O :	0.21	0.03	0.03	0.01	0.04	0.02	0.05	0.01	0.01	0.04
TiO_2 :	0.46	0.39	0.10	0.07	0.06	2.30	1.74	0.03	0.09	0.46
CIPW (2)										
Qz :			0.67	-	-	-	-			
Or :	1.24	0.18	0.18	0.06	0.24	0.12	0.29			
Ab :	10.48	3.97	3.97	7.02	6.04	8.56	8.53			
An :	28.33	38.58	39.40	55.55	64.30	37.55	42.01			
Né :			-	-	2.73	1.13	0.78			
Di :	28.50	27.37	30.92	18.38	22.95	18.41	18.56			
Hy :	21.01	25.64	22.50	15.82	-	-	-			
Ol :	7.39	1.35	-	0.87	-	27.68	24.33			
Mt :	2.18	2.18	2.18	2.18	2.02	2.18	2.18			
Il :	0.87	0.74	0.19	0.13	0.11	4.37	3.31			
Wo :			-	-	1.51	-	-			
Hém :			-	-	0.11	-	-			
IC % :	59.95	57.28	55.79	37.38	25.19	52.64	48.38			
An % :	73.00	90.67	90.85	88.78	91.41	81.44	83.12			

TABLEAU I- 5 : (fin). *A°) Dunites (4)*
B°) Pyroxénolites (5)
C°) Gabbros (6).

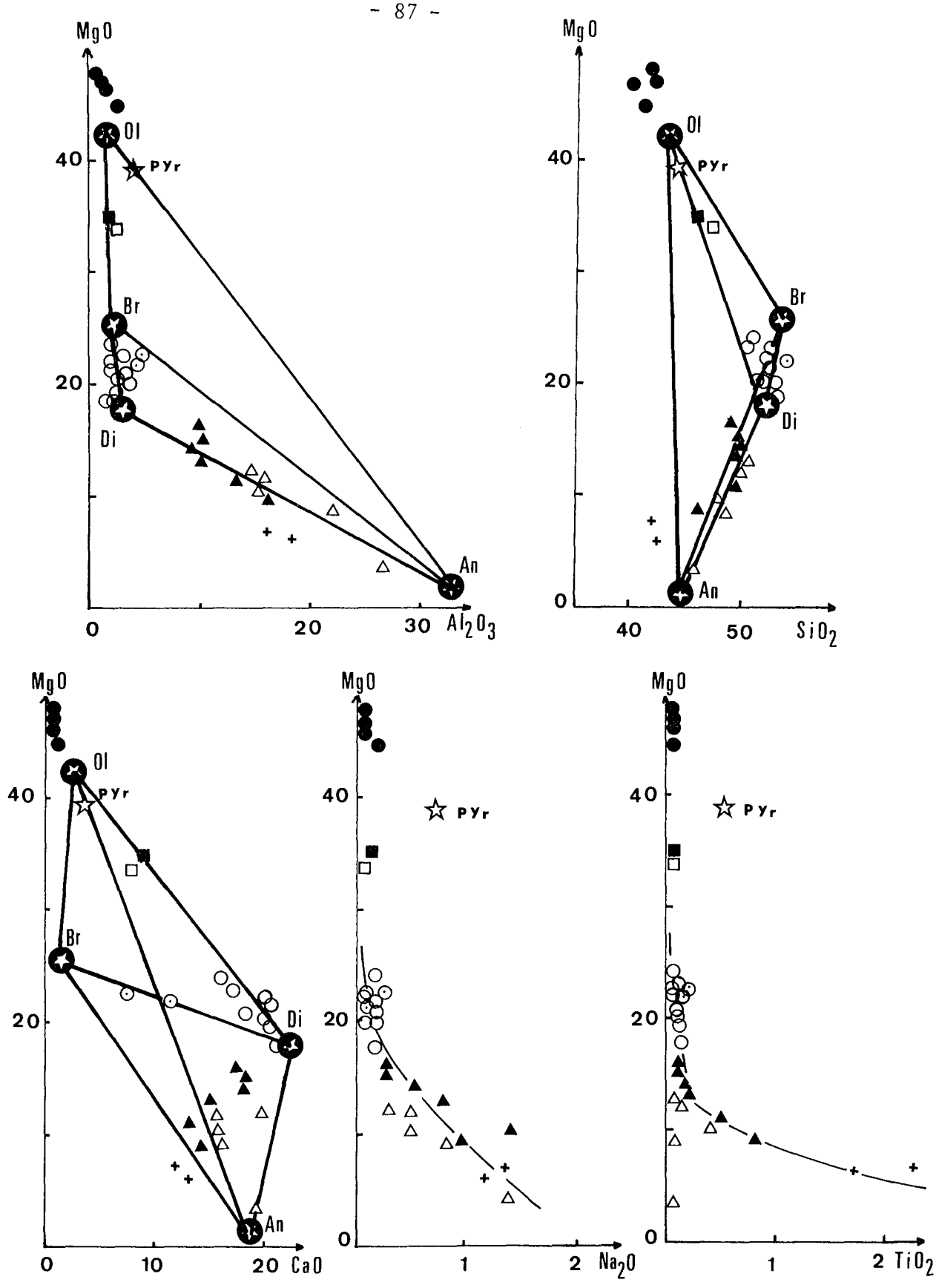


Fig. I-19 : Répartition des différents types lithologiques de l'assemblage des cumulats du secteur étudié sur les diagrammes de Harker (1908) (mêmes symboles que la Fig. I-12).

B III.2) CARACTERE THOLEIITIQUE

Le caractère tholéiitique des cumulats gabbroïques du secteur étudié est mis en évidence à l'aide du diagramme Ne - Ol - Di - Hy - Qz, (Fig. I-20). Ce diagramme montre, en outre, qu'il s'agit bien des tholéiites à olivine.

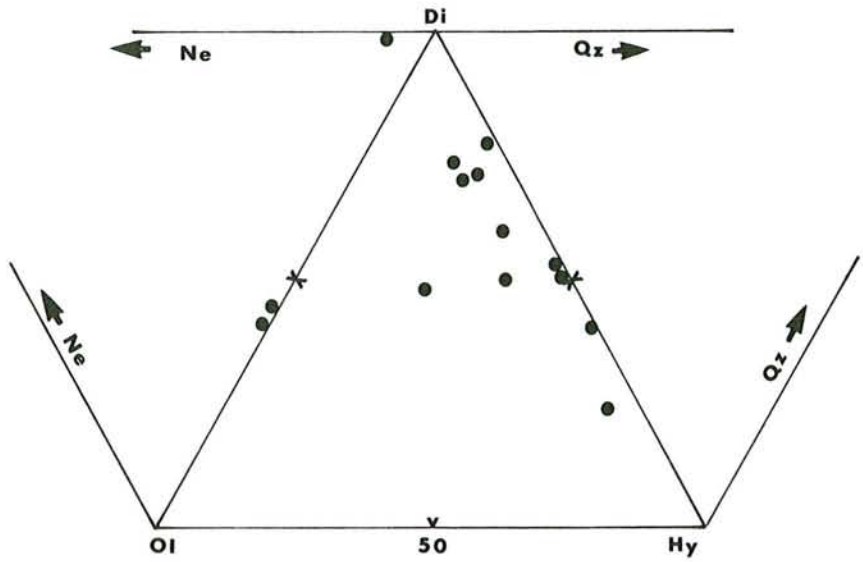


Fig. I-20 : Répartition des cumulats gabbroïques dans le diagramme "Ne - Ol - Di - Hy - Qz", (projection du tétraèdre minéralogique du Yoder et Tilley, 1962).

Par ailleurs, les points représentatifs des cumulats gabbroïques ont été reportés dans le diagramme Al_2O_3, FeO, MgO proposé par Besson et Fonteilles (1974), - ayant pour but de séparer les cumulats typiquement tholéiitiques et calco-alcalins -.
Bien que ces cumulats gabbroïques tholéiitiques montrent une légère tendance calco-alcaline, leur évolution est nettement différente des lignées typiquement calco-alcalines. Ils se différencient également des cumulats du Vourinos (Fig. I-21). Les cumulats de Pozanti-Karsanti, montrent ainsi des caractères tholéiitiques intermédiaires entre ceux des cumulats de Corse et du Vourinos, (Fig. I-21 B).

Remarquons que le caractère tholéiitique de ces cumulats peut-être confirmé également à l'aide des diagrammes $FeO'/_{FeO'/MgO}$ et $TiO_2/_{FeO'/MgO}$ de Miyashiro (1973) par une nette évolution positive de FeO et TiO_2 avec l'augmentation du rapport FeO'/MgO durant le fractionnement (Fig. I-22).

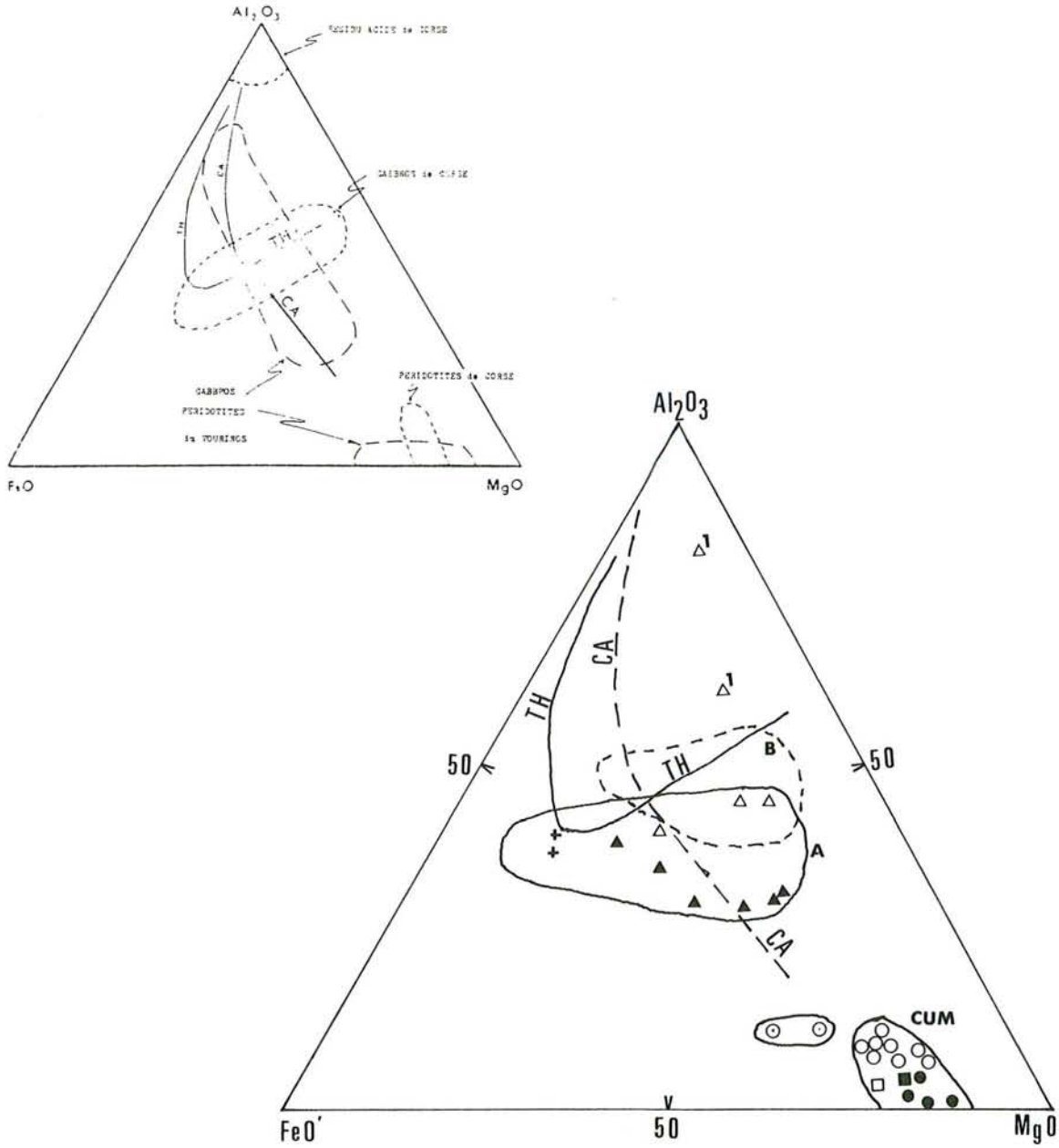


Fig. I-21 : A) Répartition des cumulats ultramafiques et gabbroïques de Pozanti-Karsanti dans le diagramme "Al_2O_3 - FeO' - MgO" de Besson et Fonteilles (1974).

Enveloppes : A- gabbros du secteur étudié.
B- gabbros de la partie centrale et orientale (données analytiques de Cakir 1978 et Bingol 1978).
1- leucogabbros anorthositiques.

B) Les séries évolutives des cumulats gabbroïques de Corse et du Vourinos (extr. de Paupy 1976, p. 101).

(mêmes symboles que la Fig. I-12).

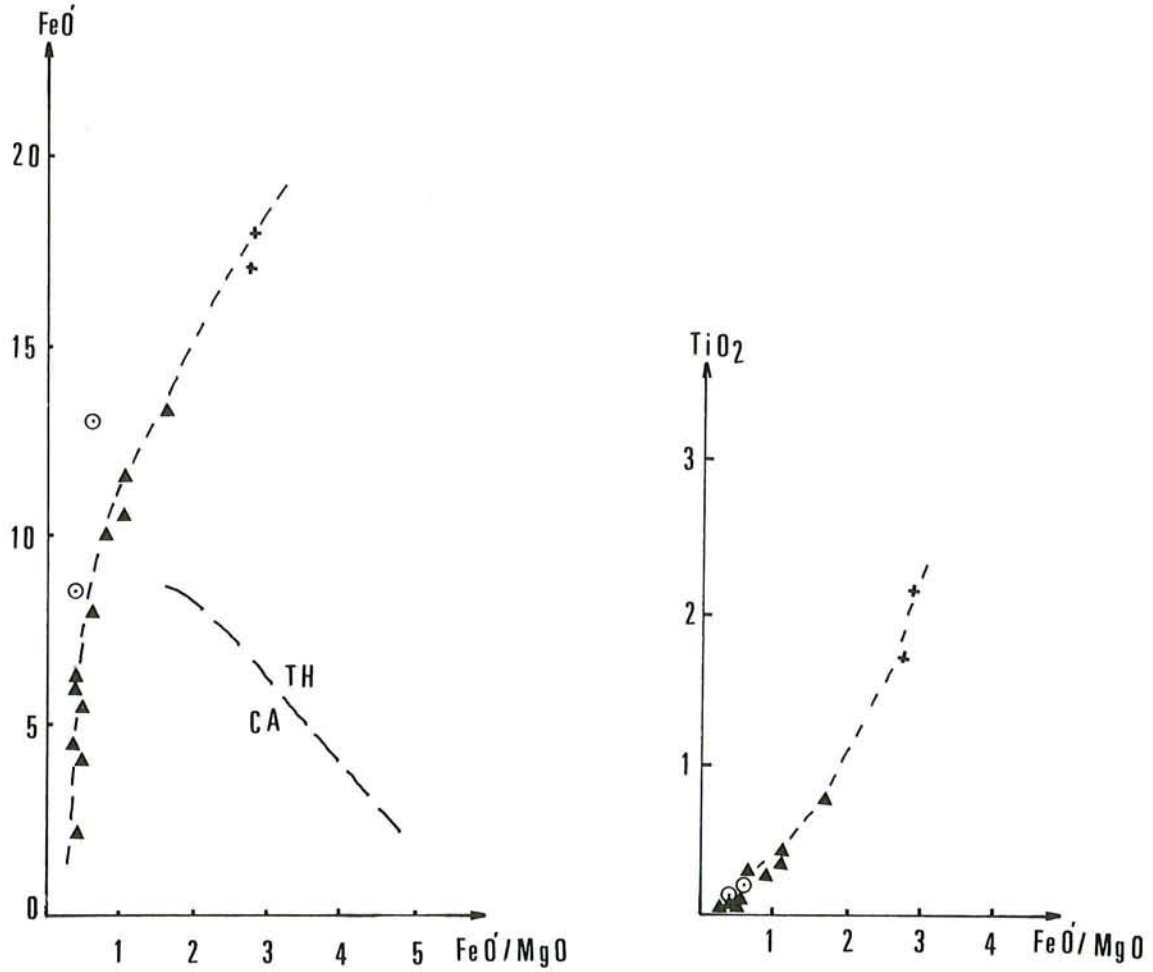


Fig. I-22 : Diagrammes FeO' - FeO'/MgO et TiO_2 - FeO'/MgO de Miyashiro (1973) montrant l'enrichissement du fer et du titane en s'élevant dans la séquence cumulative gabbroïque.

Symboles : ⊙ - *webstérite feldpstahique*
▲ - *gabbros (non discriminés)*
\+ - *ferrogabbro*

Signalons que le comportement du fer et du titane est comparable à celui des laves ophiolitiques tholéiitiques du même massif (cf. Tome II, partie III-B, ch. B IV.1.1°.2°°, Fig. III-73).

B III.3) EVOLUTION CHIMIQUE DES CUMULATS

Bien que la variation dans les teneurs des éléments puisse être perturbée par des phénomènes accumulatifs, les caractères de l'évolution apparaissent, pourtant, nettement bien dans les diagrammes de varia-

tions des oxydes en fonction de l'indice mafique : (Fig. I-23)

$$(IM = 100.\ FeO'/FeO' + MgO)$$

L'indice mafique varie de 13 à 22 dans les cumulats ultramafiques et de 26 à 75 dans les cumulats gabbroïques.

. *SiO_2 :* augmente nettement jusqu'au niveau des cumulats gabbroïques (IM = 25). Au delà de IM > 25, il reste quasiment constant jusqu'au IM = 55, pour décroître ensuite au niveau des ferrogabbros, (IM = 75).

. *Al_2O_3 :* est quasiment constant au sein des cumulats ultramafiques (jusqu'à IM = 25), alors qu'il augmente légèrement de la base des cumulats gabbroïques aux ferrogabbros.

La constance de l'alumine au sein des cumulats ultramafiques serait liée à l'absence totale de la phase minérale feldspathique, (Serri et Saitta 1980, Hébert 1982), comme d'ailleurs dans le Vourinos (Paupy 1976). Par ailleurs la présence d'une évolution de l'alumine observée au sein des gabbros peut-être confirmée à l'aide du diagramme Al_2O_3 - CaO - MgO de Coleman (1977), (non figuré).

. *FeO et TiO_2 :* plus ou moins constants au niveau des cumulats ultramafiques, s'accroissent progressivement des gabbronorites à olivine aux ferrogabbros.

. *MgO :* diminue rapidement jusqu'aux gabbros (IM < 25) et au delà de IM > 25. sa décroissance devient très lente. Son évolution s'effectue donc selon une courbe de type hyperbolique des dunites aux ferrogabbros.

. *CaO :* s'accroît très rapidement jusqu'à IM = 25. Il devient très abondant au niveau des webstérites où dominent les clinopyroxènes calciques. Il décroît ensuite d'une façon très lente jusqu'aux ferrogabbros.

. *Na_2O + K_2O :* restent toujours constants jusqu'à la base des gabbros et ensuite augmentent nettement jusqu'aux ferrogabbros.

Les évolutions de SiO_2, MgO et TiO_2 notées sont plus ou moins comparables à celles de Corse (Ohnenstetter et Ohnenstetter 1975, Ohnenstetter et al. 1979, Paupy 1976) et du Montgenèvre (Bertrand et al. 1982) alors que l'évolution d'Al_2O_3 est comparable à celle du Vourinos (Paupy 1976), (v. Fig. I-23 B).

B III.4) APERCU SUR L'ENVIRONNEMENT GEOTECTONIQUE DES CUMULATS

Serri et Saitta (1980) et Serri (1981) ont montré qu'en se basant sur la variation de TiO_2 en fonction de l'indice mafique (IM) dans les complexes gabbroïques, on peut classer les ophiolites en deux types : *"Low-Ti"* et *"High-Ti"*. Dans le diagramme TiO_2-IM appliqué uniquement aux cumulats gabbroïques, (Fig. I-24), on constate que les cumulats de Pozanti-

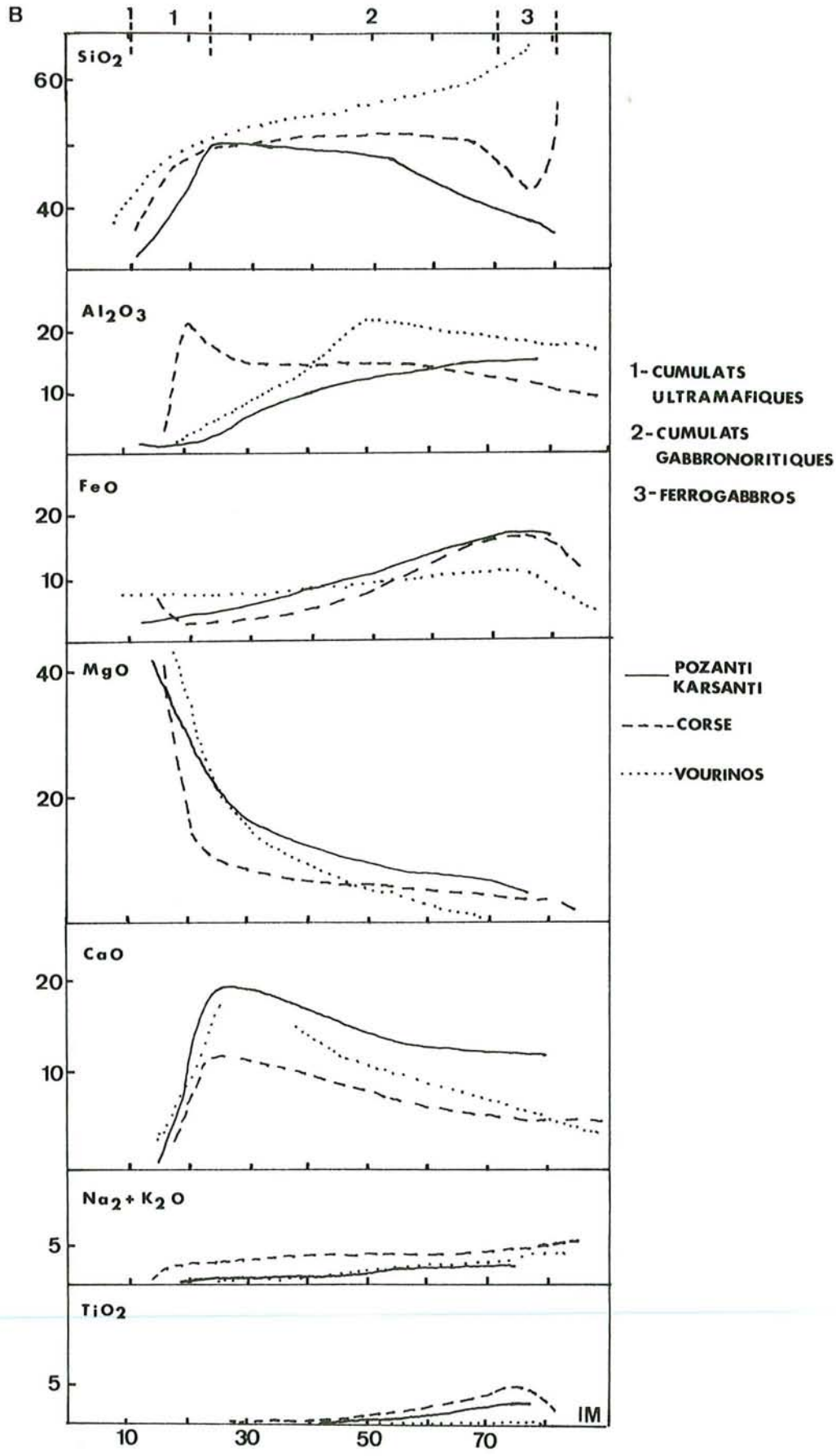
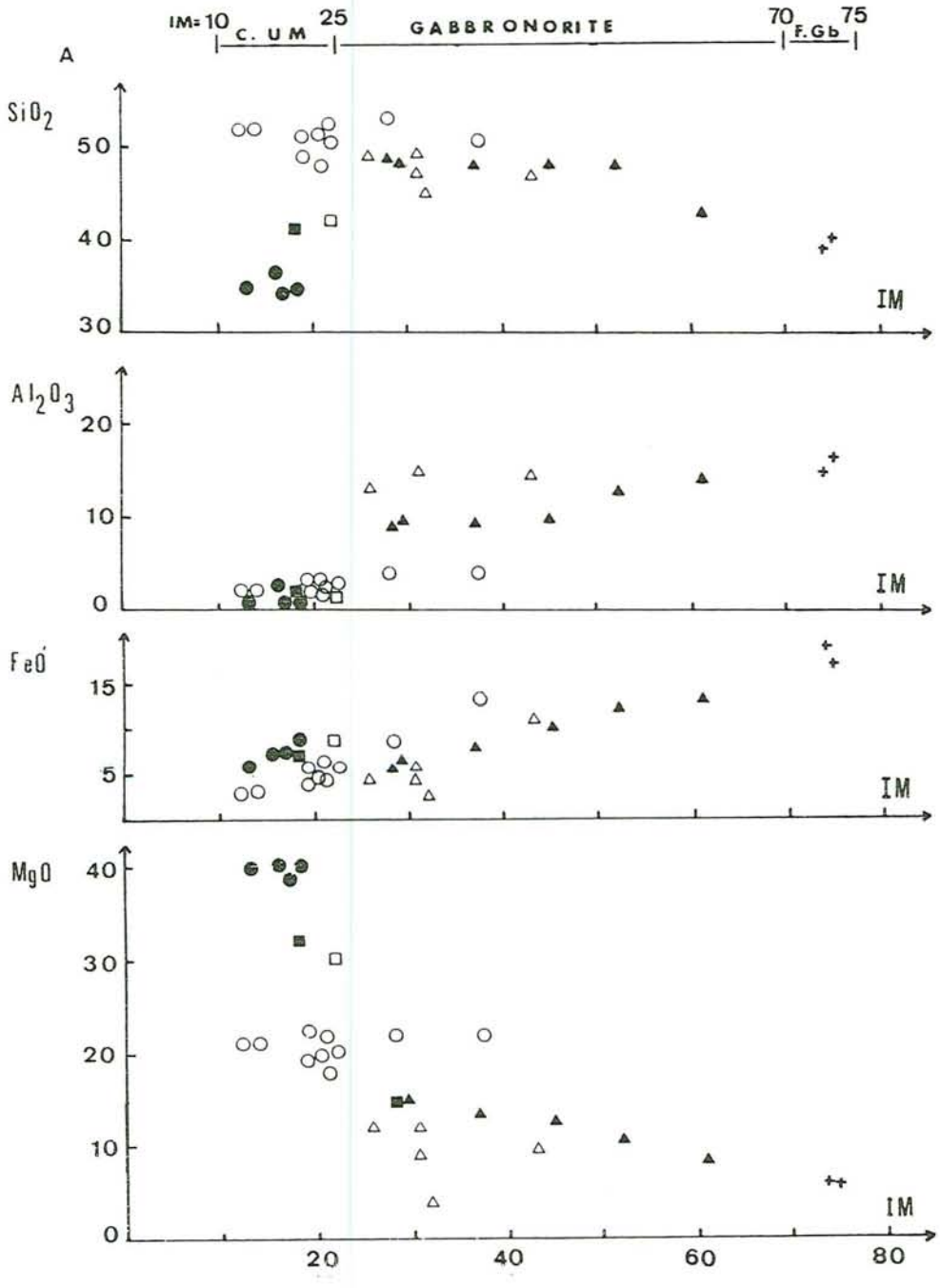
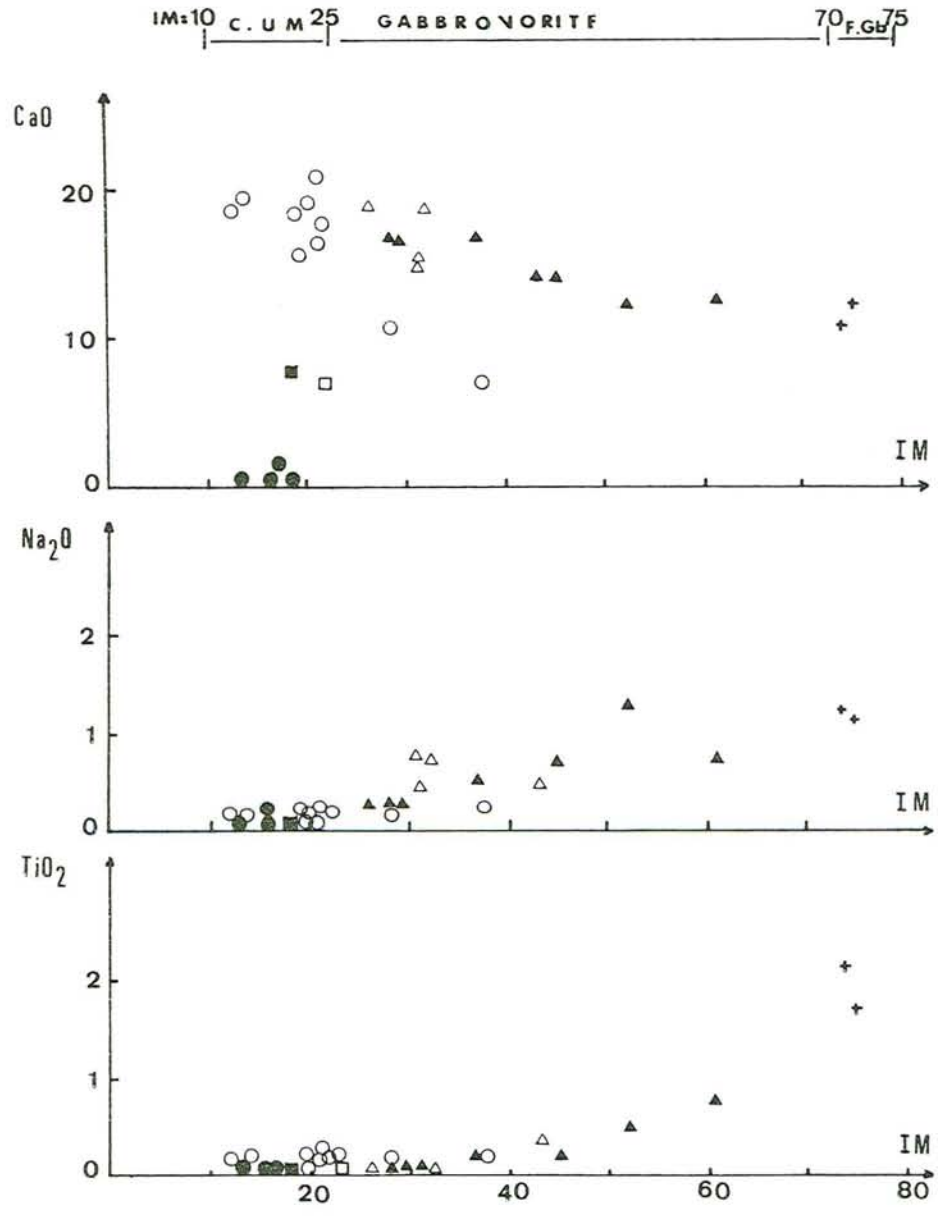


Fig. I-23 : A) - Variation de SiO_2, Al_2O_3, FeO', MgO, CaO, $Na_2O + K_2O$ et TiO_2 en fonction de IM (100 . FeO'/FeO' + MgO) dans les cumulats du secteur étudié. (mêmes symboles que la Fig. I-12).

B) - Comparaison avec les massifs du Vourinos (Paupy 1976) et de Corse (Ohnenstetter et Ohnenstetter 1975).


A
IM=10
C. U M
25
GABBRONORITE
70
F.Gb
75
SiO2
50
40
30
IM
Al2O3
20
10
0
IM
FeO
15
5
IM
MgO
40
30
20
10
0
IM
20
40
60
80


IM=10
C. U M
25
GABBRONORITE
70
F.Gb
75
CaO
20
10
0
IM
Na2O
2
1
0
IM
TiO2
2
1
0
IM
20
40
60
80

Karsanti montrent des caractères intermédiaires entre des cumulats à faibles teneurs en Titane (Vourinos) et à fortes teneurs en titane (Corse). Le type de fractionnement est comparable à celui des cumulats du Troodos jusqu'à IM = 60 ; au delà se produit une brusque augmentation de TiO_2 au niveau des ferrogabbros où précipitent les oxydes de fer et de titane. Ceci est caractéristique des cumulats des bassins océaniques, (Serri et Saitta 1980, Serri 1981, Hebert 1982).
Rappelons que les ferrogabbros sont totalement absents tant dans les cumulats de Troodos que dans ceux du Vourinos.

Par ailleurs, il est intéressant à souligner que la courbe d'évolution du titane dans les cumulats de Pozanti-Karsanti est subparallèle à celle des cumulats de fortes teneurs en Ti et également à la ligne séparant les cumulats de deux types (Fig. I-24).

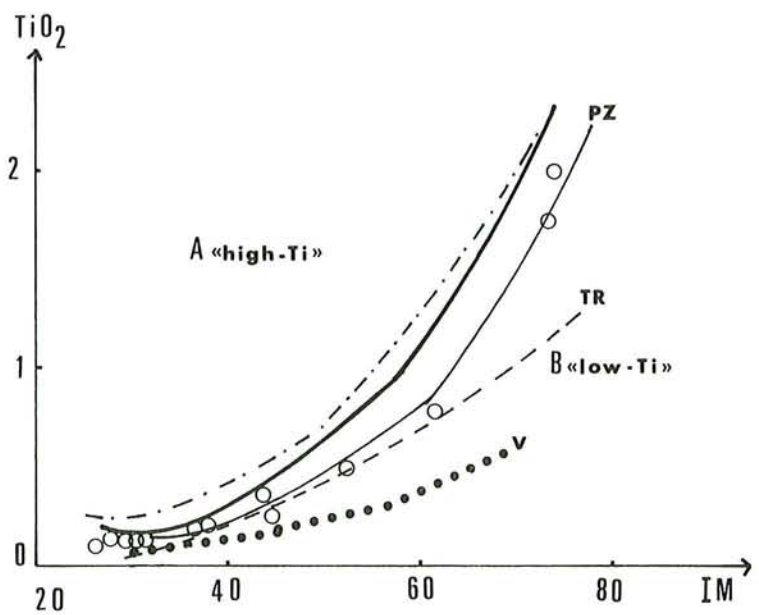


Fig. I-24 : Répartition des cumulats gabbroïques de Pozanti-Karsanti (PZ - secteur étudié) dans le diagramme TiO_2-IM de Serri et Saitta (1980) et Serri (1981) séparant les deux types de cumulats gabbroïques ophiolitiques :

A - à faibles teneurs en titane : "low-Ti" (V = Vourinos, TR = Troodos)

B - à fortes teneurs en titane : "high-Ti" (Corse, Apennins).

Le taux d'enrichissement de TiO_2 dans les cumulats gabbroïques de Pozanti-Karsanti est significativement plus élevé que celui du Vourinos mais plus

faible que celui de la croûte océanique typique.
Pourtant Serri et Saitta (1980) ont montré que le taux d'enrichissement de TiO_2 dans les cumulats océaniques du site 334 (DSDP leg 37 Atlantique) est beaucoup plus faible que celui du reste de la croûte océanique, ainsi que de celui des gabbros ophiolitiques riches en Ti, (Corse par exemple).

Ainsi, le caractère intermédiaire des cumulats gabbroïques de Pozanti-Karsanti serait compatible avec les hypothèses de formation des ophiolites de faibles teneurs en titane pendant la première phase de l'ouverture dans les bassins arrière-arcs interocéaniques (Serri 1980, 1981, Serri et Saitta 1980) ou dans les bassins marginaux (Pearce 1980, Smewing 1980).

B IV - CHIMISME DES MINERAUX

Quelques minéraux magmatiques ou secondaires, (pyroxènes, plagioclase ou amphiboles), des cumulats webstéritiques ou gabbroïques ont été analysés à la microsonde électronique "Camebax", afin de connaître leurs compositions et leurs évolutions cryptiques pendant la différenciation.

B IV.1) PYROXENES

Les compositions chimiques et les proportions cationiques de 28 clinopyroxènes et 13 orthopyroxènes, (cumulus, post-cumulus ou recuits) des webstérites à Ol ou feldspathiques, des gabbronorites avec ou sans olivine et des ferrogabbros sont données dans le tableau I-6.

Leurs formules structurales[1] sont calculées sur la base de 6 oxygènes. Le fer total obtenu est partagé en cations bivalents (Fe^{2+}) et trivalents (Fe^{3+}) par la méthode de Neumann (1976) en fixant le nombre total des cations à 4 (cf. annexe n° I).

B IV.1.1°) Clinopyroxènes

. *Compositions Chimiques* :

D'après la nomenclature de Poldervaart et Hess (1951) et selon le diagramme Ca - Mg - Fe' proposé par ces auteurs, (Fig. I-25 A), on constate que les clinopyroxènes ont des compositions :

. de *diopside* dans les webstérites à olivine $(Ca_{48}\ Mg_{47}\ Fe_5)$

. de *diopside* ou *endiopside* dans les webstérites feldspathiques $(Ca_{43\ à\ 46} \cdot Mg_{49\ à\ 47} \cdot Fe_{8\ à\ 7})$ et dans les mélagabbronorites à olivine $(Ca_{42\ à\ 48} \cdot Mg_{48\ à\ 46} \cdot Fe_{9\ à\ 6})$

---

(1) Formule structurale théorique des pyroxènes :

$(WXY)_2\ Z_2\ O_6$ où $Z = Si, Al^{IV}$

$Y = Al^{VI}, Ti, Fe^{3+}, Cr$

$X = Mg, Fe^{2+}, Mn, (Ni, Zn)$

$W = Ca, Na, K$

Légende du Tableau I- 6 : Analyses chimiques et proportions cationiques des Pyroxènes des Cumulats de Pozanti-Karsanti.

A) - CLINOPYROXENES :

- *col. n° 1 : Webstérite à Olivine (éch. AC 78P1)*
- *col. n° 2 à 5 : Webstérite feldspathique (éch. AC 380G)*
- *col. n° 6 à 13 : Mélagabbro noritique à Olivine (éch. AC 383G1)*
- *col. n° 14 - 15 : Gabbro noritique sans Olivine, non recuit (éch. AC 314G)*
- *col. n° 16 à 26 : Gabbro noritique recuit sans Olivine (éch. AC 610G et AC 279G2)*
- *col. n° 27 - 28 : Ferrogabbro (éch. AC 361G).*

B) - ORTHOPYROXENES :

- *col. n° 29 à 32 : Webstérite feldspatique (éch. AC 380G)*
- *col. n° 33 : Gabbro noritique sans Olivine, non recuit (éch. AC 314G)*
- *col. n° 34 à 39 : Gabbro noritique recuit sans Olivine (éch. AC 610G et AC 279G2)*
- *col. n° 40 - 41 : Ferrogabbro (éch. AC 361G).*

- *NR : non recristallisé*
- *R : recristallisé*
- *C : cumulus*
- *PC : post-cumulus*
- X_{mg} : $Mg/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$

- $Z = Si + Al^{IV}$
- $X = Mg + Fe^{2+} + Mn + Ni + Zn$
- $Y = Al^{VI} + Ti = Fe^{3+} + Cr$
- $W = Ca + Na + K$

Abréviations :

- *Au : augite*
- *Auf : augite riche en fer*
- *Br : bronzite*
- *Di : diopside*
- *En : enstatite*
- *End : endiopside*
- *Hyp : hypersthène*
- *Sa : salite*

A)

n° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
n° analyses	4-76	1-41	1-42	1-43	1-44	1-46	1-53	1-54	1-55	1-45	1-47
cristaux	C	NR	R	R	R	C	C	C	C	C	PC
SiO_2	52.64	52.69	52.79	51.66	52.55	52.69	52.96	51.79	52.54	53.01	52.23
Al_2O_3	2.69	2.36	2.88	2.85	2.68	2.82	3.10	3.22	3.16	2.77	3.22
FeO_t	3.22	5.25	4.28	4.70	4.48	4.74	4.43	4.47	4.88	4.42	4.84
MnO	-	-	-	0.04	-	0.37	-	0.23	-	0.24	-
MgO	17.22	17.11	15.72	16.39	16.01	16.27	16.05	15.70	16.26	16.26	15.80
CaO	24.30	21.12	21.60	21.46	21.63	20.63	21.54	22.46	22.74	21.98	22.19
Na_2O	-	0.26	0.50	0.23	-	0.18	0.14	0.13	0.19	0.10	0.25
K_2O	-	-	0.12	-	-	0.01	-	0.04	-	0.01	-
TiO_2	0.03	0.14	0.07	0.17	0.13	0.22	0.21	0.05	0.24	0.21	0.18
NiO	-	0.12	0.21	-	0.28	-	0.46	0.02	-	-	0.03
ZnO	-	-	0.17	-	-	-	0.25	-	0.06	-	-
Cr_2O_3	0.49	0.66	0.72	0.73	0.71	0.20	0.18	0.19	0.16	0.29	0.46
TOTAL	100.59	99.71	99.78	98.23	99.18	98.13	99.32	98.34	100.23	99.29	99.20
					Sur la base de 6 Oxygènes						
Si	1.904	1.927	1.946	1.919	1.946	1.953	1.944	1.925	1.913	1.945	1.925
Al^{IV}	0.096	0.073	0.054	0.081	0.054	0.047	0.056	0.075	0.087	0.055	0.075
Al^{VI}	0.018	0.029	0.071	0.044	0.063	0.076	0.078	0.066	0.049	0.065	0.065
Ti	0.001	0.004	0.002	0.005	0.004	0.006	0.006	0.002	0.007	0.006	0.005
Fe^{3+}	0.048	0.038	-	0.026	-	-	-	0.012	0.037	-	0.009
Cr	0.014	0.019	0.021	0.021	0.021	0.006	0.005	0.006	0.005	0.009	0.013
Mg	0.934	0.939	0.869	0.913	0.889	0.905	0.884	0.875	0.888	0.895	0.873
Fe^{2+}	0.049	0.122	0.131	0.120	0.138	0.147	0.136	0.127	0.114	0.135	0.140
Mn	-	-	-	0.001	-	0.012	-	0.007	-	0.008	-
Ni	-	0.004	0.006	-	0.008	-	0.014	-	-	-	0.001
Zn	-	-	0.005	-	-	-	0.007	-	0.002	-	-
Ca	0.942	0.827	0.853	0.854	0.858	0.819	0.847	0.894	0.887	0.864	0.876
Na	-	0.018	0.036	0.017	-	0.013	0.010	0.009	0.013	0.007	0.018
K	-	-	0.006	-	-	0.001	-	0.002	-	0.001	-
Z	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
X	0.983	1.065	1.011	1.034	1.035	1.064	1.041	1.009	1.004	1.038	1.014
Y	0.081	0.090	0.094	0.096	0.088	0.088	0.089	0.086	0.096	0.080	0.092
W	0.942	0.845	0.895	0.871	0.858	0.833	0.857	0.905	0.900	0.872	0.894
X + Y + W	2.006	2.000	2.000	2.001	1.981	1.985	1.987	2.000	2.000	1.990	2.000
Mg	47.33	48.75	46.90	47.70	47.16	48.06	47.35	45.69	46.18	47.06	46.00
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$	4.92	8.31	7.07	7.68	7.32	8.44	7.28	7.62	7.70	7.52	7.85
Ca	47.75	42.94	46.03	44.62	45.52	43.50	45.37	46.69	46.12	45.42	46.15
X_{mg}	0.906	0.854	0.869	0.862	0.865	0.860	0.866	0.862	0.856	0.862	0.854
Noms	Di	End	Di	Di/End	Di	Di	Di/End	Di	Di	Di/End	Di

TABLEAU I- 6 : Analyses chimiques et proportions cationiques des Pyroxènes des Cumulats de Pozanti-Karsanti.

A) Clinopyroxènes (col. n° 1 à 28)

B) Orthopyroxènes (col. n° 29 à 41).

n° d'ordre :	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
n° analyses :	1-48	1-49	4-80	4-86	4-92	4-95	4-89	1-19	1-18	1-10	1-6
cristaux :	PC	PC	C	PC	NR	R	R	NR	NR	NR	NR
SiO_2 :	52.25	52.89	50.26	50.13	51.77	51.52	50.85	52.34	52.91	53.03	52.75
Al_2O_3 :	3.07	3.05	2.69	3.21	1.72	2.32	2.17	1.55	1.59	1.44	1.58
FeO_t :	3.75	5.20	8.22	8.34	7.07	8.20	7.41	8.93	8.30	7.79	10.12
MnO :	-	0.15	-	-	-	0.41	0.26	0.05	1.20	0.26	0.29
MgO :	15.60	16.68	14.49	13.86	14.91	15.23	15.18	14.49	14.04	14.55	14.70
CaO :	22.66	20.29	23.01	22.89	22.60	20.30	22.39	20.90	20.77	20.82	19.36
Na_2O :	0.20	0.19	-	0.16	0.28	0.16	0.08	0.19	0.29	0.14	0.29
K_2O :	-	-	-	-	0.02	-	-	0.01	-	-	-
TiO_2 :	0.15	0.25	0.34	0.56	0.20	0.24	0.16	0.13	0.29	0.22	0.17
NiO :	-	-	0.11	-	-	-	-	0.06	-	0.11	0.14
ZnO :	0.34	-	0.04	-	-	-	-	0.04	0.13	-	-
Cr_2O_3 :	0.46	0.21	-	-	0.20	0.31	0.20	-	0.01	-	0.35
TOTAL :	98.75	98.91	99.16	99.16	98.77	98.69	98.70	98.69	99.53	98.36	99.75
					Sur la base de 6 Oxygènes						
Si :	1.939	1.945	1.879	1.876	1.933	1.930	1.901	1.968	1.977	1.989	1.968
Al^{IV} :	0.061	0.055	0.118	0.124	0.067	0.070	0.095	0.032	0.023	0.011	0.032
Al^{VI} :	0.072	0.077	-	0.017	0.009	0.032	-	0.037	0.047	0.053	0.037
Ti :	0.004	0.007	0.010	0.016	0.006	0.007	0.005	0.004	0.008	0.006	0.005
Fe^{3+} :	-	-	0.104	0.087	0.063	0.030	0.096	0.003	-	-	-
Cr :	0.013	0.006	-	-	0.006	0.009	0.006	-	-	-	0.010
Mg :	0.864	0.920	0.812	0.778	0.835	0.856	0.851	0.818	0.787	0.818	0.823
Fe^{2+} :	0.115	0.159	0.152	0.173	0.157	0.226	0.135	0.277	0.259	0.243	0.315
Mn :	-	0.005	-	-	-	0.013	0.008	0.002	0.038	0.008	0.009
Ni :	-	-	0.003	-	-	-	-	0.002	-	0.003	0.004
Zn :	0.009	-	0.001	-	-	-	-	0.001	0.004	-	-
Ca :	0.897	0.799	0.922	0.917	0.904	0.815	0.897	0.842	0.832	0.837	0.774
Na :	0.014	0.014	-	0.012	0.020	0.012	0.006	0.014	0.021	0.010	0.021
K :	-	-	-	-	0.001	-	-	-	-	-	-
Z :	2.000	2.000	1.997	2.000	2.000	2.000	1.996	2.000	2.000	2.000	2.000
X :	0.988	1.084	0.968	0.951	0.992	1.095	0.994	1.100	1.088	1.072	1.151
Y :	0.089	0.090	0.114	0.120	0.084	0.078	0.107	0.044	0.055	0.059	0.059
W :	0.911	0.813	0.922	0.929	0.925	0.827	0.903	0.856	0.853	0.847	0.795
X + Y + W :	1.988	1.987	2.001	2.000	2.001	2.000	2.000	2.000	1.996	1.978	1.998
Mg :	46.05	48.86	40.80	39.80	42.62	44.12	42.83	42.12	41.08	42.92	42.84
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$:	6.13	8.71	12.86	13.30	11.23	13.87	12.03	14.52	15.50	13.17	16.87
Ca :	47.82	42.43	46.34	46.90	46.15	42.01	45.14	43.36	43.42	43.91	40.29
X_{mg} :	0.882	0.849	0.760	0.750	0.791	0.761	0.781	0.744	0.726	0.765	0.718
Noms :	Di	End	Sa	Sa	Sa	Au	Au/Sa	Au	Au	Au	Au

TABLEAU I- f : (suite)

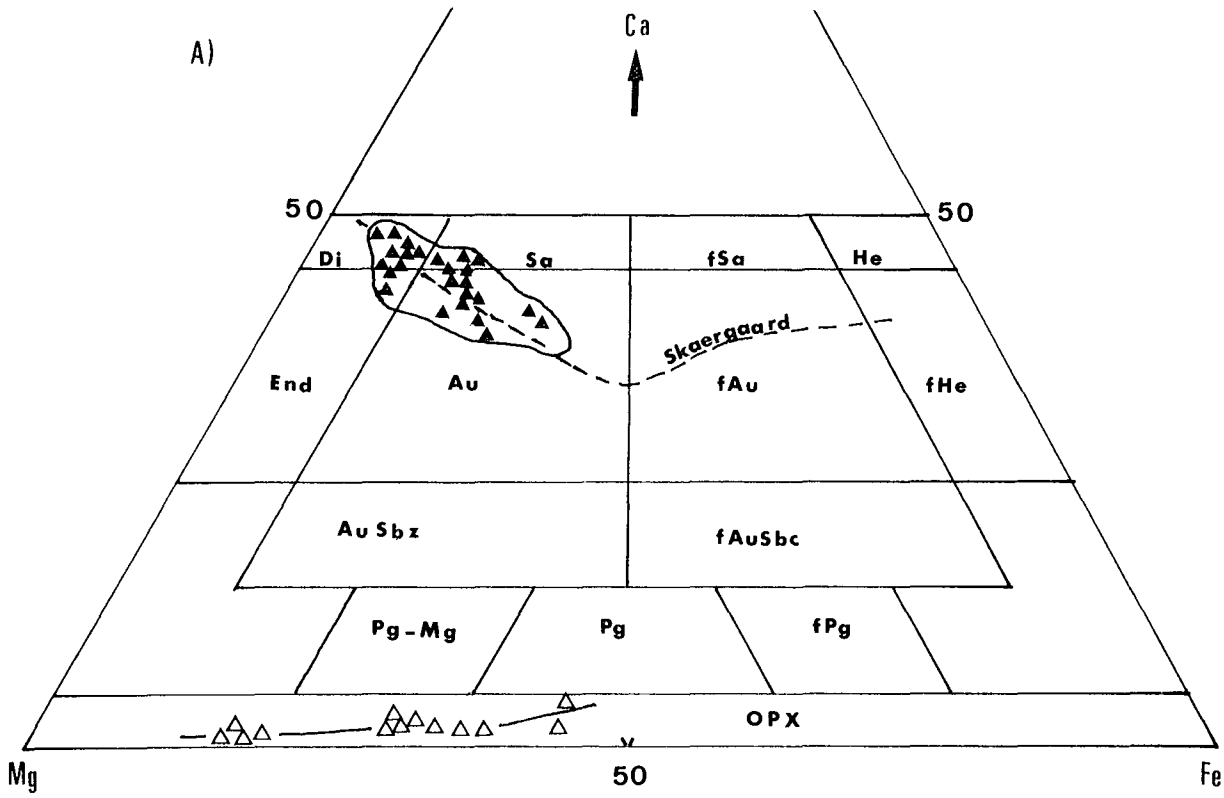
B)

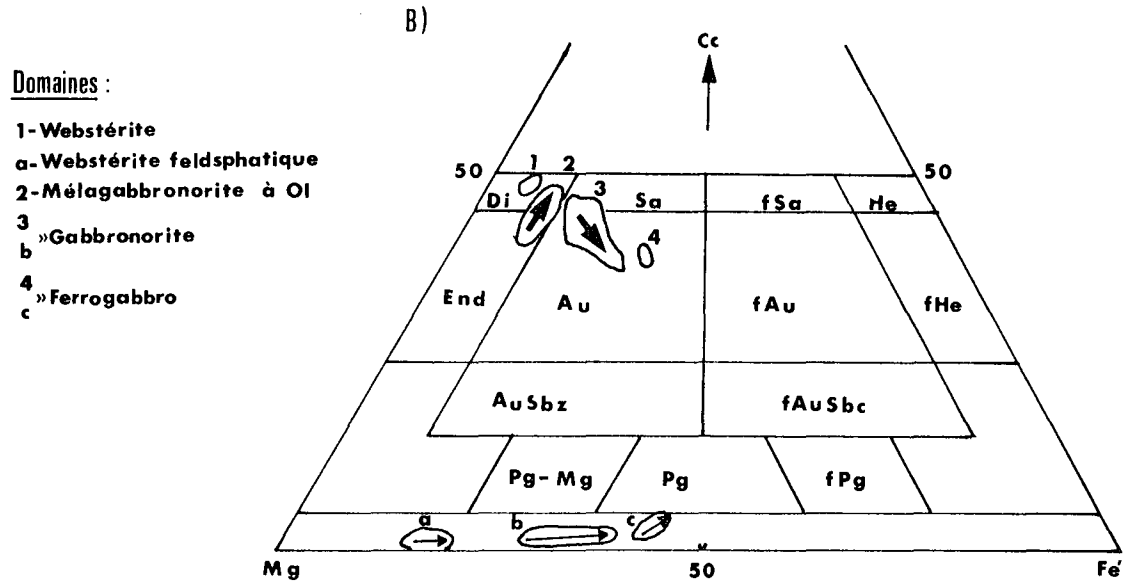
n° d'ordre	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
n° analyses	1-13	1-11	1-5	1-3	1-22	1-31	1-33	1-36	1-35	1-40	4-83
cristaux	R	R	R	R	C	C	NR	NR	R	R	C
SiO_2	51.93	52.95	53.01	52.09	51.96	50.64	54.11	54.29	55.61	54.48	51.98
Al_2O_3	1.59	1.46	1.61	1.78	2.36	2.17	1.94	1.95	1.96	2.10	1.43
FeO_t	9.48	8.97	8.58	8.18	12.78	13.03	10.39	11.89	10.70	10.17	20.01
MnO	1.75	0.16	0.14	0.26	0.39	0.16	-	-	0.11	2.72	0.17
MgO	14.60	14.18	13.99	14.36	12.40	12.30	30.55	30.50	29.90	30.05	24.09
CaO	19.03	20.32	21.19	20.80	19.97	20.37	0.65	0.64	0.67	0.54	1.19
Na_2O	0.31	0.28	0.10	0.21	0.21	0.07	-	-	-	-	0.03
K_2O	-	-	-	-	-	0.06	0.06	-	-	-	0.04
TiO_2	0.16	0.36	0.29	0.12	0.39	0.42	0.22	0.10	-	-	-
NiO	-	-	0.04	-	0.03	-	-	0.06	-	-	-
ZnO	0.06	-	0.64	0.19	-	-	0.32	-	-	-	-
Cr_2O_3	0.17	0.17	-	0.05	0.12	-	0.40	0.18	0.53	0.21	-
TOTAL	98.92	98.85	99.59	98.04	100.61	99.23	98.64	99.61	99.48	100.27	98.94
							Sur la base de 6 Oxygènes				
Si	1.952	1.984	1.977	1.969	1.949	1.930	1.926	1.918	1.964	1.919	1.926
Al^{IV}	0.048	0.016	0.023	0.031	0.051	0.070	0.074	0.082	0.036	0.081	0.063
Al^{VI}	0.023	0.048	0.048	0.048	0.054	0.027	0.008	-	0.046	0.006	-
Ti	0.004	0.010	0.008	0.003	0.011	0.012	0.006	0.003	-	-	-
Fe^{3+}	0.035	-	-	-	-	0.026	0.048	0.072	-	0.070	0.089
Cr	0.005	0.005	-	0.002	0.004	-	0.011	0.005	0.015	0.006	-
Mg	0.824	0.797	0.783	0.814	0.698	0.703	1.631	1.616	1.584	1.588	1.339
Fe^{2+}	0.262	0.280	0.267	0.258	0.400	0.388	0.260	0.278	0.315	0.228	0.528
Mn	0.056	0.005	0.004	0.008	0.012	0.005	-	-	0.003	0.081	0.005
Ni	-	-	0.001	-	0.001	-	-	0.002	-	-	-
Zn	0.002	-	0.018	0.005	-	-	0.008	-	-	-	-
Ca	0.767	0.816	0.847	0.842	0.803	0.831	0.025	0.024	0.025	0.021	0.046
Na	0.023	0.020	0.007	0.015	0.015	0.005	-	-	-	-	0.002
K	-	-	-	-	-	0.003	0.003	-	-	-	0.002
Z	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
X	1.144	1.082	1.073	1.085	1.110	1.096	1.899	1.896	1.902	1.897	1.872
Y	0.067	0.063	0.056	0.053	0.069	0.065	0.073	0.080	0.061	0.082	0.089
W	0.790	0.836	0.854	0.857	0.818	0.839	0.028	0.024	0.025	0.021	0.050
X + Y + W	2.001	1.981	1.983	1.995	1.998	2.000	2.000	2.000	1.988	2.000	2.011
Mg	42.39	41.99	41.19	42.35	36.49	36.00	83.05	81.21	82.20	79.88	66.72
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$	18.16	15.02	14.26	13.84	21.54	21.45	15.68	17.59	16.50	19.06	30.99
Ca	39.45	42.99	44.55	43.81	41.97	42.55	1.27	1.20	1.30	1.06	2.29
X_{mg}	0.700	0.737	0.742	0.753	0.628	0.626	0.841	0.822	0.833	0.807	0.683
Noms	Au	Au	Au	Au	Auf	Auf	En_{84} (Br)	En_{82} (Br)	En_{83} (Br)	En_{81} (Br)	En_{68} (Hyp)

TABLEAU I- F : (suite)

n° d'ordre :	34	35	36	37	38	39	40	41
n° analyses :	4-94	4-87	4-88	1-2	1-8	1-9	1-21	1-29
cristaux :	NR	NR	R	NR	R	R	C	C
SiO_2 :	52.27	52.31	52.18	53.14	53.18	52.16	52.31	51.95
Al_2O_3 :	1.29	1.00	1.24	1.11	1.04	0.91	1.30	1.34
FeO_t :	18.69	18.19	18.43	20.71	22.72	22.77	25.80	24.29
MnO :	0.17	0.81	0.21	0.53	0.31	0.57	0.64	0.86
MgO :	25.47	24.99	25.63	22.64	22.37	21.80	18.34	18.15
CaO :	0.72	0.75	0.90	0.74	0.81	0.69	0.86	2.33
Na_2O :	-	-	-	-	0.03	-	-	-
K_2O :	-	-	-	-	0.03	0.01	-	0.05
TiO_2 :	0.14	0.06	0.05	0.11	0.15	0.19	0.22	0.24
NiO :	-	-	-	-	0.15	-	-	-
ZnO :	0.08	0.13	-	-	-	-	0.53	-
Cr_2O_3 :	-	-	0.03	0.08	-	0.14	0.41	-
TOTAL :	98.82	98.25	98.66	99.06	100.64	99.24	100.41	99.21
			Sur la base de 6 Oxygènes					
Si :	1.925	1.941	1.921	1.981	1.965	1.965	1.984	1.981
Al^{IV} :	0.056	0.044	0.053	0.019	0.035	0.035	0.016	0.019
Al^{VI} :	-	-	-	0.030	0.010	0.005	0.042	0.041
Ti :	0.004	0.002	0.001	0.003	0.004	0.005	0.006	0.007
Fe^{3+} :	0.088	0.076	0.114	-	0.013	-	-	-
Cr :	-	-	0.001	0.002	-	0.004	0.012	-
Mg :	1.407	1.391	1.415	1.266	1.240	1.232	1.043	1.038
Fe^{2+} :	0.486	0.487	0.452	0.643	0.686	0.715	0.816	0.772
Mn :	0.005	0.026	0.007	0.017	0.010	0.018	0.021	0.028
Ni :	-	-	-	-	0.004	-	-	-
Zn :	-	0.004	-	-	-	-	0.010	-
Ca :	0.028	0.030	0.036	0.029	0.032	0.028	0.035	0.095
Na :	-	-	-	-	0.002	-	-	-
K :	-	-	-	-	0.001	-	-	0.003
Z :	1.981	1.985	1.974	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
X :	1.898	1.908	1.874	1.926	3.866	1.965	1.890	1.838
Y :	0.094	0.078	0.116	0.035	0.027	0.009	0.060	0.048
W :	0.028	0.030	0.036	0.029	0.035	0.028	0.035	0.098
X + Y + W :	2.020	2.016	2.026	1.990	2.002	2.007	1.985	1.984
Mg :	69.86	69.20	69.91	64.76	62.59	61.81	54.46	53.70
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$:	28.74	29.30	28.31	33.76	35.79	36.78	43.71	41.39
Ca :	1.40	1.50	1.78	1.48	1.62	1.41	1.83	4.91
X_{mg} :	0.708	0.703	0.712	0.657	0.636	0.647	0.555	0.565
Noms :	En_{71} (Br)	En_{70} (Hyp)	En_{71} (Br)	En_{66} (Hyp)	En_{64} (Hyp)	En_{65} (Hyp)	En_{55} (Hyp)	En_{56} (Hyp)

TABLEAU I- 6 : (suite)





Domaines :

1-Webstérite

a-Webstérite feldsphatique

2-Mélagabbronorite à Ol

3b »Gabbronorite

4c »Ferrogabbro

Fig. I-25 : A)- Classification chimique des clinopyroxènes et des orthopyroxènes des cumulats du secteur étudié, à l'aide du diagramme Ca-Mg-Fe' de Poldervaart et Hess (1951).

B)- Différents types d'évolution de la composition des clinopyroxènes (domaines 2 et 3) et des orthopyroxènes (domaine a, b et c) au sein de chacun des différents faciès lithologiques des cumulats. (v. le texte).

Symboles : ▲ - *clinopyroxènes*

△ - *orthopyroxènes*

. de *salite* ou *augite* dans les gabbronorites ($Ca_{39\ à\ 47} \cdot Mg_{44\ à\ 40} \cdot Fe_{18\ à\ 12}$)

. d'*augite riche en fer* dans les ferrogabbros ($Ca_{42} \cdot Mg_{36} \cdot Fe_{22}$).

Dans les cumulats gabbroïques, la composition des clinopyroxènes varie donc de $Ca_{48}\ Mg_{47}\ Fe_{7}$ à $Ca_{42}\ Mg_{36}\ Fe_{22}$ depuis la base vers le sommet.

Les points représentatifs des compositions des clinopyroxènes sont bien regroupés à l'intérieur de chaque faciès. Cependant on note une légère évolution parallèle au côté Ca-Mg dans les gabbronorites à olivine et parallèle cette fois au côté Ca-Fe dans les gabbronorites et ferrogabbros (Fig. I-25 B).

Dans l'ensemble, tous ces minéraux se disposent suivant une ligne traduisant un enrichissement progressif en fer et un appauvrissement corrélatif net en calcium et magnésium à partir des diopsides des webstérites jusqu'aux augites riches en fer des ferrogabbros (Fig. I-25 A).

La courbe d'évolution est fort comparable à celle des clinopyroxènes des cumulats de l'Intrusion de Skaergaard définie par Wager et Brown (1968) et également à celles des ophiolites de la Méditerranée Orientale, telles que Pinde ou Troodos (Capedri et Venturelli 1980) ou Guévguéli (Bébien 1982). Cependant, rappelons que dans ces derniers massifs, les variétés riches en fer des augites n'ont pas été observées.

. Les teneurs en TiO_2 sont assez variables dans l'ensemble des clinopyroxènes des cumulats (0,03 à 0,56 %). Le titane est concentré préférentiellement dans le liquide résiduel plutôt que dans les phases cumulus : par exemple 0,34 % de TiO_2 dans le clinopyroxène cumulus et 0,56 % dans le clinopyroxène post-cumulus d'un même échantillon.

. Les teneurs en Al_2O_3, élevées et peu variables dans les clinopyroxènes de la base des cumulats gabbroïques (3 % ∓ 0,4 en moyenne), sont sensiblement faibles et assez variables dans ceux des gabbronorites (1,9 % en moyenne) où les plagioclases cristallisent en quantité importante comme phase minérale cumulus.

. Les teneurs en Cr_2O_3, très élevées dans les webstérites feldspathiques ou non (0,5 à 0,7 % en moyennes), peuvent descendre jusqu'à 0,15 % dans ceux des gabbronorites à olivine. Alors qu'elles sont très variables (inf. à 0,35 %) dans la plupart des clinopyroxènes de la partie médiane à supérieure des cumulats gabbroïques (v. Fig. I-30).

. Les teneurs en MnO, presque nulles dans les clinopyroxènes des webstérites, sont presque toujours inférieures à 0,4 %, à l'exception de quelques clinopyroxènes recristallisés dans lesquels elles peuvent dépasser largement 1 % pour atteindre 2 % (Tabl. I-6, col. n° 20-23).

. Les teneurs en Na_2O, faibles dans les clinopyroxènes des webstérites, varient largement dans ceux de gabbros où on peut constater une variation corrélative, (avec le rapport FeO'/MgO par exemple, v. Fig. I-28 B), à l'intérieur de chacun des différents faciès.

Les relations entre Al_2O_3 et TiO_2 peuvent être montrées dans les diagrammes TiO_2 - Al_2O_3 ou TiO_2/Al_2O_3 - FeO'/MgO, (Fig. I-26 A et B). On y constate que les clinopyroxènes des différents faciès sont bien regroupés :

. à des niveaux FeO'/MgO et TiO_2/Al_2O_3 faibles et Al_2O_3 élevé pour les clinopyroxènes des webstérites feldspathiques et gabbronorites à olivine.

. à des niveaux FeO/MgO relativement élevé et Al_2O_3 très variable pour les clinopyroxènes des gabbronorites.

. à des niveaux très élevés de FeO/MgO pour les clinopyroxènes des ferrogabbros.

Les clinopyroxènes des gabbronorites montrent deux droites de corrélation entre TiO_2 - Al_2O_3 et des rapports FeO/MgO - TiO_2/Al_2O_3 bien distincts (Fig. I-26 A-B).

a)- une droite d'évolution nette et peu accusée située à des niveaux où Al_2O_3 est relativement élevé.

b)- une droite d'évolution plus accusée située à des niveaux où TiO_2 est très variable et Al_2O_3 restant quasiment constant.

Il faut signaler que ces clinopyroxènes montrant deux types (a, b) de corrélation différente, appartiennent à des séquences gabbroïques de même faciès, dans une même région, mais intercalées par des zones rubanées pyroxénolitiques.

La variation importante du chrome, comme d'ailleurs de l'aluminium ou dans une certaine mesure du titane, observée dans les clinopyroxènes des niveaux médians à supérieurs des cumulats gabbroïques peuvent être attribuées :

. soit à des différences de vitesse de refroidissement des magmas (Mevel et Velde 1976, Gamble et Taylor 1980)

. soit à un processus contrôlé par les vitesses de diffusion de ces éléments et de croissance des cristaux (Bottinga et al. 1966, Mc Birney et Noyes 1979, Bébien 1982).

Nous pensons que la première hypothèse ne peut être valable pour ce qui concerne les clinopyroxènes des cumulats présentement étudiés en tenant compte des textures de leurs roches hôtes, (ad- à mésocumulats).

Il faut, en outre, signaler que les clinopyroxènes recristallisés sont légèrement plus alumineux, (2,5 % en moyenne), que les clinopyroxènes magmatiques (1,7 %). A cela près, leur composition chimique est identique.

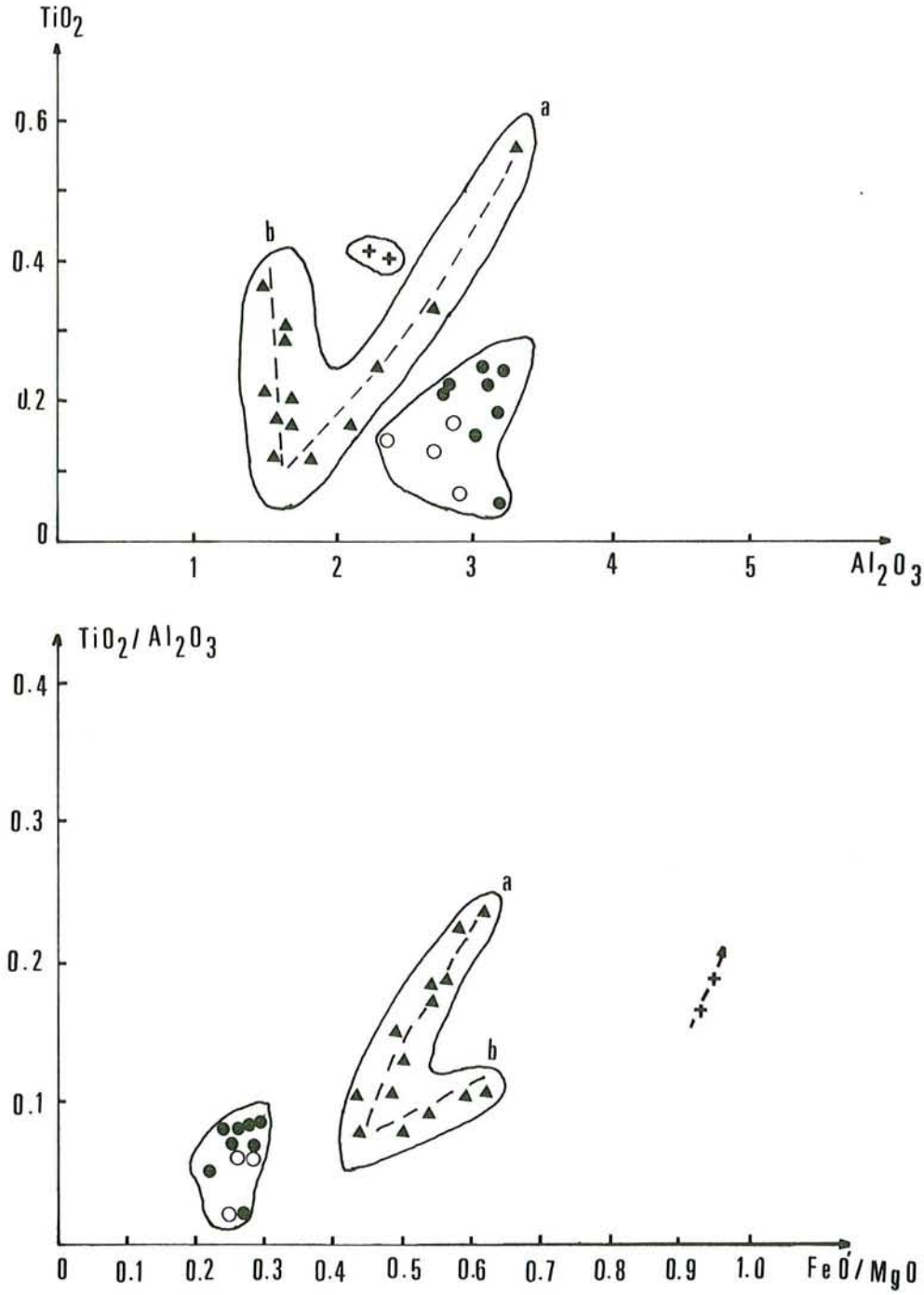


Fig. I-26 : Relation entre Al_2O_3 et TiO_2 ainsi qu'entre les rapports TiO_2/Al_2O_3 et FeO'/MgO dans les clinopyroxènes des cumulats gabbroïques de Pozanti-Karsanti.

Symboles :
- ○ - *Webstérite feldspathique*
- ● - *Mélagabbronorite à Olivine*
- ▲ - *Gabbronorite*
- \+ - *Ferrogabbro*

. *Confirmation du caractère tholéiitique* :

Les caractères tholéiitiques des clinopyroxènes ont été constatés à l'aide de quelques diagrammes : Al_t-Si, (Fig. I-27), et Al_t-Ti, (non figuré) de Kushiro (1960).
Cette constatation est également renforcée à l'aide de plusieurs diagrammes non figurés, entre autres : Al_2-TiO_2 de Le Bas (1962) ou SiO_2-TiO_2 de Nisbet et Pearce (1977).

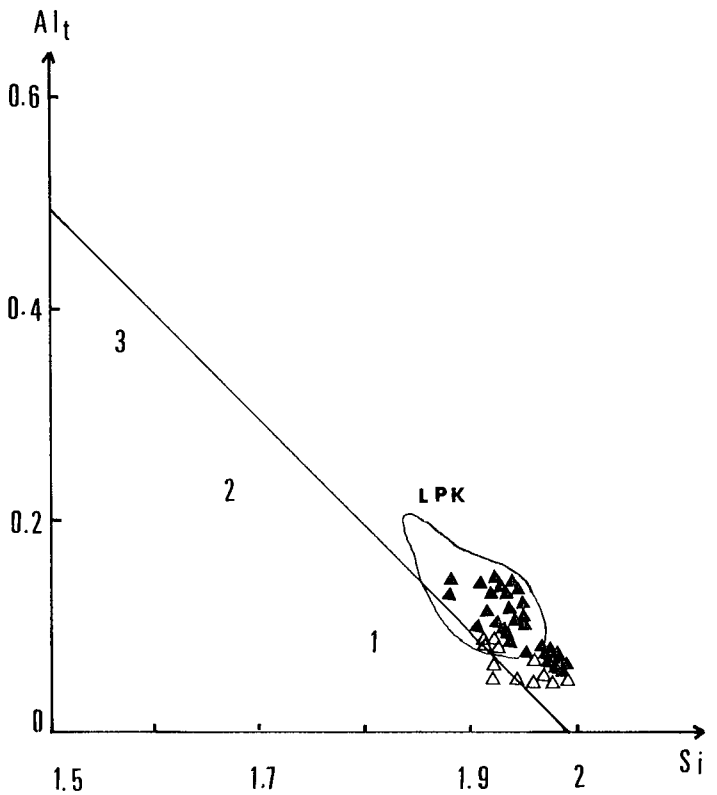


Fig. I-27 : Répartition des pyroxènes, (clinopyroxène et orthopyroxène), des cumulats dans le diagramme Al_t-Si de Kushiro (1960).
Le domaine "LPK" correspond à des clinopyroxènes des laves ophiolitiques tholéiitiques du même massif.

Domaines : 1)- Non Alcalin (Tholéiitique)
2)- Alcalin
3)- Très Alcalin

Symboles : ▲- clinopyroxène (non discriminé)
△- orthopyroxène (non discriminé)

Les clinopyroxènes des cumulats gabbroïques du secteur étudié de Pozanti-Karsanti sont comparables à ceux des Ophidites de la Méditerranée

Orientale, (faibles TiO_2 et Na_2O), comme le montre la disposition des points représentatifs des clinopyroxènes dans les diagrammes TiO_2 - FeO'/MgO et Na_2O - FeO/MgO de Capedri et Venturelli (1980) (Fig. I-28).

Ces auteurs y ont séparé les cortèges ophiolitiques situés d'une part dans la Méditerranée Orientale, (Pinde, Troodos) et d'autre part dans la Méditerranée Occidentale (Corse, Apennins ou Alpes Occidentales) mais essentiellement en se basant sur la composition chimique des clinopyroxènes de leurs laves métabasaltiques. Par conséquent, l'application de ces diagrammes aux clinopyroxènes des cumulats gabbroïques, ainsi que leur interprétation devrait être faite avec une certaine précaution par le fait que les clinopyroxènes présentent souvent la phase minérale cumulus et non le liquide résiduel.

Rappelons que l'étude chimique globale des gabbros avait mis en évidence d'une part leur appartenance à des cortèges ophiolitiques de type intermédiaire (v. Fig. I-24), et d'autre part leur ressemblance à des gabbros océaniques du site 334 (DSDP Atlantique, Leg 37) de faibles teneurs en titane. Ceci est souligné, en outre, par le report des points représentatifs des clinopyroxènes des gabbros étudiés dans le diagramme Ti - Cr, (Hebert 1982), qui montre leur ressemblance avec ceux des gabbros océaniques du site 334 d'Atlantique, (Fig. I-29).

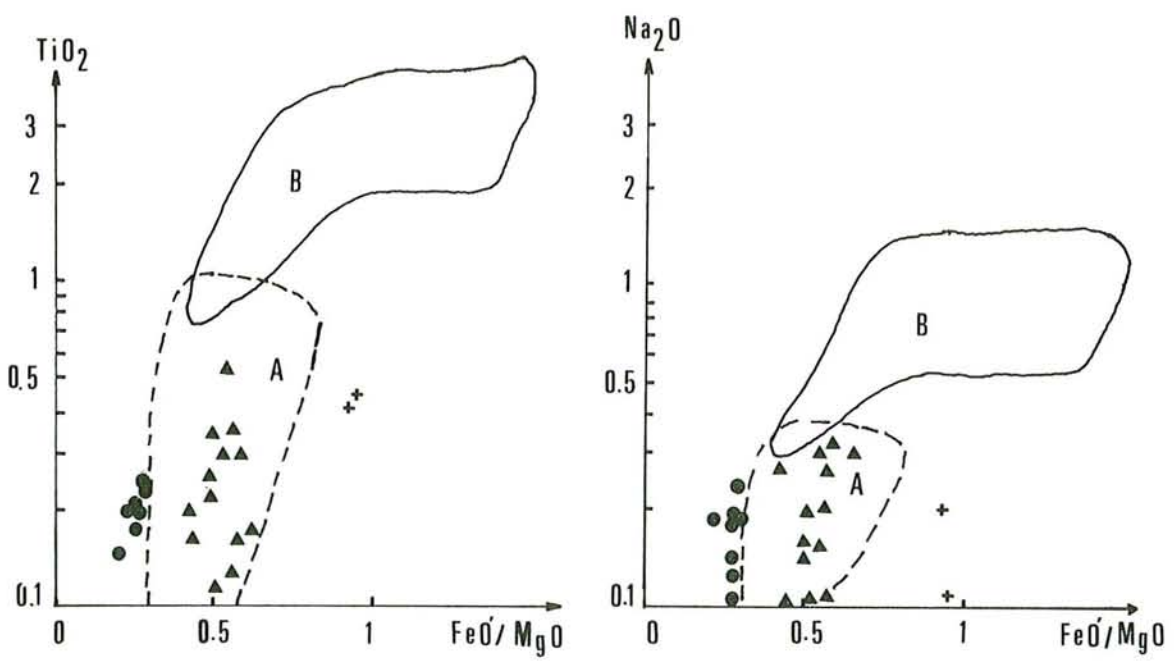


Fig. I-28 : Disposition des clinopyroxènes des cumulats gabbroïques du secteur étudié dans les diagrammes TiO_2 - FeO'/MgO (A) et Na_2O - FeO'/MgO (B) proposés par Capedri et Venturelli (1980) afin de distinguer les Ophiolites de la Méditerranée Orientale de celles de la Méditerranée Occidentale.

(mêmes symboles que la Fig. I-26).

Ceci indiquerait que les clinopyroxènes des gabbros de Pozanti-Karsanti ont cristallisé à partir d'un magma tholéiitique relativement pauvre en titane.

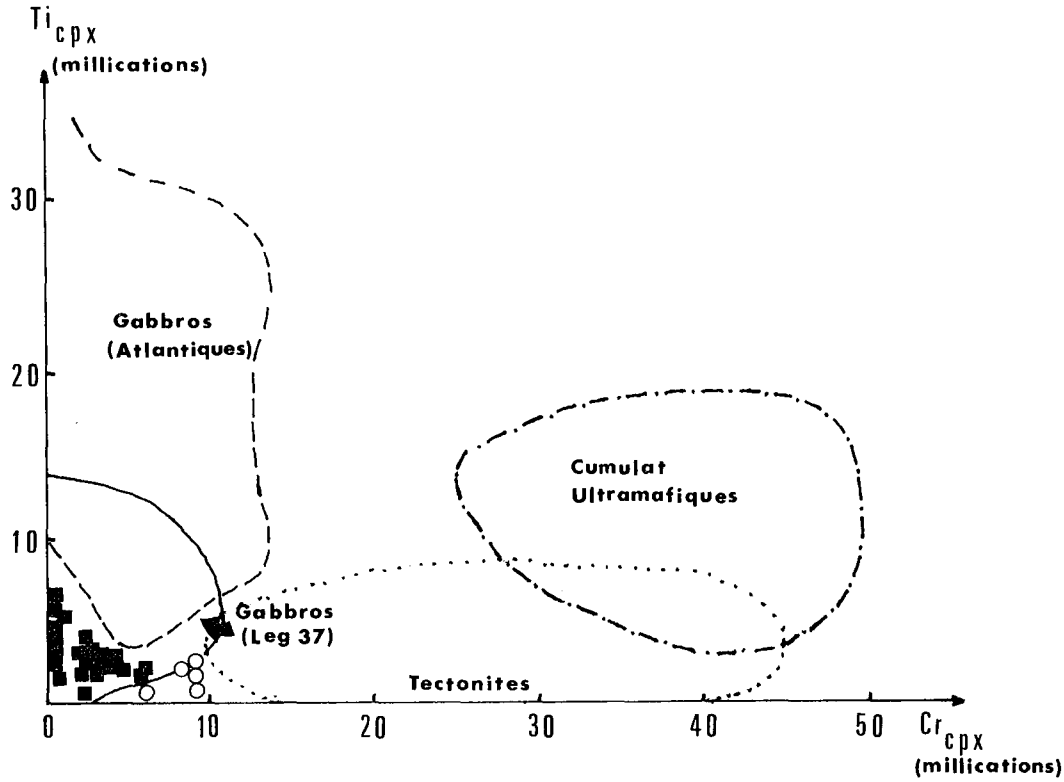


Fig. I-29 : Disposition des clinopyroxènes des cumulats dans le diagramme Ti_{cpx} - Cr_{cpx} (en millications) de Hebert (1982).

Symboles : O - Webstérites feldspathiques (non discriminés)

■ - Gabbros (non discriminés)

. *Variation des éléments pendant la différenciation :*

Les diagrammes de variation des éléments significatifs en fonction de X_{mg} - (Mg/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn considéré comme l'indice de différenciation) - dans les clinopyroxènes des cumulats du secteur étudié mettent en évidence que (Fig. I-30) :

* Le *fer* montre une évolution positive et linéaire en s'élevant dans la série cumulative, (des webstérites aux ferrogabbros).

* Il existe une nette discontinuité dans l'évolution du *calcium*, du *chrome* ainsi que de l'*aluminium* pendant la différenciation :

. *Le calcium* diminue nettement avec la diminution de X_{mg} à l'intérieur de chacun des faciès lithologiques. Les droites de corrélation négative sont subparallèles entre elles.

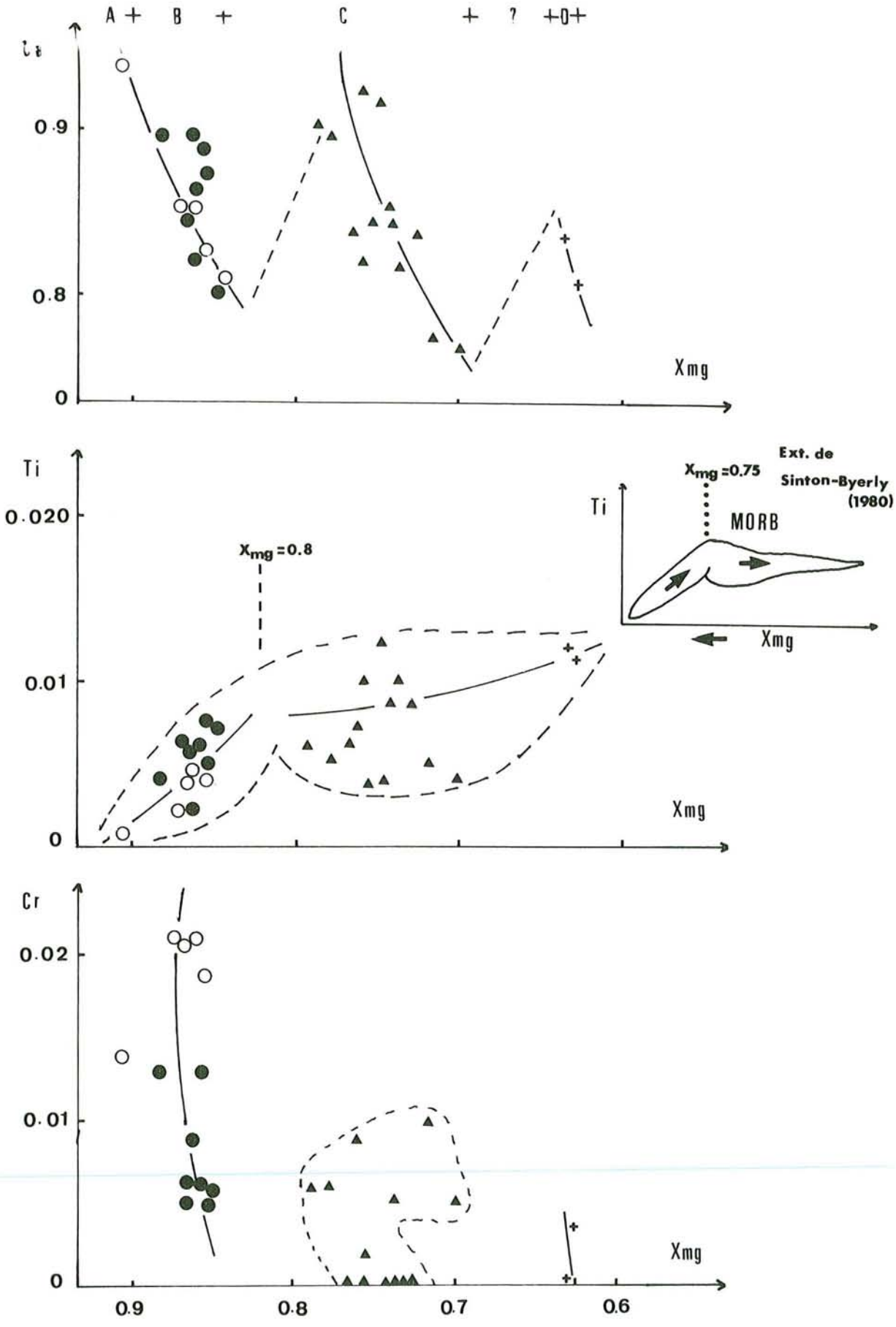


Fig. I-30 : Variation des éléments significatifs des clinopyroxènes des cumulats en fonction de X_{mg} pendant la différenciation et la cristallisation.
(mêmes symboles que la Fig. I-26).
$X_{mg} = Mg/Fe^{2+} + Mg + Fe^{3+} + Mn.$

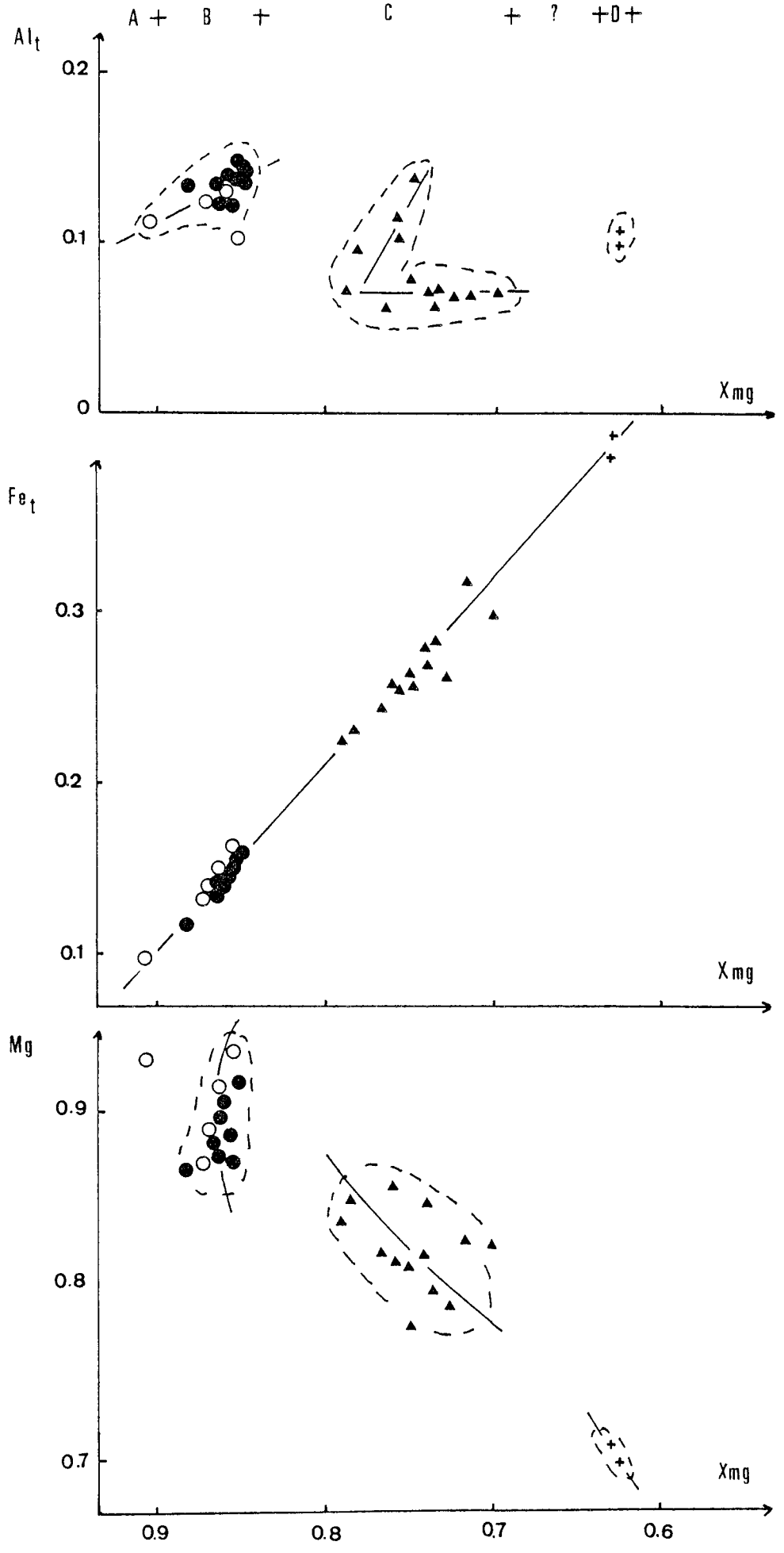


Fig. I-30 (suite)

. *Le chrome* diminue rapidement à l'intérieur des webstérites feldspathiques ou non et des mélagabbronorites à Olivine pendant la différenciation. Il ne montre par contre aucune évolution au sein des gabbronorites où il est très variable.

. *L'aluminium* ne montre également aucune évolution continuelle en s'élevant dans la série cumulative. On constate un regroupement à l'intérieur de chaque groupe lithologique. Il augmente dans les webstérites et gabbronorites à Olivine ou reste quasiment constant dans les niveaux médians à supérieurs des cumulats gabbroïques.

* Le *magnésium* montre une évolution négative et linéaire des webstérites aux gabbronorites, (X_{mg} = 0,8). Au delà, ($X_{mg} < 0,8$), il diminue jusqu'aux ferrogabbros mais d'une façon assez grossière.

* L'évolution du *titane* est cependant beaucoup plus significative. Le titane augmente régulièrement jusqu'au niveau X_{mg} = 0,8 l'intérieur des faciès webstéritiques feldspathiques et gabbronoritiques à Olivine. Au delà ce de niveau ($X_{mg} < 0,8$) il reste grossièrement constant.

Une telle évolution du titane pendant la différenciation est caractéristique des clinopyroxènes des roches tholéiitiques océaniques, (Schweitzer et al. 1979, Sinton et Byerly 1980, Rice et al. 1980). Elle a été constatée également dans les clinopyroxènes des laves thoéliitiques ophiolitiques du même massif, (cf. Tome II, partie III-B, ch. B V.1.3°.1°°, Fig. III-100 A).
Cette augmentation de titane dans les niveaux inférieurs des cumulats gabbroïques est conciliable avec la cristallisation tardive des oxydes de fer et de titane. La quasi-constance de titane, - bien qu'il soit plus ou moins variable -, est également concordante avec le début de la cristallisation de ces oxydes au niveau des gabbronorites.

Les discontinuités observées dans l'évolution de Ca, Al et Cr en s'élevant dans la série cumulative nous permettent de penser que les clinopyroxènes des cumulats du secteur étudié ne montrent pas d'évolution cryptique globale et que la chambre magmatique a été alimentée à plusieurs reprises.

B IV.1.2°) Orthopyroxènes

. Dans les webstérites feldspathiques, les orthopyroxènes ont des compositions de *bronzite* ($Ca_1 \cdot Mg_{80-83} \cdot Fe_{19-16}$).
Il n'existe aucune différence chimique dans la composition des orthopyroxènes recristallisés ou non, à l'exception de MnO.

. Dans les gabbronorites, la composition des orthopyroxènes magmatiques diffère légèrement de celle des orthopyroxènes recristallisés. Les orthopyroxènes magmatiques, - à compositions de *bronzite à hypersthène* ($Ca_{1-2} \cdot Mg_{65-70} \cdot Fe_{34-28}$) -, sont plus magnésiens (25 %) et légèrement plus alumineux (1,2 %) en revanche nettement moins ferrifères (19 %) que les orthopyroxènes recristallisés, - à compositions d'*hypersthène* ($Ca_{1-2} \cdot Mg_{62-63} \cdot Fe_{35-37}$) -, (respectivement 18 %, 0,9 % et 23 %).

. Dans les ferrogabbros, les orthopyroxènes magmatiques ont des compositions d'*hypersthène riche en fer*, $(Ca_{2-5} \cdot Mg_{54} \cdot Fe_{41-44})$. Ainsi, en s'élevant dans la séquence cumulative gabbroïque, les orthopyroxènes magmatiques s'enrichissent nettement en fer et légèrement en calcium, (Fig. I-25), alors qu'ils s'appauvrissent nettement en magnésium et également en chrome.

Les teneurs en CaO atteignent plus de 2 % dans certains orthopyroxènes des ferrogabbros, sinon elles sont toujours inférieures à 1 %. Ces orthopyroxènes à hautes teneurs en calcium sont sans doute contaminés par des clinopyroxènes calciques coexistants. Les teneurs en MnO, exagèrement élevées dans certains orthopyroxènes recristallisés (dépassant 2 %), s'expliqueraient par les observations de Binns (1962) et Bonnichsen (1969), sur la composition des orthopyroxènes recristallisés dans les roches métamorphiques, dans lesquelles les orthopyroxènes sont toujours très riches en manganèse (sup. à 1 % atteignant 4-5 %).

B IV.2) PLAGIOCLASES

Quelques plagioclases, exprimés en cristaux cumulus ou postcumulus ou encore recristallisés ont été analysés à la microsonde, (Tabl. I-7). Les formules structurales sont calculées sur la base de 8 oxygènes.

Ils sont toujours très calciques $(An_{96}$ *à* $An_{83})$, mais une nette évolution vers les termes plus riches en albite peut être constatée dans le diagramme Or - Ab - An, (Fig. I-31), en s'élevant dans la séquence gabbroïque.

. Les teneurs en K_2O, toujours très faibles (inf. à 110 ppm), peuvent être comparées à celles des plagioclases des basaltes océaniques, (inf. à 100 ppm), (Shimizu 1978, Bollinger et Semet 1980).

. Les teneurs en MgO sont également en traces, (inf. à 0,04 %) ; alors que celles de MnO, Cr_2O_3 et FeO, qui sont très variables, peuvent atteindre respectivement 1 %, 0,5 % et 0,6 %. La quantité de fer augmente avec la diminution de la basicité des plagioclases, (Fig. I-32). Elle peut atteindre 0,5 % dans les plagioclases de ferrogabbros.

L'augmentation du fer avec la diminution d'An (%) est caractéristique des plagioclases des roches basaltiques océaniques, (Kirkpatrick 1979, Bryan 1974, Bollinger et Semet 1980). Inversement dans les plagioclases des roches non océaniques, le fer montre une nette corrélation positive avec An (%), (Pringle et al. 1974).

Types de roches	A				B		C	
n° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8
n° analyses	1-37	1-34	1-38	1-39	1-50	1-51	4-85	4-82
cristaux	NR	R	R	R	C	C	C	PC
SiO_2	45.56	45.56	45.05	45.29	44.81	43.59	43.93	44.07
Al_2O_3	35.53	34.66	35.36	35.15	35.29	36.02	34.45	34.43
FeO_t	0.44	-	-	0.36	0.32	0.13	0.29	-
MnO	0.19	0.47	-	0.02	-	-	-	-
MgO	0.02	-	-	-	-	-	-	-
CaO	17.87	18.35	17.41	18.19	18.66	18.34	19.10	18.73
Na_2O	0.75	0.82	0.73	0.89	0.51	0.43	0.61	1.17
K_2O	-	0.02	-	0.02	-	-	-	-
TiO_2	-	-	-	0.01	-	-	-	-
NiO	0.42	-	0.18	-	-	-	-	-
ZnO	-	0.34	-	-	-	0.09	-	0.09
Cr_2O_3	-	-	0.12	0.10	0.07	-	-	0.50
TOTAL	100.78	100.22	98.85	100.04	99.66	98.61	98.39	99.00
			Sur la base de 8 Oxygènes					
Si	2.087	2.102	2.093	2.089	2.076	2.038	2.067	2.065
Al	1.915	1.881	1.930	1.907	1.922	1.982	1.907	1.899
Fe^{3+}	-	-	-	-	-	-	0.012	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	0.004	0.004	0.003	-	-	0.019
Mg	0.002	-	-	-	-	-	-	-
Fe^{2+}	0.017	-	-	0.014	0.012	0.005	-	-
Mn	0.008	0.017	-	0.001	-	-	-	-
Ni	0.016	-	0.008	-	-	-	-	-
Zn	-	0.010	-	-	-	0.003	-	0.002
Ca	0.880	0.907	0.867	0.899	0.926	0.920	0.962	0.914
Na	0.069	0.072	0.066	0.079	0.046	0.040	0.055	0.105
K	-	0.001	-	0.001	-	-	-	-
Z	4.002	3.983	4.027	4.000	4.001	4.020	3.986	3.993
X	0.993	1.007	0.941	0.994	0.984	0.968	1.017	1.021
TOTAL	4.995	4.990	4.968	4.994	4.985	4.988	5.003	5.014
Ab %	7.27	7.35	7.07	8.07	4.73	4.17	5.41	10.30
An %	92.73	92.55	92.93	91.83	95.27	95.83	94.59	89.70
Or %	-	0.10	-	0.10	-	-	-	-
Ab/An	0.08	0.08	0.09	0.08	0.04	0.06	0.06	0.11
$\frac{100\ An}{An + Ab}$	92.73	92.64	92.93	91.92	95.27	95.83	94.59	89.70
Nomencl.	An_{93} Anorth	An_{93} Anorth	An_{93} Anorth	An_{92} Anorth	An_{95} Anorth	An_{96} Anorth	An_{95} Anorth	An_{90} Bytown

TABLEAU I-7 : Analyses chimiques et proportions cationiques des Plagioclases des Cumulats de Pozanti-Karsanti.

A) - Webstérite feldspathique (éch. AC 380G)
B) - Mélagabbro noritique à Olivine (éch. AC 383G)
C) - Gabbro noritique sans Olivine, non recuit (éch. AC 314G)
D) - Gabbro noritique recuit sans Olivine
(D1- éch. AC 610G ; D2- éch. AC 279G3)
E) - Ferrogabbro (éch. AC 361G).

Types de roches	:	D1		D2			E		
n° d'ordre	:	9	10	11	12	13	14	15	16
n° analyses	:	4-91	4-96	1-1	1-14	1-4	1-23	1-28	1-30
cristaux	:	NR	NR	NR	NR	R	C	C	C
SiO_2	:	44.29	44.31	46.85	46.64	46.78	46.28	46.96	45.78
Al_2O_3	:	34.22	34.36	33.84	33.62	33.77	34.43	34.35	34.35
FeO_t	:	-	0.18	0.12	0.55	0.02	0.05	0.53	0.41
MnO	:	-	-	-	1.00	-	-	-	-
MgO	:	-	-	0.02	0.04	0.04	0.04	-	0.06
CaO	:	19.00	18.17	17.20	15.50	16.46	16.95	16.51	16.45
Na_2O	:	1.00	1.01	1.79	1.71	1.54	1.58	1.41	1.60
K_2O	:	-	-	0.02	0.03	0.01	-	-	-
TiO_2	:	0.06	-	0.07	-	-	-	-	-
NiO	:	-	0.07	-	-	-	0.02	0.11	-
ZnO	:	0.04	-	0.24	-	-	-	-	0.06
Cr_2O_3	:	-	0.17	-	-	-	-	0.12	0.31
TOTAL	:	98.61	98.27	100.16	99.10	98.61	99.35	99.98	99.03
				Sur la base de 8 Oxygènes					
Si	:	2.079	2.082	2.154	2.166	2.171	2.138	2.155	2.126
Al	:	1.890	1.901	1.830	1.837	1.844	1.871	1.855	1.877
Fe^{3+}	:	-	0.007	0.004	-	-	-	-	-
Ti	:	0.002	-	0.002	-	-	-	-	-
Cr	:	-	0.005	-	-	-	-	0.004	0.011
Mg	:	-	-	0.001	0.003	0.003	0.003	-	0.004
Fe^{2+}	:	-	-	-	0.021	0.001	0.002	0.021	0.016
Mn	:	-	-	-	0.039	-	-	-	-
Ni	:	-	0.002	-	-	-	0.001	0.004	-
Zn	:	0.001	-	0.007	-	-	-	-	0.002
Ca	:	0.952	0.915	0.846	0.771	0.820	0.839	0.812	0.820
Na	:	0.085	0.091	0.158	0.154	0.139	0.141	0.125	0.144
K	:	-	-	0.001	0.002	0.001	-	-	-
Z	:	3.971	3.995	3.990	4.003	4.015	4.009	4.014	4.014
X	:	1.038	1.008	1.013	0.990	0.964	0.986	0.966	0.986
TOTAL	:	5.009	5.003	5.003	4.993	4.979	4.995	4.980	5.000
Ab %	:	8.20	9.05	15.72	16.61	14.48	14.39	13.34	14.94
An %	:	91.70	90.95	84.18	83.17	85.42	85.61	86.66	85.06
Or %	:	-	-	0.10	0.22	0.10	-	-	-
Ab/An	:	0.09	0.10	0.19	0.20	0.17	0.17	0.15	0.18
$\frac{100\ An}{An + Ab}$	:	91.70	90.95	84.26	83.35	85.51	85.61	86.66	85.06
Nomencl.	:	An_{92}	An_{91}	An_{84}	An_{83}	An_{86}	An_{86}	An_{87}	An_{85}
		Anorth	Anorth	Bytown	Bytown	Bytown	Bytown	Bytown	Bytown

TABLEAU I- 7 : (suite)

Légende : - NR : non recristallisé
- R : recristallisé
- C : cumulus
- PC : post-cumulus
- Anorth : anorthite (An 100 à 90)
- Bytown : bytownite (An 90 à 70).

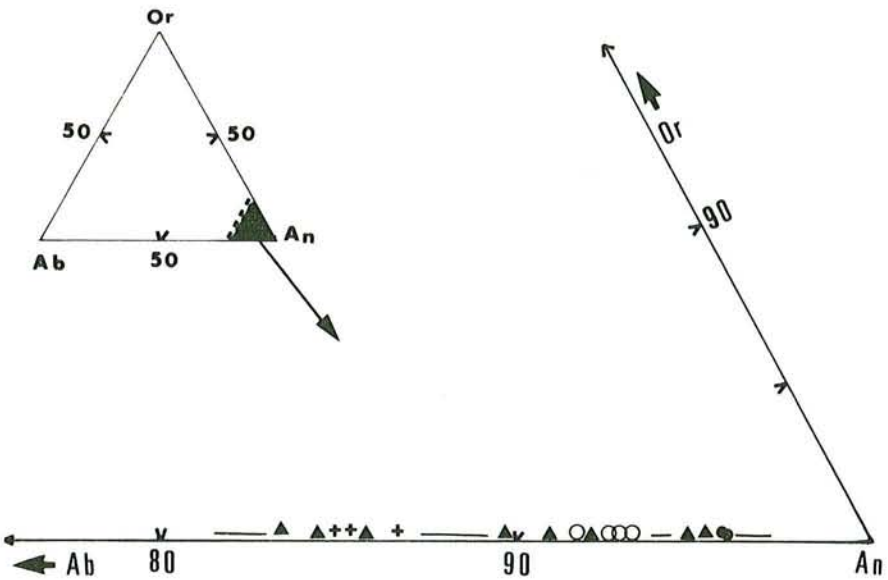


Fig. I-31 : Répartition des plagioclases des cumulats gabbroïques sur le diagramme "Or - Ab - An".

Symboles : - *Plagioclases des*

○ : *Webstérites feldspathiques*
● : *Melagabbronorites à Olivine*
▲ : *Gabbronorites*
\+ : *Ferrogabbros*

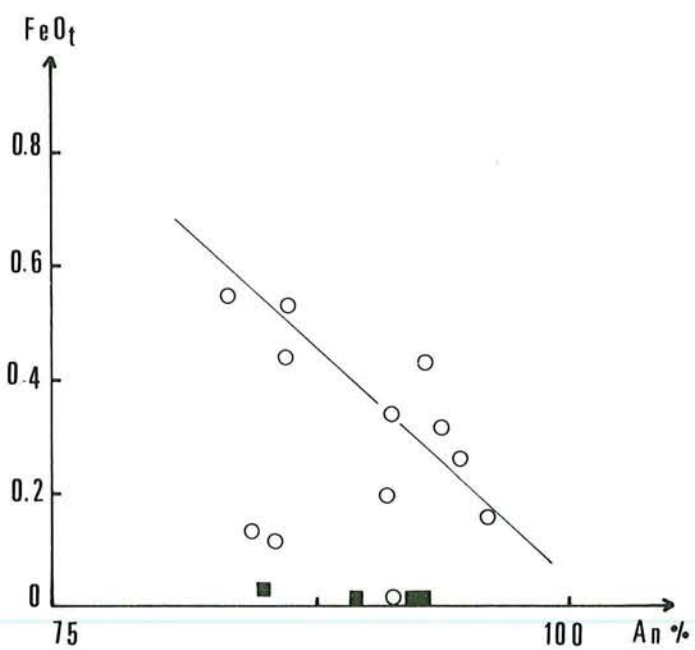


Fig. I-32 : Relation entre FeO_t et An % dans les plagioclases des cumulats gabbroïques de Pozanti-Karsanti.

Symboles : ○ : *plagioclase magmatique (cumulus ou post-cumulus)*
■ : *plagioclase recristallisé*

Soulignons que le rapport CaO/Na_2O est très élevé (20 en moyenne) dans l'ensemble des plagioclases des cumulats gabbroïques, - (variant de 9 à 37) -, de Pozanti-Karsanti, comme dans les cumulats ophiolitiques de l'Oman, alors qu'il est très faible dans ceux des ophiolites de la Méditerranée Occidentale, - Apennins par exemple -. (Hebert 1982).

Signalons enfin qu'il n'y a presque aucun changement singificatif entre la composition chimique des plagioclases magmatiques et recristallisés.

Ainsi, la composition peu variable et très calcique des plagioclases ainsi que l'absence de zonation, indiqueraient qu'ils ont cristallisé dans des conditions d'équilibre à partir d'un magma successivement alimenté et lentement refroidi, (Walker et al. 1976, Morse 1980).

B IV.3) AMPHIBOLES

Les analyses chimiques des amphiboles[1], (Tabl. I-8), ont révélé la présence de 2 types d'amphiboles, (selon la nomenclature de Leake 1978) :

1° - Amphiboles ferro-magnésiennes : (Fig. I-33 A).

Il s'agit :

. soit des amphiboles orthorombiques "antophyllitiques" associées à des orthopyroxènes dans les gabbronorites :

$$"Ca_{0.2}\ (Mg_{4.9-5.3} \cdot Fe^{2+}_{1.5-2.1} \cdot Fe^{3+}_{0.3-0.5})\ (Si_{7.6} \cdot Al^{IV}_{0.2})\ O_{23}\ (OH)"$$

. soit des amphiboles monocliniques "cummingtonitiques" associées aux pyroxènes dans les gabbronorites recuits :

$$"Ca_{0.2}\ (Mg_{4.0} \cdot Fe^{2+}_{2.5})\ (Si_{7.9} \cdot Al^{IV}_{0.1})\ O_{23}\ (OH)"$$

---

(1) Leurs formules structurales ont été calculées sur la base de 23 oxygènes en partageant le fer en fer ferreux (Fe^{2+}) et en fer ferrique (Fe^{3+}) d'après la méthode proposée par Leake (1978) en fixant le nombre des cations des sites T et C à 13 atomes.

Légende du Tableau I- 8 :

A) - Amphiboles ferro-magnésiennes, (col. n° 1 à 3)

. $(Ca + Na)_B < 1.34$. $Ca_B < 1.34$. $Na_B < 0.67$. $Si > 7.00$

- *col. n° 1 et 2 : Amphiboles orthorombiques ferromagnésiennes "antophyllitiques". (associées aux orthopyroxènes dans les gabbros noritiques sans olivine, éch. AC 314G et AC 610G).*
- *col. n° 3 : Amphibole monoclinique ferro-magnésienne "cummingtonitique". (associée aux clinopyroxènes dans les gabbros noritiques recuits, sans olivine, éch. AC 279G2).*

B) - Amphiboles calciques, (col. n° 4 à 8)

. $(Ca + Na)_B \geq 1.34$. $Ca_B > 1.34$. $Na_B < 0.67$. $Ti < 0.50$

- *col. n° 4 : "ferri" trémolite. (produit de pseudomorphose des olivines dans les gabbros noritiques recuits à olivine, éch. AC 279G).*
- *col. n° 5 : Actinote. (produit de remplissage des microfissures dans les ferrogabbros, éch. AC 361G).*
- *col. n° 6 : Hornblende actinolitique. (produit de remplissage des microfissures dans les gabbros noritiques, éch. AC 610G).*
- *col. n° 7 et 8 : "ferri" hornblendes magnésiennes. (produit d'altération des clinopyroxènes dans les gabbros noritiques - éch. AC 279G2 - ou ferrogabbros - éch. AC 361G).*

  "ferri" pour $Fe^{3+} \geq 1.000$ (d'après Leake 1978).

Sites :

- *T (égal à 8.000) :*
  - *. 1 - comprend Si et Al^{IV}*
  - *. 2 - comprend Si, Al^{IV}, Al^{VI}, Cr, Ti et une partie de Fe^{3+}*
  - *. 3 - comprend Si, Al^{IV}, Al^{VI}, Cr, Ti, Fe^{3+}*
- *C (égal à 5.000) :*
  - *. 1 - comprend Al^{VI}, Ti, Cr, Fe^{3+}, Mg, Fe^{2+}, Mn*
  - *. 2 - comprend Al^{VI}, Ti, Cr, Fe^{3+}, Mg et une partie de Fe^{2+}*
  - *. 3 - comprend Al^{VI}, Ti, Cr, Fe^{3+} et une partie de Mg*
  - *. 4 - comprend le reste de Fe^{3+} et Mg, Fe^{2+}, Mn*
  - *. 5 - comprend le reste de Fe^{3+} et une partie de Mg*
  - *. 6 - comprend Mg et une partie de Fe^{2+}*
- *B (égal à 2.000) :*
  - *. 1 - comprend Ca et une partie de Na*
  - *. 2 - comprend les restes de Mg et Fe^{2+} et Ca, Na*
  - *. 3 - comprend le reste de Fe^{2+} et Ca*
- *A (inf. à 1.000) : comprend le reste de Na et K.*

	(A)			(B)				
n° d'ordre :	1	2	3	4	5	6	7	8
n° analyses :	4-81	4-97	1-17	1-7	1-26	4-93	1-24	1-20
SiO_2 :	51.37	52.53	54.86	55.99	55.81	51.64	49.05	50.97
Al_2O_3 :	1.38	1.16	0.83	1.33	0.63	4.27	5.07	5.26
FeO_t :	19.48	17.14	21.12	13.53	13.27	11.23	14.23	12.22
MnO :	-	-	1.30	0.45	0.11	0.13	0.11	0.30
MgO :	22.59	24.94	18.63	16.22	17.12	15.93	17.16	17.31
CaO :	1.68	1.22	1.80	9.73	17.12	12.42	9.28	9.86
Na_2O :	0.03	-	0.12	0.04	0.09	0.38	0.14	0.68
K_2O :	0.02	0.07	-	0.04	-	-	0.03	0.01
TiO_2 :	0.05	0.22	0.12	0.28	0.04	0.14	-	0.03
NiO :	-	0.04	-	0.23	0.09	-	0.20	0.01
ZnO :	-	0.03	-	-	-	-	-	-
Cr_2O_3 :	0.09	0.19	-	-	0.02	-	0.04	-
TOTAL :	96.69	97.54	98.84	97.83	98.48	96.15	95.31	96.64
Sur la base de 23 Oxygènes								
Si :	7.466	7.444	7.883	7.750	7.760	7.447	7.008	7.148
Al^{IV} :	0.236	0.193	0.117	0.216	0.103	0.553	0.852	0.852
Al^{VI} :	-	-	0.023	-	-	0.171	-	0.016
Cr :	0.010	0.021	-	-	0.002	-	0.005	-
Ti :	0.007	0.024	0.013	0.029	0.004	0.015	-	0.003
Fe^{3+} :	0.281	0.489	-	1.400	0.679	0.410	1.695	1.428
Mg :	4.926	5.302	4.016	3.367	3.570	3.447	3.440	3.641
Fe^{2+} :	2.074	1.530	2.529	0.161	0.859	0.941	-	-
Mn :	-	-	0.158	0.052	0.013	0.016	0.013	0.036
Ni :	-	0.005	-	0.025	0.010	-	0.023	0.001
Zn :	-	0.003	-	-	-	-	-	-
Ca :	0.260	0.185	0.261	1.443	1.831	1.919	1.421	1.481
Na_B :	-	-	-	0.011	0.025	0.081	0.039	0.185
Na_A :	0.009	-	0.033	-	-	0.024	-	-
K :	0.004	0.012	-	0.007	-	-	0.006	0.002
T :	8.000^3	8.000^2	8.000^1	8.000^2	8.000^2	8.000^1	8.000^2	8.000^2
C :	5.000^6	5.000^5	5.000^2	5.000^4	5.000^4	5.000^1	5.000^4	5.000^3
B :	2.000^3	2.000^2	2.000^3	1.454^1	1.856^1	2.000^1	1.740^1	1.791^2
A :	0.273	0.205	0.049	0.007	-	0.024	0.006	0.002
$\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$:	0.70	0.78	0.61	0.95	0.81	0.79	1.00	1.00
Nom :	Amph fe-mg (Ant.)	Amph fe-mg (Ant)	Amph fe-mg (Cumm)	ferri Tr	Act	HbAct	ferri Hbmg	ferri Hbmg

TABLEAU I- 8 : Analyses chimiques des Amphiboles ferro-magnésiennes (A) et calciques (B) des Cumulats de Pozanti-Karsanti.

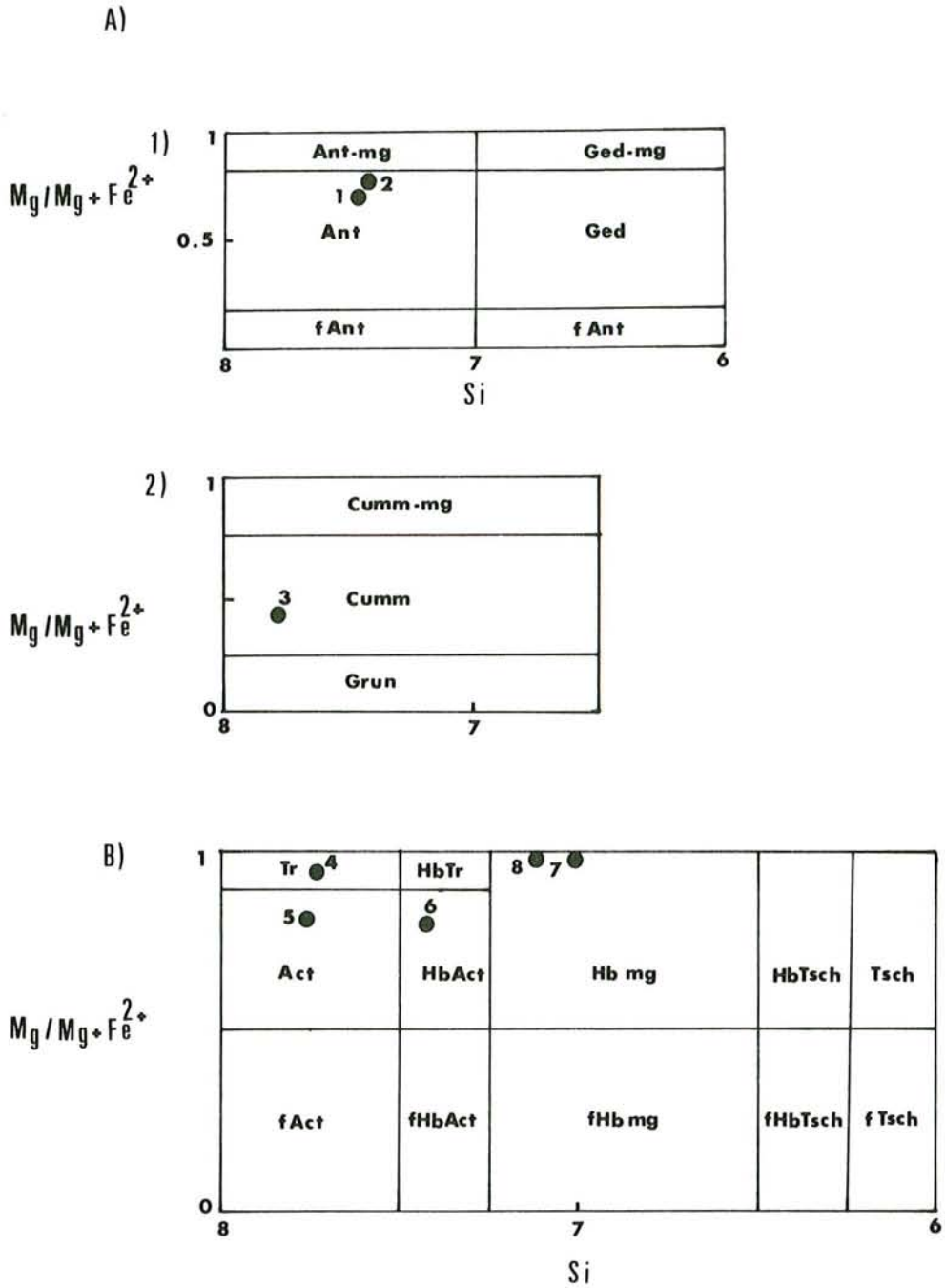


Fig. I-33 : Classification des amphiboles ferro-magnésiennes (A) orthorombiques (A1) ou monocliniques (A2) et des amphiboles calciques (B) des cumulats gabbroïques, à l'aide des diagrammes $Mg/Mg + Fe^{2+}$ *- Si de Leake (1978).*

(Les chiffres correspondent au numéro d'ordre des analyses dans le tableau I-8).

2° - Amphiboles calciques riches en magnésium et en silice :

(Fig. I-33 B).

Il s'agit de :

. produits de pseudomorphose des olivines dans les gabbronorites à olivine :

. Trémolite : $(Ca_{1.4})\ (Mg_{3.4} \cdot Fe^{2+}_{0.2} \cdot Fe^{3+}_{1.4})\ (Si_{7.8} \cdot Al^{IV}_{0.2})\ O_{23}\ (OH)$

. produits de remplissage des microfissures dans les gabbronorites ou ferrogabbros :

. Actinote : $(Ca_{1.8})\ (Mg_{3.6} \cdot Fe^{2+}_{0.9} \cdot Fe^{3+}_{0.7})\ (Si_{7.8} \cdot Al^{IV}_{0.1})\ O_{23}\ (OH)$

. Hornblende actinolitique :

$(Ca_{1.9} \cdot Na_{0.1})\ (Mg_{3.4} \cdot Fe^{2+}_{0.9} \cdot Fe^{3+}_{0.4} \cdot Al^{VI}_{0.2})\ (Si_{7.4} \cdot Al^{IV}_{0.6})\ O_{23}\ (OH)$

. produits de transformation des clinopyroxènes dans les gabbronorites :

. "ferri" hornblendes magnésiennes :

$(Ca_{1.4-1.5} \cdot Na_{0.2})\ (Mg_{3.4-3.6} \cdot Fe^{3+}_{1.4-1.7})\ (Si_{7.0-7.2} \cdot Al^{IV}_{0.8-0.9})\ O_{23}\ (OH)$

Tous ces amphiboles calciques ou ferromagnésiennes sont d'origine secondaire comme l'a montré le diagramme Ti - Si de Leake (1965).

Rappelons que les amphiboles ferromagnésiennes "antophyllitiques" ou "cummingtonitiques" peuvent cristalliser dans les stades tardifs à partir des pyroxènes dans les roches gabbroïques (Stewart 1947).

B V - DEFORMATION DES CUMULATS

Les cumulats de Pozanti-Karsanti ont été déformés à des degrés variables.

La déformation est marquée par :

- 1°) de la granulation, de l'étirement des cristaux ou des bandes de pliages dans les parties basales de la séquence cumulative (Photo F2) où la recristallisation est presque absente.

- 2°) de la recristallisation dans les niveaux médians de la séquence cumulative (v. planche 1 et photos G2, G3). Le degré de recristallisation diminue nettement en s'élevant dans la séquence gabbroïque, (par exemple, les ferrogabbros en sont dépourvus presque totalement).

La texture magmatique dans les gabbros "recuits" peut être plus ou moins bouleversée par ce processus de recristallisation lié à des déformations. A des textures reliques magmatiques, peuvent donc se superposer des textures de types :

. *porphyroclastiques "en feston" ou "en mortier"* (Kehlenback 1972, Brown et al. 1980), marquées par l'alignement des cristaux polygonaux néoformés le long des limites des anciens cristaux magmatiques étirés, - (correspondant au type de mécanisme n° 2 de recristallisation de Vernon 1976) (Photo G2).

. *polygonales hétérogènes* (Brown et al. 1980) ou *"augen"* (Kehlenback 1972), marquées par le regroupement de ces cristaux néoformés sous forme d'ilôts isolés, - (correspondant au type de mécanisme n° 1 de recristallisation de Vernon 1976) - (Planche 1 , Photo G3).

L'importance des déformations ou des recristallisations subies par les cumulats de Pozanti-Karsanti varie d'une façon considérable sur des distances de quelques mètres à quelques dizaines de mètres.

Les minéraux recristallisés, (Photo G4), sont essentiellement des clinopyroxènes ou des orthopyroxènes dans les gabbronorites ou des plagioclases dans les niveaux anorthositiques.
Les clinopyroxènes et plagioclases recristallisés ont des compositions chimiques très voisines de ceux qui sont magmatiques. Par contre la composition chimique change entre les orthopyroxènes magmatiques et recristallisés. Ceux, qui sont recuits, deviennent plus ferrifères et moins magnésiens, (cf. ch. B IV.1.2°).

La déformation affectant les parties inférieures des cumulats correspondrait à la déformation plastique et pénétrante, nécessitant des tempéra-

tures et des pressions élevées mais de faibles contraintes.
Alors que celle affectant les parties médianes des cumulats gabbroïques, marquée par de la recristallisation, serait de type plutôt cassant nécessitant donc des températures relativement plus faibles mais des contraintes plus élevées.

A titre de renseignement, rappelons que la plupart des cumulats des ophiolites de la Méditerranée Orientale ont été également déformés des dégrès très variables, entre autres : Guévguéli (Bébien 1982), Antalya (Reuber 1982), Baer-Bassit (Parrot 1980) et Oman (Smewing 1980).

B VI - CONCLUSIONS SUR LES CUMULATS

Les cumulats de Pozanti-Karsanti, composés de bas en haut des zones dunitiques, wehrlitiques, des zones pyroxénolitiques et enfin des zones gabbroïques, se sont formés par l'accumulation magmatique des cristaux sous l'action de la gravité dans une chambre magmatique située au-dessous d'une zone d'accrétion.

Les textures adcumulats, dominantes dans les niveaux inférieurs à médians des séquences cumulatives traduiraient un contact prolongé entre phases minérales cumulus et le liquide nourricier, par conséquent une évolution lente de température impliquant un haut gradient géothermique (Bertrand et al. 1982).

La répétition des couches de cumulats, en impliquant un modèle de cristallisation fractionnée répétée pour chaque unité, la persistance des couches dunitiques ou wehrlitiques ou encore pyroxènolitiques dans les niveaux lithologiques élevés indiqueraient que les cumulats de Pozanti-Karsanti présentent des unités cycliques. Ce qui est observé dans la plupart des massifs ophiolitiques de la Méditerranée Orientale, entre autres : Antalya (Juteau et Whitechurch 1980), Troodos (Allen 1976) ; Vourinos (Jackson et al. 1975) et Oman (Hopson et Pallister 1980, Smewing 1980). Ainsi, la présence des unités cycliques, - dans lesquelles les minéraux ultramafiques sont toujours persistants -, l'absence d'une évolution cryptique globale impliqueraient que la chambre magmatique a été alimentée par plusieurs injections successives pendant le refroidissement et la cristallisation du magma.
La cristallisation fractionnée dans un système ouvert provoquerait en effet un enrichissement exagéré en titane - comme dans les niveaux de ferrogabbros - et également la formation de quantités importantes de cumulats présentant à peu près la même composition minéralogique, - comme la dominance des gabbronorites -.

Les lentilles à cumulats magmatiques découvertes au sein des tectonites harzburgitiques profondes ont été également observées dans la partie centrale du même massif (Whitechurch et al. 1982). Ces auteurs pensent que ces lentilles correspondraient à des mini chambres magmatiques intermédiaires dans le manteau supérieur au droit de zone d'accrétion où elles résulteraient d'une cristallisation fractionnée d'un liquide issu de la fusion

partielle du manteau supérieur identique à celui qui alimente la grande chambre magmatique sus-jacente.
En fait, nous partageons tout à fait leurs opinions pour la raison que ces lentilles à cumulats montrent des caractères structuraux et magmatiques indépendants de ceux des cumulats cycliques formés dans la grande chambre magmatique principale :

- parallèlisme entre le litage magmatique et la foliation des harzburgites encaissantes ;
- composition uniforme, peu différenciée ;
- absence des séquences cycliques ;
- absence de phase minérale feldspathique.

Signalons, enfin que de telles lentilles à cumulats magmatiques associées aux tectonites ont été également observées dans l'association de Bracco, dans les Apennins Ligures en Italie par Cottin (1982).

La nature des faciès lithologiques des cumulats, le type de l'ordre de cristallisation et les faibles teneurs en titane et en sodium nous permettent de classer les cumulats de Pozanti-Karsanti dans le cortège ophiolitique de type II de Rocci et al. (1975), Church et Riccio (1977), Ohnenstetter M. (1982), correspondant à celui de la Méditerranée Orientale de type "Low-Ti" (Serri et Saitta 1980, Serri 1981, Capedri et Venturelli 1980). Cependant, la présence importante des ferrogabbros, l'enrichissement net du fer ou du titane dans les clinopyroxènes suggèrent que les cumulats de Pozanti-Karsanti montrent plutôt des caractères intermédiaires entre ceux à faibles teneurs en Ti et ceux à fortes teneurs en Ti.
Rappelons également qu'ils ressemblent plus ou moins à des cumulats océaniques du site 334 de l'Atlantique (DSDP Leg 37).

Ainsi, le caractère intermédiaire des cumulats de Pozanti-Karsanti serait compatible avec les hypothèses de formation des ophiolites de faibles teneurs en titane pendant la première phase de l'ouverture dans les bassins arrière-arcs intra-océaniques ou au-dessous d'une zone d'accrétion située dans un bassin marginal en arrière-arc.
Dans ces deux cas, les fluides aqueux libérés par la déshydratation de la lithosphère océanique subductée diminueront la température de solidus du manteau sous-jacent. Ceci impliquerait une fusion complète de clinopyroxène à partir du manteau, laissant un résidu harzburgitique. Ceci est confirmé, par la prédominance des tectonites harzburgitiques par rapport aux lherzolites dans le massif étudié.

P A R T I E : II

FORMATION FILONIENNE

II-A) DYKES DE DOLERITES-DIABASES ISOLES

II-B) RODINGITES ET RODINGITISATION

II-C) COMPLEXES FILONIENS

II - A) - DYKES DE DOLERITES-DIABASES ISOLES

Dykes de dolérites-diabases isolés, "post-ophiolitiques", recoupant toute la masse plutonique et volcanique ophiolitique écaillée ainsi que l'unité métamorphique.

Un magmatisme appartenant à une souche basaltique tholéiitique (Th. à Ol ou Th. à Qz) de type arc insulaire.

A I - INTRODUCTION

Les dykes[1] de dolérites-diabases isolés, (0,7 à 25 m), recoupent toute la masse plutonique, la série volcanique ophiolitique écaillée, ainsi que l'unité métamorphique du secteur étudié du massif de Pozanti-Karsanti (Çatakli et al. 1977, Çatakli 1978), comme dans la partie centrale (Çakir et al. 1977, Çakir 1978, Çakir et al. 1978) et orientale (Bingöl 1978) du même massif.

Ils sont caractéristiques des ophiolites du Taurus. On les rencontre par milliers, non seulement dans le massif de Pozanti-Karsanti, mais aussi dans bien d'autres massifs ophiolitiques du Taurus, tels que :

. Nappes d'Antalya (Juteau 1975),
. Nappes Lyciennes (De Graciansky 1972),
. Nappes de Hoyran et Beysehir (Monod 1977, Juteau 1979),
. Massif de Yesilova (Sarp 1976),
. Complexe Ophiolitique d'Alihoca (Gianelli et al. 1972),
. Massif de Mersin (Juteau 1979 et visite personnelle).

Ces dykes de dolérites-diabases, à bordures figées très nettes, sont toujours isolés et épars ou localement regroupés en "essaims de dykes".

Ils sont plus abondants dans les tectonites (plus de 70 %) que dans les cumulats (moins de 30 %). Leur nombre diminue nettement vers le sommet des cumulats gabbroïques. Les ferrogabbros par exemple, qui constituent les niveaux supérieurs de la séquence cumulative, en sont pratiquement dépourvus.
Inversement, dans les Nappes d'Antalya, la densité des dykes est nettement supérieure dans les cumulats que dans les tectonites (Juteau 1975).

Ces dykes sont surtout localisés au NE, au SW et à l'W du secteur étudié, alors qu'ils sont pratiquement absents au sud ou sud-est du secteur. Ils ont une direction moyenne NE-SW, qui est parallèle à la direction générale du massif et également à celle de la Chaîne du Taurus.

---

(1) Ces "filons" isolés de dolérites-diabases recoupant toutes les formations ophiolitiques seront appelés, ici, "dykes isolés" afin de les distinguer des "filons ou filonnets" grenus, intrusifs dans les tectoniques ou dans les cumulats péridotitiques, avec lequels ils n'ont aucun rapport génétique.

La plupart entre eux ont subi les effets de la Tectonique Alpine ; ils ont été, par conséquent, intensèment boudinés, disloqués ou tronçonnés.

Ils sont postérieurs à la consolidation des roches grenues et volcaniques ophiolitiques et aussi à l'écaillage des péridotites et à la génèse des roches métamorphiques.

Après les observations de terrain, nous essayerons de mettre en évidence les caractères pétrographiques et géochimiques de ces dykes isolés, post-ophiolitiques, afin de déterminer l'environnement géotectonique du magma qui leur a donné maissance.

A II - OBSERVATIONS DE TERRAIN

Les dykes de dolérites-diabases, (plus de 400), recoupant la masse plutonique et volcanique ophiolitique, ainsi que les écailles métamorphiques, ont des épaisseurs et des longueurs très variables. Leurs épaisseurs varient de 0,7 à 20-25 m. Leurs longueurs sont souvent décamétriques à hectométriques ou atteignent parfois quelques kilomètres (Photo I1). Ce sont généralement des failles qui ont beaucoup d'influence sur leur développement.

Ils sont toujours isolés, épars (Photo I1) ou regroupés localement en "essaims". Dans ce dernier cas, ils sont très serrés les uns contre les autres, laissant un espace relativement faible à leur encaissant toujours péridotitique totalement serpentinisé. Ils apparaissent parfois sous forme d'enclaves ou en chaos de blocs à géométrie difficilement identifiable, mais leurs orientations sont généralement communes. Le même cas est très fréquemment observé dans la partie orientale du même massif (Bingöl 1978).

Ces dykes isolés montrent tous des bordures figées symétriques, (de quelques mm à cm), aphyriques et souvent chloritisées. Leur présence indiquerait que les roches encaissantes étaient déjà froides lors de la mise en place de ces dykes.
La taille des grains augmente nettement des bordures vers le coeur des dykes . Dans le cas où les dykes sont assez puissants, (plus de 10 m d'épaisseur par exemple), la taille des cristaux de la pâte devient centimètrique au centre du dyke ; la roche prend, alors, un aspect grenu ou gabbroïque.

Les dykes isolés de dolérites-diabases sont très facilement repérables dans les tectonites (harzburgites) ou dans les cumulats péridotitiques (dunites) par le fait qu'ils se dégagent nettement de l'encaissant qui résiste beaucoup moins bien à la déformation ou à l'altération. L'encaissant péridotitique est, alors, toujours transformé en serpentinite noire à débit schisteux qui se présente sous forme de septa décimètriques à métriques autour de ces dykes (Photo I2).
Dans les cumulats gabbroïques par contre, il est bien difficile de les distinguer de leur encaissant car leurs compétences lors de la déformation sont les mêmes. Les seuls critères de distinction sont alors les bordures figées.

En raison de la tectonique de serrage, les dykes sont parfois et localement boudinés ou tronçonnés. Dans certaines conditions, la déformation des dykes peut même aller jusqu'à leurs dislocations complètes. Si l'encaissant est gabbroïque, la dislocation des dykes devient plus importante que le boudinage. Si l'encaissant est péridotitique, ils sont boudinés et localement rodingitisés[1], - toujours entourés d'une bande de serpentinite noire - (Photo I3), surtout dans les zones fortement mylonitisées (Photo I4). La roche devient alors très homogène et prend une couleur gris-blanchâtre ou rosâtre. Sinon, ce sont toujours des roches gris-bleu et saccharoïdes à texture ophitique (ou intersertale ou bien nésophitique) plus ou moins visible à l'oeil nu. Lorsque l'épidotisation ou la chloritisation deviennent importantes, ils prennent, cette fois, une couleur verdâtre, (cas des dykes à encaissant volcanique ou métamorphique par exemple).

L'injection des dykes dans les roches encaissantes s'est généralement faite selon une direction moyenne NE - SW (N 40° E à N 70° E) comme le montre la projection stéréographique de plus de 300 plans de dykes, mesurés sur le terrain (Fig. II-1). Leurs positions peuvent être localement modifiées par la tectonique.
Cette direction est assez comparable à celle observée dans la partie centrale (Çakir 1978) ou orientale (Bingöl 1978) du même massif où elle est respectivement N 30° E ou N 40° E.

La projection stéréographique de l'ensemble des plans (direction-pendage) des dykes (330 mesures), met en évidence l'existence de deux familles, (Fig. II-1).

$$\underline{I = N\ 40°\ E - 58°\ NW}$$

$$\underline{II = N\ 68°\ E - 90°}$$

Cette distinction a également été constatée lors d'une étude de terrain très précise portant sur plus de 300 dykes. Il existe donc deux types de dykes isolés différents au point de vue morphologique et structural.

---

(1) Le degré de rodingitisation varie de 40 à 100 %; (v. partie II-B).

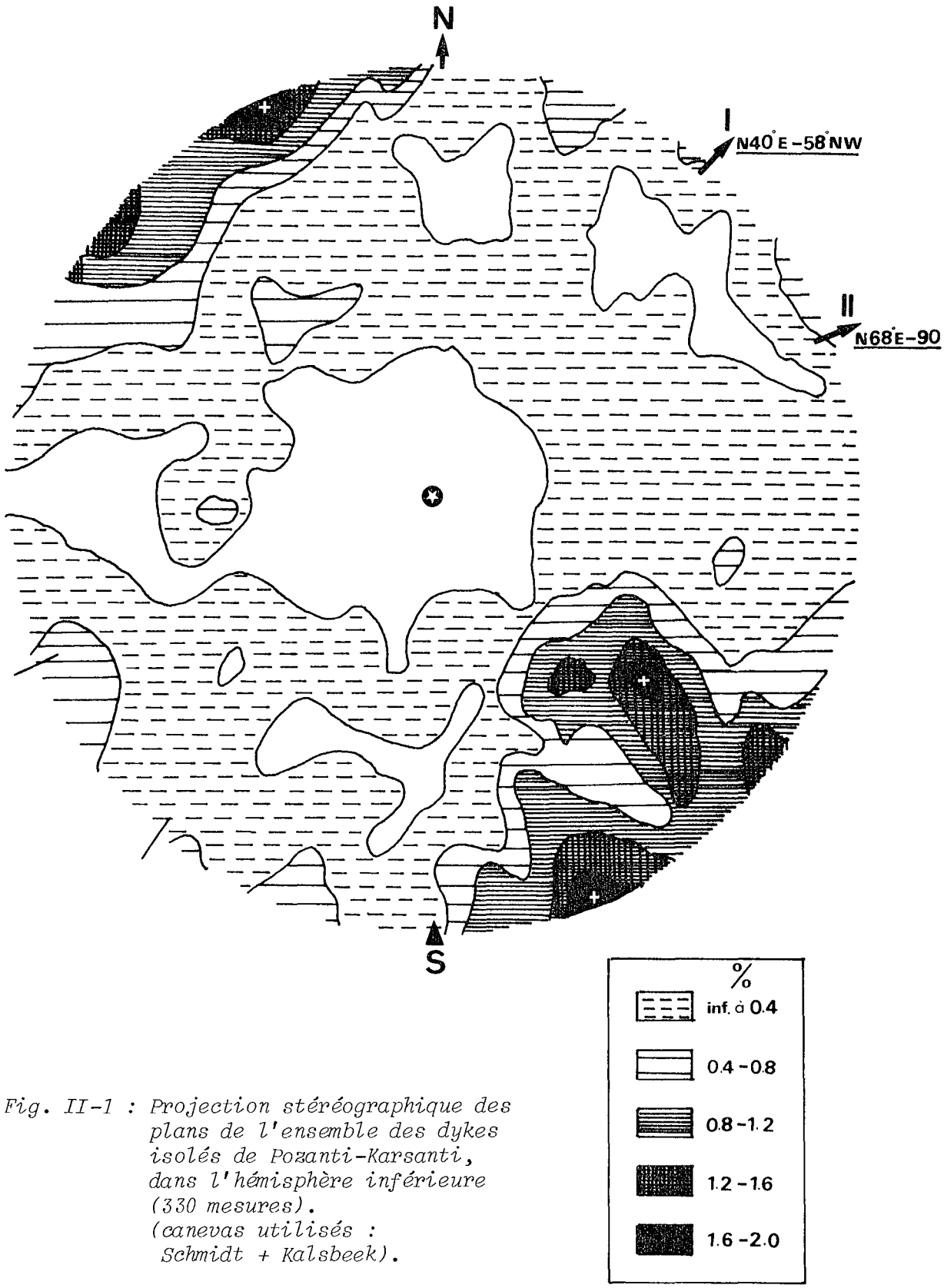


Fig. II-1 : Projection stéréographique des plans de l'ensemble des dykes isolés de Pozanti-Karsanti, dans l'hémisphère inférieure (330 mesures). (canevas utilisés : Schmidt + Kalsbeek).

. *Famille I : N 40° E - 58° NW*

. *Famille II : N 68° E - 90°*

TYPE I	TYPE II
. *de faible puissance (inf. à 5-7 m) ;*	. *de puissance très importante (sup. à 5 m, atteignant 20-25 m) ;*
. *isolés ou souvent regroupés en "essaims" ;*	. *toujours isolés et épars ;*
. *très peu déformés ;*	. *très déformés (boudinés ou disloqués ou bien tronçonnés) ;*
. *localisés surtout au N ou NE du secteur étudié ;*	. *localisés surtout au centre ou du sud à l'ouest du secteur étudié ;*
. *recoupant* *A - l'ensemble plutonique (plus abondant dans les tectonites que dans les cumulats)* *B - la série volcanique ophiolitique (recoupant également les bancs sédimentaires plissés).*	. *recoupant uniquement la masse plutonique (tectonites et cumulats).*

Cette distinction de deux types de dykes faite sur le terrain a été également confirmée par une étude pétrographique et chimique, détaillée dans les chapitres suivants (v. ch. A III et A IV-1).

"Le type I correspond à des dykes de dolérites-diabases quartziques, (Th à Qz) et le type II correspond à des dykes de dolérites-diabases non quartzites, (Th à Ol)".

Les plans moyens (direction-pendage) des dykes du type I (A ou B) et II, distingués par des critères morphologiques et structuraux ainsi que pétrographique et géochimique, correspondent bien à ceux de la Famille I et II obtenues à partir de la projection stéréographique de l'ensemble de plans mesurés.

Ainsi :

. TYPE I	A) à encaissants plutoniques (Fig. II-2 A)[1]	= N 40° E - 60° NW	FAMILLE I[4] N 40° E - 58° NW (Fig. II-1)
	B) à encaissants volcaniques (Fig. II-2 B)[2]	= N 38° E - 90°	
. TYPE II[3] (Fig. II-2 C)		= N 70° E - 90°	FAMILLE II[4] N 68° E - 90° (Fig. II-1)

---

(1) 85 dykes échantillonnés et mesurés (type I A).
(2) 26 dykes échantillonnés et mesurés (type I B).
(3) 78 dykes échantillonnés et mesurés (type II).
(4) 330 dykes mesurés.

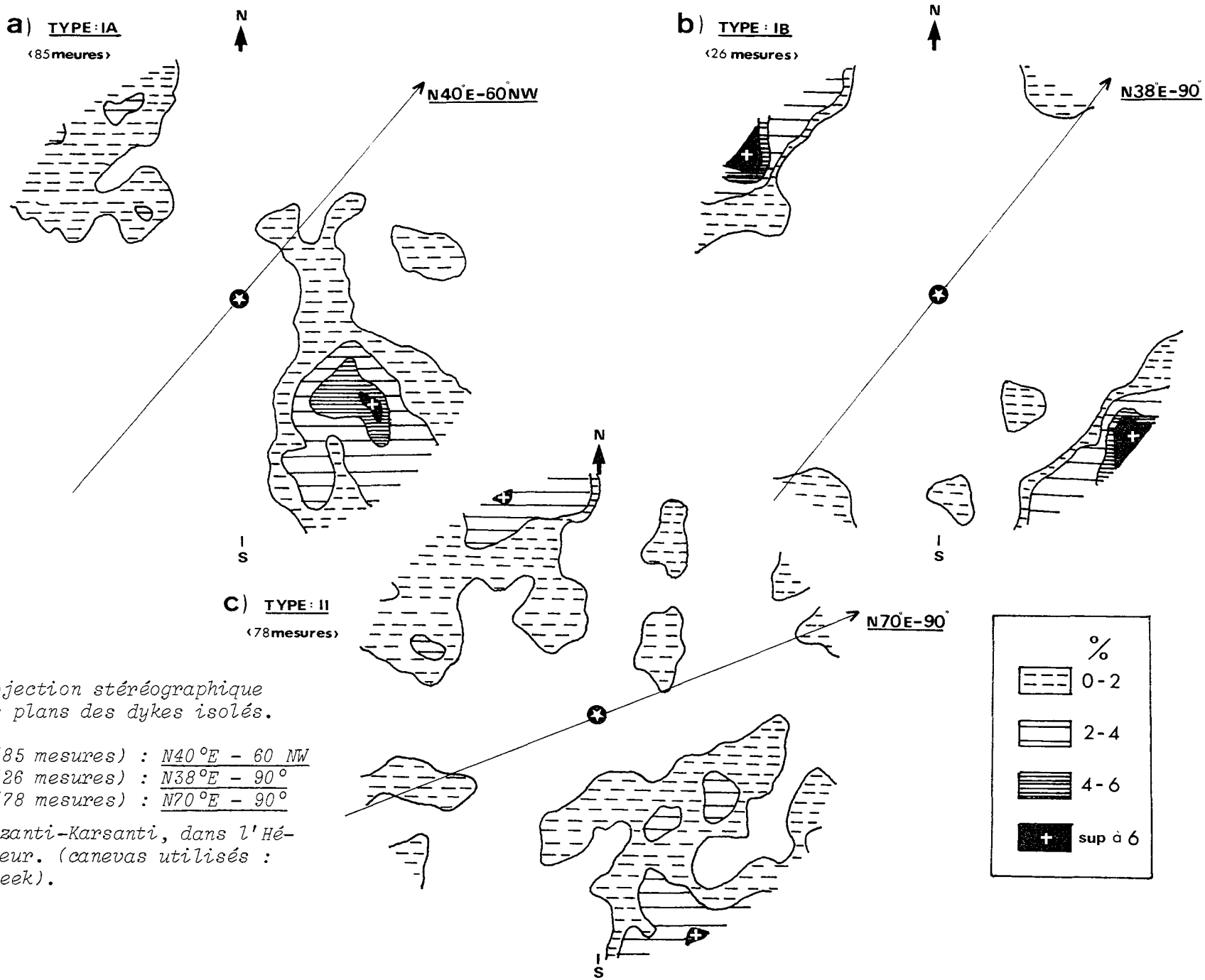


Fig. II-2 : Projection stéréographique des plans des dykes isolés.

a) du type IA (85 mesures) : N40°E - 60 NW
b) du type IB (26 mesures) : N38°E - 90°
c) du type II (78 mesures) : N70°E - 90°

du massif de Pozanti-Karsanti, dans l'Hémisphère inférieur. (canevas utilisés : Schmidt + Kalsbeek).

En ce qui concerne les dykes qui recoupent l'unité métamorphique une telle distinction ne peut être faite en raison de leur nombre très limité (4 ou 5 dykes observés seulement). Cependant les directions observées (N 40° E à N 50° E) et les pendages (40° NW à 60° NW) correspondent plutôt à ceux des dykes du type I.

Les dykes du type I (A) recoupent localement ceux du type II avec bordure figée très nette entre eux.

Ce phénomène a été clairement observé dans la région de Tahtali, sur le chemin menant de la source de Demiroluk, (du sud), à Bezedag (vers le NW), après avoir traversé le petit pont de bois situé sur le croisement de deux cours d'eau (Deliktaş deresi et Sinekli deresi, Aff. n° 54) : on y observe un dyke de dolérite épais de 10 m environ, fortement déformé (fracturé et disloqué) et recoupé par un autre dyke épais de 4 m, non déformé avec une bordure figée centimètrique très nette . L'encaissant est harzburgitique et fortement serpentinisé à proximité des dykes.
L'étude pétrographique et géochimique faite sur ces deux dykes a mis en évidence que le dyke recoupant est du type I l'autre étant du type II. La présence d'une bordure figée nette entre ces dykes qui était déjà froid. Par conséquent, nous pouvons suggérer que la mise en place des dykes du type I est bien postérieure à celle des dykes du type II. Par ailleurs, les deux orientations bien distinctes des dykes indiqueraient la présence de deux systèmes de fracturation moyenne et d'injection des dykes.

Notons également que l'ensemble des dykes isolés de la partie étudiée du massif de Pozanti-Karsanti ont un pendage plus élevé (60° à 90°) que ceux de la partie centrale du même massif (36° en moyenne) (Çakir 1978).

Il faut également souligner que les dykes isolés du secteur étudié recoupent les tectoniques et les cumulats avec un faible pendage par rapport, respectivement, au plan de foliation (S_1) et de litage magmatique (So_c), contrairement aux dykes de la partie centrale qui les recoupent avec un fort pendage.

A III - ETUDE PETROGRAPHIQUE

A III-1) INTRODUCTION

Afin d'établir les caractères pétrographiques des dykes isolés présentement étudiés, un échantillonnage provenant des bordures et du coeur des dykes de différentes localités a été systématiquement fait sur le terrain. Ces échantillons ont été étudiés au microscope optique équipé d'une platine universelle.

Dans l'ensemble, nous avons distingué 3 types de roches : *Dolérites, Dolérites à Ouralite, Diabases.*

. Dolérites : En accord avec la définition de Streckeisen (1967) il s'agit d'une roche hypabyssale à grain moyen sans transformation secondaire considérable c'est à dire que les clinopyroxènes y sont pratiquement frais (plus de 98 %).

. Diabases[1] : En accord avec la définition de Juteau (1975) il s'agit d'une roche également hypabyssale comparable aux précédentes, mais dans laquelle les clinopyroxènes sont presque totalement (à plus de 90 %) transformés en amphiboles. La présence des reliques de clinopyroxènes, même si elles sont souvent rares, nous permet de les considérer comme d'anciennes dolérites hydratées.

Nous avons également trouvé des roches intermédiaires entre dolérites et diabases, dans lesquelles les reliques de clinopyroxènes sont assez abondantes (40 à 60 %). Nous les avons nommées *"Dolérites à ouralite"*.

Dans le secteur étudié, les dolérites sont assez rares, alors que les dolérites à ouralite ou les diabases sont très abondantes.

. *TEXTURES* :

Dans l'ensemble des dykes, la texture est assez variable. Dans le coeur elle est *intersertale, subophitique, subophitique à intersertale* ou *nésophitique*. Elle est par contre invariable dans les bordures où il s'agit d'une texture *intergranulaire* (Fig. II-3).

---

(1) Il faut noter que le terme diabase est utilisé par les auteurs américains et allemands à la place de celui de dolérite.

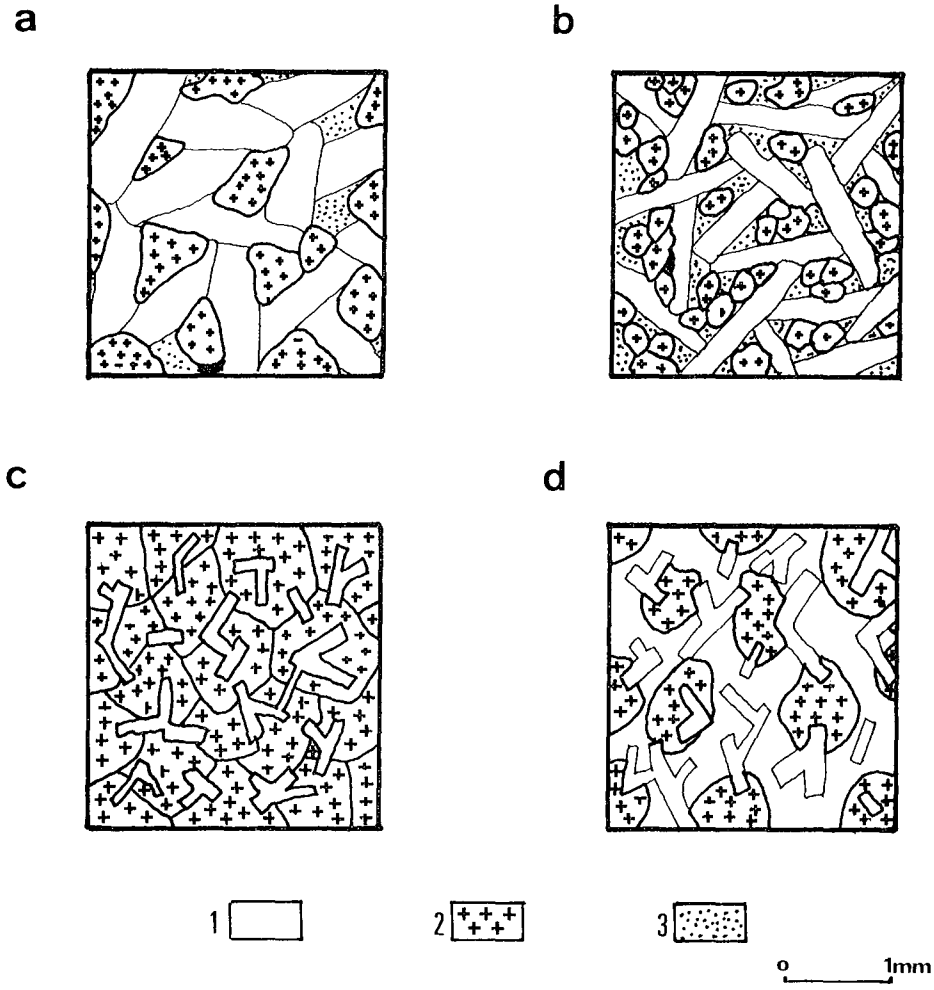


Fig. II-3 : Schéma des textures magmatiques rencontrées dans les Dykes de dolérites-diabases isolés de Pozanti-Karsanti.

a)- Texture intersertale
b)- Texture intergranulaire
c)- Texture subophitique
d)- Texture nésophitique

1 - Plagioclases ; 2 - Clinopyroxènes ; 3 - Minéraux de basse température (chlorite par exemple).

Ces textures peuvent être légèrement porphyriques ou non. La texture porphyrique est caractérisée par la présence de phénocristaux d'origine intratellurique, cristallisés avant la mésostase.

- *Texture intersertale* : (Vuagnat 1946) : Elle est caractérisée par une disposition des plagioclases en lattes orientées au hasard et isolant des espaces triangulaires occupés par d'autres minéraux - ferro magnésiens - plus ou moins isométriques (Fig. II-3 a).

- *Texture intergranulaire* : (Holmes 1918) : Elle est identique à la précédente, à ceci près que les minéraux interstitiels se présentent en petits grains plus ou moins trapus (Fig. II-3 b). Cette texture est surtout développée dans les bordures des roches hypabyssales (Joplin 1957).

- *Texture subophitique*, (Clark 1952) : Elle est caractérisée par des pyroxènes poecilitiques de taille relativement petite, englobant de nombreuses lattes de plagioclases jointives et disposées en quinconce (Fig. II-3 c). Cette texture est une variante de la texture ophitique, (absente dans les dykes étudiés), dans laquelle les pyroxènes sont de taille relativement grande et où les lattes de plagioclases ne sont pas jointives.

- *Texture nésophitique*, (Bailey et Thomas 1924) : C'est une variante de la texture ophitique (ou subophitique), dans laquelle les pyroxènes sont isolés mais englobent toujours partiellement les lattes de plagioclases jointives.

- *Texture subophitique à intersertale*, observée dans certains dykes étudiés. C'est une texture intermédiaire entre subophitique et intersertale.

REMARQUE :

Il faut signaler que certains auteurs utilisent souvent le terme "texture doléritique" (synonyme ophitique) pour désigner les dolérites et "texture intersertale" pour les diabases.
Nous insistons ici sur le fait qu'une dolérite peut bien avoir une texture soit subophitique (ou ophitique), soit intersertale tout comme une diabase. En fait, de par son sens propre, le terme "texture" n'implique que des relations spatiales entre minéraux. Ces relations dépendent des conditions P et T du liquide ainsi que du temps d'accroissement(1) *des minéraux (plagioclases par exemple), quelle que soit la nature des roches.*

. *PARAGENESES* :

La paragenèse magmatique, dans l'ensemble des dolérites-diabases étudiées, comprend essentiellement *le plagioclase, le clinopyroxène et les minéraux opaques* (toujours présents). *Le quartz, l'apatite et le sphène* ne sont présents qu'accidentellement.

La paragenèse secondaire est constituée d'*épidotes*, de *chlorites*,

---

(1) *Par exemple* : . *Si le temps d'accroissement des lattes de plagioclases est faible, ces lattes ne peuvent pas former de triangles ; elles restent isolées ou disposées en quinconce. La texture est par conséquent ophitique ou subophitique.*

. *Si la croissance des lattes est complète, elles peuvent alors former des triangles dont les espaces laissés vides seront remplis de minéraux ferro-magnésiens. La texture est par conséquent intersertale.*

de *zéolites*, de *prehnite*, de *phyllites* ainsi que d'*oxydes de fer* et de *leucoxène*.

A III-2) TYPES PETROGRAPHIQUES

Une étude microscopique précise portant sur une centaine d'échantillons provenant des bordures et du coeur des dykes non métamorphisés de la région étudiée ici, nous a permis de mettre en évidence deux types pétrographiques distincts (Çatakli 1978).

- *TYPE I* : Il comprend des dolérites (rares), des dolérites à ouralite (fréquentes) et des diabases (très abondantes) à texture intersertale ou nésophitique légèrement porphyrique ou non dans le coeur et à texture intergranulaire également porphyrique ou non dans les bordures.
Il est caractérisé essentiellement par la présence de quartz intertitiel, poecilitique ou granophyrique (début de micropegmatites graphiques), produit de la dernière cristallisation du liquide résiduel relativement acide et également par la présence d'apatite assez tardive.

- *TYPE II* : Il comprend des dolérites à ouralite (peu fréquentes) et des diabases (très abondantes) à texture subophitique ou subophitique à intersertale porphyrique ou non dans le coeur et à texture toujours intergranulaire également porphyrique ou non dans les bordures.
Il est caractérisé essentiellement par l'absence totale du quartz primaire et de l'apatite. En revanche le sphène automorphe et précoce y est systématiquement présent.

Les caractères microscopiques essentiels distinguant ces deux types ont été résumés dans le tableau II-1.

Par opposition aux roches du type II, les roches du type I sont plus riches en phénocristaux de clinopyroxènes qu'en phénocristaux de plagioclases et relativement pauvres en minéraux opaques.
Les plagioclases du type I sont relativement moins basiques que ceux du type II. De même, les clinopyroxènes sont relativement plus ferrifères et moins calciques dans le type I par rapport au type II (v. ch. A V-1 et A V-3).

Il faut également souligner que la zonation des plagioclases est beaucoup plus importante (plus de 70 %) dans le type I que dans le type II (moins de 20 %).

Les dykes du type II sont fortement altérés (développement important de zéolites et prehnite) et tectonisés, contrairement aux dykes du type I (v. ch. A III-4).

La composition modale obtenue après comptage de points précis

fait sur plus d'une vingtaine d'échantillons représentatifs ainsi que les caractères optiques (2 V, Ng^c) des minéraux ferro-magnésiens (clinopyroxènes et amphiboles) de deux types I et II, sont donnés respectivement dans les tableaux II-2 et II-3.

A III.2.1°) Type I : Dolérites-Diabases Quartziques

Les dykes isolés de ce type I recoupent les plutonites (IA), les volcanites ophiolitiques (IB) ainsi que les métamorphites (IC). Ce sont des dolérites quartziques (présentes rarement dans les plutonites), des dolérites à ouralite quartziques (fréquemment présentes dans les plutonites et volcanites) et de diabases quartziques (très abondantes dans les trois formations).

Le coeur est caractérisé par une texture typiquement intersertale porphyrique ou non (Fig. II-4 et Photo J1), dans les dykes à encaissants plutoniques (IA) et métamorphiques (IC), alors que la texture est nésophitique également porphyrique ou non, (Photo J2), dans les dykes à encaissants volcaniques (IB).

Les bordures ont, partout, une texture typiquement intergranulaire porphyrique ou non (Photo J3).

Dans l'ensemble des dykes du type I, la paragenèse magmatique est constituée essentiellement de plagioclases (Labrador à andésite), de clinopyroxène (augite relativement riche en fer et peu calcique), de minéraux opaques, de quartz et accessoirement d'apatite.

L'assemblage des minéraux magmatiques ou secondaires dans chaque type de dykes traversant les différentes formations a été donné dans le tableau II-4 a.

. *DANS LES PLUTONITES (IA)* : Ils sont généralement porphyriques (3 à 13 %). Les phénocristaux intratelluriques sont constitués :

- d'un plagioclase, (An_{50} à An_{60}), peu abondant (inf. à 3 %) de taille de 1 à 2 mm, souvent zoné (plus de 70 %).

- d'un clinopyroxène, (augite relativement riche en fer), peu abondant (inf. à 10 %), automorphe, souvent maclé et poecilitique (0,8 à 2 mm).

Ces phénocristaux de clinopyroxène (Ng^c = 36 à 45° et 2 V_{Ng} = 48 à 54°) englobent de petites lattes de plagioclase frais de composition relativement plus basiques (An_{60}) et de petits grains de minéraux opaques.

T Y P E : I	T Y P E : II
Faciès :	
- Dolérites - Dolérites quartziques à ouralite - Diabases quartziques	- (absentes) - Dolérites non quartziques à ouralite - Diabases non quartziques
Textures :	
*coeur :	
- intersertale ou nésophitique peu porphyrique ou aphanitique	- subophitique ou subophitique à intersertale porphyrique ou aphanitique
*bordure :	
- intergranulaire peu porphyrique ou aphanitique	- intergranulaire porphyrique
Paragenèses magmatiques :	
- Plag + Cpx + Op + Qz $\pm$ Apatite	- Plag + Cpx + Op $\pm$ Sphène
Caractéristiques microscopiques :	
- Présence du quartz intersticiel, poecilitique englobant le plagioclase relativement peu basique (oligoclase à andésine) ou symplectitique à intercroissance granophyrique avec le plagioclase acide (albite à oligoclase) ; "début de micro-pegmatites graphiques".	- Absence totale du quartz primaire.
- Présence d'apatite tardive.	- Absence quasi-totale de l'apatite.
- Absence quasi-totale du sphène.	- Présence du sphène automorphe, précoce.
- Pauvreté relative en minéraux opaques.	- Richesse relative en minéraux opaques.
- Relativement pauvre en phénocristaux.	- Relativement riche en phénocristaux.

TABLEAU II-1 : Caractéristiques microscopiques essentielles distinguant les deux types :

I - Dolérites - Diabases quartziques
II - Dolérites - Diabases non quartziques

dans les dykes isolés de Pozanti-Karsanti.

T Y P E : I	T Y P E : II
- Phénocristaux de clinopyroxènes plus abondants que ceux de plagioclases. - Basicité des plagioclases relativement plus faible, (An_{40} à An_{60}). - Zonation des plagioclases très développée (plus de 60 %). - Clinopyroxènes plus ferrifères et moins calciques (augites). - Absence quasi-totale de hornblende brune. - Une seule génération de chlorite. - Absence quasi-totale de zéolites et de prehnite. - Altération peu importante. - Oxydation du fer quasiment absente. - Moins tectonisé : "microfracturation négligeable relevant d'une seule phase". - Correspondant au type I distingué au point de vue morphologique et structurale.	- Phénocristaux de clinopyroxènes moins abondants que ceux de plagioclases. - Basicité des plagioclases relativement plus élevée, (An_{55} à An_{70}). - Zonation des plagioclases peu développée (moins de 20 %). - Clinopyroxènes moins ferrifères et plus calciques (endiopsides/augites). - Développement important de hornblende brune par rapport à la hornblende verte. - Deux générations de chlorites. - Développement considérable de zéolites et de prehnite. - Altération très importante, (destruction locale des textures magmatiques). - Oxydation du fer très avancée. - Très tectonisé : "microfracturation importante, polyphasée, déformation mécanique considérable des cristaux". - Correspondant au type II distingué au point de vue morphologique et structurale.
Encaissant : - Plutonites, volcanites ophiolitiques et métamorphiques.	- Plutonites.
Morphologie : - Dykes isolés d'épaisseur relativement faible (inf. à 5 m) ou "essaims de dykes".	- Dykes isolés d'épaisseur très importante (sup. à 5 m).
Localité : - Regroupement essentiellement au nord-est du secteur étudié.	- Regroupement essentiellement au sud, au nord et au nord-ouest du secteur étudié.

TABLEAU II- 2 : Composition modale des dykes de dolérites-diabases de Pozanti-Karsanti.

a)- Moyennes dans type I (quartzique) et II (non quartzique).

b)- Moyennes dans le coeur (C) et les bordures (B) des dolérites/diabases de type I et II.

c)- Moyennes dans le type I
A) à encaissants plutoniques
B) à encaissants volcaniques
C) à encaissants métamorphiques

d)- Analyses modales de la partie centrale (coeur) des dolérites à ouralite et diabases du type IA à encaissant plutonique.

e)- Analyses modales des bordures des dolérites à ouralite et diabases du type II.
** bordure de diabase altéré.*

g)- Analyses modales des coeurs des dolérites à ouralite et diabases du type II.

Précision : Pour les minéraux dont la taille est généralement supérieure à 0,5 mm (plag et Cpx par exemple), la précision est ∓ 2 % pour un nombre de points comptés supérieur à 3000.

Pour les minéraux dont la taille est généralement inférieure à 0,5 mm, la précision est ∓ 1 % pour un nombre de points comptés situé entre 2000 et 2500.

	TYPE I	TYPE II
Plag	36 - 47%	33 - 45%
Cpx	34 - 47%	35 - 45%
Opaques	3 - 6%	1 - 8%
Qz	2 - 10%	-
Apat.	inf à 2%	tr
Epidote	1 - 7%	2 - 8%
Chl. int	-	2 - 8%
Zé + Preh	inf à 4%	6 - 14%
Divers	inf à 8%	inf à 3%
tot.	2 - 16%	3 - 18%
Plag	1 - 6%	2 - 12%
Cpx	1 - 10%	1 - 7%

	TYPE I		TYPE II	
	C	B	C	B
Plag	36 - 47%	40 - 43%	33 - 45%	36 - 39%
Cpx	34 - 47%	41 - 46%	35 - 40%	35 - 45%
Opaques	3 - 6%	3%	6 - 8%	1 - 2%
Qz	3 - 10%	inf à 2%	-	-
Apat.	2%	tr	-	-
Epidotes	inf à 7%	inf à 3%	3 - 4%	3 - 8%
Chl. int	-	-	3 - 8%	2 - 4%
Zé + Preh	inf à 2%	inf à 4%	inf à 9%	6 - 14%
Divers	inf à 5%	inf à 8%	inf à 3%	inf à 3%
tot.	3 - 13%	2 - 16%	3 - 18%	15 - 18%
Plag	1 - 6%	1 - 6%	2 - 12%	10 - 11%
Cpx	2 - 10%	1 - 10%	1 - 6%	4 - 7%

TYPE I

	A)- PLUTONITES		B)- VOLCANITES		C) METAMOTPHITES	
	C	B	C	B	C	B
Plag :	36 - 47%	41%	36 - 41%	43%	38%	40%
relique :	2 - 46%	46%	3 - 21%	41%	2%	44%
Amph + Chl :	42 - 1%		38 - 19%		39%	
Opaques :	3 - 5%	3%	4 - 6%	3%	4%	3%
Qz :	3 - 10%	2%	6 - 8%	2%	6%	tr
Apat. :	inf à 2%	tr	inf à 2%	tr	tr	-
Epidote :	tr	-	3 - 7%	3%	4%	-
Chl. int. :	-	inf à 2%	-	inf à 2%	-	tr
Zé + Preh :	1%	2%	tr	tr	tr	4%
Divers :	3 - 5%	6%	4%	5%	5%	8%
tot. :	3 - 13%	16%	3 - 10%	5%	3%	2%
Plag :	1 - 3%	6%	1 - 6%	2%	1%	1%
Cpx :	2 - 10%	10%	2 - 4%	3%	2%	1%

TYPE II - bordures

	Dolérite à ouralite		Diabase (a)*
Plag :	36%	39%	-
relique :	19%	4%	6%
Amph + Chl :	16%	41%	36%
Opaques :	1%	2%	4%
Qz :	-	-	-
Apat. :	tr	-	-
Epidotes :	8%	3%	2%
Chl. int. :	4%	2%	8%
Zé + Preh. :	14%	6%	38%
Divers :	2%	3%	6%
tot. :	18%	15%	?
Plag :	11%	11%	?
Cpx :	7%	4%	?
nb. points :	3150	2700	2900

TYPE I - coeur

	A) - PLUTONITES			B) - VOLCANITES	
	Dolérite	Dolérite à ouralite	Diabase	Dolérite à ouralite	Diabase
Plag :	36%	40%	44 - 47%	36 - 40%	41%
relique :	46%	24%	2 - 5%	18 - 21%	3%
Amph + Chl :	1%	20%	42 - 39%	19 - 22%	38%
Opaques :	5%	3%	3 - 4%	4 - 6%	5%
Qz :	4%	3%	5 - 10%	7 - 8%	6%
Apat. :	2%	tr	2%	2%	-
Epidotes :	tr	tr	tr	3 - 7%	3%
Chl. int. :	-	-	-	-	-
Zé + Preh :	1%	1%	tr	tr	tr
Divers :	4%	5%	3%	4%	4%
tot. :	6%	7%	3 - 13%	3 - 10%	5%
Plag :	2%	2%	1 - 3%	1 - 6%	2%
Cpx :	4%	5%	2 - 12%	2 - 4%	3%
Nombre de points	2200	2850	2300 à 3350	2550 à 2700	3150

Type II - coeur

Dolérite à ouralite	Diabase
38%	33 - 45%
28%	5 - 7%
12%	33%
8%	6 - 7%
-	-
-	-
1 - 2%	1 - 4%
3%	3 - 8%
6%	1 - 9%
3%	3%
10%	3 - 18%
6%	2 - 12%
4%	1 - 6%
2900	2700 à 3250

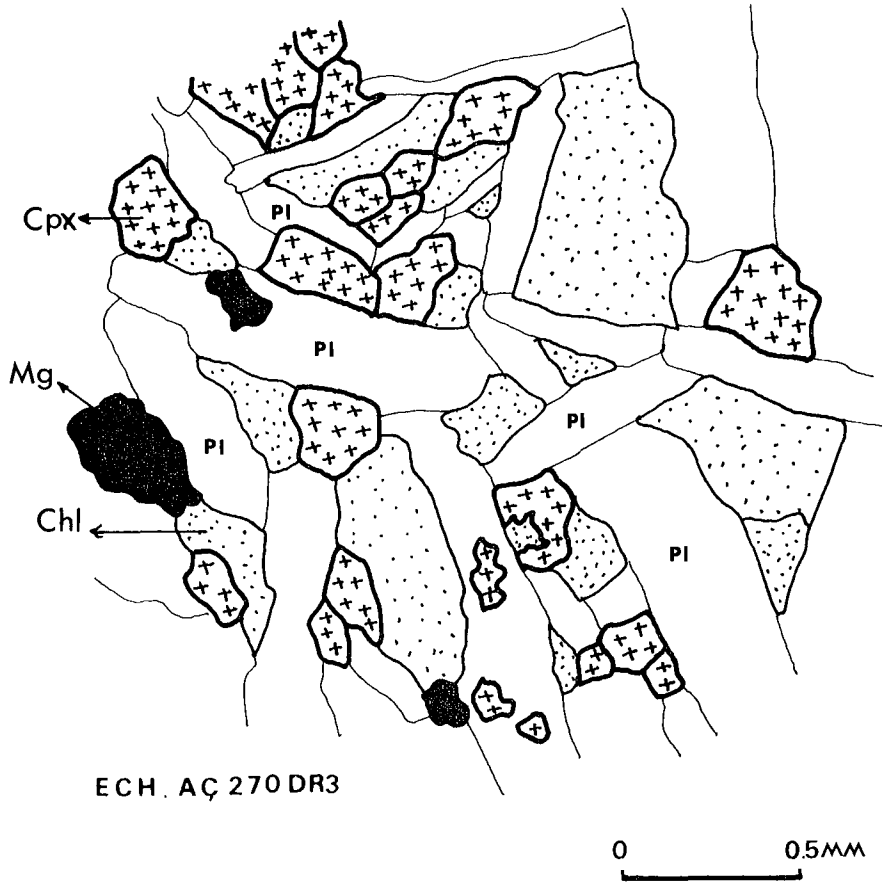


Fig. II-4 : Texture intersertale dans une dolérite quartzique du type I (partie centrale) (éch. n° AC 270 D3).

La pâte intersertale comprend essentiellement :

- de petites lattes (0,2 à 0,8 mm) de plagioclases (An_{45} à An_{50}) maclés albite ou carlsbad, fortement zonés et localement allongés (1/3 à 1/5), en quantité assez variable (30 à 46 %).

- de petits grains interstitiels (0,2 à 0,6 mm) de clinopyroxènes ($Ng\hat{}c$ = 40 à 45°, 2 V_{Ng} = 52 à 58°), en quantité également variable (30 à 44 %).

Les phénocristaux et les grains intersticiels de clinopyroxènes sont totalement frais (plus de 98 %) dans les dolérites. Ils sont partiellement transformés (40 à 60 %) en ouralite ($Ng\hat{}c$ = 13 à 23°) dans les dolérites ouralitisées et le sont totalement (plus de 95 %) dans les diabases où ils sont transformés en hornblende verte ($Ng\hat{}c$ = 17° à 26° et 2 V_{Np} = 80 à 88°) associée à peu de hornblende brune ($Ng\hat{}c$ = 7 à 9° et 2 V_{Np} = 76°).

A ces amphiboles, s'associent en petite quantité des fibres allongées d'actinote, ($Ng\hat{}c$ = 10 à 15° et 2 V_{Np} = 80 à 82°), et également des chlorites incolores à vert, de teinte de polarisation gris-blanc, d'allongement positif (pynchlorites)(1). Ces chlorites sont localement oxydées en fer, particulièrement dans les dolérites.

Le quartz est toujours présent, en quantité assez variable (3 à 10 %), dans les interstices. Il est essentiellement sous forme de plages interstitielles et poecilitiques (0,1 à 0,5 mm), englobant de petites lattes de plagioclase (inf. à 0,2 mm) à composition allant de An_{40} à An_{30} et/ou de petits cristaux de clinopyroxènes et de petites baguettes d'apatite (Fig. II-5 et Photo J4).
En outre, il montre, localement, une intercroissance granophyrique avec des plagioclases relativement acides (An_{10} à An_{24}) - début de micropegmatites graphiques - (Photo J6).

Une telle disposition a été également observée :

- dans les basaltes (ou andésites) tholéiitiques d'arc insulaire (Cox et al. 1980, Marcelot 1980) ;

- dans les dykes de diabases quartziques de type arc insulaire, recoupant toutes les formations ophiolitiques de type bassin marginal de "South Lake" situé au sud de la Baie de Notre Dame dans la Zone Exploits du centre de Terre-Neuve (Lorenz et Fountaine 1982) ;

- dans le grand Dyke tholéiitique (Qz) de Shelburne au SE de la Nouvelle-Ecosse (Papezik et Barr 1981) ;

- et enfin dans les filons doléritiques d'Asprokambo au Vourinos (Paupy 1976).

En fait, la présence du quartz interstitiel (granophyrique) associé souvent à des apatites est tout à fait caractéristique d'une manifestation magmatique d'arc insulaire (Ewart 1976).

Les minéraux opaques - plus abondants dans les dolérites (inf. à 7 %) que dans les diabases (inf. à 4 %) - se présentent toujours sous deux formes (donc deux générations différentes) :

- en grains arrondis ou anguleux (inf. à 0,3 mm) souvent englobés dans les plagioclases et les clinopyroxènes (génération précoce).

- en plages squelettiques ou amiboïdes poecilitiques (0,3 à 0,6 mm) englobant les petits cristaux de clinopyroxènes.

---

(1) Confirmation par la Microsonde (v. ch. A V-4-1°).

Types	TYPE : I = Dolérites - Diabases Quartziques										TYPE II = Dolérites - Diabase non Quartziques					
Encaissants	A) - PLUTONIQUES						B) - VOLCANITES				C) - METAMORPHITES					
Faciès	Dolérite quartzique		Dolérite à ouralite Qz.		Diabase quartzique		Dolérite à ouralite Qz.		Diabase quartzique		Diabase quartzique		Dolérite à ouralite		Diabase	
Formes	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
CPX $N_g \hat{} c$	C	36 à 44°	40 à 45°	40 à 45°	40 à 44°	43 à 45°	-	42 à 45°	40 à 44°	44°	40 à 42°	44 à 48°	45 à 48°	40 à 45°	42 à 44°	40 à 46°	40 à 46°
	B	38 à 42°	40 à 45°	43 à 44°	45°	40 à 45°	-	-	40 à 45°	43°	42°	46°	45 à 48°	40 à 43°	47°	40 à 44°	40 à 42°
$2V_{Ng}$	C	48 à 54°	52 à 58°	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	60°	48°	58 à 60°	58°
	B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ouralite $N_g \hat{} c$	C			14 à 23°	13 à 20°			16 à 19°	14 à 22°					16 à 20°	16°		
	B			13 à 18°	20 à 25°			-	-					17 à 23°	11 à 20°		
$2V_{Np}$	C			-	-			-	-					70°	74°		
	B			-	-			-	-					-	-		
Hb. verte $N_g \hat{} c$	C					17 à 26°	17 à 24°			18°	15 à 20°	20°	18 à 22°			15 à 17°	15 à 18°
	B					16 à 20°	18 à 20°			15 à 22°	-	-	18°			15 à 20°	17 à 23°
$2V_{Np}$	C					80 à 88°	84 à 86°			-	-	-	-			84°	80 à 84°
	B					80 à 86°	80 à 86°			-	-	-	-			84 à 86°	84°
Hb. brune $N_g \hat{} c$	C					7 à 9°	8 à 10°			8 à 9°	6 à 9°	9°	5 à 88°			8 à 10°	6 à 11°
	B					8 à 11°	10°			10°	-	-	-			8 à 11°	9 à 11°
$2V_{Np}$	C					74°	-			-	-	-	-			64°	60 à 70°
	B					-	-			-	-	-	-			-	-
Actinote $N_g \hat{} c$	C			17°	14 à 16°	12 à 15°	12 à 17°	13°	12°	-	10 à 14°	12°	14°	13°	10 à 14°	11 à 12°	10 à 14°
	B			13 à 14°	13 à 16°	12 à 14°	12°	-	-	-	-	-	-	-	-	14°	-
$2V_{Np}$	C			-	-	-	80 à 82°	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	B			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

TABLEAU II-3 : Caractères optiques (Ng^c et 2V) des clinopyroxènes et des amphiboles (ouralites, hornblendes vertes et brunes, actinotes) dans les dykes isolés de dolérites et diabase de Pozanti-Karsanti.

1- Phénocristaux de Clinopyroxènes
2- Clinopyroxènes de la mésostase

C- Coeur des cristaux
B- Bordures des cristaux

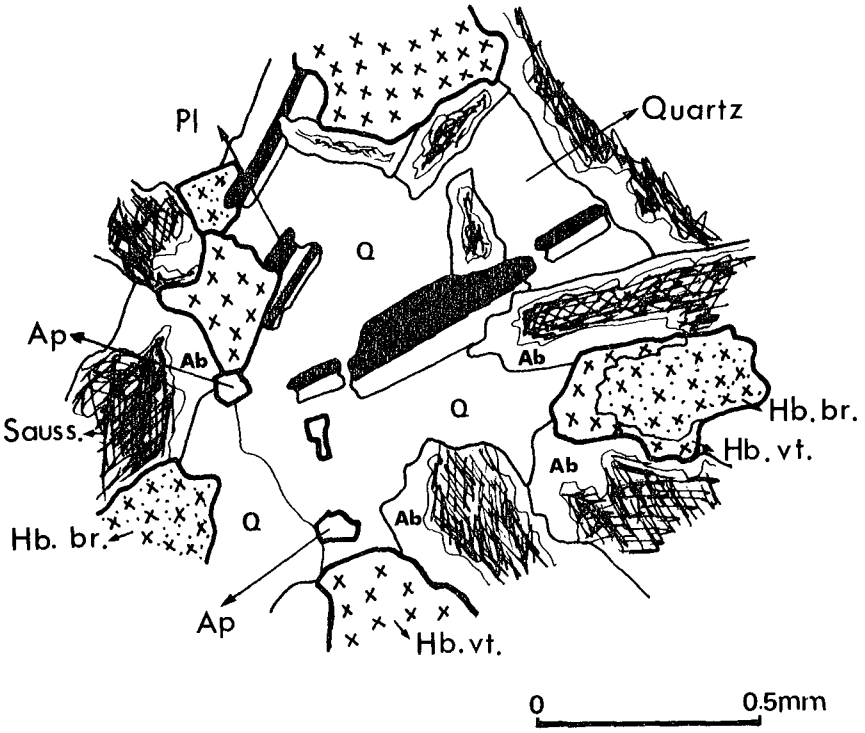


Fig. II-5 : Quartz interstitiel, poecilitique englobant de petites lattes de plagioclases à composition relativement acide (oligoclase) et de petits cristaux trapus d'apatite, dans une diabase quartzique du type I de Pozanti-Karsanti (éch. n° AC 270 D3).

Ils sont localement en voie de transformation en leucoxène dans les dolérites à ouralite ou bien légèrement oxydés en fer dans les dolérites.

L'apatite se présente, en quantité peu importante (inf. à 2 %), sous forme de petites baguettes (0,04 à 0,2 mm), dispersées dans la matrice ou englobées dans le quartz interstitiel.

Les roches de ce type I sont légèrement microfracturées (1 seule phase). Le remplissage de fractures est effectué par des minéraux d'origine hydrothermale (inf. à 1 %) tels que les zéolites, la prehnite et l'épidote (v. ch. A III-4).

Toutes ces fractures ont été ultérieurement recoupées et décalées par un réseau de microfissures (développé surtout dans les dolérites) remplies de produits cryptocristallins brun rougeâtre. Il s'agirait, probablement, d'un produit de lessivage, (limonite, FeO, OH, H_2O), des éléments mobiles

(le fer par exemple). Si ce réseau devient très important, la roche prend alors un aspect brèchique.

Il faut également signaler que :

- les dolérites sont relativement plus altérées que les diabases. Ces dernières comprennent des plagioclases zonés et maclés, extrêmement frais d'une composition allant de An_{60} à An_{45}.

- les phénocristaux de plagioclase sont localement courbés, (témoin d'une cristallisation assez précoce), (Fig. II-6), et ils sont parfois imbriqués avec ceux de clinopyroxènes, (témoin d'une cristallisation simultanée), surtout dans les dolérites à ouralite ou non (Fig. II-6 et II-7).

- il existe un peu de cristaux minuscules (inf. à 10 microns) de quartz, associés à amphibole et chlorite dans les anciens cristaux de clinopyroxènes des diabases. Ce quartz proviendrait de la libération de la silice pendant la transformation des clinopyroxènes en amphiboles (v. ch. A III-4).

Les bordures des dykes de ce type I, montrent à peu près les mêmes caractéristiques microscopiques à quelques différences près, qui sont les suivantes :

- Texture typiquement intergranulaire et porphyrique.

- Abondance de phénocristaux (6 % de plagioclases et 10 % de clinopyroxènes en moyenne) (v. Tabl. II-2).

- Diminution de la taille des cristaux dans la mésostase (inf. à 0,4 mm pour les plagioclases et inf. à 0,1 mm pour les clinopyroxènes).

- Diminution considérable de la quantité du quartz interstitiel (inf. à 2 %), des minéraux opaques (inf. à 3 %) ainsi que de l'apatite (inf. à 1 %).

- Importance du processus d'amphibolitisation.

- Microfracturation très importante.

. *DANS LES VOLCANITES (IB)* :

Les dykes du type I traversant les volcanites ophiolitiques ont pratiquement les mêmes caractéristiques pétrographiques que les dykes IA, traversant les plutonites, à l'exception du faciès doléritique qui est totalement absent.
Cependant, il existe quelques différences mineures qui sont les suivantes :

- la texture est typiquement nésophitique,

- la taille des phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène devient très importante, (atteignant respectivement 2,5 mm et 2,0 mm). Il en va de même de la taille des lattes de plagioclases (inf. à 0,8 mm) et celle des grains de clinopyroxènes (inf. à 0,7 mm).

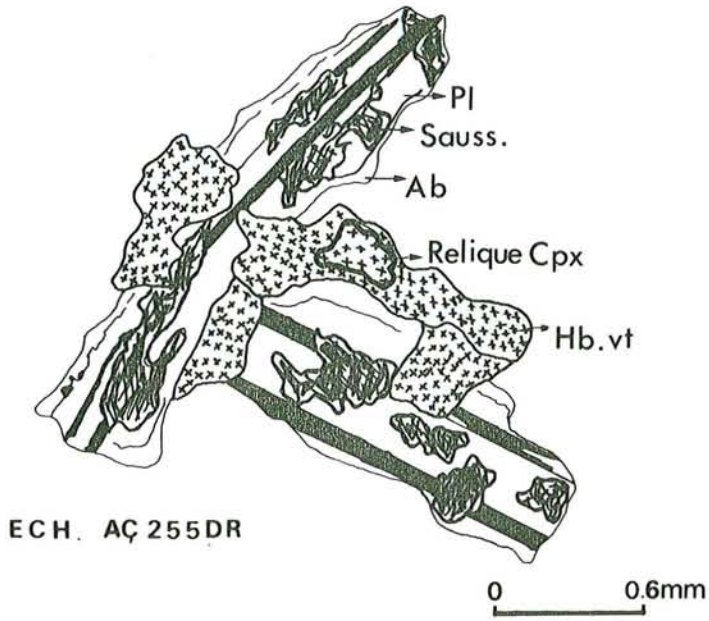
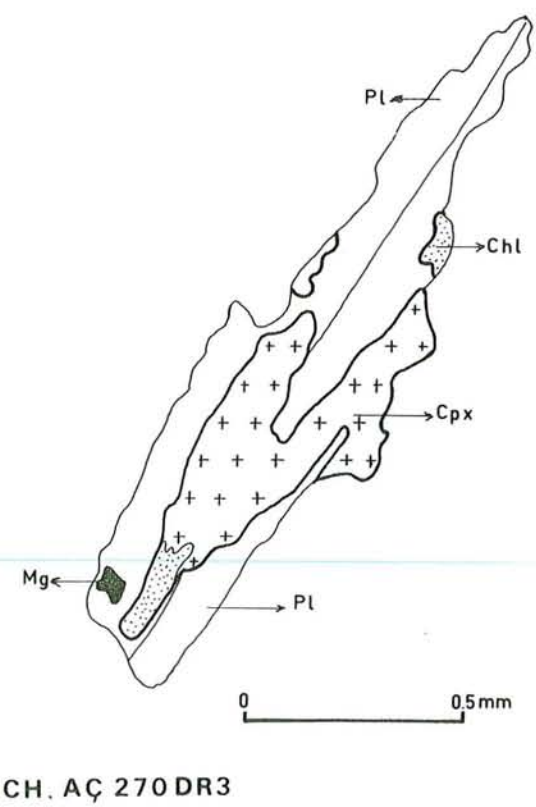


Fig. II-6 : Phénocristaux de plagioclases (Pl) saussuritisés (Sauss.), courbés (témoin d'une cristallisation assez précoce) et imbriqués avec les clinopyroxènes transformés en hornblende verte (Hb. vt) dans une diabase du type I.

Fig. II-7 : Phénocristal de plagioclase (Pl) non altéré et non courbé mais imbriqué avec le clinopyroxène chloritisé (témoin d'une cristallisation simultanée) dans une dolérite du type I.

Pl = plagioclase
Cpx = clinopyroxène
Chl = chlorite
Mg = magnétite



- les plagioclases les moins altérés ont une composition relativement moins basiques (An_{40} à An_{35}).

- l'altération des plagioclases est très importante, (développement considérable de la saussuritisation ou de l'albitisation).

- la zonation des plagioclases est effacée par l'altération.

- l'altération et la microfracturation sont très avancées.

- le développement important des épidotes (3 à 7 %) qui se présentent :

  * soit en poches interstitielles (0,2 mm), associées parfois aux phyllites ou aux chlorites, avec Np^c = 5° (pistachite).

  * soit en petites inclusions (0,03 à 0,05 mm) dans les plagioclases, (produit de la saussuritisation), avec Ng^a = 30° (pistachite).

- absence quasi-totale des zéolites et de la prehnite.

. *DANS LES METAMORPHITES (IC) :*

Les caractéristiques microscopiques des dykes traversant les formations métamorphiques sont également comparables à celles des dykes du type I (A ou B). Ces dykes sont tous constitués de diabases quartzites à texture intersertale ou localement nésophitique, très légèrement porphyriques (inf. à 3 %), riches en quartz interstitiel (6 % en moyenne), présent uniquement dans le coeur des dykes.
Comme dans le cas IB, (volcanites), l'épidote, (0,05 à 0,2 mm), est largement développée (4 % en moyenne) dans les interstices de la partie centrale de ces dykes, inversement à la prehnite qui se présente en fibres radiées (inf. à 0,3 mm) et qui est surtout abondante (4 % en moyenne) dans les bordures.

A III.2.2°) Type II : Dolérites-Diabases non Quartziques

Les dykes isolés de dolérites-diabases non quartziques du type II ne traversent que les formations plutoniques ophiolitiques. Ce sont des dolérites à ouralite et des diabases.

Dans le coeur, la texture est subophitique à intersertale, légèrement porphyrique, dans les dolérites à ouralite. Elle est essentiellement subophitique et rarement subophitique à intersertale, porphyrique ou non dans les diabases (Fig. II-8 et Photo J8).

Dans les bordures, elle est toujours intergranulaire, porphyrique ou non.

Il faut également souligner que dans certains dykes dont l'épaisseur atteint jusqu'à 20-25 m, la texture subophitique devient nettement grossière, voire même grenue. Dans ce cas, les cristaux peuvent atteindre

une taille de 2 à 3 mm.

Dans l'ensemble, la paragenèse magmatique comprend essentiellement le plagioclase, le clinopyroxène, les minéraux opaques et, accessoirement, le sphène automorphe, précoce. Le quartz et l'apatite sont totalement absents.
L'assemblage des minéraux magmatiques et secondaires de ces roches est donné dans le tableau II-4b.

Les phénocristaux (3 à 18 %) sont constitués :

- d'un plagioclase (inf. à 12 %), maclé albite ou carlsbad, très légèrement zoné, (de taille 0,8 à 2 mm dans les dolérites, 2 à 3 mm dans les diabases).
- d'un clinopyroxène (inf. à 8 %) de taille 1 à 2 mm, maclé et poecilitique englobant de petites lattes de palgioclases ou de minéraux opaques.

Les phénocristaux de plagioclases sont relativement plus abondants que ceux de clinopyroxènes particulièrement dans les diabases.

La pâte est assez fine dans le cas où les dykes sont peu épais, sinon elle devient grossière avec présence des cristaux de taille dépassant 1 mm.

- Lorsque la texture est intersertale, la pâte est constituée essentiellement de lattes de plagioclases (0,3 à 0,6 mm dans les dolérites, 0,6 à 1 mm dans les diabases), enchevêtrés de petits grains de clinopyroxènes (inf. à 0,4 mm).
- Lorsque la texture est subophitique, elle est constituée de petites lattes de plagioclases (inf. à 0,4 mm) disposées en quinconce et englobées dans les plages poecilitiques de clinopyroxènes (0,4 à 0,8 mm dans les dolérites, 0,6 à 1,5 mm dans les diabases).

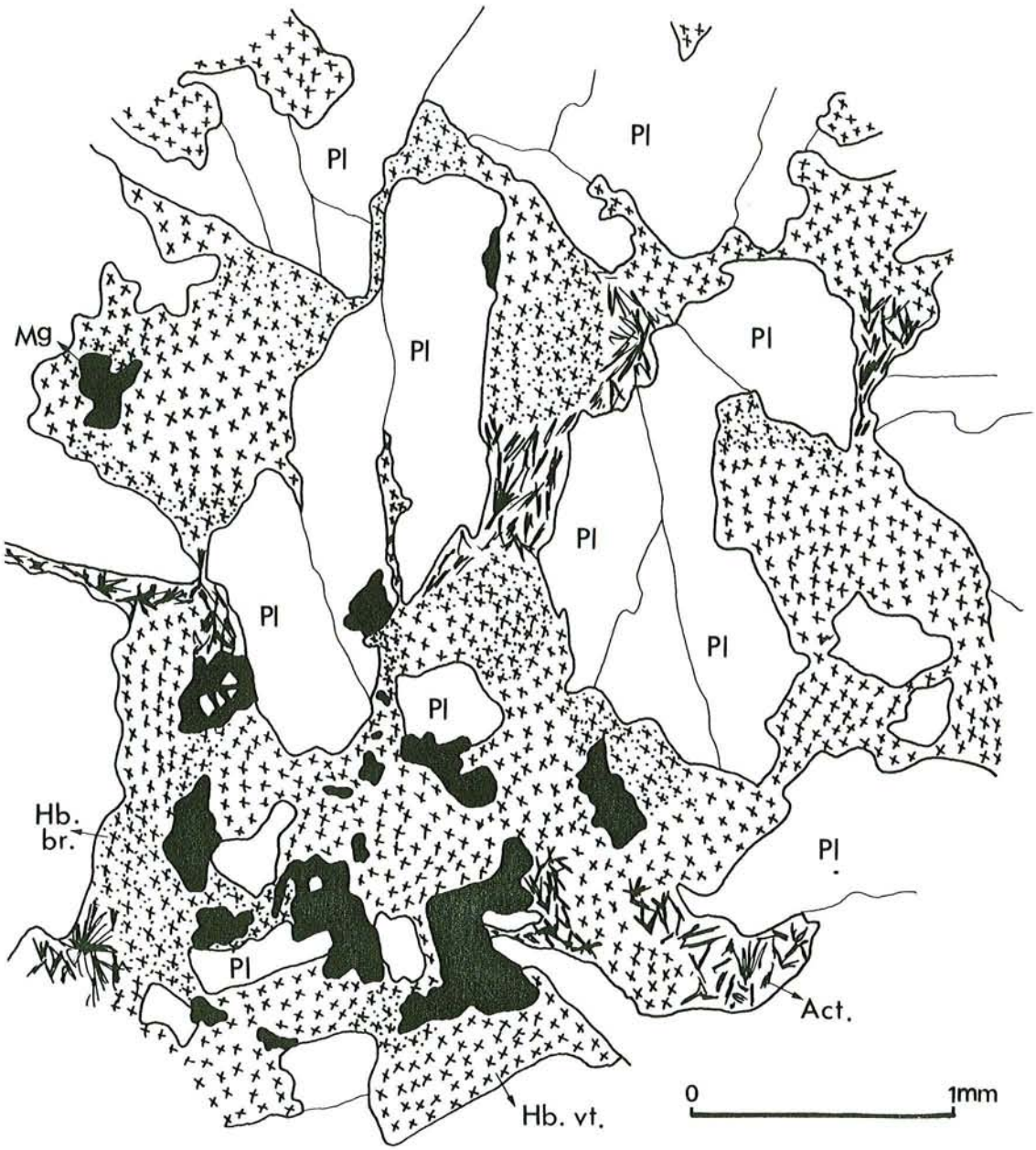
Les lattes de plagioclases (25 à 38 %), de An_{70} à An_{35}, sont souvent maclées albite ou carlsbad et localement très allongées (1/3 à 1/6) surtout dans les parties intersertales. La plupart des plagioclases sont saussuritisés ou zéolitisés dans leur coeur. Ils sont souvent albitisés sur leurs bordures.

Les clinopyroxènes en phénocristaux (plus calciques avec $Ng\hat{}c = 40$ à $46°$ et $2\ V_{Ng} = 56$ à $58°$) et en grains interstitiels (moins calciques avec $Ng\hat{}c = 43°$ et $2\ V_{Ng} = 48°$ en moyenne) sont partiellement transformés (30 à 40 %) en amphiboles (ouralite avec $Ng\hat{}c = 16$ à $20°$ et $2\ V_{Np} = 74°$) dans les dolérites ouralitisées ou presque totalement (plus de 90 %) dans les diabases. Dans ces dernières, les amphiboles bien individualisées sont à la fois :

TYPES	T Y P E I = Dolérites - Diabases Quartziques			TYPE II = Dolérites - Diabases non Qz.
Encaissants	A) - Plutonites	B) - Volcanites	C) - Métamorphites	Plutonites
DOLERITE	Lab. + Cpx + Op+ Qz ∓ Apat. + Chl ∓ Ep ∓ Prehn ∓ Zéol.	-	-	-
DOLERITE à ouralite	And/Lab ∓ Cpx (relique) + ouralite + Act + Op + Qz ∓ Apat ∓ Chl ∓ Zéol ∓ Sph.	Plag ∓ Cpx (relique) + ouralite ∓ Act + Op + Qz ∓ Apat ∓ Chl ∓ Ep.	-	Plag ∓ Cpx (relique) + ouralite ∓ Act + Op + Chl ∓ Ep ∓ Prehn ∓ Zéol ∓ Sph.
DIABASE	And/Lab + Hb. vt ∓ Act + Op + Qz ∓ Apat + Chl ∓ Ep ∓ Zéol.	Plag + Hb. vt ∓ Hb. br ∓ Act + Op + Qz ∓ Apat. ∓ Chl ∓ Ep ∓ Phyl.	Plag + Hb. vt ∓ Hb. br ∓ Act + Op + Qz ∓ Apat. + Chl ∓ Ep ∓ Prehn.	Plag + Hb. vt + Hb. br ∓ Act + Op + Chl + Ep + Prehn + Zéol ∓ Sph ∓ oxyde de fer.

TABLEAU II- 4 : Associations minérales (magmatiques et secondaires) dans les dolérites avec ou sans ouralite et dans les diabases.

a) - du type I (quartziques)
b) - du type II (non quartziques).



ECH. AÇ 618 A

Fig. II-8 : Texture subophitique dans une diabase non quartzique du Type II (LM. AC 618 A).

- *Pl : plagioclases*
- *Hb. vt : hornblendes vertes*
- *Hb. br : hornblendes brunes*
- *Act : actinotes*
- *Mg : minéraux opaques (magnétites).*

. hornblende verte avec Ng^c = 15 à 18° et 2 V_{Np} = 80 à 84°

. et hornblende brune avec Ng^c = 6 à 11° et 2 V_{Np} = 60 à 70°.

A ces amphiboles, s'associent un peu de fibres allongées (1/6 à 1/10) d'actinotes, (Ng^c = 10 à 14°), de taille inférieure à 0,4 mm et également un peu de chlorites incolores à vert de teinte de polarisation gris-blanc, d'allongement négatif et de signe optique positif, (pynchlorites(1)).
Dans certaines diabases où la texture est localement intersertale, les chlorites peuvent se trouver en position interstitielle, (3 à 8 %), souvent associées à des épidotes (pistachites) ou à des actinotes (Fig. II-9).
Les minéraux opaques, plus abondants (6 à 7 %) que dans le type I, se présentent toujours sous deux formes comme dans les cas précédents, (donc 2 générations différentes - précoce et tardive -).

Le sphène, peu abondant (inf. à 2 %), se présente en prismes automorphes losangiques (0,1 à 0,3 mm), maclés selon h^1 (100) ou bien "en chapeau de gendarme" à bord tranchant. Il est toujours englobé dans les phénocristaux de plagioclase, (cristallisation précoce).
Les épidotes interstitielles, (pistachites et clinozoïsites) sont bien développées dans ce type (4 à 5 % en moyenne). Elles se présentent sous deux formes :

. soit en fibres radiées, (inf. à 0,8 mm), plus ou moins allongées,

. soit en agrégats lamellaires, (inf. à 0,3 mm).

Les roches de ce type II ont été fortement microfracturées (plusieurs phases) (v. ch. A III.4.1°). Le remplissage des fissures a été effectué essentiellement par des zéolites et de la prehnite.
Dans les dolérites à ouralite, c'est la prehnite qui prédomine, dans les diabases c'est plutôt la zéolite.
La microfracturation et le développement des zéolites ou de la prehnite sont beaucoup plus importants dans ce type que dans le type I (v. ch. A III.4.1°).

Les bordures des dykes de ce type II montrent pratiquement les mêmes caractéristiques microscopiques que le coeur, sauf que :

---

(1) Confirmation par la microsonde (v. ch. A V.4.1°).

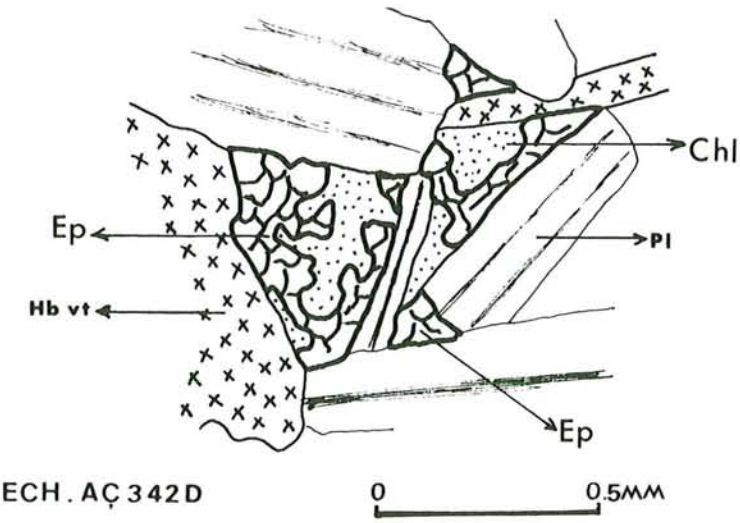


Fig. II-9 : Association de chlorites incolores à vert non oxydées et des épidotes (pistachite) dans les interstices d'une diabase à texture localement intersertale, du Type II. (LM AC 342 D).

- *Pl : plagioclases*
- *Hb. vt : hornblendes vertes*
- *Chl : chlorites*
- *Ep : épidotes*

- la texture est intergranulaire et plus porphyrique (15 à 18 %),

- les minéraux opaques, inversement au sphène, sont moins abondants (inf. à 2 %),

- l'amphibolitisation est très importante,

- la microfracturation, ainsi que la déformation mécanique des cristaux sont beaucoup plus importantes,

- l'altération hydrothermale, (v. ch. A III.4.1°), affectant ces dykes devient très importante, elle détruit même, localement, la texture magmatique.

. Dans le cas où la texture magmatique est pratiquement détruite dans les bordures de certains dykes, (particulièrement dans la région de Tahtali) ; la morphologie des plagioclases envahis par les zéolites et la prehnite devient méconnaissable, alors que les clinopyroxènes ont beaucoup mieux résisté à cette destruction.

- les chlorites, produits de la transformation des amphiboles, sont très abondantes (5 à 10 %), autant que les chlorites interstitielles (8 % en moyenne). Ces chlorites incolores à vert, d'allongement positif sont largement oxydées en fer et localement associées à un produit cryptocristallin rouge brunâtre, riche en fer et en titane, (v. ch. A III.4.1°). Elles peuvent être très rarement associées à des biotites.

A III.2.3°) Métadolérites

De rares dykes isolés (1 ou 2), intrusifs dans les radiolarites plissées de la série volcanique ophiolitique (coulées d'Omeroglu de la région du Bezedag Oriental), ont été métamorphisés dans le faciès schistes-verts de faible degré.

La texture magmatique y est détruite et remplacée par une texture granoblastique (ou grano-nématoblastique ?).

PARAGENESE : Albite (ou rarement oligoclase) + Epidotes (pistachites et clinozoïsites) + Chlorites ∓ Actinotes ∓ Sphènes + Minéraux Opaques + Quartz.

. Les plagioclases (31 %), limpides, non altérés, ont une composition relativement acide : essentiellement de l'albite pure(1) ou rarement de l'oligoclase(1).

. Les épidotes, abondantes (23 %), sont de deux types :

- *pistachite* (11 %), se présentant
  * soit en petits grains (inf. à 0,2 mm) regroupés,
  * soit en gerbes (0,3 à 0,4 mm), allongées suivant ph^1.

Les sections non allongées (hko) ont Ng^a = 28° en moyenne et $2V_{Np}$ = 80 à 84°.

- *clinozoïsite* (12 %), associé à la pistachite en gerbes (0,4 mm) maclées et allongées, de teinte de polarisation gris-bleuté. Les sections allongées suivant ph^1 ont également des extinctions droites et d'allongement positif. Alors que les sections non allongées ont Np^a = 16° et $2V_{Ng}$ = 84 à 88°.

La répartition des données optiques (2 V, Ng^c et Ng-Np), mesurées, sur le diagramme de Tröger (1952) corrigé par Trochim (1969), met en évidence l'existence de deux domaines distincts dont l'un est propre à la clinozoïsite (terme ferrifère limité entre 25 et 35 % m) et l'autre à la pistachite (45 et 54 % m de terme ferrifère) (Fig. II-10).

. Les chlorites, également abondantes (25 %), sont souvent associées aux épidotes. Elles sont localement oxydées. A ces chlorites oxydées, s'ajoutent en petite quantité (inf. à 5 %) des fibres d'actinotes (inf. à 0,4 mm) avec Ng^c = 13° et $2V_{Np}$ = 84° en moyenne.

---

(1) Confirmation par la Coloration sélective et par R.X.

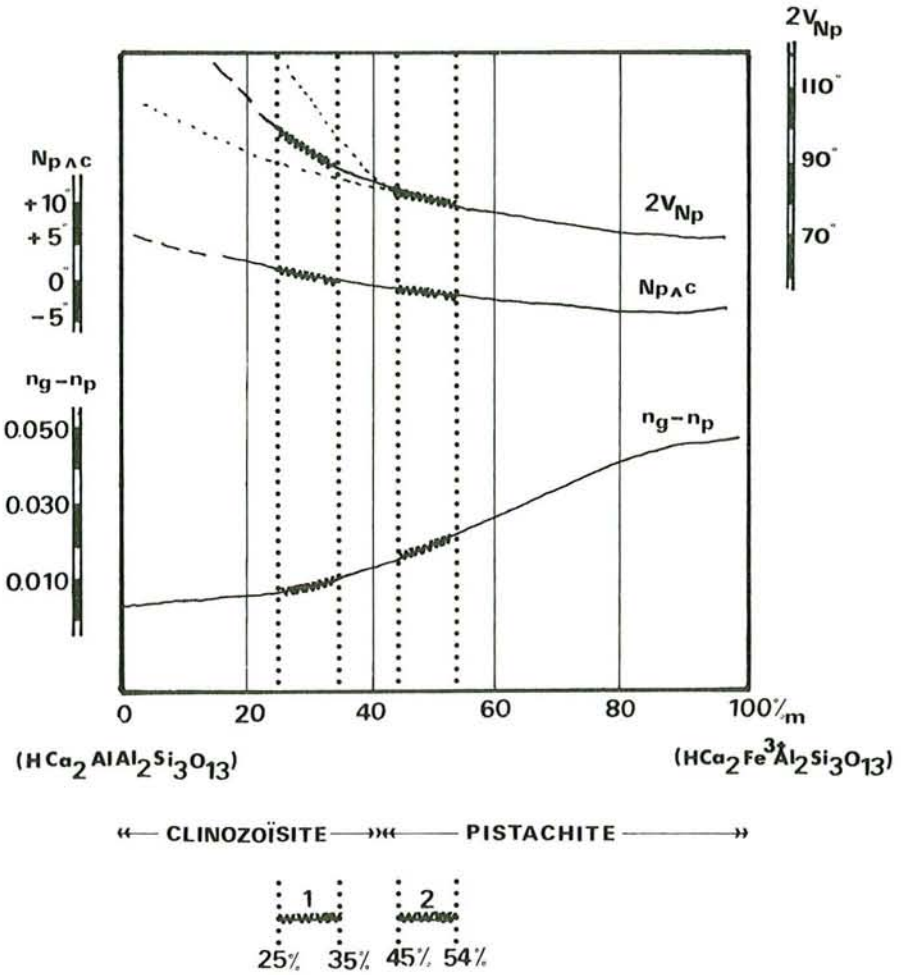


Fig. II-10 : Répartition des données optiques, (2 V, Ng-Np, Ng^c), mesurées des épidotes dans un Dyke isolé de métadolérite, (LM AC 477 DR1), sur le diagramme de Tröger (1952) corrigé par Trochim (1969).

1 - domaine propre aux clinozoïsites (entre 25 et 35%m de terme ferrique).

2 - domaine propre aux pistachites (entre 45 et 54 %m de terme ferrique).

NB : - 15 mesures faites pour 2 V à l'aide d'une platine universelle.

- 24 mesures faite pour (Ng-Np) à l'aide d'une compensateur de Berek.

- 20 mesures faites pour Ng^c.

. Le sphène, ($2V_{Ng}$ = 40°), présent en quantité moindre (inf. à 5 %), est craquelé ou guilloché en cristaux plus ou moins aplatis.

. Les minéraux opaques (5 %) sont en grains arrondis ou tabulaires (0,1 à 0,3 mm) ou en plages squelettiques amiboïdes (inf. à 0,5 mm) souvent transformées en leucoxène.

. Le quartz secondaire de taille variant de 0,2 à 0,6 mm, est assez abondant (6 % en moyenne) et souvent recristallisé.

. Calcite, zéolites, prehnite, apatite et amphiboles sont totalement absentes.

Les clinopyroxènes sont entièrement détruits et remplacés par des épidotes et chlorites oxydées auxquelles s'associent quelques fibres d'actinotes.

La disparition des plagioclases et des anciens clinopyroxènes, ainsi que la nature de produits secondaires, nous permettront de penser qu'il s'agirait d'une dolérite métamorphisée de faciès schistes verts de faible degré.

A III.3) CURSUS DE CRISTALLISATION

Les textures et les relations entre cristaux peuvent nous permettre de mettre en évidence l'ordre de cristallisation des différents minéraux magmatiques.

Dans le cas où les roches sont porphyriques, les premiers cristaux à cristalliser sont des phénocristaux intratelluriques. Ils ont cristallisé soit dans le réservoir magmatique, soit pendant la montée du magma, en tout cas antérieurement à la cristallisation du liquide magmatique dans une caisse filonienne. Les phénocristaux ne sont constitués que de plagioclases tabulaires et de clinopyroxènes souvent poecilitiques qui cristallisent postérieurement aux plagioclases intratelluriques qu'ils englobent.

Dans l'ensemble des roches doléritiques ou diabasiques étudiées, quel que soit le type des cristaux (intratelluriques ou non), nous avons constaté que :

- les plagioclases ont cristallisé avant les clinopyroxènes (poecilitiques ou interstitiels),

- les minéraux opaques ont été formés soit dans les stades précoces (intratelluriques), soit dans les stades assez tardifs (en tout cas postérieurement à la cristallisation des clinopyroxènes interstitiels ou poecilitiques de la mésostase).

- *Dans le Type I*

L'ordre de cristallisation dans les dolérites-diabases du type I (quartziques) est donc le suivant :

. La cristallisation intratellurique : Elle concerne les phénocristaux de plagioclases, de clinopyroxènes et des minéraux opaques (génération précoce).

Elle s'est déroulée, dans le temps et dans l'espace, en deux stades : (Tabl. II-5).

- *1er stade* : Cristallisation des phénocristaux de plagioclases (φPL1) non zonés ou légèrement courbés à composition An60 en moyenne, suivie de la cristallisation de phénocristaux de clinopyroxènes (φ CpX1) poecilitiques et relativement calciques et magnésiens (endiopsides), dans le réservoir magmatique dans des conditions d'équilibre.

- *2ème stade* : Cristallisation de phénocristaux de plagioclases (φPL2) légèrement zonés de façon oscillatoire et à composition An55 en moyenne ou bien cristallisation simultanée de plagioclase et de clinopyroxène (φCpx2) sous des conditions légèrement déséquilibrées (légers changements de pression d'eau par exemple[1]) et/ou à des conditions eutectiques, pendant la montée du magma.

. Cristallisation après la mise en place du magma dans la caisse filonienne : Elle s'est déroulée de la façon suivante :

- Les premiers minéraux à cristalliser sont les plagioclases (PL1) en grandes lattes zonés (partie centrale) ou non, à composition relativement calcique (An50 à An62), sous des conditions d'équilibre à partir d'un liquide résiduel initial (Lo).

- S'il n'y a pas eu de changement de conditions d'équilibre (P constante), le liquide résiduel (L1 (a)) va donner naissance aux clinopyroxènes (Cpx 1) interstitiels remplissant les espaces laissés par les lattes de plagioclases (PL 1) ou bien localement à une association imbriquée constituée de clinopyroxènes (Cpx 2) et de plagioclases relativement moins basiques (An_{40}).

---

(1) Causes principales de la zonation oscillatoire : P_{H2O} et T°c. "fluctuations alternatives" (chute de P_{H2O} suivie d'une remise à sa valeur initiale, ainsi de suite) d'après Morohashi et al. (1974).

- s'il y a un changement de conditions d'équilibre, (augmentation brusque de la pression du magma en présence de vapeur d'eau ou du taux de saturation des volatiles par exemple), ce liquide résiduel L 1 (b) va donner cette fois naissance à de petites lattes de plagioclases (PL 3) encore beaucoup plus sodiques (An30 à An40). A ce stade, les bordures (An13 à An21) des lattes de plagioclases (PL 1) zonés vont se former en donnant à ces plagioclases, une zonation normale mais discontinue avec une limite automorphe séparant le coeur basique calcique et les bordures relativement acides.

- par suite, le liquide résiduel (L 2) fractionné et relativement enrichi en alcalins et en silice et appauvri en calcium par la cristallisation fractionnée, va donner enfin naissance :

* soit à une intercroissance granophyrique de plagioclases acides (PL 4 à composition An10 à An24) et de quartz symplectique dans les interstices des cristaux protoeutectiques, sous des conditions eutectiques ou cotectiques. A cette intercroissance granophyrique, s'associent également des minéraux opaques et de l'apatite de génération tardive.

* soit à du quartz interstitiel et poecilitique englobant de petites lattes isolées de plagioclases (PL 3) de composition An30 à An40 et plus rarement de petits cristaux de clinopyroxènes isolés et relativement riches en fer.

. Interprétation : Nous avons ainsi constaté que les lattes de plagioclases non zonés sont plus basiques (An_{52} en moyenne) que les lattes zonées (An_{31} en moyenne) et que ces dernières sont à leur tour plus basiques que les plagioclases englobés dans le quartz (PL 3) ou associés avec ce minéral (PL 4) à composition An_{27} en moyenne (v. ch. A V.3).
La composition des bordures des lattes zonées correspond à celle des plagioclases associés au quartz interstitiel, (v. ch. A V.3.3°).
Ainsi, plusieurs générations de plagioclases (au moins 4) sont-elles présentes dans une même roche.

L'importante variation de la basicité des plagioclases (labrador à oligoclase[1]), la cristallisation du quartz interstitiel ou symplectique ainsi que celle de l'apatite tardive peuvent être causées :

- soit par la cristallisation massive de l'augite (Morse 1979)

- soit par le changement de conditions d'équilibre :

* l'augmentation de la pression du liquide résiduel en présence de vapeur d'eau (Morse 1979).

---

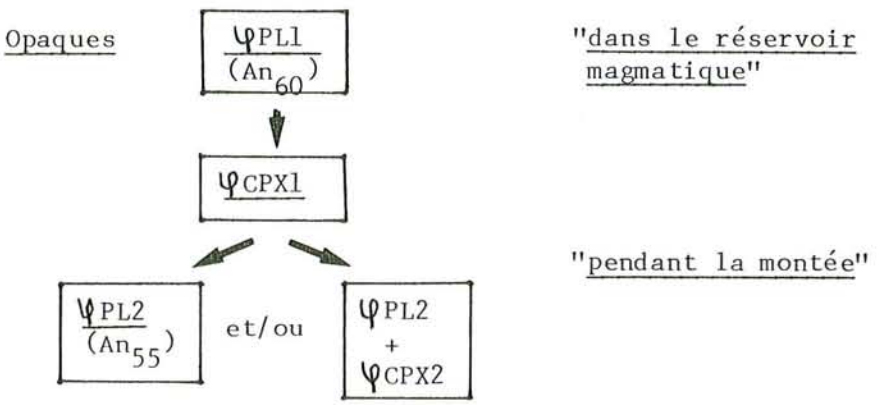
(1) Signalons également qu'une telle variation importante de la basicité de plagioclases, (An55 à An20 par exemple), est aussi observée dans les filons doléritiques d'Asprokambo au Vourinos (Paupy 1976).

TYPE I : Dolérites - Diabases quartziques

Ordre général de cristallisation :

opaques → Plag → Cpx → Qz → apatite, opaques

A) - Cristallisation intratellurique :



B) - Cristallisation dans la caisse filonienne :

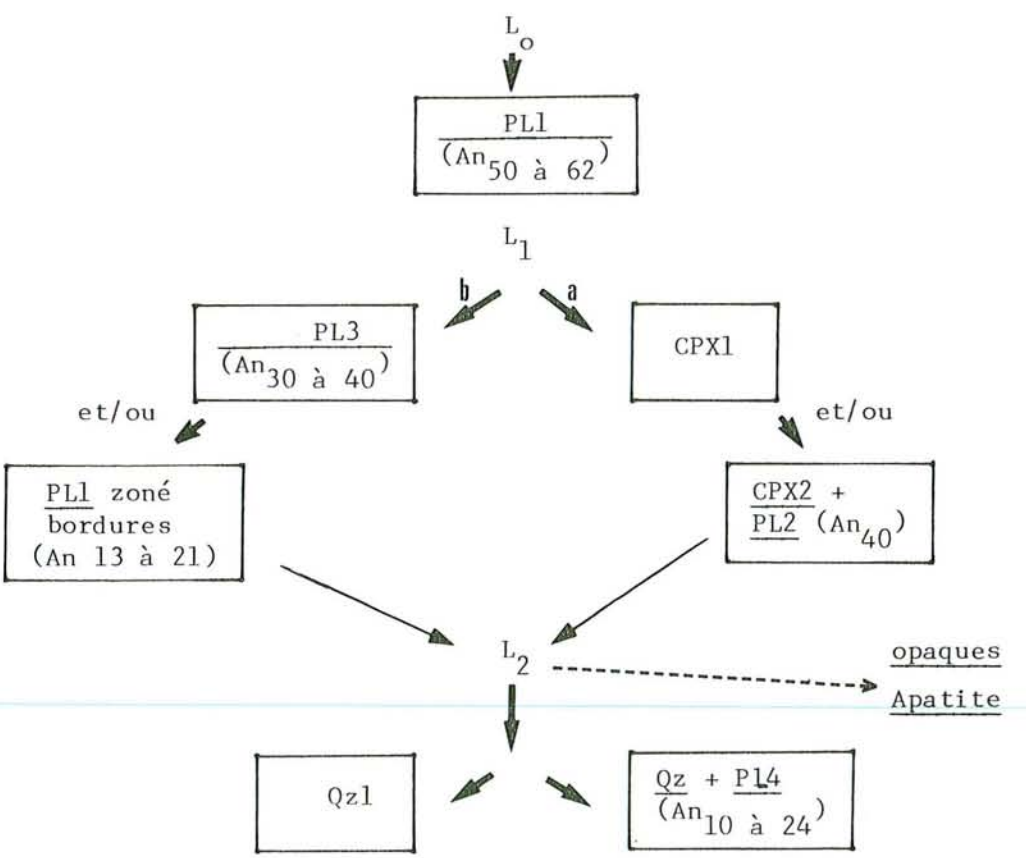


TABLEAU II- 5 : Cursus de cristallisation dans les dolérites/diabases du type I.

Légende

φ*PL1* : *Phénocristaux de plagioclases non zonés et légèrement courbés,* ($\overline{An}_{60}$).

φ*PL2* : *Phénocristaux de plagioclases zonés de façon oscillatoire ou imbriqués avec les clinopyroxènes,* ($\overline{An}_{55}$), *(cristallisation simultanée au point eutectique).*

PL1 : *Lattes de plagioclases zonés (partie centrale) ou non,* (An_{50} *à* An_{62}).

PL2 : *Lattes de plagioclases,* ($\overline{An}_{40}$), *imbriqués avec les clinopyroxènes (CPX2).*

PL3 : *Lattes de plagioclases isolées,* (An_{30} *à* An_{40}).

PIA : *Plagioclases relativement acides-oligoclases -* (An_{10} *à* An_{24}), *associés aux quartz, (Qz 2), symplectitiques (micropegmatites graphiques).*

φ*CPX1* : *Phénocristaux de clinopyroxènes poecilitiques.*

φ*CPX2* : *Phénocristaux de clinopyroxènes imbriqués avec plagioclases,* (φ*PL2*).

CPX1 : *Grains intersticiels de clinopyroxènes.*

CPX2 : *Grains de clinopyroxènes imbriqués avec plagioclases.*

Qz1 : *Quartz intersticiel et peocilitique englobant les plagioclases isolés, PL3.*

Qz2 : *Quartz symplectitique.*

L_0, L_1, L_2 : *liquides résiduels fractionnés.*

a) - Conditions d'équilibre constantes.

b) - Changement de conditions d'équilibre.

(v. le texte).

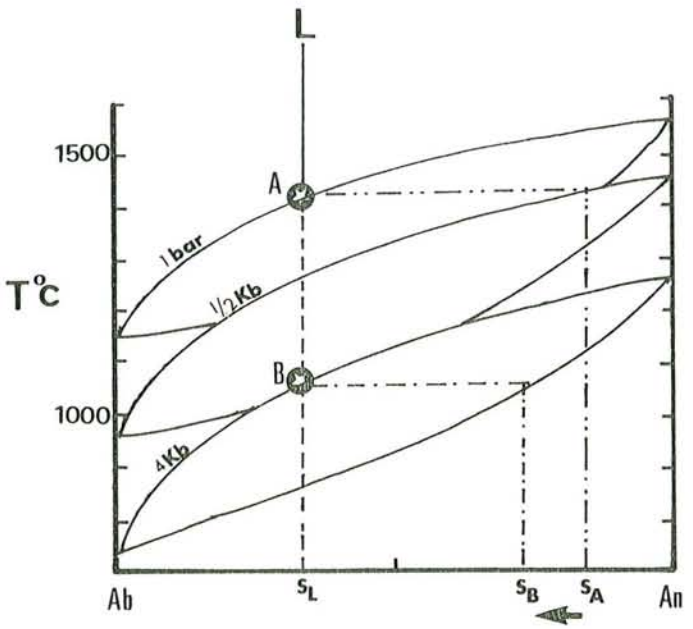


Fig. II-11 : Le système albite (Ab) - anorthite (An) montrant l'abaissement du liquidus à ½ Kb et 4 Kb de pression de vapeur d'eau. (Bowen 1913, Tuttle et Bowen 1958, Yoder 1958) - extrait de Bayly 1976, p. 83.

Dans ces conditions, il y a abaissement de la température du liquidus de sorte que les cristaux de plagioclases formés ont des compositions moins basiques (S_B) que ceux formés à des pressions d'eau relativement moins élevées (S_A) à partir du même liquide résiduel (S_L) (Fig. II-11).

* l'augmentation du taux de saturation des volatiles dans le liquide résiduel (Vance 1962).

En résumé, ce changement de conditions d'équilibre est sans doute la cause essentielle de la diminution importante et brutale de la basicité des plagioclases, ainsi que de la cristallisation tardive du quartz interstitiel, poecilitique ou symplectique au point eutectique ou cotectique, à partir d'un liquide résiduel enrichi en alcalins et en silice.

- *Dans le type II* :

L'ordre de cristallisation dans les dolérites-diabases du type II (non quartziques) est le suivant :

Ce cursus de cristallisation est beaucoup plus simple que dans le type I.

. La cristallisation intratellurique : s'est traduite par la formation des phénocristaux de plagioclase (plus importante) et des clinopyroxènes (moins importante), ainsi que des minéraux opaques (génération précoce) et du sphène automorphe précoce (Tabl. II-6).
Ici, le premier stade est beaucoup plus développé que le second, contrairement au type I.
Il y a en effet cristallisation intratellurique de plagioclases légèrement courbés et de composition plus basique (An_{60} à An_{70}) suivie de celle des clinopyroxènes poecilitiques, dans le réservoir magmatique dans des conditions d'équilibre.
Le deuxième stade, (cristallisation pendant la montée), est probablement peu important comme l'indique l'absence quasi-totale de phénocristaux de plagioclases zonés ou imbriqués avec les clinopyroxènes.

. Cristallisation après la mise en place du magma dans la caisse filonienne : dont le mode est beaucoup moins compliqué dans ce type que dans le type précédent.

Les premiers minéraux à cristalliser à partir de ce liquide résiduel initial, (Lo), à des conditions d'équilibre, sont toujours de plagioclases (PL 1) sous forme de petites lattes très légèrement zonées ou non et toujours disposées en quinconce et englobées dans les clinopyroxènes poecilitiques (Cpx 1) dont la cristallisation a suivi celle des plagioclases et a précédé celle des minéraux opaques squelettiques, poecilitiques (génération tardive) (Tabl. II-6).

. Interprétation : L'absence totale de quartz intertitiel, l'absence quasi-totale de zonation des plagioclases et la quasi-constance de leurs compositions nous conduisent à penser qu'il n'y a pas eu de changement important des conditions d'équilibre, (P_{H2O} par exemple), pendant la cristallisation du liquide résiduel qui a donné naissance aux dolérites-diabases du type II.

Par conséquent, le liquide résiduel fractionné mais non enrichi anormalement en alcalins (Na) et en silice en raison de la quasi-totalité de la pression

TYPE II : Dolérites - Diabases non quartziques :

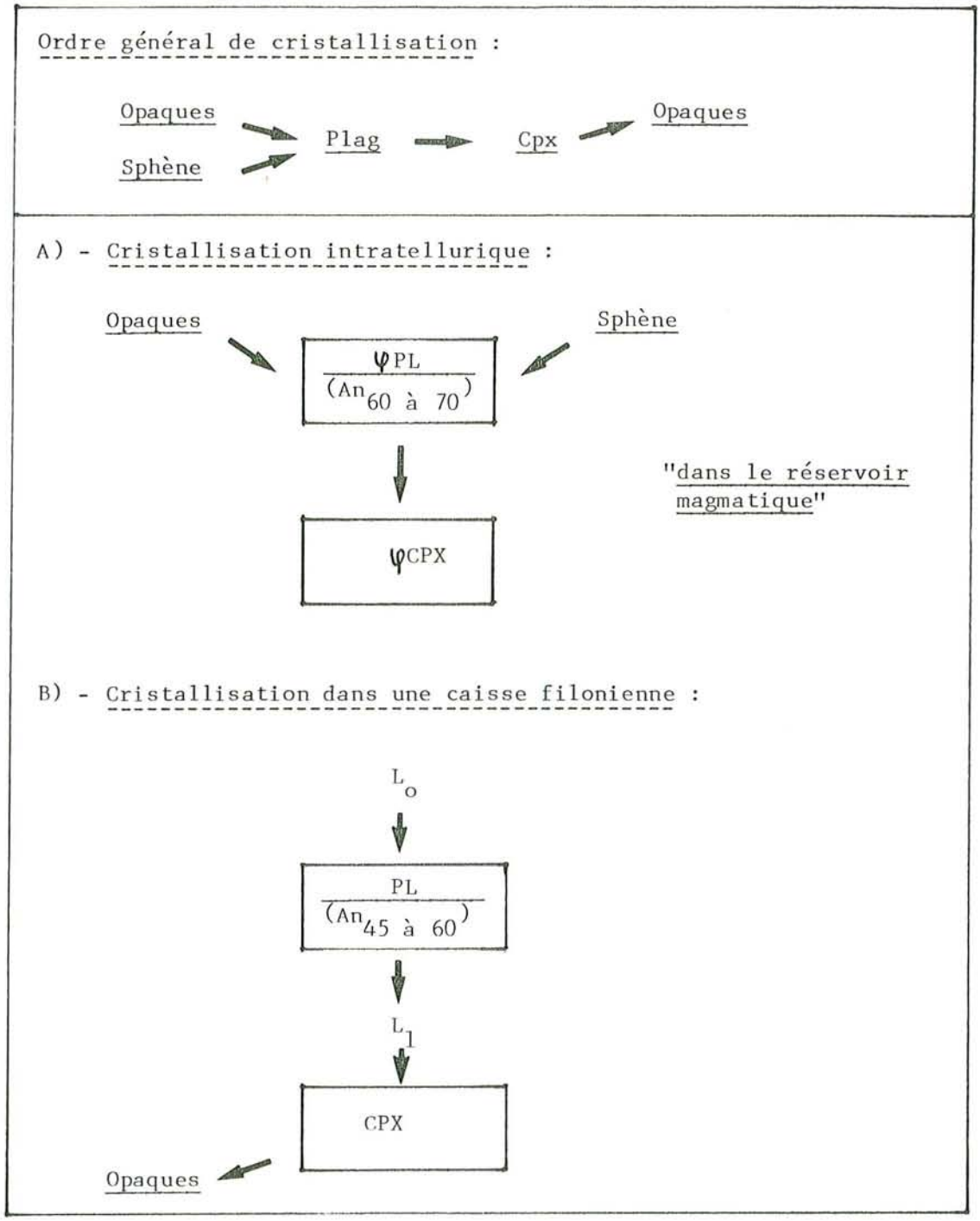


TABLEAU II- 6 : Cursus de cristallisation dans les dolérites/diabases du type II.

Légende :

- *φPL : Phénocristaux de plagioclases non zonés ou légèrement courbés.*
- *PL : Lattes de plagiolcaes non zonés ou très légèrement d'une façon normale et continue.*
- *φCPX : Phénocristaux de clinopyroxènes poecilitiques.*
- *CPX : Plages de clinopyroxènes poecilitiques de la mésostase.*
- *L_o, L_1 : Liquides résiduels fractionnés.*

d'eau et du taux de saturation des volatils, ne peut donc donner naissance aux plagioclases relativement acides, ni au quartz interstitiel ou symplectique.

A III.4) PROCESSUS D'ALTERATION ET DE METAMORPHISME

Les dykes de dolérites-diabases isolés du secteur étudié, ont été soumis localement à des altérations de type et de degré différents. Dans l'ensemble, nous avons constaté 2 types de modifications :

1 - Altération hydrothermale
2 - Métamorphisme Schiste-vert

A III.4.1°) Altération hydrothermale

Ce type d'altération est très développé particulièrement dans les dykes du type II.
Elle s'est déroulée au moins en deux phases majeures :

- *PHASE I* : *(Tabl. II-7)*

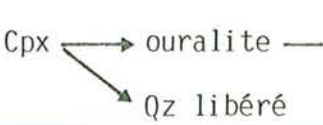
Cette phase précoce est caractérisée par la transformation ou l'altération de minéraux magmatiques essentiels, tels que le clinopyroxène et le plagioclase.

. Transformation de Clinopyroxènes : (Fig. II-12 A et B)

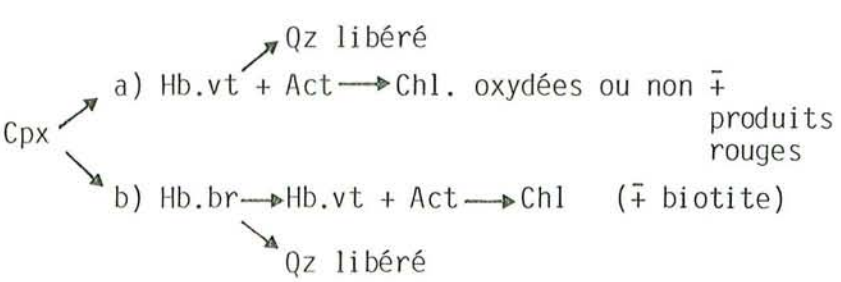
Les clinopyroxènes ont été plus ou moins transformés en amphiboles (ouralites dans les dolérites ouralitisées et en hornblende verte et brune dans les diabases) et ces dernières ont été transformées en chlorites associées ou non à des oxydes de fer.
Ces transformations sont résumées ci-dessous :

. *Dans les dolérites* : Cpx → (∓ ouralite) → Chl. oxydées + produits rouges

. *Dans les dolérites à ouralite* :



. *Dans les diabases* :



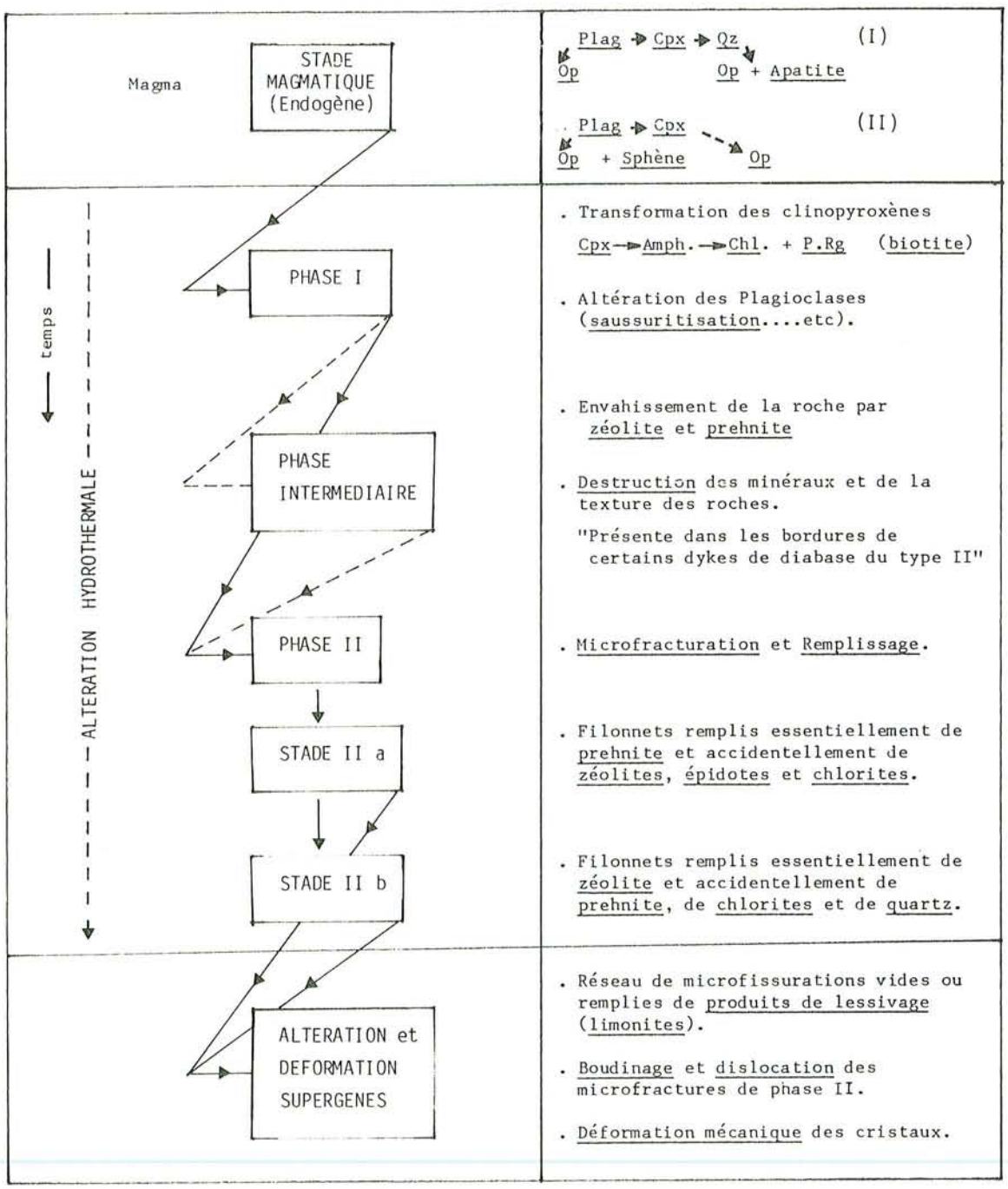


TABLEAU II- 7 : Résumé des différentes phases magmatiques et hydrothermales dans l'ensemble des dykes isolés de dolérites - diabases de Pozanti-Karsanti.

La réaction stéchiomètrique simplifiée est la suivante :

$$5\ CaO + (Mg, Fe)O + 2\ SiO_2 \underset{(CO_2)}{\overset{H_2O}{\rightleftharpoons}}$$

Cpx

$$2\ CaO + 5\ (Mg, Fe)O + 8\ SiO_2\ (OH) + 2\ SiO_2 + (3\ Ca\ CO_3)$$

Amphibole *Qz* *(calcite) ou épidote*

Dans l'ensemble des dolérites, les clinopyroxènes sont assez frais à l'exception de leurs bordures qui sont très légèrement ouralitisées et plus intensément transformées en chlorites oxydées ou non, ou associées à un produit rouge cryptocristallin, (v. plus loin, p. **176**).
Dans les dolérites à ouralite, les clinopyroxènes sont partiellement transformés, (40 à 60 %), en amphiboles (ouralite associée à un peu d'actinote) et ces dernières en chlorites oxydées ou non. Dans les diabases, ils sont transformés presque totalement, (plus de 90 %), en amphiboles (hornblende verte et/ou brune toujours associée à un peu d'actinote) ; ces dernières sont transformées, comme les précédentes, en chlorites associées ou non à des produits rouges.

Nous avons constaté que le développement de la hornblende verte et des produits rouges est beaucoup plus importante dans les diabases du type I que dans celles du type II. Dans ces dernières, c'est la hornblende brune qui est beaucoup plus développée.
En outre, les chlorites sont très localement transformées en biotite, mais uniquement dans les diabases du type II. L'oxydation des chlorites issues des clinopyroxènes est plus avancée dans les diabases du type I, particulièrement dans celles traversant les volcanites (IB), que dans les diabases du type II.
Cette oxydation proviendrait également de la déstabilisation des clinopyroxènes, comme l'ont constaté Ohnenstetter et Ohnenstetter (1975) dans les dolérites-diabases de Corse.
A ces ammphiboles, s'associent très peu de quartz en inclusion et d'épidotes. Le quartz proviendrait de la libération de silice pendant la déstabilisation des clinopyroxènes, comme d'ailleurs d'épidote qui proviendrait de la libération du calcium.

Le produit rouge brunâtre, qu'on a observé souvent dans les dolérites ou les diabases, toujours associé aux chlorites (plutôt magnésiennes ?)

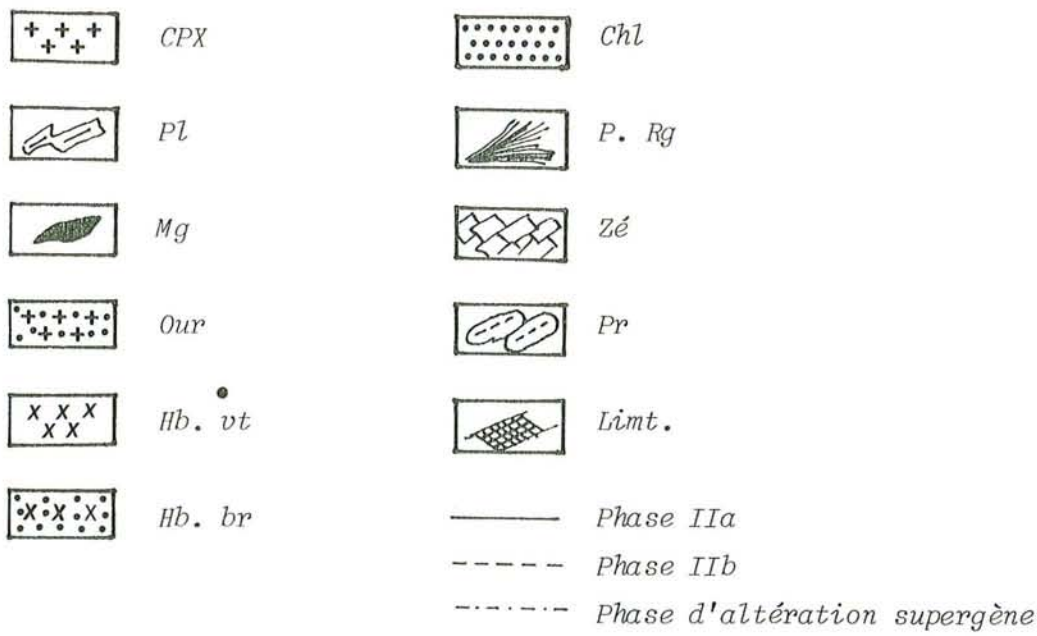
Fig. II-12 : Différentes phases d'altération hydrothermale schématisées à l'aide de différents types de transformation de clinopyroxènes et de microfracturation de la roche (v. le texte).

- *Phase I, (voir A et B) : Transformation des clinopyroxènes*
  - *A) en ouralite (a) ; en chlorites et produits rouges (b, c) dans les dolérites ouralitisées ou non.*
  - *B) en hornblende brune, en hornblende verte (a) et en chlorites associées aux produits rouges (b, c) dans les diabases.*

- *Phase II, (voir C) :*
  - *a) Microfracturation de la roche en deux stades :*
    - *-stade IIa, (précoce), caractérisé par le remplissage essentiellement en prehnite et accidentellement en zéolites.*
    - *-stade IIb, (tardif), caractérisé par le remplissage en zéolites uniquement.*
  - *b) Phase d'altération supergène très tardive.*

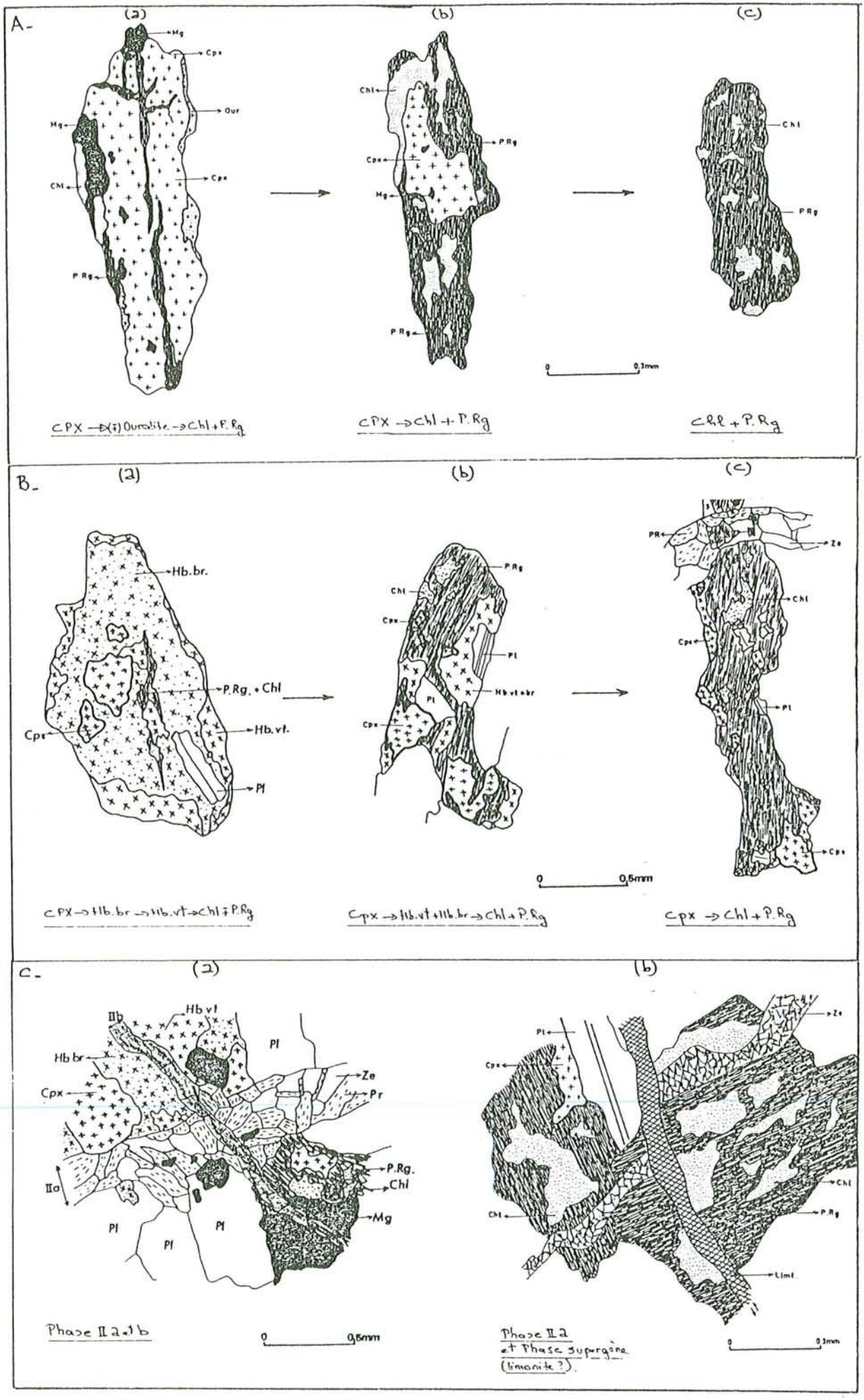
(IM n° AC 54 A 21 et AC 34 B - région de Tahtali).

Légende :



Abréviations :

- *CPX = clinopyroxènes*
- *Pl = plagioclases*
- *Mg = magnétites*
- *Our = ouralites*
- *Hb. vt = hornblendes vertes*
- *Hb. br = hornblendes brunes*
- *Chl = chlorites*
- *P. Rg = produits rouges (v. texte)*
- *Zé = zéolites*
- *Pr = prehnites*
- *Limt. = limonites*


A-
(a)
(b)
(c)
Mg
Cpx
Our
Chl
P.Rg
0
0,3mm
CPX → (?) Ourolite → Chl + P.Rg
CPX → Chl + P.Rg
Chl + P.Rg
B-
(a)
(b)
(c)
Hb.br.
P.Rg. + Chl
Hb.vt.
Pl
Cpx
Hb.vt + br
Ze
0
0,5mm
CPX → Hb.br → Hb.vt → Chl + P.Rg
Cpx → Hb.vt + Hb.br → Chl + P.Rg
Cpx → Chl + P.Rg
C-
(a)
(b)
IIb
Hb vt
Hb br
Cpx
IIa
Pl
Ze
Pr
P.Rg.
Chl
Mg
Phase II a-1 b
0
0,5mm
Phase II a
et Phase supergène
(limonite ?).
Limt
0
0,3mm

est un silicate cryptocristallin hydraté, calcique et alumineux, riche en fer et en titane.

Sa composition chimique moyenne obtenue à la microsonde est la suivante :

$SiO_2 = 30\ \%$, $Al_2O_3 = 7\ \%$, $FeO_t = 11\ \%$, $MgO = 2\ \%$, $CaO = 22\ \%$, $TiO_2 = 23\ \%$ et $H_2O^+ = 5\ \%$.

Lorsque les clinopyroxènes sont essentiellement transformés en chlorites magnésiennes (peu d'amphiboles et absence totale des épidotes et de la calcite), la majeure partie du fer, de l'aluminium et du calcium est donc entrée dans la structure de ces produits rouges.

La teneur élevée en titane dans ces produits serait par ailleurs la conséquence de la déstabilisation des titano-magnétites (ou du sphène) englobés initialement dans ces clinopyroxènes.

. Transformation des Plagioclases :

Les minéraux secondaires d'altération des plagioclases sont essentiellement les épidotes, les chlorites, l'actinote, les phyllites, les zéolites , la prehnite et l'albite, accidentellement la calcite et le quartz.

L'altération des plagioclases est très importante (plus de 80 %) dans les dolérites-diabases du type II et également dans celles du type IB. Inversement les plagioclases sont très peu altérés (moins de 10 %) dans les dolérites-diabases du type I à encaissant plutonique (IA).

Les types d'altération observées sont les suivants :

. dans le coeur : - *saussuritisation*
- *damouritisation*
- *zéolitisation et/ou prehnitisation*

. dans les bordures : - *albitisation*

- *PHASE II* : *(Tabl. II-7)*

Cette phase, postérieure à la précédente, est caractérisée essentiellement par la microfracturation. Le remplissage des fractures n'est fait que de minéraux d'origine hydrothermale de basse température (Fig. II-12 c).

Ces minéraux sont les zéolites et la prehnite et, accidentellement, l'épidote, des phyllites et des chlorites en moindre quantité.

Les zéolites se présentent en agrégats fibreux (inf. à 0,1 mm), lamellaires ou tabulaires (inf. à 0,2 mm). Nous avons distingué optiquement

au moins 4 types différents :

Formes fibreuses : a) Laumonite (?)

. Ng^c = 21 à 26°

. 2 V_{Np} = 36°

. macles h^1 (100) nets

b) Scolécite (?)

. Np^c = 20°

. 2 V_{Np} = 52°

c) Thompsonite (?)

. N^c = 0

. 2 V_{Ng} = 66 à 70°

Formes tabulaires : d) Heulandites (?)

. Np^c = 11 à 20°

. macles p (001) nets

Les zéolites sont généralement associées à de la prehnite qui se présente en agrégats radiés ou en fuseaux lamellaires à extinction droite, allongement positif et 2 V_{Ng} = 66 à 70°.
A ces minéraux secondaires, s'associent également en petite quantité des épidotes[1] en agrégats lamellaires ou fibreux, ainsi qu'un peu de chlorite et de quartz secondaires.

Cette phase II de microfracturation se déroule essentiellement en deux stades successifs :

- stade IIa : microfracturation importante. Les fissures de 0,4 à 3 mm d'épaisseur remplies essentiellement de prehnite, à laquelle s'associent des zéolites, un peu d'épidote et de chlorite incolore de teinte gris-blanc et allongement positif.

- stade IIb : microfissuration peu importante. Les fissures d'épaisseur inférieure à 0,3 mm sont remplies essentiellement de zéolites, auxquelles s'associent de la prehnite, un peu de quartz et également des chlorites incolores à vert de teinte de polarisation gris foncé et allongement négatif.

---

(1) . clinozoïsite avec Ng^a = 20° et 2 V_{Ng} = 94°

. pistachite avec Ng^a = 26 à 30° et 2 V_{Np} = 78 à 88°.

Dans les dykes du type I, le stade IIa est seul représenté, surtout au niveau des bordures.

Dans les dykes du type II, la phase II avec les stades a et b est largement présente dans les bordures aussi bien que dans le coeur.

REMARQUE : Il faut, par ailleurs, souligner qu'il existe une phase intermédiaire, (antérieure à la phase II et postérieure à I), dans les bordures de certains dykes de diabases du type II. Cette phase très localement présente est caractérisée par l'envahissement de la roche par des minéraux secondaires (essentiellement les zéolites et la prehnite) qui détruit la morphologie des cristaux (particulièrement les plagioclases) ainsi que la texture magmatique des roches (v. Tabl. II-7).

La phase II est suivie par une phase tectonique assez tardive localement très développée :

"Déformation mécanique (flexion, dislocation ou granulation) particulièrement visible sur des cristaux magmatiques (tels que le clinopyroxène par exemple)".

Les microfissures sont vides ou remplies de produits isotropes cryptocristallins brun-noirâtre de lessivage des éléments mobiles, le fer par exemple (limonites ? $FeO.H.H_2O$) (Fig. II-12 cb).

Cette phase tectonique tardive est beaucoup plus développée dans les dykes du type II que dans ceux du type I.

Il faut également ajouter que la rodingitisation affectant localement certains dykes de dolérites-diabases du type I ou II se situe entre la phase I et la phase II (pour plus détail, voir partie II-B).

A III.4.2°) Métamorphisme

Quelques dykes de dolérites-diabases à encaissant volcanique, du secteur étudié (localité d'Omeroglu de la région de Bezedag) sont métamorphisés dans le faciès schistes-verts de basse température. La texture est granoblastique (ou grano-nématoblastique ?) et la paragenèse métamorphique est constituée essentiellement d'albite/oligoclase, d'épidotes, de chlorites, d'actinotes, de sphène et de quartz.

La disposition des plagioclases et des anciens clinopyroxènes, ainsi que le type de paragenèse, nous permettent de penser qu'il s'agirait probablement d'anciennes dolérites, métamorphisées dans le faciès schistes-verts.

A III.5) CONCLUSIONS

Les dykes isolés du massif de Pozanti-Karsanti sont de dolérites-diabases quartziques (type I) ou non (type II).
Ceux du type I ont tous du quartz interstitiel ou poecilitique ou bien granophyrique souvent associé à de l'apatite, des minéraux opaques ou à des plagioclases acides (oligoclase). Un tel assemblage "Quartz + Oligoclase + minéraux opaques $\bar{+}$ apatite", par ailleurs fréquemment observé par d'autres auteurs, entre autres Cox et al. (1980), Marcelot (1980), Papezik et Barr (1981) et Lorenz et Fountaine (1982) ; serait indicatif de la dernière phase de la cristallisation du liquide résiduel fractionné et enrichi en alcalins et silice (syncristallisation eutectique tardimagmatique).
L'enrichissement du liquide résiduel en alcalins et en silice ne peut être expliqué par le processus de fractionnement seul. Un tel liquide donnant naissance à des plagioclases relativement calciques (labrador) dans les stades précoces ne peut donner naissance à des plagioclases acides (oligoclase) et à du quartz dans les stades tardifs à partir d'une cristallisation fractionnée se déroulant dans des conditions normales.
L'appauvrissement important et brutal de la basicité des plagioclases et la cristallisation du quartz granophyrique, nous permettent de penser qu'un changement de conditions d'équilibre a eu lieu pendant le processus de la cristallisation fractionnée après la mise en place du magma dans la caisse filonienne.
Il s'agirait d'une augmentation brusque de la pression en présence de vapeur d'eau et également d'une augmentation du taux de saturation des volatils.
Ce changement de conditions n'a probablement pas eu lieu pendant la cristallisation du liquide résiduel donnant naissance aux dykes du type II, dans lesquels la basicité des plagioclases est pratiquement constante ou le quartz et l'apatite tardive sont absents.

Il est intéressant de signaler que la distinction des deux types (I et II) faite du point de vue pétrographique, concorde bien avec la distinction faite sur des critères morphologiques et structuraux (v. ch. A II).

Dans les chapitres suivants (géochimie des éléments majeurs et minéralogie), nous essayerons de confirmer cette distinction.

A IV - ETUDE GEOCHIMIQUE

A IV.1) GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS

A IV.1.1°) Analyses chimiques et normes CIPW

Les analyses des éléments majeurs des dykes de dolérites-diabases isolés sont présentées dans le tableau II-8.

Les données brutes obtenues, ont été recalculées en éliminant la perte au feu (H_2O, CO_2)[1].
Les normes CIPW ont ensuite été calculées en fixant la teneur en Fe_2O_3 à 1,5 % suivant les critères de Miyashiro (1969) et Kay et al. (1970), à partir des analyses recalculées et ramenées à un total de 100 %.

Dans l'ensemble des dykes analysés :

- SiO_2 est relativement élevé (51,5 % en moyenne). Il varie entre 49 et 55 %. Dans les termes fortement zéolitisés ou prehnitisés, il peut même descendre jusqu'à 45 %.

- Al_2O_3 est relativement peu élevé (15 % en moyenne) et moins variable (13 à 16 %).

- FeO est toujours inférieur à 12 %. Il descend rarement jusqu'à 8 %, (10 % en moyenne).

- MgO est toujours faible (6,6 % en moyenne). Il varie de 3,9 à 7,6 %.

- CaO est assez variable (7 à 13 %). Il est très élevé dans les termes fortement zéolitisés ou prehnitisés dans lesquels il dépasse facilement 15 % pour atteindre même 19 %.

- Na_2O est relativement faible (3,2 % en moyenne) à l'exception de termes albitisés dans lesquels il dépasse largement 3,5 % pour atteindre 5 %. Par contre il est assez faible dans les termes fortement zéolitisés ou prehnitisés (inf. à 1,7 %).

- K_2O est peu variable (0,1 à 0,4 %) à l'exception des échantillons altérés contenant un peu de biotite ou de phyllites, dans lesquels il atteint 0,9 %.

- TiO_2 est relativement faible (0,9 % en moyenne). Il est toujours inférieur à 1,3 %.

---

(1) La perte au feu comprend essentiellement H_2O^+ en raison de la faible quantité ou de l'absence de la calcite (v. tabl. II-8).

TABLEAU II- 8 : Analyses chimiques et normes C.I.P.W. des dykes de dolérites - diabases isolés.

Légende :

(1) : données brutes

(2) : données recalculées

° : bordures

tr : traces (inf. à 0,01 %).

ID : Indice de différenciation (Qz + Or + Ab + Né + Lc).

IC : Indice de coloration "barylites".

IS : Indice de solidification (100 MgO/MgO + FeO' + Na_2O + K_2O).

An : (An/An + Ab normatif).

Type I : Dolérites/diabases quartziques :

A) - à encaissants plutoniques (col. n° 1 à 11)

. frais = col. n° 1 à 9
. altérés = col. n° 10 à 11

B) - à encaissants volcaniques ophiolitiques (col. n° 12 à 17)

C) - à encaissants métamorphiques (col. n° 18 à 20)

Type II : Dolérites/diabases non quartziques : col. n° 21 à 37 (col. n° 35, 36, 37 : termes zéolitisés)

Métadolérites : col. n° 38, 39.

n° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
n° d'éch.	AC67D1	AC67D2	AC164D3	AC164D1	AC67D3	AC67C1	AC110D1	AC54A2	AC283G1	AC276GB	AC310D1	AC479DR	AC254DR
SiO_2 (1)	53.76	52.62	53.98	52.83	52.81	54.46	52.81	53.73	53.84	49.11	52.70	52.24	54.78
Al_2O_3	15.33	15.10	15.12	15.16	15.72	14.91	15.67	14.46	14.25	13.79	15.00	15.16	13.57
FeO_t	9.86	9.86	10.22	10.49	9.52	12.16	10.41	11.15	10.31	9.89	9.79	9.78	8.30
MnO	0.16	0.18	0.18	0.13	0.14	0.19	0.09	0.19	0.18	0.17	0.15	0.12	0.17
MgO	5.92	5.83	6.17	6.59	6.23	3.91	6.50	4.69	7.57	6.84	6.54	6.16	6.23
CaO	10.02	11.61	9.94	10.41	9.87	8.80	10.24	8.01	9.90	12.74	8.53	10.27	10.13
Na_2O	2.37	2.32	2.34	2.31	2.33	2.77	2.12	3.55	1.91	1.50	3.67	2.86	2.73
K_2O	0.16	0.13	0.22	0.16	0.23	0.21	0.17	0.31	0.24	0.10	0.49	0.23	0.04
TiO_2	0.69	0.67	0.82	0.89	0.80	0.97	0.72	1.01	0.60	0.95	0.87	1.00	0.73
H_2O^+	1.13	1.44	1.29	1.07	2.25	1.88	1.12	2.83	1.46	4.69	2.16	2.06	2.26
CO_2		tr				tr		tr			0.04		0.87
TOTAL	99.40	99.76	100.28	100.04	99.90	100.19	99.85	99.93	100.06	99.78	99.34	99.88	99.81
Calcite		-				-					0.11		2.00
SiO_2 (2)	55.18	53.98	55.02	53.87	54.47	55.97	53.98	55.89	54.89	52.11	54.40	53.86	57.73
Al_2O_3	15.74	15.49	15.41	15.46	16.21	15.32	16.02	15.04	14.58	14.63	15.49	15.73	14.30
Fe_2O_3	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO	7.76	7.75	8.02	8.28	7.49	9.90	8.23	9.09	8.15	8.09	7.75	7.73	6.52
MnO	0.16	0.18	0.18	0.13	0.14	0.20	0.09	0.20	0.18	0.18	0.15	0.12	0.18
MgO	6.08	5.98	6.30	6.72	6.43	4.02	6.64	4.88	7.75	7.28	6.75	6.35	6.56
CaO	10.28	11.91	10.13	10.61	10.18	9.04	10.47	8.34	10.13	13.52	8.76	10.59	9.52
Na_2O	2.43	2.38	2.38	2.36	2.40	2.84	2.17	3.69	1.95	1.59	3.79	2.95	2.88
K_2O	0.16	0.13	0.22	0.16	0.24	0.21	0.16	0.32	0.25	0.10	0.51	0.24	0.04
TiO_2	0.71	0.69	0.84	0.91	0.83	1.00	0.74	1.05	0.62	1.00	0.90	1.03	0.77
C.I.P.W. (2)													
Qz	8.01	5.68	7.79	5.64	6.97	9.72	6.55	5.52	7.69	4.50	0.46	3.55	10.77
Or	0.95	0.77	1.30	0.95	1.42	1.24	0.95	1.89	1.48	0.59	3.02	1.42	0.24
Ab	20.54	20.12	20.12	19.95	20.28	24.00	18.34	21.19	16.48	13.44	32.03	24.93	24.34
An	31.53	31.16	30.68	31.08	32.71	28.40	33.46	23.50	30.25	32.45	23.71	28.66	25.94
Né	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	16.00	22.95	16.08	17.68	14.04	13.83	15.17	14.88	16.35	28.29	16.15	19.55	17.33
Hy	19.46	15.83	20.26	20.81	20.56	18.73	21.96	18.86	24.41	16.66	20.74	17.75	17.75
Ol	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18
Il	1.35	1.31	1.60	1.73	1.58	1.90	1.41	2.00	1.18	1.90	1.71	1.96	1.46
An %	60.55	60.76	60.38	60.92	61.73	54.20	64.59	42.97	64.73	70.71	42.54	53.48	51.59
IC %	38.99	42.27	40.12	42.40	38.36	36.64	40.72	37.92	44.12	49.03	40.78	41.44	38.72
ID %	29.50	26.57	29.21	26.53	28.67	34.96	25.84	38.60	25.65	18.53	35.51	29.90	35.35
IS %	34.17	33.99	34.42	35.62	35.89	21.92	35.79	25.24	39.84	39.44	33.72	34.12	37.83
FeO'/MgO	1.50	1.52	1.49	1.43	1.38	2.80	1.44	2.13	1.23	1.30	1.35	1.43	1.20

TABLEAU II-8 : *Analyses chimiques (brutes et recalculées) et normes C.I.P.W. des dykes de dolérites - diabases isolés de Pozanti-Karsanti.*

n° d'ordre	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
n° d'éch.	AC254D2	AC255DR	AC482DR	AC270DR	AC510DM	AC244DM	AC234DM	AC243D2	AC618A	AC 281	AC 303	AC208D2	AC660D
SiO_2 (1)	55.96	51.45	51.59	50.51	51.83	48.03	53.24	49.06	50.20	50.60	50.98	50.64	50.53
Al_2O_3	13.99	14.97	16.24	15.54	14.69	13.59	14.51	14.81	14.63	14.66	14.29	15.07	15.11
FeO_t	7.91	10.20	8.45	9.72	10.07	9.22	8.41	9.62	9.76	11.02	9.27	9.65	10.73
MnO	0.28	0.22	0.14	0.18	0.13	0.16	0.18	0.16	0.16	0.18	0.09	0.16	0.11
MgO	5.99	6.41	7.10	7.33	7.33	7.01	7.01	6.98	7.48	7.14	6.92	7.26	6.23
CaO	9.73	9.09	9.67	9.70	10.30	10.14	8.34	12.53	10.49	10.74	10.56	10.22	9.86
Na_2O	2.85	3.28	3.08	2.68	2.47	4.39	4.66	2.47	3.37	3.10	3.46	3.95	4.02
K_2O	0.10	0.20	0.34	0.70	0.40	0.63	0.78	0.14	0.29	0.21	0.25	0.15	0.22
TiO_2	0.69	1.06	0.77	0.87	0.86	1.28	0.89	1.01	1.06	1.19	0.81	0.90	1.06
H_2O^+	3.46	2.68	2.60	2.82	2.05	2.24	1.87	3.32	2.34	1.04	3.06	1.88	1.88
CO_2	tr	0.32	0.03	0.02		2.80		0.04	0.02				
TOTAL	100.96	99.88	100.01	100.07	100.12	99.49	99.89	100.14	99.80	99.88	99.69	99.88	99.75
Calcite	-	0.70	0.10	0.05		6.40		0.10	0.05				
SiO_2 (2)	57.76	53.82	53.38	52.42	53.31	53.30	54.70	51.15	51.98	51.69	53.19	52.10	52.12
Al_2O_3	14.44	15.66	16.80	16.11	15.11	15.08	14.91	15.44	15.14	14.98	14.91	15.51	15.58
Fe_2O_3	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO	6.00	8.25	6.52	7.73	7.97	7.86	6.43	7.68	7.74	8.78	7.37	7.59	8.61
MnO	0.29	0.23	0.14	0.19	0.13	0.18	0.18	0.17	0.17	0.18	0.09	0.16	0.11
MgO	6.18	6.71	7.34	7.61	7.54	7.78	7.20	7.28	7.76	7.29	7.22	7.47	6.44
CaO	10.05	9.07	9.98	10.04	10.60	7.31	8.57	13.00	10.83	10.97	11.02	10.52	10.17
Na_2O	2.14	3.42	3.18	2.78	2.54	4.87	4.79	2.58	3.49	3.17	3.61	4.06	4.15
K_2O	0.10	0.21	0.36	0.72	0.42	0.70	0.80	0.15	0.30	0.21	0.26	0.15	0.23
TiO_2	0.71	0.12	0.80	0.90	0.88	1.42	0.92	1.05	1.09	1.23	0.85	0.94	1.09
C.I.P.W. (2)													
Qz	10.57	1.89	0.87	-	2.59	-	-	-	-	-	-	-	-
Or	0.59	1.24	2.13	4.26	2.49	4.14	4.73	0.89	1.77	1.24	1.54	0.89	1.36
Ab	24.85	28.99	26.88	23.50	21.46	41.16	40.48	21.80	29.50	26.79	30.51	34.31	35.08
An	25.88	26.68	30.47	29.31	28.55	17.19	16.79	30.07	24.73	25.99	23.66	23.62	23.17
Né	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	19.36	15.01	15.45	16.71	19.61	15.50	20.85	28.06	23.59	23.27	24.23	23.27	22.42
Hy	15.16	21.88	20.51	21.42	21.44	1.32	2.57	12.50	7.57	13.31	11.19	1.08	1.95
Ol	-	-	-	0.91	-	15.80	10.65	2.51	8.59	4.89	4.07	12.87	11.78
Mt	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18
Il	1.35	2.13	1.52	1.71	1.67	2.70	1.75	2.00	2.07	2.34	1.62	1.79	2.07
An %	51.02	47.93	53.13	55.50	57.08	29.46	29.32	57.97	45.60	49.24	43.70	40.77	39.78
IC %	38.05	41.19	39.66	42.93	44.90	37.50	38.00	47.25	44.00	45.99	43.27	41.19	40.40
ID %	35.15	32.12	29.88	30.76	26.55	45.30	45.21	22.69	31.27	28.03	32.05	35.20	36.44
IS %	37.30	33.61	39.17	37.67	38.05	34.48	35.02	38.25	37.54	35.05	36.47	36.22	30.95
FeO'/MgO	1.19	1.43	1.07	1.19	1.24	1.18	1.08	1.24	1.17	1.38	1.21	1.20	1.55

n° d'ordre	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
n° d'éch.	AC618B	AC210D	AC262D	AC210D1	AC 34B	AC237D	AC237D1	AC173D	AC342D	AC34B*	AC54B2	AC507D2	AC477D1
SiO_2 (1)	51.17	51.52	52.20	51.37	50.14	48.85	48.49	47.81	46.37	45.00	47.89	50.01	53.84
Al_2O_3	14.67	14.25	15.23	14.91	15.54	15.16	15.44	14.83	14.88	14.53	13.17	14.63	15.21
FeO_t	9.86	10.80	10.93	10.39	9.27	10.36	10.11	11.43	9.70	8.52	9.36	10.21	11.40
MnO	0.15	0.13	0.20	0.18	0.09	0.19	0.16	0.18	0.16	0.04	0.16	0.11	0.17
MgO	6.77	6.48	5.56	6.56	6.69	7.64	7.28	6.91	6.95	7.40	4.56	6.43	3.33
CaO	9.38	7.36	7.23	7.21	10.21	9.97	9.90	10.39	15.10	19.52	18.00	10.10	9.66
Na_2O	4.04	4.81	4.41	4.75	3.83	3.52	3.54	3.64	1.85	0.38	1.76	4.35	1.76
K_2O	0.17	0.41	0.74	0.28	0.18	0.83	0.90	0.16	0.05	0.02	0.05	0.17	0.05
TiO_2	1.03	1.23	1.17	1.14	0.93	1.12	1.08	1.36	1.13	0.91	0.86	1.57	1.41
H_2O^+	2.53	2.67	2.28	3.25	2.84	2.16	3.12	2.84	3.71	3.32	3.99	2.34	3.31
CO_2	0.03	0.02	0.02		-	0.03		0.24	0.10	0.06	tr	0.04	0.01
TOTAL	99.80	99.68	99.97	100.04	99.72	99.83	100.02	99.79	100.00	99.70	99.84	99.92	100.15
Calcite	0.07	0.05	0.05		-	0.07		0.60	0.20	0.14	-	0.10	0.02
SiO_2 (2)	53.10	53.65	53.98	53.51	52.17	50.51	50.47	50.11	48.69	47.11	50.40	51.74	56.18
Al_2O_3	15.22	14.85	15.75	15.53	16.17	15.68	16.07	15.54	15.64	15.22	13.86	15.13	15.87
Fe_2O_3	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO	7.85	8.77	8.82	8.39	7.33	8.69	8.12	9.43	7.82	6.68	7.52	8.16	9.37
MnO	0.16	0.13	0.21	0.19	0.09	0.20	0.17	0.19	0.17	0.04	0.17	0.11	0.18
MgO	7.03	6.74	5.76	6.83	6.96	7.90	7.59	7.24	7.30	7.75	4.80	6.66	3.47
CaO	9.70	7.64	7.45	7.52	10.62	10.26	10.30	10.57	15.71	20.32	18.94	10.40	10.07
Na_2O	4.19	5.01	4.56	4.95	3.99	3.64	3.68	3.82	1.94	0.40	1.85	4.50	1.84
K_2O	0.19	0.43	0.76	0.29	0.19	0.86	0.94	0.17	0.05	0.02	0.05	0.18	0.05
TiO_2	1.07	1.28	1.21	1.19	0.98	1.16	1.12	1.43	1.18	0.96	0.91	1.62	1.47
C.I.P.W. (2)													
Qz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.48	-	15.49
Or	1.06	2.54	4.50	1.72	1.12	5.09	5.56	1.01	0.29	0.12	0.29	1.06	0.29
Ab	35.41	42.34	38.54	41.84	33.70	26.98	26.59	30.10	16.40	2.96	15.64	34.63	15.55
An	22.16	16.74	20.23	19.27	25.62	23.87	24.52	24.72	33.78	39.63	29.33	20.53	34.86
Né	-	-	-	-	-	2.05	2.44	1.18	-	0.23	-	1.84	-
Di	21.20	17.36	13.81	14.30	22.05	22.03	21.48	22.74	35.99	49.50	47.27	25.37	12.71
Hy	8.03	3.08	11.63	6.34	2.87	-	-	-	0.96	-	-	-	16.13
Ol	7.94	13.33	6.81	11.88	10.58	15.60	15.02	15.35	8.16	3.57	-	11.31	-
Mt	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18
Il	2.03	2.43	2.30	2.26	1.86	2.20	2.13	2.72	2.24	1.82	1.73	3.08	2.79
Wo											3.09		
An %	38.49	28.33	34.42	31.53	43.17	46.94	47.97	45.09	67.32	93.05	65.22	37.22	69.15
IC %	41.28	38.38	36.73	36.96	39.54	42.01	40.81	42.99	49.53	57.07	51.18	41.94	33.81
ID %	36.47	44.88	43.04	43.56	34.84	34.12	34.59	32.29	16.69	3.31	16.41	37.53	31.33
IS %	34.10	30.25	27.06	31.33	35.13	35.84	34.97	32.91	39.53	47.84	30.82	31.93	21.62
FeO'/MgO	1.31	1.50	1.77	1.43	1.25	1.22	1.25	1.49	1.26	1.04	1.84	1.43	3.08

- CO_2 est pratiquement en traces du fait de l'absence quasi-totale de la calcite comme l'a montré l'étude microscopique.

Les dykes du type I[(1)] et du type II[(1)] distingués sur la base de critères morphologiques et pétrographiques, (v. ch. A II et A III), montrent également des caractères chimiques et normatifs différents :

- Les dykes du type I sont plus siliceux (53 %), légèrement moins titanifères (0,8 %) et moins sodiques (2,8 %) que les dykes du type II, (respectivement 49 %, 1,1 % et 3,7 % en moyenne) (Tabl. II-9).

Les hautes teneurs en Na2O dans les dykes du type II seraient sans doute dues à l'albitisation importante des plagioclases. Mais la somme de (CaO + Na2O) est toujours plus élevée (14 %) dans les dykes du type II que dans ceux du type I (11 à 12 %).

- Les dykes du type I contiennent toujours du quartz normatif, alors que ceux du type II en sont totalement dépourvus.

. le quartz normatif est peu variable (6 à 10 %) dans les dykes frais à encaissants plutoniques (IA) alors qu'il est très variable (1 à 11 %) dans ceux à encaissants volcaniques (IB).

. les termes altérés, (albitisés par exemple), contiennent très peu de quartz normatif (inf. à 1 %).

- Les dykes du type II, contiennent toujours de l'olivine normative en quantité assez variable (3 à 16 %). Ceux du type I en sont quasi-totalement dépourvus.

- L'ensemble des dykes du type I et la plupart des dykes du type II contiennent également de l'hypersthène normatif. Mais il est toujours plus élevé dans le type I (sup. à 16 %) que dans le type II (inf. à 13 %) (v. tabl. II-8).

- Les dykes des deux types ont toujours du diopside normatif. Il est inférieur à 23 % dans le type I et à 36 % dans le type II.

Il peut atteindre facilement 50 % dans certains dykes fortement zéolitisés ou prehnitisés du type II. Ces dykes altérés peuvent avoir également la néphéline normative en faible quantité (inf. à 2 %).

- Les dykes du type I ont des rapports FeO/MgO très variables (1,1 à 2,8) et relativement élevés (1,50 en moyenne) inversement à ceux du type II, dans lesquels ils sont peu variables (1,3 à 1,6) et relativement faibles (1,35 en moyenne).

Il faut également souligner qu'il existe une nette corrélation négative entre ($Na_2O + K_2O$) et CaO, (Fig. II-13), dans l'ensemble des dykes

---

(1) Type I = Dolérites-diabases quartziques (IA : à encaissant plutonique, IB : à encaissant volcanique, IC : à encaissant métamorphique).

Type II = Dolérites-diabases non quartziques.

(I et II). Les droites de régression pour les dykes du type I et II sont subparallèles entre elles.

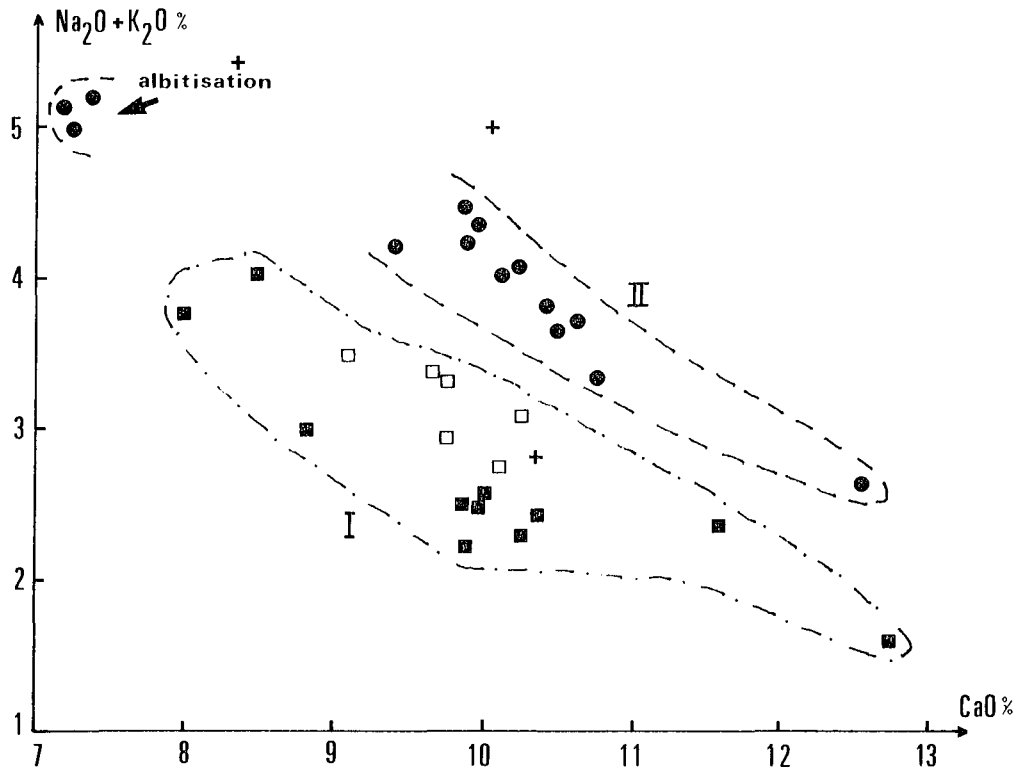


Fig. II-13 : Corrélation négative entre (Na_2O + K_2O) et CaO dans les Dykes de dolérites-diabases isolés.

Symboles :

- *Type I : Dolérites-diabases quartziques*
  - ■.*IA : à encaissants plutoniques*
  - □.*IB : à encaissants volcaniques*
  - +.*IC : à encaissants métamorphiques*
- ● - *Type II : Dolérites-diabases non quartziques*

Les teneurs en Al_2O_3, FeO, MgO et CaO sont pratiquement constantes dans l'ensemble des dykes (I et II).

Cette distinction de deux types (I ou II) faite sur les critères chimiques et normatifs est donc en accord avec celle faite sur les critères pétrographiques et structuraux (v. ch. A II - A III).

La variation chimique entre les bordures et le coeur des dykes n'est pas tout à fait significative.

TYPE I

A)	(a)	(b)
SiO_2	53.40	52.95
Al_2O_3	15.08	14.96
FeO_t	10.44	10.33
MnO	0.16	0.16
MgO	5.93	6.07
CaO	9.87	10.01
Na_2O	2.44	2.47
K_2O	0.20	0.22
TiO_2	0.80	0.81
PF	1.60	1.94
An %	58.98	58.55

B)	
SiO_2	52.76
Al_2O_3	14.92
FeO_t	9.06
MnO	0.19
MgO	6.54
CaO	9.77
Na_2O	2.91
K_2O	0.27
TiO_2	0.85
PF	2.85
An %	52.00

C)	
SiO_2	51.03
Al_2O_3	14.26
FeO_t	9.23
MnO	0.16
MgO	7.11
CaO	9.59
Na_2O	3.84
K_2O	0.60
TiO_2	1.00
PF	2.99
An %	38.62

TYPE I (IA + IB)

SiO_2	52.88
Al_2O_3	14.94
FeO_t	9.88
MnO	0.17
MgO	6.24
CaO	9.93
Na_2O	2.62
K_2O	0.24
TiO_2	0.82
PF	2.26
An %	56.24

TYPE II

SiO_2	49.98
Al_2O_3	14.89
FeO_t	10.18
MnO	0.15
MgO	6.86
CaO	10.10
Na_2O	3.65
K_2O	0.35
TiO_2	1.10
PF	2.63
An %	43.74

TYPE I + II

SiO_2	51.49
Al_2O_3	14.86
FeO_t	9.96
MnO	0.16
MgO	6.58
CaO	9.97
Na_2O	3.17
K_2O	0.31
TiO_2	0.95
PF	2.63
An %	49.37

PF = $H_2O^+ + CO_2$

TABLEAU II-9 : Moyennes des analyses chimiques des dykes de dolérites - diabases de Pozanti-Karsanti, (données brutes).

TYPE I - Dolérites-diabases quartziques
A) - à encaissants plutoniques (11)
a) frais (9)
b) altérés (2)
B) - à encaissants volcaniques ophiolitiques (6)
C) - à encaissants métamorphiques (3)

TYPE II - Dolérites- diabases non quartziques (15) "à l'exception des termes fortement zéolitisés ou prehnitisés : analyses n° 36-37, v. tabl. II- ".

Pourtant on constate, dans les dykes du type I, que le coeur est légèrement plus siliceux (54 %) et moins calcique (10 %) que les bordures (respectivement 52 % et 11 %). Tous les autres éléments sont pratiquement constants. Cette légère variation de SiO_2 et de CaO est due à la quantité du quartz et de plagioclase. Le quartz est en effet relativement plus abondant dans le coeur que dans les bordures des dykes du type I.
Dans le type II, la variation chimique est plutôt due à l'altération. Les bordures sont en effet plus riches en CaO et plus pauvres en SiO_2 et Na_2O que le coeur. Ceci est la conséquence de la zéolitisation ou prehnitisation importante des bordures de ces dykes.
Nous n'avons cependant pas réalisé d'étude systématique sur les variations chimiques entre le coeur et les bordures des dykes.

A IV.1.2°) Caractéristiques et nature chimiques

Les dykes de dolérites-diabases isolés de Pozanti-Karsanti sont subalcalins et ont des caractères typiquement tholéiitiques comme l'ont mis en évidence quelques diagrammes significatifs exposés dans les paragraphes suivants.

. *Diagramme alcalin-silice :*

Le diagramme ($Na_2O + K_2O$) en fonction de SiO_2 montre nettement le caractère subalcalin des dykes isolés du secteur étudié (Fig. II-14).

. *Diagramme Al_2O_3 - An (%) :*

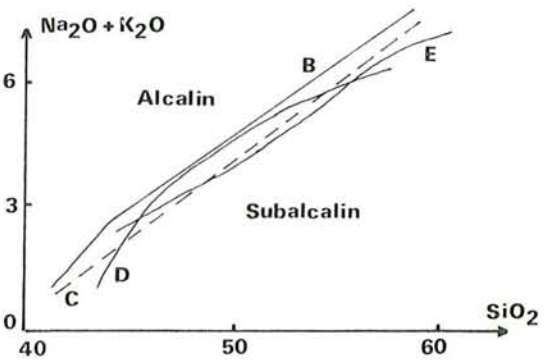
Le diagramme Al_2O_3 - An (%) d'Irvine et Baragar (1971) met en évidence que les dykes de dolérites-diabases isolés sont de nature tholéiitique (Fig. II-15). La totalité des points représentatifs des dykes du type I (A ou B) et la plupart de ceux des dykes du type II se situent nettement en-dessous de la droite séparant les domaines tholéiitique et calco-alcalin. Quelques points représentatifs du type II franchissent cette droite (Fig. II-15).

. *Diagrammes de Miyashiro :*

Les diagrammes de SiO_2, FeO et TiO_2 en fonction de FeO/MgO proposés par Miyashiro (1973) permettent également de distinguer les roches tholéiitiques des roches calco-alcalines. Ils confirment le caractère tholéiitique des dykes isolés (Fig. II-16).

Ces diagrammes montrent, par ailleurs, la variation des éléments SiO_2, FeO, TiO_2 en fonction du rapport FeO/MgO pendant le fractionnement

B - selon Irvine et Baragar (1971)
C - » McDonald et Katsura (1964)
D - » Hyndmann (1972)
E - » Kuno (1968)



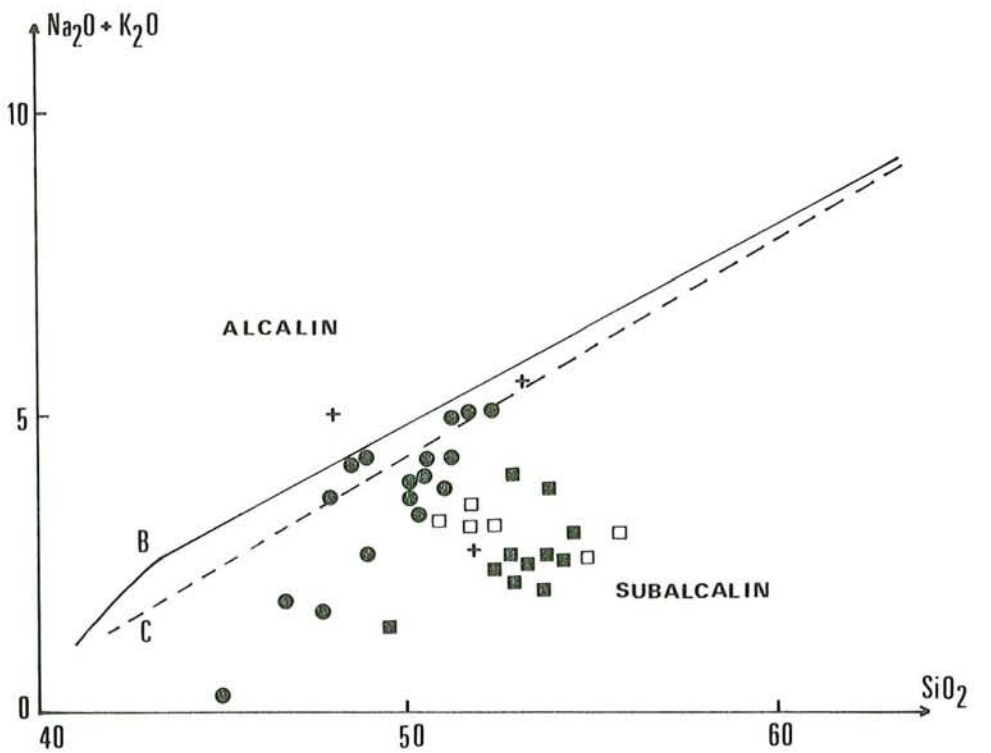


Fig. II-14 : Distribution des Dykes de dolérites-diabases isolés dans le diagramme alcalins/silice de Mc Donald et Katsura (1964).
(mêmes symboles que la Fig. II-13).

(Miyashiro 1973, 1974, 1975). Ce rapport peut donc être utilisé comme indicateur du fractionnement. Il augmente au fur à mesure qu'avance la cristallisation fractionnée (Miyashiro 1973).

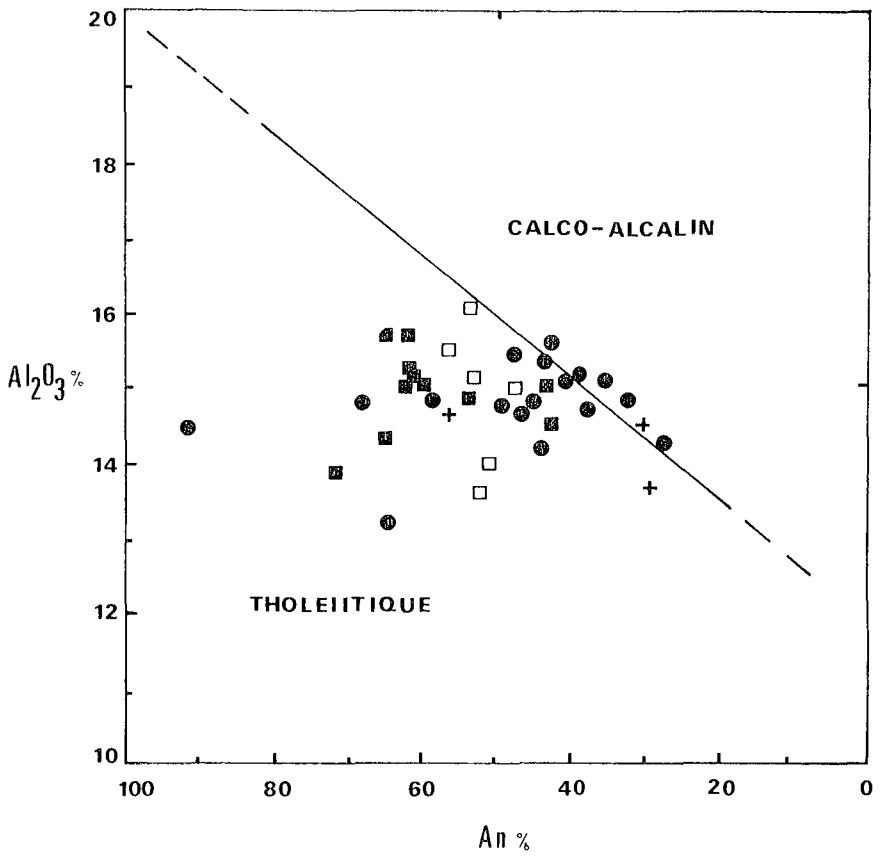


Fig. II-15 : Disposition des Dykes de dolérites-diabases isolés dans le diagramme Al2O3/An (%) d'Irvine et Baragar (1971) mettant en évidence le caractère tholéiitique de ces dykes.
(mêmes symboles que la Fig. II-13).

Dans l'ensemble des dykes, on constate un enrichissement en FeO^+, SiO_2 et plus faible en TiO_2 pendant le fractionnement. La lignée d'évolution de ces éléments est très comparable à celle de la série tholéiitique d'arc insulaire (Fig. II-16 A) ; par exemple : la série tholéiitique d'arc de Kermadec (île Macauley) ou de Tonga (île Tofua).
L'enrichissement en silice au cours du fractionnement impliquerait une légère affinité calco-alcaline de ces dykes tholéiitiques, comme le montre, par ailleurs, le diagramme Al_2O_3-TiO_2 (non figuré). Par ailleurs, le diagramme FeO^+-SiO_2 d'Osborn, (non figuré), confirme le caractère tholéiitique et non typiquement calco-alcalin de ces dykes par le fait qu'il n'y a pas de diminution de FeO^+ lorsque SiO_2 augmente comme ce serait le cas pour une série typiquement calco-alcaline.

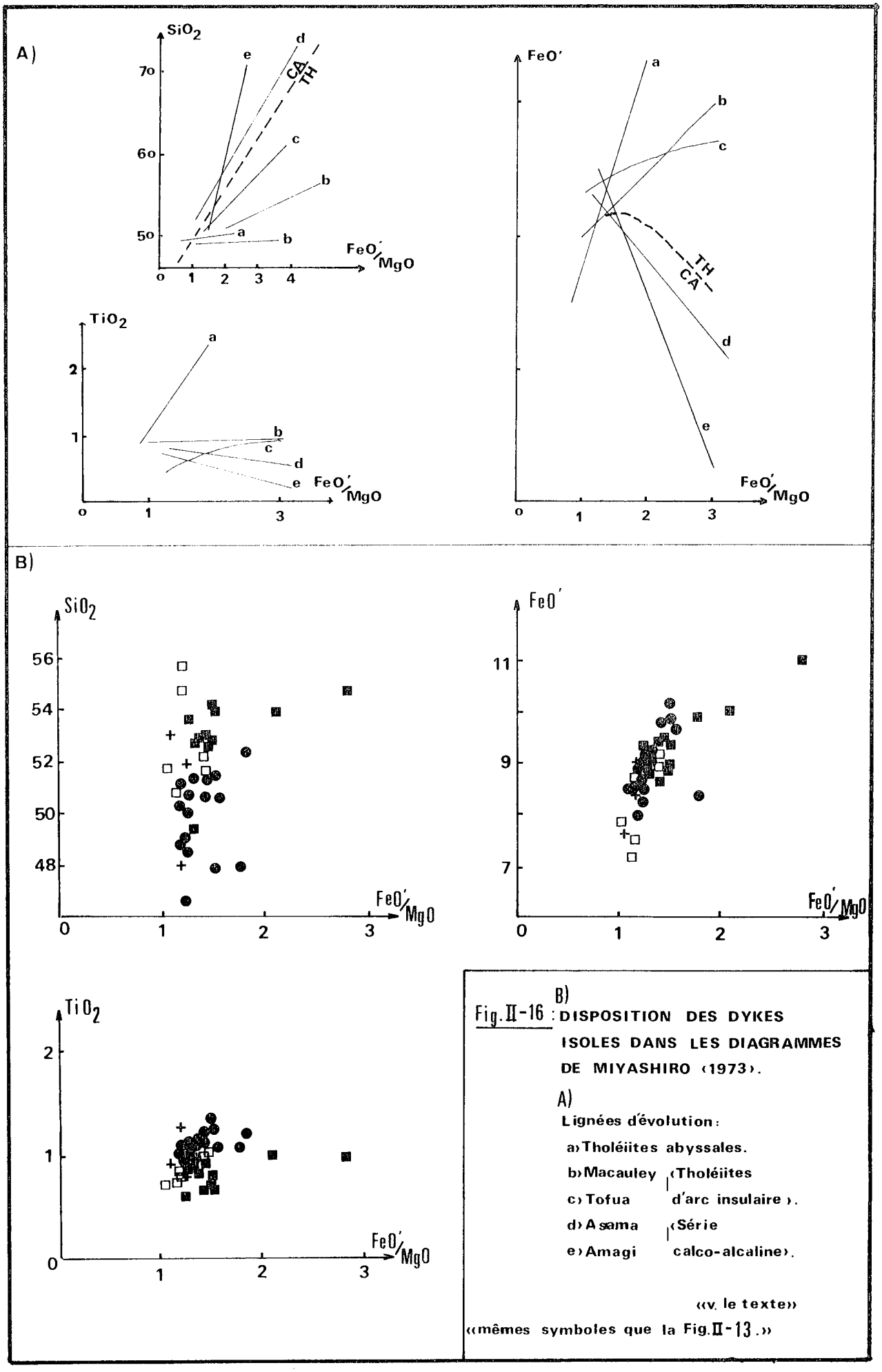


Fig. II-16 : B) DISPOSITION DES DYKES ISOLES DANS LES DIAGRAMMES DE MIYASHIRO (1973).

A) Lignées d'évolution :

a) Tholéiites abyssales.
b) Macauley | (Tholéiites
c) Tofua | d'arc insulaire).
d) Asama | (Série
e) Amagi | calco-alcaline).

«v. le texte»

«mêmes symboles que la Fig. II-13.»

. *Diagrammes normatifs "Ne - Ol - Di - Hy - Qz" et "Ol' - Ne' - Qz'" d'Irvine et Baragar (1971)*

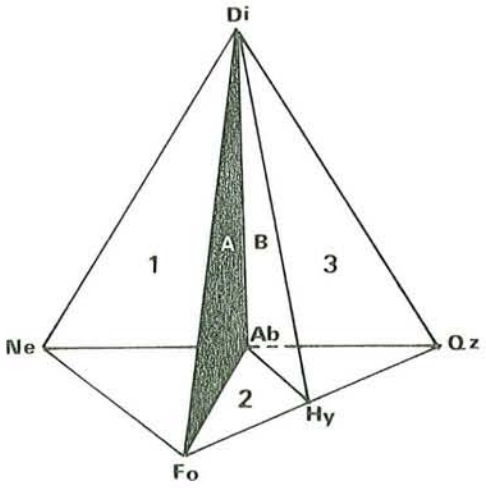
Ces diagrammes confirment également la nature tholéiitique des dykes isolés, (Fig. II-17 et II-18), mais nous constatons nettement la présence de deux types de tholéiites : Tholéiite à Quartz et Tholéiite à Olivine.

Tous les points représentatifs des dykes du type I se situent dans le domaine Di - Hy - Qz, (Di_{42} Hy_{46} Qz_{12} en moyenne), du diagramme Ne - Ol - Di - Hy - Qz, (Fig. II-17), et dans le champ Ab - Opx - Qz' du diagramme Ol' - Ne' - Qz', (Fig. II-18). Ce sont donc des tholéiites à Quartz.

Inversement, les dykes du type II se disposent dans les domaines Di - Ol - Hy, (Di_{60} Hy_{6} Ol_{34} en moyenne), et Ol' - Ab - Opx propres aux tholéiites à Olivine, (Fig. II-17 et II-18).

Dans les diagrammes Ne - Ol - Di - Hy - Qz, les termes légèrement albitisés des dykes du type I s'approchent de la droite Di - Hy alors qu'au contraire, les points représentatifs des dykes fortement albitisés du type II franchissent légèrement la droite Di - Ol pour passer dans le domaine alcalin (Ne' - Ol - Di). Les termes fortement zéolitisés ou prehnitisés se regroupent naturellement près du pôle Di (Fig. II-17).

Ainsi, au point de vue géochimique, les dykes de dolérites-diabases quartziques, (type I A ou B), définis sur des critères pétrographiques sont tous de nature tholéiitique à Quartz. Les dykes de dolérites-diabases non quartziques, (type II), sont de nature tholéiitique à Olivine. En ce qui concerne les dykes à encaissant métamorphique (IC), cette distinction chimique ne peut être faite avec certitude en raison du faible nombre d'échantillons. L'un de 3 échantillons analysés, qui est assez frais, se situe dans le domaine de Th. à Qz et les deux autres, qui sont fortement altérés, se situent dans le domaine de Th. à Ol (Fig. II-17 et II-18).



Tetraèdre Basaltique de Yoder et Tilley (1962)

A_Plan de sous-saturation en Si

B_ » » sur-saturation en Si

1-BASALTE ALCALIN

2-THOLEIITE à Ol

3-THOLEIITE à Qz

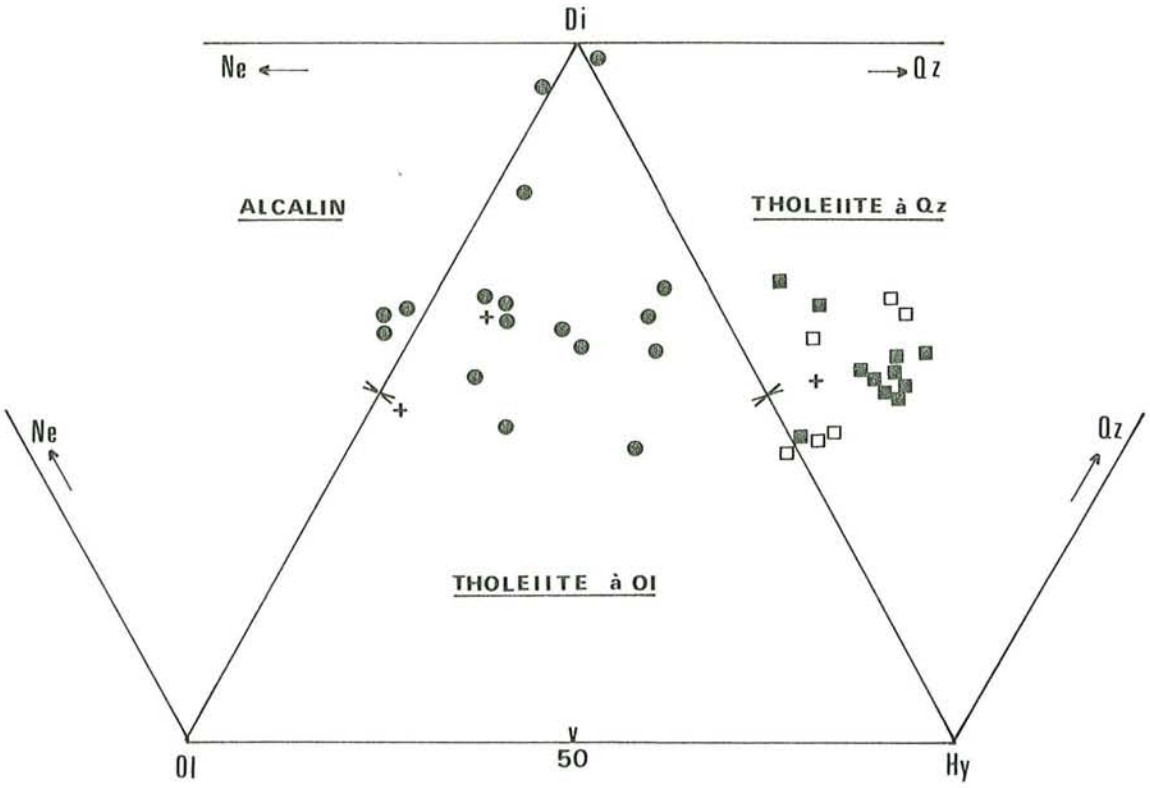


Fig. II-17 : Répartition des Dykes isolés dans le diagramme triangulaire "Ne - Ol - Di - Hy - Qz", (projection du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley, 1962).

. Distinction de deux domaines :

. Th. à Qz = Type I (A ou B)
. Th. à Ol = Type II (v. le texte)

(mêmes symboles que la Fig. II-13).

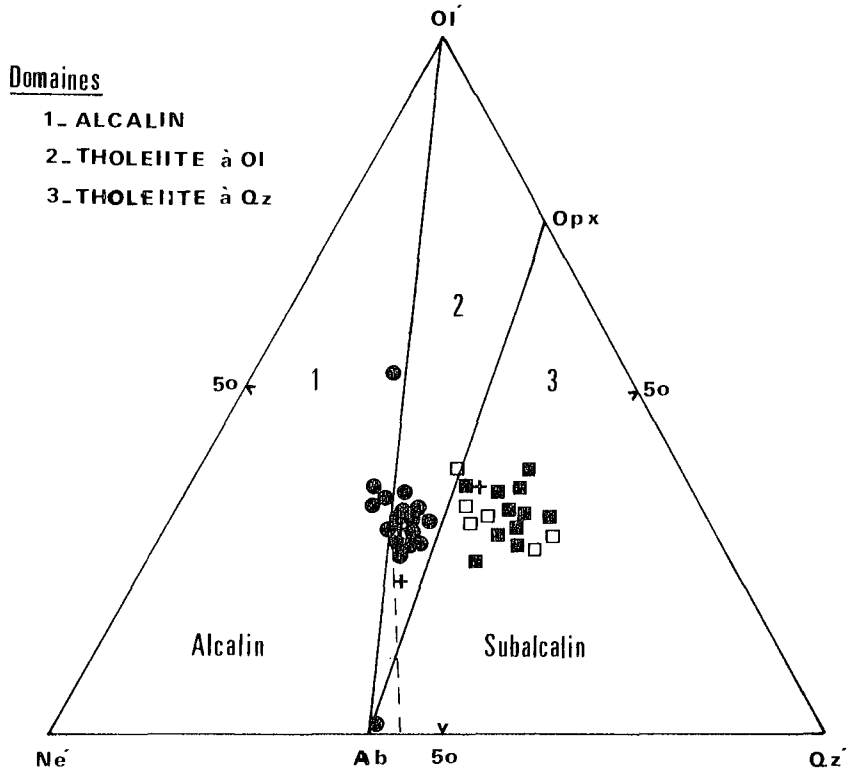


Fig. II-18 : Répartition des Dykes isolés dans le diagramme normatif "Ol' - Ne' - Qz'".
(mêmes symboles que la Fig. II-13).

- *Ol' = Ol + 3/4 Opx*
- *Ne' = Ne + 3/5 Ab*
- *Qz' = Qz + 1/4 Opx + 2/5 Ab*

(Ol', Ne', Qz' sont en % ternaires).

A IV.1.3°) Classifications chimiques

Après avoir mis en évidence les caractères tholéiitiques des dykes isolés, nous allons étudier brièvement leur classification à l'aide des diagrammes suivants :

. *Diagramme normatif An - Ab' - Or :*

Il met en évidence que la plupart des dykes se situent dans le domaine sodique, pauvre en potasse, sauf ceux qui contiennent un peu de biotite ou des phyllites (non figuré).

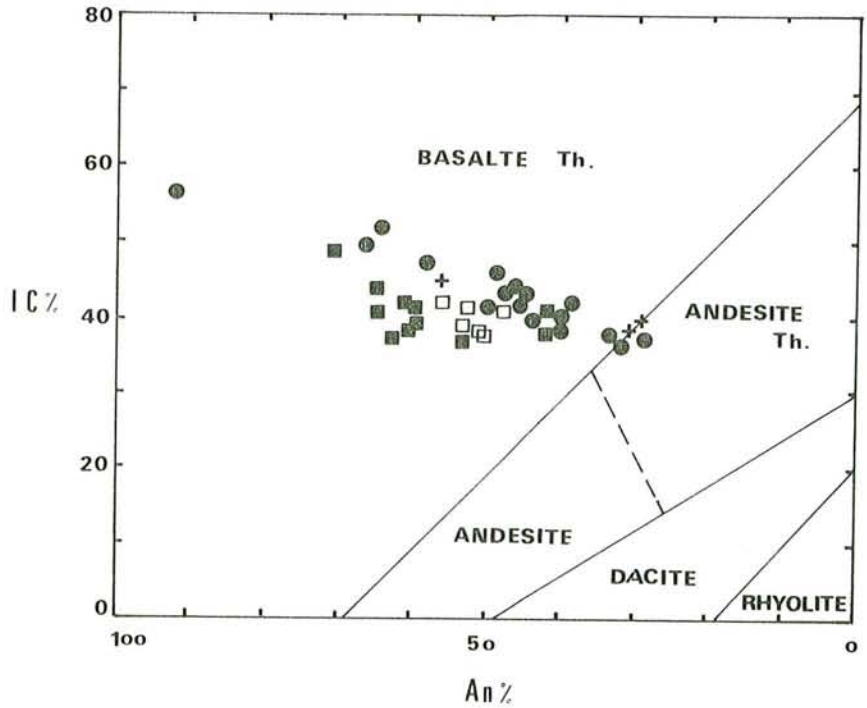


Fig. II-19 : Classification chimique des Dykes isolés, à l'aide du diagramme IC/An (%) d'Irvine et Baragar (1971).
IC = Di + Hy + Ol + Mt + Il
(mêmes symboles que la Fig. II-13).

. *Diagramme IC/An d'Irvine et Baragar (1971)*

Il met en évidence la composition basaltique de l'ensemble des dykes isolés (Fig. II-19).

La disposition des points représentatifs de ces dykes dans le domaine propre aux basaltes tholéiitiques montre une faible corrélation négative entre IC et An %. Par ailleurs IC est peu variable (36 à 49 %) alors que la teneur en An (%) du plagioclase normatif varie considérablement, (28 à 67 %) (Fig. II-19).

A IV.1.4°) Variation chimique pendant la différenciation

Les indices de différenciation ID de Thornton et Tuttle (1960) et de solidification IS de Kuno et al. (1957) peuvent indiquer le degré et le type d'évolution magmatique des roches au cours de la différenciation. Pendant la différenciation, ID augmente progressivement et IS diminue.

Le rapport FeO^{+}/MgO peut être également utilisé comme indicateur du fractionnement (Shido et al. 1971, Green et al. 1974), il augmente au

fur et à mesure qu'avance la cristallisation fractionnée.

La variation des oxydes significatifs tels que SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O et TiO_2, nous permettra de constater l'évolution chimique au cours de la différenciation du liquide.

Dans ces diagrammes de variations, (Fig. II-20 A et B), on constate l'existence d'une nette évolution positive de SiO_2, FeO, Na_2O et TiO_2 et d'une évolution négative de MgO et CaO au cours de la différenciation pendant laquelle Al_2O_3 reste quasiment constant.

Les lignées d'évolution de TiO_2 et SiO_2 dans les dykes du type I et II, sont plus ou moins distinctes et sont subparallèles entre elles, (Fig. II-21 A1 et B4).

Un tel enrichissement net en fer et faible en titane a été déjà constaté dans les diagrammes de Miyashiro (Fig. II-16 B). Il est également visible dans le diagramme de Jakes et Gill (1970), (v. Fig. II-22). Il est fort comparable à celui des basaltes tholéiitiques d'arc insulaire.

Signalons encore que le diagramme de variation de SiO_2 en fonction de ID, (Fig. II-20 A), peut être utilisé afin de voir le caractère sous-saturé, saturé ou sur-saturé des roches (Thornton et Tuttle 1960). On y constate que la totalité des dykes du type I, -Th à Qz), se situent dans le domaine sur-saturé alors que la plupart des dykes du type II, (Th à Ol), se disposent dans le domaine saturé. Ceux qui présentent de la néphéline normative, (dykes altérés du type II), franchissent légèrement la ligne Or - Ab pour passer dans le domaine sous-saturé.

A IV.1.5°) Aperçu sur l'environnement géotectonique

Dans les chapitres précédents, nous avons constaté que les dykes de dolérites-diabases isolés de Pozanti-Karsanti sont tholéiitiques, soit à Olivine, soit à Quartz.

Au point de vue de la géochimie des éléments majeurs, l'identification de l'environnement géotectonique du magma de ces dykes isolés est assez difficile. Car les roches tholéiitiques d'arc insulaire montrent généralement des analogies pétrologiques, (faibles teneurs en K_2O ou enrichissement en fer par exemple), avec celles des roches des rides médio-océaniques (Jakes et Gill 1970) (Fitton 1971, Hart 1971, Ewart et al. 1973, Miyashiro 1974, 1975). Cependant, elles en diffèrent très nettement par la

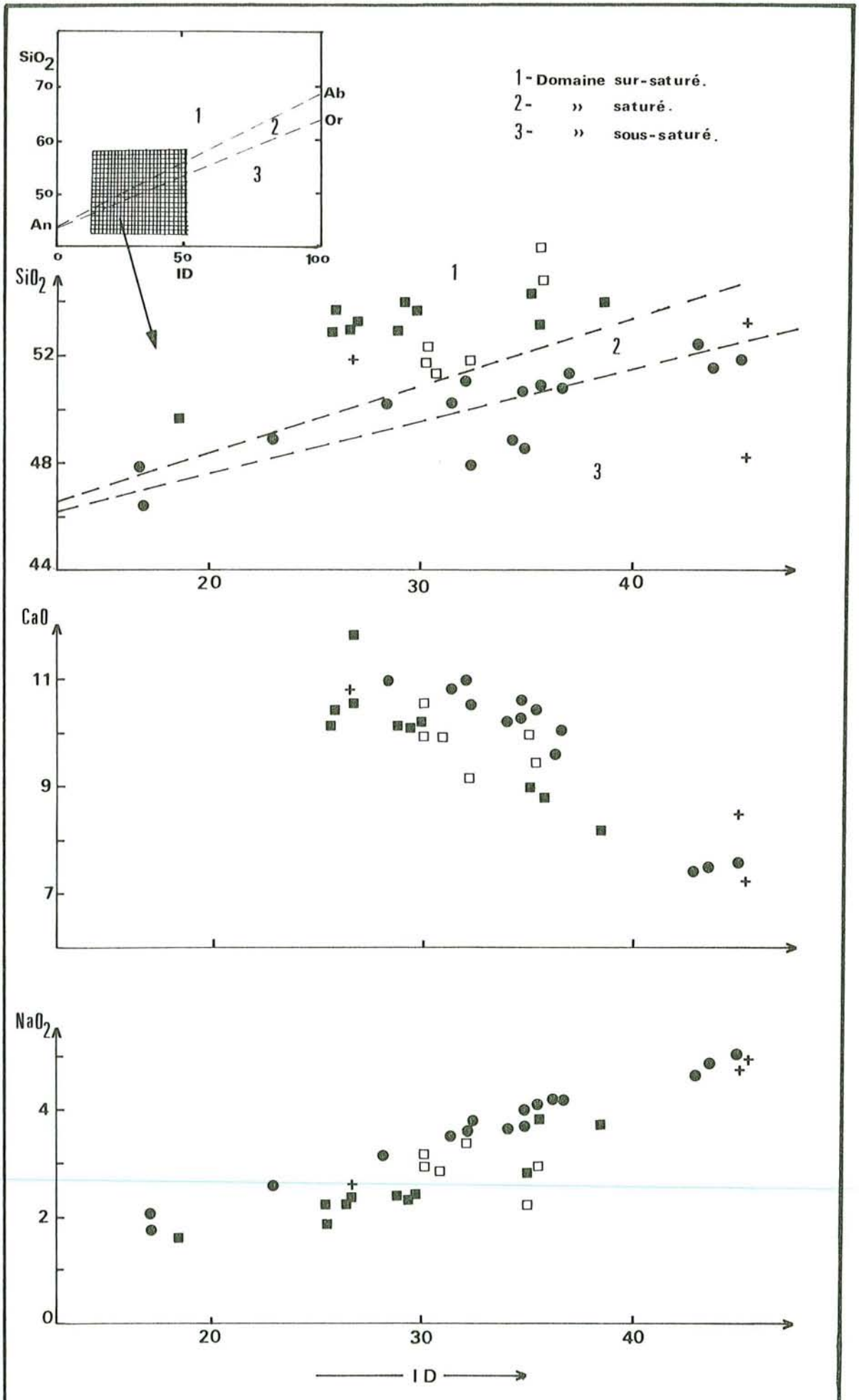


Fig. II -20 : A) VARIATION DE SiO_2 , CaO et Na_2O en fonction de ID.
«ID = Qz + Ab + Or + Ne + Lc»

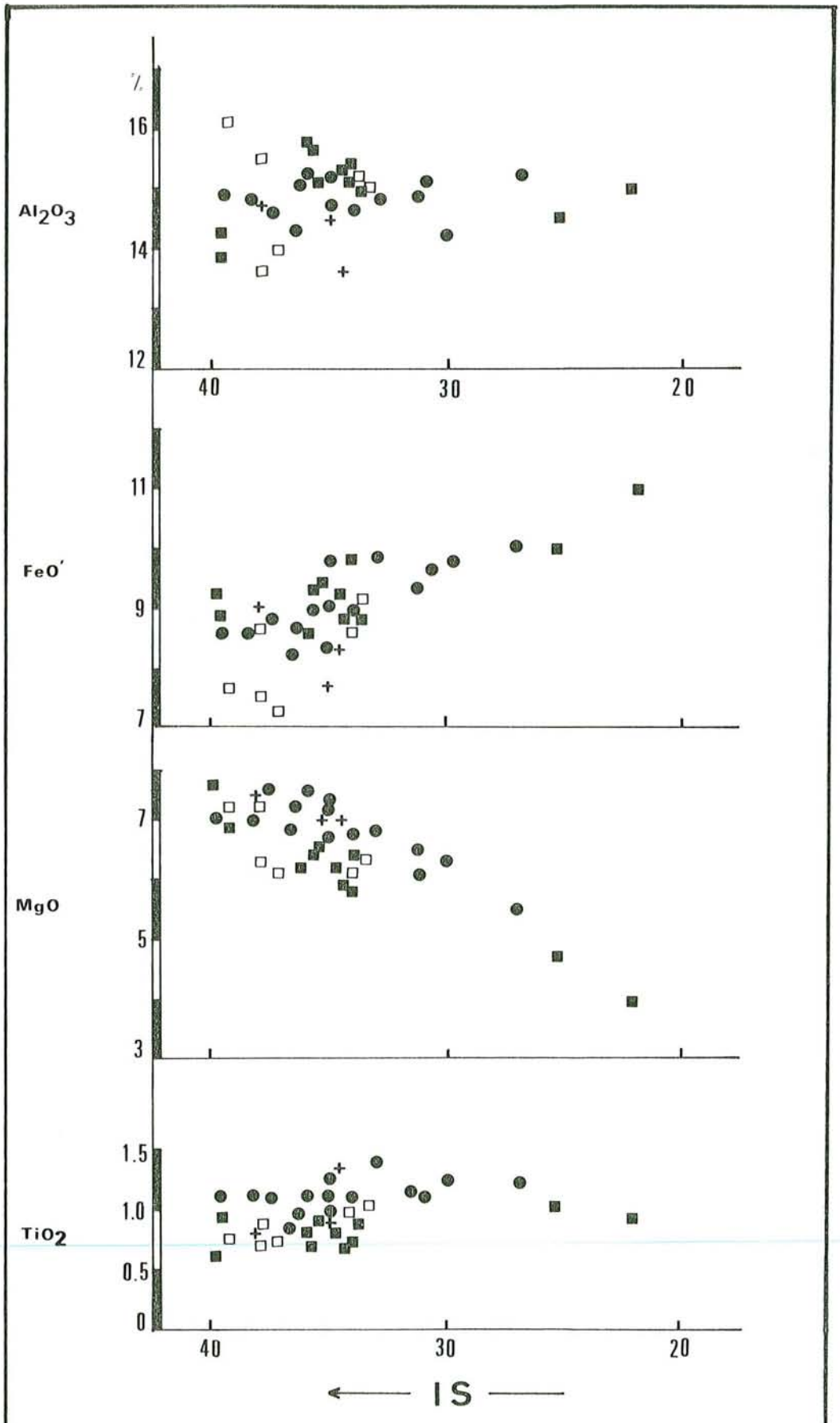


Fig.II-20 B) : VARIATION DE Al_2O_3, FeO', MgO et TiO_2 en fonction de IS.

« $IS = 100\ MgO / MgO + FeO' + Na_2O + K_2O$ »

géochimie des éléments traces (Ni ou Cr ou bien Zr par exemple).

Avant d'étudier en détail les éléments en traces de ces dykes dans les chapitres suivants (v. ch. A IV.2), afin de connaître mieux le type de leur environnement géotectonique, nous allons, ici, donner un aperçu préliminaire à l'aide de deux diagrammes significatifs choisis parmi d'autres :

. *Diagramme MgO - FeO^+ - Al_2O_3 de Pearce et al. (1977)*

Ce diagramme permet de distinguer les différents types de magmas basaltiques en fonction de leur environnement géotectonique (Fig. II-22).

Pearce et al. (1977) y ont distingué les différents domaines géotectoniques pour des basaltes ou roches subalcalines ayant des teneurs en SiO_2 recalculées (anhydres) situées entre 50 et 56 %.

Les dykes étudiés ici se répartissent dans le domaine des tholéiites d'arcs, (Fig. II-21).

En effet, plus de 90 % des points représentatifs se disposent dans le domaine D, propre aux basaltes orogéniques, (arcs insulaires) et plus de 75 % des points se regroupent autour de la "croix" marquée dans le domaine hachuré propre aux dykes isolés sur ce diagramme (Fig. II-21).

. *Diagramme MgO - FeO^+ de Jakes et Gill (1970) :*

Jakes et Gill (1970) ont été les premiers à établir concrètement l'identité des tholéiites dans les arcs insulaires. Ils ont proposé le diagramme MgO en fonction de ($FeO + Fe_2O_3$) afin de montrer l'existence d'un enrichissement en fer avec la diminution de MgO dans les tholéiites d'arc insulaire suivant une évolution (B) différente de celle (C) des basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques (Fig. II-22 A).

En fait, la lignée d'évolution du fer, dans l'ensemble des dykes, est pratiquement identique à celle des tholéiites des arcs insulaires (B) et tout à fait différente de celle des tholéiites des rides (C) définies par Jakes et Gill (1970) (Fig. II-22).

Les dykes du type I, (Th à Qz), montrent un enrichissement net et linéaire en fer, alors que ceux du type II, (Th à Ol), montrent un enrichissement en fer grossier et moins significatif (Fig. II-22 B).

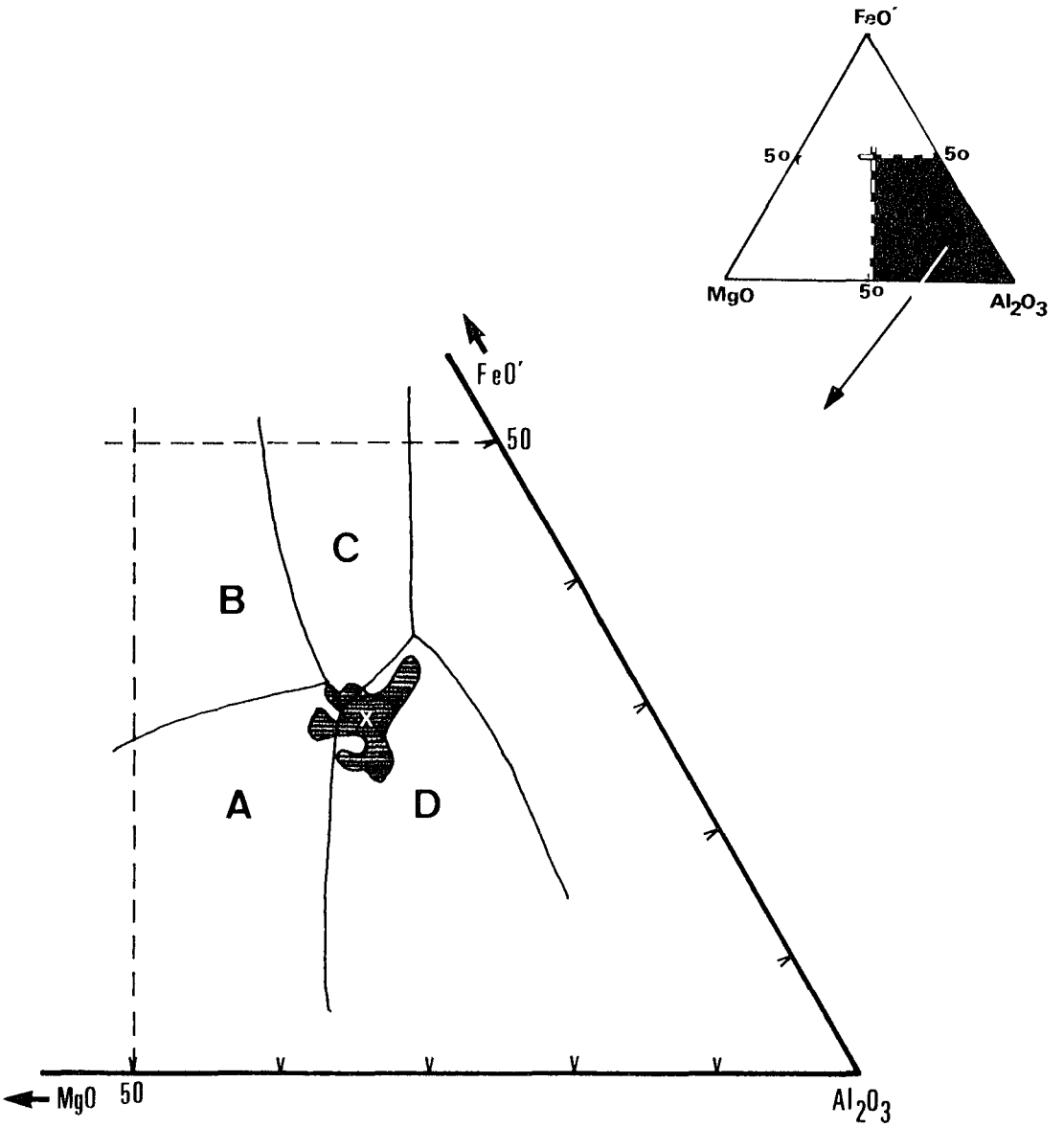


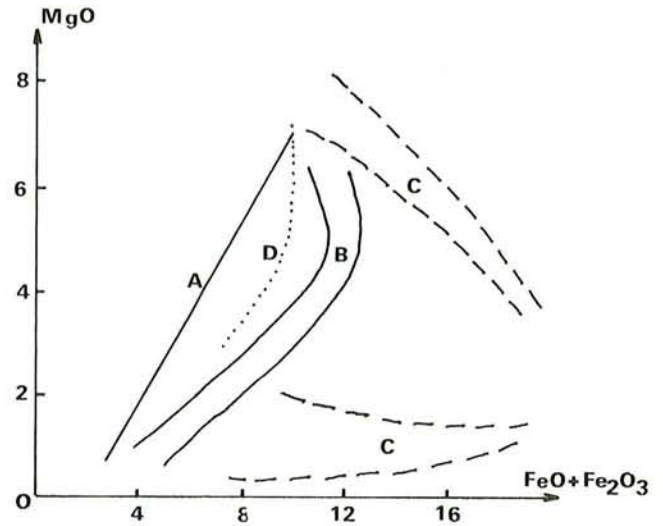
Fig. II-21 : Domaine hachuré comprenant les dykes de dolérites-diabases isolés situé dans le champ D, propre aux basaltes orogéniques sur le diagramme MgO - FeO' - Al2O3 de Pearce et al. (1977).

- point X : regroupement des points représentatifs des dykes à plus de 75 %.

. A) Basaltes Th des rides
. B) Basaltes Th intraocéaniques
. C) Basaltes Th continentaux
. D) Basaltes orogéniques (arc insulaire).

A)

Extrait de
« Jakes et Gill (1970) »



B)

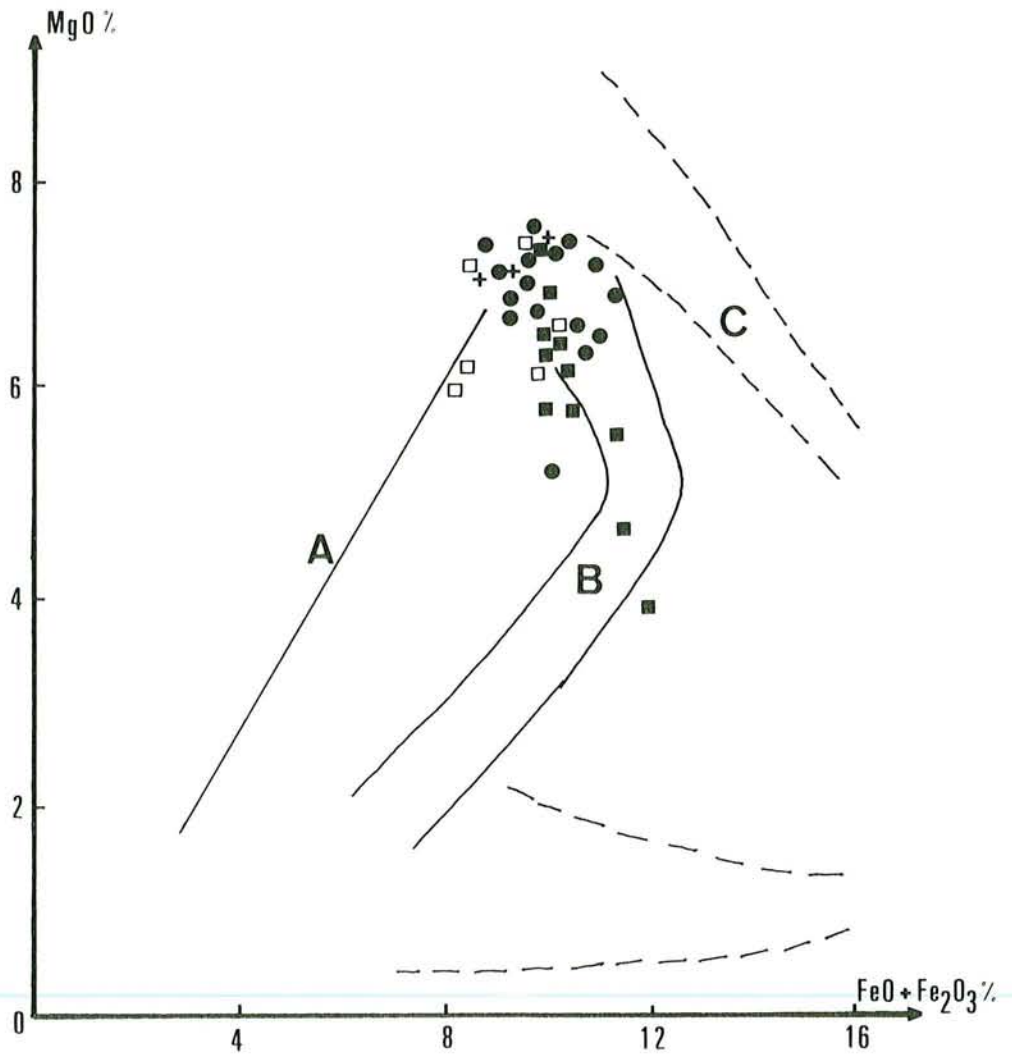


Fig. II-22 : B) Répartition des Dykes isolés dans le diagramme MgO - (FeO + Fe2O3) de Jakes et Gill (1970). (mêmes symboles que la Fig. II-13).

A) Différentes lignées d'évolution du fer caractéristiques des séries : calco-alcaline (A) ; tholéiitique d'arc (B) et tholéiitique des rides (C) d'après Jakes et Gill (1970).

. lignée d'évolution D : série Th. d'arc de Mariana selon Dixon et Batiza (1979).

. *Diagramme AFM :*

Le diagramme AFM montre également un enrichissement en fer avec la diminution de MgO dans l'ensemble des dykes étudiés (Fig. II-23).

La lignée d'évolution est plus ou moins comparable à celle de la série tholéiitique des arcs insulaires telles que celle des îles Sandwich méridionales, (Fig. II-23, n° 1), de l'arc de Kermadec, (île Macauley) ou de l'arc de Tonga, (île Tofua), (Fig. II-23, n° a-b).

Ainsi, cette étude confirme le caractère tholéiitique d'arc insulaire du magma basaltique qui a donné naissance aux dykes isolés de type I et II de Pozanti-Karsanti, avec une très légère affinité calco-alcaline.
Cette constatation sera encore mieux confirmée par l'étude de la géochimie des éléments en traces (v. ch. A IV.2).

A IV.1.6°) Conclusions

Le magma qui a donné naissance aux dykes de dolérites-diabases isolés de Pozanti-Karsanti est de nature basaltique tholéiitique, soit à olivine (type II), soit à quartz (type I).
Cette distinction est en accord avec les critères pétrographiques et structuraux (v. ch. A II et A III).

Au point de vue chimique :

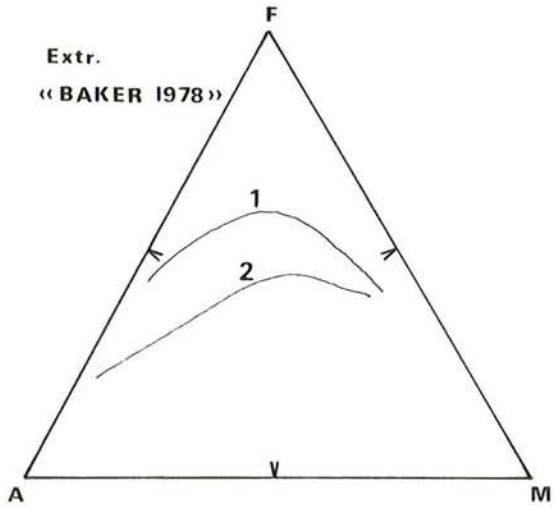
. Les dykes de Th à Qz (type I), sont caractérisés par des teneurs relativement plus élevées en SiO2 et plus faibles en TiO2 et Na2O par rapport aux dykes de Th. à Ol (type I).

. Ils ont toujours du quartz normatif et des teneurs élevées en hypersthène normatif, alors que dans les dykes de Th. à Ol, (type II), l'olivine normative est toujours présente et que l'hypersthène normatif est en quantité plus faible.

Il est bien évident que les compositions normatives moyennes des roches non altérées de chacun de deux groupes peuvent être également retenues pour définir le type magmatique initial.
Ce sont :

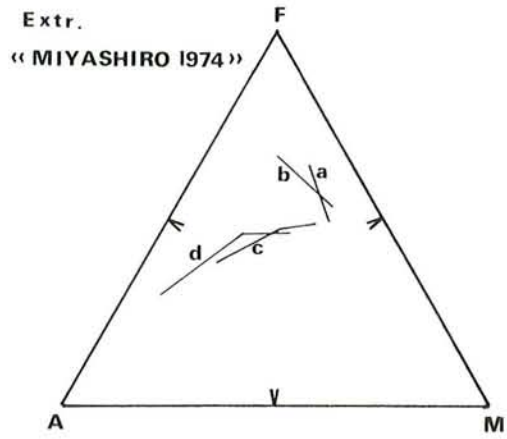
. pour le type I (Th à Qz) : $Di_{42}\ Hy_{46}\ Qz_{12}$ ou IA) $\underline{Di_{37}\ Hy_{46}\ Qz_{17}}$ ou IB) $\underline{Di_{45}\ Hy_{45}\ Qz_{10}}$

. pour le type II (Th à Ol) : $Di_{60}\ Hy_{6}\ Ol_{34}$



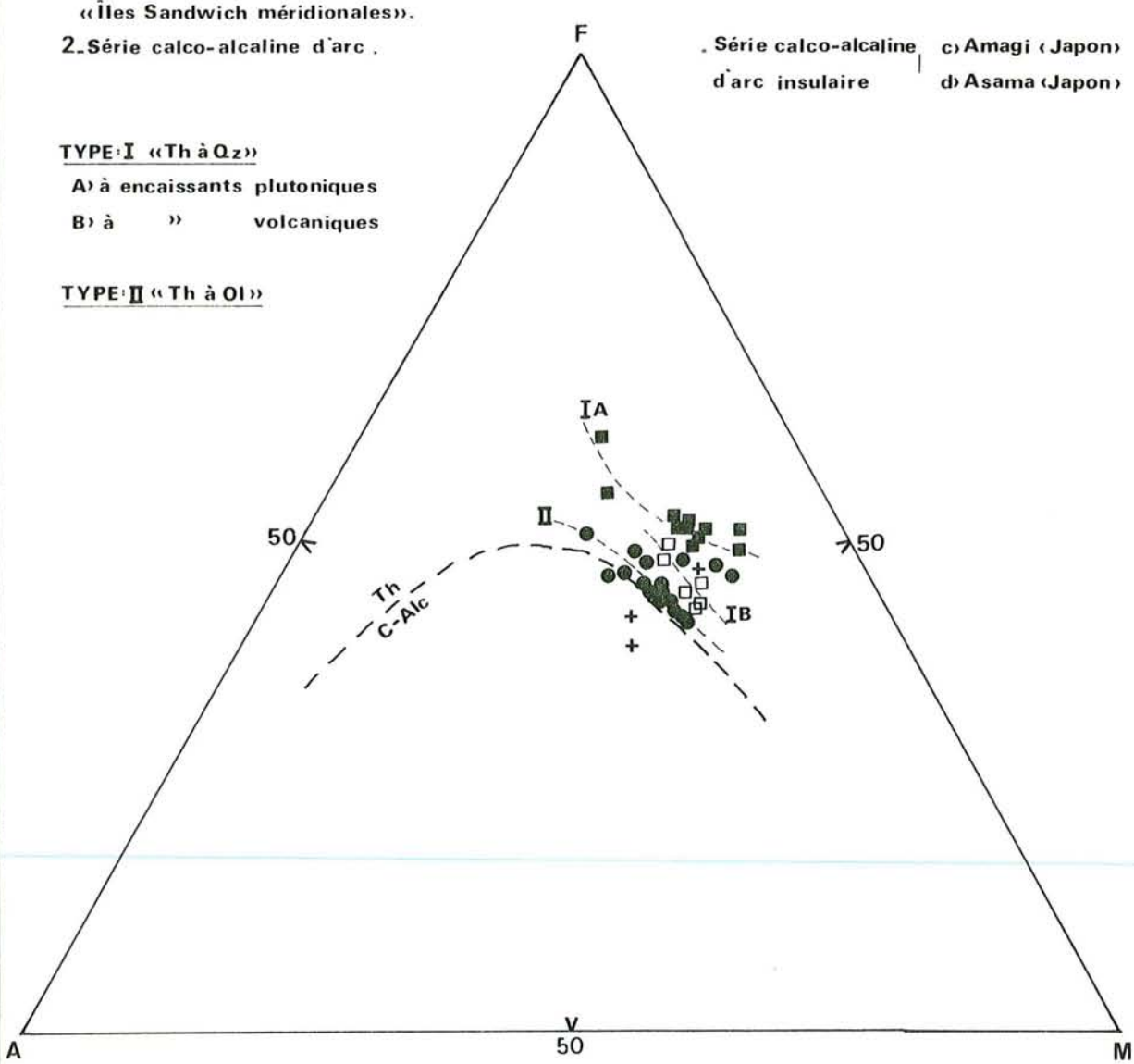
1-Série tholéiitique d'arc insulaire « Îles Sandwich méridionales ».

2-Série calco-alcaline d'arc.



. Série tholéiitique d'arc insulaire | a) Macauley (Kermadec)
b) Tofua (Tonga)

. Série calco-alcaline d'arc insulaire | c) Amagi (Japon)
d) Asama (Japon)



TYPE I « Th à Qz »
A) à encaissants plutoniques
B) à » volcaniques

TYPE II « Th à Ol »

Fig : II-23 : Diagramme AFM. ($A = Na_2O + K_2O$, $F = FeO'$, $M = MgO$) «v. le texte»

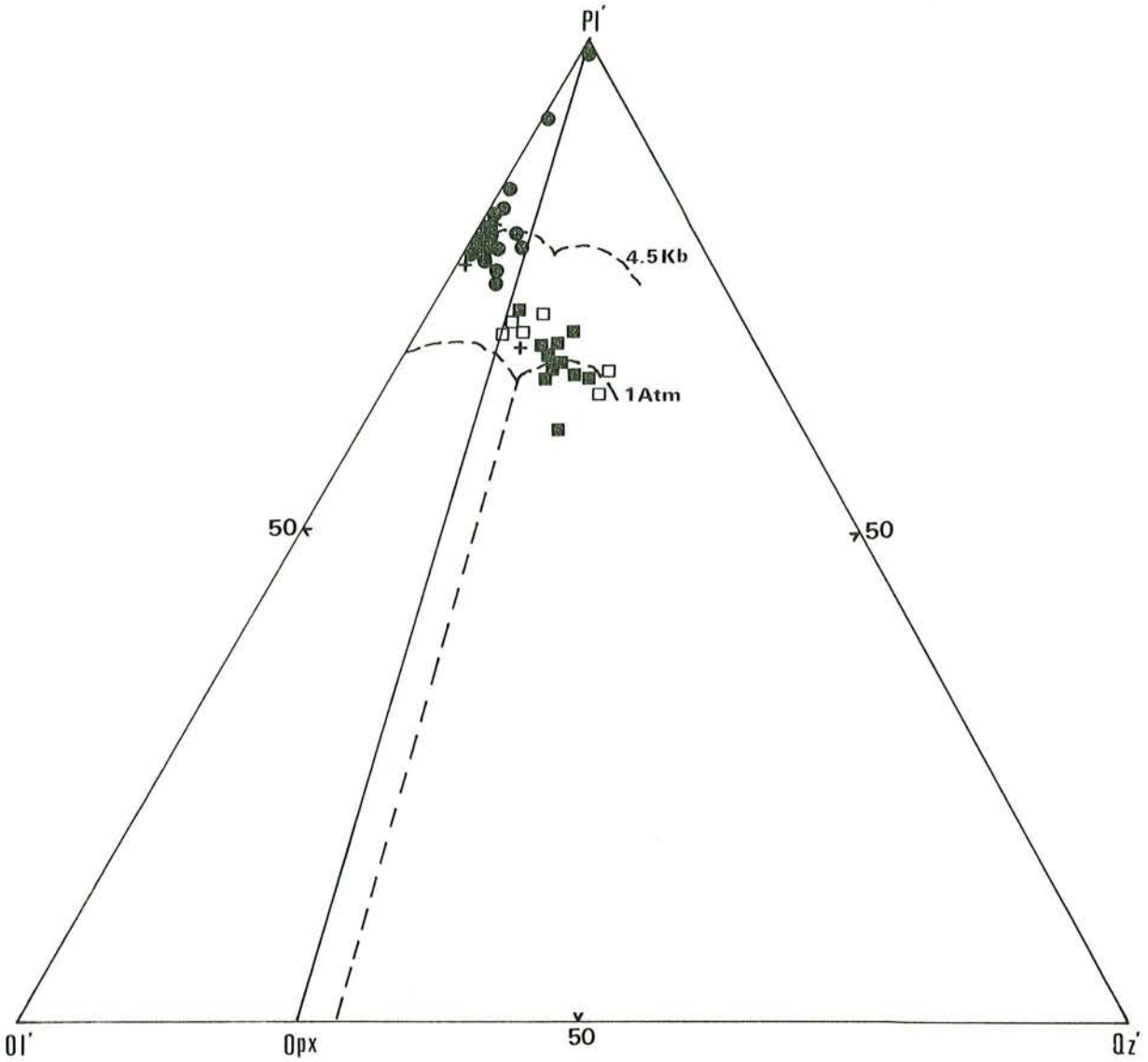


Fig. II-24 : Diagramme Pl - Ol' - Qz' d'Irvine (1970).

- *Type I, (Th à Qz) : domaine de stabilité à faible pression autour de 1 atm.*
- *Type II, (Th à Ol) : domaine de stabilité à des pressions relativement élevées, autour de 4,5 Kb.*

(mêmes symboles que la Fig. II-13).

Nous constatons la forte différence qui existe entre les dykes du type I (A ou B) et du type II sur le plan normatif. Cela impliquerait peut être que ces roches n'ont pas une origine identique ou commune et qu'elles proviendraient de deux magmas basaltiques tholéiitiques différents soit sursaturé soit saturé, (v. également conclusion générale, tome II).

	DPK	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO_2	51.49	53.57	53.83	51.57	51.60	52.31	54.30
Al_2O_3	14.86	15.91	15.53	15.91	16.40	14.32	14.57
FeO	9.96	9.51	9.60	9.51	10.16	10.68	9.25
MgO	6.58	6.73	6.10	6.73	5.92	6.82	6.33
CaO	9.97	11.74	11.58	11.74	10.27	6.90	7.43
Na_2O	3.17	2.41	1.61	2.41	2.03	3.46	3.14
K_2O	0.31	0.44	0.41	0.44	0.43	0.39	0.13
TiO_2	0.95	0.80	0.54	0.80	0.81	0.71	0.46

TABLEAU II-10 : Comparaison des données chimiques (brutes) des éléments majeurs significatifs des dykes de dolérites-diabases isolés de Pozanti-Karsanti avec celles des basaltes tholéiitiques d'arc insulaire et des complexes filoniens du Troodos et du Vourinos.

DPK : Dykes isolés de Pozanti-Karsanti (35).

(1) : Basaltes thoéliitiques typiques d'arc insulaire d'après Jakes et White (1971).

(2) : Basaltes tholéiitiques d'arc insulaire de Tonga d'après Miyashiro (1974).

(3) : Basaltes tholéiitiques de Talesea d'après Lowder et Carmichaël (1970).

(4) : Basaltes orogéniques (arc insulaire) d'après Pearce (1976).

(5) : Complexes filoniens doléritiques du Troodos (Chypre) d'après Desmet et al. (1980).

(6) : Complexes filoniens (roches hypabyssales) du Vourinos (Grèce), d'après Bébien et al. (1975).

Une transition du magma tholéiitique saturé en silice (Th. à Ol) vers la magma tholéiitique sur-saturé en silice (Th. à Qz) peut avoir lieu avec la diminution de la profondeur de la ségrégation et les magmas tholéiitiques à Qz séparés du manteau résiduel subiront un fractionnement à des pressions relativement faibles (Nicholls et Ringwood 1972). A ce propos, le diagramme Pl - Ol' - Qz' d'Irvine (1970), confirme la distinction des deux types de magmas à des pressions différentes, (Fig. II-24).

- Th. à Qz à des pressions de stabilité relativement faibles, autour de 1 atm, (Type IA ou IB).

- Th. à Ol à des pressions de stabilité relativement plus élevées, autour de 4,5 Kb (Type II).

Ces deux magmas appartiennent à un seul environnement géotectonique identique de type arc insulaire (v. aussi ch. A IV.2).

Signalons également, que la présence simultanée de Th. à Ol et de Th. à Qz est fréquemment observée dans la plupart des basaltes et basaltes andésitiques tholéiitiques des arcs insulaires surtout immatures tels que l'arc de Mariana (Dixon et Batiza 1979) ou l'arc de Nouvelles Hébrides (Dupuy et al. 1982).

A IV.2) GEOCHIMIE DES ELEMENTS EN TRACES

Dans quelques échantillons représentatifs, frais ou très peu altérés, des dykes de dolérites-diabases isolés (types I et II) du secteur étudié, les éléments en traces ont été analysés par les procédés suivants :

- Spectrométrie de Fx : Co, Cr, Ni, Sr, V, Rb, V, Nb, Y et Zr (24 analyses).

- Quantométrie : Ba, Cu, Zn, Co, Cr, Ni, Sr, V et Rb (12 analyses)

- Absorption atomique : Ni et Cr (5 analyses).

La précision des analyses de ces éléments en traces dosés par les différents procédés est donnée dans l'annexe n° I, (tome II).
Les analyses des éléments dosés sont présentées dans le tableau II-11.

A IV.2.1°) Distribution des concentrations des éléments en traces

. Les concentrations du *Baryum (Ba)* dans les échantillons analysés varient de 28 à 128 ppm (moyenne 59 ppm) (Tabl. II-11 et II-12). Elles sont légèrement plus élevées dans les dykes du type I (69 ppm en moyenne) que dans ceux du type II (41 ppm), (Tabl. II-14). Cette différence

Légende du tableau II-11 : Analyses Chimiques des éléments en traces des dykes de dolérites-diabases isolés de Pozanti-Karsanti.

TYPE I : Dolérites-diabases quartziques (Th. à Qz)
col. n° 1 à 22.

- *col. n° 1 à 8 : à encaissants plutoniques (IA)*
- *col. n° 9 à 19 : à encaissants volcaniques (IB)*
- *col. n° 20 à 22 : à encaissants métamorphiques (IC).*

TYPE II : Dolérites-diabases non quartziques (Th. à Ol)
col. n° 23 à 39.

- *col. n° 37 et 38 = termes fortement altérés.*

METADOLERITES : col. n° 40 et 41

a) - Dosage par "spectrométrie de Fx" à l'Université de Rennes. Analyste : M. Auvray.

b) - Dosage par "quantométrie" au Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique (C.R.P.G.) à Nancy. Analyste : M. Marchal.

c) - Dosage par "absorption atomique" au Laboratoire d'Analyses des Sciences de la Terre à Nancy. Analystes : M. Montanari et Mme Perrin.

tr : traces, correspondant à des teneurs inf. à 1 ppm.

nd : non dosé

* : *Ti et K (en ppm), dosés par la "spectrométrie de Fx" au Laboratoire d'analyses des Sciences de la Terre de Nancy (v. le tableau II- 8).*

n° d'ordre :	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	(a)	(c)	(a)	(c)	(b)	(a)	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)
Ba :	nd	nd	nd	nd	52	nd	nd	57	nd	82	nd	31
Cu :	nd	nd	nd	nd	63	nd	nd	58	nd	42	nd	22
Zn :	nd	nd	nd	nd	62	nd	nd	nd	nd	nd	nd	63
Co :	35	nd	38	nd	64	39	36	50	36	41	30	59
Cr :	42	81	70	108	19	40	82	85	89	103	83	90
Ni :	46	67	44	39	52	44	44	71	38	67	43	55
Sr :	91	nd	89	nd	92	89	185	174	169	177	182	175
V :	307	nd	343	nd	309	340	303	253	300	286	243	240
Rb :	3	nd	3	nd	10	4	9		3	10	tr	10
Nb :	tr	nd	2	nd	nd	1	tr	nd	2	nd	tr	nd
Y :	20	nd	36	nd	nd	21	22	nd	27	nd	20	nd
Zr :	28	nd	37	nd	nd	32	43	nd	51	nd	36	nd
*Ti :	4137	4137	5336	5336	5816	4316	5215	5275	5995	6350	4376	4137
*K :	664	664	664	664	872	706	2030	2030	955	955	166	415
P_2O_5 % :	nd	nd	nd	nd	1.00	nd	nd	0.06	nd	0.04	nd	0.69
K/Rb :	221		221			177	226		318			
Ba/K :					0.059			0.028		0.083		0.077
Rb/Sr :	0.032		0.033			0.044	0.048		0.017			
Ni/Zr :	1.64		1.19			1.38	1.02		0.75		1.19	
Ti/Zr :	148		144			135	121		118		122	
Zr/Nb :	-		18.5			32.0	-		25.5		-	
Ba/Sr :					0.555			0.323		0.455		0.179
Cr/Ni :	0.91	1.20	1.59	2.76	0.37	0.91	1.86	1.20	2.34	1.54	1.93	1.64
Ti/Cr :	98.5	51.1	76.2	94.4	306	108	63.6	62.1	67.4	61.7	52.7	46.0
Y/Nb :	20		18			21	22		13.5		20	
Zr/Y :	1.40		1.02			1.52	1.95		1.89		1.80	

TABLEAU II-11 : Analyses Chimiques des éléments en traces des dykes de dolérites-diabases isolés de Pozanti-Karsanti.

n° d'ordre :	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
	(c)	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(b)	(a)	(a)	(a)	(a)	(b)
Ba :	nd	nd	67	nd	63	nd	128	nd	nd	nd	nd	37
Cu :	nd	nd	36	nd	31	nd	60	nd	nd	nd	nd	56
Zn :	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Co :	nd	36	44	35	50	35	47	40	45	33	32	44
Cr :	122	41	53	124	133	118	126	183	47	142	57	65
Ni :	44	32	54	43	80	52	82	47	45	47	38	62
Sr :	nd	211	216	162	154	199	200	175	543	231	107	112
V :	nd	301	289	257	241	277	259	285	285	233	296	269
Rb :	nd	2	10	5	10	10		9	8	13	1	10
Nb :	nd	1	nd	2	nd	4	nd	2	14	3	tr	nd
Y :	nd	27	nd	21	nd	21	nd	23	28	21	29	nd
Zr :	nd	56	nd	40	nd	39	nd	41	94	49	58	nd
*Ti :	4376	6354	6354	4616	4916	5216	5276	5156	7670	5335	6055	6055
*K :	166	830	830	1410	1410	2095	2905	1660	2615	3237	581	581
P_2O_5 % :	nd	nd	0.06	nd	0.04	nd	0.04	nd	nd	nd	nd	0.09
K/Rb :		415		282		291		185	327	250	581	
Ba/K :			0.083		0.045		0.043					0.063
Rb/Sr :		0.009	0.047	0.030	0.065	0.050		0.051	0.015	0.056	0.009	0.089
Ni/Zr :		0.57		1.08		1.33		1.15	0.48	0.96	0.66	
Ti/Zr :		113		115		134		126	82	109	104	
Zr/Nb :		56.0		20.0		10.0		20.5	6.7	16.3	-	
Ba/Sr :			0.313		0.417		0.625					0.333
Cr/Ni :	2.77	1.28	0.98	2.88	1.66	2.26	1.54	3.89	1.04	3.02	1.50	1.05
Ti/Cr :	35.9	155	120	37.2	36.9	44.2	41.9	28.2	163	37.6	106	93.2
Y/Nb :		27		10.5		5		11.5	2	7	29	
Zr/Y :		2.07		1.90		1.86		1.78	3.30	2.33	2.00	

n° d'ordre :	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	(a)	(b)	(a)	(c)	(a)	(a)	(b)	(a)	(b)	(c)	(a)	(a)
Ba :	nd	41	nd	nd	nd	nd	28	nd	60	nd	nd	nd
Cu :	nd	17	nd	nd	nd	nd	70	nd	49	nd	nd	nd
Zn :	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	75	nd	nd	nd
Co :	37	35	38	nd	30	34	46	39	55	nd	38	32
Cr :	99	115	142	162	40	88	95	177	197	216	132	122
Ni :	48	80	47	50	33	44	76	57	80	39	46	58
Sr :	173	177	255	nd	222	144	153	182	181	nd	187	79
V :	274	270	323	nd	255	282	267	320	294	nd	312	284
Rb :	1	10	5	nd	10	1	10	12	13	nd	1	tr
Nb :	1	nd	2	nd	2	tr	nd	tr	nd	nd	4	tr
Y :	24	nd	31	nd	31	24	nd	26	nd	nd	31	31
Zr :	45	nd	70	nd	67	43	nd	55	nd	nd	71	69
*Ti :	5396	5815	7374	7374	7014	5575	5935	6714	6475	6714	8153	6774
*K :	623	623	1702	1702	3072	747	747	3445	3735	3445	664	208
P_2O_5 % :	nd	0.01					0.05			0.04		
K/Rb :	623		341		307	747		287	287		664	208
Ba/K :		0.067					0.333		0.016			
Rb/Sr :	0.006	0.056	0.020		0.045	0.007		0.065	0.072		0.005	
Ni/Zr :	1.06		0.67		0.49	1.01		1.03			0.65	0.84
Ti/Zr :	120		105		105	127		122			115	98
Zr/Nb :	45.0		35.0		33.5	43.0		55.0			17.8	69.0
Ba/Sr :		0.232					0.182		0.333			
Cr/Ni :	2.06	1.44	3.02	3.24	1.21	2.00	1.30	3.10	2.47	5.54	2.87	2.10
Ti/Cr :	54.2	50.6	51.9	45.5	175	62.0	62.5	37.9	32.9	31.1	61.8	55.5
Y/Nb :	24		15.5		15.5	24		26			7.8	31
Zr/Y :	1.88		2.26		2.16	1.79		2.11			2.29	2.22

n° d'ordre :	37	38	39	40	41
	(a)	(a)	(b)	(a)	(a)
Ba :	nd	nd	39	nd	nd
Cu :	nd	nd	36	nd	nd
Zn :	nd	nd	78	nd	nd
Co :	48	36	80	38	28
Cr :	109	83	138	135	15
Ni :	48	47	78	67	23
Sr :	20	19	247	640	204
V :	314	268	290	192	205
Rb :	tr	tr	10	1	1
Nb :	1	tr	nd	17	3
Y :	27	23	nd	22	49
Zr :	53	43	nd	107	110
*Ti :	4856	5455	6834	9412	8453
*K :	1038	83	1162	706	208
P_2O_5 % :			0.10	nd	nd
K/Rb :	1038	83		706	208
Ba/K :			0.033		
Rb/Sr :				0.002	0.005
Ni/Zr :	0.91	1.09		0.62	0.21
Ti/Zr :	92	130		88.0	76.8
Zr/Nb :	53.0	43		6.3	36.7
Ba/Sr :			0.158		
Cr/Ni :	2.21	1.77	1.77	2.01	0.65
Ti/Cr :	44.6	67.2	49.5	69.7	563
Y/Nb :	27.0	23		1.3	16.3
Zr/Y :	1.96	1.87		4.86	2.24

serait, peut-être, due à l'abondance de l'apatite dans les dykes du type I, car le baryum est un élément important de l'apatite (Prinz 1967).

. Les concentrations du *Nickel (Ni)* et du *Chrome (Cr)* sont peu élevées, (respectivement 51 ppm et 104 ppm en moyenne), dans l'ensemble des dykes analysés. Elles sont beaucoup plus faibles que celles des basaltes tholéiitiques typiquement océaniques, (v. tabl. II-15).

. Les concentrations du *Cobalt (Co)*, peu variables, (Tabl. II-12), sont peu élevées dans l'ensemble des dykes (42 ppm en moyenne). Elles sont généralement inférieures à 60 ppm à l'exception d'un seul échantillon relativement riche en minéraux opaques, (Tabl. II-11, col. n° 39), dans lequel Co atteint 80 ppm. Ceci peut être expliqué par l'entrée du cobalt dans la structure des magnétites (Carr et Turekian 1961, Paster et al. 1974).

. Les concentrations du *Vanadium (V)* sont toujours supérieures à 230 ppm et atteignent, dans certains cas, 340 ppm. Elles sont fort comparables à celles des basaltes tholéiitiques, (v. Tabl. II-15).

. Les concentrations du *Strontium (Sr)* sont très variables (19 à 543 ppm), dans l'ensemble des dykes. Dans les échantillons extrêmement frais du type I, particulièrement ceux à encaissants plutoniques (IA), les concentrations du Sr sont pratiquement constantes, toujours inférieures à 100 ppm (Tabl. II-11).

Les teneurs en Sr, (Ba et Rb), peuvent être facilement perturbées dès les premiers stades d'altération, (Chikhaoui 1981). Par conséquent les concentrations rencontrées dans les roches même les moins altérées peuvent être assez éloignées des valeurs originelles. Nous constatons, en effet, que les teneurs en Sr dans les échantillons altérés sont très variables :

- les échantillons fortement épidotisés (ou calcitisés), ont des teneurs en Sr extrêmement élevées, atteignant 540 ppm.

- les échantillons fortement albitisés ont des teneurs également élevées, mais moins que les précédentes. Dans ce cas, les concentrations de Sr dépassent largement 200 ppm pour atteindre 350 ppm.

- les échantillons fortement zéolitisés (ou prehnitisés) ont des teneurs en Sr extrêmement faibles. Elles sont toujours inférieures à 80 ppm et peuvent même descendre jusqu'à 20 ppm dans le cas où les roches sont prehnitisées ou zéolitisées à plus de 40 %.

Toutes ces constatations sont en accord avec celles de Smith et Smith (1976).

. Les concentrations du *Rubidium (Rb)*, qui est également un élément mobile pendant l'altération (Chikhaoui 1981), sont relativement faibles (inf. à 9 ppm), dans les dykes plus ou moins frais. Par contre, elles atteignent 14 ppm dans les termes altérés.

. Le *Zirconium (Zr)*, l'*Yttrium (Y)* et le *Niobium (Nb)* sont des éléments incompatibles. Ils permettent par conséquent de caractériser le magma (Cann 1970, Pearce et Cann 1971, 1973, Green 1980). Dans l'ensemble des dykes analysés, on constate que :

- les concentrations du Niobium sont très faibles (inf. à 3 ppm en moyenne).

- celles de l'Yttrium sont pratiquement constantes (26 ppm en moyenne) et inférieure à 30 ppm sauf dans quelques échantillons relativement riches en apatite ou sphène, dans lesquels elles atteignent 36 ppm au maximum.La présence de phases accessoires, telles que sphène ou apatite, aurait un effet majeur dans l'abondance de cet élément (Green 1980).

- Les concentrations du Zirconium sont toujours inférieures à 95 ppm et elles sont beaucoup plus faibles (49 ppm en moyenne) que celles des basaltes alcalins (200 à 300 ppm) et même que celles des basaltes tholéiitiques océaniques, supérieures à 100 ppm (Erlank et al. 1978).

REMARQUE : Les concentrations des éléments en traces dosés dans les dykes du type I sont apparemment identiques à celles de ceux du type II. Cependant, on constate de très légères différences :

- les dykes du type I ont, en effet, des concentrations légèrement plus élevées en Ba, alors qu'ils sont relativement moins riches en Cr, Sr et Zr que les dykes du type II (Tabl. II-14).

- les rapports Ti/Zr, Ti/Cr sont plus élevés, mais Cr/Ni et Zr/Y moins élevés dans les dykes du type I que dans ceux du type II (Tabl. II-13).

A IV.2.2°) Confirmation du caractère tholéiitique

Les caractères tholéiitiques des dykes isolés ont donc été confirmés par la distribution des concentrations de leurs éléments en traces, tels que :

. Les faibles teneurs en Ba, Rb, Sr, Ni, Nb et en Zr.
. Les teneurs élevées en Cu et V.

En outre, le rapport Y/Nb distingue nettement la série tholéiitique de la série alcaline.

"il est inférieur à 1 dans les basaltes alcalins, alors qu'il est supérieur à 1 (Floyd et Winchester 1975, Winchester et Floyd 1976) ou à 2,5 (Pearce et Cann 1973) dans les basaltes tholéiitiques".

(ppm)	TYPE I	TYPE II
Ba :	31 - 128	28 - 60
Cu :	22 - 63	17 - 70
Co :	30 - 64	30 - 80
Cr :	19 - 183	40 - 216
Ni :	32 - 82	33 - 80
Sr :	89 - 543	19 - 255
V :	253 - 343	255 - 323
Rb :	tr - 10	tr - 13
Nb :	tr - 14	tr - 4
Y :	20 - 36	23 - 31
Zr :	28 - 56	43 - 71

TABLEAU II-12 : Variation des éléments en traces (min. - max.) dans les dykes de dolérites-diabases isolés du type I et II de Pozanti-Karsanti.

	TYPE I	TYPE II	(I+II)
K/Rb :	270	397	323
Ba/K :	0.056	0.041	0.051
Ba/Sr :	0.363	0.253	0.323
Ti/V :	18.5	21.0	19.5
Ti/Zr :	142	112	123
Cr/Ni :	1.43	2.31	1.89
Ti/Cr :	75.9	64.5	71.1
Zr/Y :	1.70	2.10	1.88
Ni/Zr :	1.12	0.84	0.96
Y/Nb :	14	22	17

TABLEAU II-13 : Différents rapports caractéristiques dans les dykes isolés de Pozanti-Karsanti.

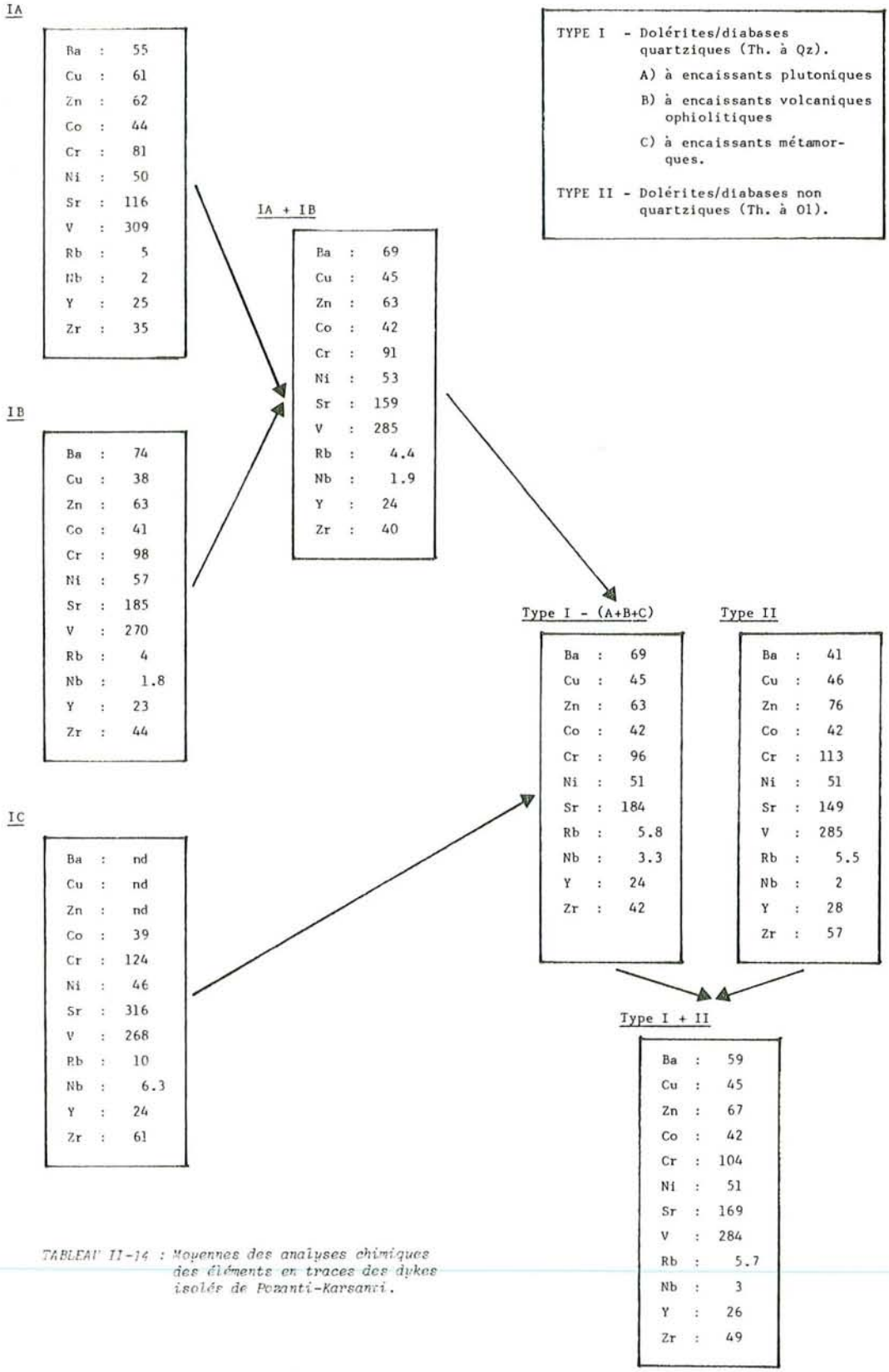


TABLEAU II-14 : Moyennes des analyses chimiques des éléments en traces des dykes isolés de Pozanti-Karsanti.

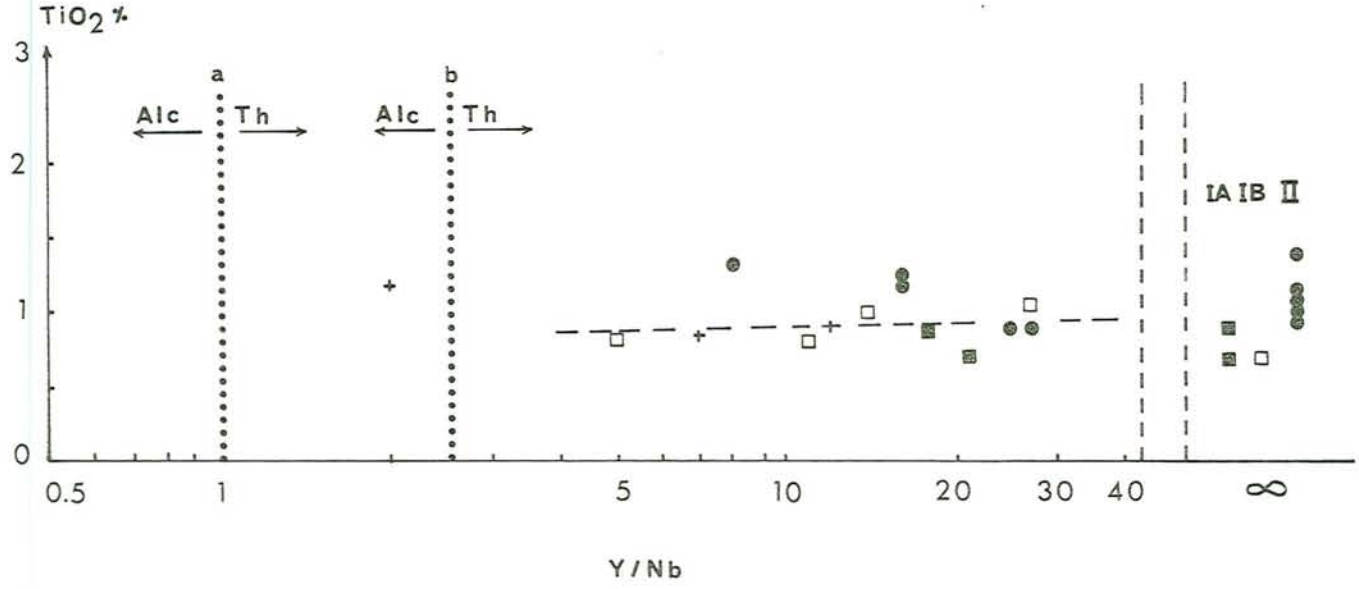


Fig. II-25 : Diagramme TiO_2 - Y/Nb, montrant le caractère tholéiitique et non alcalin des dykes de dolérites-diabases isolés de Pozanti-Karsanti.
(mêmes symboles que la Fig. II-13).

a) d'après Winchester et Floyd (1976).
b) d'après Pearce et Cann (1973).

. Y/Nb = ∞ où Nb = traces (inf. à 1 ppm).

Les hautes valeurs du rapport Y/Nb (supérieur à 17 en moyenne, v. tabl. 13), confirment donc les caractères tholéiitiques et non alcalins de ces dykes, comme le montre, par ailleurs, le diagramme TiO_2 - Y/Nb (Fig. II-25).
Dans ce diagramme, la totalité des points représentatifs des dykes, se disposent dans le domaine propre aux tholéiites (Y/Nb $\geq$ 1 ou $\geq$ 2,5). La courbe de corrélation entre TiO_2 et Y/Nb est subhorizontale alors qu'elle est nettement verticale dans le cas des roches à tendance alcalins (Winchester et Floyd 1976).

Le caractère non calco-alcalin des dykes a été confirmé à l'aide du diagramme SiO_2 - Cr de Miyashiro et Shido (1975) (Fig. II-26).
La quasi-totalité des points représentatifs s'y situent nettement en dessous de la droite séparant le domaine tholéiitique du domaine calco-alcalin.

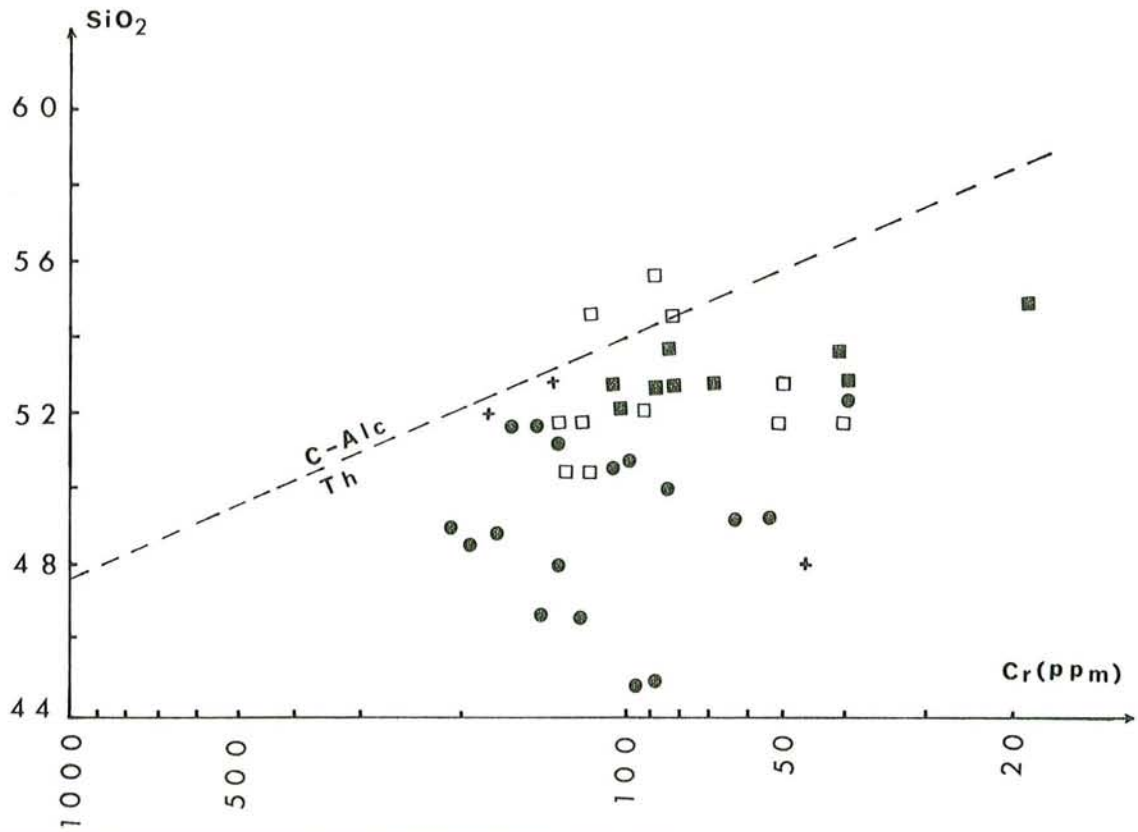


Fig. II-26 : Diagramme semi-logarithmique SiO_2 - Cr de Miyashiro et Shido (1975), montrant le caractère tholéiitique et non calco-alcalin des Dykes isolés de Pozanti-Karsanti, (mêmes symboles que la Fig. II-13).

A IV.2.3°) Nature du magma et environnement géotectonique

Le caractère tholéiitique des dykes isolés de dolérites-diabases de Pozanti-Karsanti étant établi nous tenterons à présent de déterminer l'environnement géotectonique auquel ils appartiennent.
Nous nous baserons pour cela sur la géochimie des éléments incompatibles tels que Zr, Nb, Y et Ti ou de transition tels que Ni, Cr et V.

Les concentrations relativement faibles en Ni, Cr, Zr, Nb et Ti et relativement élevées en Ba dans les dykes étudiés montrent nettement un caractère de tholéiites d'arc insulaire.

Les tholéiites d'arc sont en effet distinguées de celles des rides par :

- les faibles teneurs en Ni, Cr, Zr, Nb et Ti (Gille 1970, Jakes et Gill 1970, Jakes et White 1972, Pearce et Cann 1971, 1973, Pearce 1975, Dixon et Batiza 1979, Hawkins 1980 et Green 1980).

- les teneurs relativement élevées en Ba ou Rb, V et également en K (Baker 1968, Jakes et White 1972, Dixon et Batiza 1979, Green 1980, Dupuy et al. 1982).

Les faibles valeurs des rapports Ti/V (19 en moyenne), Ti/Zr (123 en moyenne) et K/Rb (320 en moyenne) le confirmeraient également comme l'ont montré Hawkesworth et al. (1977), Shervais (1982) ou Dupuy et al. (1982) par exemple.

Afin de mettre concrètement en évidence la nature des magmas qui ont donné naissance aux dykes isolés, ainsi que leur type d'environnement géotectonique, nous avons choisi parmi d'autres, quelques diagrammes bien caractéristiques à paramètres comprenant les éléments Ti, Zr, Y, Ni, Cr et V permettant ainsi de distinguer nettement les magmas tholéiitiques d'arc insulaire de ceux des rides médio-océaniques.

. *Diagrammes Ti/Cr - Ni de Beccaluva et al. (1979) :*

Ce diagramme logarithmique est conçu pour distinguer les magmas basaltiques tholéiitiques des rides médio-océaniques (OFT) de ceux des arcs insulaires (IAT), en se basant sur l'immobilité des éléments Ti, Cr et Ni, pendant l'altération. Suivant les critères de Chikhaoui (1981), nous pensons qu'il ne faut prendre en considération ce diagramme qu'à condition que les minéraux ferro-magnésiens des roches ne soient pas totalement déstabilisés. Cet auteur a en effet montré que les éléments Ni et Cr peuvent être mobilisés dans les derniers stades de l'altération où les minéraux ferro-magnésiens sont complètement détruits.

Dans les dykes étudiés, les minéraux ferro-magnésiens sont partiel-

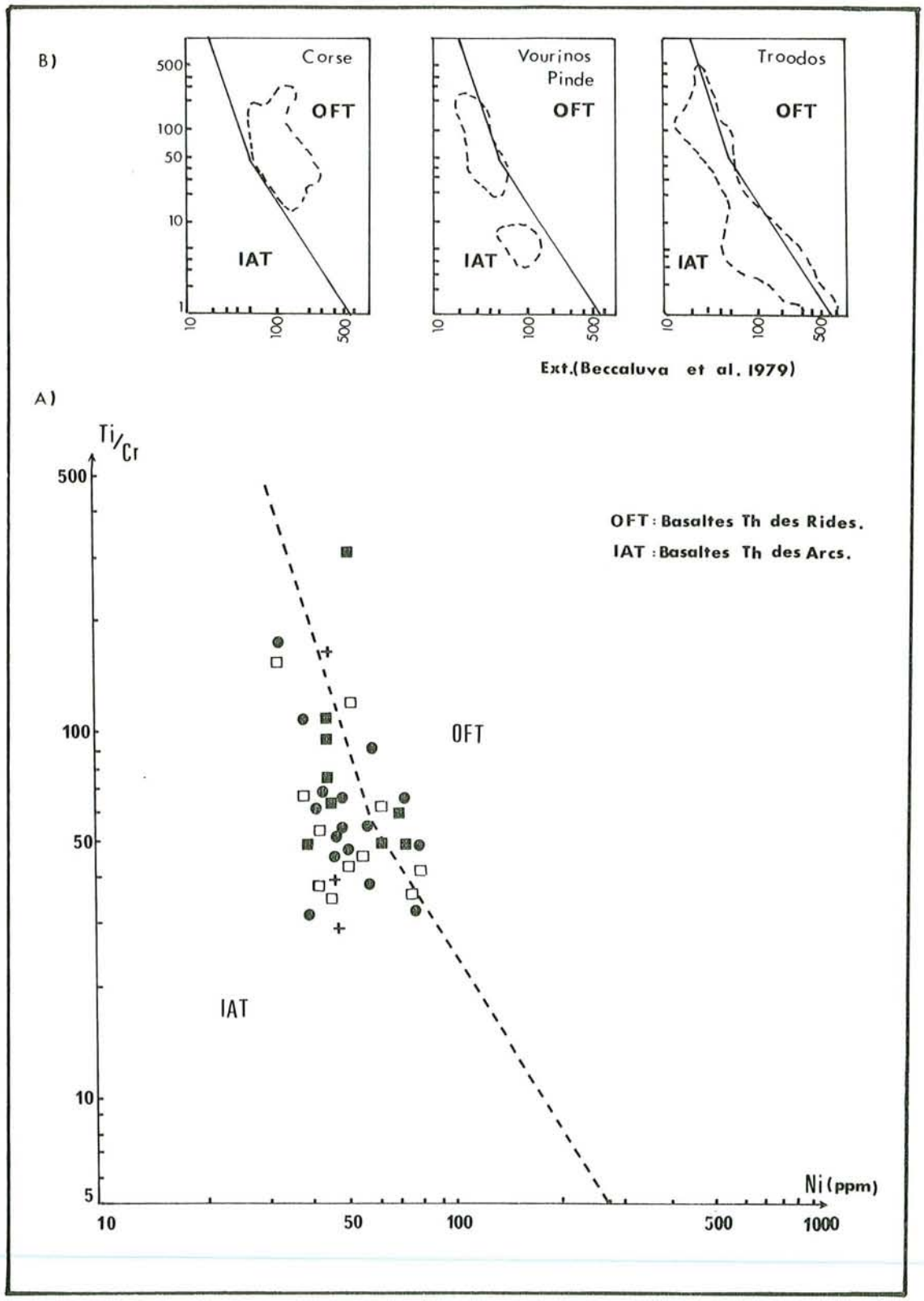


Fig. II-27 : A) Répartition des dykes isolés dans le diagramme logarithmique Ti/Cr-Ni de Beccaluva et al. (1979). (mêmes symboles que la Fig. II-13).

B) Disposition des Laves Ophiolitiques de la Méditerranée Occidentale (Corse) et Orientale (Vourinos-Pinde et Troodos).

lement transformés, (clinopyroxènes en amphiboles par exemple), mais ne sont pas totalement détruits.
Par conséquent, ce diagramme peut être appliqué en considérant que les concentrations de Ni et Cr, représentent donc des valeurs originelles.

La plupart des points représentatifs des dykes se situent dans le domaine (IAT) propre aux tholéiites d'arc insulaire. Quelques points franchissent très légèrement la droite séparant ce domaine de celui des tholéiites des rides (Fig. II-27).

. *Diagrammes de Pearce et Cann (1971, 1973) et de Pearce (1975, 1980).*

Ces auteurs ont proposé plusieurs diagrammes fondés sur le comportement de Ti, Zr et Y. Ce sont parmi d'autres :

. *Ti/100-Zr-Y.3*, (Fig. II-28)

Ce diagramme permet de distinguer d'une part les basaltes tholéiitiques intraplaques (océaniques ou continentaux) et d'autre part les basaltes tholéiitiques des rides ou des arcs ou encore les basaltes calco-alcalins.

. *Ti/100-Zr*, (Fig. II-29)

Ce diagramme permet de distinguer cette fois, seulement les basaltes tholéiitiques des rides des arcs et les basaltes calco-alcalins même si les roches sont altérées ou métamorphisées (Pearce et Cann 1971, 1973).

De l'application des points représentatifs des dykes isolés sur ces deux diagrammes, il ressort que la quasi-totalité des points se disposent dans les domaines (A - B) propres aux tholéiites des arcs insulaires (LKT).
Dans le diagramme Ti-Zr, on constate, en outre, une très bonne corrélation positive entre le titane et le zirconium (Fig. II-29).

. *Diagrammes logarithmiques Ti-Cr et Zr/Y-Zr*,

Pearce a, par ailleurs, proposé d'autres diagrammes logarithmiques, en prenant cette fois-ci comme paramètres, les éléments Ti et Cr ou Zr et le rapport Zr/Y.

. *Ti/Cr (Pearce 1975)*, (Fig. II-30)

Il permet de distinguer les basaltes tholéiitiques d'arcs (LKT) de ceux des rides (OFB). Le chrome est en effet considéré comme un élément peu mobile pendant l'altération (Bloxan et Lewis 1972), à condition que les minéraux ferro-magnésiens ne soient pas totalement détruits (Chikhaoui 1981).

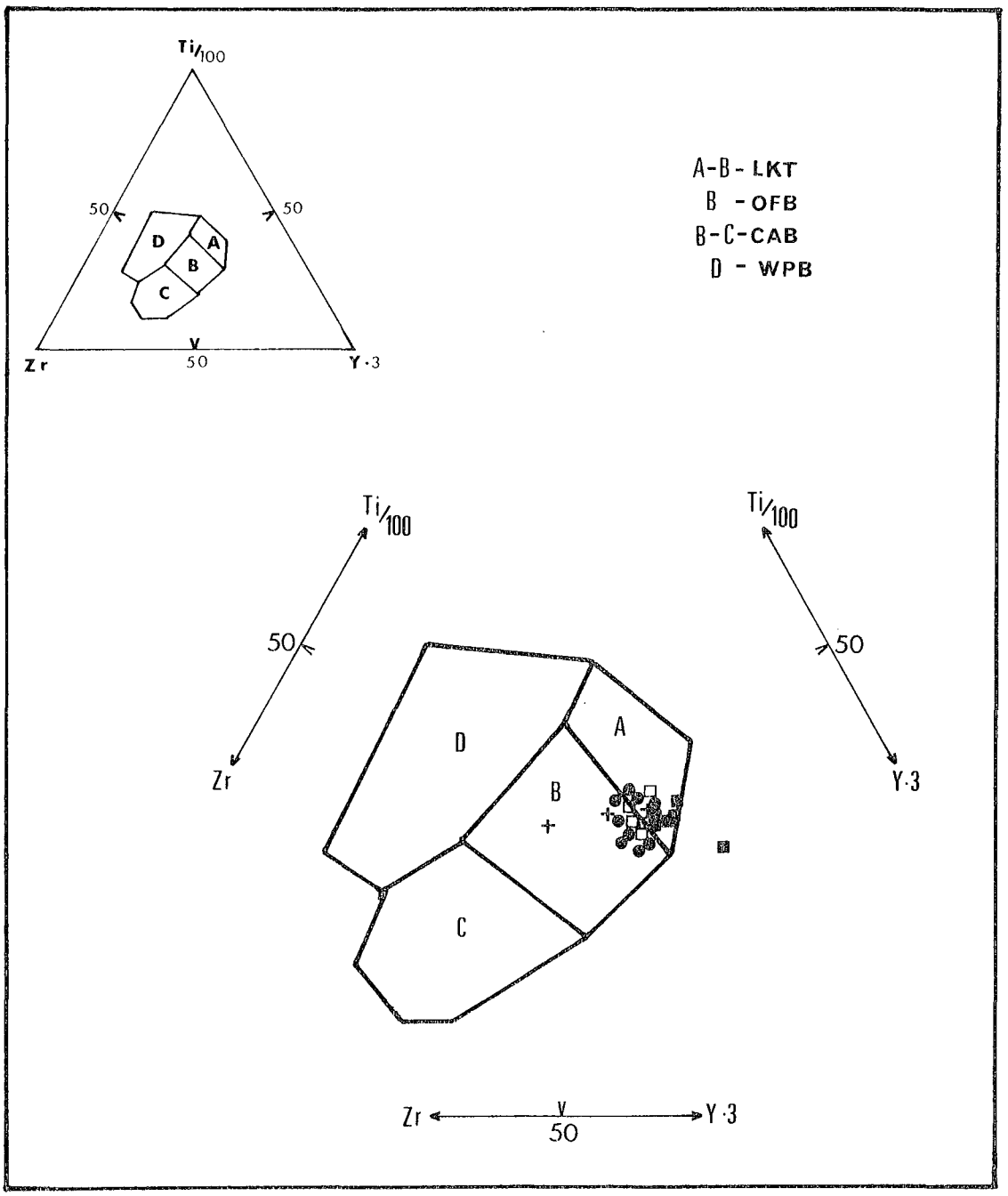


Fig. II-28 : Répartition des dykes isolés dans le diagramme Ti/100-Zr-Y.3 de Pearce et Cann (1973).

- *LKT : Basaltes tholéiitiques d'arc insulaire (A - B).*
- *OFB : Basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques (B).*
- *CAB : Basaltes calco-alcalins (B - C).*
- *WPB : Basaltes tholéiitiques intraocéaniques (D).*

(mêmes symboles que la Fig. II-13).

. *Zr/Y-Zr (Pearce 1980)*, (Fig. II-31)

Il permet de distinguer les basaltes des arcs insulaires (IAT) de ceux des rides médio-océaniques (OFB) et également des basaltes intra-plaques 'WPB).

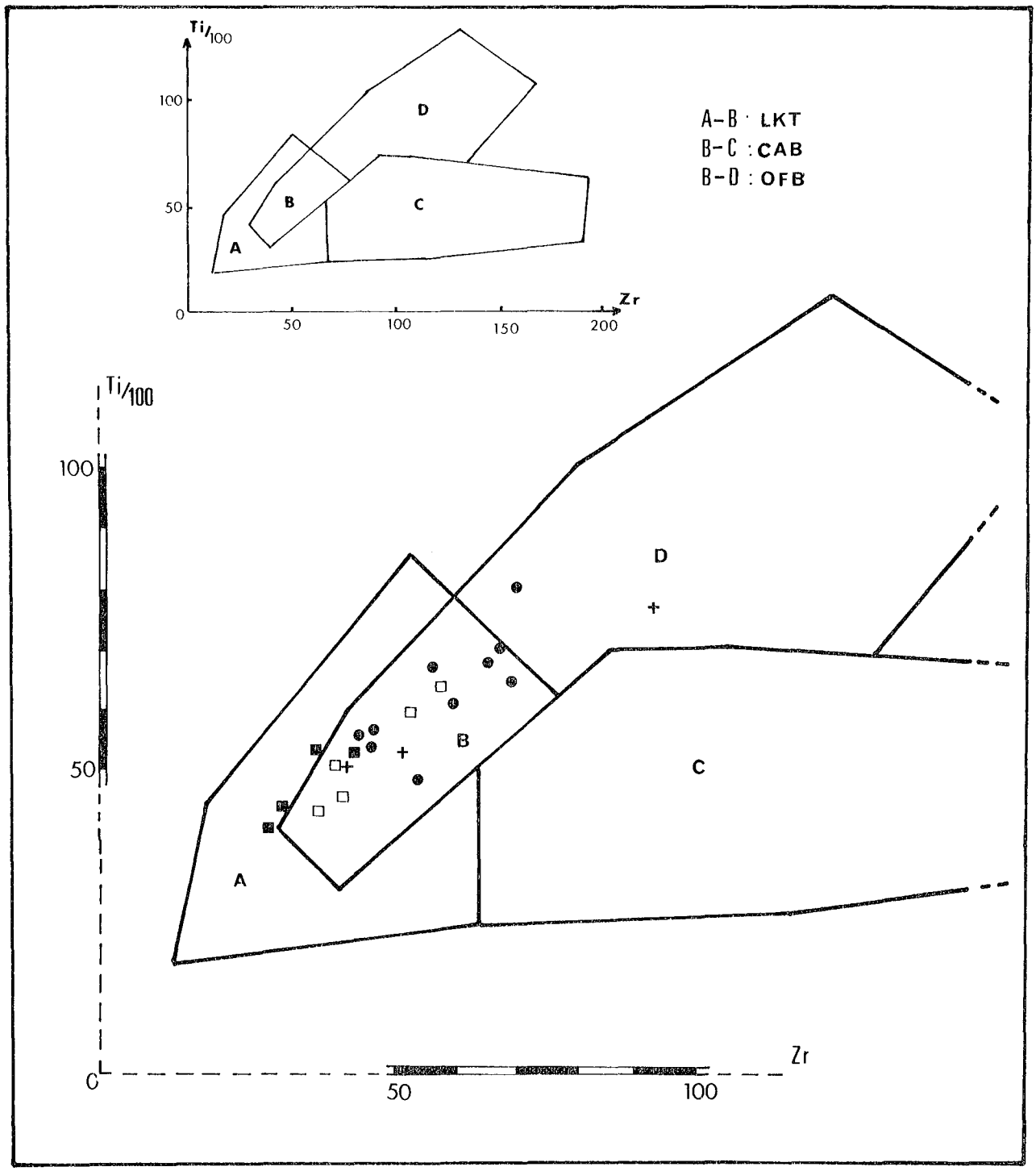
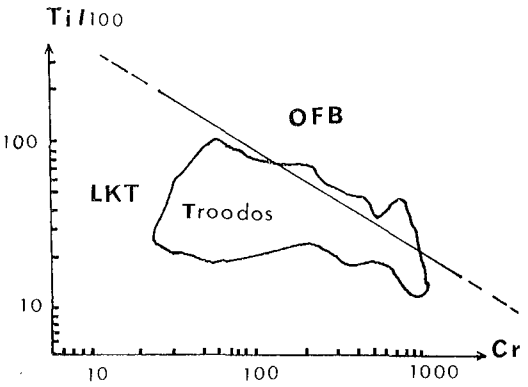


Fig. II-29 : Disposition des dykes isolés dans le diagramme Ti/100-Zr de Pearce et Cann (1973).

- *LKT : Basaltes tholéiitiques d'arcs insulaires (A - B).*
- *CAB : Basaltes calco-alcalins (B - C).*
- *OFB : Basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques (B - D).*

(mêmes symboles que la Fig. II-13).



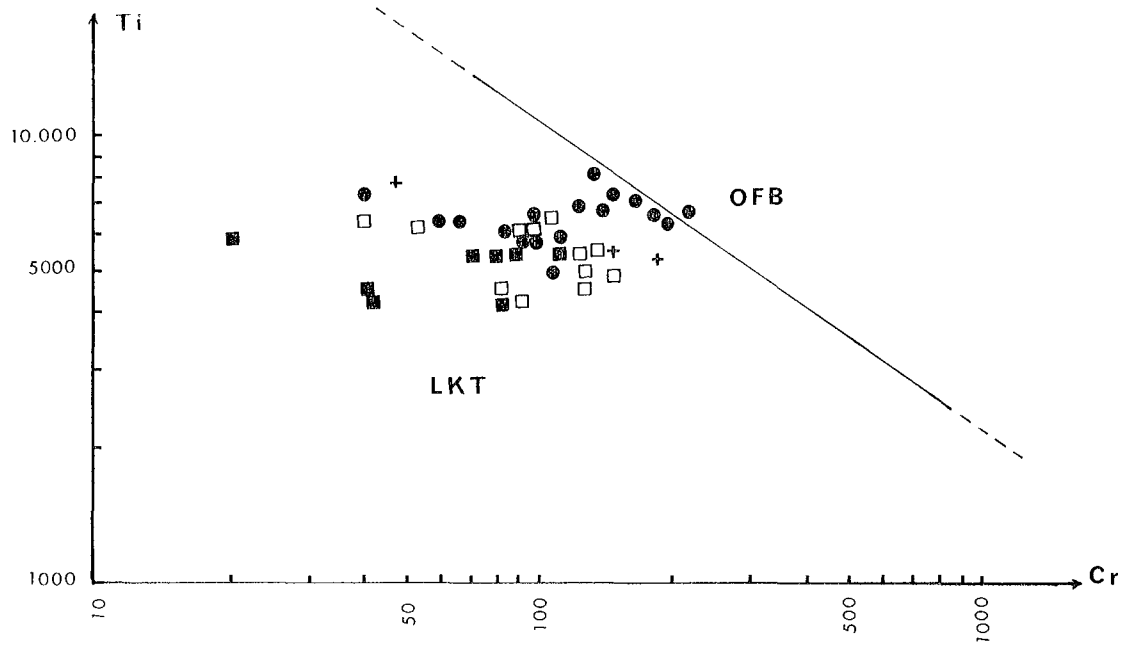


Fig. II-30 : Répartition des dykes isolés dans le domaine des basaltes tholéiitiques des arcs insulaires du diagramme Ti-Cr de Pearce (1975).

(mêmes symboles que la Fig. II-13).

La disposition de la totalité des points représentatifs des dykes isolés dans les domaines, (IAT ou LKT), propres aux tholéiites des arcs de ces deux diagrammes, confirme également leurs caractères de tholéiites d'arcs insulaires (Fig. II-30 et II-31).

. Dans le diagramme logarithmique Ti-Cr, on constate une forte variation du chrome alors que le titane reste quasiment constant (Fig. II-30).

. Dans le diagramme Zr/Y-Zr, on constate une très bonne corrélation positive et linéaire entre le Zr et le rapport Zr/Y. Cette corrélation linéaire témoignerait par ailleurs de l'évolution positive de ces éléments, Zr et Y, pendant la différenciation (v. ch. A IV.2.4°).

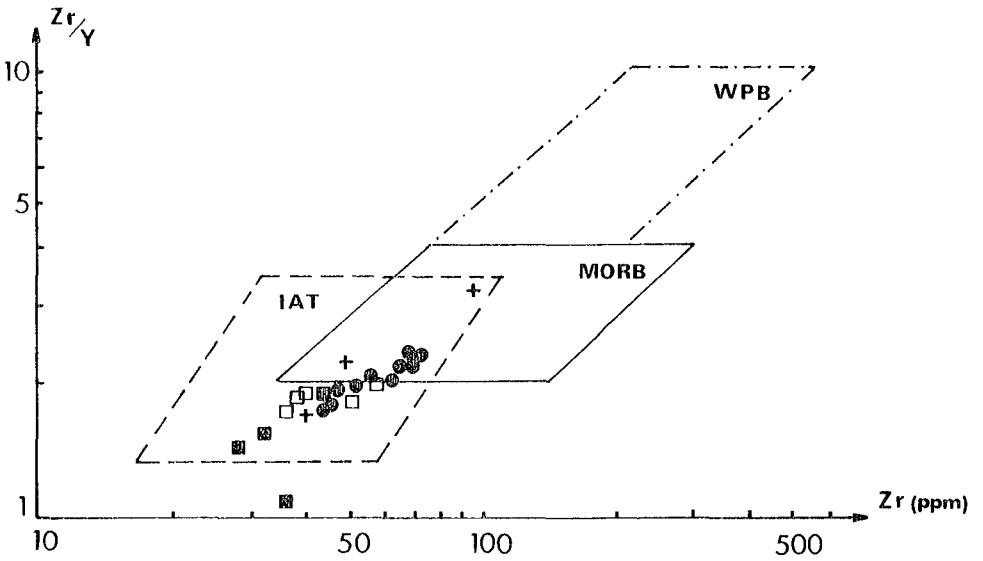


Fig. II-31 : Répartition des dykes isolés sur le diagramme Zr/Y-Zr de Pearce (1980).

- *IAT : Basaltes thoéléiitiques des arcs insulaires.*
- *MORB : Basaltes tholéiitiques des rides.*
- *WPB : Basaltes tholéiitiques intraocéaniques.*

(mêmes symboles que la Fig. II-13).

On constate également que les dykes du type I (particulièrement ceux à encaissants plutoniques) ont un rapport Zr/Y, généralement plus faible que les dykes du type II (Fig. II-31).

. *Diagrammes V-Zr et Ni-FeO^+/MgO :*

Hawkins (1980) a également distingué le domaine des basaltes tholéiitiques des rides (MORB), de celui des tholéiites des arcs insulaires (IAT) dans les diagrammes V en fonction de Zr (non figuré) et Ni en fonction de FeO^+/MgO, (Fig. II-32).

Du report des points représentatifs des dykes sur ces deux diagrammes, il ressort également que tous se disposent dans le domaine (IAT) des basaltes tholéiitiques d'arcs insulaires.

Dans le diagramme Ni-FeO^+/MgO, (Fig. II-33), on constate qu'un seul point, (v. tabl. II-11, col. n° 7), franchit légèrement la ligne séparant les domaines IAT et MORB. Ce point correspond cependant à un échantillon du type IA ayant un rapport FeO^+/MgO supérieur à 2,5. Ce fait n'est pas significatif car le diagramme n'est utilisable que pour les roches dont le rapport FeO'/MgO est inférieur à 2,5 (Hawkins 1980). On constate par ailleurs une nette diminution de Ni avec l'augmentation du rapport FeO^+/MgO, ce qui témoignerait de l'évolution négative du nickel pendant la différenciation (v. ch. A IV.2.4°).

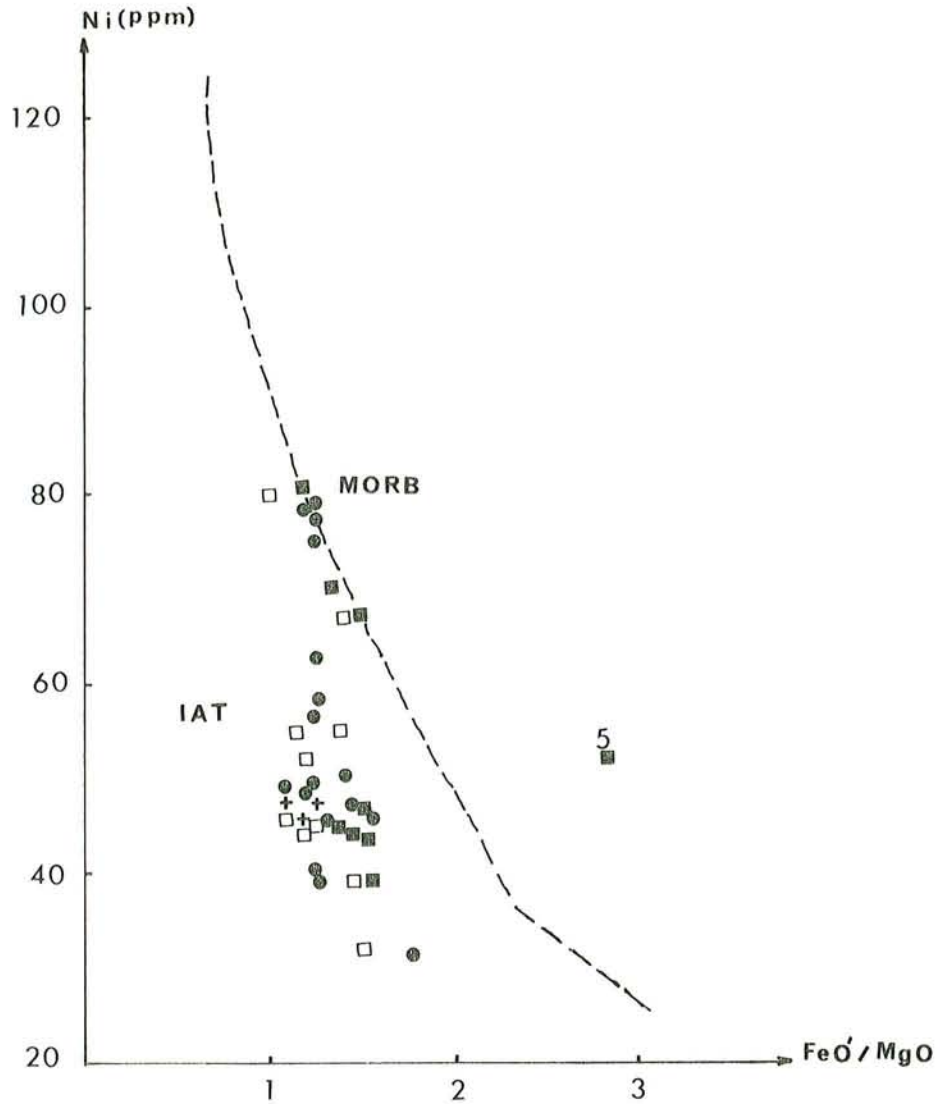


Fig. II-32 : Répartition des dykes isolés dans le diagramme Ni-FeO'/MgO.
La ligne séparant les deux domaines (MORB et IAT) est proposée par Hawkins (1980).

MORB : Basaltes tholéiitiques des rides.
IAT : Basaltes tholéiitiques des arcs.

(mêmes symboles que la Fig. II-13).
N.B. : Utilisation uniquement pour les roches tholéiitiques ayant un rapport FeO'/MgO inférieur à 2,5.

. *Synthèse des Observations.*

Tous les diagrammes caractéristiques utilisés ainsi que la distribution des concentrations des éléments incompatibles ou de transition étudiés dans les chapitres précédents ont donc mis nettement en évidence que le magma qui a donné naissance aux dykes isolés de Pozanti-Karsanti est tholéiitique d'arc insulaire.

Cette étude a, ainsi, concrètement confirmé les indications obtenues à partir de la géochimie des éléments majeurs.

A IV.2.4°) Evolution chimique au cours de la différenciation

Le zirconium (Zr) est un élément résiduel, (incompatible), dans le liquide, plus précisément un composant "minéro-métallique" du liquide, comme d'ailleurs le niobium (Nb) ou l'yttrium (Y) par exemple. Par conséquent, il peut être utilisé comme indicateur du degré de différenciation à la place des autres indices habituels basés sur les éléments majeurs, tels que ID de Thornton et Tuttle (1960) ou IS de Kuno et al. (1957) (Weaver et al. 1972, Beccaluva et al. 1979).
Le zirconium augmente pendant la différenciation ainsi que l'yttrium comme le montre la corrélation positive et linéaire entre ces deux éléments dont la droite de régression passe tout près du point d'origine (Fig. II-34 A-a). Ainsi ces deux éléments ont des caractères résiduels (solide/liquide) pendant la cristallisation fractionnée. Il en est de même pour le titane comme le montre la très bonne corrélation positive entre Ti et Zr (Fig. II-34 A-b).

Nous constatons que le titane, le zirconium, l'yttrium et le strontium augmentent et que le nickel diminue au cours de la différenciation (Fig. II-33 A).

Le chrome, comme le cobalt, ne montre pas d'évolution significative au cours de la différenciation.

. le cobalt reste quasiment constant (Fig. II-33 A-f).

. le chrome montre très grossièrement une évolution négative plus au moins nette, mais uniquement au sein des dykes du type I à encaissants volcaniques (IB) et du type II (Fig. II-33 A-g).

L'évolution du vanadium est assez particulière pendant la différenciation. Cet élément augmente jusqu'à un maximum pour décroître ensuite dans les dykes du type I à encaissants plutoniques (IA) et du type II, alors qu'il augmente régulièrement dans le type I à encaissants volcaniques (IB) (Fig. II-33 A-e).
Cette évolution de V pendant la différenciation est régie par la précipitation des minéraux opaques (Green 1980, Dupuy et al. 1982) : car à partir d'un certain degré de différenciation, la magnétite ou l'ilménite peut cristalliser et/ou fractionner (Bourgault 1980).
Dans le premier cas, la précipitation des minéraux opaques est très importante, alors que dans le second cas, elle est presque absente.

L'évolution de Ti, Sr et Ni au cours de la différenciation, montre la distinction de deux domaines séparés, mais très rapprochés et par conséquent, deux courbes d'évolution qui sont subparallèles entre elles : (Fig. II-33 B),

- l'une correspond aux dykes de dolérites-diabases du type I (à Ti, Zr et Sr relativement faibles et à Ti/Zr légèrement élevé),

- l'autre correspond à ceux du type II (à Ti, Zr et Sr relativement élevé et à Ti/Zr légèrement faible).

Ainsi, existe-t-il deux types d'évolution concernant Ti, Zr, Ni et Sr, analogues mais indépendants l'un de l'autre.
Il faut également signaler que l'évolution négative de Ni pendant la différenciation dans les dykes du type I (domaine I) est beaucoup plus significative que dans ceux du type II (Fig. II-33 A-d).

		Basaltes Th. d'arcs					MORB	C	V	T
(ppm)	DPK	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	(f)	(g)	(h)	(i)
Ba :	59	75	121	184			12			
Cu :	45			113			77°	45	84	72
Zn :	67			77			122	66	94	
Co :	42		49	39				44	41	54
Cr :	104	50	207	111		160	296	216	61	106
Ni :	51	30	50	40			123	104	33	47
Sr :	169	200	475	585		207	123	74	84	118
V :	284	270	315	321			292	245	321	286
Rb :	6	5	18	13		5	5	16	7	8
Nb :	3					2		7		1
Y :	26				20	19	43°°	52		26
Zr :	49	70°		49	47	52	100°°	150		66
Ti/Zr :	123			124			80°°°			
K/Rb :	323	326°°								
Ba/K :	0.050	0.060°°°								
Ba/Sr :	0.323	0.350°°°								
Ti/V :	19	20°°°°								

TABLEAU II-15 : Moyenne des éléments en traces dans les dykes isolés de Pozanti-Karsanti (DPK) et dans les basaltes tholéiitiques d'arcs insulaires (IAT), des rides médio-océaniques (MORB) et dans les complexes filoniens des Massifs Ophiolitiques de la Méditerranée Occidentale (Corse = C) et Orientale (Troodos = T et Vourinos = V).

IAT

a) - Jakes et White (1972) *° - Jakes et White (1971)*
b) - Arc de Tonga *-- Dupuy et al. (1982)*
c) - Arc de Nouvelles Hébrides (sud)
d) - Arc de Japon—Pearce (1971)
e) - Pearce (1975)

Rapports

°° - *Baker (1968) et Brown et al. (1977)*
°°° - *Hawkesworth et al. (1977)*
°°°° - *Shervais (1982)*

MORB

f) - Melson et Thompson (1971) et Erlank et Kable (1976)
° - *Cann (1971)*
°° - *Thompson (1973)*
°°° - *Wood et al. (1979) et Bougault (1980)*

g) - Corse (C) - Ohnenstetter et Ohnenstetter (1975) et Beccaluva et al. (1979)
h) - Vourinos (V) - Paupy (1976)
i) - Troodos (T) - Desmet (1977) - Nb, Y, Rb et Zr d'après Pearce (1975).

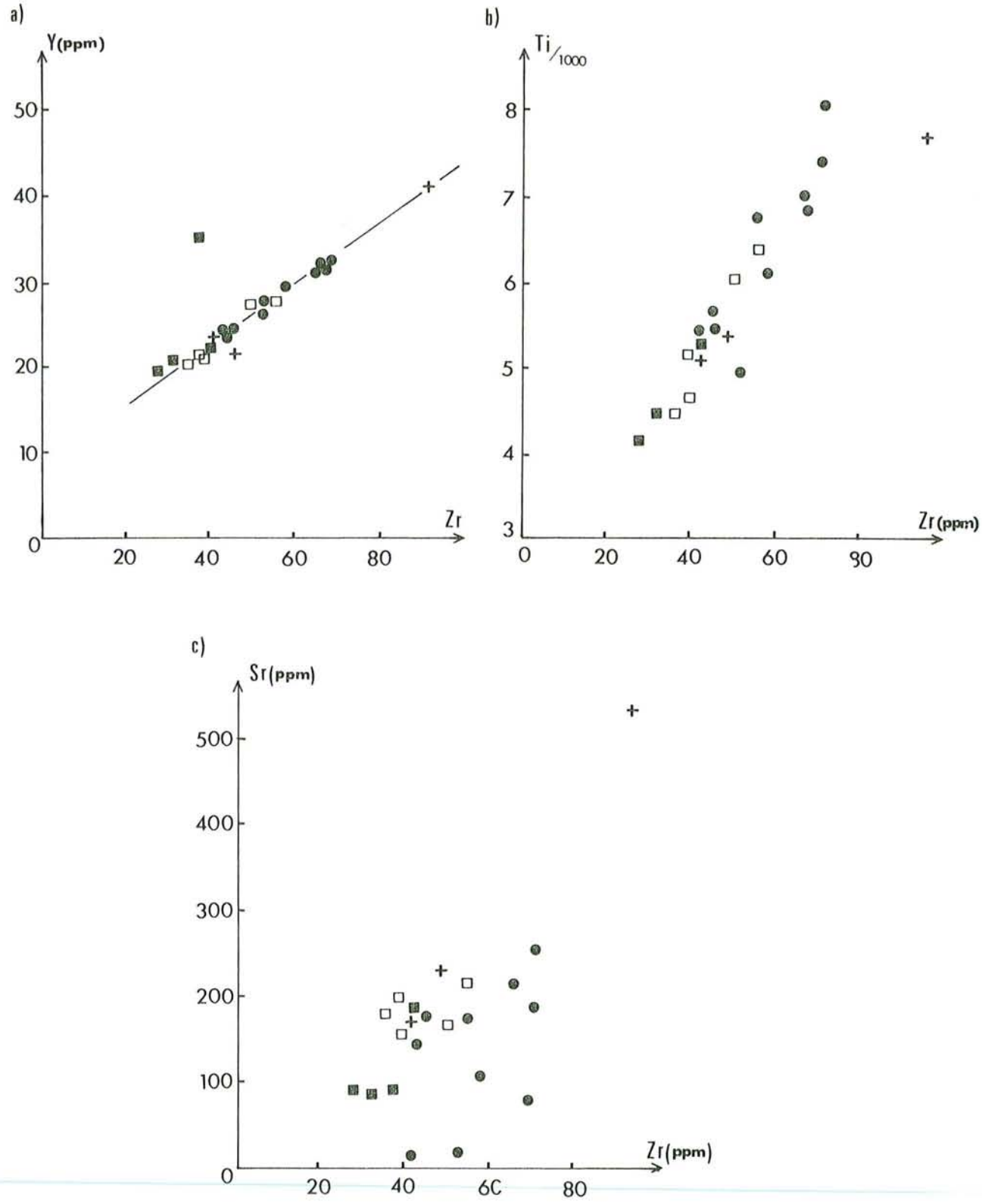


Fig. II-33 A : Variation des éléments en traces, tels que Y (a) ; Ti (b) ; Sr (c) ; Ni (d) ; V (e) ; Co (f) et Cr (g) en fonction de Zr au cours de la différenciation.

(mêmes symboles que la Fig. II-13).

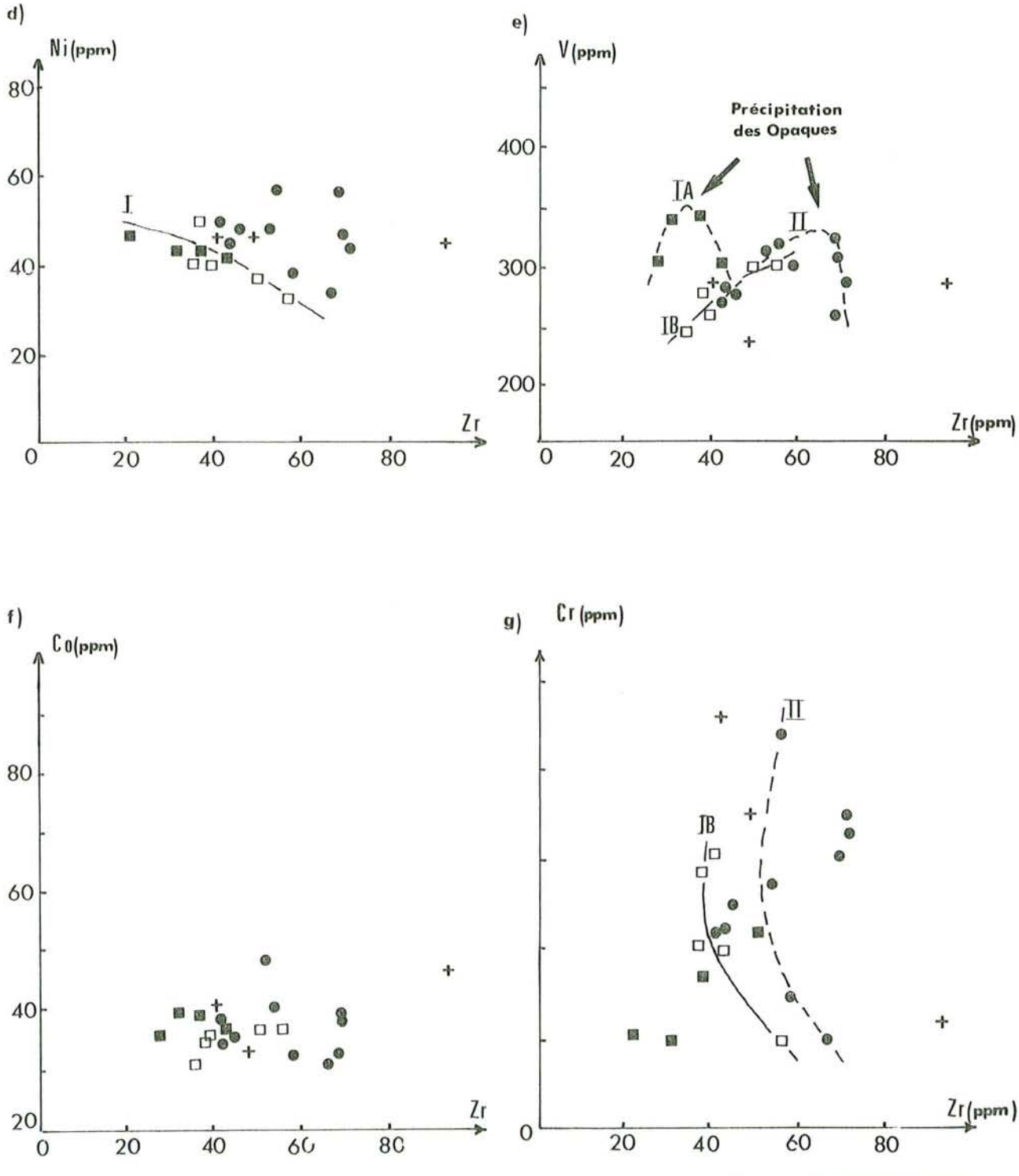


Fig. II-33 A : (suite)

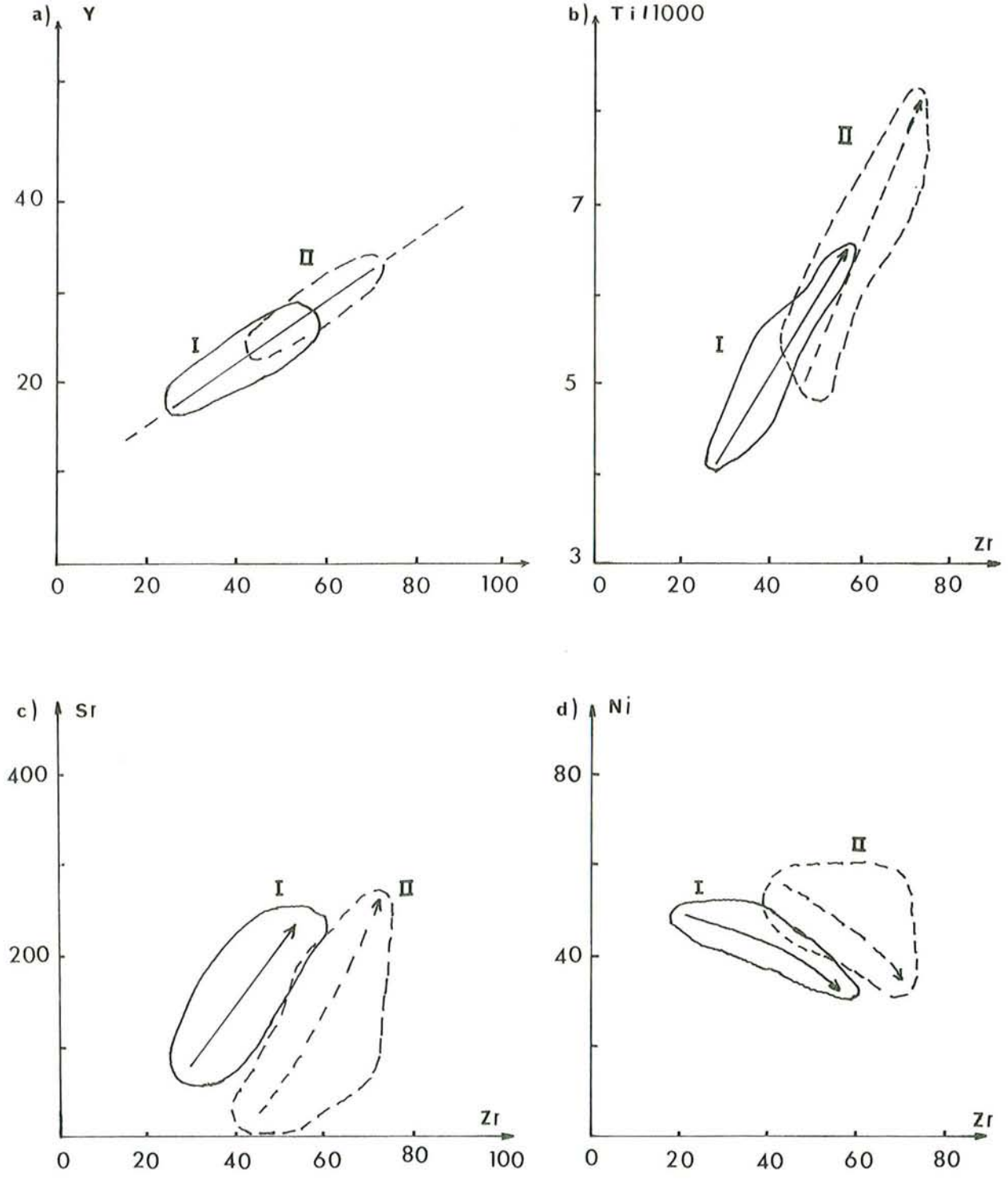


Fig. II-33 B : Différents domaines et courbes d'évolution dans les dykes isolés.

. I = Type I, (Th. à Qz) . II = Type II, (Th. à Ol).

a) Y-Zr ; b) Ti-Zr ; c) Sr-Zr ; d) Ni-Zr.

A IV.2.5°) Conclusions

La géochimie des éléments en traces des dykes isolés de Pozanti-Karsanti, confirme ainsi leurs caractères tholéiitiques et met nettement en évidence leur appartenance à un environnement de type arc insulaire.

Les faibles concentrations de Ni et Cr observées dans les dykes étudiés, seraient compatibles avec leur dérivation à partir d'une source mafique (telle qu'une croûte océanique) plutôt qu'une source ultramafique. En effet l'hypothèse d'une origine mantellique, exigerait un fractionnement excessif de l'olivine pour réduire l'abondance de ces éléments ainsi que l'ont montré Jakes et Gill (1970) et Fitton (1971).
Par ailleurs, Evans et Wright (1972), Wass (1973) et Green (1980) ont suggéré que les faibles teneurs en Ni et Cr des tholéiites d'arc insulaire soient dûes au fractionnement très important d'olivine et de spinelles chromifères mais à des pressions relativement faibles.

Si l'on supposait que le magma tholéiitique d'arc s'est formé à partir d'une source mantellique, semblable à celle des rides par exemple, les teneurs en K ou en Ba relativement élevées pour un tel magma, ne pourraient être expliquées par une simple fusion partielle du manteau. L'enrichissement en K et Ba serait plutôt dû à la migration de fluides hydratés libérés pendant la déshydratation de la croûte océanique descendante le long de la zone de subduction au niveau d'un arc (Dupuy et al. 1982, Honnegger et al. 1982).

Les faibles valeurs du rapport K/Rb observées dans les dykes étudiés - qui sont caractéristiques du magma tholéiitique d'arcs (Baker 1968, BROWN et al. 1977) - seraient peut-être expliquées par la fusion partielle de la phase "phlogopite" et non "amphibole" de la croûte océanique hydratée descendante, car la fusion du phlogopite donnerait des liquides à K/Rb relativement faible, contrairement à celle de l'amphibole (Jakes et White 1970, Brown et al. 1977).

Les dykes des types I et II montrent des concentrations comparables en éléments en traces (incompatibles ou non) exceptés Zr, Ba, Sr et Ti.
Nous constatons cependant quelques différences entre les dykes du type I et II, au niveau des éléments en traces :

- valeurs relativement plus faibles des teneurs en Zr[1], en Sr, en Cr et en Ti et des rapports Cr/Ni, Zr/Y et Ti/V dans le type I par rapport au type II ;

- teneurs en Ba et rapports Ti/Zr et Ti/Cr plus élevées, dans les dykes dy type I que dans ceux du type II ;

- courbes d'évolution de Ni, Sr, Ti et Y pendant la différenciation, indépendantes et subparallèles entre elles dans les deux types des dykes.

Ces différences observées, appuyées également par les constatations faites à partir de la géochimie de leurs éléments majeurs, impliqueraient, peut-être, que ces roches, (type I ou II), ne sont pas co-magmatiques et qu'elles proviendraient de deux magmas différents, mais dans le même environnement d'arc insulaire.

Enfin, il est intéressant de souligner qu'au point de vue géochimie, (éléments en traces comme majeurs), les dykes de dolérites-diabases isolés de Pozanti-Karsanti, sont fort comparables à ceux des Complexes Filoniens du Troodos ou du Vourinos (v. tabl. II-10 et II-15).

---

(1) Honegger et al. (1982) ont tout récemment montré que les concentrations en Zr dans les roches de caractères tholéiitiques à Quartz d'arc insulaire, sont relativement plus faibles que celles typiques des basaltes tholéiitiques à Olivine d'arc insulaire.

A V - CHIMISME DES MINERAUX

A V.1) CLINOPYROXENES

Les clinopyroxènes des dykes de dolérites-diabases isolés ont été analysés à la microsonde "Camebax".
Leurs compositions chimiques et proportions cationiques sont données dans le tableau II-16.

Sachant que le chimisme des clinopyroxènes reflète celui de la roche totale, leur étude nous permettra de connaître leurs compositions et de confirmer leur caractère tholéiitique ainsi que celui des roches qui les contiennent.

A V.1.1°) Compositions chimiques et molaires

Les formules structurales[1] des clinopyroxènes sont calculées sur la base de 6 oxygènes.
Le fer total obtenu par l'analyse est partagé en cations bivalents (Fe^{2+}) et trivalents (Fe^{3+}) par la méthode de Neumann (1976) en fixant le nombre total des cations à 4.

. *Données Chimiques :*

- Les teneurs en SiO_2, peu variables (49 à 52 %) et en Na_2O et TiO_2, assez variables (respectivement 0,04 à 1,11 % et 0,2 à 0,9 %), sont quasiment homogènes dans l'ensemble des clinopyroxènes analysés :

  . type IA : respectivement 50,4 %, 0,35 % et 0,49 % en moyenne
  . type IB : respectivement 50,2 %, 0,38 % et 0,37 % en moyenne
  . type II : respectivement 50,7 %, 0,24 % et 0,37 % en moyenne

---

(1) Formule Structurale théorique des Clinopyroxènes :

$(WXY)_2\ Z_2\ O_6$ où $Z = Si, Al^{IV}$
$Y = Al^{VI}, Ti, Fe^{3+}, Cr$
$X = Mg, Fe^{2+}, Mn, (Ni, Zn)$
$W = Ca, Na, K$

Légende du tableau II-16 :

n° d'ordre	n° d'analyses	n° d'éch.	type	morphologie	nature
1	3-50	AC 54A21	IA	P	Au
2	3-55	"	"	P	Au
3	4-10	AC 99D1	"	P	Au/End
4	4-1	"	"	P	Au
5	4-14	"	"	mP	Au
6	4-2	"	"	gr	Au
7*	4-9	"	"	P	Au
8*	4-3	"	"	P	Au
9	3-88	AC 254DR	IB	mP	AuSbc
10	4-21	AC 270DR	"	P	Au/End
11	4-20	"	"	mP	Au/End
12	4-32	"	"	gr	fAu
13	4-33	"	"	gr	Au
14	4-41	AC 210D	II	P	End
15	4-39	"	"	P	Au/End
16	4-45	"	"	mP	Au
17	4-46	"	"	gr	fAu
18	3-109	"	"	mP	Au

.P = Phénocristal
.mP = Microphénocristal
.gr = Grain

.End = Endiopside
.Au = Augite
.fAu = Augite riche en fer
.AuSbc = Augite subcalcique
.Di = Diopside

* = Clinopyroxènes ouralitisés

1) - $X_{mg} = 100.Mg/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$ (atomiques)

2) - $Z = Si + Al^{IV}$; $X = Mg + Fe^{2+} + Mn + Ni + Zn$

$Y = An^{VI} + Ti + Fe^{3+} + Cr$; $W = Ca + Na + K$.

n° d'ordre :	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
n° d'analyses :	3-50	3-55	4-10	4-1	4-14	4-2	4-9*	4-3*	3-88
SiO_2 :	49.86	50.23	51.16	50.37	48.95	50.83	51.18	50.71	49.92
Al_2O_3 :	3.28	2.97	2.47	2.53	4.60	3.10	1.57	2.14	6.70
FeO_t :	11.13	11.19	5.24	6.99	7.14	8.50	6.36	10.11	17.17
MnO :	0.13	0.20	0.21	0.32	0.16	0.30	-	-	0.43
MgO :	13.78	13.50	16.71	16.07	15.98	16.39	16.98	14.67	13.38
CaO :	19.68	19.77	22.09	21.55	20.65	18.80	20.51	18.78	10.20
Na_2O :	0.25	0.08	0.17	0.23	0.88	0.43	0.35	0.37	1.11
K_2O :	0.04	-	0.03	-	0.17	0.03	0.01	-	-
TiO_2 :	0.56	0.53	0.39	0.46	0.90	0.42	0.33	0.32	0.59
NiO :	-	-	-	-	-	-	-	-	0.17
ZnO :	0.30	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr_2O_3 :	-	0.05	0.19	-	0.07	-	0.24	-	-
TOTAL :	99.02	99.32	98.56	98.51	99.50	98.80	97.52	97.10	99.67
Base sur 6 Oxygènes									
Si :	1.882	1.897	1.896	1.890	1.812	1.897	1.915	1.937	1.879
Al^{IV} :	0.118	0.103	0.104	0.110	0.188	0.103	0.069	0.063	0.121
Al^{VI} :	0.028	0.029	0.003	0.001	0.012	0.033	-	0.063	0.176
Ti :	0.016	0.015	0.011	0.013	0.024	0.012	0.009	0.009	0.017
Fe^{3+} :	0.079	0.051	0.079	0.108	0.109	0.055	0.098	0.054	-
Cr :	-	0.002	0.006	-	0.002	-	0.007	-	-
Mg :	0.780	0.765	0.928	0.905	0.887	0.918	0.953	0.840	0.755
Fe^{2+} :	0.271	0.326	0.080	0.111	0.111	0.210	0.100	0.268	0.538
Mn :	0.004	0.006	0.007	0.010	0.005	0.010	-	-	0.014
Ni :	-	-	-	-	-	-	-	-	0.005
Zn :	0.008	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca :	0.796	0.800	0.877	0.866	0.819	0.752	0.822	0.769	0.411
Na :	0.018	0.006	0.012	0.011	0.063	0.010	0.026	0.027	0.081
K :	0.002	-	0.001	-	0.008	0.001	0.005	-	-
$Z^{(1)}$:	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	1.984	2.000	2.000
X :	1.063	1.097	1.015	1.026	1.003	1.138	1.053	1.108	1.312
Y :	0.123	0.097	0.099	0.122	0.146	0.100	0.098	0.097	0.193
W :	0.816	0.806	0.890	0.877	0.890	0.763	0.851	0.796	0.492
X + Y + W :	2.002	2.000	2.004	2.025	2.039	2.001	2.000	2.001	1.997
% atomiques									
Mg :	40.41	39.27	47.08	45.15	45.93	47.44	48.30	43.50	43.95
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$:	18.34	19.66	8.42	11.45	11.65	13.70	10.04	16.68	32.13
Ca :	41.25	41.07	44.50	43.40	42.42	38.86	41.66	39.82	23.92
$X_{mg}^{(2)}$:	0.688	0.666	0.843	0.798	0.797	0.770	0.828	0.735	0.578
$Fe^{3+} + Fe^{2+}$:	0.29	0.16	0.98	0.97	0.98	0.26	0.98	0.20	-
Nomenclatures Chimiques									
	Au	Au	Au/End	Au	Au	Au	Au	Au	AuSbc

TABLEAU II-1c : Analyses Chimiques et Proportions atomiques des Clinopyroxènes des Dykes de Dolérites-diabases isolés (Types I et II) de Foxanti-Karsanti.

n° d'ordre :	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)
n° d'analyses :	4-21	4-20	4-32	4-33	4-46	4-39	4-45	4-46	3-102
SiO_2 :	50.01	49.95	50.23	50.88	51.36	52.01	50.25	48.87	50.94
Al_2O_3 :	4.23	4.04	3.93	2.61	2.78	2.27	3.35	3.74	3.69
FeO_t :	4.87	5.78	9.70	10.35	3.75	4.84	9.16	11.19	5.74
MnO :	0.57	-	0.41	0.45	0.31	0.11	0.13	0.31	0.06
MgO :	17.09	17.69	15.12	14.67	17.89	17.09	16.33	15.10	17.07
CaO :	20.83	20.40	19.84	19.56	21.82	21.35	19.07	18.53	19.54
Na_2O :	0.23	0.04	0.27	0.23	0.22	0.25	0.28	0.29	0.16
K_2O :	-	-	0.01	0.08	-	0.04	0.03	-	-
TiO_2 :	0.26	0.17	0.58	0.25	0.33	0.31	0.23	0.66	0.36
NiO :	0.04	0.03	0.03	-	-	-	0.01	-	0.26
ZnO :	-	-	-	-	-	-	-	0.11	0.19
Cr_2O_3 :	0.34	0.18	0.15	-	0.26	0.18	-	-	0.56
TOTAL :	98.46	98.28	100.26	99.08	98.71	98.45	98.85	98.79	98.57
Base sur 6 Oxygènes									
Si :	1.851	1.850	1.855	1.908	1.890	1.923	1.868	1.836	1.886
Al^{IV} :	0.149	0.150	0.145	0.092	0.110	0.077	0.132	0.164	0.114
Al^{VI} :	0.034	0.025	0.026	0.023	0.010	0.022	0.014	0.001	0.046
Ti :	0.007	0.005	0.016	0.007	0.009	0.009	0.006	0.019	0.010
Fe^{3+} :	0.075	0.089	0.100	0.076	0.057	0.059	0.126	0.144	0.046
Cr :	0.010	0.005	0.004	-	0.008	0.005	-	-	0.016
Mg :	0.949	0.982	0.838	0.825	0.987	0.947	0.910	0.851	0.947
Fe^{2+} :	0.076	0.090	0.199	0.248	0.058	0.090	0.159	0.206	0.132
Mn :	0.017	-	0.013	0.014	0.010	0.003	0.004	0.010	0.002
Ni :	-	-	-	-	-	-	-	-	0.008
Zn :	-	-	-	-	-	-	-	0.003	0.005
Ca :	0.826	0.810	0.785	0.786	0.860	0.846	0.768	0.746	0.775
Na :	0.016	0.003	0.019	0.017	0.016	0.018	0.020	0.021	0.012
K :	-	-	-	0.004	-	0.002	0.001	-	-
Z :	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
X :	1.042	1.072	1.051	1.087	1.055	1.040	1.073	1.070	1.094
Y :	0.126	0.124	0.146	0.106	0.084	0.095	0.146	0.164	0.118
W :	0.842	0.813	0.804	0.807	0.876	0.866	0.781	0.767	0.787
X + Y + W :	2.010	2.009	2.001	2.000	2.015	2.001	2.000	2.001	1.999
% atomiques									
Mg :	48.84	49.82	43.31	42.33	50.05	48.69	46.45	43.48	49.79
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$:	8.65	9.08	16.12	17.34	6.34	7.81	14.75	18.40	9.46
Ca :	42.51	41.10	40.57	40.33	43.61	43.50	38.80	38.12	40.75
X_{mg} :	0.850	0.846	0.730	0.709	0.888	0.862	0.759	0.703	0.840
Fe^{3+}/Fe^{2+} :	0.99	0.99	0.50	0.31	0.98	0.66	0.79	0.70	0.35
Nomenclatures Chimiques									
	Au/End	Au/End	fAu	Au	End	Au/End	Au	fAu	Au

- Les teneurs en Al_2O_3 et FeO_t, assez variables, (respectivement 1,6 à 6,7 % et 3,7 à 17,2 %) sont plus faibles dans les clinopyroxènes du type IA (respectivement 2,8 % et 8,4 %) que dans ceux du type B (respectivement 4,3 % et 9,6 %).
Cependant la teneur moyenne en Al_2O_3 est pratiquement constante dans l'ensemble des clinopyroxènes du type I (A et B) et II (3 % en moyenne), tandis que la teneur moyenne en FeO_t est plus élevée dans les clinopyroxènes du type I (8,9 %) que dans ceux du type II (6,9 %).

- Les teneurs en MgO, peu variables (13 à 17 %), sont identiques dans les clinopyroxènes des types IA et IB (15,6 % en moyenne) où elles sont légèrement plus faibles que dans ceux du type II (16,7 %).

- Les teneurs en CaO, très variables (10 à 22 %), sont plus élevées dans les clinopyroxènes du type IA (20 %) que dans ceux du type IB (18 %), tandis qu'elles sont pratiquement les mêmes dans l'ensemble des clinopyroxènes du type I et II, (19,5 à 20 % en moyenne).

- Les teneurs en K_2O sont très faibles (0,02 à 0,04 %) dans l'ensemble des clinopyroxènes analysés, ainsi que celles du Cr qui ne dépassent pas 0,4 %.

Ainsi,

- les clinopyroxènes du type IA sont nettement plus calciques, mais moins alumineux et moins ferrifères que ceux du type IB, alors que SiO_2, MgO et TiO_2 restent constants.

- les clinopyroxènes du type I (A + B) sont plus ferrifères, en revanche moins magnésien que ceux du type II ; SiO_2, CaO, Al_2O_3 et TiO_2 restant constants.

Par ailleurs, il faut noter que :

- les clinopyroxènes légèrement ouralitisés, (v. tabl. II-16, col. n° 7 et 8), sont nettement moins alumineux (inf. à 2 %) que les clinopyroxènes non ouralitisés. A cela près, leurs compositions chimiques sont pratiquement identiques.

- les grains de clinopyroxènes de la mésostase sont très légèrement plus ferrifères et moins magnésiens que les phéno-cristaux.

. *Histogrammes :*

. Dans l'ensemble des clinopyroxènes des dykes du type I (A + B) :

- SiO_2, Al_2O_3, FeO_t et TiO_2 présentent des histogrammes nettement symétriques ;

- MgO et CaO présentent des histogrammes dissymétriques : croissants pour MgO et décroissants pour CaO.

. Dans l'ensemble des clinopyroxènes du type II :

- seuls SiO_2 et FeO_t présentent des histogrammes plus ou moins symétriques ;

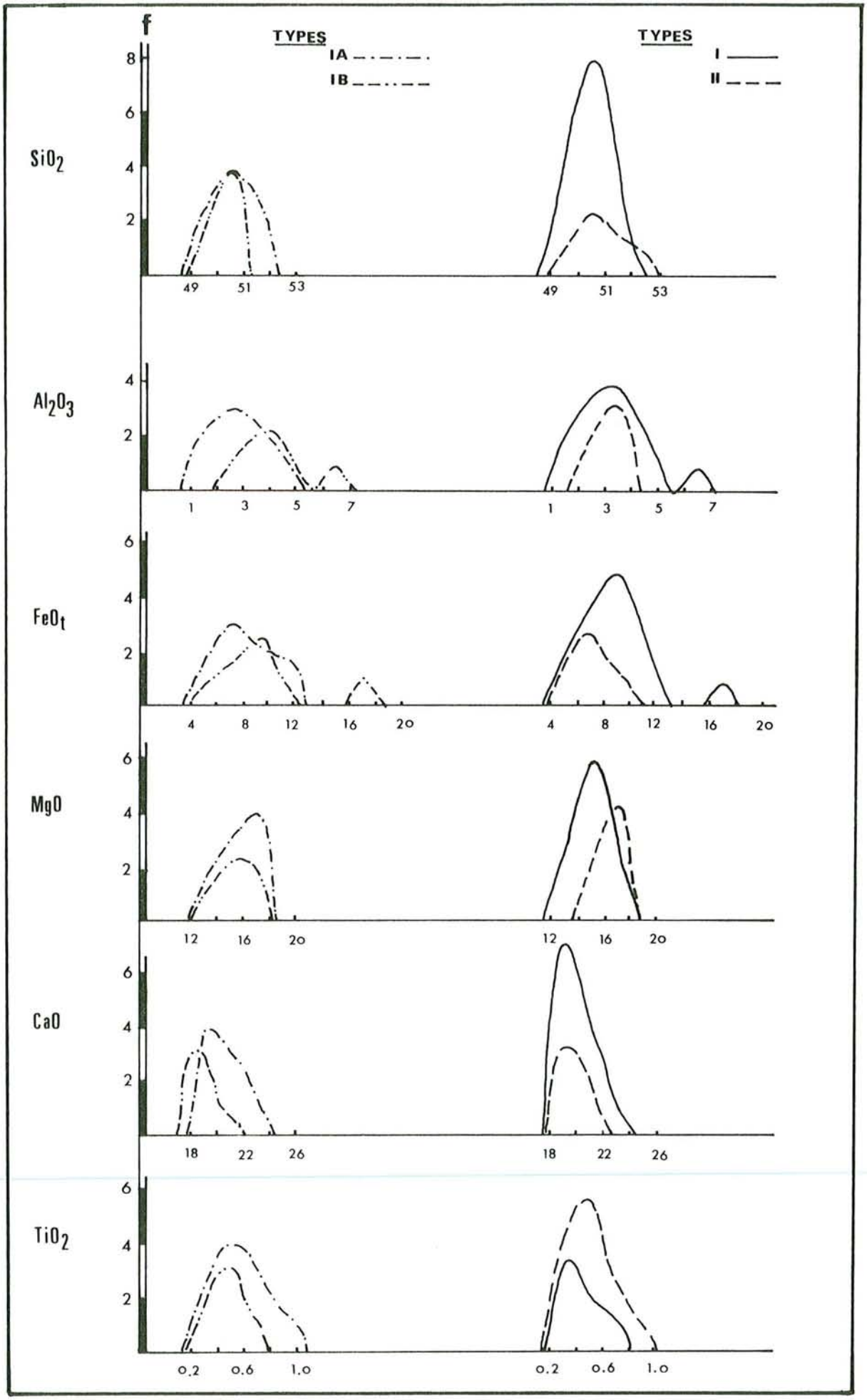


Fig. II-34 : Comparaison entre les courbes de fréquence des éléments majeurs des Clinopyroxènes des dykes isolés du type I et II.

- alors que les autres éléments présentent des histogrammes dissymétriques : croissants pour Al_2O_3 et MgO, décroissants pour TiO_2 et CaO (non figurés).

La comparaison des courbes de fréquence, (Fig. II-34), confirme les différences chimiques constatées entre les clinopyroxènes du type IA et IB, concernant les oxydes Al_2O_3, FeO, CaO et TiO_2 et également entre ceux du type I et II, concernant cette fois uniquement FeO et MgO.

. *Proportions Atomiques :*

A propos des proportions atomiques des différents cations, constituant les formules structurales de ces clinopyroxènes analysés, on constate que : (v. tabl. II-16),

- le cation Si, remplacé partiellement par Al^{IV} dans le site Z tétraèdrique est pratiquement constant, (entre 1,81 et 1,94), dans l'ensemble des clinopyroxènes.

- les cations Al et Ti, sont peu élevés. L'aluminium entre davantage sous forme de Al^{IV} dans le site Z tétraèdrique des clinopyroxènes du type IA et II, (respectivement 84 % et 86 % de l'aluminium total) par rapport aux clinopyroxènes du type IB, (74 % de l'aluminium total). Ces valeurs sont caractéristiques des clinopyroxènes tholéiitiques (Le Bas 1962). Le titane, toujours faible, atteint au maximum 0,024 dans un grain de clinopyroxène du type IA.

- le cation Fe, entre dans la structure soit sous forme de Fe^{2+} dans le site X octaèdrique se substituant à Mg, soit sous forme de Fe3+ dans le site Y se substituant à Ti ou Al^{VI}.

Le cation bivalent Fe^{2+} est plus élevé dans les clinopyroxènes du type IA ou IB que dans ceux du type II, ainsi que le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+}, qui se situe entre 0,5 - 0,6 en moyenne dans le premier cas ou autour de 0,7 dans le second cas. Mais il est très variable dans l'ensemble (0 à 0,99). Cependant la valeur moyenne de l'ensemble (0,62) est fort comparable à celle, caractéristique des clinopyroxènes des roches subalcalines, dans lesquelles elle est de 0,5 à 0,7. La forte variation de ce rapport indiquerait par ailleurs le degré variable d'oxydation des roches (Ringwood 1959, Turner et Verhogen 1960).

- le cation Mg est légèrement plus élevé dans les clinopyroxènes du type I (sup. à 0,90) que dans ceux du type II (inf. à 0,95).

- le cation Cr entre significativement dans la structure des clinopyroxènes, dans lesquels Mg est généralement élevé.

- les cations Ca et Na sont relativement peu élevés. Le cation Ca est plus élevé et moins variable (0,75 à 0,88), dans les clinopyroxènes du type IA ou II que dans ceux du type IB, dans ces derniers, il est assez variable (0,40 à 0,83). Le cation Na est toujours inférieur à 0,08 et K est pratiquement absent.

. *Nomenclatures Chimiques :*

D'après la nomenclature de Poldervaart et Hess (1951) et selon le diagramme Ca - Mg - Fe, (en % atomiques), proposé par ces auteurs, on constate que les clinopyroxènes analysés ont des compositions d'endiopside et d'augite, à l'exception d'un cristal qui montre une composition d'augite subcalcique.

Il s'agit d'un grain interstitiel de clinopyroxène d'un dyke de diabase quartzique du type IB (Fig. II-35). A cela près, tous sont donc calciques et non pigeonitiques.

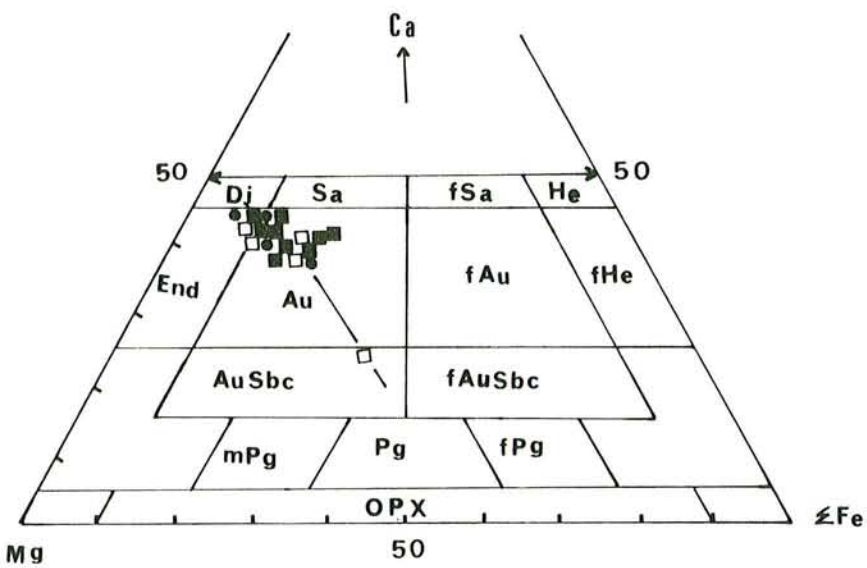


Fig. II-35 : Classification Chimique des Clinopyroxènes des dykes isolés, à l'aide du diagramme "Ca - Mg - Fe" de Poldervaart et Hess (1951).

($\leq Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$).

Symboles : ■ = clinopyroxènes des dykes du type IA.
□ = clinopyroxènes des dykes du type IB.
● = clinopyroxènes des dykes du type II.

. Type I : dolérites-diabases quartziques (Th. à Qz)
. Type IA : à encaissants plutoniques
. Type IB : à encaissants volcaniques ophiolitiques
. Type II : dolérites-diabases non quartziques (Th. à Ol).

Par ailleurs, soulignons que :

- la présence d'augite subcalcique (avec une forte diminution de calcium et une augmentation du fer), sous forme de microlites et même de microphénocristaux est assez fréquente dans les basaltes ou basaltes

	(IA)	(IB)	(IA+IB)	(II)	(I+II)	WAB (a)	WAB (b)
SiO_2 :	50.42	50.20	50.34	50.68	50.43	50.70	50.63
Al_2O_3 :	2.83	4.30	3.40	3.17	3.34	3.30	3.26
FeO_t :	8.42	9.57	8.86	6.94	8.33	9.10	9.23
MnO :	0.17	0.37	0.25	0.18	0.23	0.26	0.27
MgO :	15.59	15.59	15.59	16.70	15.90	15.30	15.09
CaO :	20.23	18.17	19.44	20.07	19.62	19.80	20.13
Na_2O :	0.35	0.38	0.36	0.24	0.33	0.35	0.28
K_2O :	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03		
TiO_2 :	0.49	0.37	0.44	0.37	0.42	0.67	0.51
NiO :	-	0.05	0.02	0.07	0.03		
ZnO :	0.04	-	0.02	0.06	0.03		
Cr_2O_3 :	0.07	0.14	0.09	0.09	0.09		0.12
Mg % :	44.64	45.65	45.03	47.70	45.77		45.00
Fe % :	13.74	16.66	14.86	11.35	13.89		12.00
Ca % :	41.62	37.69	40.11	40.95	40.34		43.00
X_{mg} :	0.766	0.743	0.757	0.810	0.772		
$\frac{FeO'}{MgO}$:	0.55	0.65	0.59	0.42	0.75		

TABLEAU II-17 : Moyennes des Analyses Chimiques des Clinopyroxènes des dykes de dolérites-diabases isolés de Pozanti-Karsanti :

- IA : 8 analyses

- IB : 5 analyses

- II : 5 analyses

et des Clinopyroxènes des Basaltes tholéiitiques des Arcs Insulaires :

(WAB) = a - d'après Nisbet et Pearce (1977, p. 152)
b - d'après Leterrier et al. (1982, p. 141).

andésitiques relativement différenciés des arcs insulaires (Ewart 1976, Marcelot et al. 1979).
Par exemple : Arc de Nouvelles Hébrides (Marcelot et al. 1979).

- une composition intermédiaire "endiopside/augite" avec un rapport Fe/Mg faible, est également observée dans les roche mafiques des Ophiolites de type arc insulaire.
Par exemple : L'Ophiolite de "Betts Cove" à Terre Neuve (Coish et Church 1979).

- la courbe d'évolution des clinopyroxènes analysés tend vers le domaine des augites sub-calciques, (Fig. II-35). Ceci est également typique des clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques d'arc (Ewart 1976).

Tous ces clinopyroxènes à composition d'endiopside, d'augite ou d'augite subcalcique sont d'origine magmatique comme l'ont montré les diagrammes TiO_2/Al_2O_3 et $(Si + Al)/Al_2O_3$ de Fiala et al. (1974) (non figurés).

Ajoutons également que la composition chimique moyenne des clinopyroxènes des dykes isolés est fort comparable à celle des clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques d'arcs, (Tabl. II-17 a et b), comme le confirment les faibles teneurs en TiO_2 et MgO ainsi que les hautes teneurs en FeO, en comparaison des clinopyroxènes des basaltes des rides, (Pearce 1976).

. *Compositions Molaires :*

Pour le calcul des composants moléculaires des clinopyroxènes analysés, la méthode de Cawthorn et Collerson (1974) a été choisie parmi plusieurs processus de calculs proposés par bon nombre d'auteurs tels que Banno (1959), Kushiro (1962), Yoder et Tilley (1962), White (1964) et Essene et Fyfe (1967).

Tous ces auteurs calculent la molécule d'acmite en premier lieu. Alors que Cawthorn et Collerson (1974) ont signalé qu'étant donné l'incertitude sur la teneur de Fe_2O_3 indéterminable à la microsonde, il est inexact de former l'acmite avant la molécule jadéite.
Ils ont alors proposé de former la jadéite avant l'acmite et de négliger la molécule "$Ca\ Fe^{3+}\ Al^{IV}\ SiO_6$" prise en considération par Kushiro (1962) dans sa méthode de calcul.

L'ordre de formation des composants moléculaires, ainsi que leurs quantités calculées en % molaires d'après la méthode choisie, sont donnés dans le tableau II-18.

On constate ainsi, que :

- la molécule acmite (Acm) est inexistante, tout le Na rentrant dans la molécule de jadéite.

n° d'ordre		:	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
Jd	$(Na + K)AlSi_2O_6$	:	2.0	0.6	1.3	1.1	6.8	1.1	3.1	2.7	8.1
Acm	$Na(Fe^{3+} + Cr)SiO_6$	:	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaFeTs	$Ca(Fe^{3+} + Cr)_2SiO_6$	:	4.0	2.7	4.2	5.4	5.3	2.8	5.2	2.7	-
CaTiTs	$CaTiAl_2O_6$	:	1.6	1.5	1.1	1.3	2.3	1.2	0.9	0.9	1.7
CaTs	$CaAl_2SiO_6$	:	4.7	4.8	3.6	3.7	3.9	4.9	1.0	2.7	9.1
Wo	$CaSiO_3$	:	34.7	35.5	39.2	37.7	33.6	33.1	37.4	35.5	15.3
En	$MgSiO_3$	:	39.1	38.3	46.2	44.7	42.5	45.9	47.4	42.0	38.1
Fs	$Fe^{2+}SiO_3$	:	13.9	16.6	4.4	6.1	5.6	11.0	5.0	13.5	27.7

n° d'ordre		:	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)
Jd	$(Na + K)AlSi_2O_6$	:	1.6	0.3	1.9	2.1	1.6	2.0	2.1	2.1	1.2
Acm	$Na(Fe^{3+} + Cr)Si_2O_6$	:	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaFeTs	$Ca(Fe^{3+} + Cr)_2SiO_6$	:	4.7	4.2	5.2	3.9	3.8	3.2	6.3	7.2	3.1
CaTiTs	$CaTiAl_2O_6$	:	0.7	0.5	1.6	0.7	0.9	0.9	0.6	1.9	1.0
CaTs	$CaAl_2SiO_6$	:	7.6	7.9	6.0	4.0	4.2	3.1	5.5	5.3	6.4
Wo	$CaSiO_3$	:	34.5	33.6	32.7	35.0	37.8	38.8	31.8	30.1	33.6
En	$MgSiO_3$	:	46.8	48.6	42.0	41.3	48.3	47.3	45.5	42.6	47.9
Fs	$Fe^{2+}SiO_3$	:	4.6	4.4	10.6	13.1	3.4	4.7	8.2	10.8	6.8

TABLEAU II-18 : Composants moléculaires (en % m) des clinopyroxènes dans les dykes isolés de dolérites-diabases du type I (1 à 13) et II (13 à 18) de Pozanti-Karsanti d'après la méthode de Cawthorn et Collerson (1974).

- la molécule jadéite (jd) est généralement faible (toujours inférieure à 8 % m).

- les molécules (Ca, Fe) Ts et (Ca, Ti) Ts sont toujours faibles, (respectivement inférieures à 7 % m et à 2 % m), en raison de la faible valeur de Ti et Fe^{3+}.

- la molécule (Ca, Ts), est assez variable (1 à 9 % m). Elle est plus faible dans les clinopyroxènes du type IA (inf. à 5 % m) et du type II (inf. à 6 % m) que dans ceux du type IB (sup. à 4 % m et inf. à 9 % m). Ceci provient du fait que les clinopyroxènes du type IB sont beaucoup plus alumineux que les autres types de clinopyroxènes. Cette molécule est en effet essentiellement caractérisée par Al^{IV} tétraèdrique compte tenu de la faible valeur du titane, (Nakamura et Coombs, 1973).

- les molécules Wo et En, sont assez élevées, (respectivement sup. à 30 % m, inf. à 39 % m et sup. à 38 % m; inf. à 49 % m), à l'exception de l'augite subcalcique, dans laquelle la molécule Wo est plus faible, (15 % m d'environ).

- la molécule (Fs), est plus élevée et plus variable dans les clinopyroxènes du type IA (sup. à 4 % m, inf. à 17 % m) ou IB (sup. à 4 % m, inf. à 28 % m) que dans ceux du type II (sup. à 3 % m, inf. à 10 % m) (Tabl. II-18).

A V.1.2°) Confirmation du caractère tholéiitique

Quelques diagrammes significatifs nous permettront à présent d'établir le caractère tholéiitique des clinopyroxènes, confirmant ainsi les résultats obtenus sur les roches totales.

Les diagrammes, les plus représentatifs, choisis parmi d'autres sont, d'une part

- *SiO_2/Al_2O_3 et Al_2/TiO_2 de Le Bas (1962)*

- *$Ti/(Ca + Na)$ de Leterrier et al. (1982)*

pour constater les caractères subalcalins et d'autre part

- *$(Ti + Cr)/Ca$, Ti/Al_t de Leterrier et al. (1982)*

- *SiO_2/TiO_2 de Nisbet et Pearce (1977)*

pour constater les caractères tholéiitiques et orogéniques (arcs insulaires) des clinopyroxènes analysés.

Toutes les observations, qui seront faites le long de ce chapitre ont été également confirmées à l'aide de nombreux autres diagrammes (non figurés).
Par exemple : - diagrammes Al_t/Si et Al_t/Ti de Kushiro (1960) pour la constatation des caractères subalcalins (tholéiitiques).

- diagrammes empiriques F1-F2, triangulaire TiO_2-MnO-Na_2O et rectangulaire MgO/FeO - TiO_2 de Nisbet et Pearce (1977), afin de constater les caractères tholéiitiques d'arc insulaire et non de rides.

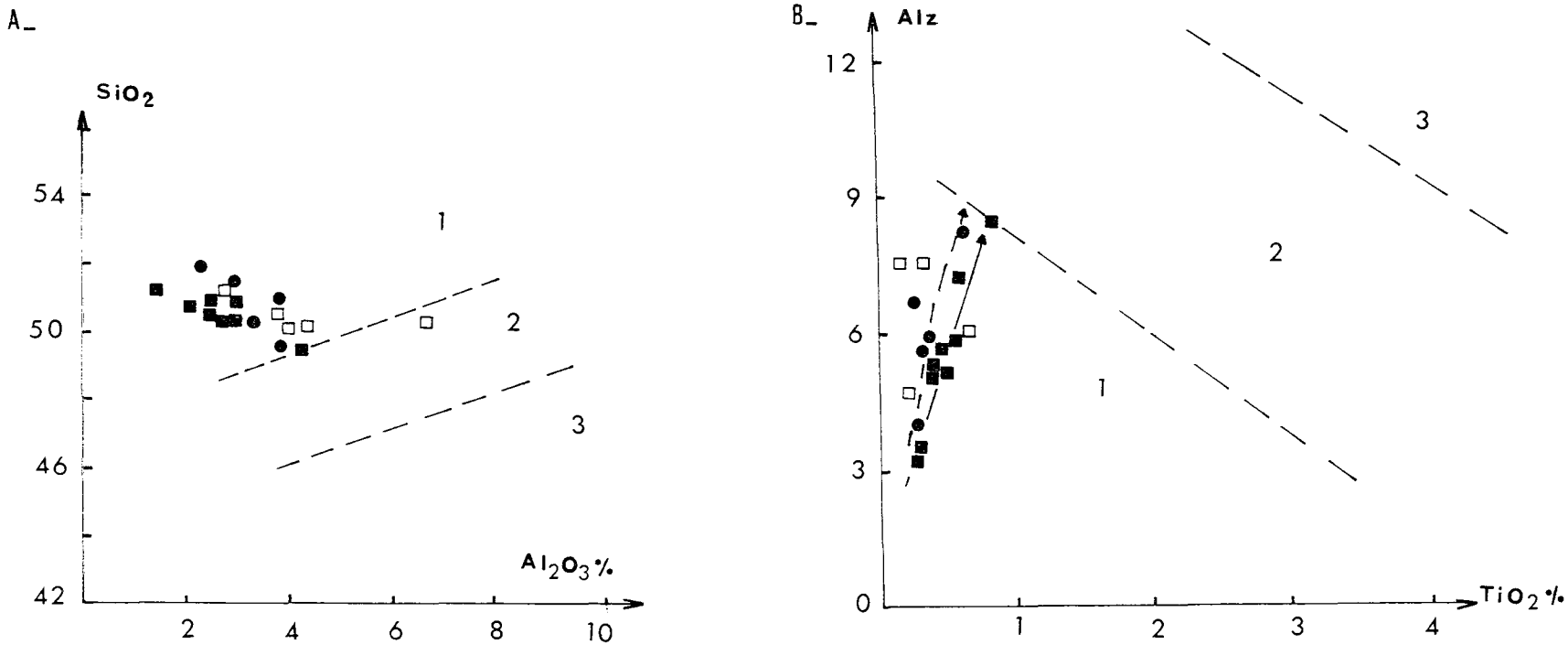


Fig. II-36 : Répartition des Clinopyroxènes des Dykes isolés dans les diagrammes de Le Bas (1962) :

A) $SiO_2 - Al_2O_3$

B) $Al_z - TiO_2$ *où* $Al_z = \frac{1000\ Al^{IV}}{z}$ $\qquad z = 2.000$

Domaines :

1- Subalcalin (Tholéiitique et calco-alcalin)
2- Alcalin
3- Très alcalin

(mêmes symboles que la Fig. II-35)

A V.1.2°.1°°) Diagrammes SiO_2/Al_2O_3 et $Al_z^{(1)}/TiO_2$ de Le Bas (1962)

Les points représentatifs des clinopyroxènes analysés s'y situent tous dans le domaine (1) propre à ceux des roches subalcalines (tholéiitiques) et non alcalines (Fig. II-36 A et B).
Il existe une nette corrélation positive entre le titane et l'aluminium (tétraèdrique ou total), ainsi qu'une corrélation négative entre le silicium et l'aluminium (Fig. II-36 A et B).

La corrélation entre Al_z et TiO_2 est très nette et linéaire dans les clinopyroxènes du type IA et II, alors qu'elle est assez grossière dans ceux du type IB (Fig. II-36 B).

A V.1.2°.2°°) Diagrammes de Leterrier et al. (1982)
. Ti/Ca + Na . Ti + Cr/Ca . Ti/Al_t

. *Ti/Ca + Na :*

Ce diagramme, tout récemment proposé par Leterrier et al. (1982), permet également de distinguer très nettement les deux domaines :
- alcalin - subalcalin (tholéiites orogéniques ou non).

Tous les points représentatifs des clinopyroxènes analysés se situent sans exception dans le domaine subalcalin défini par ces auteurs. Ils sont allongés subparallèlement à l'abscisse (Ca + Na) (Fig. II-37). Ceci est tout à fait caractéristique des clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques, contrairement à ceux des basaltes alcalins, dans ces derniers la courbe d'évolution est quasiment droite et subparallèle à l'ordonnée (Ti), (Leterrier et al. 1982).

. *Ti + Cr/Ca :*

Ce diagramme nous a permis également de constater que les clinopyroxènes étudiés appartiennent à des roches subalcalines (tholéiitiques) mais de type orogénique comme le montre nettement la disposition de la quasi-totalité de leurs points représentatifs dans le domaine des basaltes tholéiitiques orogéniques d'arcs insulaires (Fig. II-38 A).

---

(1) $Al_z = 100 \cdot \frac{Al^{IV}}{z}$ où $z = 2.000$

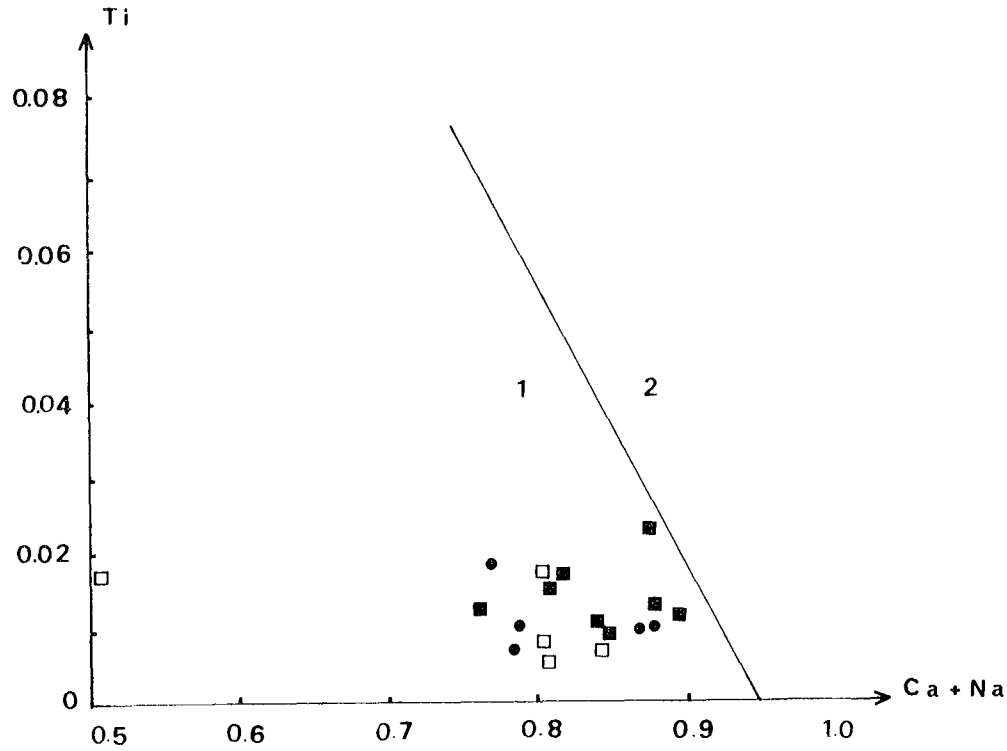


Figure II-37 : Diagramme Ti/Ca + Na de Leterrier et al. (1982) séparant les deux fomaines : 1) Subalcalin (orogénique ou non)
2) Alcalin
(mêmes symboles que la Fig. II-35).

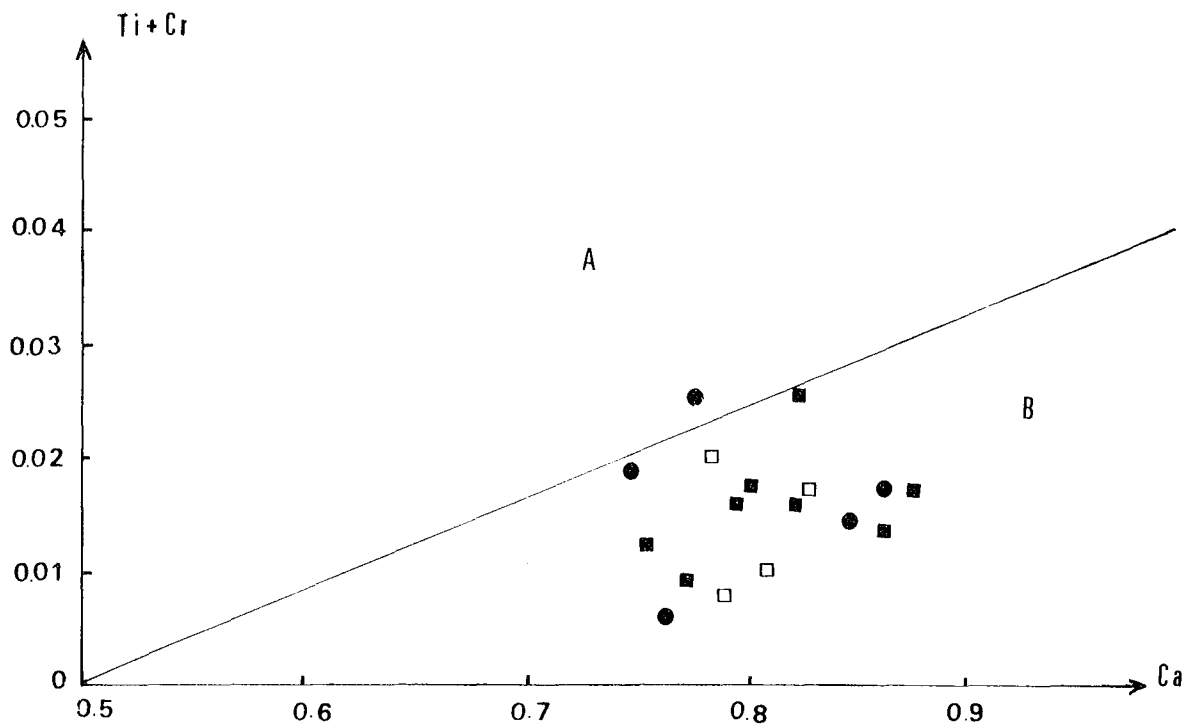


Figure II-38 : Répartition des clinopyroxènes des dykes isolés dans le diagramme Ti + Cr/Ca de Leterrier et al. (1982).

Domaines : . A) Basaltes non Orogéniques
. B) Basaltes Orogéniques
(mêmes symboles que la Fig. II-35).

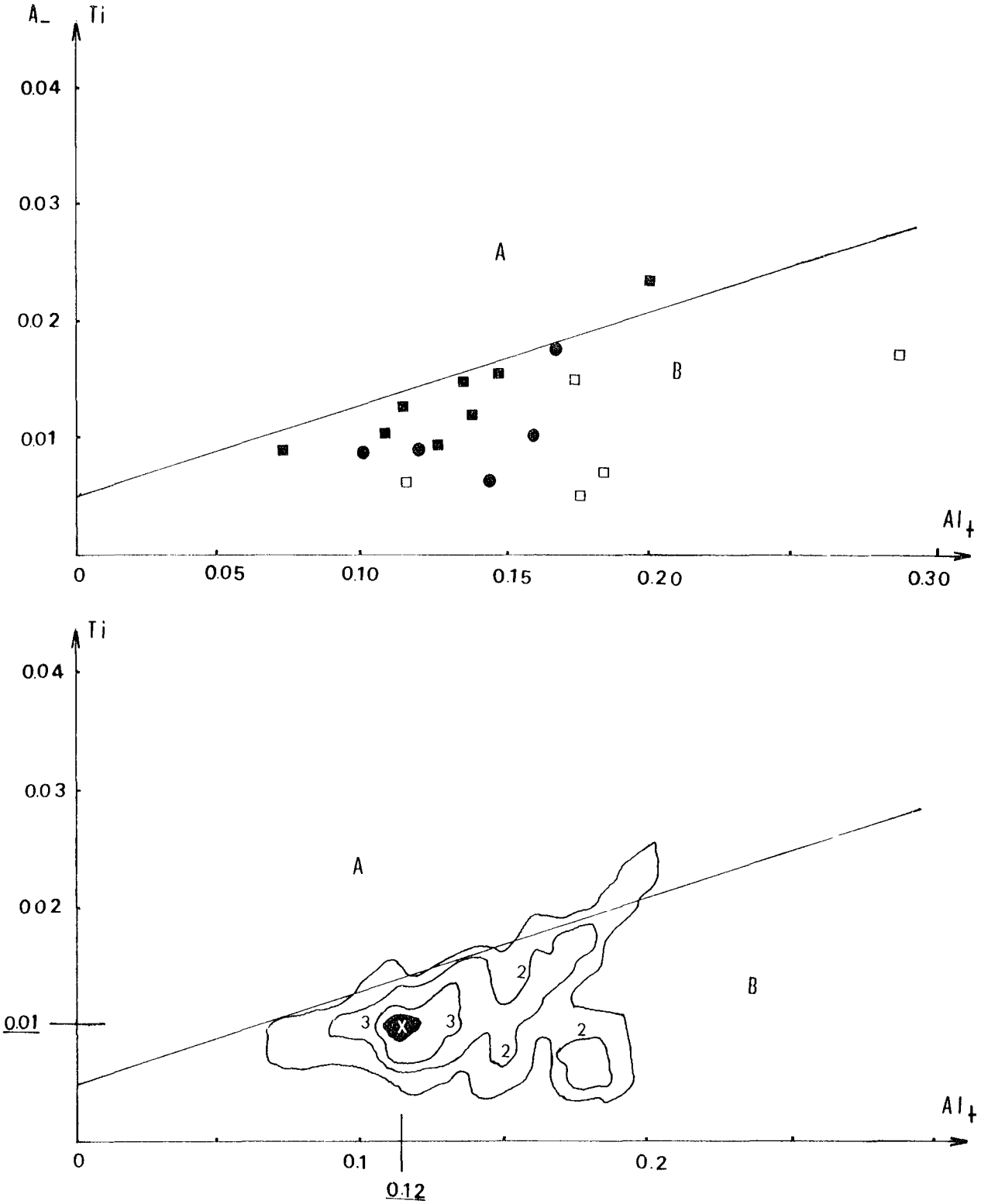


Fig. II-39 : A) Répartition des clinopyroxènes des Dykes isolés dans le diagramme Ti/Al_t de Leterrier et al. (1982).

Domaines : . A) Basaltes calco-alcalins
. B) Basaltes tholéiitiques

(mêmes symboles que la Fig. II-35)

B) Représentation en courbes d'isodensité des points représentatifs des clinopyroxènes (le maximum a des coordonnées Ti = 0,01 ; Al_t = 0,12). "$Al_t = Al^{IV} + Al^{VI}$"

N.B. : Le chiffre 2 correspond à 10 %, le 3 à 20 % et le 4 à 30 %. Droite de régression : y = 0,075 + 0,005.

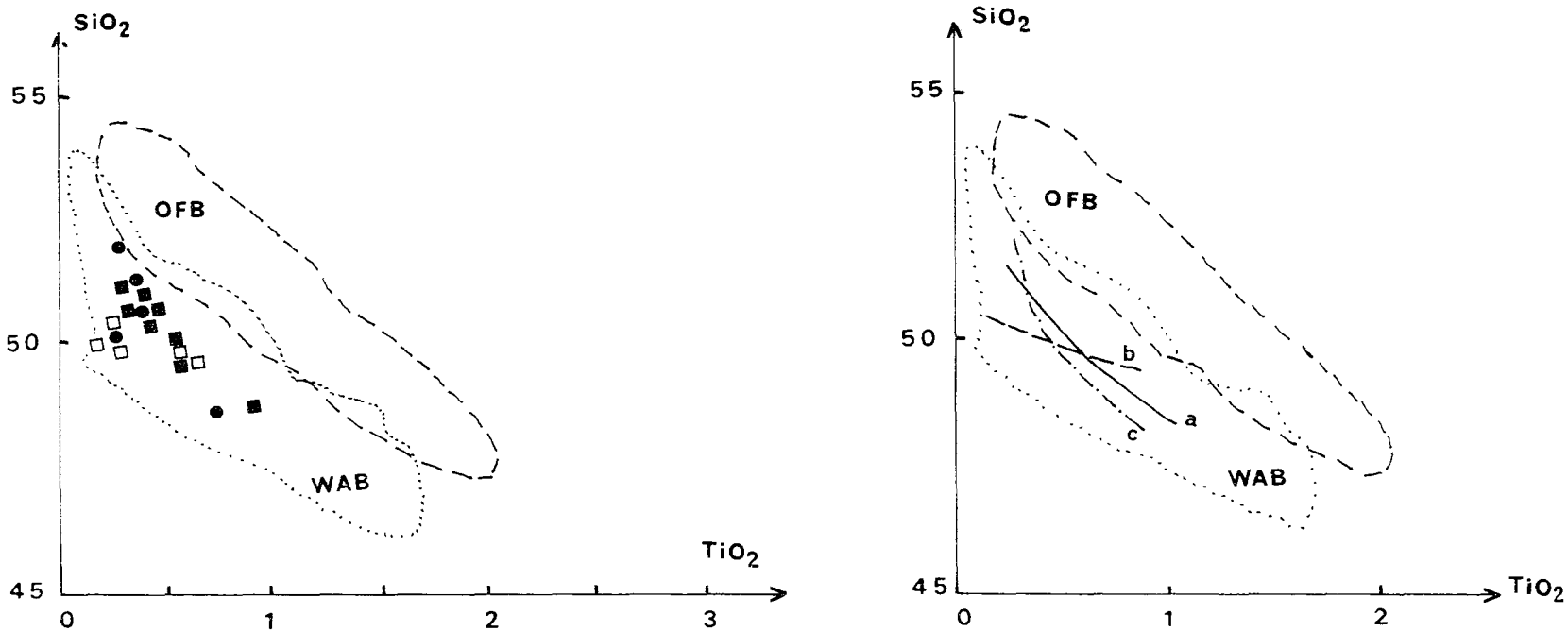


Fig. II-40 : A) Disposition des clinopyroxènes des dykes isolés dans le diagramme SiO_2 - TiO_2.

Domaines :

- *OFB = clinopyroxènes des Basaltes Th. des rides*
- *WAB = clinopyroxènes des Basaltes Th. des arcs*

(mêmes symboles que la Fig. II-35).

B) Courbes de corrélation négative entre TiO_2 et SiO_2 dans les clinopyroxènes des dykes du type IA (a), IB (b) et II (c).

On constate, en outre, que les courbes d'isodensité des points représentatifs des clinopyroxènes ont un maximum (30 %) dont les coordonnées sont : . (Ti + Cr) = 0,016 . Ca = 0,800 (Fig. II-38 B).

. Ti/Al_t :

Ce diagramme permet de constater les caractères tholéiitiques ou calco-alcalins des clinopyroxènes des roches basaltiques orogéniques déterminées à l'aide du diagramme précédent (Leterrier et al. 1982).

Sachant que les clinopyroxènes des dykes isolés étudiés ont les mêmes caractères que ceux des basaltes orogéniques, la répartition de leurs points représentatifs montre nettement leurs caractères tholéiitiques (orogéniques) et non calco-alcalins par le fait qu'ils se disposent quasi-totalement dans le domaine B propre aux clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques orogéniques (arcs insulaires) (Fig. II-39).

Il existe, en outre, une très bonne corrélation positive et linéaire entre Ti et Al, en particulier dans les clinopyroxènes du type IA. Par ailleurs, les courbes d'isodensité des points de clinopyroxènes analysés donnent un maximum (30 %) dont les coordonnées ont : Ti = 0,01 et Al_t = 0,12, fort comparable à celui des clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques d'arc insulaire, (orogénique), donné par Leterrier et al. (1982).

A V.1.2°.3°°) Diagramme SiO_2/TiO_2 de Nisbet et Pearce (1977)

La constatation des caractères tholéiitiques d'arcs des clinopyroxènes, ainsi que la confirmation de ces caractères des dykes isolés qui les contiennent, a été également renforcée à l'aide du diagramme SiO_2/TiO_2 où tous les points représentatifs de ces clinopyroxènes se situent dans le domaine (WAB) propre à ceux des basaltes tholéiitiques d'arc insulaire, défini par Nisbet et Pearce (1977).

En outre, la disposition des points représentatifs de ces clinopyroxènes met en évidence l'existence d'une très bonne corrélation négative entre le titane et le silicium (Fig. II-40 A).
Leurs droites de corrélation dans les clinopyroxènes du type IA ou II sont plus accusées que dans les clinopyroxènes du type IB. Dans ces derniers SiO_2 diminue en effet très lentement avec une augmentation de TiO_2 (Fig. II-40 B).

A V.1.3°) Variation des éléments significatifs au cours de la différenciation ou de la cristallisation

A V.1.3°1°°) Indice X_{mg}

$X_{mg}^{(1)}$ peut être considéré comme indice de différenciation et de l'évolution de la cristallisation des clinopyroxènes. Il diminue au fur et à mesure qu'avance la différenciation dans le liquide donnant naissance aux clinopyroxènes.

La valeur de X_{mg} varie de 0,58 à 0,85 dans les clinopyroxènes du type I, (0,67 à 0,84 dans ceux du type IA et 0,58 à 0,85 dans ceux du type IB), avec une moyenne de 0,757, (0,766 pour le type IA et 0,743 pour le type IB), alors qu'elle varie de 0,70 à 0,89 dans les clinopyroxènes du type II avec une moyenne de 0,81.

L'étude des variations de quelques éléments caractéristiques, tels que Al_t, Fe_t, Mg, Ca, Ti et Cr en fonction de X_{mg} va nous conduire à plus de précision sur l'évolution de ces éléments pendant la différenciation du liquide et nous permettre de confirmer une fois de plus les caractères de tholéiites d'arc des dykes.

A V.1.3°.2°°) Variation des éléments en fonction de X_{mg}

. *Al_t, Fe, Mg en fonction de X_{mg} :*

On observe une évolution positive et linéaire presque parfaite du fer et négative également linéaire, très nette du magnésium pendant la différenciation ou au cours de la cristallisation (Fig. II-41 B et C). En revanche, Al_t ne montre pas une évolution significative. On constate, tout de même, une augmentation tout à fait grossière de l'alumine avec la diminution de X_{mg} (Fig. II-42 A).

. le fer montre un enrichissement très remarquable pendant la différenciation tant au sein des clinopyroxènes du type I qu'au sein de ceux du type II. Leurs courbes d'évolution sont pratiquement les mêmes, (Fig. II-41 B).

---

(1) $X_{mg} = Mg/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$ *(atomes)*

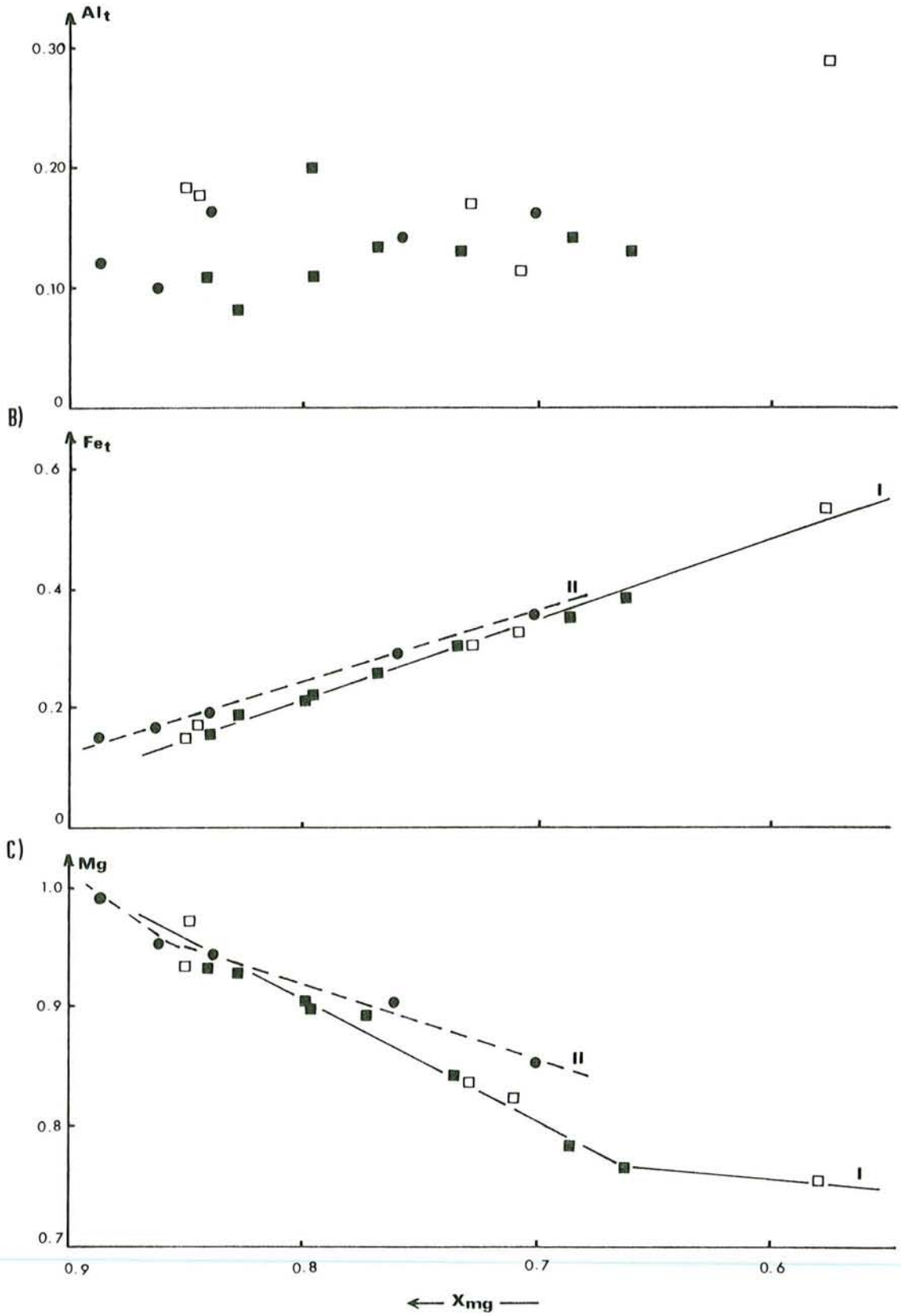


Fig. II-41 : Variation de Al_t (A), Fe_t (B) et Mg (C) en fonction de X_{mg} pendant la différenciation ou la cristallisation dans les clinopyroxènes des dykes isolés.

$X_{mg} = Mg/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$

(mêmes symboles que la Fig. II-35).

. Le magnésium montre un appauvrissement très net pendant la différenciation dans les clinopyroxènes de deux types I ou II. Cependant leurs courbes d'évolution se distinguent très légèrement de l'une de l'autre par le fait que le Mg diminue très nettement jusqu'à une inflexion où Xmg = 0,66 dans les clinopyroxènes du type I, au-delà de Xmg < 0,66, la diminution de Mg devient moins importante (Fig. II-41 C).

Il faut noter qu'au cours de la différenciation, l'enrichissement en fer des clinopyroxènes étudiés est plus lent que dans les clinopyroxènes des basaltes typiquement tholéiitiques des rides, dans lesquels il est beaucoup trop rapide et leur courbe d'évolution est considérablement accusée.

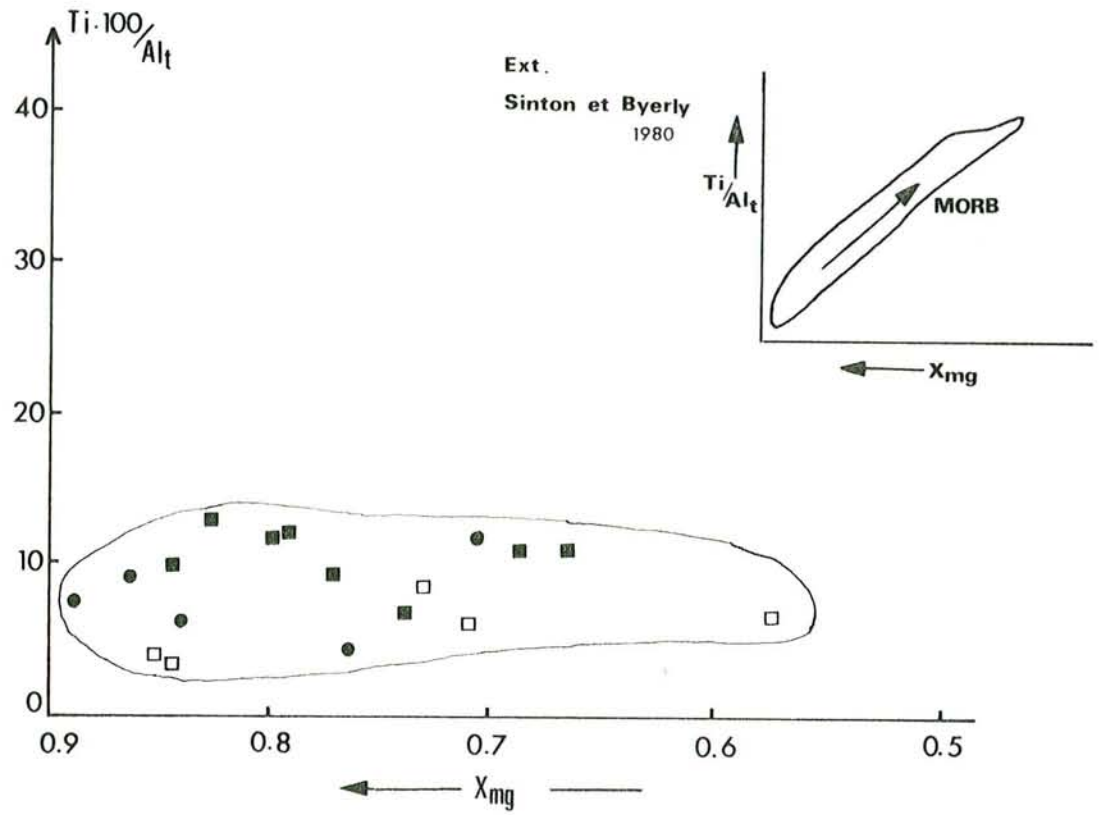


Fig. II-42 : Relation entre le rapport Ti/Al_t et X_{mg} pendant la différenciation dans les clinopyroxènes des dykes isolés.

- $Al_t = Al^{IV} + Al^{VI}$ - $X_{mg} = Mg/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$

(mêmes symboles que la Fig. II-35).

Cartouche : corrélation positive entre Ti/Al_t et X_{mg} dans les clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques des rides (MORB). "Extrait de Sinton et Byerly (1980)".

En outre, nous constatons que le liquide donnant naissance aux clinopyroxènes du type I est légèrement plus différencié que celui qui a donné naissance à ceux du type II comme le montrent les courbes d'évolution de Fe et Mg, ainsi que le rapport X_{mg} de ces clinopyroxènes.

Ajoutons également que le rapport Ti/Al_t est quasiment constant au cours de la différenciation, contrairement au cas des clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques des rides, dans lesquels ce rapport augmente très nettement (Fig. II-42).

. *Ti et Cr en fonction de* X_{mg} :

- Ti/X_{mg} : Pendant la différenciation et la cristallisation, le titane augmente très lentement, comme le montrent les diagrammes de variation de Ti en fonction de X_{mg} (Fig. II-43 A) et également, du rapport FeO^+/MgO (Fig. II-43 B).

On constate que la courbe d'évolution de Ti des clinopyroxènes du type I, située dans les niveaux où Ti est relativement faible, est subparallèle et pratiquement identique à celle des clinopyroxènes du type II (Fig. II-43).

La courbe d'évolution de Ti au cours de la différenciation ou de la cristallisation dans les clinopyroxènes étudiés est tout à fait différente de celle des clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques des rides. Dans ces derniers, le titane augmente très rapidement dans les stades précoces de cristallisation des clinopyroxènes jusqu'à une inflexion où X_{mg} se situe généralement entre 0,80 - 0,75, au-delà de $X_{mg} < 0,75$ le titane devient quasiment constant (Mazzulo et Bence 1976, Schweitzer et al. 1979, Rice et al. 1980, Sinton et Byerly 1980), (Fig. II-43 A v. cartouche).
Cette évolution est par contre tout à fait identique à celle des clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques des arcs insulaires, (Tonga ou Eua par exemple) définie par Church et Coïsh (1976), (Fig. II-43 B).

- Cr/X_{mg} : Pendant la différenciation ou la cristallisation, le chrome diminue lentement jusqu'à un niveau où $X_{mg} = 0,79$ pour les clinopyroxènes du type I et $X_{mg} = 0,75$ pour ceux du type II, au-delà de $X_{mg} < 0,79$ ou $< 0,75$ le chrome devient constant mais à des valeurs pratiquement nulles (Fig. II-44 A).

Dans les stades précoces de la cristallisation, la concentration du Cr

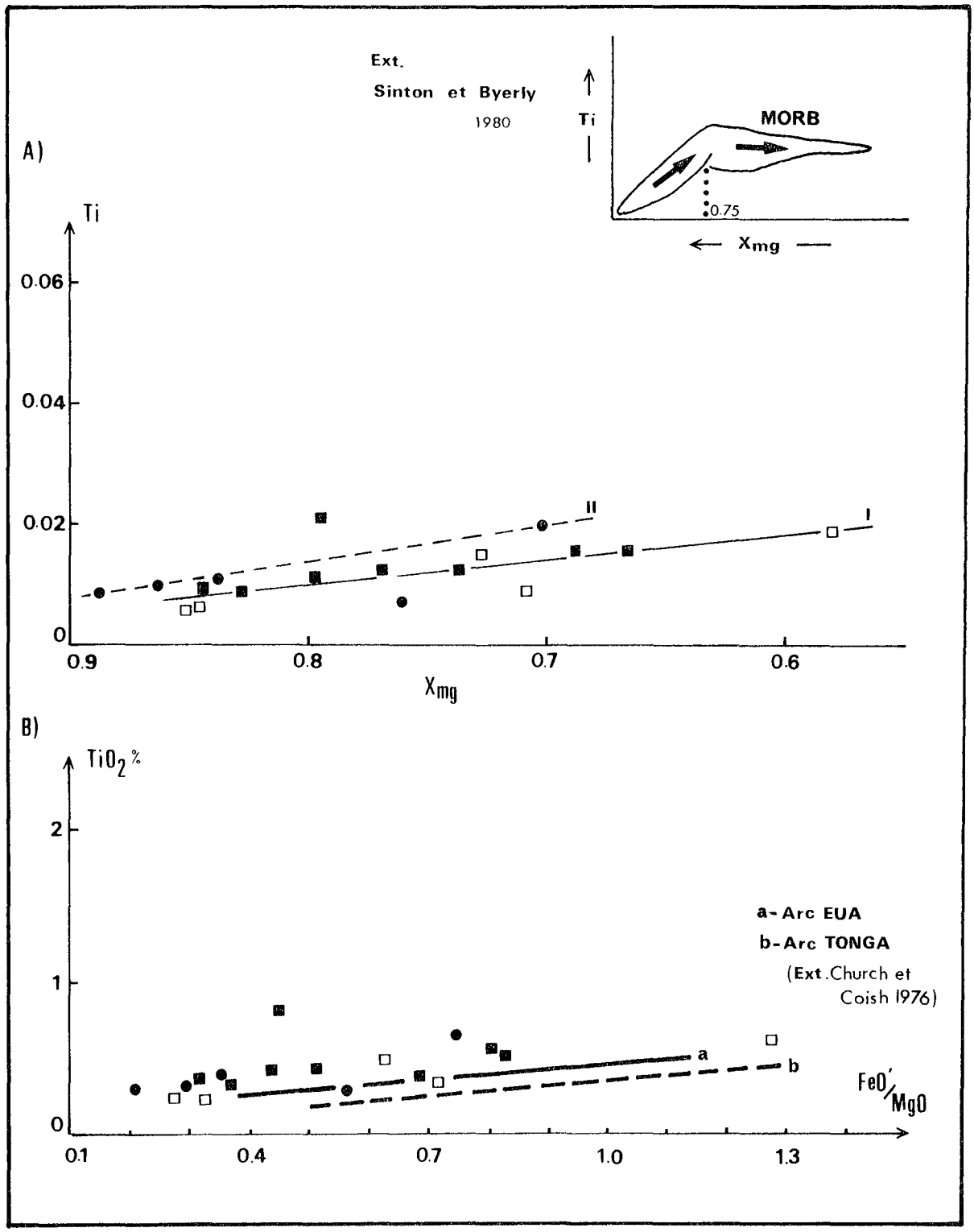


Fig. II-43 : Variation de Ti en fonction de X_{mg} (A) et du rapport FeO'/MgO (B) pendant la différenciation dans les clinopyroxènes des dykes isolés.
Evolution du titane différente de celle du Ti dans les clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques des rides (v. cartouche) et fort comparable à celle du Ti dans les clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques des arcs insulaires (Eua (a) ou Tonga (b) par exemple. Ext. de Church et Coîsh 1976).
(mêmes symboles que la Fig. II-35).

$X_{mg} = Mg/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$

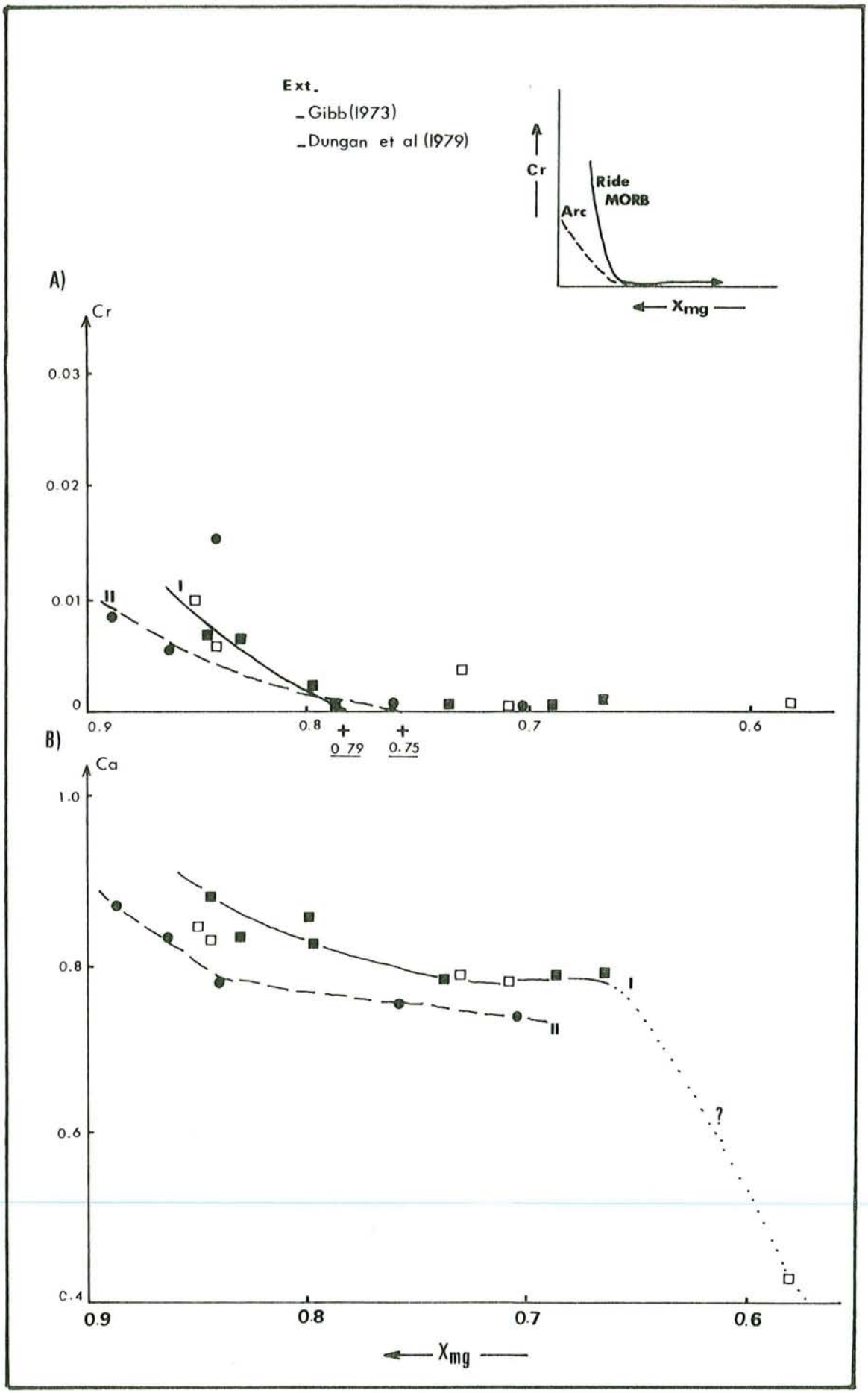


Fig. II-44 : Variation de Cr (A) et Ca (B) en fonction de X_{mg} pendant la différenciation dans les clinopyroxènes des dykes isolés. (mêmes symboles que la Fig. II-35) (v. le texte)

est assez importante dans les clinopyroxènes relativement riches en Mg. Ceci serait dû à la forte partition de cet élément entre les clinopyroxènes et le liquide (Seward 1971). Lorsque le stade $X_{mg} \leqslant 0,8$ est atteint, le Cr serait pratiquement épuisé dans le liquide résiduel (Seward 1971, Gibb 1973, Dungan et al. 1979).
Par conséquent, les clinopyroxènes cristallisés dans ces stades relativement tardifs, contiendraient naturellement :

. très peu de chrome (si le liquide initial était riche en Cr)
. ou pas du tout (si le liquide initial était relativement pauvre en Cr).

Cette deuxième argumentation est valable pour notre cas par la raison que :

- les clinopyroxènes cristallisés tardivement ne contiennent presque pas du tout de chrome,

- et les clinopyroxènes cristallisés précocement le contiennent relativement en faible quantité (en tout cas, moins que ceux des basaltes des rides par exemple).

La suggestion faite ainsi que la pauvreté relative du Cr dans le liquide peu différencié donnant naissance aux clinopyroxènes précoces, serait, par ailleurs, renforcée par la constatation de faibles concentrations du Cr dans les roches globales qui les contiennent, comme l'a mis en évidence la géochimie de leurs éléments en traces (v. ch. A IV.2).

Une telle évolution du Cr au cours de la différenciation, constatée dans les clinopyroxènes étudiés, peut être plus ou moins comparable à celle observée dans les clinopyroxènes des basaltes des rides (Fig. II-44 A, v. cartouche), définie par de nombreux auteurs, entre autres Ayuso et al. (1976), Dungan et al. (1979), Mc Sween et Nystrom (1979). Cependant, elle en est différente par le fait que leur courbe d'évolution est beaucoup moins accentuée que celle des clinopyroxènes des rides. C'est-à-dire le chrome diminue lentement et progressivement jusqu'au point d'inflexion dans les clinopyroxènes étudiés, comme dans ceux des basaltes des arcs insulaires. Inversement, dans les clinopyroxènes des basaltes des rides, le chrome qui est initialement très élevé, chute très rapidement jusqu'au même point d'inflexion près, (X_{mg} = 0,80 - 0,75) (Gibb 1973, Ayuso et al. 1979, Morel 1979, Sinton et Byerly 1980).

. *Ca en fonction de* X_{mg}

Schweitzer et al. (1979) ont suggéré que Ca est indépendant de X_{mg} pendant la différenciation. Cependant, Sinton et Byerly (1980), ainsi

que Rice et al. (1980) ont récemment montré leur relation. Ceci est également constaté dans les clinopyroxènes présentement étudiés.

On constate, en effet, une légère diminution de Ca, au cours de la différenciation, (Fig. II-44 B). Cependant, dans les clinopyroxènes du type I, Ca chute très rapidement à partir de X_{mg} = 0,66 jusqu'à une valeur très faible, (Ca = 0,40 à X_{mg} = 0,58), concernant un clinopyroxène à composition d'augite subcalcique. Il existe une lacune qui est sûrement due à un manque d'analyse, (Fig. II-44 B).

Ajoutons également que la courbe d'évolution de Ca dans les clinopyroxènes du type I, située à des niveaux où Ca est relativement élevé, est subparallèle à celle des clinopyroxènes du type II, (Fig. II-44 B).

Il est nécessaire de souligner que la suite d'évolution de Ca, au cours de la différenciation dans l'ensemble des clinopyroxènes étudiés, est très différente de celle des clinopyroxènes des basaltes des rides. Dans ces derniers, Ca diminue très rapidement dans les stades précoces et puis il augmente également d'une façon extrêmement rapide (Rice et al. 1980, Sinton et Byerly 1980).

A V.1.3°3°°) Synthèse des observations

Au cours de la différenciation ou de la cristallisation des clinopyroxènes des dykes isolés, on constate ainsi :

- une évolution positive nette et linéaire du fer et négative du magnésium ;

- une évolution également positive du titane et négative du calcium mais d'une façon relativement lente ;

- une évolution négative mais relativement lente du chrome jusqu'à X_{mg} = 0,79 ou 0,75 puis sa stabilité, (à des valeurs pratiquement nulles), dans les stades relativement tardifs où $X_{mg} < 0,79$ ou $< 0,75$;

- une constante du rapport Ti/Al_t ;

- une évolution non significative de Al_t ainsi que de Si.

Le type d'évolution des éléments, particulièrement Fe, Ti, Cr et Ca, ainsi que du rapport Ti/Al_t a nettement mis en évidence que le liquide donnant naissance aux clinopyroxènes des dykes étudiés, est tout à fait différent de celui qui a donné naissance aux clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques des rides. Par contre il est fort comparable à celui des clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques des arcs.
Ajoutons que les courbes d'évolution des éléments caractéristiques des

clinopyroxènes du type I sont pratiquement identiques à celles des clinopyroxènes du type II.
L'évolution des clinopyroxènes du type I ne constitue donc pas la suite de l'évolution des clinopyroxènes du type II.

A V.1.4°) Conclusions

Les clinopyroxènes des dykes isolés étudiés ont une composition d'endiopsides (peu fréquents), d'augites (très abondants) ainsi que d'augites subcalciques (rares).

Les clinopyroxènes des dykes du type I, (relativement plus différenciés), sont plus ferrifères et moins magnésiens que ceux des dykes du type II.

L'étude de leurs compositions chimiques a nettement mis en évidence le caractère thoéliitique de ces clinopyroxènes et par conséquent, des roches qui les contiennent.
Ces clinopyroxènes sont fort comparables à ceux des basaltes tholéiitiques des arcs insulaires. Les courbes d'évolution des éléments significatifs pendant la différenciation, dans les clinopyroxènes du type I et II sont subparallèles entre elles. Mais l'évolution des clinopyroxènes du type I ne constitue pas la suite de l'évolution de ceux du type II.
Ceci indiquerait que les clinopyroxènes du type I ne sont peut être pas dérivés de la différenciation du liquide, (ou par la cristallisation), qui a donné naissance à ceux du type II.
Par conséquent, il s'agit ici probablement de deux liquides tholéiitiques différents mais issus du même type d'environnement géotectonique : "arc insulaire".

Cette étude faite sur les clinopyroxènes confirme ainsi les observations déjà obtenues à partir des études pétrographiques et géochimiques des dykes isolés de ce massif.

A V.2) AMPHIBOLES

A V.2.1°) Compositions et caractéristiques chimiques

Les clinopyroxènes des dykes de diabases du type I ou II, sont partiellement ou quasi-totalement transformés en amphiboles.
Quelques unes de ces amphiboles ont été analysées à la microsonde "Camebax".

Les analyses chimiques et les formules structurales de ces amphiboles sont données dans le tableau II-19.
Leurs formules structurales[1] ont été calculées sur la base de 23 oxygènes, en partageant le fer en fer ferreux (Fe^{2+}) et en fer ferrique (Fe^{3+}) d'après la méthode proposée par Leake (1978) en fixant le nombre des cations des sites T et C[1] à 13 atomes.

Toutes les amphiboles sont calciques et elles ont les caractéristiques suivantes :

. $(Ca + Na)_B > 1,34$. $Ca_B > 1,34$. $Na_B < 0,67$

. $(Na + K)_A < 0,50$. $Ti < 0,50$

Suivant la classification de Leake (1978), il s'agit de :

- actinote
- hornblende actinolitique
- hornblende magnésienne
- hornblende tschermakitique
- tschermakite

comme le montre la disposition des points représentatifs des amphiboles dans le diagramme "Mg/Mg + Fe^{2+} - Si" de classification de Leake (1978) (Fig. II-45).

La nomenclature de ces amphiboles faite suivant les critères de Leake, a été complétée par les préfixes "*ferrian*" ou "*ferri*" dans le cas où

- l'amphibole a $0,75 < Fe^{3+} < 0,99$ "*ferrian*"
- l'amphibole a $Fe^{3+} \geqslant 1,00$ "*ferri*"

La plupart des hornblendes ont des cations Fe^{3+} supérieurs à 0,75 ou à 1,00, par conséquent les préfixes "ferrian" ou "ferri" ont été ajoutés devant leurs noms :

---

(1) La formule structurale théorique est : $A_{0-1}\ B_2\ C_5\ T_8\ O_{23}\ (OH)$

où $T = Si, Al^{IV} = 8$ *atomes*

$C = Al^{VI}, Ti, Cr, Fe^{3+}, Mg, Mn, Fe^{2+}, (Ni, Zn) = 5$ *atomes*

$B = Ca, Na_B = 2$ *atomes*

$A = Na_A, K =$ *inférieur à 1 atome.*

Par exemple : - *ferri - hornblende magnésienne* -
alors que toutes les actinotes contiennent des cations Fe^{3+} en quantité peu importante (inf. à 0,40).

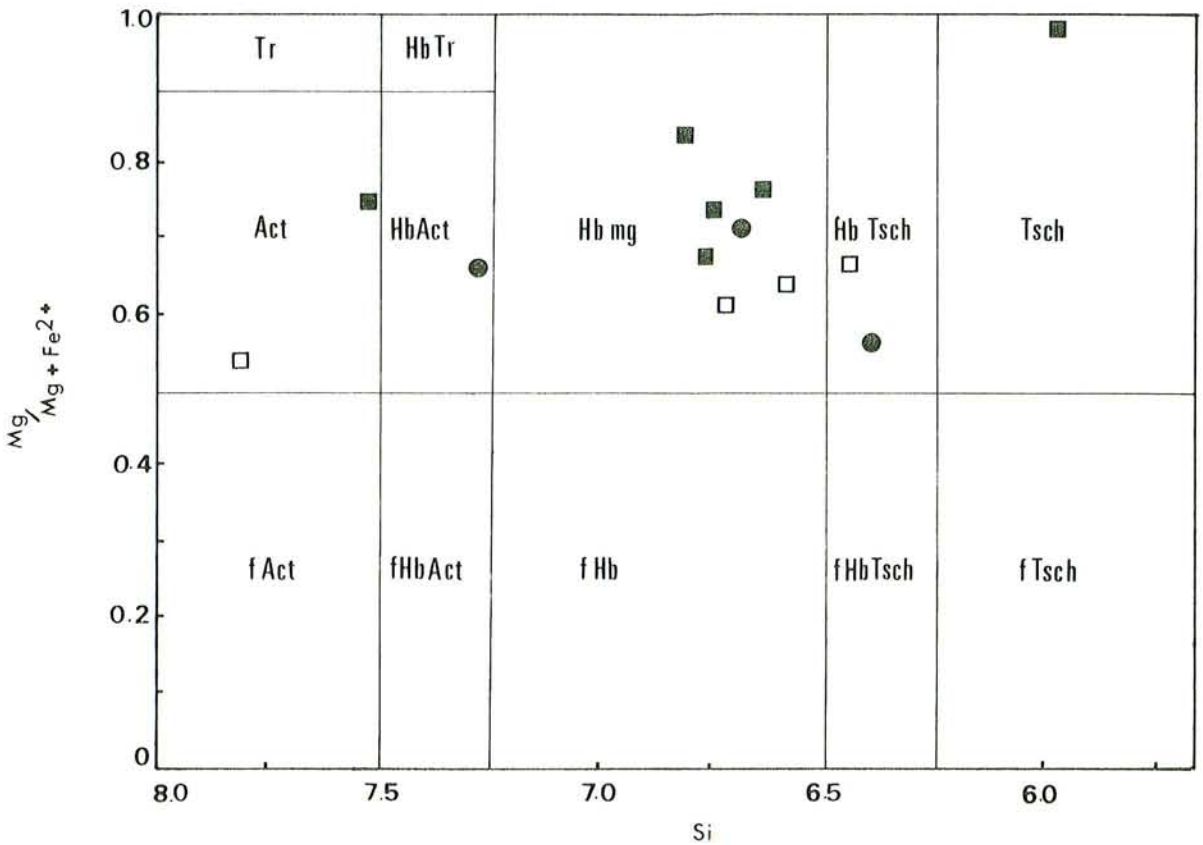


Fig. II-45 : Classification des Amphiboles Calciques des Dykes isolés à l'aide du diagramme Mg/Mg + Fe^{2+} - Si de Leake (1978).

Compositions . $(Ca + Na)_B > 1,34$; . $Ca_B > 1,34$; . $Na_B < 0,67$
. $(Na + K)_A < 0,50$; . $Ti < 0,50$.

Symboles ■ - *Amphiboles des Dykes du type IA*
□ - *Amphiboles des Dykes du type IB*
● - *Amphiboles des Dykes du type II*

Abréviations
. *Tr* : *Trémolite*
. *Act* : *Actinote*
. *fAct* : *Actinote ferrifère*
. *HbTr* : *Hornblende trémolitique*
. *HbAct* : *Hornblende actinolitique*
. *fHbAct* : *Hornblende actinolitique ferrifère*
. *Hbmg* : *Hornblende magnésienne*
. *fHb* : *Hornblende ferrifère*
. *HbTsch* : *Hornblende tschermakitique*
. *Tsch* : *Tschermakite*
. *fTsch* : *Tschermakite ferrifère*

Légende du tableau II-19 : Analyses Chimiques et Formules Structurales des Amphiboles calciques des Dykes isolés.

§ - Le site "T" tétraèdrique en déficit ($Si + Al^{IV}$ inf. à 8.000).

§§ - Une partie du Ti du site "C" octaèdrique compense le déficit de site "T", (T + C = 13.000).

(1) - "T" comprend Si, Al^{IV} (égal à 8.000).

"C" comprend Al^{VI}, Cr, Ti, Fe^{3+}, Mg, Fe^{2+}, Mn, Ni, Zn (égal à 5.000).

"B" comprend Ca et une partie de Na (égal à 2.000).

"A" comprend le reste de Na et K (inf. à 1.000).

(2) - Abbréviations :

- *Act = Actinote.*
- *Hbmg = Hornblende magnésienne.*
- *HbTsch = Hornblende tschermakitique.*
- *HbAct = Hornblende actinolitique.*
- *Tsch = Tschermakite.*

- *"ferrian" pour $0.75 < Fe^{3+} < 0.99$*

- *"ferri" pour $Fe^{3+} \geq 1.00$*

(d'après la nomenclature de Leake 1978).

(3) - Couleurs définies microscopiquement :

. *vt = vert* . *vt/br = vert brunâtre*

. *br = brun* . *br/vt = brun verdâtre*

		1	2	3	4	5	6	7
		3-56	3-51	4-7	4-4	4-8	4-11	3-83
SiO_2	:	41.24	46.43	45.47	46.75	48.90	50.72	43.93
Al_2O_3	:	11.60	9.68	8.32	7.31	11.55	3.44	9.77
FeO_t	:	25.46	11.21	18.68	18.81	17.40	14.11	19.70
MnO	:	0.48	-	0.88	-	0.41	0.25	0.32
MgO	:	9.41	13.19	11.00	11.86	11.55	14.08	10.01
CaO	:	8.42	15.23	9.81	10.26	10.55	12.27	9.97
Na_2O	:	0.13	0.88	1.31	1.37	0.68	0.20	1.86
K_2O	:	0.09	-	0.05	0.07	0.07	0.10	0.05
TiO_2	:	-	0.88	1.40	1.31	0.36	0.06	1.77
NiO	:	-	-	-	-	-	-	-
ZnO	:	-	-	-	-	0.12	0.01	-
Cr_2O_3	:	0.06	0.01	-	-	-	-	-
TOTAL	:	96.88	97.53	96.91	97.75	94.03	95.25	97.36
		sur la base de 23 Oxygènes						
Si	:	5.979	6.776	6.633	6.766	6.815	7.500	6.457
Al^{IV}	:	1.979	1.224	1.367	1.234	1.185	0.500	1.543
Al^{VI}	:	-	0.438	0.061	0.011	0.708	0.098	0.146
Cr	:	0.007	0.001	-	-	-	-	-
Ti	:	-	0.096	0.154	0.142	0.038	0.007	0.194
Fe^{3+}	:	3.078	-	1.542	1.359	1.390	0.423	1.320
Mg	:	2.047	2.888	2.407	2.575	2.415	3.122	2.207
Fe^{2+}	:	-	1.363	0.729	0.913	0.449	1.317	1.093
Mn	:	0.059	-	0.107	-	0.047	0.032	0.040
Ni	:	-	-	-	-	-	-	-
Zn	:	-	-	-	-	0.012	0.001	-
Ca	:	1.308	2.382	1.534	1.592	1.542	1.946	1.571
Na_B	:	0.036	-	0.370	0.383	0.180	0.054	0.429
Na_A	:	-	0.249	-	-	-	0.004	0.100
K	:	0.017	-	0.010	0.013	0.013	0.019	0.010
TOTAL[1]								
T	:	§	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
C	:	§§	4.786	5.000	5.000		5.000	5.000
B	:	1.453	2.382	1.904	1.975	1.925	2.000	2.000
A	:	0.017	0.249	0.010	0.013	0.013	0.023	0.110
$\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	:	1.00	0.68	0.77	0.74	0.84	0.70	0.67
Fe^{3+}/Fe^{2+}	:	1.00	-	2.10	1.49	3.10	0.30	1.20
Nom[2]	:	ferri Tsch	Hbmg	ferri Hbmg	ferri Hbmg	ferri Hbmg	Act.	ferri Hb Tsch
couleur[3]	:	Br/vt	vt	vt	br/vt	br	vt	br/vt
Ng^c	:	?	?	14°	10°	8°	15°	11°
N° échant.	:	AC 54A2	AC 54A2	AC 99D1	AC 99D1	AC 99D1	AC 99D1	AC270DR
				TYPE IA				TYPE IB

TABLEAU II-19 : Analyses Chimiques et Formules Structurales des Amphiboles calciques des dykes isolés de Pozanti-Karsanti.

		8	9	10	11	12	13
		4-17	4-16	4-34	4-47	3-72	3-77
SiO_2	:	45.12	42.94	51.54	42.77	45.85	49.90
Al_2O_3	:	8.88	8.65	1.58	9.21	8.13	5.85
FeO_t	:	17.94	19.50	17.40	23.08	15.54	17.01
MnO	:	0.35	0.50	0.63	0.03	0.22	0.32
MgO	:	10.37	9.34	11.29	8.72	12.47	11.65
CaO	:	10.72	9.89	12.61	9.83	10.83	11.79
Na_2O	:	1.90	1.64	0.10	2.22	1.83	0.74
K_2O	:	0.07	0.03	-	0.06	0.09	0.15
TiO_2	:	1.31	1.21	0.15	1.40	1.78	0.57
NiO	:	-	-	-	0.05	-	0.15
ZnO	:	0.09	-	-	-	0.05	0.03
Cr_2O_3	:	-	-	-	-	0.05	0.04
TOTAL	:	96.74	93.69	95.30	97.37	96.84	98.21
		sur la base de 23 Oxygènes					
Si	:	6.710	6.586	7.816	6.394	6.722	7.264
Al^{IV}	:	1.290	1.414	0.184	1.606	1.278	0.736
Al^{VI}	:	0.264	0.148	0.098	0.014	0.125	0.266
Cr	:	-	-	-	-	0.006	0.005
Ti	:	0.147	0.139	0.017	0.157	0.195	0.062
Fe^{3+}	:	0.744	1.263	-	1.450	0.816	0.763
Mg	:	2.312	2.149	2.568	1.945	2.742	2.543
Fe^{2+}	:	1.479	1.235	2.199	1.425	1.083	1.301
Mn	:	0.044	0.066	0.081	0.004	0.028	0.039
Ni	:	-	-	-	0.006	-	0.018
Zn	:	0.010	-	-	-	0.005	0.003
Ca	:	1.709	1.625	2.049	1.575	1.693	1.575
Na_B	:	0.291	0.375	-	0.425	0.307	0.162
Na_A	:	0.256	0.112	0.029	0.197	0.210	0.046
K	:	0.014	0.006	-	0.012	0.017	0.028
TOTAL[1]							
T	:	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
C	:	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
B	:	2.000	2.000	2.049	2.000	2.000	2.000
A	:	0.270	0.118	0.029	0.209	0.227	0.074
$\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	:	0.61	0.64	0.54	0.57	0.66	0.72
Fe^{3+}/Fe^{2+}	:	0.50	1.02	-	1.02	0.75	0.59
Nom[2]	:	Hbmg	ferri Hbmg	Act.	ferri Hb Tsch	ferrian Hbmg	ferrian HbAct
couleur[3]	:	vt	br/vt	vt	br/vt	vt/br	vt/br
ng'c	:	14°	12°	13°	10°	11°	15°
n° d'éch.	:	AC270DR	AC270DR	AC270DR	AC 210D	AC 342D	AC 342D
		TYPE IB			TYPE II		

Toutes ces amphiboles sont d'origine secondaire comme le montre la répartition de leurs points représentatifs dans le diagramme Ti - Si de Leake (1965) (Fig. II-46).

Les caractères chimiques de ces amphiboles confirment effectivement ceux déterminés par les moyens optiques et qui sont développés dans le chapitre de Pétrographie (v. ch. A III) :

- les hornblendes magnésiennes à faible Fe^{3+} (inf. à 0,70) correspondant en effet à des hornblendes vertes à angle d'extinction relativement élevé, déterminés optiquement.

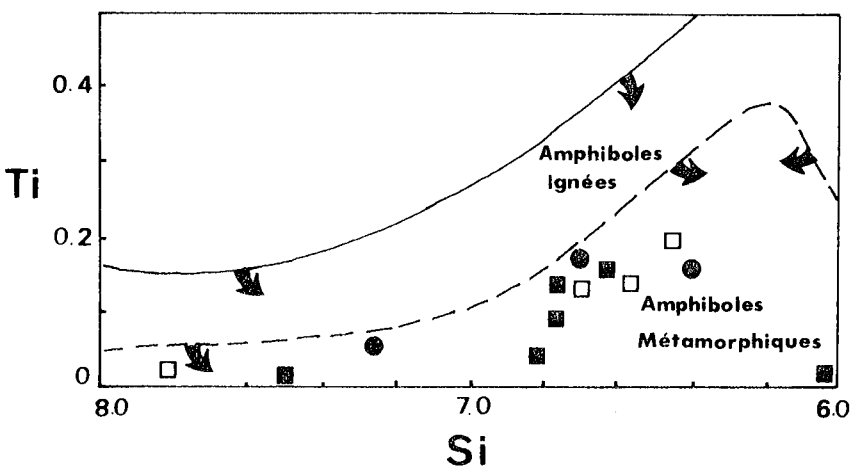


Fig. II-46 : Diagramme Ti - Si de Leake (1965) séparant les domaines des amphiboles ignées et métamorphiques.

Répartition des amphiboles calciques des dykes isolés dans le domaine métamorphique.
(mêmes symboles que la Fig. II-45).

- les "ferri"-hornblende magnésiennes ou tschermakitiques et les "ferri"-tschermakites à Fe^{3+}, Ti et Fe^{3+}/Fe^{2+} élevés, (respectivement supérieurs à 1, à.14, 1.5), correspondent également à des hornblendes brunes à angle d'extinction relativement faible.

- Leurs variétés "ferrian" à $0,75 < Fe^{3+} < 0,99$ et $Fe^{3+}/Fe^{2+} < 0,75$, correspondent à des hornblendes de couleur vert-brunâtre ou brun-verdâtre.

Ainsi, nous constatons une remarquable corrélation entre les caractères optiques et chimiques de ces amphiboles. La quantité des cations Fe^{3+} et Ti, ainsi que la valeur du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} sont liées aux caractères optiques : *"plus les cations Fe^{3+} et Ti deviennent importants, plus l'angle d'extinction diminue et plus la couleur devient foncée (dans les tons bruns)"*.

Par conséquent, certains auteurs, Barnes 1930, Larsen et al. 1937 et Winchell 1954, ont pensé que les hornblendes brunes (oxyhornblendes) dérivent des hornblendes vertes par oxydation du fer ferreux en fer ferrique et perte de H_2O. Pourtant l'oxydation n'est pas la seule cause dans le changement de couleur. La teneur en titane joue aussi un grand rôle (Seitsari 1953, Engel et Engel 1962, Binns 1965, Grapes et al. 1977). Pour ces auteurs, la teneur en titane dépend également du degré de métamorphisme.

Nous constatons, dans les hornblendes étudiées, que la coloration en vert ou en brun n'est pas seulement due à l'oxydation mais aussi au titane.

Les données chimiques des amphiboles permettent de constater que :

- *la teneur en SiO_2* est plus importante dans les actinotes (51 % en moyenne) que dans les hornblendes magnésiennes ou tschermakitiques (43 à 46 % en moyenne). Elle descend jusqu'à 41 % dans les tschermakites.

- *la teneur en Al_2O_3* est très faible (2,5 % en moyenne) dans les actinotes, (toujours inférieure à 3 %). Elle devient considérable dans les tschermakites (12 % en moyenne), en passant par des hornblendes actinolitiques (6 %) ou magnésiennes (8 à 9 %) ou encore tschermakitiques (10 %).

- *la teneur en FeO* est également assez faible dans les actinotes (16 % en moyenne), alors qu'elle est très élevée dans les tschermakites (26 %), contrairement à celle de MgO qui y est assez faible (9 %).

- *la teneur en MgO* est légèrement plus élevée dans les actinotes (13 % en moyenne) que dans les hornblendes (11 %).

- *la teneur en CaO* est pratiquement identique dans les actinotes et dans les hornblendes (11 à 12 % en moyenne), alors qu'elle est assez faible dans les termes tschermakitiques (inf. à 10 %).

- *les teneurs en Na_2O et TiO_2* sont très faibles dans les actinotes et dans les tschermakites (respectivement inférieures à 0,20 % et à 0,15 %). En revanche elles sont très importantes dans les hornblendes (respectivement comprises entre 0,7 % et 2,0 %, 0,4 et 1,8 %), surtout dans les variétés riches en Fe^{3+}, correspondant à des hornblendes brunes, dans lesquelles le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} est toujours supérieur à 1 et inférieur à 3 (v. tabl. II-20).

En résumé, des actinotes aux tschermakites, les teneurs en SiO_2 et MgO deviennent moins importantes alors que celles de Al_2O_3, FeO, Na_2O et TiO_2 deviennent considérables.
Les faibles valeurs des cations Al, Fe, Ti et alcalins combinées avec de hautes valeurs de Mg donnent donc des compositions d'actinotes. Inversement les hautes valeurs de Al, Fe, Ti et alcalins combinées avec de faibles valeurs de Mg donnent cette fois des compositions de hornblendes.

	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)
SiO_2 :	51.13	49.90	45.92	43.35	41.24
Al_2O_3 :	2.51	5.85	8.93	9.49	11.60
FeO_t :	15.76	17.01	17.41	21.39	25.46
MnO :	0.44	0.32	0.34	0.18	0.48
MgO :	12.69	11.65	11.10	9.37	9.41
CaO :	12.44	11.79	11.04	9.90	8.42
Na_2O :	0.15	0.74	1.37	2.04	0.13
K_2O :	0.03	0.15	0.06	0.05	0.09
TiO_2 :	0.07	0.57	1.18	1.59	-
Fe^{3+}/Fe^{2+} :	0.15	0.59	1.28	1.11	1.00

TABLEAU II-20 : Moyennes des analyses chimiques

a) - des actinotes,

b) - des hornblendes actinolitiques,

c) - des hornblendes magnésiennes (ferrian-, ferri- ou non),

d) - des hornblendes tschermakitiques (ferri-),

e) - des Tschermakites (ferri-) des dykes de diabases isolés.

Cette argumentation est illustrée dans les diagrammes (Na + K) - Al^{IV}, (Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti) - Al^{IV} et Al_t - Al^{IV} (Fig. II-47 A, B et C).
La répartition des points représentatifs dans ces diagrammes met en évidence la présence d'une corrélation nette entre les alcalins et Al^{IV}, entre les cations du groupe "Y"(1) octaèdrique du site C et Al^{IV}, et enfin entre Al_{total} et Al^{IV} en allant des actinotes aux hornblendes (Fig. II-47 A, B et C).

Une telle corrélation positive est très fréquemment observée dans les amphiboles calciques d'origine secondaire (Leake 1965, 1968, 1971, Gahill 1968, Robinson et Jaffe 1969, Hietanen 1974, Misch et Rice 1975, Grapes et al. 1977).

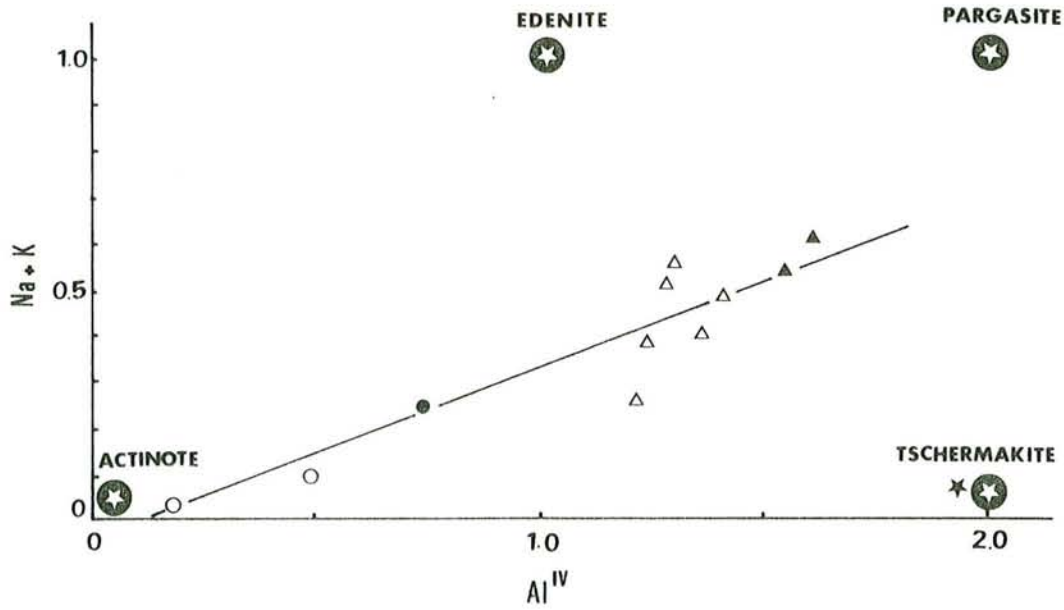


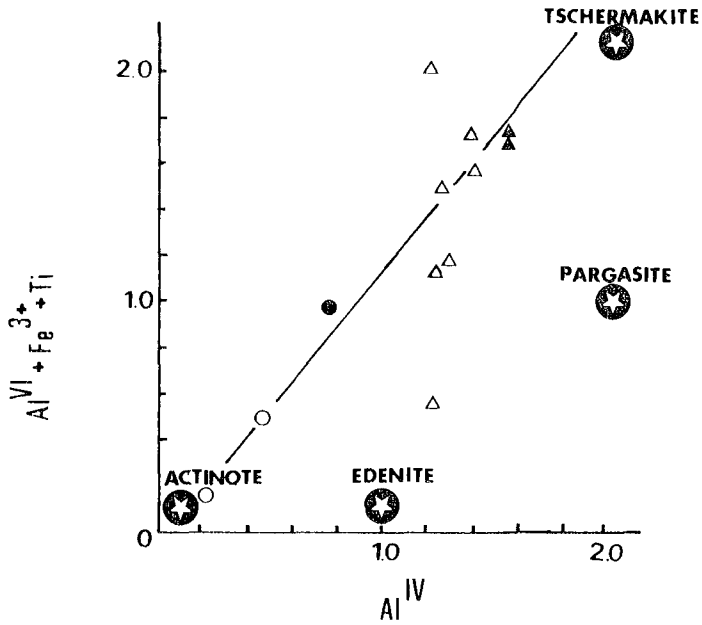
Fig. II-47 : Relation entre les cations (Na + K) et Al^{IV} (A), les cations (Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti) octaèdriques et Al^{IV} (B) et les cations Al_t et Al^{IV} tétraèdriques (C) dans les Amphiboles Calciques des Dykes de diabases isolés.

Symboles :
- ○ - *Actinote*
- ● - *Hornblende actinolitique*
- △ - *Hornblende magnésienne*
- ▲ - *Hornblende tschermakitique*
- ★ - *Tschermakite*

---

(1) Le groupe octaèdrique "Y" du site C comprend les cations Al^{VI}, Fe^{3+} et Ti.

B)



C)

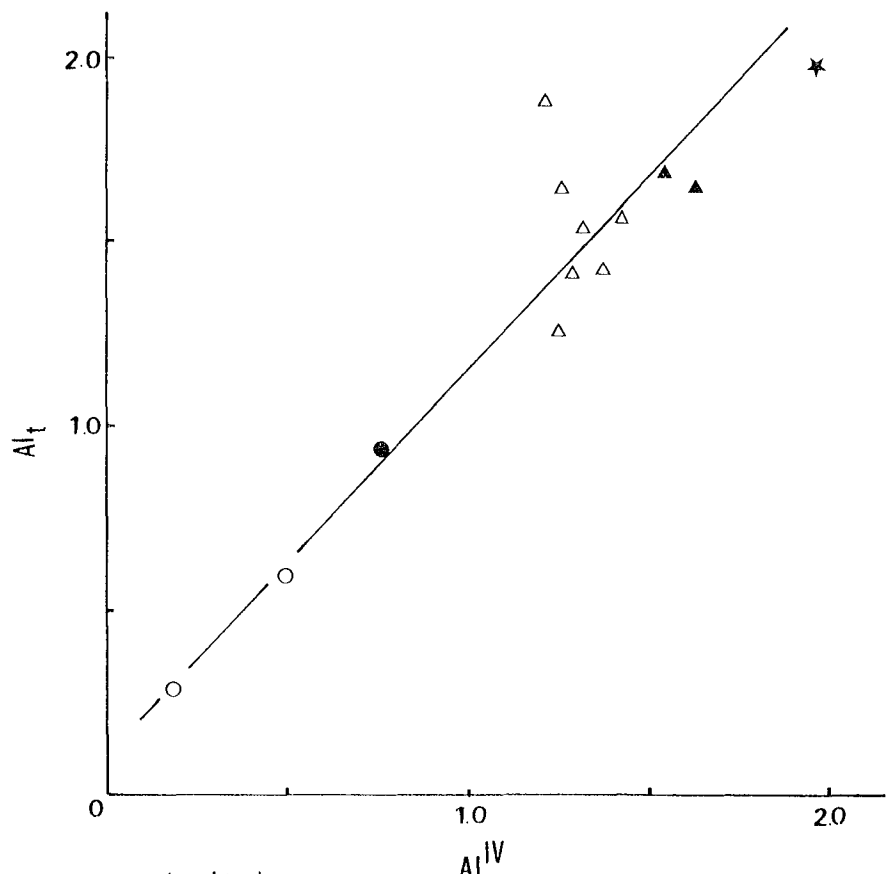


Fig. II-47 : (suite)

Le rapport alcalins/Al^{IV}, assez faible, est très voisin de 0,3. La faiblesse de ce rapport indiquerait que les amphiboles des dykes étudiés sont pauvres en alcalins et riches en aluminium contrairement à celles du métamorphisme régional (Hietanen 1974).

Le rapport $(Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)/Al^{IV}$, plus ou moins variable (0,5 à 1,8), a une moyenne de 1,16. Cette valeur moyenne est relativement plus élevée que les valeurs maxima de ce rapport dans les amphiboles du métamorphisme de faciès amphibolite, données par Leake (1965) et Hietanen (1974).

Signalons que ces amphiboles ont probablement cristallisé à des pressions relativement faibles (inf. à 5 Kb) et à des températures autour de 700 - 800° C comme l'indique le diagramme Al^{VI} - Si de Raase (1974), (non figuré).

A V.2.2°) Variations du chimisme entre les reliques de clinopyroxènes et les amphiboles secondaires

Afin d'étudier la variation chimique entre les reliques de clinopyroxènes et les amphiboles qui en dérivent, nous avons choisi 3 phénocristaux de clinopyroxènes du type IA et un phénocristal de clinopyroxène du type II. Ces cristaux - reliques de clinopyroxènes et produit de transformation - ont été analysés à des distances constantes. Ce sont :

- Type IA :
  - *Phénocristal A* : Augite (3-50)[1] ⟶ Hornblende magnésienne (3-51)[2]
  - *Phénocristal B* : Augite riche en fer (3-55)[1] ⟶ "ferri" - tschermakite (3-56)[2]
  - *Phénocristal C* : Endiopside (4-10)[1] ⟶ Actinote (4-11)[2]

- Type II :
  - *Phénocristal* : Augite (4-46)[1] ⟶ Augite ± ouralitisée (4-45)[1] ⟶ "ferri"-hornblende tschermakitique (4-47)[2]

---

(1) Voir le tableau II-16 (ch. A V.1).

(2) Voir le tableau II-19 (dans le même chapitre).

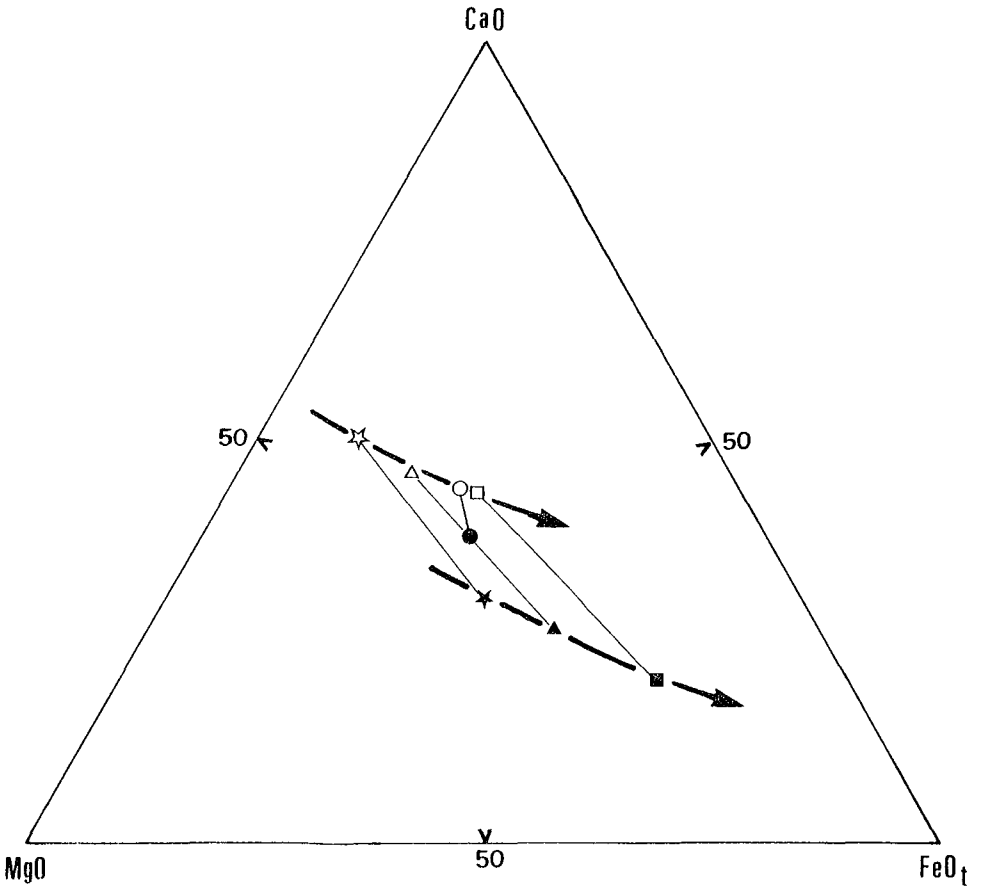


Fig. II-48 : Variation des oxydes CaO, MgO et FeO' entre les reliques de clinopyroxènes et l'amphibole des phénocristaux d'anciens clinopyroxènes des dykes isolés du type I et II, dans le diagramme triangulaire "CaO - MgO - FeO".

Symboles : Type I

○ - *Cpx*
● - *Amph* ... *phénocristal A*

□ - *Cpx*
■ - *Amph* ... *phénocristal B*

☆ - *Cpx*
✶ - *Amph* ... *phénocristal C*

Type II

△ - *Cpx*
▲ - *Amph* ... *phénocristal*

(Cpx = clinopyroxènes ; Amph = amphiboles).

Dans l'ensemble, il existe toujours une diminution de SiO_2 et CaO ainsi qu'une augmentation de Al_2O_3 et Na_2O en allant de la relique de clinopyroxène vers l'amphibole.

Dans le même sens, FeO_t augmente et MgO diminue dans la plupart des cristaux analysés à l'exception du phénocristal B, dans lequel ils sont quasiment constants. La variation de TiO_2 n'est pas significative. Il diminue dans le même sens, au sein des phénocristaux A et C du type I, alors qu'il augmente très légèrement au sein du phénocristal B du type I et également au sein du cristal du type II, (non figurés).

La variation de CaO, MgO et FeO entre les reliques de clinopyroxènes et les amphiboles est également montrée dans le diagramme triangulaire "CaO - MgO - FeO" (Fig. II-48).

On constate que l'évolution du fer et du magnésium dans les amphiboles est parallèle à l'évolution observée dans les clinopyroxènes dont elles dérivent, (Fig. II-48).

Les clinopyroxènes relativement riches en fer, (augites légèrement ferrifères par exemple), sont transformés en amphiboles également riches en fer, ("ferritschermakites) et que ceux relativement riches en magnésium et pauvres en fer (endiopsides), sont transformés en amphiboles également riches en magnésium et pauvres en fer (actinotes).

Signalons, en outre, que les coefficients de distribution $(K_D)^{(1)}$ entre clinopyroxènes et amphiboles ne sont pas constants. D'ailleurs Kretz (1977) a souligné que K_D est souvent indépendant de $X^{(2)}_{cpx}$ et $X^{(2)}_{Hb}$ dans le cas où les amphiboles dérivent de la transformation des clinopyroxènes.

---

(1) $$K_D^{cpx} = (Mg/Fe^{2+})_{cpx} \cdot (Fe^{2+}/Mg)_{Hb}$$

(2) $$X_{cpx} = (Mg/Fe^{2+})_{cpx}$$

$$X_{Hb} = (Mg/Fe^{2+})_{Hb}$$

A V.3) PLAGIOCLASES

Les plagioclases, exprimés en phénocristaux ou en lattes, sont relativement plus frais dans les dykes du type IA que dans les dykes du type IB ou II. Dans ces derniers, ils sont presque totalement altérés :

- damouritisation, saussuritisation ou zéolitisation dans le coeur,
- albitisation dans les bordures (v. ch. A III)

Ils sont souvent zonés dans les dykes du type I et beaucoup plus rarement dans ceux du type II. Ils sont englobés dans le quartz interstitiel ou lui sont associés sous forme de micropegmatites graphiques, (type IA ou IB uniquement). La zonation est essentiellement de type normal mais discontinu. La zonation oscillatoire est très rare.

A V.3.1°) Compositions chimiques

Nous avons analysé à la microsonde "Camebax" quelques plagioclases isolés (zonés ou non) ainsi que d'autres associés au quartz. Ces analyses sont données dans le tableau II-21. Les formules structurales sont calculées sur la base de 8 oxygènes.

. *Plagioclases non zonés* : Ils sont moins abondants dans les dykes du type I (inf. à 30 %) que dans ceux du type II (sup. à 60 %). Les plagioclases non zonés du type IA, frais, ont essentiellement des compositions de *labrador* et plus rarement d'*andésine*, variant de An_{62} à An_{32}.

Les plagioclases du type IB, les moins altérés, ont des compositions d'*andésine* (An_{34}), ceux qui sont altérés ont des teneurs en anorthite voisines de An_{12} *(oligoclase)* dans leur partie centrale et sont quasiment albitiques (An_{02} à An_{0}) sur les bordures.

Les plagioclases du type II sont pratiquement tous altérés. Ceux qui le sont le moins ont des compositions d'*andésine*, variant de An_{48} à An_{40}. Leurs bordures fortement albitisées ont des compositions d'*albite* variant de An_{09} à An_{01}.

Les moyennes des plagioclases non zonés du type IA ou IB ou bien II, sont données dans le tableau II-22.

En fait, les plagioclases non zonés du type II sont légèrement plus siliceux et plus sodiques mais moins alumineux et moins calciques que ceux du type I. Cette différence est probablement due à l'altération plus intense des plagioclases du type II.

Légende du tableau II-21 : *Analyses Chimiques et Proportions cationiques des Plagioclases des dykes isolés.*

TYPE IA : *(16 analyses)*

- *col. n° 1 à 5 : plagioclases non zonés (frais)*
- *col. n° 6 à 12 : plagioclases zonés*

  °*cristal A* = *n° 6 - coeur*
  n° 7 - bordure

  °*cristal B* = *n° 8 - coeur*
  n° 9 - intermédiaire
  n° 10 - bordure

  °*cristal C* = *n° 11 - coeur*
  n° 12 - bordure

- *col. n° 13-14 : plagioclases englobés dans le quartz*
- *col. n° 15-16 : plagioclases associés aux quartz*

TYPE IB : *(9 analyses)*

- *col. n° 17 à 22 : plagioclases non zonés*

  °*n° 17* = *frais*
  °*n° 18*, °*n° 19* = *reliques*
  °*n° 20*
  °*n° 21*, °*n° 22* = *albitisés*

- *col. n° 23-24 : plagioclases zonés (bordures)*
- *col. n° 25 : plagioclase associé au quartz*

TYPE II : *(6 analyses)*

- *col. n° 26 à 29 : plagioclases non zonés*

  °*n° 26*, °*n° 27* = *plus ou moins frais*
  °*n° 28*, °*n° 29* = *albitisés*

- *col. n° 30-31 : plagioclase zoné*
  n° 30 - coeur
  n° 31 - bordure

Lab. = *Labrador*
And. = *Andésine*
Olg. = *Oligoclase*
Alb. = *Albite*

n° dordre :	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
n° d'anal.:	4-6	3-65	3-47	3-54	3-49	3-58	3-59	3-61	3-60	3-62	3-63
SiO_2 :	51.65	53.55	55.13	55.15	59.38	51.88	64.68	61.32	60.96	64.39	54.88
Al_2O_3 :	29.33	29.61	28.96	27.44	23.85	29.73	21.38	23.92	23.78	20.80	28.15
FeO_t :	0.44	-	0.28	0.40	0.04	0.34	-	0.41	-	0.27	0.46
MnO :	-	0.10	-	-	0.06	0.02	-	0.31	0.12	-	-
MgO :	0.07	0.03	-	-	0.02	0.02	-	0.01	-	-	0.04
CaO :	12.60	12.93	10.75	10.51	6.80	13.53	2.64	6.05	5.04	3.15	11.56
Na_2O_3 :	4.21	4.44	5.23	5.73	7.93	4.14	9.40	8.50	8.28	9.09	5.58
K_2O :	0.04	0.04	0.02	-	-	0.04	0.68	0.10	0.17	0.60	0.06
TiO_2 :	0.12	0.09	-	0.02	-	0.05	0.03	-	0.02	-	-
NiO :	-	0.15	0.04	-	0.12	0.29	-	0.06	-	-	0.19
ZnO :	0.01	-	0.53	0.24	0.03	0.29	-	-	-	-	-
Cr_2O_3 :	-	-	0.07	-	-	-	-	-	-	0.14	-
TOTAL :	98.47	100.73	101.27	99.50	98.23	100.34	98.80	100.68	98.39	98.44	100.91
	sur la base de 8 Oxygènes										
Si :	2.382	2.405	2.466	2.504	2.699	2.363	2.880	2.670	2.746	2.886	2.466
Al :	1.591	1.570	1.524	1.466	1.275	1.591	1.120	1.226	1.260	1.098	1.490
Fe^{3+} :	-	-	0.017	0.015	0.002	0.013	-	0.015	-	0.010	0.018
Ti :	0.004	0.003	-	0.001	0.002	0.001	-	0.001	-	-	-
Cr :	-	-	0.003	-	-	-	-	-	-	0.005	-
Mg :	0.005	0.002	-	-	0.001	0.001	-	-	-	-	0.002
Fe^{2+} :	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn :	-	0.003	-	-	0.002	-	-	0.010	0.005	-	-
Ni :	-	0.005	0.002	-	0.004	0.010	-	0.002	-	-	0.006
Zn :	-	-	0.018	0.007	0.001	0.009	-	-	-	-	-
Ca :	0.623	0.624	0.515	0.511	0.330	0.659	0.126	0.282	0.244	0.151	0.556
Na :	0.376	0.387	0.453	0.503	0.697	0.364	0.811	0.714	0.723	0.788	0.484
K :	0.002	0.002	0.001	-	-	0.001	0.040	0.005	0.010	0.035	0.003
Z :	3.994	3.978	4.000	3.986	3.976	3.969	4.001	3.911	4.007	3.994	3.974
X :	1.006	1.023	0.992	1.021	1.035	1.044	0.977	1.013	0.982	0.979	1.051
TOTAL :	5.000	5.001	4.992	5.007	5.011	5.013	4.978	4.924	4.989	4.973	5.025
Ab % :	37.56	38.20	46.75	49.61	67.87	35.55	83.00	71.33	74.00	80.90	46.40
An % :	62.24	61.60	53.15	50.39	32.13	64.36	12.90	28.17	24.98	15.50	53.31
Or % :	0.20	0.20	0.10	-	-	0.09	4.10	0.50	1.02	3.60	0.29
Ab/An :	0.60	0.64	0.88	0.98	2.11	0.55	6.43	2.53	2.96	5.22	0.87
$\frac{100\ An}{An + Ab}$:	62.36	61.72	53.20	50.39	32.13	64.42	13.45	28.31	25.24	16.08	53.47
Nomencl. :	An_{62} Lab.	An_{62} Lab.	An_{53} Lab.	An_{50} Lab.	An_{32} And.	An_{64} Lab.	An_{13} Olg.	An_{28} Olg.	An_{25} Olg.	An_{16} Olg.	An_{53} Lab.

TABLEAU II-9 : Analyses Chimiques et Proportions cationiques des Plagioclases des Dykes de dolérites-diabases isolés du type I (A et B) et II de Pozanti-Karsanti.

n° d'ordre :	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
n° d'anal.:	3-64	3-53	3-66	3-48	3-46	4-22	4-30	4-29	3-84	3-82	3-87
SiO_2 :	63.33	56.89	59.30	62.16	65.70	58.77	64.92	65.61	68.19	68.82	69.23
Al_2O_3 :	22.36	25.76	24.51	23.68	21.31	25.20	21.66	21.61	19.58	19.62	19.69
FeO_t :	-	0.74	0.46	-	0.29	-	-	0.23	0.08	0.34	-
MnO :	-	-	0.12	0.15	-	0.07	0.04	-	-	-	-
MgO :	-	-	0.06	-	0.03	0.07	-	0.04	0.02	-	-
CaO :	4.32	8.76	6.63	4.98	2.08	7.32	2.73	2.36	0.35	0.21	0.07
Na_2O :	8.81	6.69	7.54	8.97	10.59	7.70	9.76	10.04	11.32	11.41	11.70
K_2O :	0.37	-	0.13	0.05	0.19	0.03	0.05	0.08	-	-	0.06
TiO_2 :	-	0.13	0.11	0.12	0.06	0.09	0.10	0.11	-	-	-
NiO :	0.03	-	-	-	-	0.04	-	-	-	-	0.11
ZnO :	-	0.34	-	-	0.23	0.30	0.05	-	-	0.18	0.12
Cr_2O_3 :	-	-	-	-	-	0.26	-	-	0.08	-	-
TOTAL :	99.22	99.31	98.86	100.12	100.46	99.84	99.32	100.08	99.62	100.59	100.96
	sur la base de 8 Oxygènes										
Si :	2.822	2.579	2.677	2.756	2.884	2.639	2.874	2.882	2.989	3.045	2.992
Al :	1.172	1.374	1.302	1.235	1.100	1.331	1.128	1.117	1.009	0.926	1.009
Fe^{3+} :	-	0.028	0.017	-	0.011	-	-	-	0.003	0.013	-
Ti :	-	0.005	0.004	0.004	0.002	0.003	0.003	0.003	-	-	-
Cr :	-	-	-	-	-	0.009	-	-	0.003	-	-
Mg :	-	-	0.004	-	0.002	0.004	-	0.003	0.002	-	-
Fe^{2+} :	-	-	-	-	-	-	-	0.009	-	-	-
Mn :	-	-	0.005	0.005	-	0.002	0.002	-	-	-	-
Ni :	0.001	-	-	-	-	0.001	-	-	-	-	0.004
Zn :	-	0.010	-	-	0.007	0.008	0.002	-	-	0.006	0.004
Ca :	0.207	0.425	0.321	0.236	0.097	0.350	0.130	0.111	0.017	0.010	0.004
Na :	0.760	0.586	0.659	0.769	0.900	0.669	0.838	0.855	0.961	0.980	0.984
K :	0.021	-	0.008	0.002	0.010	0.001	0.003	0.005	-	-	0.003
Z :	3.994	3.986	4.000	3.995	3.997	3.982	4.005	4.002	4.001	3.984	4.001
X :	0.989	1.021	0.997	1.012	1.016	1.035	0.975	0.983	0.983	0.996	0.999
TOTAL :	4.983	5.007	4.997	5.007	5.013	5.017	4.980	4.985	4.984	4.980	5.000
Ab % :	76.92	57.96	66.70	76.37	89.37	65.59	86.30	88.05	98.26	98.99	99.29
An % :	20.95	42.04	32.49	23.44	9.63	34.31	13.39	11.43	1.74	1.01	0.40
Or % :	2.13	-	0.81	0.19	1.00	0.10	0.31	0.52	-	-	0.31
Ab/An :	3.67	1.38	2.05	3.26	9.28	1.91	6.45	7.70	56.47	98.00	248.2
$\frac{100\ An}{An + Ab}$:	21.40	42.04	32.76	23.48	9.73	34.34	13.43	11.49	1.74	1.01	0.40
Nomencl. :	An_{21}	An_{42}	An_{33}	An_{23}	An_{10}	An_{34}	An_{13}	An_{15}	An_{02}	An_{01}	An_{00}
	Olg.	And.	And.	And.	Olg.	And.	Olg.	Olg.	Alb.	Alb.	Alb.

n° d'ordre :	23	24	25	26	27	28	29	30	31
n° d'anal. :	4-23	4-27	3-81	4-42	4-44	3-70	3-78	4-36	4-37
SiO_2 :	62.99	64.93	67.10	55.65	57.47	66.44	68.46	54.37	63.43
Al_2O_3 :	22.16	21.90	19.62	27.26	25.87	20.77	19.59	27.63	22.03
FeO_t :	0.04	-	-	-	-	-	-	0.27	0.10
MnO :	-	0.08	-	-	-	0.04	0.06	0.18	-
MgO :	-	-	0.07	0.01	-	-	0.09	-	-
CaO :	3.66	2.93	0.36	9.51	8.24	1.97	0.22	10.69	3.55
Na_2O :	8.94	8.85	11.66	5.64	6.81	10.82	11.08	6.03	8.85
K_2O :	0.28	0.29	-	-	0.09	-	0.04	0.05	0.15
TiO_2 :	-	0.03	-	-	-	0.04	-	-	-
NiO :	0.02	-	-	-	-	0.25	-	0.15	0.08
ZnO :	-	0.05	0.12	-	0.04	-	-	0.01	0.03
Cr_2O_3 :	-	-	-	-	-	0.06	0.04	0.06	-
TOTAL :	98.09	99.06	98.92	98.07	98.51	100.39	99.59	99.44	98.22
	sur la base de 8 Oxygènes								
Si :	2.832	2.876	2.971	2.543	2.612	2.914	2.997	2.479	2.844
Al :	1.172	1.141	1.022	1.466	1.383	1.072	1.009	1.483	1.162
Fe^{3+} :	-	-	-	-	-	-	-	0.011	-
Ti :	-	0.001	-	-	-	0.002	-	-	-
Cr :	-	-	-	-	-	0.002	0.002	0.002	-
Mg :	-	-	0.004	0.001	-	-	0.006	-	-
Fe^{2+} :	0.002	-	-	-	-	-	-	-	0.004
Mn :	-	0.003	-	-	-	0.001	0.003	0.006	-
Ni :	0.001	-	-	-	-	0.008	-	0.005	0.004
Zn :	-	0.003	0.004	-	0.001	-	-	-	0.001
Ca :	0.177	0.139	0.016	0.468	0.400	0.092	0.011	0.520	0.171
Na :	0.778	0.759	0.990	0.500	0.598	0.918	0.940	0.530	0.768
K :	0.016	0.016	-	-	0.005	-	0.002	0.003	0.009
Z :	4.004	4.018	3.993	4.009	3.995	3.988	4.006	3.973	4.006
X :	0.974	0.920	1.014	0.969	1.004	1.021	0.964	1.066	0.957
TOTAL :	4.978	4.938	5.007	4.978	4.999	5.009	4.970	5.032	4.963
An % :	80.12	83.04	98.41	51.65	59.62	90.89	98.64	50.33	81.01
Ab % :	18.23	15.21	1.59	48.35	39.88	9.11	1.15	49.38	18.04
Or % :	1.65	1.75	-	-	0.50	-	0.21	0.29	0.95
Ab/An :	4.39	5.46	61.89	1.07	1.49	9.98	85.77	1.02	4.49
$\frac{100\ An}{An + Ab}$:	18.54	15.48	1.59	48.35	40.08	9.11	1.15	49.52	18.21
Nomencl. :	An_{19} Olg.	An_{15} Olg.	An_{02} Alb.	An_{48} And.	An_{40} And.	An_{09} Alb.	An_{01} Alb.	An_{50} Lab.	An_{18} Olg.

. *Plagioclases zonés* : Dans la majorité des cas, le coeur des plagioclases zonés du type I montre des compositions de *labrador* (An_{64} à An_{53}). Certains surtout localisés dans la partie interne des dykes, près du quartz interstitiel, ont une composition peu calcique, même dans leur partie centrale (*oligoclase*, An_{28} à An_{25}). Ce dernier cas est uniquement observé dans les dykes du type IA.
Dans ces deux cas, cependant les compositions des bordures sont presque identiques : (An_{21} à An_{13}) dans les dykes du type IA, (An_{19} à An_{15}) pour IB et (An_{18}) pour le type II.

En fait, du coeur vers les bordures dans l'ensemble des plagioclases zonés (I ou II), on constate un appauvrissement en Al_2O_3, CaO et un enrichissement en SiO_2 et Na_2O ainsi qu'en K_2O mais très légèrement. Le fer est plus abondant dans le coeur (0,30 %) que dans les bordures (0,09 %).

On constate en outre que la composition globale des plagioclases zonés est moins calcique (An_{29} pour I et An_{34} pour II) que celles des plagioclases non zonés (An_{49} pour I et An_{44} pour II), (v. tabl. II-22).

. *Plagioclases englobés dans le quartz* : (présents uniquement dans le type IA ou IB). Il s'agit de petites lattes de plagioclases englobées dans le quartz interstitiel et poecilitique. Ils ont des compositions d'*andésine*, variant de An_{42} à An_{33}.

. *Plagioclases associés aux quartz, (micropegmatites)* : Ils ont des compositions d'*oligoclase* variant d'An_{23} à An_{10} (dans le type IA) ou d'An_{02} (dans le type IB).
Ils sont donc beaucoup plus sodiques que les plagioclases englobés.

On constate ainsi que les plagioclases non zonés sont plus basiques que les plagioclases zonés et que ces derniers sont, à leur tour, plus basiques que les plagioclases englobés ou associés au quartz. Signalons également que les compositions des bordures (An_{17} en moyenne) des lattes de plagioclases zonées correspondent à celles des plagioclases associés ($An_{16,6}$) aux quartz dans le type I. Dans ce type de dykes, le quartz et le plagioclase acide (oligoclase) ont donc cristallisé simultanément sous des conditions cotectiques ou eutectiques dans les derniers stades de cristallisation, (v. ch. A III-3).

En résumé, dans l'ensemble des plagioclases analysés, ceux du type I sont très légèrement moins basiques (An_{33}) que ceux du type II

(An_{39}). Ils sont également plus riches en potassium (620 ppm en moyenne) et en fer (1400 ppm) que les plagioclases du type II (respectivement 280 ppm et 600 ppm).

. *Diagramme Or - Ab - An*

La disposition des points représentatifs des plagioclases analysés dans ce diagramme, (Fig. II-49), met en évidence :

- un enrichissement considérable en Ab et léger en Or de la partie centrale vers les bordures des plagioclases zonés du type I ou II.

- aucun enrichissement en Or dans les plagioclases non zonés des deux types (I ou II) ainsi que dans les plagioclases englobés ou associés aux quartz.

- un regroupement des points représentant les bordures albitisées des plagioclases altérés du type II, juste près du pôle Ab sans aucun enrichissement en Or.

Signalons également que l'enrichissement en Or du coeur vers les bordures des plagioclases zonés est beaucoup plus important dans les plagioclases du type I que dans ceux du type II (Fig. II-49).

A V.3.2°) Substitutions et relations cationiques

. *Substitutions* : Les seules substitutions importantes dans les plagioclases se font entre Si et Al ou Ca et Na.
D'autres ions, (Ti, Fe^{3+}, Mg ou Mn), qui peuvent être également présents dans leur structure mais en quantité très limitée, peuvent aussi se subsituer avec les ions principaux.
Les cations Fe^{3+} et Ti peuvent remplacer Al, de même Mn et Mg peuvent légèrement se substituer avec Ca dans la structure.

. *Cations*

- *Magnésium* : Les teneurs en MgO sont assez faibles dans l'ensemble de plagioclases analysés. Elles sont généralement plus élevées dans les plagioclases non zonés (atteignant 400 ppm) que dans les plagioclases zonés. Dans ces derniers, elles atteignent 200 ppm dans le coeur alors qu'elles sont pratiquement nulles dans leurs bordures.

- *Fer* : Tous les ions du fer s'expriment généralement sous forme de Fe^{3+}. Les teneurs en fer dans les plagioclases analysés sont relativement faibles (inf. à 0,7 %) avec une moyenne de 0,2 %, contrai-

a) - PLAGIOCLASES NON ZONES :

	IA	IB		IA+IB	II		I+II
	fr	fr	alt.	fr	fr	alt.	fr
SiO_2 :	54.93	58.77	67.36	55.57	56.56	67.45	55.82
Al_2O_3 :	27.84	25.20	20.43	27.40	26.57	20.18	27.19
FeO_t :	0.23	-	0.13	0.19	-	-	0.14
MnO :	0.03	0.07	0.01	0.04	-	0.05	0.03
MgO :	0.02	0.07	0.01	0.03	0.01	0.04	0.03
CaO :	10.72	7.32	1.15	10.15	8.88	1.10	9.83
Na_2O :	5.51	7.70	10.85	5.88	6.23	10.95	5.97
K_2O :	0.02	0.03	0.04	0.02	0.04	0.02	0.04
TiO_2 :	0.05	0.09	0.04	0.06	-	0.02	0.04
NiO :	0.06	0.04	0.02	0.05	-	0.12	0.04
ZnO :	0.16	0.30	0.07	0.18	0.02	-	0.14
Cr_2O_3 :	0.01	0.26	0.01	0.05	-	0.05	0.04
TOTAL :	99.58	99.84	100.12	99.62	98.31	99.98	99.30
An % :	51.56	34.34	5.61	49.02	44.22	5.13	47.82

b) - PLAGIOCLASES ZONES :

	IA		IB	II		I+II	
	(C)	(B)	(B)	(C)	(B)	(C)	(B)
SiO_2 :	57.26	64.13	63.96	54.37	63.43	56.68	63.96
Al_2O_3 :	26.40	21.51	22.03	27.63	22.03	26.65	21.77
FeO_t :	0.30	0.09	0.02	0.27	0.10	0.29	0.07
MnO :	0.11	-	0.04	0.18	-	0.12	0.01
MgO :	0.02	-	-	-	-	0.02	-
CaO :	9.05	3.37	3.30	10.69	3.55	9.38	3.38
Na_2O :	6.63	9.10	8.90	6.03	8.85	6.51	8.99
K_2O :	0.09	0.55	0.29	0.05	0.15	0.08	0.40
TiO_2 :	0.02	0.01	0.01	-	-	0.02	0.01
NiO :	0.07	-	0.01	0.15	0.08	0.06	0.02
ZnO :	0.07	-	0.02	0.01	0.03	0.07	0.01
Cr_2O_3 :	-	0.04	-	0.06	-	0.01	0.02
TOTAL :	100.02	98.80	98.58	99.44	98.22	99.90	98.64
An % :	42.86	16.98	17.01	49.52	18.21	44.19	17.20

	IA	IA+IB	II	I+II
	(C)+(B)	(C)+(B)	(C)+(B)	(C)+(B)
SiO_2 :	60.21	61.04	58.90	60.65
Al_2O_3 :	24.30	23.80	24.83	23.99
FeO_t :	0.21	0.17	0.19	0.17
MnO :	0.06	0.06	0.09	0.07
MgO :	0.01	0.01	-	0.01
CaO :	6.61	5.87	7.12	6.10
Na_2O :	7.69	7.96	7.44	7.87
K_2O :	0.29	0.29	0.10	0.26
TiO_2 :	0.01	0.01	-	0.01
NiO :	0.04	0.03	0.12	0.05
ZnO :	0.04	0.03	0.02	0.03
Cr_2O_3 :	0.02	0.01	0.03	0.01
TOTAL :	99.49	99.28	98.84	99.22
An % :	31.77	28.59	33.87	29.55

c) - PLAGIOCLASES ENGLOBES et ASSOCIES
dans et avec les QUARTZ INTERSTITIELS

	IA		IB	IA+IB
	1	2	2	1+2
SiO_2 :	58.10	63.93	67.10	62.23
Al_2O_3 :	25.14	22.50	19.62	22.98
FeO_t :	0.60	0.15	-	0.29
MnO :	0.06	0.07	-	0.06
MgO :	0.03	0.01	0.07	0.03
CaO :	7.70	3.53	0.36	4.56
Na_2O :	7.12	9.78	11.66	9.09
K_2O :	0.07	0.12	-	0.07
TiO_2 :	0.12	0.09	-	0.09
NiO :	-	-	-	-
ZnO :	0.17	0.11	0.12	0.14
Cr_2O_3 :	-	-	-	-
TOTAL :	99.11	100.18	98.92	99.54
An % :	37.40	16.61	1.59	21.92

1 - englobés
2 - associés

d) - Ensemble des PLAGIOCLASES

	I(A+B)	II	I+II
	fr	fr	fr
SiO_2 :	59.70	57.73	59.37
Al_2O_3 :	24.68	25.70	24.85
FeO_t :	0.21	0.09	0.19
MnO :	0.05	0.04	0.24
MgO :	0.02	-	0.02
CaO :	6.83	8.00	7.03
Na_2O :	7.62	6.83	7.49
K_2O :	0.15	0.07	0.14
TiO_2 :	0.05	-	0.04
NiO :	0.03	0.05	0.03
ZnO :	0.10	0.02	0.09
Cr_2O_3 :	0.02	0.02	0.02
TOTAL :	99.46	98.55	99.51
An % :	33.05	39.04	34.05

TABLEAU II- 22 : Moyennes des Analyses Chimiques des Plagioclases :

a) - non zonés,
b) - zonés,
c) - englobés ou associés dans ou avec le quartz,
d) - ensemble des plagioclases,

. fr = frais
. alt. = altérés (albitisés)
. C = coeur
. B = bordure

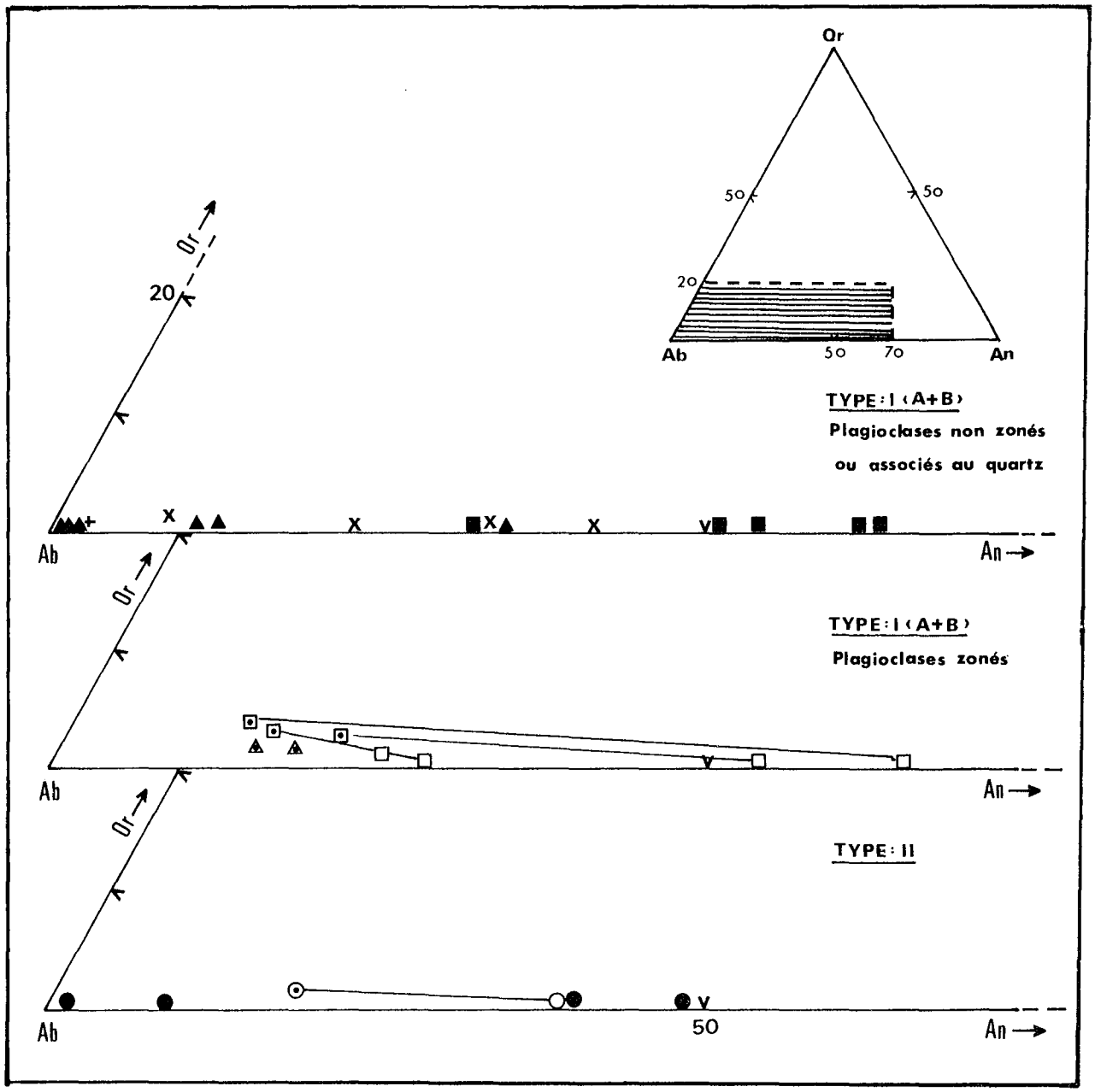


Fig. II-49 : Répartition des Plagioclases des Dykes Isolés du type IA (a) IB (b) et II (c) sur le diagramme Or - Ab - An (v. le texte).

Symboles :

. *Type IA :*
- ■ - *Plagioclases non zonés*
- □ - *coeur*
- ⊡ - *bordure* ... *Plagioclases zonés*
- x - *Plagioclases englobés ou associés au quartz*

. *Type IB :*
- ▲ - *Plagioclases non zonés*
- △ - *bordure ... Plagioclases zonés*
- \+ - *Plagioclases associés au quartz*

. *Type II :*
- ● - *Plagioclases non zonés*
- ○ - *coeur*
- ⊙ - *bordure* ... *Plagioclases zonés*

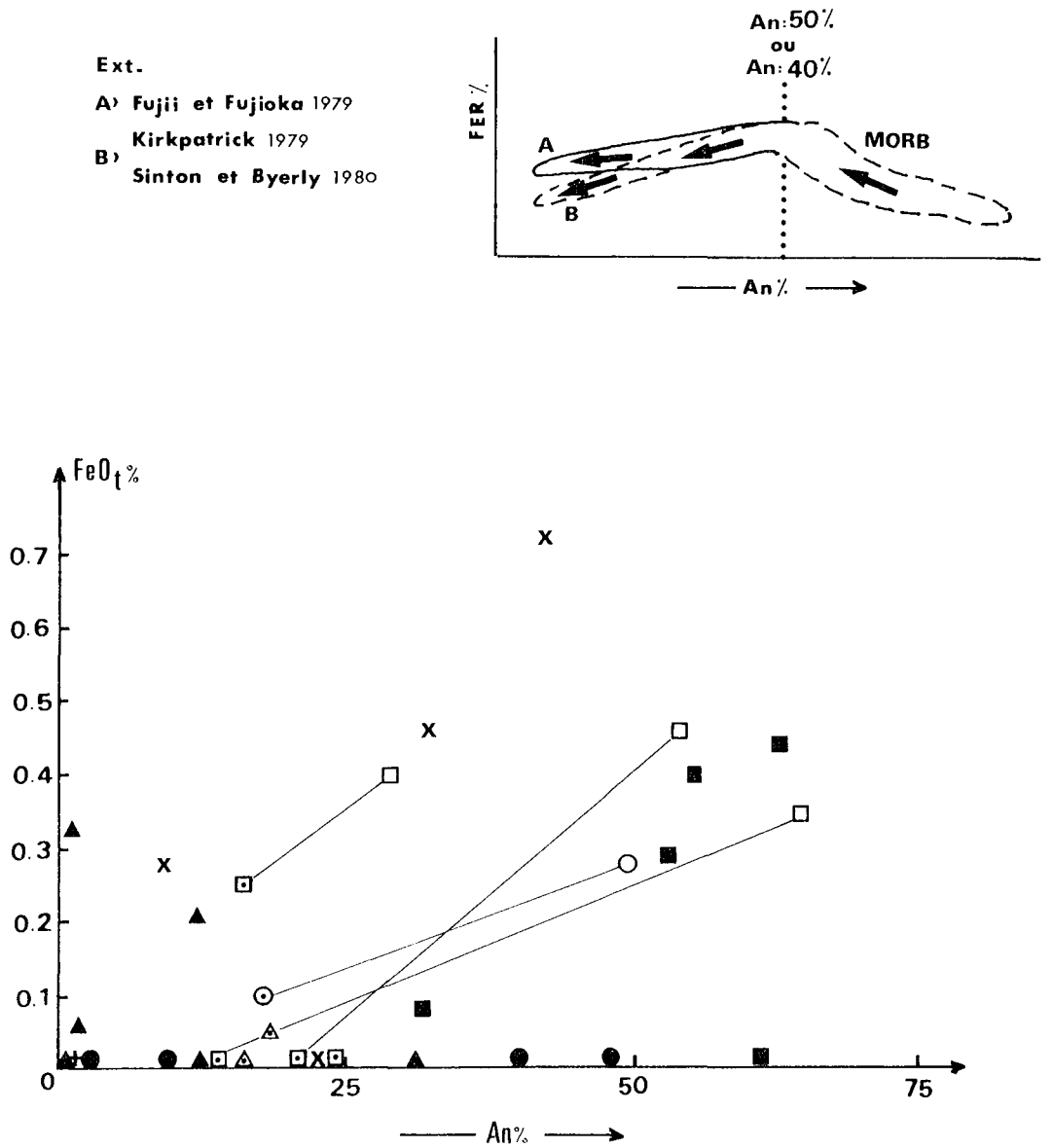


Fig. II-50 : Variation de FeO en fonction de An (%) dans les plagioclases des Dykes isolés du type I ou II.

Cartouche : variation du fer en fonction de An (%) dans les plagioclases des basaltes tholéiitiques des rides.

(mêmes symboles que la Fig. II-49).

rement à celles des plagioclases des roches volcaniques. Ribbe et Smith (1966) et Corlett et Ribbe (1967) ont souligné que les teneurs en fer sont plus élevées dans les plagioclases rapidement cristallisés des roches volcaniques que dans ceux des roches hypabyssales par le fait que le fer est expulsé de la structure des plagioclases des roches hypabyssales, en raison du refroidissement relativement lent (Smith 1974).

Dans les plagioclases zonés ou non et englobés ou associés au quartz (type IA), on constate un net appauvrissement en fer avec la diminution de la teneur en An (%). La même observation est également valable pour les plagioclases du type II, mais uniquement dans ceux qui montrent une zonation, (les plagioclases non zonés ne contenant presque pas de fer) (Fig. II-50).
Une telle variation du fer avec la diminution de la teneur en An (%) observée dans les plagioclases présentement étudiés est en accord avec les constatations faites par Ribbe et Smith (1966), Corlett et Ribbe (1967), Smith (1974) à propos des plagioclases des basaltes non océaniques. Inversement dans ceux des basaltes océaniques le fer augmente avec la diminution de la teneur en An jusqu'à une inflexion correspondant à An = 50 ou 40 %, au delà il reste quasiment constant ou diminue légèrement (Bryan 1974, Fujii et Fujioka 1979, Kirpatrick 1979, Byerly 1980, Bollinger et Semet 1980, Sinton et Byerly 1980).

Ainsi les plagioclases des dykes isolés sont donc différents de ceux des basaltes océaniques, (des rides), comme l'a montré le type de variation du fer et également la teneur assez faible en MgO (inf. à 0,09 %). Dans le cas de plagioclases des basaltes des rides, la teneur en MgO peut facilement atteindre 0,60 % (Kirkpatrick 1979).

- *Potassium :* Les teneurs en K sont plus faibles dans l'ensemble des plagioclases non zonés (120 ppm en moyenne) que dans celui des plagioclases zonés (347 ppm dans le coeur et 1640 ppm dans les bordures) et ainsi que dans les plagioclases englobés dans le quartz (384 ppm).
En fait, les teneurs en K, assez variables, (83 à 2300 ppm), sont beaucoup plus élevées dans les plagioclases des dykes étudiés (580 ppm en moyenne) que dans ceux des basaltes typiques des rides dans lesquels elles sont très peu variables et toujours inférieures à 100 ppm (Shimizu 1978, Fujii et Fujiika 1979, Bollinger et Semet 1980). Cette argumentation confirmerait également la différence de ces plagioclases avec ceux des basaltes des rides.

		SiO_2	Al_2O_3	FeO	CaO	Na_2O	K_2O	An	An/Ab	
									C	B
TYPE IA	Cristal A :	+ 12.8	- 8.4	- 0.3	- 10.9	+ 5.3	+ 0.6	- 51.0	1.8	0.2
		0.25	0.16	0.01	0.22	0.10	0.01			
	Cristal B :	+ 3.1	- 3.1	- 0.1	- 2.9	+ 0.6	+ 0.5	- 12.2	0.4	0.2
		0.25	0.25	0.01	0.23	0.06	0.03			
	Cristal C :	+ 8.5	- 5.8	- 0.5	- 7.2	+ 3.2	+ 0.3	- 32.1	1.1	0.3
		0.25	0.17	0.01	0.23	0.10	0.01			
TYPE II	Cristal :	+ 9.1	- 5.6	- 0.2	- 7.1	+ 2.8	+ 0.1	- 31.3	1.0	0.2
		0.29	0.18	0.01	0.23	0.09	0.01			

TABLEAU II-23 : Variation des oxydes et des teneurs en An entre le coeur et les bordures des plagioclases zonés du type IA et II.

$X = X_B - X_C$ *d'où* X_B = *oxyde* ($\%_p$) *dans les bordures,*

X_C = *oxyde* ($\%_p$) *dans le coeur.*

$An = An_B - An_C$

. *les chiffres soulignés indiquent la variation de l'oxyde pour la diminution de 1 % d'An.*

A V.3.3°) Zonation chimique

Les plagioclases des dykes isolés de Pozanti-Karsanti sont souvent zonés. La zonation étant essentiellement de type normal mais discontinu et rarement oscillatoire est beaucoup plus développée dans les plagioclases du type I (particulièrement IA) que dans ceux du type II. La limite nette entre le coeur et la bordure est essentiellement automorphe ou rarement lobée d'après la définition de Vance (1962). Dans les plagioclases du type IB, la zonation est presque détruite par l'altération, seules les bordures sont mieux conservées.

Nous avons analysé 3 lattes de plagioclases zonés (A - B et C) du type IA :

. cristal A et C : partie externe d'une diabase intersertale quartzique (éch. n° AÇ 5412).

. cristal B : partie interne de la même roche. Ce cristal appartien à un réseau de lattes de plagioclases dont les interstices sont occupées par de la micropegmatite et une latte de plagioclase du type II (éch. AÇ 210 D).

Les coeurs des plagioclases (A et C) du type IA et du plagioclase du type II ont des compositions de labradors (respectivement An_{64}, An_{53} et An_{50}). Celui du cristal B a une composition d'oligoclase (An_{28} à An_{25}).
Les bordures de l'ensemble de ces plagioclases ont des compositions pratiquement identiques. Il s'agit toujours d'oligoclases (An_{21} à An_{13}).

Dans l'ensemble, on constate une augmentation considérable de SiO_2, Na_2O et K_2O du coeur vers les bordures des plagioclases zonés et en revanche une diminution de CaO, Al_2O_3 et FeO dans le même sens (non figurés).

Les variations des teneurs des oxydes (ΔX) et des teneurs en anorthite (ΔAn) entre le coeur et les bordures des cristaux zonés de plagioclases analysés sont données dans le tableau II-23, ainsi que les variations du rapport An/Ab. Ce rapport est très variable dans les coeurs (0,4 à 1,8) alors qu'il est constant dans les bordures (0,2) des plagioclases analysés.
On constate une bonne corrélation entre la variation des oxydes (ΔX) et celle des teneurs en anorthite (ΔAn) du coeur vers les bordures des plagioclases du type IA et II (non figurés).

La chute importante de teneur en An du coeur vers les bordures des plagioclases zonés (du type IA par exemple) serait due soit à l'aug-

mentation considérable de la pression d'eau (P_{H2O}), (Green 1968, Morohashi et al. 1974), soit à l'abondance importante d'augite dans la roche (Morse 1979) (v. également ch. A III).

A V.4) DIVERS

A V.4.1°) Chlorites

Les chlorites sont soit des produits de transformation des amphiboles, soit des produits de remplissage des microfractures. Elles peuvent être enfin en position interstitielle.

Trois chlorites vertes interstitielles (2 dans le type I et 1 dans le type II) et une chlorite également verte provenant de la transformation d'une amphibole secondaire ("ferrian" hornblende magnésienne), ont été analysées à la microsonde "Camebax" (Tabl. II-24).

. *Données chimiques* :

Les chlorites interstitielles du type I sont plus siliceuses et plus ferrifères mais moins magnésiennes et moins alumineuses que celles du type II. Les chlorites interstitielles et celle provenant de la transformation de la hornblende, toutes deux de type II, ont à peu près la même composition chimique (Tabl. II-24).

Les chlorites interstitielles de type I contiennent en quantité importante du manganèse (1000 à 1850 ppm), du nickel (1500 à 1970 ppm) et du titane (300 à 360 ppm). Alors que la chlorite de type II en est dépourvue. La chlorite provenant de l'altération de l'amphibole contient très peu de nickel (80 ppm) et de mangénèse (230 ppm) par rapport aux chlorites interstitielles de type I.
La teneur en chrome est assez faible (70 ppm en moyenne dans le type I et 300 ppm dans le II) et celle de CaO est constante dans les chlorites des deux types (0,15 %).

Les formules structurales des chlorites sont calculées sur la base de 14 oxygènes.

---

(1) Formule structurale des chlorites : $X_6\ Y_4\ O_{10}\ (OH)_8$ (pour 1/2 unité cellulaire)
où $X = Al^{VI}, Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+}$....
$Y = Si, (Al^{VI})$

		(1)	(2)	(3)	(4)
		3-52	3-57	3-74	3-73
SiO_2	:	28.77	28.75	27.47	27.93
Al_2O_3	:	16.86	16.69	18.92	18.59
FeO	:	28.92	29.86	23.22	22.55
MnO	:	0.24	0.13	-	0.03
MgO	:	14.48	13.80	17.45	17.91
CaO	:	0.15	0.15	0.11	0.15
Na_2O	:	-	-	-	0.02
K_2O	:	-	0.03	-	0.06
TiO_2	:	0.05	0.06	-	-
NiO	:	0.25	0.19	-	0.01
ZnO	:	0.04	-	-	0.84
Cr_2O_3	:	-	0.04	0.07	0.02
TOTAL	:	89.77	89.70	87.24	88.12
		"Sur la base de 14 (O)* pour 1/2 unité cellulaire"			
Si	:	3.010	3.024	2.869	2.892
Al^{IV}	:	0.990	0.976	1.131	1.108
Al^{VI}	:	1.086	1.089	1.194	1.157
Ti	:	0.004	0.005	-	-
Cr	:	-	0.004	0.006	0.002
Fe^{3+}	:	-	-	-	-
Fe^{2+}	:	2.522	2.617	2.021	1.946
Mn	:	0.021	0.012	-	0.003
Mg	:	2.273	2.177	2.734	2.781
Ni	:	0.021	0.016	-	0.001
Zn	:	0.003	-	-	0.064
Ca	:	0.017	0.017	0.013	0.017
Na	:	-	-	-	0.004
K	:	-	0.004	-	0.008
Y	:	4.000	4.000	4.000	4.000
X	:	5.947	5.941	5.968	5.983
TOTAL	:	9.947	9.941	9.968	9.983
Al^{VI}/Al^{IV}	:	1.10	1.12	1.06	1.04
Fe^{2+}/Fe^{3+}	:	0.53	0.55	0.43	0.41

TABLEAU II-24 : Analyses Chimiques et Proportions cationiques des chlorites dans les dykes isolés.

(1) et (2) - dans le Type I (éch. AC 54 A21)

(3) et (4) - dans le Type II (éch. AC 342 DC)

* - *sur la base de 14 (O), le nombre des cations (Y + X) est de 10.*

. Pour le type I :

$$- (Al^{VI}_{1,1} \cdot Fe^{2+}_{2,5} \cdot Mg_{2,3}) \ (Si_{3,0} \cdot Al^{IV}_{1,0}) \ O_{10} \ (OH)_8$$

$$- (Al^{VI}_{1,1} \cdot Fe^{2+}_{2,6} \cdot Mg_{2,2}) \ (Si_{3,0} \cdot Al^{IV}_{1,0}) \ O_{10} \ (OH)_8$$

. Pour le type II :

$$- (Al^{VI}_{1,2} \cdot Fe^{2+}_{2,0} \cdot Mg_{2,7}) \ (Si_{2,9} \cdot Al^{IV}_{1,1}) \ O_{10} \ (OH)_8$$

$$- (Al^{VI}_{1,2} \cdot Fe^{2+}_{1,9} \cdot Mg_{2,8}) \ (Si_{2,9} \cdot Al^{IV}_{1,1}) \ O_{10} \ (OH)_8$$

. Le cation Si est voisin de 3 dans le type I et légèrement inférieur à 3 dans le type II.

. Le fer entre dans la structure sous la forme de Fe^{2+} octaèdrique, variant de 2,52 à 2,62 dans le type I et de 1,95 à 2,02 dans le type II. L'absence totale de Fe^{3+} confirme que les chlorites des dykes isolés ne sont pas oxydées.
La substitution de Fe^{2+} avec Mg dans le site (X) octaèdrique des chlorites de type I est beaucoup plus importante que celle des chlorites de type II.

. Le cation Al^{IV} tétraèdrique est théoriquement équivalent à Al^{VI} octaédrique, (Foster 1962). Mais dans le cas des chlorites des dykes isolés (types I et II), Al^{VI} est légèrement plus élevé que Al^{IV}.

. *Classification* :

La classification des chlorites est faite pour la première fois par Tschermak (1891) et détaillée par Winchell (1926), en les divisant en deux séries dont l'une contient le fer ferreux *(orthochlorite)* et l'autre le fer ferrique *(leptochlorite)*. Par la suite, Hey (1954) les a classées en prenant en considération le nombre d'atomes Si et le rapport $Fe_t/Fe_t + Mg$, il les a divisées en deux grandes séries :

- *la série normale non oxydée où* $Fe_2O_3 \leqslant 4\ \%$

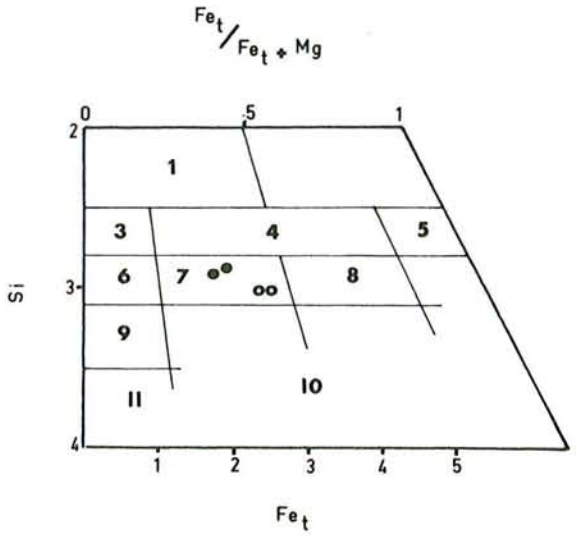
- *la série oxydée où* $Fe_2O_3 \geqslant 4\ \%$.

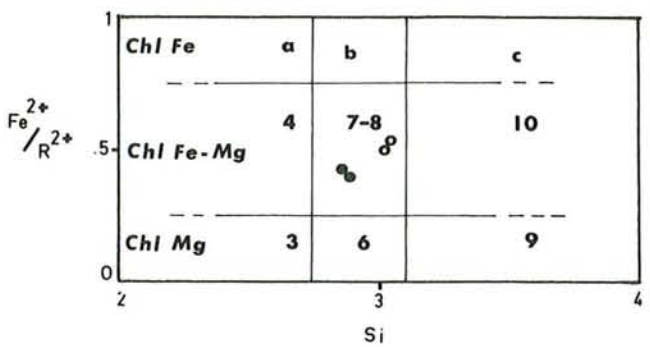
Plus tard, Foster (1962) a complété la classification de Hey en se basant sur le remplacement ionique.

Fig. II-51 : Classification des chlorites des dykes isolés, à l'aide des diagrammes.

A) "$Fe_t/Fe_t + Mg - Fe_t$" proposé par Hess (1954) pour les chlorites non oxydées où $Fe_2O_3 < 4$ %.

B) "$Fe^{2+}/R^{2+} - Si$" proposé par Foster (1962) (R^{2+} = somme des cations bivalents octaèdriques).





Légende :
1- *Corundophyllite*
2- *Pseudothuringite*
3- *Shéridanite*
4- *Ripidolite*
5- *Daphnite*
6- *Clinochlore*
7- *Pynchlorite*
8- *Brunsvigite*
9- *Pennine*
10- *Diabantite*
11- *Talc-chlorite*

Symboles :
o- *Chlorites de type I*
●- *Chlorites de type II.*

Il a divisé le groupe des chlorites en utilisant comme paramètres : le rapport Fe^{2+}/R^{2+} [1] et Si, en 3 séries qui sont les suivantes :

- *chlorites magnésiennes* où $Fe^{3+}/R^{2+} \leqslant 0,25$;
- *chlorites ferro-magnésiennes intermédiaires* où $0,25 \leqslant Fe^{2+}/R^{2+} \leqslant 0,75$;
- *chlorites ferrifères* où $Fe^{2+}/R^{2+} \geqslant 0,75$.

Ainsi les chlorites des dykes isolés, (I ou II), sont classées d'après la classification de Hess (1954) et celle de Foster (1962). Il s'agit des *chlorites ferro-magnésiennes intermédiaires*, c'est à dire *"pynchlorites"* (Fig. II-51 A et B).

---

(1) R^{2+} est la somme des cations bivalents octaèdriques.

Une nette corrélation est mise en évidence entre l'occupation (X) octaèdrique et l'excès des cations R^{3+} + R^{4+} octaèdriques sur les cations R^{3+} tétraèdriques[1] dans les chlorites des 2 types des dykes (Fig. II-52). Plus le nombre des cations R^{3+} octaèdriques est élevé plus l'écart entre des cations R^{3+} octaèdriques et R^{3+} tétraèdriques est faible.

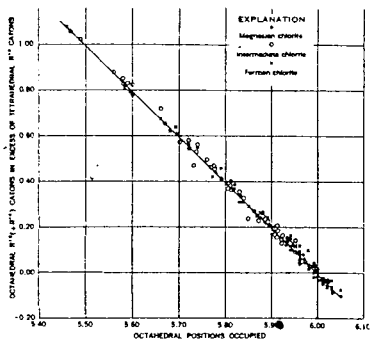
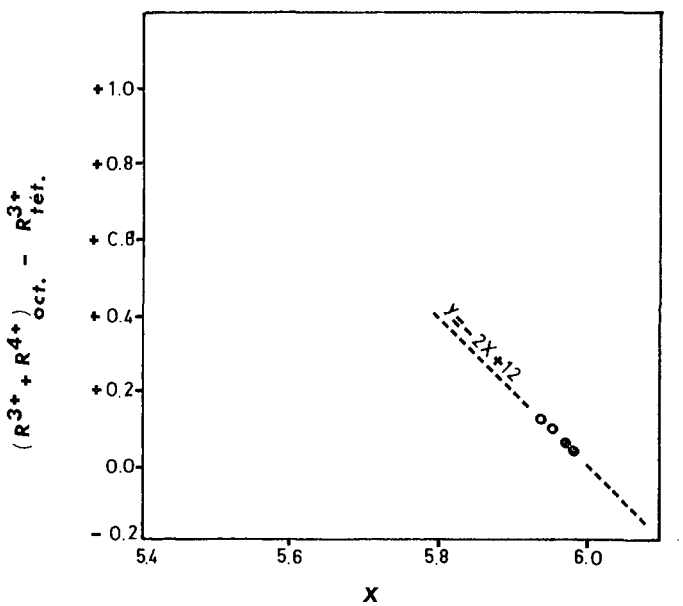


Fig. II-52 : Diagramme de Foster (1962).

Relation entre l'occupation octaèdrique (X) et l'excès des cation (R^{3+} + R^{4+}) octaèdriques sur des cations R^{3+} tétraèdriques.

(mêmes symboles que la Fig. II-51).

Extrait de :
« FOSTER 1962 »
fig.3 , p. A10



La droite de corrélation obtenue pour les chlorites des dykes isolés à l'équation : y = - 2X + 12. Elle correspond précisèment à celle définie par Foster (1962) (Fig. II-52).

Dans le diagramme triangulaire Al_2O_3 - FeO_t - MgO (Fig. II-53), les chlorites analysés, (type I ou II), sont groupées. Elles sont plus ferrifères et moins magnésiennes que les chlorites des roches altérées hydrothermalement des régions médio-océaniques.

---

(1) $(R^{3+} + R^{4+})_{oct} - (R^{3+})_{tetr.}$

	(A)	(B)	(C)
SiO_2 :	28.76	27.70	28.23 ± 0.55
Al_2O_3 :	16.78	18.76	17.77 ± 1.00
FeO :	29.39	22.89	26.14 ± 3.28
MnO :	0.19	0.02	0.10 ± 0.09
MgO :	14.14	17.68	15.91 ± 1.79
CaO :	0.15	0.13	0.14 ± 0.02
Na_2O :	-	0.01	0.01 ± 0.01
K_2O :	0.01	0.03	0.02 ± 0.02
TiO_2 :	0.06	-	0.03 ± 0.03
NiO :	0.22	0.01	0.11 ± 0.11
ZnO :	0.02	0.42	0.22 ± 0.36
Cr_2O_3 :	0.02	0.05	0.03 ± 0.03
TOTAL :	89.74	87.70	88.71

TABLEAU II-25 : Moyennes des Analyses Chimiques des Chlorites dans les dykes Isolés.

(A) - Moyenne (2) dans le Type I

(B) - Moyenne (2) dans le Type II

(C) - Moyenne (4) et écart-type dans l'Ensemble des Dykes.

Les chlorites des dykes isolés de Pozanti-Karsanti sont donc différentes de celles des roches basaltiques des rides, par leur caractère plus ferrifère et moins magnésien.

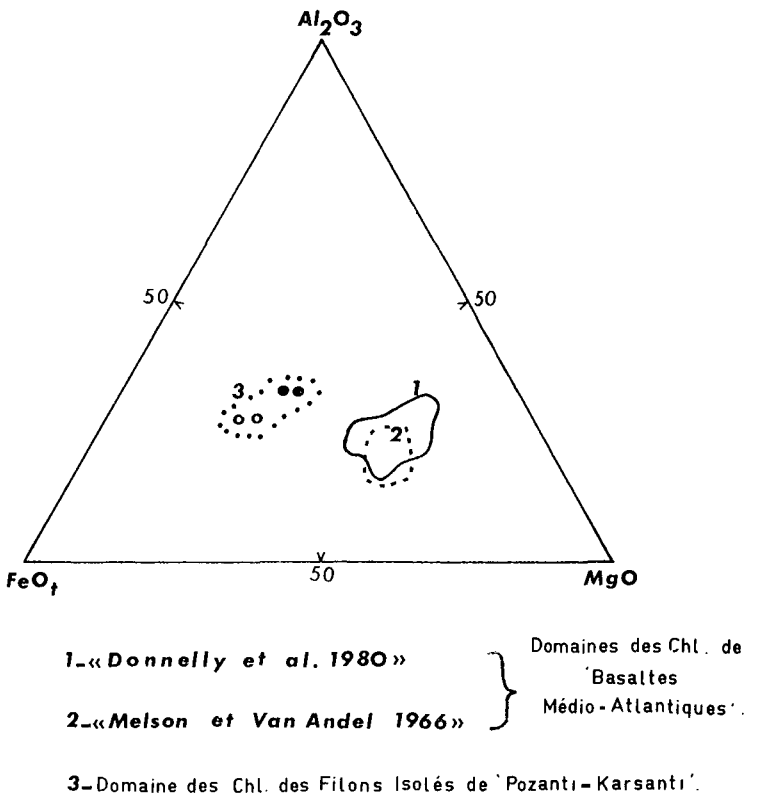


Fig. II-53 : Répartition des chlorites des dykes isolés dans le diagramme triangulaire Al_2O_3 - FeO_t - MgO.
(mêmes symboles que la Fig. II-51).

. *Température de Cristallisation :*

La température de stabilité (ou de cristallisation) des chlorites, dépendante de f_{O2}, varie en fonction du rapport Fe/Mg et de la pression totale, (Yoder 1955, Nelson et Roy 1958, Fawcett et Yoder 1966, Cooper 1972, Mc Onie et al. 1975, James et al. 1976).

Ainsi le rapport Fe/Mg augmente avec la diminution de la température de cristallisation. Celle-ci augmentant avec la pression, les chlorites deviennent plus alumineuses et plus magnésiennes (Fawcett et Yoder 1966, James et al. 1976).

Ainsi les chlorites des dykes du type II, qui sont plus alumineuses et plus magnésiennes, ont, sans doute, une température de cristal-

lisation plus élevée que celle des dykes de type I.

. Les chlorites interstitielles et celle dérivée de la transformation des amphiboles des dykes isolés ont probablement une température de cristallisation située entre 400° - 500° C à P_{H2O} = 2 Kb, d'après Yoder (1955), Turnock et Eugster (1958) et Lehmann (1965).

. Les chlorites interstitielles associées aux épidotes ont une température de cristallisation inférieure à 475° C d'après Liou (1973) et celles qui sont associées au quartz dans les microfractures ont une température autour de 450° C d'après Fawcett et Yoder (1966).

Les chlorites interstitielles sont d'origine hydrothermale. Elles sont différentes des chlorites des roches médio-océaniques atteintes par une altération hydrothermale.

A V.4.2°) Epidotes

Les épidotes des dykes isolés, (types I et II) se présentent soit en poches interstitielles associées ou non à des chlorites, soit en tant que produits d'altération des lattes de plagioclases, (saussuritisation), associées à chlorites, quartz, calcite et albite.

. *Données Chimiques* :

Les analyses des épidotes interstitielles de type I et II montrent qu'il y a peu de variations chimiques entre elles (Tabl. II-26).

. SiO_2 et CaO sont presque invariables.

. Al_2O_3 et FeO_t sont, par contre, plus ou moins variables au sein des épidotes interstitielles, (Al_2O_3 varie de 23 à 26 % et FeO_t varie de 9 à 13 %).
La variation d'Al_2O_3 et de FeO_t est naturellement due à la substitution ..... $Al \rightleftharpoons Fe^{3+}$.

Les épidotes interstitielles de type I, (à Q_z), sont légèrement plus ferrifères et moins alumineuses que celles de type II, (sans quartz). L'épidote provenant de l'altération des feldspaths est plus alumineux et moins ferrifère que les épidotes interstitielles.
Dans les deux types, le calcium est constant (v. Tabl. II-26 et II-27).

Titane, manganèse, magnésium et chrome sont les éléments mineurs que peuvent contenir les épidotes.

TiO_2 atteint 0,5 %, MnO 0,7 %, MgO 0,4 % et Cr_2O_3 0,1 % ; - la faible

teneur de ce dernier dans les épidotes d'origine hydrothermale a d'ailleurs été constatée par Myer (1966) -.

Les formules structurales[1] des épidotes calculées sur la base de 8 cations fixes, sont données dans le tableau II-26.
Les épidotes interstitielles ont la composition suivante :

$$Ca_{1,9\ à\ 2,1} \cdot (Al^{VI}_{2,1\ à\ 2,3} \cdot Fe^{3+}_{0,6\ à\ 0,8}) (Si_{2,9\ à\ 3,1} \cdot Al^{IV}_{0,1\ à\ 0}) O_{12} (OH)$$

tandis que celle dérivant de la saussuritisation est :

$$Ca_{2,0} (Al^{VI}_{2,5} \cdot Fe^{3+}_{0,4}) Si_{3,0} O_{12} (OH)$$

Le fer est toujours sous forme de Fe^{3+} et se substitue avec Al dans le site Y. Le fer ferreux (Fe^{2+}) est totalement absent. Dans certaines épidotes où il y a substitution par Mg, Mn ou Na, la proportion atomique de Ca dans le site X est inférieure à 2 atomes.

La relation entre Fe^{3+} et Al est plus ou moins linéaire, mais la majorité des points tombent en-dessous de la ligne de $Fe^{3+}/Al = 1/3$, (Fig. II-54). Ceci est dû au déficit des cations Al remplacés en partie par Ti et/ou Cr.

. *Classifications Chimiques* :

Ehlers (1953), Miyashiro et Seki (1958) et Holdaway (1972) ont classé et nommé les épidotes d'après le % mol. de Ps[2] ; tandis que

---

(1) Formule structurale des épidotes : $X_2\ Y_3\ Z_3\ O_{12}\ (OH)$

où Z = Si, (faible Al^{IV})

Y = Al^{VI}, Fe^{3+}, (Ti, Cr en faibles quantités)

X = Ca, (Fe^{2+}, Mg en très faibles quantités)
d'après Ito et al. 1954, Dollase 1968, 1971.

(2) $Ps = Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al \cdot 100$ (en % moles).

TABLEAU II-26 : Analyses Chimiques et Proportions Cationiques des Epidotes dans les dykes isolés du Massif de Pozanti-Karsanti.

* - *Calcul sur la base de 8 cations correspondant au calcul sur la base de 12.1/2 Oxygènes.*

1 - *Interstitielle en rosace*	*"Type IA"*	*(éch. AC 54 A21)*
2 - *Interstitielle en poche*	*"Type IB"*	*(éch. AC 254 DR)*
3 - *Provenant d'Altération de Plagioclase*	*"Type IB"*	*"*
4 - *Interstitielle*	*"Type IB"*	*(éch. AC 270 DR)*
5 - *Interstitielle*	*"Type IB"*	*"*
6 - *Interstitielle*	*"Type II"*	*(éch. AC 342 DC)*
7 - *Interstitielle en poche associée aux chlorites*	*"Type II"*	*"*
8 - *"Idem à 7"*	*"Type II"*	*"*

** - $Al_2FeEp.$: $Ca_2Al_2Fe^{3+}Si_3O_{12}(OH)$ *en % mol.*

	1	2	3	4	5	6	7	8
	3-68	3-86	3-85	4-19	4-35	3-79	3-76	3-75
SiO_2	38.10	38.24	38.49	37.36	38.03	37.83	37.46	38.24
Al_2O_3	22.81	24.52	27.80	23.05	23.74	24.73	23.70	23.99
FeO_t	11.82	12.84	6.60	10.43	9.08	10.06	10.80	10.11
MnO	-	-	0.31	-	0.08	0.72	-	0.23
MgO	-	0.39	0.09	0.16	0.01	0.14	-	0.05
CaO	23.98	23.79	23.98	23.91	23.87	23.06	24.38	23.91
Na_2O	0.02	0.14	-	-	-	-	-	0.12
K_2O	-	-	-	0.12	0.01	0.06	0.06	0.02
TiO_2	-	-	0.10	0.45	0.10	0.17	0.17	0.15
NiO	-	-	-	-	-	-	-	0.24
ZnO	-	1.03	-	-	-	1.00	-	-
Cr_2O_3	0.11	-	-	-	-	-	0.02	0.05
TOTAL	96.83	100.95	97.47	95.48	94.92	97.77	96.58	97.11
			Sur la base de 8 cations fixés*					
Si	3.030	2.917	2.994	3.003	3.060	2.974	2.976	3.017
Al^{IV}	-	0.083	0.006	-	-	0.026	0.024	-
Al^{VI}	2.136	2.117	2.538	2.180	2.255	2.261	2.192	2.227
Ti	-	-	0.012	0.027	0.006	0.010	0.010	0.009
Fe^{3+}	0.783	0.816	0.428	0.699	0.611	0.659	0.716	0.666
Cr	0.007	-	-	-	-	-	0.001	0.003
Mg	-	0.045	0.010	0.019	0.001	0.017	-	0.006
Fe^{2+}	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	0.020	-	0.005	0.048	-	0.015
Ni	-	-	-	-	-	-	-	0.015
Zn	-	0.058	-	-	-	0.058	-	-
Ca	2.043	1.944	1.977	2.060	2.061	1.942	2.075	2.022
Na	0.003	0.021	-	-	-	-	-	0.018
K	-	-	-	0.012	0.001	0.006	0.006	0.002
Z	3.030	3.000	3.000	3.003	3.060	3.000	3.000	3.017
Y	2.926	2.932	2.978	2.907	2.872	2.930	2.919	2.905
X	2.046	2.068	2.027	2.090	2.068	2.071	2.081	2.078
TOTAL	8.002	8.000	8.005	8.000	8.000	8.001	8.000	8.000
$Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al$ (en %)	26.82	27.06	14.40	24.28	21.32	22.37	24.42	23.02
Al_2Fe Ep.**	80.47	81.19	43.20	72.84	63.96	67.11	73.26	69.06
Fe^{3+}/Al	0.37	0.37	0.17	0.32	0.27	0.29	0.32	0.30

	(A)	(B)	(C)
SiO_2 :	37.93	37.84	37.89
Al_2O_3 :	23.53	24.14	23.79
FeO_t :	11.04	10.32	10.73
MnO :	0.02	0.32	0.15
MgO :	0.14	0.06	0.11
CaO :	23.89	23.78	23.84
Na_2O :	0.04	0.04	0.04
K_2O :	0.03	0.05	0.04
TiO_2 :	0.14	0.16	0.15
NiO :	-	0.08	0.03
ZnO :	0.26	0.33	0.29
Cr_2O_3 :	0.03	0.02	0.03
TOTAL :	97.05	97.12	97.09

TABLEAU II-27 : Moyennes des Analyses Chimiques des Epidotes Interstitielles dans les dykes Isolés.

(A) - Moyenne (4) dans le type I

(B) - Moyenne (3) dans le type II

(C) - Moyenne (7) dans l'ensemble (I + II).

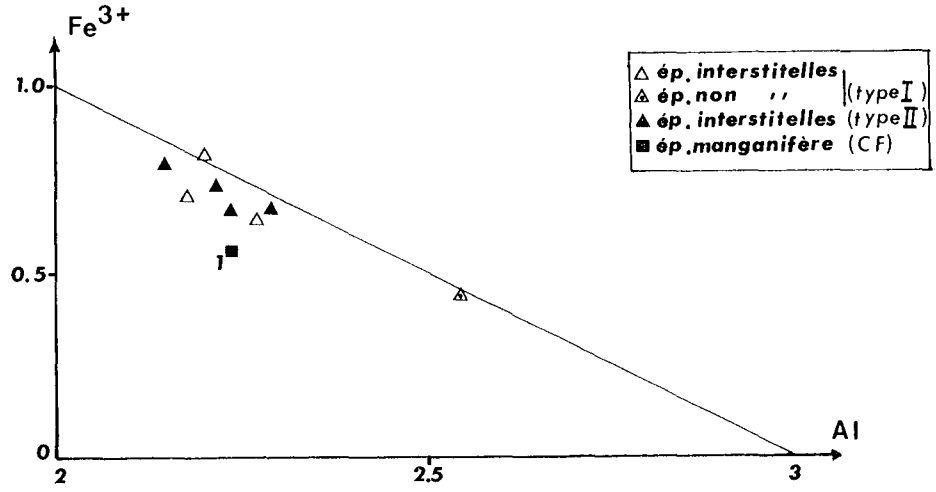


Fig. II-54 : Relation entre Fe^{3+} et Al dans les épidotes des dykes isolés des Types I et II.

(.1 = il s'agit d'une épidote manganifère rencontrée dans un filon doléritique de Complexe Filonien (CF). Voir Partie II-B).

Raith (1976) a utilisé le % mol. du composant Al_2 Fe Ep[1] (Tabl. II-28). Zoisite et Clinozoïsite ayant la même composition chimique sont distinguées soit par leurs caractères optiques, soit par leurs propriétés cristallines; (méthode de poudre aux R.X. par exemple) (Seki 1959). Les épidotes interstitielles ont une composition de Ps(% m) de 21 à 27 % (en moyenne 24,9 %), et de Al_2 Fe Ep de 64 à 81 % (en moyenne 74,6 %) dans le type I et Ps de 22 à 24 % (en moyenne 23,3 %) et Al_2 Fe Ep de 67 à 73 % (en moyenne 69,8 %) dans le type II. D'après Ehlers (1953), Miyashiro et Seki (1958) et Raith (1976), ce sont des *pistachites* et d'après Holdaway (1972), il s'agit dans la plupart des cas de *pistachites à Fe*, à l'exception d'une épidote ayant une composition de *Pistachites à Al*.
Quant à l'épidote dérivant de la saussuritisation (Ps = 14,4 % et Al_2 Fe Ep = 43,2 %), elle appartient au type *Pistachite à Al*.

On constate ainsi que les épidotes interstitielles des deux types de dykes (I et II), sont beaucoup plus ferrifères que l'épidote de saussuritisation. Ajoutons, également qu'il y a une bonne corrélation entre les caractères

---

(1) Al_2 Fe Ep = Ca_2 Al_2 Fe^{3+} Si_3 O_{12} (OH) en % moles.

	TYPES	Sous-Types	(1)	(2)	(3)	(4)
ORTHOROMBIQUE	ZOISITE $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$	Al " "	Ps inf. 10 % m	$^{*}Ps_0$ à $Ps_{2.5}$	$^{**}Al_2FeEp$ 0 à 15	$^{***}d_{max}$ = 2.70 A°
		Fe " "		$Ps_{2.5}$ à $Ps_{5.0}$	Al_2FeEp 15 à 25	
MONOCLINIQUES	CLINOZOISITE $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$	Al	Ps inf. 10 % m	Ps_0 à Ps_5	Al_2FeEp inf. à 25 %	d_{max} = 2.89 A°
		Fe		Ps_5 à Ps_{10}		
	EPIDOTE s. str. "Pistachite" $Ca_2Al_2Fe^{3+}Si_3O_{12}(OH)$	Al	Ps sup. 10 % M	Ps_{10} à $Ps_{22.5}$	Al_2FeEp sup. à 25 %	d_{max} = 2.89 A°
		Fe		$Ps_{22.5}$ à $Ps_{33.5}$		

TABLEAU II-28 : Nomenclature et classification des Epidotes d'après:

(1) - Ehlers 1953 ; Miyashiro - Seki 1958
(2) - Holdaway 1972
(3) - Raith 1976
(4) - Seki 1959.

* - $Ps = Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al$ *(en % mol.)*

** - $Al_2FeEp. = Ca_2Al_2Fe^{3+}Si_3O_{12}(OH)$ *(en % mol.)*

*** - d_{max} : *Distance Réticulaire de l'Intensité maximum d'une raie de l'épidote par "RX" (méthode de poudre).*

chimiques et optiques : le pléochroïsme et la biréfringence augmentent avec l'augmentation de Fe^{3+} comme, d'ailleurs, l'ont montré Seki (1959), Ackermaand et Raase (1972) et Liou (1973).

. *Températures de Cristallisation* :

La quantité de Fe^{3+} dépend de la température de cristallisation ainsi que du degré de métaporphisme, dans les épidotes. En effet le Fe^{3+} (ou le rapport Fe^{3+}/Al) augmente avec l'augmentation de la température de cristallisation ainsi qu'avec celle de f_{O2} (Ernst 1964, Strens 1965, Holdaway 1966, 1972, Liou 1973, Raith 1976, Bird et Helgeson 1981).

Les zoïsites ont un domaine de stabilité se trouvant à des températures beaucoup plus élevées, (sup. à 635° C d'après Nitsch et Winkler 1965 et Holdaway 1972), que des épidotes monocliniques. L'absence totale de zoïsite dans les dykes isolés étudiés, qui est mise en évidence par l'étude microscopique, impliquerait que la température de cristallisation des épidotes dans les dykes est déjà inférieure à 635° C.

Les épidotes interstitielles d'origine hydrothermale des dykes isolés ont des températures de cristallisation situées entre 450 et 200° C pour l'assemblage "épidote + chlorite", d'après Liou (1973) et entre 350° et 200° C pour l'épidote seule, d'après Steiner (1968), Kuniyoshi (1972), Tomasson et Kristmansdottir (1972), Bird et Helgeson (1981). En-dessous de 200° C, l'épidote commencera à se décomposer en donnant la prehnite qui est également observée dans certains dykes de type II.
L'épidote provenant de l'altération des plagioclases est également le produit d'un processus hydrothermal (Humphris et Thompson 1978, Bird et Helgeson 1981). Ces épidotes de saussuritisation ont cristallisé à des températures autour de 300° C d'après Tomasson et Kristmansdottir (1972) et Bird et Helgeson (1981).

Ainsi les épidotes interstitielles ou produits de saussuritisation ont cristallisé entre les températures 450° et 200° C, dans les dykes isolés altérés hydrothermalement.

A VI - CONCLUSIONS sur les dykes isolés

Les dykes de dolérites-diabases isolés de Pozanti-Karsanti recoupent toute la masse plutonique (tectonites et cumulats) et volcanique ophiolitique écaillée, ainsi que l'unité métamorphique. Ils sont, par conséquent, post-ophiolitiques. Ils montrent toujours des bordures figées symétriques.

Ces dykes, d'épaisseur très variable, ont une direction moyenne NE - SW, parallèle à la direction générale du Massif de Pozanti-Karsanti ainsi qu'à celle de la Chaîne Taurique.

La datation géochronologique faite sur une diabase intrusive dans la masse métamorphique, (méthode K - Ar), donne un âge de 71 $\mp$ 3 MA, correspondant donc au Maestrichtien, (Thuizat et al. 1978).

L'étude structurale, pétrographique et géochimique a montré qu'il existe deux types de dykes :

- Type I : dolérites-diabases quartziques (Th à Qz), soit isolés soit en "essaims". Leur épaisseur est faible (inf. à 5-7 m) et ils n'ont pas subi de déformation mécanique importante. Ces dykes, de direction moyenne N 40° E, traversent l'ensemble du complexe ophiolitique ainsi que les écailles métamorphiques. Ils sont essentiellement localisés au centre et au nord, nord-est du secteur étudié.

- Type II : dolérites-diabases non quartziques (Th à Ol), qui se présentent toujours en dykes isolés, épars, fortement tectonisés et d'épaisseur très importante (sup. à 7 m et atteignant 20-25 m). Ces dykes de direction moyenne N 70° E, ne traversent que les formations plutoniques ophiolitiques. Ils sont essentiellement localisés au sud et à l'ouest au nord-ouest du massif.

L'absence totale de dykes de dolérites-diabases dans la série volcanique et sédimentaire "alcaline" non ophiolitique, (qui sert de semelle entre la nappe ophiolitique et l'autochtone), nous conduit à penser que l'injection de ces dykes est antérieure au charriage général (au Maestrichtien sup. - 65 MA - d'après Juteau 1979), sur la marge continentale arabo-africaine.

L'observation précise de terrain nous a permis de constater que les dykes du type I sont postérieurs à ceux du type II.

Ainsi, existe-t-il deux phases majeures de distension qui ont affecté la croûte océanique taurique écaillée et qui ont entraîné l'ascension des magmas par des milliers de fractures recoupant l'ensemble

plutonique, volcanique ophiolitique et également les formations métamorphiques.

Il y a eu, sans doute, une importante phase de compression intermédiaire entre ces deux phases de distension et qui a affecté les dykes du type II.

L'étude chimique a montré que ces roches n'ont pas une origine commune et proviendraient de deux magmas différents :

- un magma basaltique tholéiitique sur-saturé, (Th à Qz), produit par la fusion partielle de matériaux très probablement mafiques(1) plus ou moins hydratés, à des pressions relativement faibles, (Type I).

- un magma basaltique tholéiitique saturé, (Th à Ol), produit par la fusion partielle des mêmes matériaux mafiques mais à des pressions relativement élevées et donc à des profondeurs relativement plus grandes(2).

Dans les deux cas, ces magmas appartiennent à un environnement géotectonique identique, de type *arc insulaire*.

Enfin, rappelons que cette fracturation importante avec injection des magmas est une caractéristique tout à fait originale de la Ceinture Ophiolitique du Taurus. Elle n'existe pas dans les autres massifs ophiolitiques de Méditerranée Orientale.

---

(1) Il pourrait s'agir d'une croûte océanique (ou mixte) descendant le long de la zone de subduction au niveau d'un arc insulaire immature.

(2) Les concentrations en K et en Sr (dans le cas des roches fraîches seulement) confirmeraient ces profondeurs : "la teneur en Sr et en K est, en effet, en corrélation positive avec la profondeur de la zone de Benioff" selon les travaux de Dickinson et Hatherton (1967) et Hatherton et Dickinson (1969).

II - B) - RODINGITES ET RODINGITISATION

Métasomatose calcique, affectant des Dykes de dolérites-diabases isolés et les Filons de gabbros intrusifs dans les péridodites hautement serpentinisées ; nécessitant un apport de chaux et un départ de silice et d'alcalins, étroitement liée à la serpentinisation et à la déformation mécanique.

. Le nom de Rodingite a été donné pour la première fois par Marshall (1911) à des roches claires en forme de dykes dans les serpentinites de Dun Mountain (Nouvelle-Zélande) dans le bassin de la rivière Roding. Cet auteur pensait que les rodingites provenaient d'une différenciation magmatique.
Plus tard, Benson (1926), Grange (1927), Turner (1933) et Suzuki (1953) ont décrit ces rodingites comme des gabbros à grenat, résultant d'une métasomatose due à des solutions hydrothermales et à un apport de chaux qui serait fournie par la serpentinisation des péridotites encaissantes. Cogulu (1967), Vuagnat (1967) et Vuagnat et Cogulu (1967) ont, par ailleurs, montré que les roches rodingitiques sont toujours liées à des zones fortement tectonisées et également à la serpentinisation des péridodites.

Il s'agit de roches claires, denses, homogènes, riches en minéraux calciques hydratés, dérivées des roches diabasiques ou gabbroïques. Elles se présentent sous forme de filons ou dykes intrusifs dans des roches ultramafiques fortement serpentinisées (Cogulu 1967, Vuagnat 1967, Coleman 1966, 1976, 1977).
Ces roches présentent toujours les traces de déformation mécanique. Elles sont donc impliquées dans les mouvements tectoniques affectant les péridotites encaissantes (Dal Piaz 1967, Vuagnat 1967, Coleman 1977).

Les minéraux typiques des rodingites sont essentiellement des silicates calciques secondaires, tels que l'hydrogrenat, la vésuvianite, la xonotlite, les épidotes, la prehnite, la vuagnatite et également divers phyllosilicates, tels que les chlorites, les actinotes-trémolites ou les serpentines.

Toutes les rodingites, sous-saturées en silice sont caractérisées par des teneurs très élevées en chaux mais faibles en magnésium et très faibles en alcalins.
Il est par conséquent certain qu'elles ont subi une métamorphose calcique considérable : apport de chaux ainsi que départ de magnésium et d'alcalins.
Les réactions chimiques théoriques représentant cette métasomatose sont les suivantes (Coleman 1967, 1973) :

$$3\ \text{Anorthite} + Ca^{2+} + 2\ H_2O \longrightarrow 4\ \text{Zoisite} + 2\ H^+$$

$$4\ \text{Zoisite} + 5\ Ca^{2+} + 13\ H_2O \longrightarrow 3\ \text{Hydrogrossulaire} + 1.5\ SiO_2 + 1\ OH^+ \ldots(1)$$

$$1.5\ \text{Anorthite} + 0.5\ Ca^{2+} + 1.5\ H_2O \longrightarrow 2\ \text{Prehnite} + H^+ + 0.5\ Al_2O_3$$

$$2\ \text{Prehnite} + 4\ Ca^{2+} + Al_2O_3 + 6\ H_2O \longrightarrow 2\ \text{Hydrogrossulaire} + 8\ H^+ \ldots(2)$$

La chaux nécessaire est fournie par la serpentinisation de l'encaissant péridotitique. Le calcium libéré lors de la serpentinisation aurait ainsi migré en direction des roches-mères des rodingites où il se serait concentré (Cogulu 1967, Vuagnat et Pustaszeri 1964, Vuagnat 1967, Coleman 1973, 1977, Sarp 1976, Bertrand et Vuagnat 1980 et Laurent 1980).

Ainsi, la rodingitisation est liée à la serpentinisation, contemporaine de phases tectoniques importantes.

B I - CARACTERES GENERAUX

Dans le massif de Pozanti-Karsanti, les rodingites sont dérivées des dolérites-diabases en dykes isolés (post-ophiolitiques) et également de gabbros[1] (produit de fusion partielle) en filons intrusifs dans les tectonites harzburgitiques fortement serpentinisées.

Les rodingites dérivées des dykes de dolérites-diabases montrent toujours de minces franges chloriteuses qui correspondraient à des bordures figées. Alors que les rodingites dérivées des filons gabbroïques en sont dépourvues.

Les filons de gabbros rodingitisés sont parfaitement blancs, (ou légèrement rosâtres), et homogènes contrairement aux dykes de dolérites-diabases rodingitiques qui sont gris-sale ou légèrement blanchâtres et moins homogènes. Ces derniers sont fortement boudinés et fracturés pendant la rodingitisation et souvent localisés dans les zones hautement mylonitisées.
Les dykes situés dans des zones peu serpentinisées et peu tectonisées ne sont pas boudinés mais seulement fracturés ; la rodingitisation y est alors peu intense (inf. à 50 %). La rodingitisation est donc étroitement liée aux zones très serpentinisées et tectonisées. Elle est absente dans les tectonites fraîches par exemple.
Il faut souligner que tous les dykes ou filons intrusifs dans les serpentinites ne sont pas rodingitisés et que le degré de rodingitisation est variable même au sein d'une même roche :

- la rodingitisation est plus importante dans les filons de gabbro (plus de 80 %) que dans les dykes de dolérites-diabases (40 à 70 %)

- le degré de rodingitisation diminue souvent des bordures vers le coeur des dykes rodingitiques. Dans le cas où les dykes sont assez puissants (sup. à 7-10 m), leurs parties centrales ne sont pas affectées par ce phénomène.

Les zones de contact, rodingite-encaissant, ont été le siège de mouvements tectoniques importants. La serpentine y est soit très laminée et schisteuse soit bréchifiée, formant un mélange avec des fragments de rodingites souvent chloritisées.

---

(1) Rappelons que les filons gabbroïques, intrusifs dans les tectonites n'ont aucun rapport génétique avec les dykes de dolérites-diabases isolés.

B II - PETROGRAPHIE

L'étude microscopique confirme bien les observations de terrain à savoir l'existence des rodingites dérivant des dykes doléritiques ou diabasiques et également des filons gabbroïques.

B II.1) CRITERE D'IDENTIFICATION DES STRUCTURES MAGMATIQUES

Il est assez difficile de reconnaître la texture magmatique ainsi que la nature des roches-mères. La difficulté de reconnaissance des caractères magmatiques des rodingites s'accroît avec l'intensité de ce phénomène. Quelle que soit la difficulté, nous essayerons de proposer, ici, quelques critères qui nous ont permis d'identifier les caractères magmatiques de ces roches :

- Lorsque la rodingitisation est incomplète (50 à 70 %) :

* Observation précise des reliques de textures magmatiques.

* Détermination de la nature des reliques de minéraux magmatiques, ainsi que de leurs relations structurales.

* Identification de la nature des minéraux secondaires pour en déduire la nature des minéraux magmatiques pré-existants.

Exemple : Les minéraux calciques hydratés (hydrogrossulaire par exemple) semblent toujours dérivés des plagioclases. Les minéraux ferro-magnésiens (chlorites ou actinotes), remplaceraient des minéraux ferro-magnésiens magmatiques (clinopyroxène par exemple).

- Lorsque la rodingitisation est presque complète

. Pour la détermination de la nature originelle de la roche-mère :

* Identification précise de nature des minéraux secondaires, tels que silicates de calcium (ou aluminium) hydratés, les phyllosilicates.

* Analyses des proportions de ces minéraux afin d'en déduire la composition modale hypothétique des roches-mères.

Exemple : - 70 à 80 % de minéraux calciques hydratés ou non (hydrogrossulaires par exemple) et 20 à 30 % de phyllo-silicates (chlorites ou actinotes par exemple) donneraient une composition modale correspondant à celle d'une roche initialement acide, riche en plagioclase, type leucogabbro ou gabbro anorthositique.

- 40 à 50 % de minéraux calciques hydratés et 50 à 60 % de minéraux ferro-magnésiens secondaires correspondraient, sans doute, à la composition initiale d'une roche basique type dolérite ou diabase.
Dans le cas où les amphiboles (hornblendes) sont totalement absentes, il s'agirait sans doute d'une dolérite, sinon il peut s'agir d'une diabase.

. *Pour la détermination de la texture magmatique originelle :*

* Observation de la localisation des anciens cristaux magmatiques dont les contours restent plus ou moins perceptibles même lorsque la rodingitisation est très intense.

Exemple : - Lorsque l'hydrogrossulaire, souvent associé à d'autres minéraux calciques et à des chlorites magnésiennes, forme de grandes plages xénomorphes séparées par des agrégats de taille comparable et constitués de trémolite, actinote, chlorites...., la texture initiale est probablement grenue.

- Lorsque ces hydrogrenats se présentent sous forme de plages allongées, ressemblant à de petites lattes fantômes de plagioclases, dispersées dans une matrice formée de minéraux secondaires ferro-magnésiens, la texture initiale est de type ophitique ou subophitique.

- Lorsque ces plages allongées plus ou moins jointives sont disposées de manière à entourer de petits agrégats formés de minéraux ferromagnésiens de type phyllo-silicates, il s'agit alors sans doute d'une texture initialement intersertale.

B II.2) CARACTERES PETROGRAPHIQUES

L'étude microscopique des rodingites renforcée par les analyses microsondes et R.X. a mis en évidence la présence des minéraux secondaires suivants : hydrogrossulaire, chlorites, hornblendes, actinotes/trémolites, xonotlite, prehnite, épidotes, vuagnatite, leucoxène, zéolites et pectolite[1].

Lorsque la rodingitisation est peu intense, on observe aussi des reliques de minéraux magmatiques tels que le clinopyroxène, le plagioclase, les opaques ou le sphène.

Lorsque la rodingitisation est presque complète, aucun minéral magmatique ne subsiste.

Dans les dykes de dolérites-diabases rodingitisés, les seuls minéraux magmatiques conservés sont les clinopyroxènes.

Dans les rodingites doléritiques, ils se présentent en cristaux cassés, fracturés dont les contours sont irréguliers, toujours déchiquetés.

Dans les rodingites diabasiques, ces clinopyroxènes sont souvent associés à de la hornblende verte ou brune et à un peu de chlorites incolores, (Pynchlorites). Ces hornblendes vertes ou brunes sont sans doute issues

---

(1) Les caractères optiques et chimiques de ces minéraux comme ceux des minéraux magmatiques sont traités dans le chapitre B III, propre à la Minéralogie.

de la transformation des clinopyroxènes pendant la phase I d'altération hydrothermal, (v. partie II-A, ch. AIII.4.1°), antérieure à la rodingitisation.
Sinon les clinopyroxènes sont totalement remplacés par des chlorites magnésiennes ou des actinotes-trémolites lorsque la rodingitisation devient importante, dans les rodingites gabbroïques par exemple.
Dans ces dernières, les plagioclases ont plus ou moins résisté et se présentent en cristaux reliques, (0,5 à 10 mm), souvent granulés et recristallisés, (inf. à 0,5 mm), surtout dans les zones écrasées. La recristallisation des plagioclases, liée à la déformation mécanique paraît contemporaine de la rodingitisation.

La même observation a été faite dans les rodingites gabbroïques des Ophiolites d'Eubée Centrale en Grèce par Bertrand et al. (1980).

En dehors de ce cas, tous les plagioclases magmatiques sont entièrement décomposés en hydrogrossulaire, surtout dans les rodingites doléritiques ou diabasiques.
Ces hydrogrossulaires, généralement très abondants (30 à 60 %) se présentent soit sous forme de grandes plages xénomorphes (0,2 à 10 mm), incolores ou légèrement brunâtres soit sous forme de sections hexagonales (inf. à 1 mm) de couleur brun sale souvent entourées de minéraux opaques qui sont toujours en voie de transformation en leucoxène.
Ils sont toujours associés essentiellement à des chlorites magnésiennes (à d = 7 Å), à de la xonotlite et plus rarement à de la vuagnatite ou à de la prehnite. De plus, ces hydrogrossulaires remplissent des veines millimétriques, dans lesquelles sont également présentes des chlorites incolores et un peu de prehnite ou de xonotlite.

Dans les plages xénomorphes d'hydrogrossulaire, nous avons observé de petites inclusions (inf. à 30 microns), à fort relief, polarisant dans les tons du second ordre, (bleuâtre) et de signe optique positif. Ces minuscules cristaux, très peu abondants (inf. à 1-3 %), sont surtout présents dans les rodingites gabbroïques où le degré de rodingitisation est très élevé (sup. à 80 %). Il s'agit de Vuagnatite, comme l'a révélé l'analyse à la microsonde (v. ch. B III-2-5°).

La xonotlite, présente en quantité plus ou moins importante, (inf. à 5-7 %), dans la matrice ou les veines grenatifères, s'exprime en plages incolores blanchâtres polarisant dans les tons gris.
Plus le degré de rodingitisation augmente, plus la quantité de xonotlite est importante.

Les épidotes, (inf. à 3 %), sont soit de la pistachite finement cristallisés et dispersée dans les anciens plagioclases, soit de la clinozoïsite plus largement cristallisée et remplaçant le plagioclase avec l'hydrogrossulaire.
Dans le cas des fines cristallisations (pistachite), il est assez difficile d'attribuer leur formation soit à la saussuritisation (Phase I) soit à la rodingitisation. Cependant leur analogie remarquable avec les épidotes issues de la saussuritisation des plagioclases des dykes non rodingitiques, impliquerait que ces épidotes finement cristallisées sont plutôt formées lors de la phase I d'altération hydrothermale.

La prehnite, également présente en quantité variable (1 à 5 %) est soit en rosettes ou fibres radiées incolores à jaunâtres dans la matrice grenatifère, soit en tablettes lamellaires associées aux chlorites ou à la xonotlite dans les veines grenatifères.
On la rencontre aussi, associée à des zéolites dans des microfractures tardives recoupant toute la masse rodingitique et même les veines grenatifères.
La rodingitisation est donc antérieure à cette phase tectonique (microfracturation et remplissage par prehnite et zéolites) qui correspond à la phase II d'altération hydrothermale affectant également les dykes non rodingitiques.
Par contre, les veines grenatifères paraissent contemporaines de la rodingitisation, qui est aussi liée à une phase tectonique importante.
Cette suggestion peut être confirmée par le présence de microfractures remplies de minéraux sodiques hydratés, (natrolite et pectolite), dont la formation est contemporaine de la métasomatose calcique.
Pendant cette métasomatose, il y a également un départ important d'alcalins. Ces éléments peuvent diffuser dans l'ensemble de la roche encaissante (Vuagnat 1967). Nous estimons en outre qu'ils se concentrent dans les microfractures contemporaines de ce phénomène, dans lesquelles circulent les solutions aqueuses.
Ainsi, s'y forment les minéraux essentiellement sodiques, tels que natrolite et/ou pectolite comme nous l'avons observé dans plusieurs dykes de rodingites doléritiques ou diabasiques.

. La Natrolite, déterminée à la microsonde et aux R.X., (v. ch. B III-2-7°), se présente en fibres allongées (0,5 à 5 mm) incolores, imbriquées avec des fibres de pectolite ou bien en cristaux recristallisés (inf. à 0,5 mm).

. La Pectolite, également déterminée à la microsonde et aux R.X., (v. ch. B III 2-7°), s'exprime en agrégats aciculaires finement cristallisés polarisant dans les tons du second ordre, (jaune rougeâtre).

La pectolite concentrée dans des veines ou dispersée dans la matrice a été également observée dans les rodingites de l'Ophiolite de Neyriz-Zagros en Iran (Adib et Pamic 1980).

Il faut remarquer que la vésuvianite, la zoisite et le talc n'ont pas été observés, dans l'ensemble des rodingites étudiées.

Signalons, enfin la présence d'hydroxydes d'alumine (gibbsite ou diaspore), relevée à la microsonde, (v. ch. B III 2-8°), dans les veines grenatifères. Sa formation est probablement liée à la libération d'Al_2O_3 pendant le processus métasomatique (cf. réaction 2, p.309).

B II.3) TYPES PETROGRAPHIQUES

Les critères d'identification de la nature magmatique des roches rodingitiques, (ch. B II-1), nous ont permis de les classer en 3 types différents :

- *Rodingites gabbroïques*
- *Rodingites doléritiques*
- *Rodingites diabasiques*

Bien que les paragénèses de ces trois types de rodingites ne soient pas très différentes, nous les décrirons séparément en insistant sur les caractères qui les distinguent.

B II.3.1°) Rodingites gabbroïques

Ces rodingites dérivent des filons de gabbros anorthositiques ou de leucogabbros pegmatitiques, intrusifs dans les péridodites fortement serpentinisées. Elles sont blanches ou rosâtres, denses et assez homogènes. La texture magmatique initiale nous semble être grenue. Le degré de rodingitisation est toujours très important (sup. à 80 %).

Le plagioclase magmatique, dont la composition est essentiellement anorthitique, subsiste plus ou moins (inf. à 10 %), en grandes plages centimétriques courbées, cassées ou craquelées. (Photos K1 et K2). Il est localement recristallisé, surtout dans les zones écrasées (Photo K2), sinon il est toujours remplacé par de l'hydrogrossulaire (40 à 60 %) auquel s'associent le plus souvent la xonotlite (inf. à 5 %), la chlorite magné-

sienne à d = 7 Å (15 à 20 %) et la vuagnatite (inf. à 2 %).
Il existe aussi une autre variété de chlorite incolore, polarisant dans les tons gris-bleuâtre (Ripidolite) qui est toujours associée à de la Xonotlite ou de la prehnite dans les veines grenatifères.

Le clinopyroxène magmatique ne subsiste jamais. Il est remplacé par de l'actinote-trémolite (inf. à 5-7 %) ou par de la chlorite magnésienne.

Comme autres minéraux moins abondants dont la présence est vraiment occasionnelle, on peut citer la clinozoisite, l'ilménite, le sphène ou le leucoxène.

Enfin, signalons que les microfractures tardives (phase II) sont totalement absentes.

B II.3.2°) Rodingites doléritiques

Ces rodingites dérivent des dykes doléritiques à bordures figées. Elles sont peu homogènes, de couleur gris-sale ou blanchâtre. La texture magmatique initiale nous semble être subophitique à intersertale, porphyrique.
Le degré de rodingitisation est beaucoup plus faible (50 à 70 %) que dans le cas précédent.

Le plagioclase magmatique ne subsiste jamais. Il est totalement remplacé par l'hydrogrossulaire (30 % en moyenne) auquel s'associent toujours la chlorite magnésienne à d = 7 Å (10 à 15 %) et un peu de xonotlite (inf. à 2 %) - la pistachite, produit de la saussuritisation (phase I) est aussi parfois présente -.

Le clinopyroxène, (10 à 20 % en reliques), est partiellement remplacé par des actinotes-trémolites (15 à 20 %) ou des chlorites magnésiennes (inf. à 20 %).

Les veines grenatifères sont presque absentes. En revanche les microfractures contemporaines de la rodingitisation et remplies de natrolite et pectolite sont très abondantes.
La clinozoisite, la prehnite, la vuagnatite, le sphène ou le leucoxène sont aussi parfois présents.

Enfin, remarquons que la recristallisation et/ou la granulation sont presque absentes et que les minéraux opaques (ilménite) sont très abondants.

B II.3.3°) Rodingites diabasiques

Elles dérivent des dykes de diabases, de couleur gris-blanchâtre à texture magmatique originelle de type subophitique ou intersertal, porphyrique ou non. Leurs paragénèses sont très voisines des précédentes.

Le clinopyroxène est entièrement transformé en hornblende verte ou brune, associée à un peu de chlorite incolore (pynchlorite). Cette amphibolitisation, antérieure à la rodingitisation correspond à la phase I, (cf. partie II-A, ch. A III-4-1°).
Ces anciens cristaux de clinopyroxènes amphibolitisés sont les mieux conservés (40 % en moyenne). Ils se présentent en prismes trapus interstitiels ou en grandes plages poecilitiques englobant d'anciennes lattes de plagioclases grenatisés. Ils sont toujours partiellement remplacés par des actinotes-trémolites ou par des chlorites magnésiennes (inf. à 10 %). Par contre, le plagioclase ne subsiste jamais. Il est toujours remplacé par l'hydrogrossulaire (30 à 40 %) associé aux chlorites magnésiennes (5 à 10 %). Cet hydrogrossulaire remplit également en quantité importante (10 à 15 %) les veines contemporaines de ce phénomène, dans lesquelles sont présentes aussi la xonotlite (inf. à 4 %), des chlorites incolores à jaunâtres riches en fer, (Ripidolites), (inf. à 4 %) et de la prehnite (inf. à 3 %).
La prehnite est aussi présente dans la matrice sous forme de fibres radiées (inf. à 0,5 mm) associées aux zéolites ou en rosettes (inf. à 0,3 mm) incolore à jaunâtre. Signalons que, dans certaines rodingites diabasiques, la prehnite, toujours présente, peut être dominante sur l'hydrogrenat.
La microfracturation tardive (phase II) avec remplissage par de la prehnite et des zéolites est localement très importante.

B III - MINERALOGIE

Nous allons étudier à présent les caractéristiques optiques et chimiques des minéraux secondaires ainsi que ceux des reliques de minéraux magmatiques des rodingites.

B III.1) MINERAUX MAGMATIQUES

Les minéraux magmatiques qui ont plus ou moins résisté à la rodingitisation sont le clinopyroxène et le plagioclase.

B III.1.1°) Clinopyroxène

Le clinopyroxène ne subsiste que dans les rodingites doléritiques en plages poecilitiques ou en prismes trapus avec $Ng\hat{}c = 42$ à 48°.

B III.1.2°) Plagioclase

Il ne subsiste plus ou moins que dans les rodingites gabbroïques dans lesquelles il est par endroit recristallisé.
Ces plagioclases, recuits ou non, sont très calciques. Ils ont des compositions chimiques constantes : An_{94} à An_{95} (Tabl. II-28 bis).

B III.2) MINERAUX SECONDAIRES

B III.2.1°) Amphiboles

Dans les rodingites diabasiques, le clinopyroxène est presque totalement transformé en amphiboles. Quelques unes ont été analysées à la microsonde "Camebax" (Tabl. II-29).
Il s'agit d'amphiboles calciques dont les caractéristiques sont les suivantes :

. $(Ca + Na)_B > 1.34$. $Ca_B > 1.34$. $Na_B < 0.67$

. $(Na + K)_A < 0.50$. $Ti < 0.50$

Suivant la classification de Leake (1978), il s'agit de :

- *hornblende actinolitique*
- *hornblende magnésienne*

n° d'ordre		1	2	3
Analyses n°		1-63	1-58	1-59
SiO_2	:	44.36	44.68	44.73
Al_2O_3	:	34.64	35.45	35.45
FeO	:	0.04	0.29	-
MnO	:	-	-	-
MgO	:	0.02	0.03	-
CaO	:	18.52	18.00	17.30
Na_2O	:	0.60	0.60	0.51
K_2O	:	-	0.02	0.01
TiO_2	:	-	0.10	0.04
NiO	:	-	0.24	0.05
ZnO	:	-	0.16	0.29
Cr_2O_3	:	0.02	0.11	-
TOTAL	:	98.20	99.67	98.38
		sur la base de 8 Oxygènes		
Si	:	2.083	2.070	2.085
Al	:	1.914	1.932	1.947
Fe^{3+}	:	-	-	-
Ti	:	-	0.003	0.001
Cr	:	0.001	0.004	-
Mg	:	0.002	0.002	-
Fe^{2+}	:	0.002	0.011	-
Mn	:	-	-	-
Ni	:	-	0.009	0.002
Zn	:	-	0.006	0.010
Ca	:	0.932	0.894	0.870
Na	:	0.055	0.054	0.046
K	:	-	0.001	0.001
Z	:	3.998	4.009	4.033
X	:	0.992	0.977	0.929
TOTAL	:	4.990	4.986	4.962
Ab %	:	5.57	5.69	5.02
An %	:	94.43	94.20	94.88
Or %	:	-	0.11	0.10
$\frac{100.An}{An + Ab}$	:	94.43	94.30	94.97

Tableau II-28 bis : Analyses Chimiques et Proportions cationiques des plagioclases non recuits (n° 1 et 2) et recuits (n° 3) des Rodingites gabbroïques de Pozanti-Karsanti. (éch. n° AC-fels).

comme le montre la disposition des points représentatifs des amphiboles dans le diagramme "Mg/Mg + Fe^{2+} - Si" de Leake (1978) (Fig. II-55). Dans la plupart des cas, Fe^{3+} est supérieur à 0,75 ou à 1.00, par conséquent les préfixes "ferrian" ou "ferri" ont été ajoutés devant leurs noms.

- Les variétés "ferrian" des hornblendes magnésiennes ($0.75 < Fe^{3+} < 1.00$) sont des hornblendes vert-brunâtre avec Ng^c = 14 à 20°.

- Les variétés "ferri" ($Fe^{3+} > 1.00$), sont des hornblendes brunes avec Ng^c = 7 à 10°.

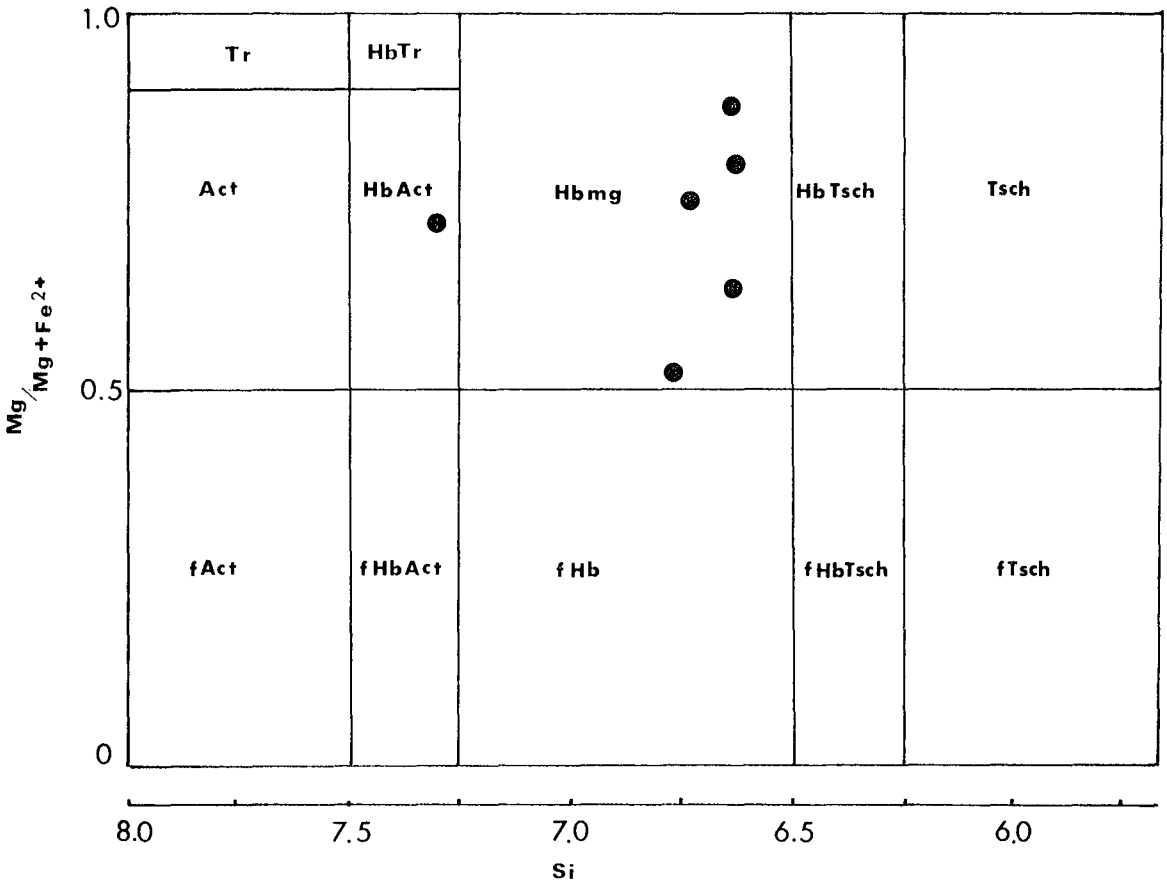


Fig. II-55 : Classification des amphiboles calciques des Rodingites-diabasiques à l'aide du diagramme "Mg/Mg + Fe2+ - Si" de Leake (1978).

Compositions :

$(Ca + Na)_B > 1.34$ $\quad Ca_B > 1.34$ $\quad Na_B < 0.67$

$(Na + K)_A < 0.50$ $\quad Ti < 0.50$

Légende du Tableau II-29 : *Analyses Chimiques et Formules structurales des Amphiboles calciques des Rodingites diabasiques (éch. n° AC 78 D2).*

A) - Moyenne des Hornblendes magnésiennes des Rodingites diabasiques.

B) - Moyenne des Hornblendes magnésiennes des Dykes diabasiques non rodingitiques.

La formule structurale, "A_{0-1}. B_2. C_5. T_8. O_{23}; (OH)", est calculée sur la base de 23 Oxygènes, en partageant le fer en fer ferreux (Fe^{2+}) et en fer ferrique (Fe^{3+}) d'après la méthode proposée par Leake (1978) en fixant le nombre de cations des sites T et C à 13 atomes.

(1) - "T" comprend Si, Al^{IV} (égal à 8.000) ;
"C" comprend Al^{VI}, Cr, Ti, Fe^{3+}, Mg, Fe^{2+}, Mn, Ni et Zn (égal à 5.000) ;
"B" comprend Ca et une partie de Na (égal à 2.000) ;
"A" comprend le reste de Na et K (inférieur à 1.000).

Abréviations :

- *HbAct* = *Hornblende actinolitique,*
- *Hbmg* = *Hornblende magnésienne.*
- *"ferrian"* = *pour* $0.75 < Fe^{3+} < 1.00$
- *"ferri"* = *pour* $Fe^{3+} \geq 1.00$ *(d'après la nomenclature de Leake 1978).*

	1	2	3	4	5	6		
	1-81	1-96	1-75	1-77	1-78	1-76	A	B
SiO_2 :	50.28	46.05	45.50	45.75	44.99	45.69	46.38	45.92
Al_2O_3 :	5.34	9.31	10.39	9.05	11.27	8.23	8.93	8.93
FeO_t :	16.45	17.03	17.87	17.63	15.52	18.44	17.16	17.41
MnO :	0.12	0.27	0.49	0.45	0.23	0.26	0.30	0.34
MgO :	12.63	10.63	9.86	10.74	8.90	11.26	10.67	11.10
CaO :	10.75	10.10	10.36	9.06	11.64	8.82	10.12	11.04
Na_2O :	0.53	1.47	1.53	1.39	1.12	0.91	1.16	1.37
K_2O :	0.12	0.10	0.06	-	0.12	0.03	0.07	0.15
TiO_2 :	0.27	1.91	1.69	2.01	1.81	1.84	1.59	1.18
NiO :	-	0.12	0.16	0.66	0.10	0.08		
ZnO :	-	-	-	0.17	-	0.24		
Cr_2O_3 :	-	0.10	-	-	-	0.03		
TOTAL :	96.49	97.08	97.89	96.91	95.72	95.82		
			sur la base de 23 Oxygènes					
Si :	7.301	6.729	6.631	6.628	6.772	6.637		
Al^{IV} :	0.699	1.271	1.369	1.372	1.228	1.363		
Al^{VI} :	0.213	0.330	0.412	0.171	0.768	0.043		
Cr :	-	0.012	-	-	-	0.004		
Ti :	0.029	0.210	0.184	0.218	0.204	0.200		
Fe^{3+} :	0.914	0.897	0.909	1.555	-	1.907		
Mg :	2.751	2.330	2.156	2.334	2.010	2.453		
Fe^{2+} :	1.078	1.164	1.261	0.573	1.947	0.326		
Mn :	0.015	0.033	0.060	0.055	0.029	0.031		
Ni :	-	0.014	0.018	0.076	0.012	0.009		
Zn :	-	-	-	0.018	-	0.027		
Ca :	1.672	1.580	1.618	1.407	1.877	1.373		
Na_B :	0.149	0.420	0.383	0.389	0.123	0.256		
Na_A :	-	-	0.049	-	0.203	-		
K :	-	0.019	0.011	-	0.023	0.004		
TOTAL(1) :								
T :	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000		
C :	5.000	5.000	5.000	5.000	4.970	5.000		
B :	1.821	2.000	2.000	1.796	2.000	1.629		
A :	-	0.019	0.060	-	0.226	0.004		
$\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$:	0.72	0.67	0.63	0.80	0.51	0.88		
Fe^{3+}/Fe^{2+} :	0.85	0.77	0.72	2.71	-	5.80		
Nom :	ferrian HbAct	ferrian Hbmg	ferrian Hbmg	ferri Hbmg	Hbmg	ferri Hbmg		

Tableau II-29 : Analyses chimiques et Formules structurales des Amphiboles calciques des rodingites diabasiques de Pozanti-Karsanti (éch. AC 78 D2).

Toutes ces amphiboles sont d'origine secondaire comme le montre le diagramme Ti - Si de Leake (1965), (non figuré).
Elles sont fort comparables à celles des diabases non rodingitisées, (cf. partie II-A, ch. A V-2), et s'apparentent à la phase I d'altération hydrothermale. Leur formation est donc antérieure au processus de rodingitisation.
Par contre, les actinotes ou trémolites qui s'expriment en fibres allongées (inf. à 0,6 mm), avec Ng^c = 12 à 14° et qui remplacent les clinopyroxènes amphibolitisés ou non dérivent cette fois de la rodingitisation.

B III.2.3°) Chlorites

La détermination des caractéristiques optiques, chimiques et diffractométrique a mis en évidence l'existence de trois types de chlorites :

- *Chlorite n° 1* : (présente uniquement dans les rodingites diabasiques) Elle est incolore à verdâtre, polarisant dans les tons gris-foncé, d'allongement et de signe optique positifs. Elle est toujours associée aux hornblendes dérivées des clinopyroxènes.
Il s'agit d'une chlorite ferro-magnésienne intermédiaire selon Foster (1962) ou d'une "pynchlorite" selon Hey (1954) (Fig. II-56).
Sa formule structurale est la suivante : (Tabl. II-30 A).

$$(Al^{VI}_{1.4} \cdot Fe^{2+}_{2.7} \cdot Mg_{1.8})\ (Si_{2.8} \cdot Al^{VI}_{1.2})\ O_{10}\ (OH)_8$$ sur la base de 14 = 0

Elle est fort comparable à celle des dykes de diabases non rodingitiques.

- *Chlorite n° 2* : (présente dans tous les types de rodingites) : Elle est incolore, polarisant dans les tons gris-blanc, d'allongement négatif, de signe optique positif. Elle est toujours associée à l'hydrogrossulaire et à la xonotlite dans la matrice. Cette chlorite a été analysée qualitativement aux RX.[1]. Les distances réticulaires (d en A°) correspondent bien à une chlorite magnésienne à d_{max} = 7 A° (Tabl. II-31).

---

(1) Les analyses qualitatives de ces minéraux comme d'ailleurs toutes les autres citées dans le texte, sont réalisées au Laboratoire de Minéralogie à l'Université de Nancy I, avec le concours de M. Bourdon, par la méthode de "Debye-Scherrer en retour" avec anticathode au Cu ($\lambda_{k\alpha 1}$ = 1,54 A°).

Types	:	A	B	
n° d'ordre	:	1	2	3
n° d'analyse	:	3-80	5-72	5-74
SiO_2	:	25.60	24.17	24.30
Al_2O_3	:	19.44	20.82	20.53
FeO_t	:	29.53	35.76	34.58
MnO	:	-	0.30	0.11
MgO	:	10.64	7.18	8.10
CaO	:	0.25	0.25	0.25
Na_2O	:	-	-	0.04
K_2O	:	-	-	-
TiO_2	:	-	0.05	0.03
NiO	:	0.10	nd	nd
ZnO	:	-	nd	nd
Cr_2O_3	:	-	nd	nd
BaO	:	nd	-	0.12
TOTAL	:	85.57	88.54	87.93
		sur la base de 14 Oxygènes		
Si	:	2.835	2.680	2.697
Al^{IV}	:	1.165	1.320	1.303
Al^{VI}	:	1.368	1.396	1.378
Ti	:	-	0.004	0.003
Fe^{3+}	:	-	-	-
Mg	:	1.768	1.194	1.349
Fe^{2+}	:	2.725	3.305	3.198
Mn	:	-	0.028	0.010
Ni	:	0.009	-	-
Ba	:	-	-	0.005
Ca	:	0.030	0.029	0.013
Na	:	-	-	0.008
Y	:	4.000	4.000	4.000
X	:	5.900	5.956	5.964
TOTAL	:	9.900	9.956	9.964
$Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$	:	0.61	0.73	0.70
Al^{VI}/Al^{IV}	:	1.17	1.06	1.06

Tableau II-30 : Analyses Chimiques et Proportions cationiques des Chlorites des Rodingites de Pozanti-Karsanti (éch. n° AC 78 D2), nd = non dosé.

A) - Chlorite n° 1 = Pynchlorite
B) - Chlorite n° 3 = Ripidolite
(v. le texte).

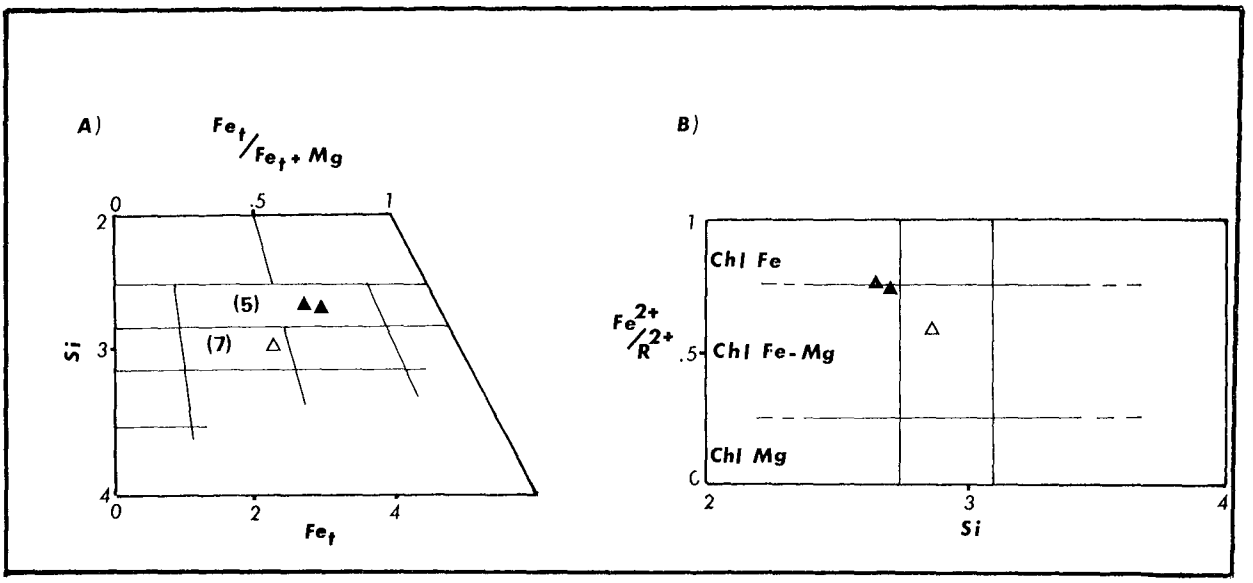


Fig. II-56 : Classification des chlorites des rodingites.

A) Diagramme Si - Fe^{2+}_t/Fe_t + Mg de Hey (1954)

B) Diagramme $Fe^{2+}/R^{2+}/Si$ de Foster (1962)

(5) : Ripidolite
(7) : Pynchlorites

△ : Chlorites n° 1 associées aux hornblendes (Phase I)

▲ : Chlorite n° 3 associées aux minéraux secondaires calciques dans les veines grenatifères.

- *Chlorite n° 3* : (présente dans tous les types de rodingites) : Elle est incolore à jaunâtre, à aspect micacé légèrement pléochroïque, polarisant dans les tons gris-bleuâtre, d'allongement négatif, de signe optique positif. Elle est toujours associée à la xonotlite et à la prehnite dans les veines grenatifères.

Il s'agit d'une chlorite riche en fer selon Foster (1962) ou d'une 'Ripidolite" selon Hey (1954) (Fig. II-56).

Sa formule structurale est la suivante : (Tabl. II-30 B).

$$(Al^{IV}_{1.4} \cdot Fe^{2+}_{3.3-3.2} \cdot Mg_{1.2-1.3})\ (Si_{2.7} \cdot Al^{VI}_{1.3})\ O_{10}\ (OH)_8$$ sur la base de 14 = 0

La chlorite n° 3 (ripidolite) est plus ferrifère (35 %) et moins magnésienne (8 %) que la chlorite n° 1 (pynchlorite), (respectivement 29 % et 11 %).

d (A°)	I	d (A°)	I
7.15	FF	2.11	ff
4.79	mf	2.04	ff
4.63	mF	1.92	f
3.60	F	1.76	mf
2.88	f	1.73	mF
2.61	f	1.54	F
2.54	ff	1.51	mf
2.48	mF	1.48	f
2.39	f	1.42	f
2.39	ff		

Tableau II-31 : Raies de distances réticulaires d (en A°) de la Chlorite magnésienne (n° 2) des roches rodingitiques (v. le texte).

- *Méthode de poudre "Debye-Scherrer en retour" Anticathode de Cu. $\lambda K1 = 1.54$ A°. Chambre de 180 mm.*
- *Référence : Fiche ASTM n° 16-351.*

Les intensités (I) des raies sont estimées par rapport aux raies très fortes et sont nommées de la manière suivante :

. *FF : "très forte"* correspondant à $I/I_o = 100$.
. *F : "forte"* correspondant à $I/I_o = 80-90$.
. *mF : "moyennement forte"* correspondant à $I/I_o = 60-70$.
. *mf : "moyennement faible"* correspondant à $I/I_o = 40-50$.
. *f : "faible"* correspondant à $I/I_o = 20-30$.
. *ff : "très faible"* correspondant à $I/I_o = 10-0$.

On constate ainsi que ces trois types de chlorites sont d'origines différentes :

- la chlorite n° 1, associée aux hornblendes dérive de la transformation des clinopyroxènes et appartient à la phase I d'altération hydrothermale. Elle est tout à fait identique à celle des dykes non rodingitiques et sa formation est antérieure à la rodingitisation.

- les chlorites n° 2 magnésiennes et n° 3 riches en fer sont contemporaines de la rodingitisation.

B III.2.3°) Hydrogrenats

Ce sont des produits typiques de la métasomatose calcique. Ils se présentent soit en grandes plages xénomorphes incolores ou légèrement brunâtres, soit en sections héxagonales brun sale, toujours isotropes.

Les analyses chimiques montrent qu'il s'agit d'*hydrogrossulaire*(1) plus précisèment de *hibschite*(1). Les données chimiques et formules structurales, calculées sur la base de 10 oxygènes, sont présentées dans le tableau II-32. Nous constatons une analogie remarquable avec l'analyse typique de la hibschite des roches métasomatiques calciques du Caucase (URSS) donnée par Belyankin et Petrov (1941), ainsi qu'avec les analyses d'hydrogrossulaire des rodingites de l'Ophiolite de Neyriz (Zagros-Iran) données par Adib et Pamic (1980) (Tabl. II-33). Cependant, le total des analyses de ces hibschites est relativement faible (85 à 91 %) alors que celui des hibschites typiques est toujours supérieur à 90 %.

Le tableau II-34 présente les données de la diffractométrie X de ces grenats.

---

(1) . La formule générale des hydrogrossulaires est :

- $Ca_3\ Al_2\ Si_2\ O_8\ (SiO_4)_{1-m}\ (OH)_{4m}$ où m = 0 à 1 (Mc Connel 1942)

ou

- $3\ CaO\ .\ Al_2O_3\ .\ 1{,}5\ SiO_2\ .\ 3\ H_2O$ (Coleman 1967)

. La formule structurale de la hibschite, (où m = 1), est :

- $3\ CaO\ .\ Al_2O_3\ .\ 2\ SiO_2\ .\ 2\ H_2O$ (Hutton 1943)

N.B. : Les hibschites ont des teneurs légèrement plus faibles en SiO_2 et en Al_2O_3 mais plus élevées en CaO et en H_2O que les hydrogrossulaires typiques (Belyankin et Petrov 1941).

	1	2	3	4	5	6	Moyenne (6)
	1-71	1-68	1-70	1-72	1-73	1-69	
SiO_2 :	29.24	28.38	28.20	27.08	31.10	26.98	28.50
Al_2O_3 :	23.21	23.57	23.44	23.43	21.86	22.15	22.94
FeO_t :	0.05	-	-	-	0.09	-	0.02
MnO :	-	-	-	-	0.25	-	0.04
MgO :	0.07	0.01	-	-	0.09	0.06	0.04
CaO :	38.52	38.76	38.56	37.17	34.17	36.06	37.21
Na_2O :	-	0.05	-	-	-	0.01	0.01
K_2O :	0.03	-	0.03	-	0.03	0.02	0.02
TiO_2 :	0.01	-	-	0.06	0.05	-	0.02
NiO :	-	-	-	-	-	0.06	0.02
ZnO :	-	-	-	0.26	0.09	-	0.05
Cr_2O_3 :	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL :	91.13	90.76	90.23	88.00	87.73	85.35	88.88
			sur la base de 10 Oxygènes				
Si :	2.074	2.027	2.027	1.988	2.254	2.046	
Al :	1.938	1.981	1.982	2.030	1.864	1.980	
Ti :	0.001	-	-	0.003	0.003	-	
Ca :	2.929	2.967	2.970	2.938	2.654	2.931	
Na :	-	0.007	-	-	-	0.001	
K :	0.003	-	-	0.003	0.003	-	
Fe :	0.003	-	-	-	0.005	-	
Mg :	0.008	0.001	-	-	0.010	0.007	
Z :	2.074	2.027	2.027	1.988	2.254	2.046	
Y :	1.939	1.981	1.982	2.033	1.867	1.980	
X :	2.943	2.975	2.973	2.952(1)	2.692(2)	2.945(3)	

Tableau II-32 : Analyses chimiques et Proportions cationiques des Hydrogrossulaires (Hibschites) des Rodingites.

Z = Si, Y = An (+ Ti), X = Ca (+ Na + K + Fe + Mg + Ni + Zn).

(1) - Ni = 0.014 y inclus
(2) - Mn = 0.015 et Zn = 0.005 y inclus
(3) - Ni = 0.004 y inclus.

Les données révèlent l'existence de deux types d'hydrogrossulaires :

- *Hibschite* à d_{max} = 2,68 A°
- *Plazolite* à deux raies maxima dont les distances réticulaires sont 2,71 A° et 1,62 A°.

La plazolite est une variété d'une hibschite à CO_2[(1)], décrite pour la première fois par Fosheg (1920) en Californie et plus tard par Hutton (1943) dans les roches gabbroïques rodingitiques de Nouvelle-Zélande. Elle a exactement les mêmes caractères optiques et chimiques que la hibschite.
On peut dire qu'il s'agit sans doute d'une hibschite contaminée en CO_2.
La plazolite et la hibschite ne peuvent être distinguées que par les R.X. Elles ont, en effet, des raies maxima nettement différentes (Tabl. II-34). Ainsi, la présence de plazolite, toujours associée à la hibschite, expliquerait-elle la faible valeur du total des analyses chimiques de ces hydrogrossulaires.
On remarque d'ailleurs une teneur en CO_2 relativement importante dans la roche globale qui est pourtant presque totalement dépourvue de calcite (cf. ch. B IV).

B III.2.4°) Xonotlite

La xonotlite[(2)], silicate de calcium hydraté, est un produit typique de la mésomatose calcique (Coombs et Lander 1960, O' Brien et Rodgers 1973). Elle est incolore ou légèrement brunâtre et polarise dans les tons gris ou gris-blanchâtre. Elle est présente (toujours inf. à 5 %) dans l'ensemble des rodingites étudiées ici. Elle est toujours associée aux hydrogrossulaires remplaçant les plagioclases (type A) ou à la chlorite n° 3 et à la prehnite dans les veines grenatifères (type B).

---

(1) Formule théorique de la Plazolite

$3\ CaO\ .\ Al_2O_3\ .\ 2\ (SiO_2,\ CO_2)\ .\ 2\ H_2O$ *(Foshag 1920, Belyankin et Petrov 1941)*

(2) Formule théorique : $3\ Ca\ SiO_3\ .\ H_2O$ *(Coombs et Lander 1960)*

d (A°)	I	Identification
4.95	mF	Plaz.
3.25	mF	Plaz.
3.00	F	Hibs.
2.71	FF	Plaz.
2.68	FF	Hibs.
2.59	f	Plaz. + Hibs.
2.48	F	Plaz.
2.46	mF	Hibs.
2.37	F	Plaz. + Hibs.
2.20	F	Plaz. + Hibs.
2.14	f	Plaz.
2.11	ff	Hibs.
1.96	F	Plaz. + Hibs.
1.92	f	Plaz.
1.89	ff	Hibs.
1.76	mF	Plaz.
1.73	mF	Hibs.
1.67	F	Plaz. + Hibs.
1.62	FF	Plaz.
1.52	mF	Plaz.
1.50	mF	Hibs.
1.36	mF	Plaz.
1.35	mF	Hibs.
1.32	mF	Plaz.
1.30	mF	Hibs.
1.28	mf	Plaz. + Hibs.

Tableau II-34 : Raies de distances réticulaires (d en A°) des Hydrogrossulaires des Rodingites de Pozanti-Karsanti.

Présence de Hibschite (d_{max} = 2.68 A°)
et de Plazolite (d_{max} = 2.71 A° et 1.62 A°)

Référence : Fiches ASTM n° 4-723 pour Hibschite, n° 3-801 pour Plazolite.

N.B. : Voir le tableau II-31 pour la légende des intensités (I) des raies obtenues.

	A	B	C
SiO_2 :	28.50	27.57	27.3 - 33.1
Al_2O_3 :	22.94	18.52	24.1 - 26.0
CaO :	37.21	38.39	40.2 - 32.6
TOTAL :	88.88	91.21	92.2 - 92.4

Tableau II-33 : A)- Hibschites (en moyenne) des Rodingites de Pozanti-Karsanti.

B)- Hibschite typique, dans les roches métasomatiques calciques de Caucase (Géorgie en URSS), (Belyankin et Petrov 1941).

C)- Hydrogrossulaires dans les Rodingites de l'Ophiolite de Neyriz-Zagros (Iran), (Adib et Pamic 1980).

Toutes ces xonotlites, (A ou B), ont un chimisme constant, (SiO_2 49 % et CaO 48 %). La xonotlite B contient relativement plus de fer (0,1 à 0,15 %) que la xonotlite A, (inf. à 0,04 %) (Tabl. II-35). Les rapports atomiques sont les suivants :

Ca = 3,05 à 3,11 Si = 2,96 à 2,93

De légers excès de calcium, constatés dans les xonotlites analysées, qui sont par ailleurs tout à fait normales, seraient dûs à leur association permanente avec l'hydrogrossulaire ou la prehnite (O'Brien et Rodgers 1973).

B III.2.5°) Vuagnatite

Dans certaines roches rodingitiques, nous avons observé de petits cristaux, (inf. à 30 microns), incolores à relief fort et d'allongement négatif, polarisant dans les tons du second ordre (bleuâtre).

Ils se présentent sous forme de petites sections carrées souvent xénomorphes et sont toujours associées aux hydrogrossulaires.

Types	(A)			(B)		Moyenne (5)
n° ordre	1	2	3	4	5	
n° anal.	5-66	5-67	5-68	5-70	5-71	
SiO_2 :	49.23	49.06	49.19	49.47	49.03	49.20
Al_2O_3 :	0.20	0.10	0.24	0.16	0.20	0.18
FeO_t :	0.04	0.04	-	0.15	0.10	0.07
MnO :	0.04	0.03	0.02	0.17	0.03	0.06
MgO :	-	-	-	0.01	-	-
CaO :	48.75	48.08	48.08	47.60	48.71	48.24
Na_2O :	0.01	0.01	-	0.01	-	0.01
K_2O :	-	-	0.07	0.03	0.01	0.02
TiO_2 :	-	0.02	-	-	-	0.02
BaO :	-	-	-	-	0.11	0.02
TOTAL :	98.27	97.33	97.60	97.60	98.19	97.80
	sur la base de 9 Oxygènes					
Si :	2.934	2.950	2.944	2.958	2.927	
Al :	0.014	0.005	0.017	0.011	0.014	
Fe :	0.002	0.001	-	0.007	0.004	
Mn :	0.002	0.001	0.001	0.008	0.001	
Ca :	3.110	3.094	3.083	3.049	3.110	
Na :	0.001	0.001	-	0.001	-	
K :	-	-	0.005	0.002	-	
Ba :	-	-	-	-	0.002	

Tableau II-35 : Analyses Chimiques et Proportions cationiques des Xonotlites des Roches rodingitiques.

A - Xonotlite = = Associée à l'Hydrogrenat
B - Xonotlite = = Associée à la Chlorite n° 3 (Ripidolite) et à la Prehnite.

(v. le texte).

A)

SiO_2	: 33.10	"VUAGNATITE"	
Al_2O_3	: 28.53	analyse n° = 1-67	
FeO_t	: 0.08	éch. n° = AC-fels.	
MnO	: -	Si : 0.997	
MgO	: -	Al : 1.004	
CaO	: 30.63	Ca : 0.983	
Na_2O	: -	Fe : 0.001	... 1.001
K_2O	: -	Zn : 0.015	
TiO_2	: 0,03	Cr : 0.002	
NiO	: -	TOTAL : 3.002	
ZnO	: 0.69		
Cr_2O_3	: 0.09	$Ca_{0.98} \cdot Al_{1.00} \cdot Si_{1.00} \cdot O_4 (OH)$	
TOTAL	: 90.15		

B)

	Pozanti Karsanti	Turquie		Guatémala	Neyriz (Iran)	Vuagnatite théorique
SiO_2 :	33.10	33.10 (1)	32.63 (2)	32.86 (1)	35.20 (3)	34.10 (2)
Al_2O_3 :	28.53	28.74	27.26	28.66	26.30	28.95
CaO :	30.63	31.07	31.38	30.67	31.30	31.83

Tableau II-36 : A) - Analyse chimique de la Vuagnatite des Rodingites gabbroïques de Pozanti-Karsanti.

B) - Comparaison avec les analyses chimiques de la Vuagnatite de Turquie, de Guatémala et d'Iran ainsi qu'avec celle de la Vuagnatite théorique.

(1) Extrait de "Bertrand et Sarp (1976)".
(2) Extrait de "Sarp et al (1976)".
(3) Extrait de "Adib et Pamic (1980)".

L'analyse chimique à la microsonde, a révélé qu'il s'agissait de vuagnatite - silicate de calcium et d'aluminium hydraté, (Ca Al (OH) SiO_4), - décrite pour la première fois par Sarp (1976), Sarp et al. (1976), dans les rodingites de Yesilova - Burdur en Turquie. La rareté du minéral, sa distribution tout à fait irrégulière, ainsi que les difficultés de séparation n'ont permis que deux analyses à la microsonde. Leur moyenne est présentée dans le tableau II-36 A. La composition obtenue : "$Ca_{0.98} \cdot Al_{1.00} \cdot Si_{1.00}\ O_4\ (OH)$", démontre la parfaite analogie chimique avec la vuagnatite décrite dans d'autres gisements : (Tabl. II-36 B)

- Turquie (Sarp et al. 1976, Bertrand et Sarp 1976)
- Guatémala (Bertrand et Sarp 1976)
- Neyriz (Iran), (Adib et Pamic 1980)

Elle contient très peu de fer (500 ppm) et de titane (170 ppm). La présence de ces éléments en traces serait due à des inclusions de phyllosilicates (Sarp et al. 1976).

A titre de renseignement, ajoutons que Sarp et Deferne (1980) ont récemment signalé la présence d'autres minéraux calciques hydratés proches de la vuagnatite ; - la Chantalite "$Ca\ Al_2\ SiO_4\ (OH)_4$" et la Parthéite "$Ca\ Al_2\ Si_2\ O_8 \cdot 2\ H_2O$" -, dans les rodingites.

B III.2.6°) Prehnite

Ce minéral paraît jouer un rôle relativement important dans les processus de rodingitisation affectant les dykes de dolérites-diabases. Il existe au moins trois générations de prehnite qui sont les suivantes :

- *Prehnite n° 1 :* Elle se présente en fibres radiées ou en rosettes incolores à légèrement jaunâtres, souvent associée à l'hydrogrossulaire et à peu de zéolites dans la matrice.

- *Prehnite n° 2* Elle se présente en tablettes lamellaires incolores, associée à la Xonotlite (B) et à la chlorite n° 3 (Ripidolite) dans les veines grenatifères.

- *Prehnite n° 3 :* Elle se présente également en cristaux lamellaires incolores, mais toujours associée aux zéolites dans les microfractures tardives (phase II).

La formation de la prehnite n° 1 et n° 2 est contemporaine du processus de rodingitisation. Celle de la prehnite n° 3 est posté-

Types	(A)		(B)		(C)		
n° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7
n° d'analyse	1-83	5-69	1-94	5-73	4-12	1-66	1-62
SiO_2	43.55	41.90	42.34	43.20	43.36	42.71	43.23
Al_2O_3	23.32	22.97	24.62	23.57	23.67	24.60	24.50
FeO_t	-	-	0.12	0.43	-	0.22	0.01
MnO	0.31	0.08	-	-	-	-	-
MgO	0.04	0.02	0.04	0.01	0.02	-	-
CaO	24.85	26.14	26.01	27.01	27.69	25.75	25.36
Na_2O	0.09	0.01	0.02	-	0.11	0.08	-
K_2O	0.07	-	-	0.03	-	0.04	-
TiO_2	0.03	0.04	-	-	-	0.03	-
NiO	0.11	nd	-	nd	-	0.12	-
ZnO	-	nd	0.43	nd	-	-	-
Cr_2O_3	-	nd	-	nd	0.28	-	0.12
BaO	nd	-	nd	-	nd	nd	nd
TOTAL	92.38	91.16	93.58	94.24	95.13	93.55	93.22
			sur la base de 22 Oxygènes				
Si	6.160	6.044	5.950	6.037	6.022	5.987	6.054
Al^{IV}	-	-	0.050	-	-	0.013	-
Al^{VI}	3.882	3.898	4.021	3.875	3.868	4.043	4.038
Fe^{3+}	-	-	0.014	0.041	-	0.026	0.001
Ti	-	0.004	-	-	-	0.003	-
Mg	0.008	0.004	0.007	0.002	0.004	-	-
Ca	3.777	4.040	3.916	4.045	4.120	3.868	3.807
Na	0.025	0.002	0.006	0.005	0.029	0.022	-
K	0.021	-	-	-	-	0.007	-
TOTAL	13.923(1)	13.963(2)	14.008(3)	14.005	14.074(4)	13.982(5)	13.903(6)

Tableau II-37 : Analyses chimiques et proportions cationiques des Prehnites des Rodingites.

A) - Prehnite n° 1 : en rosace dans la matrice (éch. AC 78 D2).

B) - Prehnite n° 2 : en cristaux lamellaires associés à la Xonotlite n° 2 et à la Chlorite n° 3 (Ripidolite) dans les veines grenatifères (éch. AC 78 D2).

C) - Prehnite n° 3 : associée aux Zéolites dans les microfractures tardives (Phase II) (éch. AC 99 D1 et AC-fels.).

(1) Ni = 0.012 et Mn = 0.037 y inclus.
(2) Mn = 0.010 y inclus.
(3) Zn = 0.044 y inclus.
(4) Cr = 0.031 y inclus.
(5) Ni = 0.013 y inclus.
(6) Cr = 0.013 y inclus.

nd = non dosés.

rieure à ce phénomène. Elle serait liée à la phase II d'altération hydrothermale affectant également la plupart des dykes non rodingitiques.

Les analyses chimiques de ces 3 types de prehnite, ainsi que leurs formules structurales, calculées sur la base de 22 oxygènes, sont données dans le tableau II-37.
Leurs compositions chimiques sont pratiquement identiques : Ca = 3.8 à 4.0, Al = 3.9 à 4.0 et Si = 6.0 à 6.2 ; à l'exception de la prehnite n° 2 qui contient un peu de fer (0,1 à 0,4 %), ce qui est sans doute lié à son association avec les chlorites riches en fer (Ripidolites).

B III.2.7°) Zéolites et pectolite

. Zéolites :

Dans l'ensemble des rodingites, elles sont généralement très peu développées, (inf. à 4 %). Il existe 3 types différents :

- *Zéolite n° 1 :* (très rare) : Elle se présente en prismes allongés ou fibres, incolores, polarisant dans les gris-blanchâtre, d'allongement et de signe optique positifs. Elle est toujours associée à la prehnite n° 1 dans la matrice rodingitisée.
L'analyse chimique obtenue à la microsonde a révélé qu'il s'agit d'une Mésolite calcique, (Tabl. II-38 A), de formule structurale (base 30 oxygènes) :

$$(Ca_{2.33} \cdot Na_{1.29})\ (Si_{8.62} \cdot Al_{6.51})\ O_{30} \cdot 8\ H_2O$$

Sa formation, comme celle d'autres minéraux calciques hydratés, est liée à la métasomatose calcique.

- *Zéolite n° 2 :* (présente uniquement dans les rodingites doléritiques ou diabasiques) : Elle se présente en fibres allongées incolores, polarisant dans les gris à extinction droite, allongement positif et 2 V_{Ng} = 59 à 62°. Elle est parfois recristallisée. Elle est toujours associée à la pectolite dans les microfractures contemporaines de la rodingitisation.
Il s'agit d'une zéolite purement sodique (Natrolite) dont la présence a été révélée soit par l'analyse quantitative à la microsonde, (Tabl. II-38 B) soit par l'analyse qualitative aux R.X., (d_{max} = 5,90 A° et 2,85 A°) (Tabl. II-39). La formule structurale, calculée sur la base de 80 oxygènes, est la suivante :

Types :	A	B	C
n° analyse :	4-5	0-103	4-15
SiO_2 :	43.99	46.56	47.71
Al_2O_3 :	28.26	26.29	28.16
FeO_t :	-	0.01	0.02
MnO :	0.10	0.15	-
MgO :	0.03	-	-
CaO :	11.08	0.62	1.36
Na_2O :	3.39	15.72	7.59
K_2O :	-	0.01	0.15
TiO_2 :	-	0.01	-
NiO :	0.03	-	-
ZnO :	-	-	-
Cr_2O_3 :	-	-	-
	30 = 0	80 = 0	32 = 0
Si :	8.617	23.946	9.911
Al :	6.512	15.907	6.882
Fe :	-	0.004	0.003
Ti :	-	0.004	-
Mg :	0.010	-	-
Mn :	0.017	0.065	-
Ni :	0.005	-	-
Na :	1.286	15.648	3.052
Ca :	2.326	0.342	0.303
K :	-	0.006	0.040
$Z^{(1)}$:	15.129	39.853	16.793
R :	3.644	16.069	3.398

Tableau II-38 : Analyses chimiques et proportions cationiques des zéolites dans les Rodingites doléritiques-diabasiques.

A) - Mésolite (zéolite n° 1). Ech. n° AC 99 D1.

B) - Natrolite (zéolite n° 2). Ech. n° AC 469 RD1.

C) - Phillipsite (zéolite n° 3). Ech. n° AC 99 D1.

(v. le texte).

(1) Z = Si + Al
R = Ca + Na + K + Mg + Mn + Ti + Fe + Ni.

$$(Ca_{0.34} \cdot Na_{15.65})\ (Si_{23.95} \cdot Al_{15.91})\ O_{80} \cdot 16\ H_2O$$

La formation de ces zéolites est liée au départ d'alcalins pendant la métasomatose calcique. Ces éléments se sont concentrés dans les microfractures contemporaines de ce phénomène et dans lesquelles circulaient les solutions aqueuses.

- *Zéolite n° 3 :* (plus ou moins abondante) : Elle se présente en tablettes allongées ou en fibres, incolores polarisant dans les blancs ou gris, souvent maclés et de signe optique positif.
Elle est toujours associée à la prehnite n° 3 dans les microfractures tardives.
Il s'agit d'une phillipsite, légèrement riche en sodium, (Tabl. II-38 C).
Sa formule structurale, calculée sur la base de 32 oxygènes est la suivante :

$$(Ca_{0.30} \cdot Na_{3.05} \cdot K_{0.04})\ (Si_{9.91} \cdot Al_{6.88})\ O_{32} \cdot 12\ H_2O$$

Ainsi, les zéolites n° 1 et n° 2 ont cristallisé pendant le processus de rodingitisation, comme les prehnites n° 1 et n° 2 ou d'autres minéraux calciques hydratés. La cristallisation de la zéolite n° 3 est bien postérieure à ce processus et se fait, comme celle de la prehnite n° 3, pendant la phase II d'altération hydrothermale, ultérieure à celle de la rodingitisation.

. Pectolite :

La présence des pectolites a été révélée par l'analyse quantitative à la microsonde, (Tabl. II-40), et l'analyse qualitative aux R.X., (d_{max} = 2,92 A°), (Tabl. II-39). Elle se présente en agrégats aciculaires ou fibreux, finement cristallisés, incolores, polarisant dans les teintes du second ordre -jaune rougeâtre), d'allongement et de signe optique positifs.
Les formules sructurales, calculées sur la base de 17 oxygènes, sont les suivantes :

$$Ca_{3.95-4.01} \cdot Na_{2.03-2.07} \cdot H_2 \cdot (Si_{5.98-5.99}\ ;\ Al_{0.01-0.03}) \cdot O_{18} \cdot H_2$$

Elle est toujours associée aux zéolites n° 2 (natrolite) dans les microfractures contemporaines de la rodingitisation. Sa formation est donc liée, comme la zéolite n° 2, au départ d'alcalins pendant cette métasomatose.

d (A°)	I	Identification	d (A°)	I	Identification
6.54	F	Natr.	2.56	f	Natr.
5.90	FF	Natr.	2.44	mf	Natr. + Pect.
5.50	mf	Pect.	2.40	f	Natr.
4.65	f	Natr.	2.33	mf	Natr. + Pect.
4.58	f	Natr. + Pect.	2.29	mF	Pect.
4.35	mF	Natr.	2.25	ff	Natr.
4.15	mf	Natr.	2.19	mf	Natr. + Pect.
4.11	mf	Natr.	2.16	mF	Pect.
3.89	mF	Pect.	2.05	f	Pect.
3.50	mf	Pect.	1.96	f	Pect.
3.30	F	Pect.	1.87	mf	Natr. + Pect.
3.19	mF	Natr.	1.83	mf	Pect.
3.16	mF	Pect.	1.80	f	Natr.
3.11	mf	Natr.	1.78	f	Pect.
3.09	F	Pect.	1.75	mf	Natr. + Pect.
2.95	mF	Natr.	1.72	mf	Pect.
2.92	FF	Pect.	1.60	mf	Pect.
2.85	FF	Natr.	1.55	f	Pect.
2.75	mf	Pect.	1.52	f	Pect.
2.60	mF	Pect.	1.46	mf	Natr.

Tableau II-39 : Raies de distances réticulaires d (en A°) des zéolites (Natrolite) et des Pectolites remplissant les micro-fractures dans les Rodingites doléritiques-diabasiques de Pozanti-Karsanti.

Natr. = Natrolite selon le fichier ASTM n° 20-759 ou 20-1224.

Pect. = Pectolite selon le fichier ASTM n° 12-238.

(Méthode de poudre "Debye-Scherrer" en retour avec anticathode au Cu. $\lambda_{K\alpha 1}$ *= 1.54 A°. Chambre de 180 mm).*

N.B. Voir le tableau II-31 pour la légende des intensités (I) des raies obtenues.

	(1)	(2)	(3)	(4)	MOYENNE
	0-102	0-99	0-97	0-98	
SiO_2 :	52.59	52.67	53.16	53.47	52.97
Al_2O_3 :	0.19	0.11	0.12	0.11	0.13
FeO_t :	0.10	-	-	0.08	0.04
MnO :	-	-	-	-	-
MgO :	-	-	-	-	-
CaO :	32.53	32.97	32.74	33.58	32.96
Na_2O :	9.24	9.28	9.41	9.69	9.41
K_2O :	0.01	0.01	-	0.01	0.01
TiO_2 :	0.06	-	-	-	0.01
Cr_2O_3 :	0.02	-	0.16	-	0.04
TOTAL :	94.74	95.04	95.59	96.93	95.57
sur la base de 17 Oxygènes					
Si :	5.980	5.975	5.989	5.957	
Al :	0.025	0.015	0.015	0.014	
Fe^{3+} :	-	-	-	0.007	
TOTAL :	6.005	5.990	6.004	5.979	
Fe^{2+} :	0.009	-	-	-	
Ca :	3.965	4.000	3.952	4.008	
Ti :	0.005	-	-	-	
Cr :	0.002	-	0.004	-	
TOTAL :	3.981	4.000	3.966	4.008	
Na :	2.033	2.037	2.051	2.074	
K :	0.001	0.001	-	0.001	
TOTAL :	2.034	2.038	2.051	2.075	

Tableau II-40 : Analyses chimiques et proportions cationiques des Pectolites, associées aux Zéolites n° 2 (Natrolite), dans les Rodingites doléritiques-diabasiques (Ech. n° AC 469 RD 1).

Formule théorique : $Ca_2 NaH (SiO_3)_3$.

B III.2.8°) Gibbsite (ou diaspore)

L'étude à la microsonde nous a permis de constater la présence de minéraux non silicatés, alumineux et hydratés. Il s'agit d'hydroxyde d'aluminium (gibbsite ou diaspore).
La moyenne des analyses chimiques est la suivante :

Al_2O_3 = 83,89 %	SiO_2 = 0,09 %
FeO = 0,10 %	MgO = 0,05 %
CaO = 0,07 %	Na_2O = 0,04 %
K_2O = 0,06 %	
	Total = 84,34 %

La formule correspondante est $Al_{1.99}(OH)_6$

Ce sont des inclusions souvent incolores, parfois brunâtres, toujours isotropes, associées à la prehnite ou à d'autres minéraux calciques hydratés dans les veines grenatifères, surtout près des bordures de ces dernières. Leur formation est sans doute liée à la libération de Al_2O_3 pendant la métasomatose calcique, (v. la réaction n° 2, p. 309).

B IV - GEOCHIMIE

Nous avons rassemblé dans le tableau II-41, un certain nombre d'analyses chimiques.
Les analyses des rodingites, tant doléritiques-diabasiques que gabbroïques, sont classées dans l'ordre des teneurs en CaO croissante, c'est à dire selon l'augmentation de l'intensité de la rodingitisation.

Dans l'ensemble, ces roches rodingitiques sont essentiellement caractérisées par des teneurs élevées en CaO (15 à 32 %) et H_2O^+ (3 à 9 %) et par de faibles teneurs en SiO_2 (33 à 44 %), Na_2O (inf. à 1,6 %) et K_2O (inf. à 1 %). Plus l'intensité de la rodingitisation augmente, plus les teneurs en CaO et en H_2O^+ augmentent. Simultanément, les teneurs en SiO_2, Na_2O et TiO_2 diminuent.
On constate que le degré de rodingitisation est beaucoup plus élevé dans les rodingites gabbroïques que dans les rodingites doléritiques ou diabasiques. Ainsi, les rodingites gabbroïques sont plus riches en CaO, Al_2O_3 et H_2O^+ mais plus pauvres en SiO_2, FeO, MgO, Na_2O et TiO_2 que les rodingites doléritiques ou diabasiques.
Les faibles teneurs en SiO_2, alcalins, TiO_2 et les teneurs élevées en CaO et H_2O, constatées dans les rodingites gabbroïques, sont naturellement dues à l'importance de la métasomatose calcique.
Cependant les teneurs extrêmement faibles en FeO et dans une moindre mesure en MgO ainsi que les teneurs élevées en Al_2O_3 seraient liées à la nature originelle de ces rodingites gabbroïques (pauvres en minéraux ferro-magnésiens et riches en plagioclases).
Il s'agit donc de leucograbbros ou gabbros anrothositiques, comme l'a mis en évidence l'étude microscopique.

Les divergences dans le comportement du magnésium et du calcium dans ces roches rodingitiques peuvent être mises en évidence dans le diagramme MgO - CaO, (Fig. II-57 A). Les rodingites doléritiques-diabasiques en dykes sont nettement séparées des rodingites gabbroïques en filons. Les dykes non rodingitiques sont également regroupés mais à un niveau où CaO est relativement faible (autour de 10 %).

La teneur en Na_2O est généralement faible (inf. à 1,6 %), à l'exception d'une seule analyse représentative d'une rodingite doléritique, (Tabl. II-41, col. 1), qui est abondamment pourvue en natrolite et

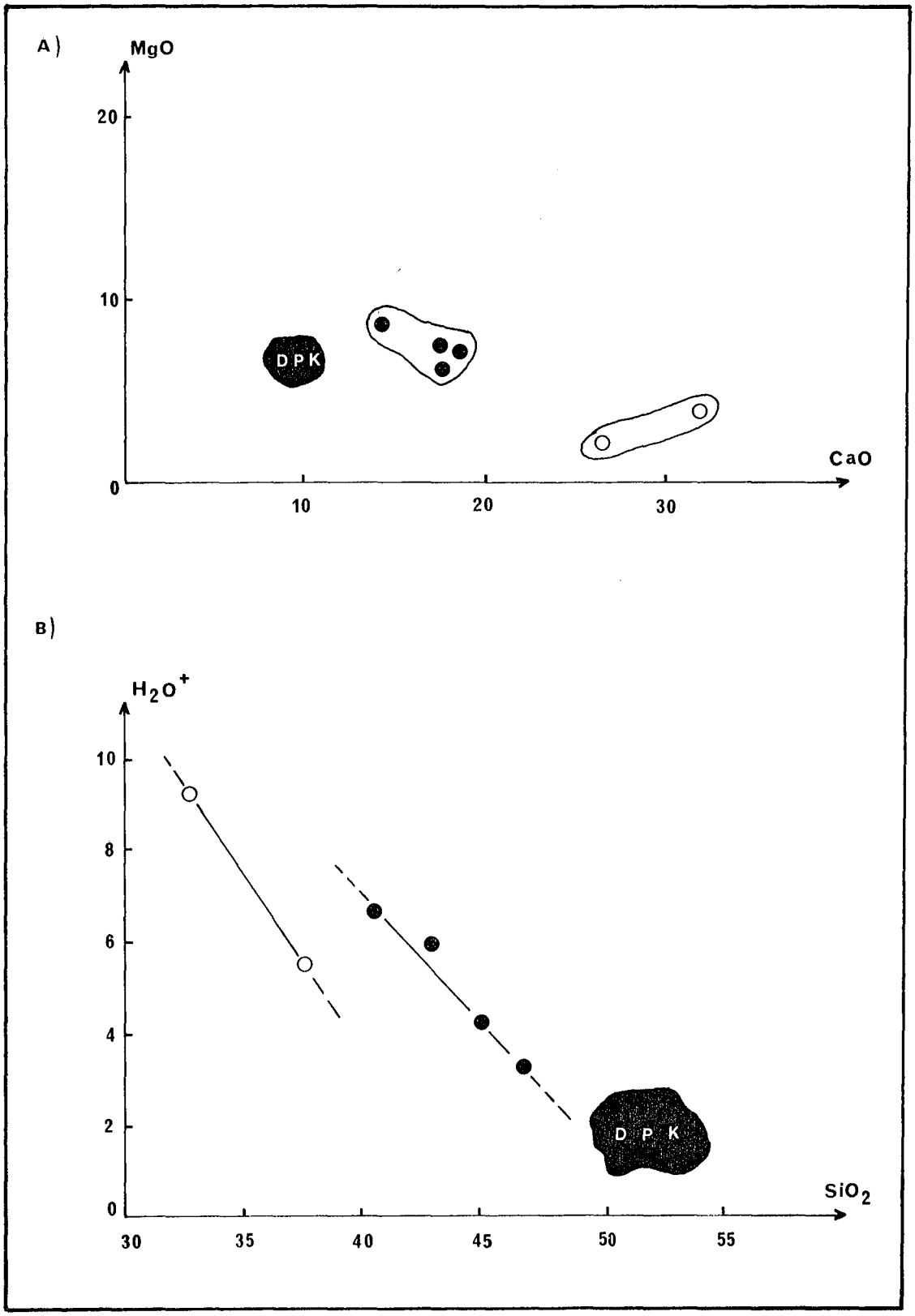


Fig. II-57 : Relations entre MgO - CaO (A) et H_2O^+ - SiO_2 (B) dans les roches rodingitiques de Pozanti-Karsanti.

Légende : ● - *Rodingites doléritiques-diabasiques*
○ - *Rodingites gabbroïques*
DPK - domaine des dykes de dolérites-diabases isolés non rodingitiques de Pozanti-Karsanti.

n° ordre:	1	2	3	4	5	6	(A)	(B)	(C)
n° éch. :	AC469R1	AC 99D1	AC645A1	AC 303D	Acfels.	AC176DF			
SiO_2 :	43.24	44.57	40.36	46.25	37.71	32.83	43.61	35.27	40.83
Al_2O_3 :	12.01	13.95	15.48	13.42	28.82	21.10	13.72	23.96	17.13
FeO_t :	10.53	10.27	11.10	10.11	0.26	0.55	10.50	0.40	7.14
MnO :	0.17	0.17	0.18	0.11	-	0.01	0.16	0.01	0.11
MgO :	8.02	6.03	7.80	7.02	2.29	3.86	7.22	3.08	5.84
CaO :	14.22	17.44	17.51	18.29	26.12	32.04	16.87	29.08	20.94
Na_2O :	3.67	1.65	0.22	0.27	0.79	0.11	1.45	0.45	1.12
K_2O :	0.03	0.13	0.03	0.03	0.02	0.05	0.06	0.03	0.05
TiO_2 :	0.83	1.16	1.22	1.07	0.01	0.01	1.07	0.01	0.72
H_2O^+ :	6.10	4.33	5.58	3.15	5.44	9.24	4.79	7.35	5.64
CO_2 :	1.13	tr	0.54	0.05	-	0.81	0.43	0.40	0.42
TOTAL :	99.95	99.70	100.02	99.77	99.47	100.61	99.88	100.04	99.94

Tableau II-41 : Analyses chimiques des éléments majeurs des Rodingites.

- colonnes n° 1 à 4 = Rodingites doléritiques-diabasiques.
- colonnes n° 5 - 6 = Rodingites gabbroïques.

(A) - Moyenne (4) des Rodingites doléritiques-diabasiques.
(B) - Moyenne (2) des Rodingites gabbroïques.
(C) - Moyenne (6) de l'ensemble des Rodingites.

pectolite qui remplissent des microfractures.

Certaines rodingites ont des teneurs relativement élevées en CO_2 (atteignant 1,1 %), bien qu'elles soient pratiquement dépourvues de calcite. L'analyse qualitative aux R.X. nous a révélé - comme déjà cité - la présence de la plazolite (variété de hibschite riche en CO_2).

Il existe une nette corrélation négative entre SiO_2 et H_2O^+ dans l'ensemble des roches rodingitiques (Fig. II-57 B).
La droite de régression des rodingites gabbroïques à SiO_2 faible et H_2O^+ élevé, est subparallèle à celle des rodingites doléritiques-diabasiques située à SiO_2 relativement élevé et H_2O faible (Fig. II-57 B).
La disposition des dykes de dolérites-diabases rodingitiques et celle des dykes non rodingitiques dans le diagramme H_2O - SiO_2, confirment, par ailleurs, l'apport de H_2O^+ et le départ de SiO_2 pendant la rodingitisation (Fig. II-57 B).

B V - RELATION CHRONOLOGIQUE ENTRE LA RODINGITISATION ET L'ALTERATION HYDROTHERMALE

Rappel :

La plupart des dykes de dolérites-diabases isolés non rodingitiques ont été soumis à une altération hydrothermale qui s'est déroulée au moins en deux phases majeures :

. *Phase I : Cette phase précoce est caractérisée :*

- par la transformation des clinopyroxènes magmatiques en amphiboles (hornblende verte ou brune) et/ou en chlorites incolores (pynchlorites).

- par l'altération des plagioclases magmatiques (saussuritisation ou damouritisation par exemple).

. *Phase II : Cette phase, postérieure à la précédente, est caractérisée essentiellement de la microfracturation. Le remplissage des fractures n'est fait que de minéraux hydrothermaux de basse température, tels que les zéolites et prehnite (cf. partie II-A, ch. A III.4, Tabl. II-7).*

Les observations microscopiques nous ont permis de constater que la matrice et les veines grenatifères sont fréquemment affectées par des déformations tectoniques ultérieures et ainsi recoupées par des fissures remplies de prehnite et zéolites.
Ainsi donc, la rodingitisation affectant localement les dykes de dolérites -diabases est postérieure à la phase I et antérieure à la phase II d'altération hydrothermale (Photo K8).

. Les hornblendes vertes ou brunes, les chlorites n° 1 (pynchlorites) et les épidotes finement cristallisées (pistachites) observées dans les rodingites diabasiques sont les produits de la phase I.
Leur formation est antérieure à la métasomatose calcique.

. Tous les minéraux calciques hydratés (hydrogrossulaire, xonotlite, vuagnatite...), les actinotes-trémolites et les chlorites magnésiennes (n° 2) rencontrés dans l'ensemble des rodingites sont produits de la métasomatose calcique comme d'ailleurs les veines grenatifères.

. La prehnite (n° 3) et les zéolites (n° 3) observées dans les rodingites doléritiques-diabasiques sont produits du remplissage des microfractures tardives (Phase II). La phase II s'est déroulée donc postérieurement à la rodingitisation.

Ces constatations nous amènent à penser qu'il y a eu plusieurs phases tectoniques, (au moins 2), affectant ces dykes isolés, après leurs injections dans l'ensemble plutonique écaillée.

- Une phase de déformation mécanique locale liée à la rodingitisation, dont le degré est fort variable même dans une région donnée.

- Une phase tectonique, postérieure à la précédente, dont l'intensité est très importante et qui affecte généralement la plupart des dykes isolés rodingitiques ou non, (Phase II).

B VI - CONDITIONS P - T° DE RODINGITISATION

L'importance de la lizardite et du chrysotile dans les serpentinites encaissantes des rodingites ainsi que l'absence totale de talc ou de wollastonite dans les roches rodingitiques impliqueraient pour la rodingitisation une température inférieure à 500° C (Kithara et Kennedy 1967, Barnes et O'neil 1969, Iishi et Saito 1973).
L'absence totale des minéraux de haute pression (Lawsonite par exemple) indiquerait une pression inférieure à 4 kb. (Liou 1971, O'Brien et Rodgers 1973).

La cristallisation des hydrogrossulaires, nécessiterait également une température inférieure à 500° C, (située entre 200 et 500° C), et une pression d'eau égale à la pression totale, $P_{H2O} \sim P_t$ = 4 Kb (Coleman 1967, Honnorez 1975). Par ailleurs, rappelons que la xonotlite cristallise à des températures de 430° à 470° C à P = 1 à 2000 atm (Flintet et al. 1938, Coleman 1967, O'Brien et Rodgers 1973) ou de 260° à 400° C à P_{H2O} = 4,8 Kb (Buckner et al. 1960).

L'ensemble de ces données indiquerait donc que la rodingitisation s'est produite à des températures inférieures à 500° C, (300 à 470° C) et à $P_{H2O} = P_t$ inférieure à 4 Kb.

B VIII - CONCLUSIONS

La rodingitisation, affectant localement les dykes de dolérites-diabases isolés, ainsi que les filons gabbroïques est liée à la serpentinisation et à une déformation mécanique.
Les rodingites ont subi une métasomatose calcique assez poussée et sont caractérisées essentiellement par une très haute teneur en chaux et par une quantité faible ou même nulle d'alcalins.
La chaux nécessaire à ce phénomène est issue de la serpentinisation. La teneur maximale en CaO, (1,9 % dans les harzburgites non serpentinisées du massif étudié) , diminue jusqu'à une valeur très faible, inférieure à 0,1 % dans les serpentinites, (où $H_2O^+ > 16$ %).
Par conséquent, il est donc possible que la quantité de CaO nécessaire pour la formation des rodingites provienne de la serpentinisation de l'encaissant harzburgitique ; comme l'ont montré, par ailleurs, Coleman (1977) et Bertrand et Vuagnat (1980). En ce qui concerne le départ d'alcalins, on peut admettre que ces derniers éléments ont diffusé dans l'ensemble de la roche encaissante comme l'a suggéré Vuagnat (1967).
De plus, nous proposons qu'ils puissent également se concentrer préférentiellement dans les microfractures contemporaines de la rodingitisation, dans lesquelles circulent les solutions aqueuses, en donnant des minéraux essentiellement sodiques, tels que natrolite ou pectolite ainsi que nous l'avons observé dans plusieurs dykes de dolérites-diabases rodingitiques.

La rodingitisation s'effectuerait dans un environnement océanique (ou marin) à des températures relativement faibles et à des conditions statiques (Laurent 1980).
D'après cet auteur, le remplacement pseudomorphique à volume constant est typique d'un système ouvert dans un environnement statique, donc loin de l'axe d'expansion où l'environnement est par contre dynamique.
Il propose aussi que ce processus se poursuive dans un second épisode pendant lequel la rodingitisation et la serpentinisation se produiraient à des températures relativement élevées et seraient contemporaines à la mise en place tectonique (dans un environnement continental). Ainsi, se formeraient l'antigorite et la brucite dans les serpentinites et les veines remplies de zoisite, de grossulaire, de wollastonite ou de diopside dans les rodingites (Laurent 1980).

L'hypothèse proposée par cet auteur concernant le deuxième épisode de la rodingitisation ne peut être applicable dans notre cas en raison de l'absence totale des grenats anhydres, de la wollastonite et de la zoisite dans les veines, bien qu'il existe des veines grenatifères dans les roches rodingitiques étudiées. Ces veines, qui sont remplies essentiellement de minéraux calciques hydratés (hydrogrossulaire ou xonotlite), paraissent contemporaines de la phase de remplacement des minéraux primaires pendant la rodingitisation, (1er épisode proposé par Laurent 1980) dans un régime océanique et dans des conditions statiques.

Il est vrai qu'il existe une deuxième phase tectonique tardive, caractérisée par la microfracturation et le remplissage des fissures par la prehnite et les zéolites, affectant la plupart des dykes de dolérites-diabases rodingitiques ou non. Cette phase tardive est donc indépendante de la rodingitisation.
Ainsi il n'existe aucun épisode tardif (régime dynamique et continental) de la rodingitisation comme l'a proposé Laurent (1980).

La rodingitisation, antérieure à la phase II, (microfracturation tardive), succède à l'amphibolitisation, caractérisant la phase I d'altération hydrothermale. Cette amphibolitisation peut sans doute jouer un grand rôle dans le commencement du processus de la rodingitisation comme l'ont montré Aumento et Loubat (1971).

II - C) - COMPLEXE FILONIEN

Constitué essentiellement de filons de nature basaltique ou diabasique, écrasés, démantelés ou bréchifiés.

Appartenance à une souche basaltique tholéiitique de type dorsale.

Comagmatique avec les laves tholéiitiques ophiolitiques.

Aucun rapport génétique avec les dykes de dolérites-diabases isolés.

C I - LOCALISATION ET TYPES DE GISEMENT

Dans le secteur étudié du massif de Pozanti-Karsanti, nous avons observé un système filonien de direction N 20 - 30° E, subvertical, juste à la base de la coulée basaltique ophiolitique de Karatas (cf. Tome II, partie III-B, ch. B II.2.3°), (Fig. II-58).

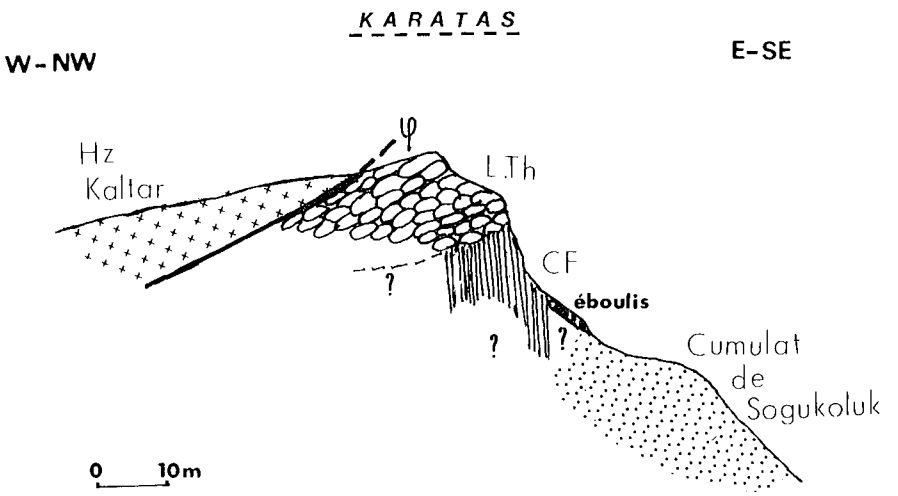


Fig. II-58 : Coupe schématique montrant les relations structurales du Complexe Filonien (CF) avec la coulée des pillows-lavas ophiolitiques (L. Th) de la région de Karatas, les tectonites harzburgitiques (Hz) de KaltarDag et les Cumulats ferrogabbroïques de Sogukoluk (v. le texte).

Ce système filonien affleure dans la région de Karatas, à 1.550 m, au nord-est du chemin de Sogukoluk à Ziyaret Dag. Ce chemin traverse en outre une formation de cumulats ferro-gabbroïques recouverte en grande partie par une végétation forestière depuis le bassin flyschomolassique de Sogukoluk jusqu'à ce point d'affleurement. Les filons de ce système à bordure figée nette et rectiligne, sont décimètriques et intrusifs ou sécants entre eux. Ils sont de nature basaltique à tendance spilitique, exactement de même composition que des laves ophiolitiques qui les surmontent.

Bien que certains contacts soient plus ou moins masqués par la végétation, la succession des ferrogabbros (terme le plus différencié des cumulats)

aux filons puis aux pillows-lavas semble être continue (sans contacts tectoniques).
Cette formation constitue donc un mini complexe filonien, bien que son ampleur soit bien moindre que celle de véritables complexes filoniens rencontrés dans d'autres massifs.
La disposition structurale nous incite à penser que ces filons ont alimenté les laves ophiolitiques qui les surmontent.
Outre ce système filonien, nous avons trouvé, çà et là, des fragments de complexes filoniens mais fortement bréchifiés, démantelés, sévèrement écrasés et écaillés au sein des tectonites harzburgitiques souvent serpentinisées, (Photo L1). Le plus important affleure à l'extrémité ouest de la route venant de Sofulu et allant en direction de la Colline d'Omeroglu (Région de Bezedag) : Affleurement n° 672 (v. la carte).
Ces filons, essentiellement basaltiques, jointifs ou se recoupant entre eux montrent des bordures figées plus ou moins nettes, toujours vitreuses chloritisées ou non, généralement rectilignes et subparallèles (Photo L3). Les bordures sont cependant parfois contournées avec incorporation de matériaux encaissants. Ce dernier cas impliquerait que l'encaissant, qui n'a donc pas réagi de façon rigide, n'était pas encore complètement refroidi.

C II - PETROGRAPHIE

En raison de la tectonisation très intense de ces formations, nous n'avons effectué qu'un échantillonnage limité des complexes filoniens.
Nous ne donnons par conséquent ici qu'un bref aperçu sur leurs caractères pétrographiques et minéralogiques, en nous basant sur les observations microscopiques d'une dizaine d'échantillons dont les minéraux essentiels ont été étudiés à la microsonde et aux R.X.

- *NATURE* :

Les filons constituant le complexe filonien sont de nature essentiellement basaltique avec ou sans olivine et rarement diabasique contenant un peu d'olivine.
Ils montrent une tendance spilitique comme d'ailleurs les pillows-lavas ophiolitiques qui les surmontent.

- *PARAGENESES* :

Les paragénèses primaires magmatiques, rencontrées dans les différents filons, sont les suivantes :

a) Plag + Cpx + Mx.Opa. $\pm$ Ol pseud. (dans les filons diabasiques)

b) Plag + Cpx $\pm$ Mx.Opa. + Ol pseud. + Verre (dans les filons basaltiques)

c) Plag + Cpx + Mx.Opa. + Verre

On constate que :

- les filons basaltiques à olivine sont plus riches en phénocristaux et microphénocristaux (30 à 43 %), en clinopyroxènes (56 % en moyenne) mais plus pauvres en minéraux opaques (inf. à 1 %) que les filons basaltiques sans olivines (phéno-microphénocristaux : inf. à 25 %, clinopyroxènes : inf. à 40 % et minéraux opaques : inf. à 6 %).

- les orthopyroxènes, le quartz primaire et l'apatite sont totalement absents dans l'ensemble des filons étudiés.

- les filons diabasiques sont totalement dépourvus de verre basaltique, contrairement aux filons basaltiques qui en sont très abondamment pourvus.

Dans l'ensemble, la paragénèse secondaire est assez constante. Elle comprend essentiellement *les chlorites, les amphiboles, les zéolites, la prehnite* et occasionnellement *l'épidote* et *le sphène (leucoxène)*.

Il faut également signaler l'absence quasi-totale de la calcite.

- *TEXTURES* :

Dans les filons basaltiques, la texture est typiquement microlitique porphyrique (Photo L4). Elle devient très fine ou localement dendritique sur leurs bordures (Photo L6).

Dans les filons diabasiques, la texture est subophitique parfois à tendance intersertale toujours porphyrique, (Photo L5). Elle devient nettement intergranulaire sur les bordures.

La texture microlitique des filons basaltiques à tendance spilitique de Karatas est légèrement fluidale. Elle devient très fine, divergente et légèrement vacuolaire aux épontes, (Photo L7).

- *DESCRIPTIONS MICROSCOPIQUES* :

Tous les filons étudiés, quelle que soit leur nature, contiennent d'abondants phéno-microphénocristaux (25 à 43 %). La plupart sont concentrés dans le centre des filons ; et ceux qui sont rassemblés dans les bordures vitreuses, sont alignés parallèlement à la limite extrême de la zone de trempe, (Fig. II-59).

. *Phéno-microphénocristaux* : Ils sont constitués de clinopyroxène et de plagioclase, auxquels s'associent de l'olivine pseudomorphosée mais uniquement dans les filons diabasiques ou dans certains filons basaltiques.
Les phénocristaux de clinopyroxène (2 à 7 %) et de plagioclase (1 à 6 %) sont moins abondants que les microphénocristaux de clinopyroxène (10 à 24 %) et de plagioclase (3 à 13 %).

Les phénocristaux de *clinopyroxène* (1 à 2 mm) avec Ng^c = 38 à 45° et 2 V_{Ng} = 58 à 60° et les microphénocristaux (0,4 à 0,7 mm) avec Ng^c = 41 à 44° et 2 V_{Ng} = 50 à 52° sont souvent accolés, maclés et poecilitiques englobant les plagioclases et les opaques, ou imbriqués avec ces plagioclases.

Les phénocristaux de *plagioclase* (1 à 1,5 mm) et les microphénocristaux (0,4 à 0,8 mm) sont souvent maclés albite-carlsbad, légèrement zonés et par endroit poecilitiques englobant les minéraux opaques. Dans les filons diabasiques, ils sont presque totalement saussuritisés ou zéolitisés, alors qu'ils sont quasiment frais (plus de 85 %) dans les

filons basaltiques où il s'agit de labrador (An_{50} à An_{60}).

L'olivine, qui s'exprime uniquement en phénocristaux (0,6 à 1,5 mm), est présente essentiellement dans les filons basaltiques (inf. à 7 %) et dans une moindre proportion, dans les filons diabasiques (inf. à 1 - 2 %).

Elle est totalement pseudomorphosée en chlorite verte, polarisant dans les tons bleu foncé ou violet rougeâtre, d'allongement et de signe optique négatifs. A ces chlorites, s'ajoutent des fibres vertes ou incolores d'actinote ou trémolite avec Ng^c = 12 à 16°, un peu d'iddingsite dans les craquelures et de petits grains plus ou moins arrondis de minéraux opaques souvent en voie de transformation en leucoxène, (Fig. II-60).

Ces cristaux d'olivine, qui sont généralement isolés et concentrés dans les parties centrales des filons, ont des formes automorphes ou subautomorphes, toujours équantes et tabulaires, correspondant à la "polyhedral Olivine" de Donaldson (1976), (Fig. II-60).

. *Mésostase :*

. Dans les filons diabasiques, elle est essentiellement constituée de tablettes ou de plages (inf. à 0,4 mm) de clinopyroxènes, (24 % en moyenne), poecilitiques englobant les petites lattes (inf. à 0,2 mm) de plagioclases (17 à 20 %), totalement altérés et également des minéraux opaques (inf. à 5 %) en voie de transformation en leucoxène.

Ces clinopyroxènes, ($2V_{Ng}$ = 48 à 58°), sont presque totalement transformés (plus de 90 %) en hornblende verte (Ng^c = 17 à 19° et $2V_{Np}$ = 76°) à laquelle s'ajoutent quelques fibres d'actinote (inf. à 0,1 mm) avec Ng^c = 13°.

Fig. II-59 : Filon basaltique, microlitique porphyrique (B) recoupant un filon diabasique subophitique préexistant (A), à bordure figée vitreuse et porphyrique nette. (Complexe filonien de l'affleurement n° 618) (v. le texte).

Abréviations :

- . µP - *microphénocristaux*
- . *Cpx* - *clinopyroxènes*
- . *Pl* - *plagioclases*
- . *Hbvt* - *hornblende verte*
- . *Hbbr* - *hornblende brune*
- . *Act* - *actinotes*
- . *Mg* - *magnétites*
- . *II (a,b)* - *phase II d'altération hydrothermale*

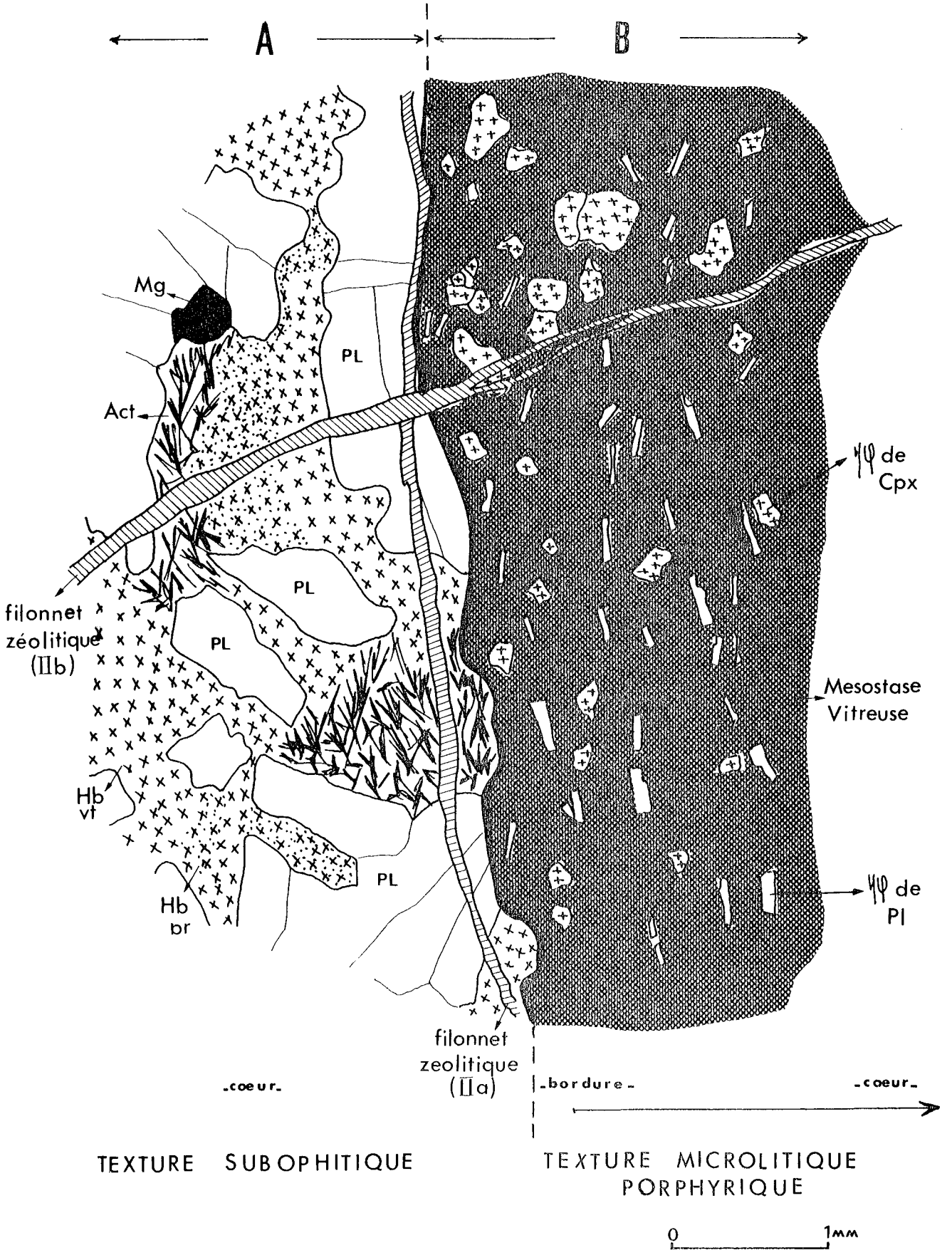

A
B
Mg
PL
Act
filonnet
zéolitique
(IIb)
PL
PL
Hb
vt
PL
Hb
br
filonnet
zeolitique
(IIa)
Ψ de
Cpx
Mesostase
Vitreuse
Ψ de
Pl
-coeur-
-bordure-
-coeur-
TEXTURE SUBOPHITIQUE
TEXTURE MICROLITIQUE
PORPHYRIQUE
0
1mm

Fig. II-59

. Dans les filons basaltiques avec ou sans olivine, la mésostase généralement vitreuse (55 à 63 %) est constituée essentiellement de microlites, (inf. à 0,2 mm), de plagioclases (inf. à 30 %), à extrémités fourchues, maclés albite-carlsbad (An_{58} en moyenne) et de grains minuscules (inf. à 0,05 mm) ou de microlites (inf. à 0,2 mm) de clinopyroxènes (inf. à 32 %) avec $Ng\hat{}c = 43°$ en moyenne et $2V_{Ng} = 48$ à 58°. Il existe également des grains de minéraux opaques dispersés et en voie de transformation en leucoxène ainsi qu'un peu d'épidote.
Le verre qui est abondamment présent dans les bordures de ces filons, est brunâtre, isotrope et plus ou moins réfringent, donc basaltique. Il est souvent dévitrifié en chlorites.

Signalons que les clinopyroxènes sont partiellement transformés, (moins de 40 %), en amphiboles (hornblende verte avec $Ng\hat{}c = 15$ à 20° et $2V_{Np} = 76°$) et chlorites incolores à vert d'allongement positif et de signe optique négatif, polarisant dans les tons bleu foncé.

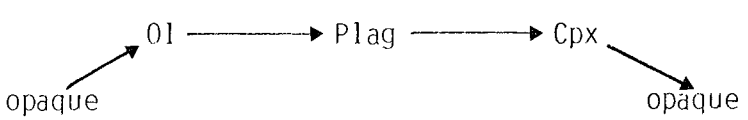
Ajoutons que dans les variétés spilitiques :

- les plagioclases, (microlites ou phénocristaux), sont essentiellement albitisés ($An_{1.6 \text{ à } 4.5}$). Ces albites sont très chloritisées dans les bordures.

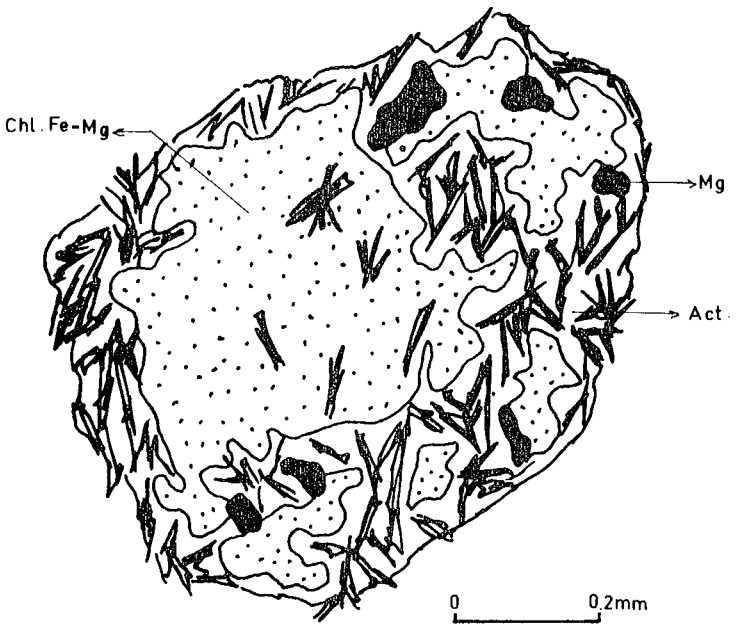
- les clinopyroxènes, (grains ou phénocristaux), sont largement chloritisés ou oxydés en fer.

. *Altérations :* Les phases I et II d'altération hydrothermale, affectant les dykes de dolérites-diabases isolés (cf. partie II-A, ch. A III.4.1°), ainsi que les rodingites, (cf. partie II-B, ch. B II), sont également présentes dans l'ensemble des filons des complexes filoniens.
La phase I, caractérisée par la transformation des clinopyroxènes en amphiboles et par l'altération des plagioclases est très importante dans les filons diabasiques, comme d'ailleurs la phase II qui est caractérisée par la microfracturation, (au moins en deux stades).
Ces fractures sont remplies de zéolites essentiellement fibreuses (inf. à 0,1 mm) avec $Np\hat{}c = 12$ à 13° ou de prehnite (inf. à 0,3 mm) ou encore d'épidote (clinozoisite avec $Ng\hat{}c = 16$ à 19°).

. *Ordre de cristallisation :* L'étude microscopique des filons des complexes filoniens nous a permis de constater que l'ordre de cristallisation des minéraux magmatiques est le suivant :



Les phéno-microphénocristaux cristallisent les premiers dans une chambre magmatique avant et/ou pendant la mise en place du magma dans les caisses filoniennes, dans lesquelles cristallisent enfin le liquide résiduel assez rapidement pour donner la mésostase microlitique et vitreuse dans le cas des filons basaltiques ou assez lentement pour donner une pâte subophitique dans le cas des filons diabasiques.



ECH. AÇ 672E

Figure II-60 : Olivine intratellurique "polyhedral de Donaldson" pseudomorphosée en chlorites (Chl) et en actinotes-trémolite (Act), englobant les opaques dans un filon basaltique à Olivine des complexes filoniens. (Aff. n° 672, éch. AÇ 672E).

C III - CHIMISME DES MINERAUX

C III.1) CLINOPYROXENES

Les analyses chimiques de quelques clinopyroxènes obtenues à la microsonde, (Tabl. II-42), mettent en évidence que les phéno-microphénocristaux sont légèrement plus siliceux et nettement plus magnésiens et plus chromifères que les grains/microlites.
En revanche, ils sont moins alumineux, moins ferrifères, moins titanifères et également moins sodiques. CaO ne varie presque pas.

D'après la nomenclature de Poldervaart et Hess (1951) et selon le diagramme Ca - Mg Fe' proposé par ces auteurs, on constate que les phéno-microphénocristaux analysés ont tous des compositions d'endiopside, ($Ca_{40\ à\ 43} \cdot Mg_{53\ à\ 50} \cdot Fe_7$), à l'exception d'un seul phénocristal, riche en manganèse, (MnO = 1 %).
Par contre, les grains/microlites de clinopyroxènes ont tous, sans exception, des compositions d'augite ($Ca_{40\ à\ 43} \cdot Mg_{47\ à\ 45} \cdot Fe_{14\ à\ 12}$), (Fig. II-61).
Tous ces clinopyroxènes calciques et non pigeonitiques sont d'origine magmatique comme l'ont montré les diagrammes TiO_2/Al_2O_3 et $Si + Al/Al_2O_3$ de Fiala et al. (1974), (non figurés).

Les caractères tholéiitiques des clinopyroxènes ont été constatés à l'aide de quelques diagrammes caractéristiques :

. Diagramme Al_t/Si et Al_t/Ti de Kushiro (1960), (non figurés).

. Diagramme Ti/Ca + Na de Leterrier et al. (1982), (Fig. II-62A).

Le diagramme Ti + Cr/Ca de Leterrier et al. (1982) montre que ces clinopyroxènes sont identiques à ceux des basaltes tholéiitiques non orogéniques (Fig. II-62 B).
Cette constatation est renforcée à l'aide du diagramme MgO/FeO' - TiO_2, (Fig. II-62 C), dans lequel tous les points représentatifs des clinopyroxènes se situent dans le domaine des clinopyroxènes des basaltes des fonds océaniques (OFB) défini par Nisbet et Pearce (1977).

On y constate, en outre, que les phéno-microphénocristaux se disposent nettement dans les niveaux où MgO/FeO est élevé (sup. à 4) et que les microlites de clinopyroxènes se regroupent dans un niveau où MgO/FeO' est relativement faible, (autour de 2).

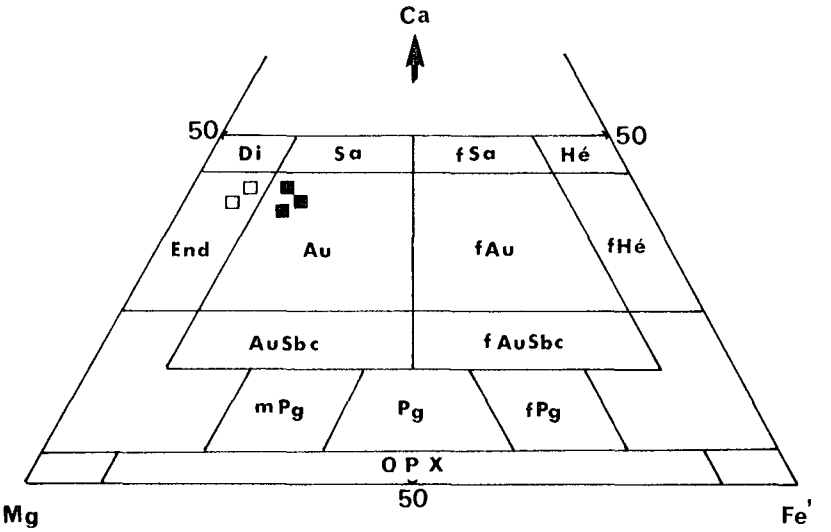


Fig. II-61 : Classification des Clinopyroxènes des Complexes Filoniens de Pozanti-Karsanti, à l'aide du diagramme "Ca - Mg - Fe" de Poldervaart et Hess (1951).

$$Fe' = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$$

Symboles : □ : Phéno-microphénocristaux.
■ : microlites/grains.

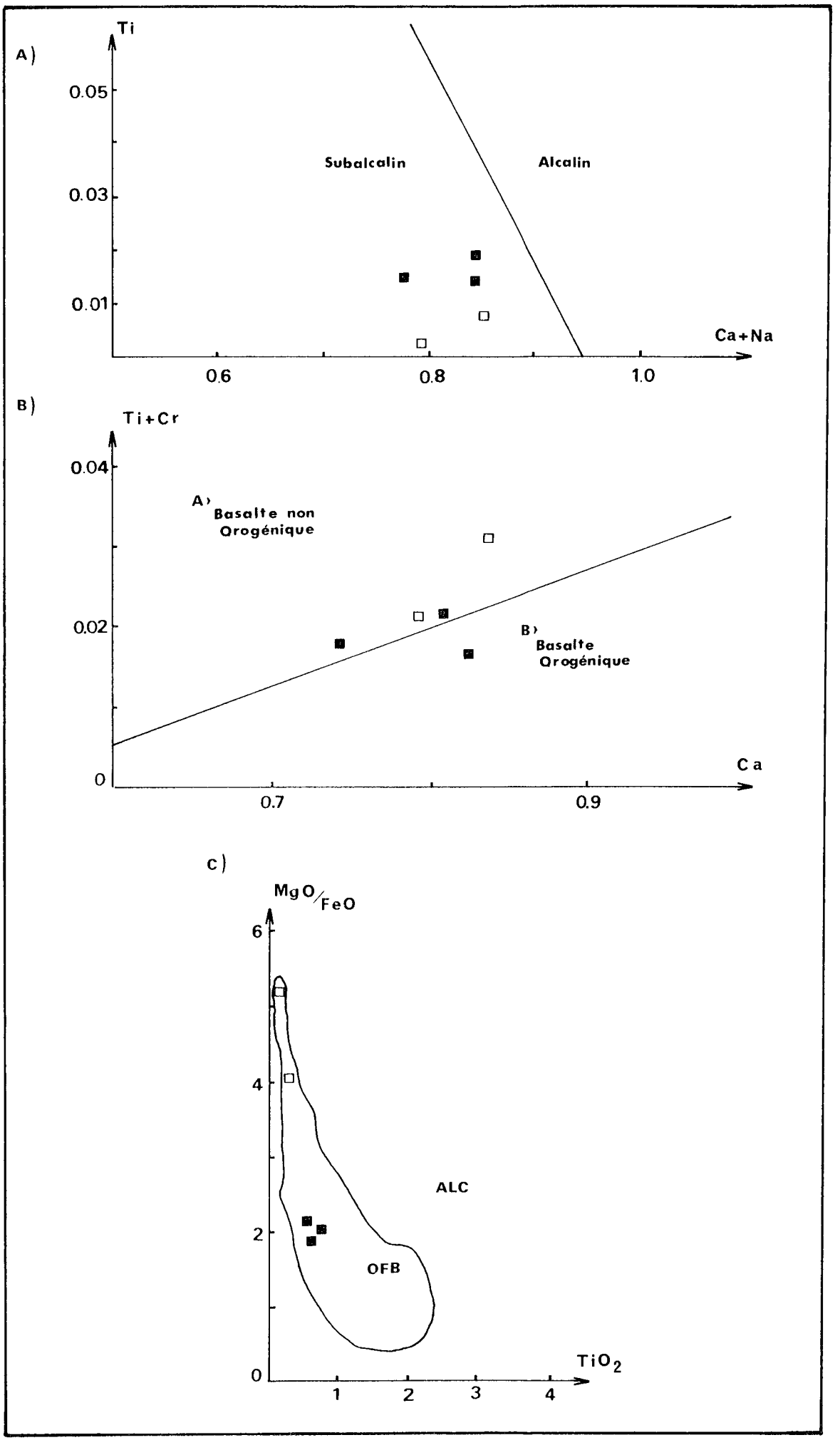
Fig. II-62 : Caractère tholéiitique des clinopyroxènes des Complexes Filoniens, mis en évidence à l'aide des diagrammes :

A) Ti/Ca + Na de Leterrier et al. (1982).

B) Ti + Cr/Ca de Leterrier et al. (1982) : la plupart des points représentatifs se situent dans le domaine des clinopyroxènes des basaltes non orogéniques (A).

C) MgO/FeO' - TiO_2 de Glassley (1974) : la totalité des points représentatifs se disposent dans le domaine des clinopyroxènes des basaltes des fonds océaniques (OFB) défini par Pearce et al. (1977).

(mêmes symboles que la Fig. II-61).


A)
Ti
0.05
0.03
0.01
Subalcalin
Alcalin
Ca+Na
0.6
0.8
1.0
B)
Ti+Cr
0.04
0.02
0
A) Basalte non Orogénique
B) Basalte Orogénique
Ca
0.7
0.9
c)
MgO/FeO
6
4
2
0
ALC
OFB
TiO2
1
2
3
4

	1	2	3	4	5	MOYENNE
	4-53	4-51	5-109	4-52	4-49	(5)
	P	mP	m	m	gr	
SiO_2 :	52.55	52.02	50.36	50.25	50.13	51.06
Al_2O_3 :	1.90	2.45	3.22	4.46	3.36	3.08
FeO_t :	3.64	4.35	8.02	7.83	8.00	6.37
MnO :	1.03	0.23	0.12	0.50	0.48	0.47
MgO :	19.45	18.00	15.38	16.08	15.83	16.95
CaO :	20.39	21.53	20.49	19.04	20.58	20.41
Na_2O :	0.01	0.15	0.25	0.23	0.42	0.21
K_2O :	0.04	-	-	0.10	0.02	0.03
TiO_2 :	0.09	0.26	0.54	0.53	0.68	0.42
BaO :	nd	nd	-	nd	nd	-
NiO :	0.01	-	nd	-	0.03	0.01
ZnO :	-	0.01	nd	-	-	-
Cr_2O_3 :	0.61	0.79	nd	-	-	0.35
TOTAL :	99.72	99.79	98.39	99.02	99.53	99.36
	sur la base de 6 oxygènes					
Si :	1.910	1.896	1.892	1.862	1.855	
Al^{IV} :	0.082	0.104	0.108	0.138	0.145	
Al^{VI} :	-	0.001	0.035	0.057	0.001	
Ti :	0.002	0.007	0.014	0.015	0.019	
Fe^{3+} :	0.055	0.066	0.061	0.074	0.122	
Cr :	0.018	0.023		-	-	
Mg :	1.061	0.984	0.867	0.893	0.879	
Fe^{2+} :	0.056	0.067	0.176	0.168	0.124	
Mn :	0.030	0.007	0.004	0.016	0.015	
Ca :	0.794	0.840	0.825	0.756	0.816	
Na :	0.001	0.011	0.018	0.017	0.029	
K :	0.002	-	-	0.005	0.001	
$Z^{(1)}$:	1.994	2.000	2.000	2.000	2.000	
X :	1.047	1.061°	1.047	1.019°°	1.077	
Y :	0.167	0.097	0.110	0.146	0.142	
W :	0.797	0.851	0.843	0.778	0.846	
X + Y + W :	2.011	2.009	2.000	2.001	2.007	
% atomiques :						
Mg :	53.13	50.10	44.95	46.83	44.94	
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$:	7.11	7.13	12.28	13.53	13.34	
Ca :	39.76	42.77	42.77	39.64	41.72	
$X_{mg}^{(2)}$:	0.883	0.875	0.783	0.775	0.771	
Fe^{3+}/Fe^{2+} :	0.98	0.99	0.35	0.44	0.98	
Nomenclatures chimiques						
	End-Mn	End	Au	Au	Au	

Tableau II-42 : Analyses chimiques et proportions atomiques des clinopyroxènes du Complexe Filonien.

(1) : $Z = Si + Al^{IV}$; $X = Mg + Fe^{2+} + Mn + Ni + Zn$;
$Y = Al^{VI} + Ti + Fe^{3+} + Cr$; $W = Ca + Na + K$

(2) : $X_{mg} = 100 \cdot Mg/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$ (atomiques)

° : Zn = 0,01 % ineln. . End = Endiopside
°° : Ni = 0,01 % ineln. . Au = Augite

. End-Mn = Endiopside manganésifère

P = phénocristal m = microlithe
mP = microphénocristal gr = grain

Il faut souligner que la composition chimique des clinopyroxènes des complexes filoniens est donc fort comparable à celle des clinopyroxènes des laves basaltiques tholéiitiques ophiolitiques du même massif et également des rides médio-océaniques, (cf. Tome II, partie III-B, ch. B V.1, Tabl. III-61). Par contre elle est très différente de celle des clinopyroxènes des dykes isolés et des basaltes tholéiitiques des arcs insulaires, (cf. partie II-A, ch. A V.1, Tabl. II-).

C III.2) AMPHIBOLES

Les analyses chimiques des amphiboles à la microsonde, (Tabl. II-43), ont révélé que :

- les amphiboles associées aux chlorites, issues de la pseudomorphose des Olivines intratelluriques dans les filons basaltiques sont des amphiboles calciques, riches en magnésium et en silice mais pauvres en fer :

Il s'agit de

. *hornblende trémolitique :*

$$(Na_{0.1})\ (Ca_{1.8} \cdot Na_{0.2})\ (Mg_{4.0} \cdot Fe^{2+}_{0.4} \cdot Fe^{3+}_{0.5} \cdot Ti_{0.1} \cdot Al^{VI}_{0.1})$$
$$(Si_{7.4} \cdot Al^{IV}_{0.6})\ O_{23} \cdot (OH)$$

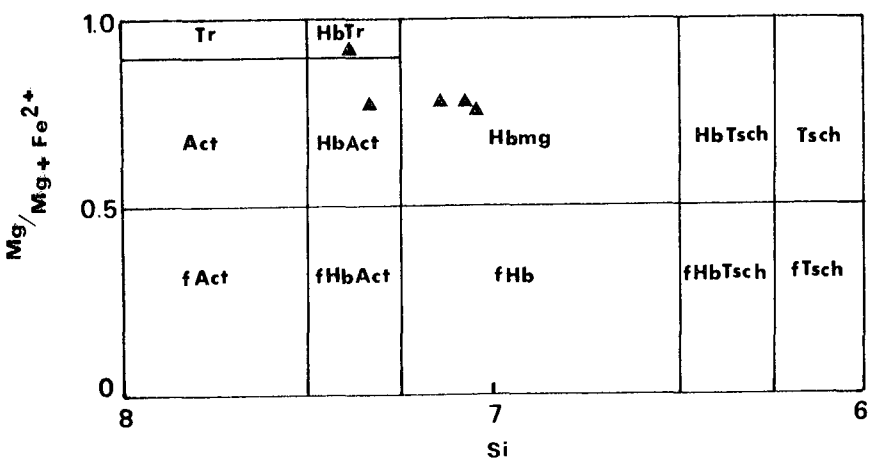


Fig. II-63 : Classification des amphiboles calciques des complexes filoniens, à l'aide du diagramme Mg/Mg + Fe^{2+} - Si de Leake (1978).

n° d'ordre	1	2	3	4	5
n° d'analyse	4-56	5-110	4-50	5-105	5-107
SiO_2	52.89	49.86	49.82	48.56	48.32
Al_2O_3	4.32	4.65	5.28	5.91	5.20
FeO_t	7.21	13.63	17.50	18.50	17.77
MnO	0.47	0.39	0.19	0.39	0.53
MgO	18.95	14.20	13.20	12.39	12.65
CaO	12.36	10.54	10.21	9.83	9.43
Na_2O	0.93	0.96	0.98	1.11	1.16
K_2O	0.15	0.11	0.04	0.08	-
TiO_2	0.46	1.06	0.92	1.45	1.34
BaO	nd	-	nd	-	-
TOTAL	97.73	95.41	98.15	98.22	96.40
		sur la base de 23 Oxygènes			
Si	7.381	7.355	7.096	7.082	7.153
Al^{IV}	0.619	0.645	0.884	0.918	0.847
Al^{VI}	0.090	0.162	-	0.096	0.059
Ti	0.049	0.117	0.098	0.159	0.149
Fe^{3+}	0.458	0.619	1.329	1.100	1.162
Mg	3.967	3.142	2.820	2.710	2.809
Fe^{2+}	0.381	0.911	0.750	0.888	0.755
Mn	0.055	0.049	0.023	0.048	0.066
Ca	1.845	1.666	1.559	1.536	1.496
Na_B	0.155	0.274	0.270	0.312	0.332
Na_A	0.096	-	-	-	-
K	0.027	0.021	0.007	0.015	-
Total					
T	8.000	8.000	7.980	8.000	8.000
C	5.000	5.000	5.020	5.000	5.000
B	2.000	1.940	1.829	1.848	1.828
A	0.123	0.021	0.007	0.015	-
$Mg/Mg + Fe^{2+}$	0.91	0.78	0.79	0.75	0.79
Fe^{3+}/Fe^{2+}	1.20	0.68	1.77	1.24	1.54
Nom (1)	HbTr	HbAct	ferri Hbmg	ferri Hbmg	ferri Hbmg

Tableau II-43 : Analyses chimiques et proportions cationiques des Amphiboles calciques dans le complexe filonien de Pozanti-Karsanti.

(1) Abréviations :

- *Hb.Tr = Hornblende trémolitique*
- *Hb.Act = Hornblende actinolitique*
- *Hb. mg = Hornblende magnésienne*

"ferri" pour $Fe^{3+} > 1.0$ (d'après la nomenclature de Leake 1976).

. *hornblende actinolitique*

$$(Ca_{1.7} \cdot Na_{0.3})\ (Mg_{3.2} \cdot Fe^{2+}_{0.9} \cdot Fe^{3+}_{0.6} \cdot Ti_{0.1} \cdot Al^{VI}_{0.2})$$
$$(Si_{7.4} \cdot Al^{IV}_{0.6})\ O_{23} \cdot (OH)$$

selon la nomenclature de Leake (1978) (Fig. II-63).

- les amphiboles issues de la transformation des clinopyroxènes, (phase I), sont des amphiboles également calciques mais pauvres en magnésium et en silice et riches en fer. Il s'agit de *"ferri" - hornblendes magnésiennes* à $Fe^{3+} > 1.0$ d'après la nomenclature de Leake (1978), (Fig. II-63) :

$$(Ca_{1.5 \text{ à } 1.6} \cdot Na_{0.3}) \cdot (Mg_{2.7 \text{ à } 2.8} \cdot Fe^{2+}_{0.8 \text{ à } 0.9} \cdot Fe^{3+}_{1.1 \text{ à } 1.3} \cdot$$
$$Ti_{0.1 \text{ à } 0.2} \cdot Al^{VI}_{0.1}) \cdot (Si_{7.1} \cdot Al^{IV}_{0.9}) \cdot O_{23} \cdot (OH)$$

Tous ces amphiboles calciques sont d'origine secondaire comme l'a montré le diagramme Ti - Si de Leake (1965), (non figué).

C III.3) EPIDOTE

L'épidote analysée, (Tabl. II-44), riche en manganèse provient de l'altération d'un phénocristal de clinopyroxène de composition d'endiopside manganifère, (v. tabl. II-42, col. n° 1). Elle a la composition suivante :

$$(Ca_{1.96} \cdot Mg_{0.02})\ (Al^{VI}_{2.18} \cdot Fe^{3+}_{0.57} \cdot Mn^{3+(1)}_{0.22})\ (Si_{2.96} \cdot Al^{IV}_{0.04})\ O_{12}\ (OH)$$

Il s'agit d'une épidote manganésifère, définie par Miyashiro et Seki (1958) comme piemontite[(2)] pauvre en Mn avec $MnO_t < 8$ % et ayant la composition Ps_{Mn} de 26,4 %m et $Al_2FeMnEp$ de 77,9 %m (Tabl. II-44).

---

(1) MnO_t obtenu est estimé et calculé comme Mn_2O_3 dont le cation Mn^{3+} entre dans le site Y en se substituant à Al^{VI}.

(2) Piemontite : $(Ca_2\ (Al, Fe^{3+}, Mn^{3+})\ Si_3\ O_{12}\ (OH))$, variété riche en Mn du groupe des épidotes où $Mn_2O_3 \geqslant 8$ % d'origine deutérique (Miyashiro et Seki 1958).

analyse : 4-54		Sur la base de 8 cations.	
SiO_2	: 38.27	Si	: 2.957
Al_2O_3	: 24.48	Al^{IV}	: 0.043
FeO_t	: 8.78	Al^{VI}	: 2.182
MnO*	: 3.66	Ti	: -
MgO	: 0.21	Fe^{3+}	: 0.566
CaO	: 23.65	Cr	: 0.033
Na_2O	: 0.08	Mn^{3+}	: 0.215
K_2O	: -	Mg	: 0.024
TiO_2	: -	Fe^{2+}	: -
NiO	: -	Mn^{2+}	: -
ZnO	: 0.17	Ni	: -
Cr_2O_3	: 0.54	Zn	: 0.010
		Ca	: 1.958
TOTAL	: 99.84	Na	: 0.012
		K	: -
		Z	: 3.000
		Y	: 2.996
		X	: 2.004
		TOTAL	: 8.000
$Ps_{Mn}{}^{3+}$**	: 26.36 %	"Epidote Manganifère"	
$Al_2FeMnEp.$***	: 77.94 %	(éch. AC 672 B)	
Fe^{3+}/Al	: 0.25	(Produit d'altération d'un Clinopyroxène Manganifère "analyse n° 4-53, p.368")	
$Fe^{3+} + Mn^{3+}/Al$	: 0.35		

TABLEAU II-44 : Analyse Chimique et Proportions cationiques d'une Epidote dans le "Complexe filonien" du Massif de Pozanti-Karsanti.

* - *Estimé et calculé comme Mn^{3+} trivalent et ajouté au site "Y".*

** - $Ps_{Mn}{}^{3+} = (Fe^{3+} + Mn^{3+})/(Fe^{3+} + Mn^{3+} + Al)$ *"en % mol.".*

*** - $Al_2FeMnEp. = Ca_2 (Al_2, Fe^{3+}, Mn^{3+})_3 Si_3O_{12} (OH)$ *"en % mol."*

Miyashiro et Seki (1958), Deer et al. (1962) ont montré que les épidotes manganésifères (Mn_2O_3 < 8 %) sont formées à faibles températures et sont d'origine hydrothermale contrairement aux piemontites typiques (Mn_2O_3 > 8 %) d'origine deutérique.

C IV - GEOCHIMIE

Les analyses chimiques des éléments majeurs des filons présentement étudiés sont présentées dans le tableau II-45. Les données brutes obtenues ont été recalculées en éliminant la perte au feu ; les calculs de normes CIPW ont été ensuite faits en fixant préalablement la teneur en Fe_2O_3 à 1,5 %, à partir des analyses recalculées et ramenées à un total de 100 %.

- *DONNEES CHIMIQUES* :

Les analyses montrent un chimisme assez homogène des filons. Quelques variations, peu importantes, sont la conséquence de l'altération :

- Na_2O dépasse 4 % dans les filons basaltiques à tendance spilitique.

- CaO atteint 16 % dans les termes fortement zéolitisés ou prehnitisés.

- *COMPOSITIONS NORMATIVES* :

Les normes CIPW, calculées à partir des données chimiques corrigées, présentent les caractères suivants :

- le quartz est toujours absent ;
- l'albite est assez importante dans les termes spilitisés.
- la néphéline est pratiquement absente sauf dans un échantillon fortement altéré en zéolites ou prehnite.
- l'olivine est omniprésente. Les filons basaltiques sans olivine contiennent de très faibles quantités d'olivine normative (1 %), inversement les filons basaltiques ou diabasiques à olivine ont des quantités d'olivines normatives assez considérables, atteignant 11 %.

- *CARACTERE THOLEIITIQUE* :

Le caractère tholéiitique des filons est mis en évidence à l'aide de quelques diagrammes significatifs :

. *Diagramme alcalin/silice,* (Fig. II-64 A) : Tous les points représentatifs se situent dans le domaine subalcalin. On constate, en outre, que la plupart des points se disposent dans le champ propre aux roches tholéiitiques abyssales, défini par Irvine et Baragar (1971).

. *Diagramme Al_2O_3 - An (%),* (Fig. II-64 B) : Ce diagramme met en évidence que ces filons subalcalins sont de nature tholéiitique.

n° d'ordre :	1	2	3	4	MOYENNE
n° d'éch. :	AC672E	AC672B	AC672F	AC672C	
SiO_2 (a) :	48.86	48.52	50.01	52.61	50.00
Al_2O_3 :	15.62	14.34	15.23	14.87	15.02
FeO_t :	10.02	9.62	12.71	10.76	10.78
MnO :	0.11	0.19	0.15	0.19	0.16
MgO :	7.42	4.74	5.29	5.23	5.67
CaO :	12.65	16.07	9.66	8.11	11.62
Na_2O :	2.75	2.55	3.97	4.70	3.49
K_2O :	0.10	0.07	0.13	0.28	0.15
TiO_2 :	1.10	1.01	1.57	1.13	1.20
H_2O+ :	1.32	2.61	1.02	2.16	1.78
CO_2 :		tr		tr	
TOTAL :	99.95	99.65	99.74	100.04	99.87
SiO_2 (b) :	49.99	50.38	51.24	54.26	51.46
Al_2O_3 :	15.98	14.89	15.60	15.34	15.46
Fe_2O_3 :	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO :	7.88	7.64	10.37	8.64	8.64
MnO :	0.11	0.20	0.15	0.19	0.16
MgO :	7.59	4.92	5.42	5.40	5.84
CaO :	12.94	16.69	9.90	8.37	11.96
Na_2O :	2.82	2.65	4.07	4.85	3.59
K_2O :	0.10	0.07	0.13	0.28	0.15
TiO_2 :	1.12	1.06	1.62	1.17	1.24
CIPW (b)					
Qz :	-	-	-	-	
Or :	0.59	0.41	0.77	1.66	
Ab :	23.83	19.23	34.40	40.99	
An :	30.62	28.50	23.88	19.23	
Né :	-	1.72	-	-	
Di :	27.35	44.82	20.97	18.43	
Hy :	2.95	-	4.06	9.41	
Ol :	10.42	1.05	10.66	5.89	
Mt :	2.18	2.18	2.18	2.18	
Il :	2.07	2.01	3.08	2.22	
An % :	56.24	59.71	40.97	31.93	
IC % :	44.97	50.06	40.95	38.13	
ID % :	24.42	21.36	35.17	42.65	
IS % :	38.47	29.59	25.40	26.29	
$\frac{FeO'}{MgO}$:	1.22	1.82	2.16	1.85	

Tableau II-45 : Analyses chimiques des éléments majeurs des Complexes filoniens de Tamarti-Karsanti.

1) Filon diabasique à olivine.
2) Filon basaltique sans olivine.
3) Filon basaltique à olivine.
4) Filon basaltique à tendance spilitique.

a) Données brutes
b) Données recalculées

tr = traces

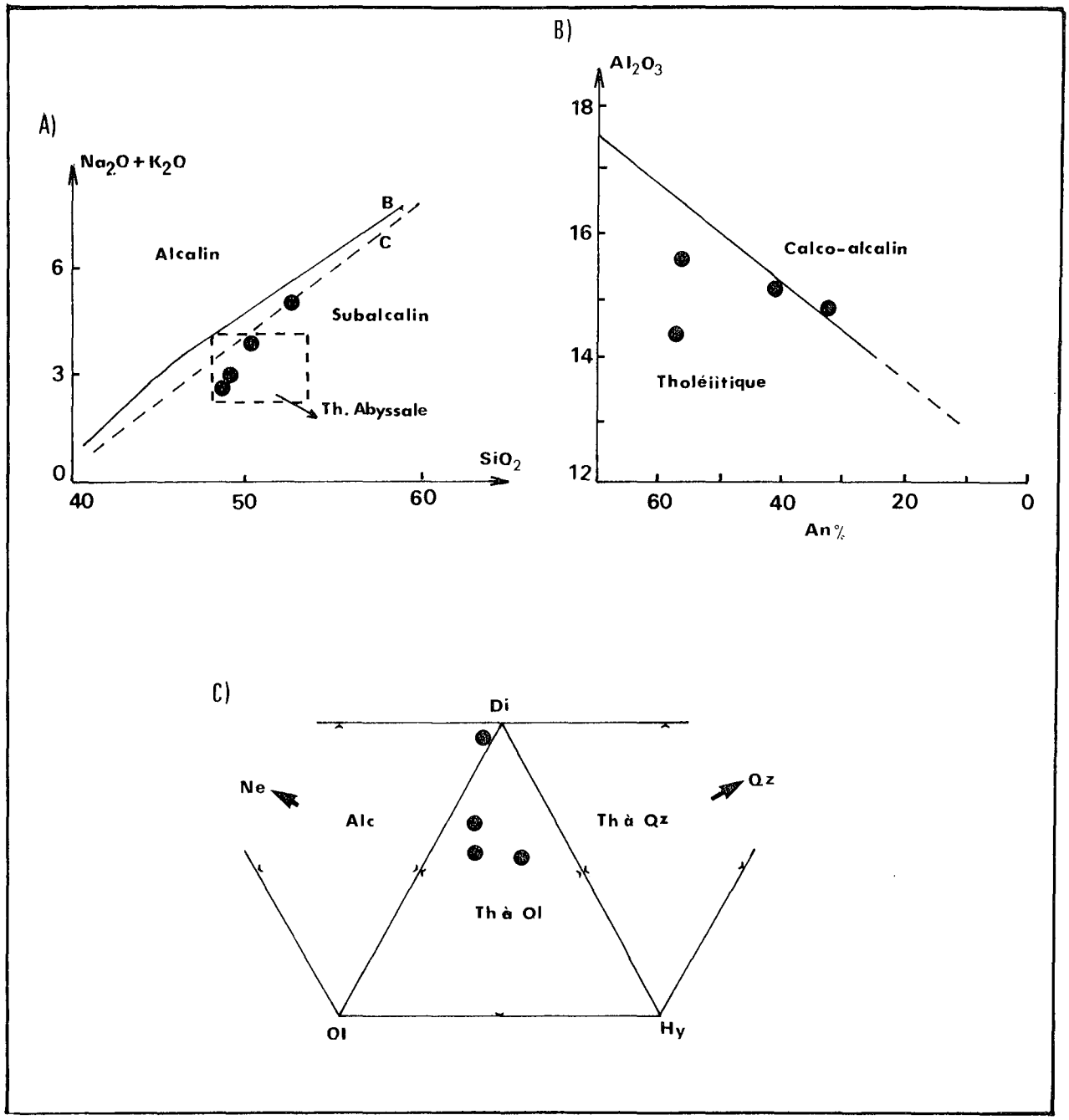


Fig. II-64 : Caractère tholéiitique des Complexes Filoniens de Pozanti-Karsanti, mis en évidence à l'aide des diagrammes :

A) $Na_2O + K_2O/SiO_2$
- *Ligne B = selon Irvine et Baragar (1971,*
- *Ligne C = selon McDonald et Katsura (1964).*

B) Al_2O_3/An (%) d'Irvine et Baragar (1971).

C) Ne - Ol - Di - Hy - Qz : les points représentatifs se situent dans le domaine Di - Ol - Hy, propre aux Tholéiites à Olivine.

. *Diagramme Ne - Ol - Di - Hy - Qz*, (Fig. II-64 C) : Il confirme la nature tholéiitique de ces filons et montre qu'il s'agit des tholéiites à olivine, les points représentatifs s'y situant dans le domaine Di - Ol - Hy (sauf un point représentant un échantillon altéré en zéolites ou prehnite, qui se dispose naturellement auprès du pôle Di).

- *CLASSIFICATION CHIMIQUE* :

Les roches tholéiitiques de ces complexes filoniens sont toutes de nature basaltique comme l'a montré le diagramme IC/An (%), (non figuré).

- *ENVIRONNEMENT GEOTECTONIQUE* :

Le type d'environnement géotectonique, auquel appartient le magmatisme des complexes filoniens, peut être envisagé à l'aide de diagrammes basés sur les éléments majeurs :

. *Diagramme MgO - FeO' - Al_2O_3 de Pearce et al. (1977)*

. *Diagramme TiO_2 - SiO_2*

Ces deux diagrammes mettent nettement en évidence l'appartenance des filons à une série tholéiitique de type dorsale (Fig. II-65 A et B).

Fig. II-65 : Caractères de tholéiites de rides des complexes filoniens décelés à l'aide des diagrammes :

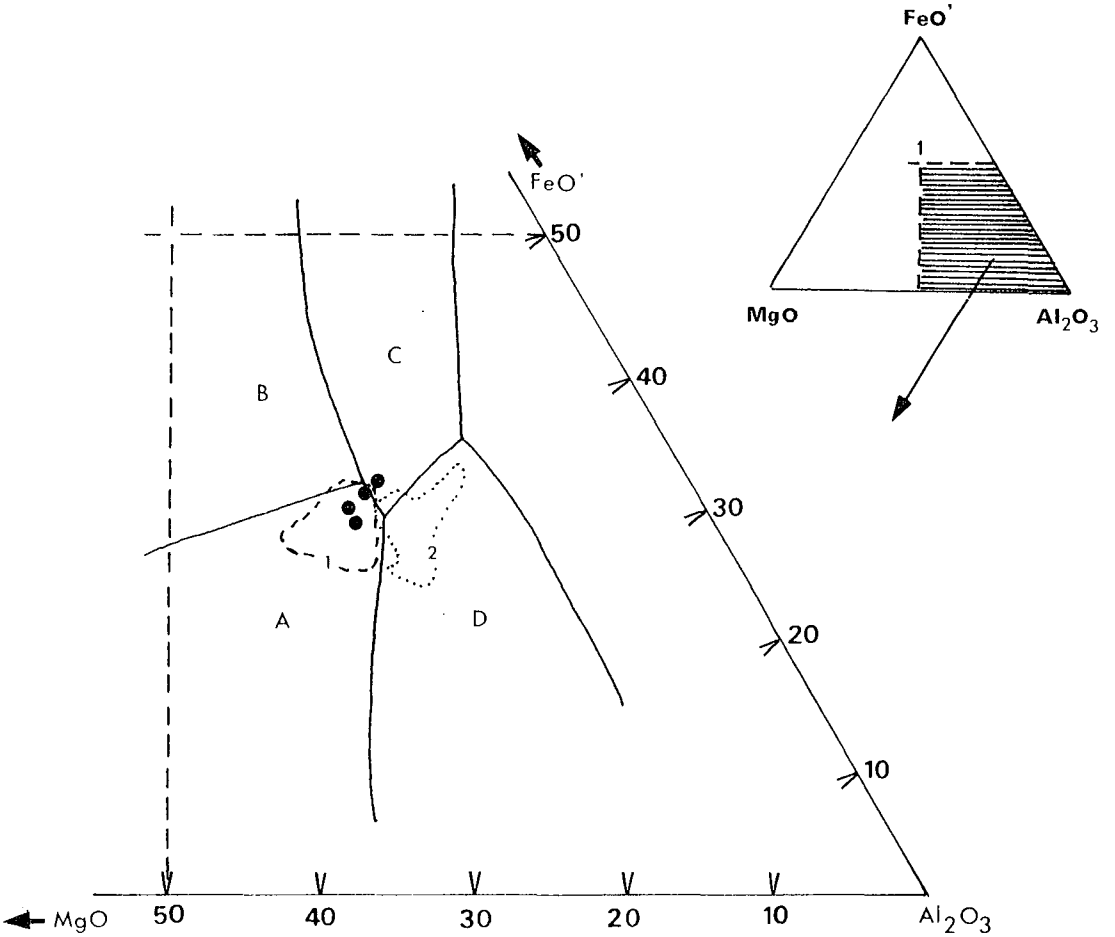
A) MgO - FeO' - Al_2O_3 de Pearce et al. (1977) :

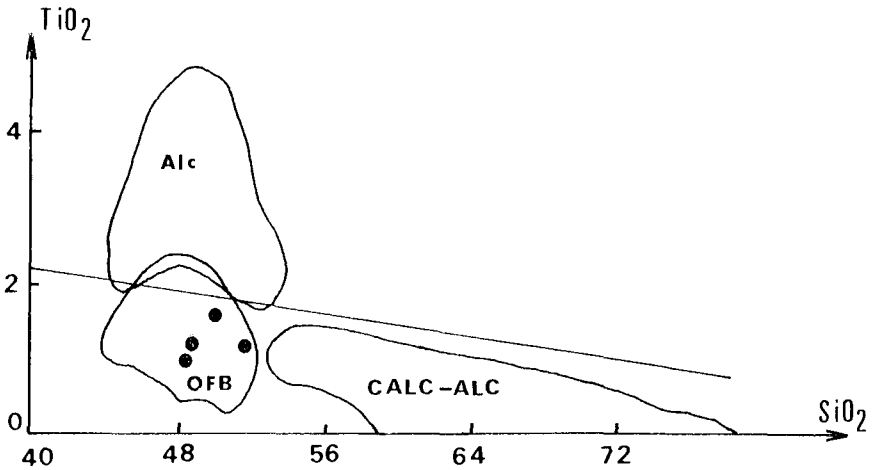
Domaines :
- *A) Basaltes Th des rides médio-océaniques*
- *B) Basaltes Th des îles intra-océaniques*
- *C) Basaltes Th continentaux*
- *D) Basaltes Th orogéniques (arcs insulaires).*

- *1 = LPK - Laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti*
- *2 = DPK - Dykes isolés de Pozanti-Karsanti.*

B) TiO_2 - SiO_2 de McDonald et Katsura (1964), complété par Whitehead et Goodfellow (1978) :

Domaines :
- *Alc : Basaltes alcalins*
- *OFB : Basaltes tholéiitiques des rides*
- *CALC-Alc : Basaltes calco-alcalins.*


FeO'
1
MgO
Al2O3
FeO'
50
40
30
20
10
B
C
A
D
1
2
MgO
50
40
30
20
10
Al2O3


TiO2
4
2
0
Alc
OFB
CALC-ALC
SiO2
40
48
56
64
72

C V - CONCLUSIONS

Le complexe filonien du massif étudié, qui se présente généralement en panneaux tectoniques écaillés au sein des tectonites harzburgitiques, est surtout constitué de filons de nature basaltique avec ou sans olivine ou diabasique, disloqués ou bréchifiés. Il est bien conservé dans la région de Karatas uniquement. Il y est surmonté d'une coulée de pillows-lavas basaltiques ophiolitiques en position normale.

Quelle que soit l'intensité de la tectonique sévère et cassante qui les a affectés , les zones de trempe entre les filons juxtaposés ou sécants sont plus ou moins visibles. Elles sont souvent rectilignes et subparallèles entre elles ou parfois irrégulières.

La disposition des bordures figées et la géométrie des filons s'expliqueraient par l'intrusion des venues successives du magma basaltique dans des fractures ouvertes au sein des filons déjà consolidés ou presque.

Le magmatisme donnant naissance aux filons basaltiques des complexes filoniens appartient à une souche tholéiitique, (Th. à Ol), de type dorsale. Il est tout à fait différent de celui des dykes isolés (de type arc insulaire) du même massif, mais fort comparable à celui des laves tholéiitiques ophiolitiques.

Ainsi, les complexes filoniens et les laves basaltiques ophiolitiques du massif de Pozanti-Karsanti sont-ils comagmatiques. Ils n'ont aucun rapport génétique avec les dykes isolés post-ophiolitiques du même massif.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES (A à L)

(TOME I)

PLANCHE : A

. Introduction Générale

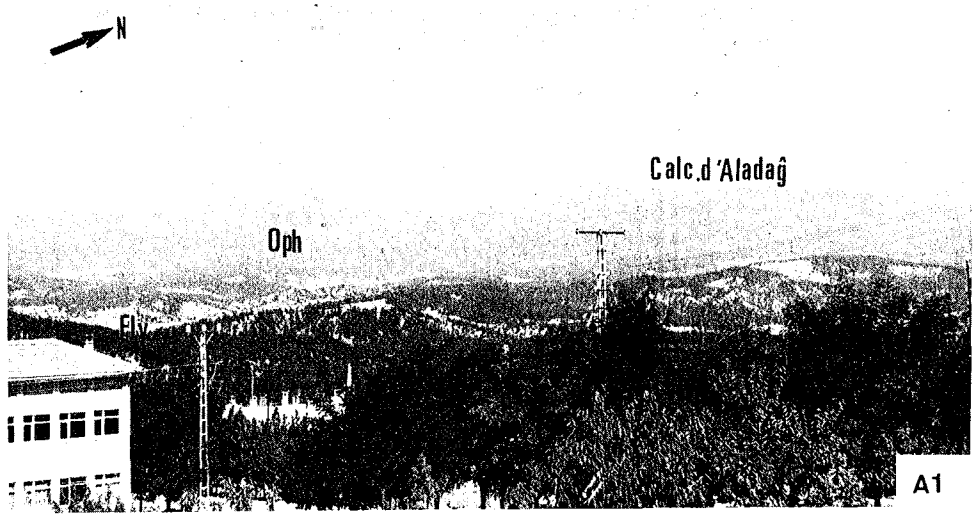
. *Photo A1* : *Panorama général du secteur étudié du Massif de Pozanti-Karsanti*, (vue du village de Karsanti).

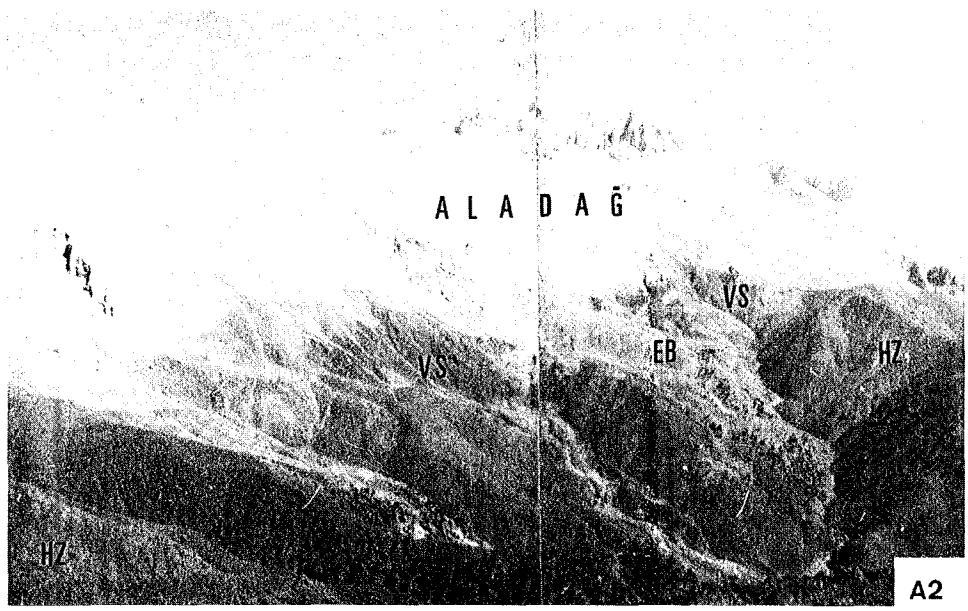
Assemblage ophiolitique (Oph), recouvert au sud par une série flyscho-molassique transgressive (Fly) d'âge Tertiaire (bassin de Karsanti), et reposant au nord sur le calcaire d'Aladag, autochtone relatif, appelé "axe calcaire du Taurus" par Ricou et al. 1975.

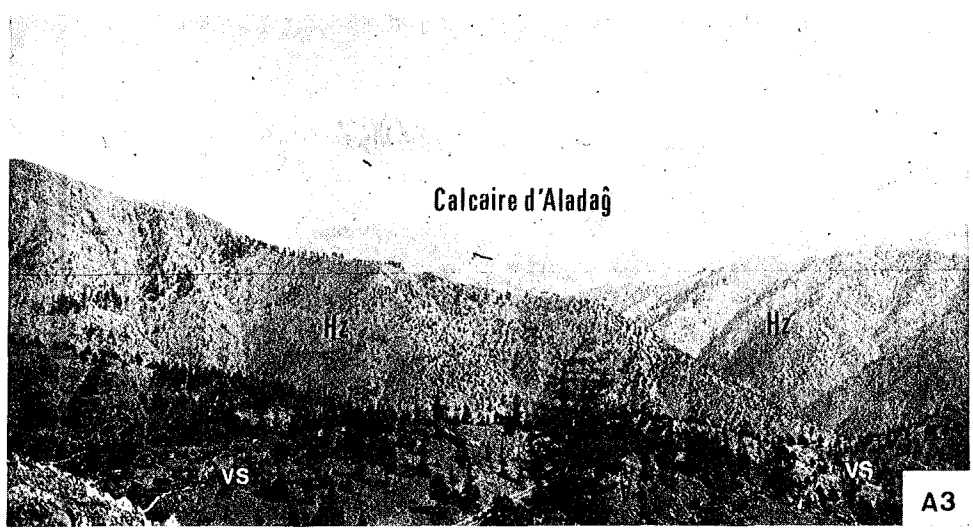
. *Photo A2* : *Nord du secteur étudié*, (Région de Celolugu), *vue de la Mine de chromite de Gavurgeri*, (Altitude : 2700 m).

Masse harzburgitique (HZ) reposant sur le calcaire d'Aladag par intermédiaire de semelles volcaniques et sédimentaires non ophiolitiques (VS) dont le contact est localement masqué par les éboulis de calcaire (EB).

. *Photo A3* : *Formation volcanique et sédimentaire non ophiolitique (VS) chevauchée par de la masse harzburgitique granoblastique*. (NE de Bezedag, Altitude : 2100 m).


N
Calc.d'Aladağ
Oph
Flv
A1


A L A D A Ğ
VS
EB
HZ
VS
HZ
A2

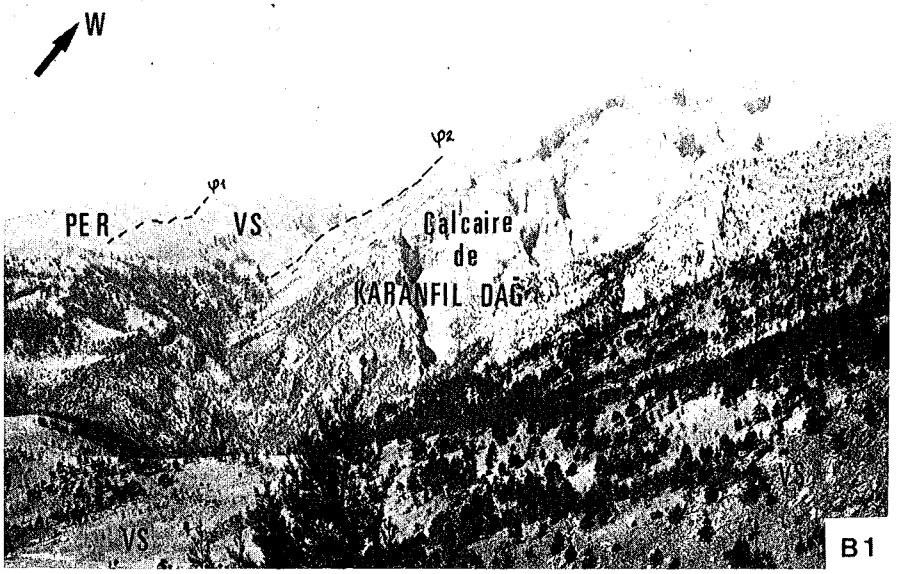

Calcaire d'Aladağ
Hz
Hz
VS
VS
A3

. *Photo B1* : *Flanc sud de la Fenêtre de Karanfil Dag.*

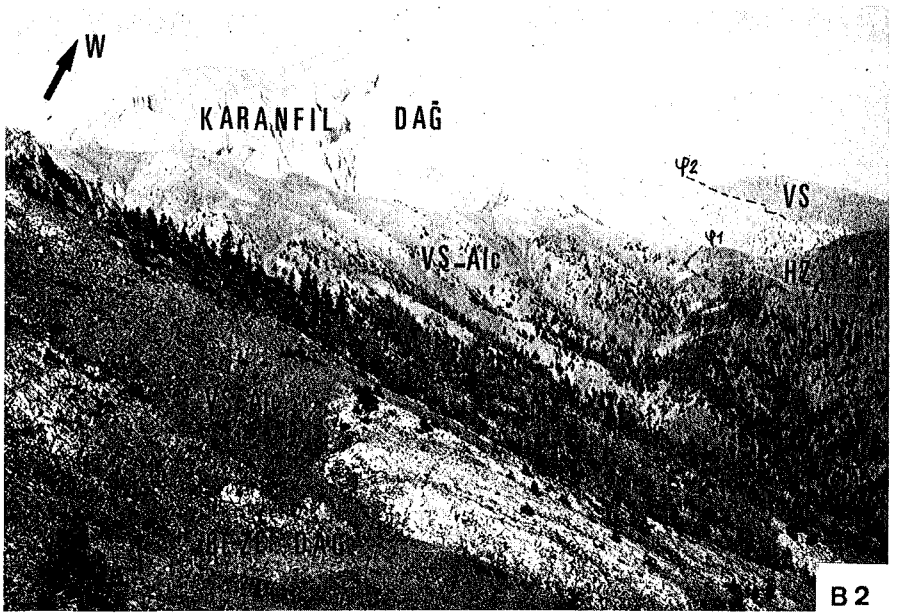
. *Photo B2* : *Flanc nord de la Fenêtre de Karanfil Dag*, (vue de la zone volcanique et sédimentaire de Bezedag, Altitude : 1900 à 2200 m).

Les tectonites péridotitiques (PER, HZ), chevauchent les séries volcaniques et sédimentaires "alcalines" non ophiolitiques (VS) qui reposent elles-mêmes sur les flancs sud ou nord de la fenêtre de Karanfil Dag, calcaire autochtone relatif. Les pendages de ces contacts sont de 30 à 45° vers le sud ou le nord.

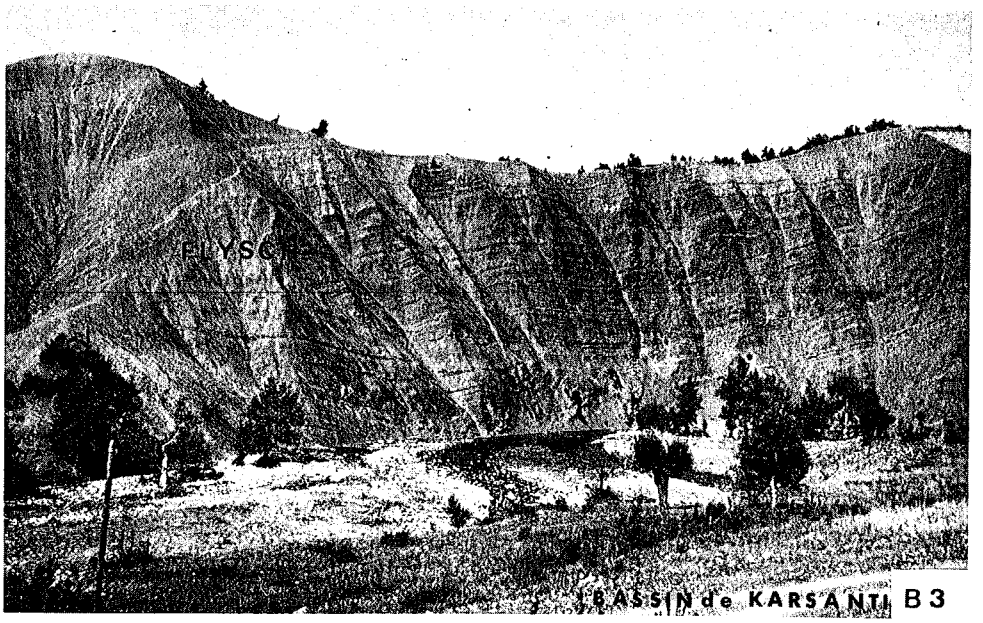
. *Photo B3* : *Vue générale de la série flyscho-molassique transgressive d'âge oligocène à miocène du Bassin de Karsanti, située au sud de la nappe ophiolitique.* (Village de Gicak, Altitude : 900 m).



B1



B2



BASSIN de KARSANTI B3

PLANCHE : C . Partie : I-A

. Photo C1 : *Foliation S_1, marquée par des cristaux isolés d'enstatite et surface dunitique So_T à limites rectilignes nettes, au sein des harzburgites porphyroclastiques (HZ). Remarquer le parallèlisme de ces deux plans.* (Ouest de Celolugu, Terlikdag ; Altitude : 2200 m).

. Photo C2 : *Surface dunitique So_T, à contours irréguliers, subparallèle à S_1 et recoupée par un filonnet de pyroxénolite (webstérite grossière), au sein des harzburgites porphyroclastiques.* (Celolugu).

. Photo C3 : *Surface dunitique So_T à contours flous au sein des harzburgites granoblastiques.* (Région de Tahtali. Altitude : 1400 m).

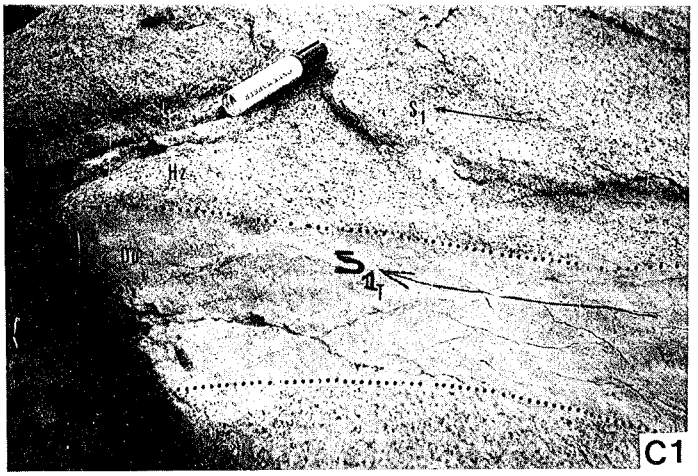
. Photo C4 : *Plis isoclinaux affectant la surface dunitique (DU) So_T, au sein des harzburgites porphyroclastiques (HZ) et admettant la foliation S_1 comme plan axial.* (Ouest de Celolugu).

. Photo C5 : *Rubanements dunitiques (DU) et lherzolitiques (LH) concordants au sein des harzburgites porphyroclastiques.* (Ouest de Celolugu ; Terlik Dag).

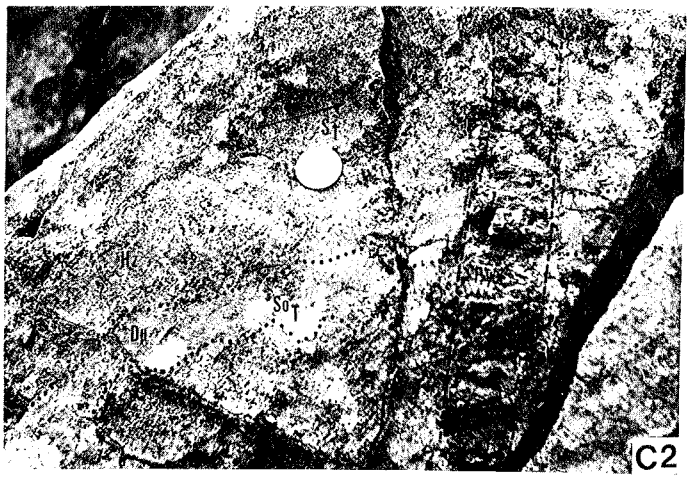
. Photo C6 : *Rubanements dunitiques concordants avec S_1 au sein des harzburgites porphyroclastiques.* (Région de Celolugu).

. Photo C7 : *Filon de webstérite grossière (Pyx) plissé au sein des harzburgites déformées.* (Région de Celolugu, Gavurgeri).

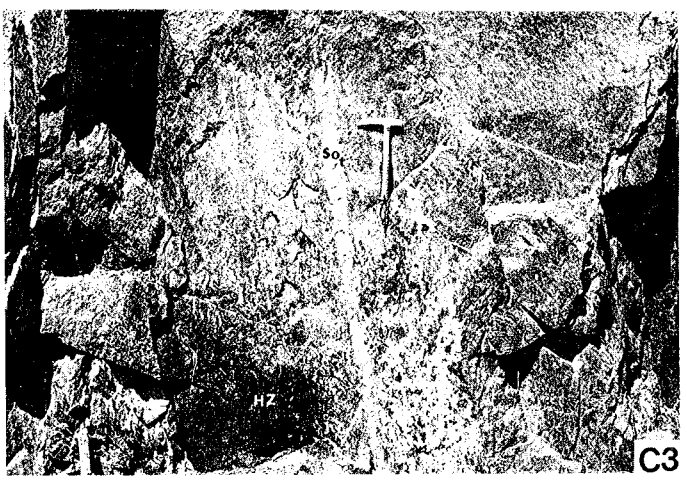
. Photo C8 : *Filonet de webstérite fine (p), bordé par des "halos" dunitiques (d) au sein des cumulats dunitiques.* (Région de Ziyaret Dag, affleurement n° 608).



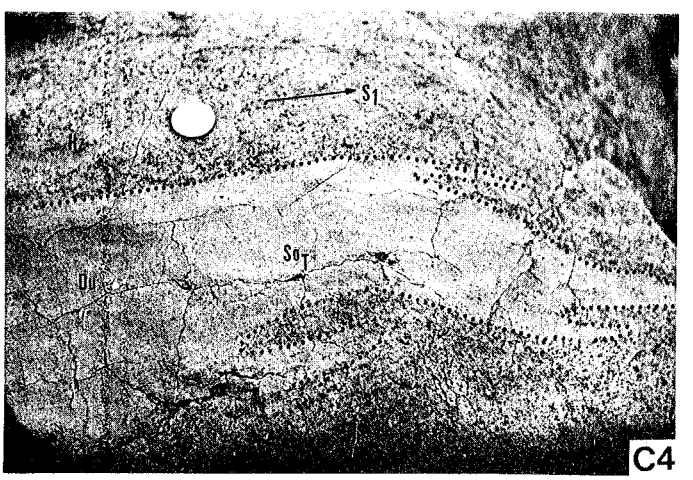
C1



C2



C3

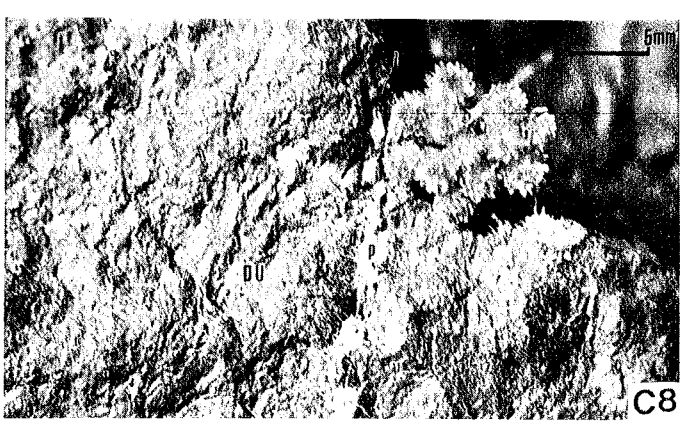


C4

C5

C6

C7



C8

. *Photo D1* : *Réseau de filonets de webstérite fine au sein des dunites serpentinisées de la lentille à cumulats magmatiques de Deliktas-Sarlakbasi deresi.* (cf. partie IB, ch. B1, p.**45**).

. *Photo D2* : *Filonet de gabbro leucocrate, pegmatitique, rodingitisé (Gb) au sein des cumulats dunitiques (DU).* (Région de Tirak, localité de Hizar, affleurement n° 131).

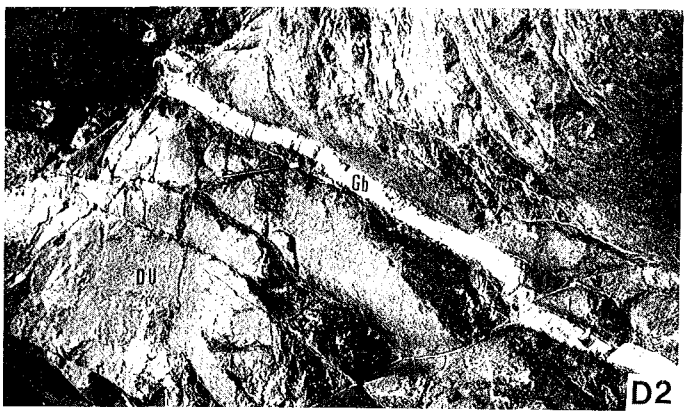
. *Photo D3* : *Harzburgite porphyroclastique, (type 1).* (Lame mince AC 336H, L.P.).

. *Photo D4* : *Harzburgites granoblastiques, (type 2).* (Lame mince AC 47H, L.P.).

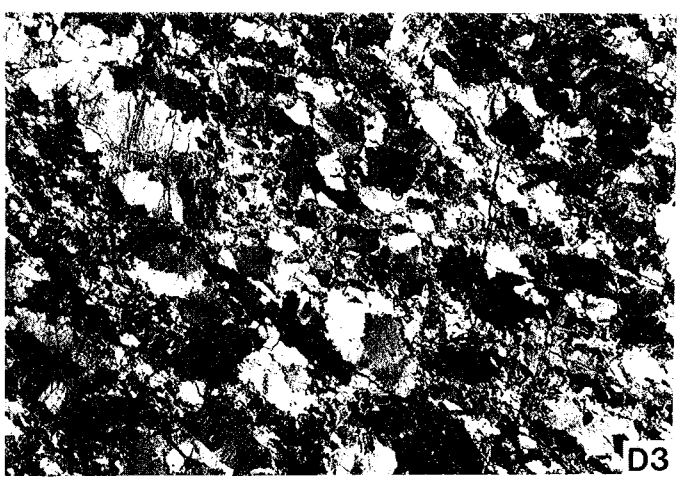
. *Photo D5* : *Porphyroclastes d'olivine (OL) à bandes de pliages et d'enstatite (OPX) allongés et sigmoïdes montrant des extinctions roulantes. Matrice granulée et recristallisée.* (Lame mince AC 50-1, Harzburgite porphyroclastique L.P.).

. *Photo D6* : *Porphyroclastes d'enstatite (OPX) tordus, montrant des mâcles mécaniques et contenant des fines lamelles d'exsolution de clinopyroxène suivant le plan (100) dans une harzburgite déformée.* (Lame mince AC 50/1, L.P.).

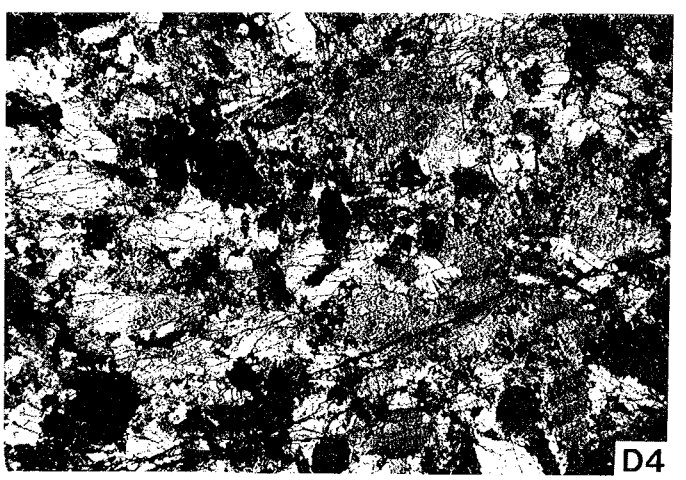
D1



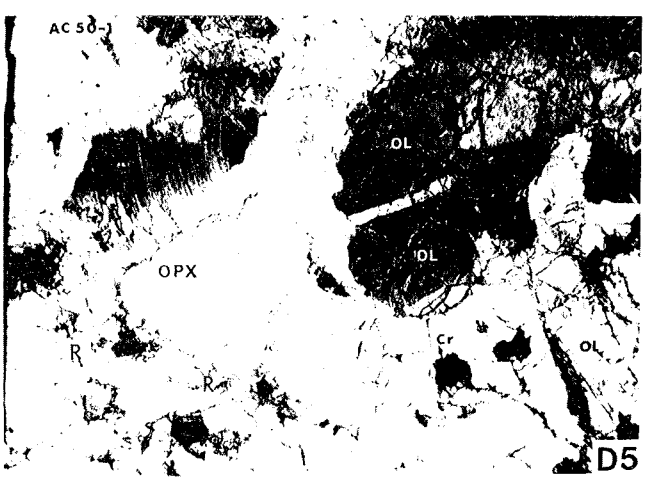
D2


D3

0 4mm

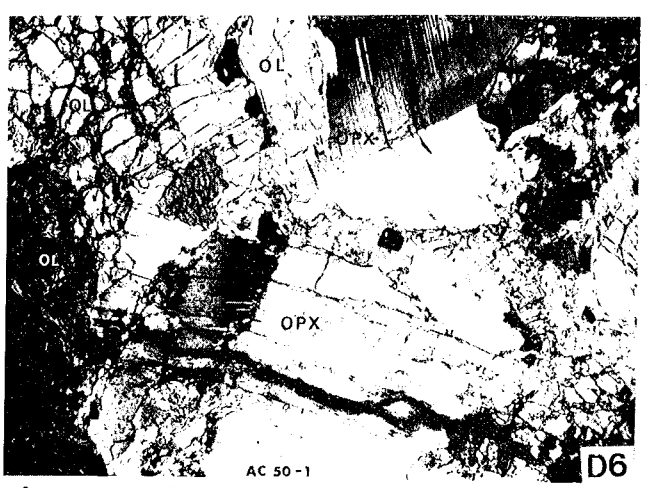

D4

0 4mm



D5

0 0.5mm



D6

0 0.5mm

. *Photo E1* : *Contact anormal entre les cumulats et tectonites.* (Localité de Kessekli, l'Ouest de Tirak).

Les cumulats de Kessekli Dag (CU), reposant sur les calcaires autochtones d'Aladag, par intermédiaire d'une semelle volcanique et sédimentaire alcaline (non visible sur la photo), sont chevauchés par les tectonites harzburgitiques (HZ tc).
Noter le retrocharriage du calcaire autochtone, (flèche), sur la série volcanique et sédimentaire ainsi que sur une partie des cumulats. (Localité de Kuruca).

. *Photo E2* : *Alternance des couches dunitiques (DU) et de couches de wehrlites (Wh) dans le niveau rubané (ZR) marquant le passage des cumulats dunitiques (Zone I) aux cumulats pyroxénolitiques (Zone II).* (Région de Ziyaret Dag, affleurement n° 607).

Noter les contacts caractérisés par l'apparition ou la disparition brutale du clinopyroxène ainsi que les biseaux de sédimentation ou stratifications obliques (bs).

. *Photo E3* : *Cumulats gabbroïques (Zone III).* (Route de Sogukoluk à Gicak, Affleurement n° 29-601 ; cf. Ch. B 1, fig. I-11, p.**56**).

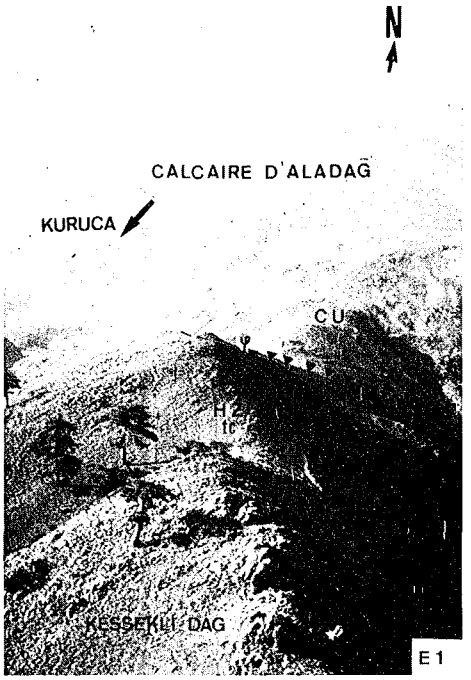
Une séquence cisaillée, comprenant une couche de méla- à leucogabbronorite sans olivine et un niveau d'anorthosite (An), surmontée d'une couche de webstérite fortement tectonisée (Pyx). C = contact de phase.

. *Photo E4* : *Gabbronorite litée avec des lits riches en plagioclases (A) ou en pyroxènes (B).* (Elmacik deresi, affleurement n° 619).

Remarquer des "lamineas" plagioclasiques (L) au sein des lits riches en pyroxènes.
Voir également les stratifications obliques (flèche).

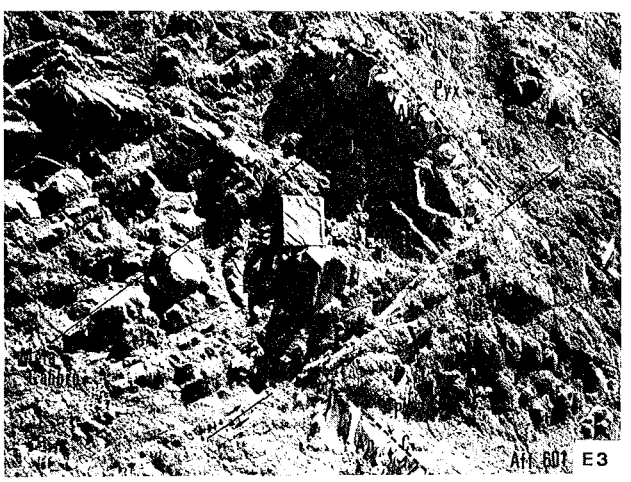
. *Photo E5* : *Gabbronorite recristallisée et recoupée par des microfractures remplies de chlorites (CHL).* (Elmacik deresi, affleurement n° 619).

. *Photo E6* : *Gabbronorite litée, localement recristallisée. Elle est recoupée par des microfractures subparallèles entre elles, concordantes avec le litage magmatique (So_c) et remplies d'amphibole (Amp) et de chlorite (Chl).* (Sud-est de Ziyaret Dag, affleurement n° 612).



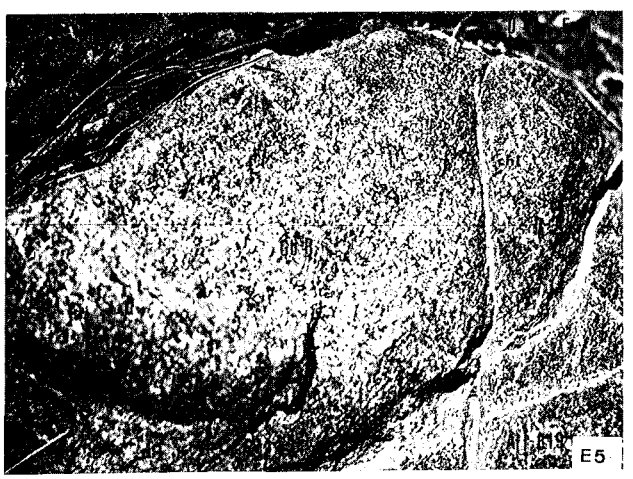
E1

E2

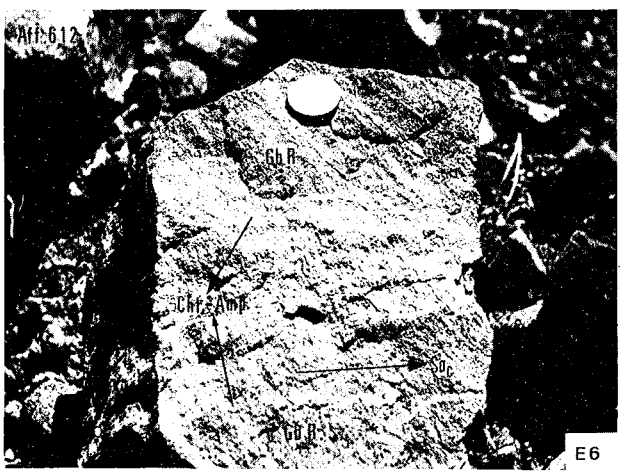


E3

E4



E5



E6

PLANCHE : F . Partie : I-B

. *Photo F1* : *Webstérite à Olivine, montrant une texture d'adcumulat.* (Lame mince AC 108W2, L.P.).

Le clinopyroxène et l'orthopyroxène, souvent imbriqués représentent toujours la phase cumulus.
L'olivine serpentinisée interstitielle représente ici la phase post-cumulus.

. *Photo F2* : *Diallagite à Olivine, montrant une texture d'adcumulat à Cpx.* (Lame mince AC 177P, L.P.).

Le clinopyroxène, seul minéral cumulus, est souvent corrodé par de l'olivine interstitielle, post-cumulus, montrant des bandes de pliages.

. *Photo F3* : *Webstérite feldspathique, (base de la séquence cumulative gabbroïque), montrant une texture d'adcumulat à Cpx + Opx, localement recristallisée.* (Lame mince AC 380G, L.P.)

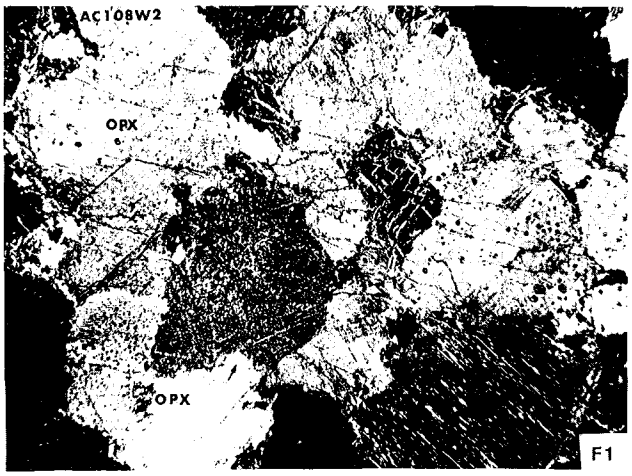
. *Photo F4* : *Idem.* (Lame mince AC 380G, L.P.).

Noter les plagioclases interstitiels (Pl) représentant la phase post-cumulus et les cristaux de pyroxènes à texture de "recuit" (R).

. *Photo F5* : *Gabbronorite à Olivine, montrant une texture de méso- à adcumulat à 2 pyroxènes.* (Zone III gabbroïque, route de Sogukoluk à Gicak, Affleurement n° 29-601, cf. Fig. I-11, Lame mince AC 29J1, L.P.).

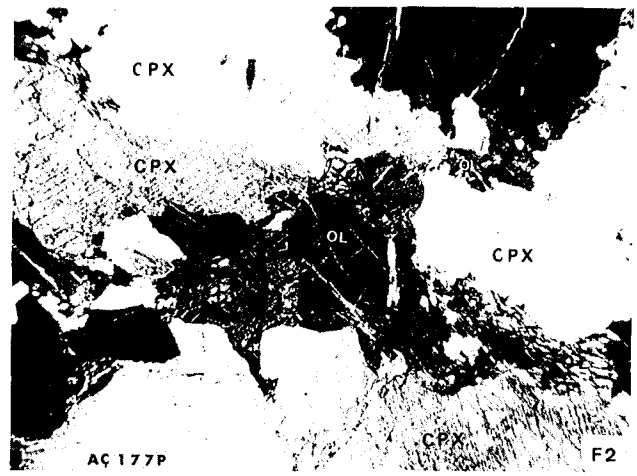
Les deux pyroxènes (Cpx, Opx) représentent la phase cumulus alors que le plagioclase et l'olivine sont des minéraux interstitiels post-cumulus.

. *Photo F6* : *Gabbronorite à Olivine montrant une texture locale d'hétéradcumulat avec clinopyroxène et plagioclase cumulus et orthopyroxène poecilitique post-cumulus.* (Lame mince AC 29J, L.P.).



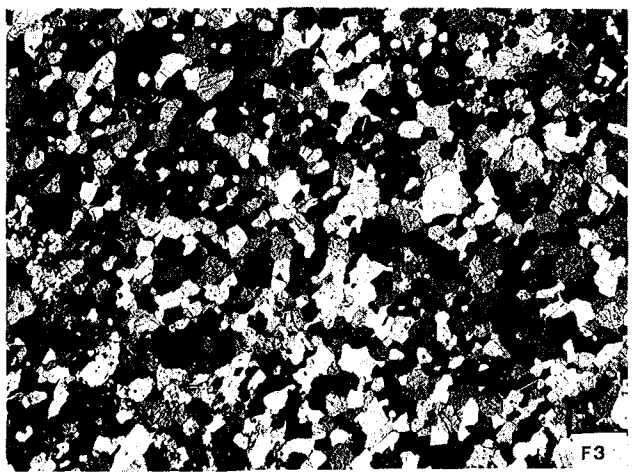
F1

0 2.5mm



F2

0 2.5mm

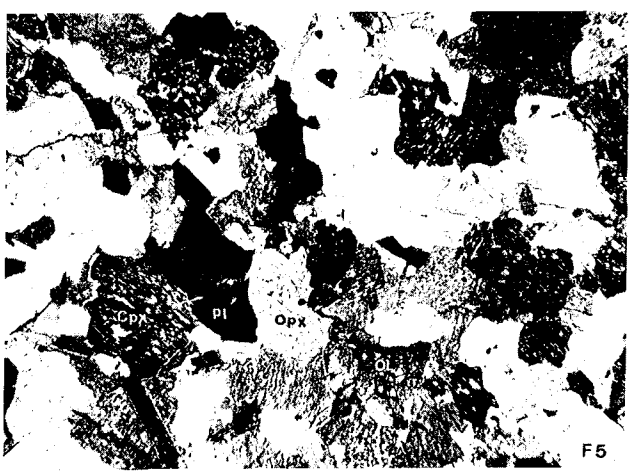


F3

0 4mm

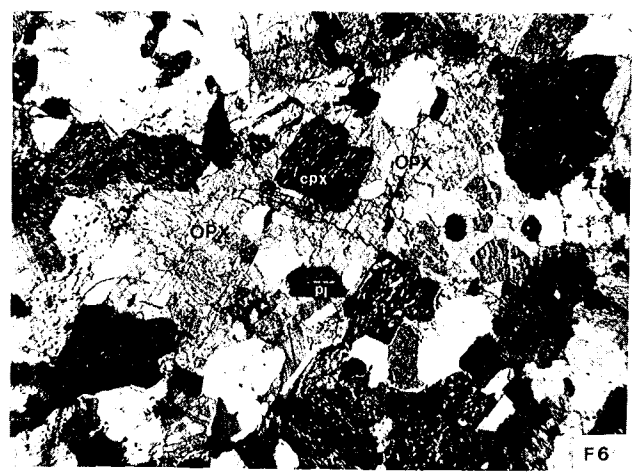
F4

0 0.8mm



F5

0 2.5mm



F6

0 2.5mm

PLANCHE : G . Partie : I-B

. *Photo G1* : *Gabbronorite non recristallisée montrant une texture de mésocumulat à Cpx, Opx et Plag.* (Lame mince AC 314G, L.P.).

. *Photo G2* : *Gabbronorite recristallisée montrant une texture magmatique relique de type mésocumulat localement porphyroclastique "en feston" ou "en mortier".* (Lame mince AC 610G, L.P.).

. *Photo G3* : *Gabbronorite recristallisée montrant une texture magmatique relique de type mésocumulat et une texture polygonale hétérogène ou "augen".* (Lame mince AC 279G2, L.P.).

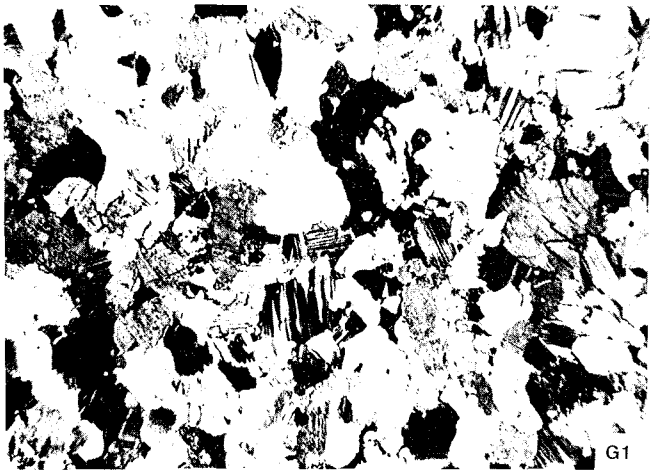
. *Photo G4* : *Cristaux (2 pyroxènes) polygonaux néoformés (R), à points triples (120°) très nets, regroupés entre les anciens cristaux magmatiques, cumulus.* (Lame mince AC 279 G2, L.P.).

. *Photo G5* : *Un niveau (A) de gabbronorite leucocrate à texture mésocumulat (en bas) et anorthosite (B) à texture adcumulat typique (en haut).* (Lame mince AC 29B, L.P.).

Le contact est de type "contact de phase", marqué par la disparition totale des pyroxènes.

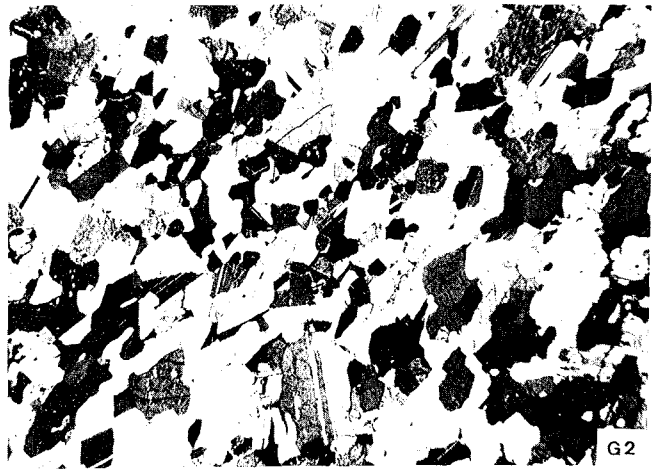
. *Photo G6* : *Orthopyroxènes cumulus, englobés dans les plages poecilitiques de plagioclase représentant ici la phase postcumulus, dans une gabbronorite à texture méso- à hétéradcumulat.* (Lame mince AC 29, L.P.).

Abréviations :
- . PL : plagioclase
- . Opx : orthopyroxène
- . Cpx : clinopyroxène
- . R : cristaux recristallisés.



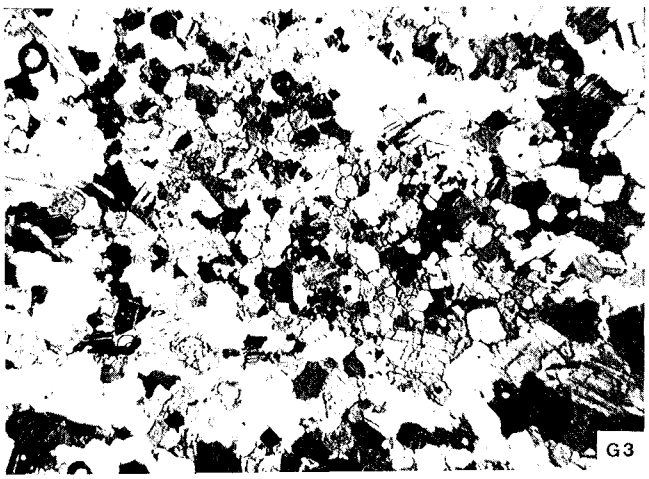
G1

0 2.5mm



G2

0 2.5mm



G3

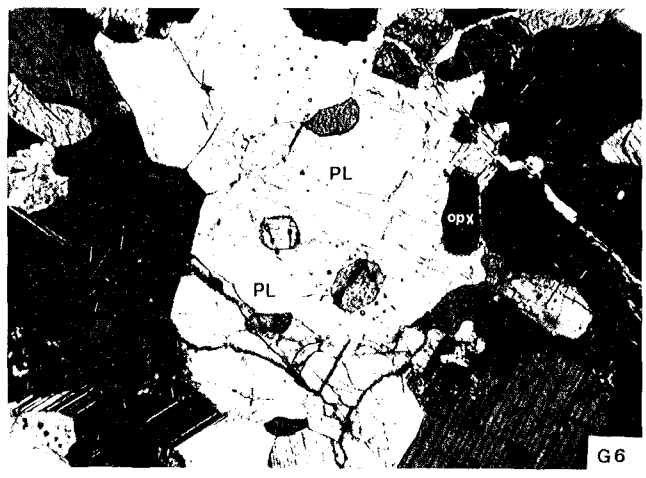
0 2.5mm

G4

0 0.2mm

G5

0 2.5mm



G6

0 0.5mm

PLANCHE : H . Partie : I-B

. Photo H1 : *Gabbro à Clinopyroxène montrant une texture mésocumulat à Cpx + Plag.* (Lame mince AC 462G1, L.P.).

. Photo H2 : *Ferrogabbro noritique.* (Lame mince AC 361G, L.N.).

Noter l'abondance des minéraux opaques (M), (titanomagnétite et ilménite), en grains arrondis ou en plages interstitielles amiboïdes en voie de transformation en leucoxène (lc).

. Photo H3 : *Gabbro rubané à Amphiboles (A) montrant une texture méso- à hétéradcumulat et contenant un lit alorthositique (B) à texture adcumulat typique.* (Lame mince AC 307G, L.P.).

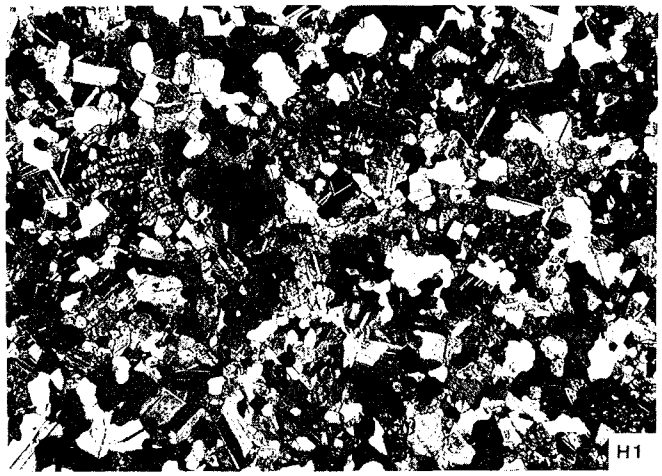
Noter les amphiboles (Amph) poecilitiques englobant les minéraux opaques (M), les plagioclases cumulus (flèche) et le contact (C) de type "contact de phase".

. Altérations Hydrothermales :

. Photo H4 : *Remplissage des microfissures (f) subparallèles aux litages magmatiques, avec des amphiboles fibreuses (actinote ou trémolite) et des chlorites dans les gabbronorites constituant les niveaux inférieurs et moyens de la séquence cumulative gabbroïque.* (Lame mince AC 610G, L.P.).

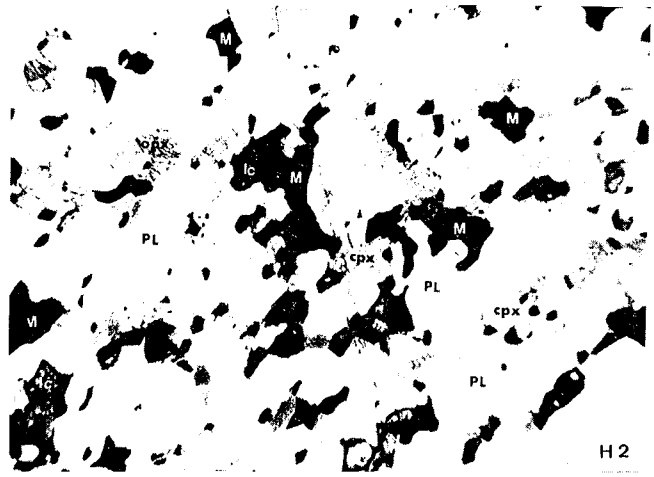
. Photo H5 : *Remplissage des microfissures (f) avec des zéolites calciques fibreuses et de la prehnite lamellaire dans les gabbros noritiques ou non constituant les niveaux moyens à supérieurs de la séquence cumulative gabbroïque.* (Lame mince AC 29P, L.P.).

Noter la saussuritisation et la zéolitisation complète des plagioclases et la corrosion importante des clinopyroxènes non ouralitisés par de ces minéraux hydrothermaux.



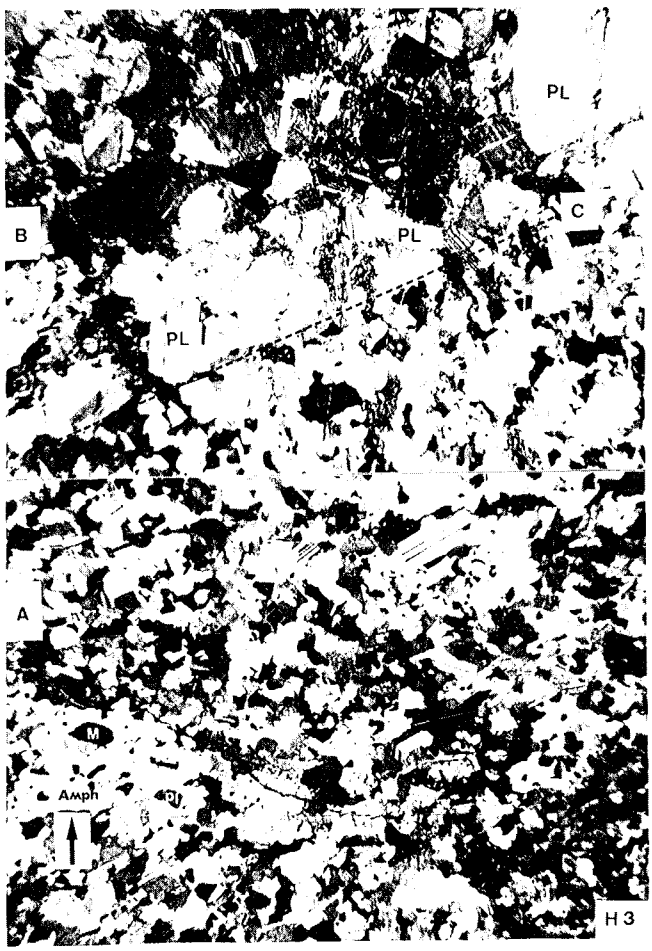
H1

0 3mm



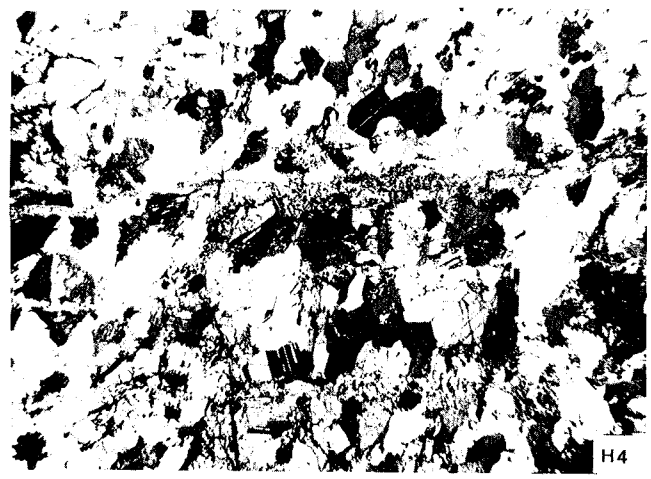
H2

0 2,5mm



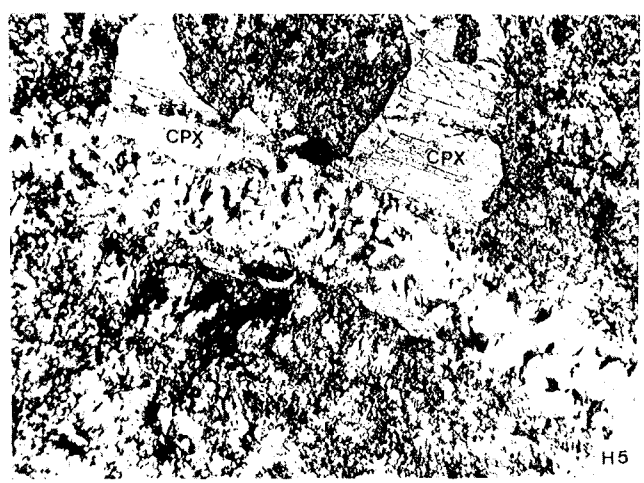
H3

0 2,5mm



H4

0 2,5mm



H5

0 0,5mm

. *Photo I1* : *Dykes de dolérites-diabases (D), isolés, subparallèles entre eux, recoupant les harzburgites serpentinisées (HZ) cisaillés et disloqués par la tectonique cassante.* (NE de Bezedag-Tahtali, Affleurement n° 36).

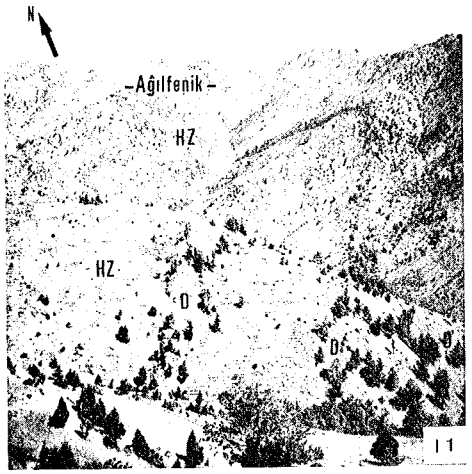
. *Photo I2* : *Dyke de diabase isolé, (type II), montrant une bordure figée centimétrique (Bf). L'encaissant harzburgitique (HZ) est transformé en serpentinite noire à débit schisteux (SER).* (Région de Tahtali, localité de Demiroluk, sur le chemin de Gicak à Bezedag, Affleurement n° 34).

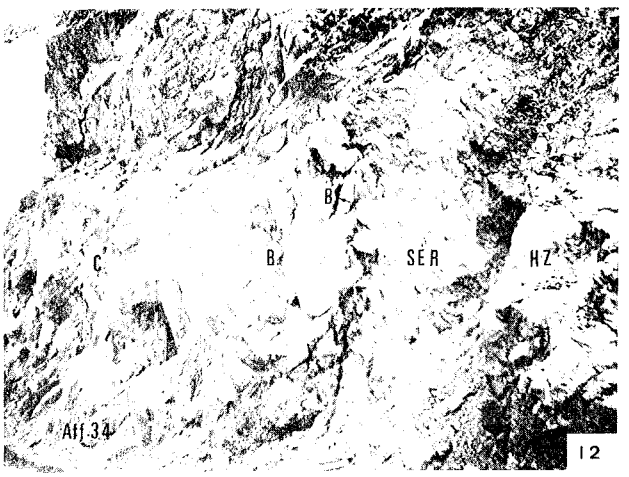
. *Photo I3* : *Dyke de diabase rodingitique, complètement tronçonné et boudiné en "poissons" au sein d'une serpentinite.* (Ouest de Celolugu, Affleurement n° 645).

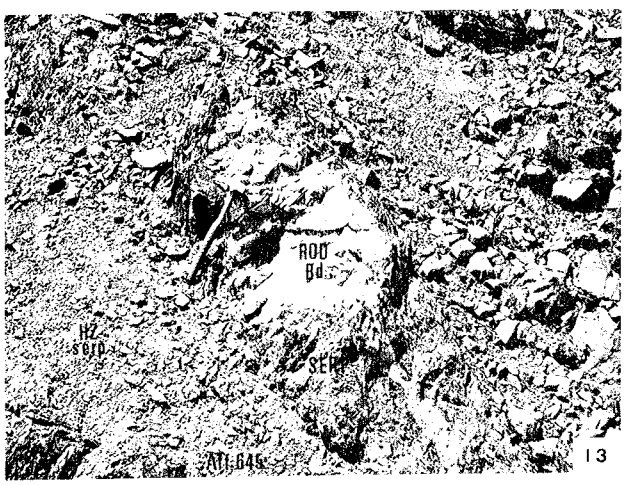
. *Photo I4* : *Dyke de diabase boudiné et fortement rodingitisé, entouré d'une bande de serpentinite noire (SER) schisteuse, au sein des harzburgites (HZ) serpentinisées dans une zone fortement fracturée et mylonitisée.* (Région de Sinekli deresi, Altitude : 1450 m, Affleurement n° 625).

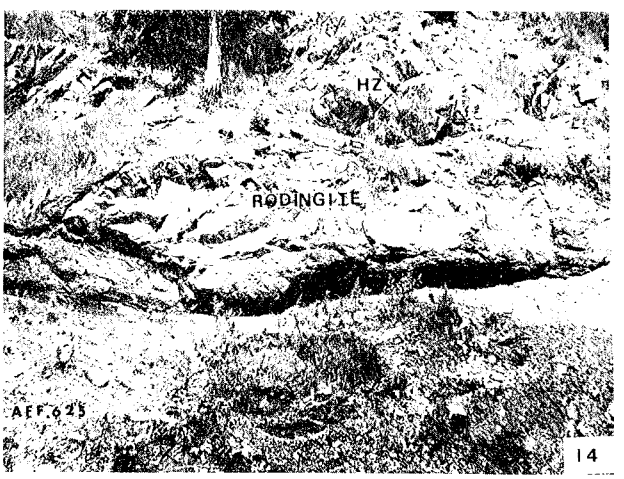
. *Photo I5* : *Deux dykes, (A et B), de diabases quartziques du type IB superposés, recoupant les formations sédimentaires radiolaritiques plissées (RAD) de la série volcanique ophiolitique.* (Région de Bezedag, localité d'Omeroglu, Affleurement n° 479).

Noter que l'un de ces dykes (A) contient près de sa bordure une enclave de son encaissant (Enc) radiolaritique qui est fortement métamorphisée.


N
-Ağılfenik-
HZ
HZ
D
Df
I 1


Bf
C
Bf
SER
HZ
Aff.34
I 2


ROD
Bd.
HZ
sero
SER
Aff.645
I 3


HZ
RODINGITE
AEF.625
I 4

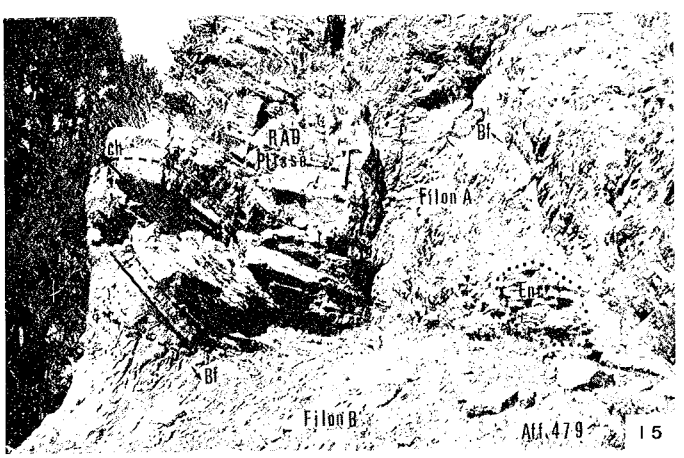

ch
RAB
Pyrosb
Bf
Filon A
Bf
Filon B
Aff.479
I 5

PLANCHE : J . Partie : II-A

. *Photo J1* : *Diabase quartzique, (type IA, coeur) : Texture typiquement intersertale.* (Lame mince AC 67 D1, L.P.).

. *Photo J2* : *Diabase quartzique, (type IB, coeur) : Texture nésophitique.* (Lame mince AC 270DR2, L.P.).

. *Photo J3* : *Diabase quartzique, (type I ou II, bordure) : Texture intergranulaire.* (Lame mince AC 270 DR3, L.P.).

. *Photo J4* : *Cristaux de quartz interstitiels et poecilitiques englobant de petites lattes de plagioclase (Pl), de petits cristaux de clinopyroxènes et de petites baguettes d'apatite dans les diabases quartzifères du type I.* (Lame mince AC 234 DM, L.P.).

. *Photo J5* : *Idem* (Lame mince AC 110 D1, L.P.).

. *Photo J6* : *Intercroissance granophyrique du quartz avec des plagioclases relativement acides, - "début de micropegmatites graphiques" - dans les diabases quartziques du type I A ou B.* (Lame mince AC 54A21, L.P.).

. *Photo J7* : *Idem* (détail, Lame mince AC 76 G1, L.P.).

. *Photo J8* : *Diabase non quartzique, (type II, coeur) : Texture typiquement subophitique.* (Lame mince AC 34B, L.P.).

. *Photo J9* : *Métadolérite : Texture grano-nématoblastique.* (Lame mince AC 477DR, L.N.).

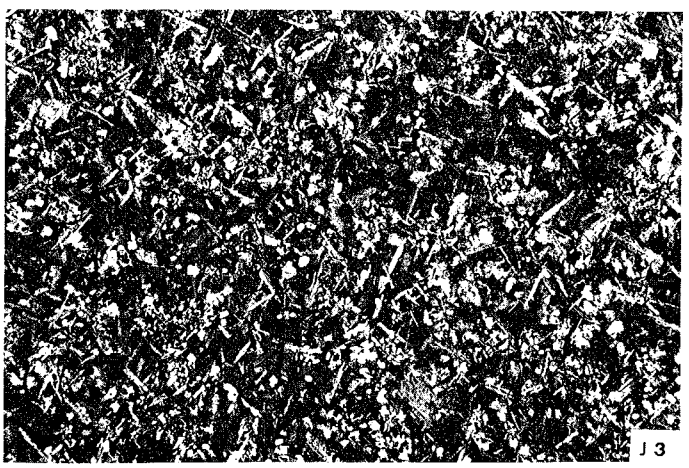
Pl = plagioclase, Ep = Epidote, Sph = Sphène, Chl = Chlorite.

J 1

0 4 mm

J 2

0 2.5mm



J 3

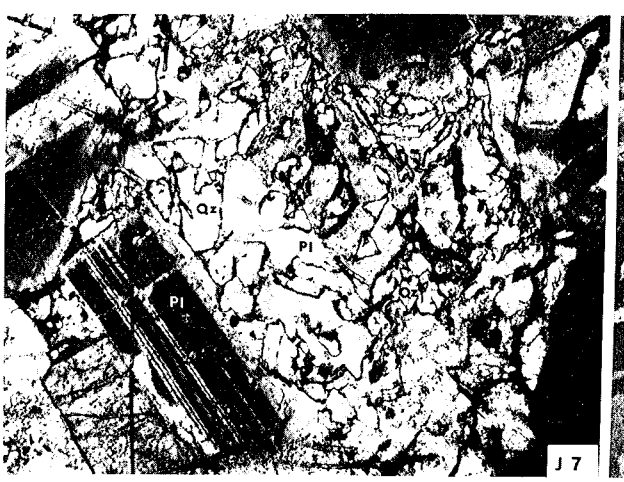
0 3.5mm

J 4

0 2.5mm

J 6

0 2.5mm

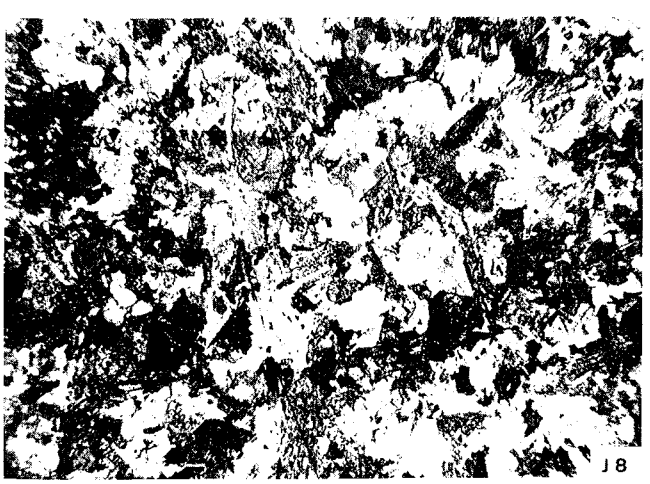


J 7

0 0.5mm

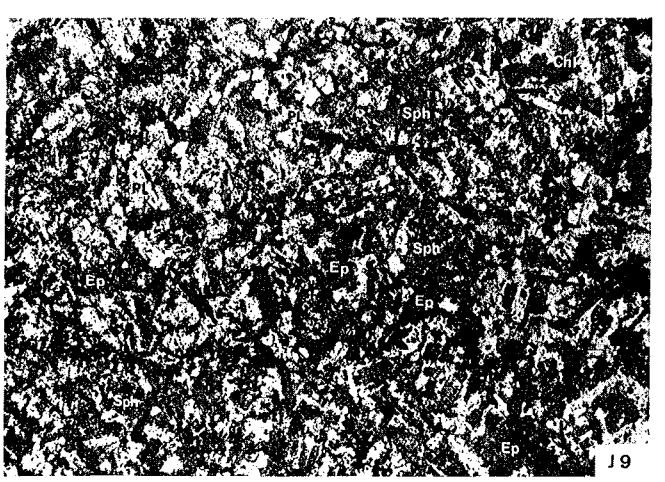
J 5

0 2.5mm



J 8

0 2.5 mm



J 9

0 4mm

PLANCHE : K . Partie : II-B

. Photo K1 : *Rodingite gabbroïque*. (Lame mince AC-fels, L.P.).

Le plagioclase magmatique (PL) subsiste localement en grandes plages craquelées ou recristallisées (Pl). Sinon il est remplacé par de l'hydrogrossulaire (Hb), de la xonotlite (Xo) ainsi que de la chlorite magnésienne (Chl).

. Photo K2 : *Idem (en détail)*

. Photo K3 : *Rodingite doléritique*. (Lame mince AC 469 RDl, L.P.).

. Photo K4 : *Rodingite diabasique*. (Lame mince AC 645 Al, L.P.).

Noter que la texture magmatique initiale (subophitique) est ici, (à droite de la photo), mieux conservée.

. Photo K5 : *Idem* (Lame mince AC 78D2, L.P.).

Rodingitisation quasi-complète. Aucune relique de la texture magmatique initiale.

. Photo K6 : *Hydrogrossulaire se présentant soit en grandes plages incolores soit en sections hexagonales brun sale.* (Lame mince AC-fels, Rodingite gabbroïque, L.N.).

. Photo K7 : *Microfracture, contemporaine de la métasomatose calcique, remplie de minéraux sodiques hydratés :*

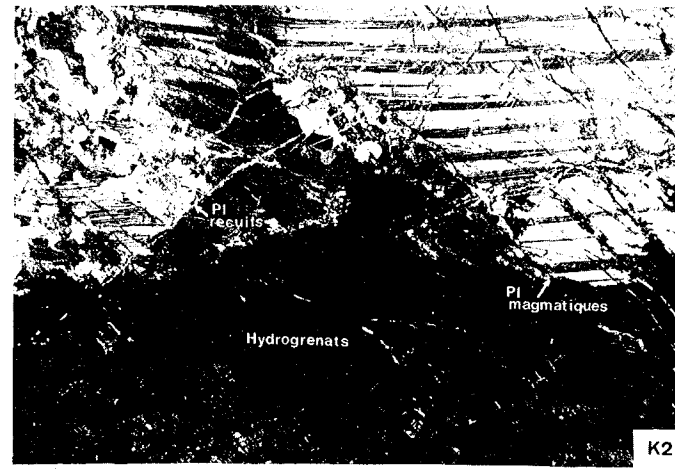
- *Natrolites, (Na), se présentant en fibres allongées ou en cristaux recristallisés.*
- *Pectolites, (Pc), s'exprimant en agrégats aciculaires finement cristallisés.*

(Lame mince AC 469 RDl, Rodingite doléritique, L.P.).

. Photo K8 : *Microfractures tardives, (phase II), recoupant toute la masse rodingitique (Hb) et remplies de prehnite (Pr) lamellaire ou fibroradiée.* (Lame mince AC 645 Al, L.P.).

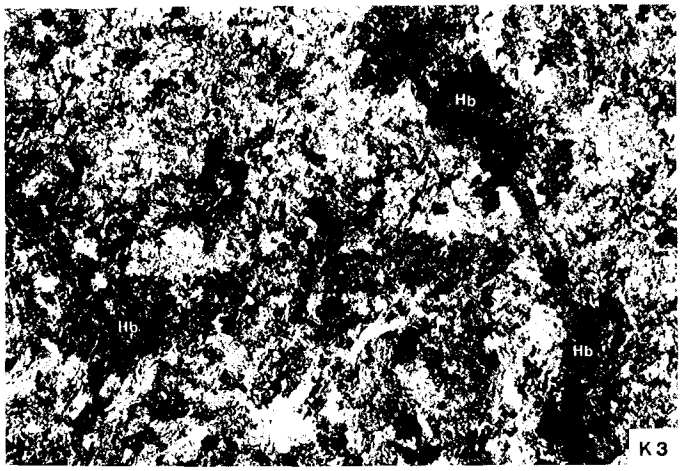
K1

0 8mm



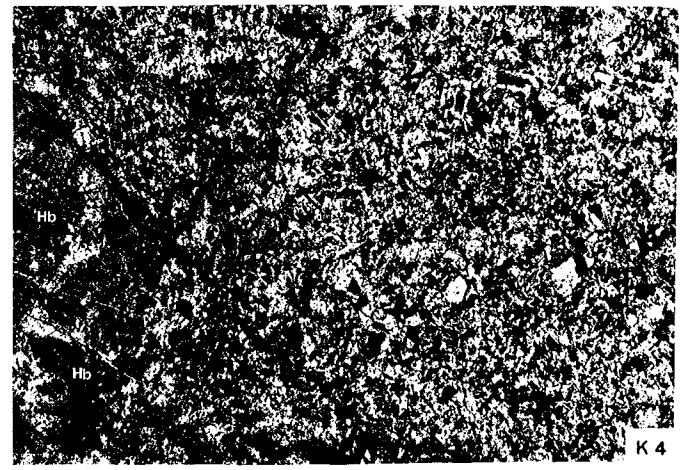
K2

0 4mm



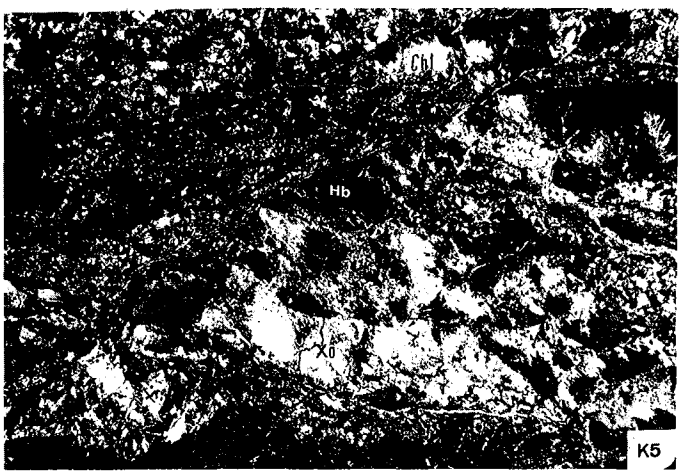
K3

0 2mm



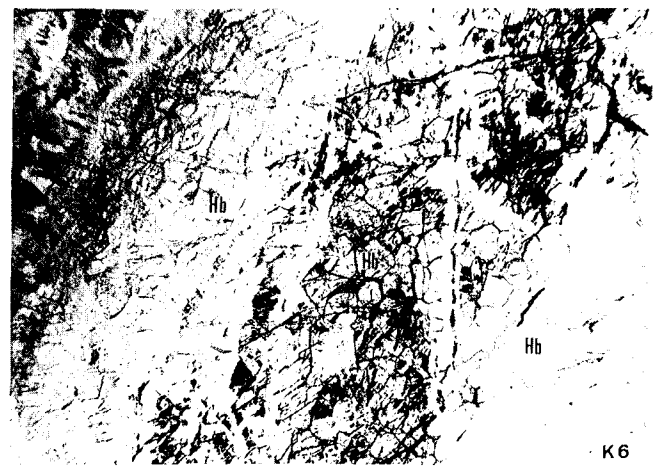
K4

0 4mm



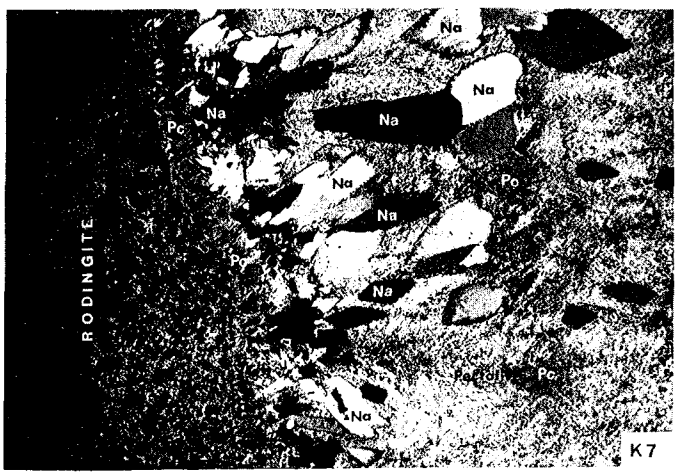
K5

0 3mm



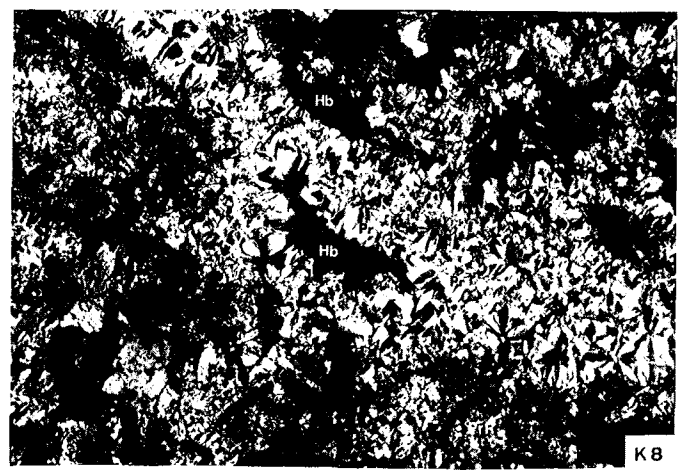
K6

0 2.5mm



K7

0 7mm



K8

0 0.8mm

. Photo L1 : *Ecaille de complexe filonien (F) au sein des tectonites harzburgitiques serpentinisées. Les filons sont bréchifiés et écrasés.* (Localité de Sinekli, Affleurement n° 342).

. Photo L2 : *Vue générale d'un "mini" complexe filonien mieux conservé.* (Affleurement n° 618).

. Photo L3 : *Un filon basaltique microlitique (B) à bordure figée vitreuse nette (Bf) intrusif au sein d'un autre filon (A) diabasique, à texture subophitique, du mini complexe filonien écaillé au sein des harzburgites.* (Ouest du chemin de Sofulu à Bezedag en direction de la Colline d'Omeroglu, Affleurement n° 672).

Noter l'augmentation de la taille des grains de la bordure vers le coeur du filon basaltique B.

. Photo L4 : *Filon basaltique montrant une texture typiquement microlitique porphyrique.* (Lame mince AC 672F, L.P.).

. Photo L5 : *Contact rectiligne entre les deux filons (A et B), cf. Photo L3) :*
Filon (B) : basaltique à texture microlitique porphyrique
Filon (A) : diabasique subophitique.
Bordure figée : vitreuse et porphyrique.
(Lame mince AC 618, L.P.).

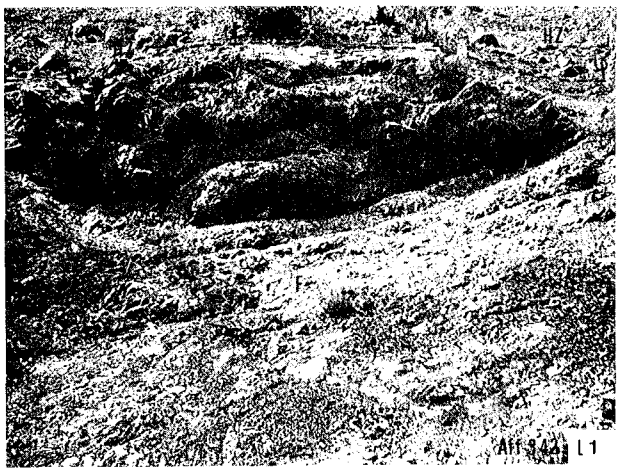
Noter les microfractures, (phase II), remplies d'épidote ou de prehnite recoupant les deux filons, ainsi que la bordure figée (flèche).

. Photo L6 : *Contact localement irrégulier entre les deux filons (C et D) du complexe filonien.* (Affleurement n° 672).

Filon (C) basaltique microlitique porphyrique, localement dendritique (sur sa bordure), recoupant un filon (D) diabasique subophitique préexistant, à bordure figée fine (Bf) vitreuse et irrégulière.
(Lame mince AC 672E, L.P.).

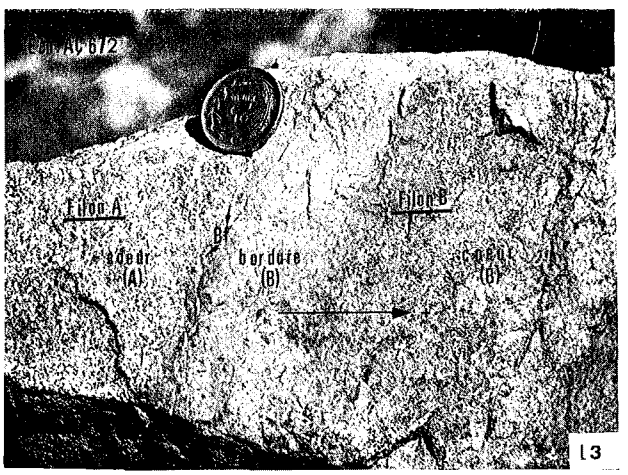
. Photo L7 : *Filon basaltique à tendance spilitique du complexe filonien de Karatas,* (Affleurement n° 364).

Texture microlitique, légèrement fluidale et localement divergente et vacuolaire sur les bordures.
(Lame mince AC 364 DV1, L.N.).



l 1

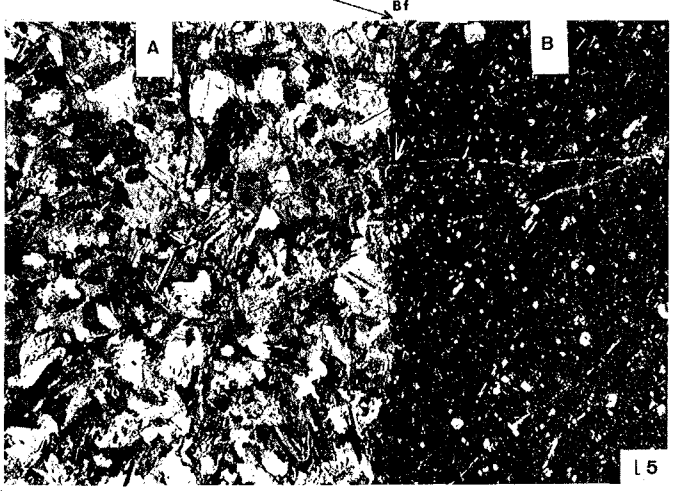
l 2



l 3

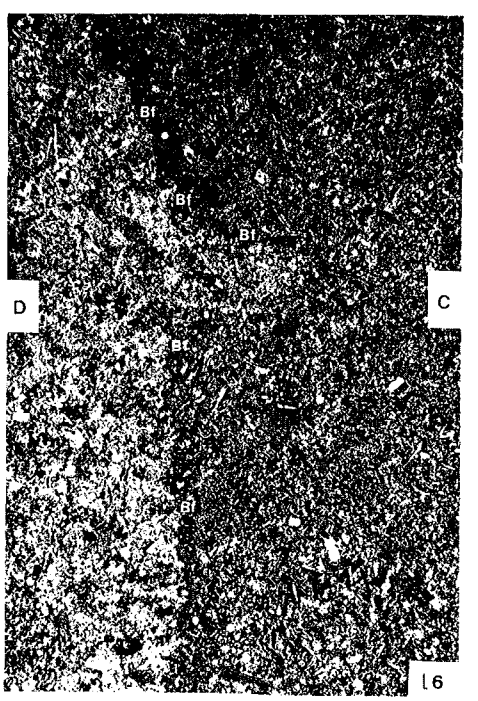
l 4

0 2.5mm



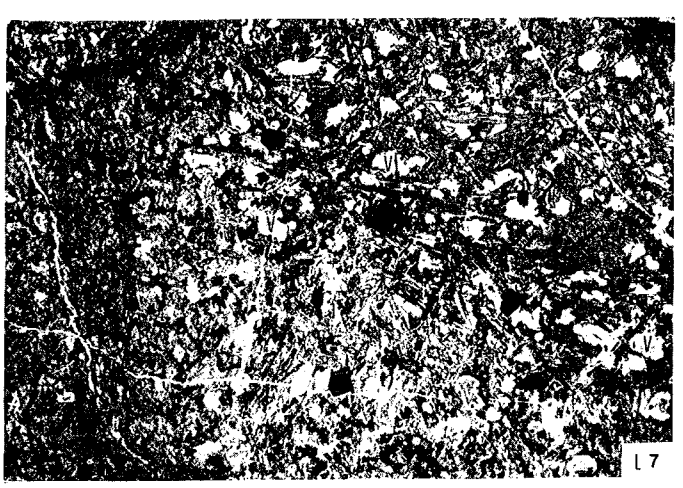
l 5

0 4mm



l 6

0 4mm



l 7

0 1.5mm

UNIVERSITE * NANCY * BIBLIOTHEQUE-SCIENCES

UNIVERSITÉ DE NANCY I
U.E.R. S.T.M.C.M.
Laboratoire de Pétrologie

Doctorat d'État

THESE

présentée à l'Université de Nancy I
pour l'obtention du grade de
Docteur ès-Sciences Naturelles

par

Ahmet Şevket ÇATAKLI

UNIVERSITE * NANCY * BIBLIOTHEQUE-SCIENCES

ASSEMBLAGE OPHIOLITIQUE ET ROCHES ASSOCIÉES DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU MASSIF DE POZANTI-KARSANTI (TAURUS CILICIEN - TURQUIE)

MISE EN ÉVIDENCE D'UN SYSTEME «BASSIN MARGINAL - ARC INSULAIRE»

TOME II :
Ensemble effusif

---

soutenue publiquement le 26 novembre 1983 devant la Commission d'Examen :

JURY :

MM.	ROCCI G.	Président, Rapporteur (Nancy I)
	JUTEAU Th.	Rapporteur (Strasbourg)
	PEARCE J.A.	Rapporteur (Londres, Angleterre)
	PARROT J. F.	Examinateur (ORSTOM, Paris)
	BÉBIEN J.	Examinateur (Nancy I)
	BROWN W.L.	Invité

A ma mère

A ma femme

A mes enfants

Anneme, Eşim ve Çocuklarıma

AVANT-PROPOS

Après avoir obtenu ma Maîtrise en Géologie en 1974 à l'Université de Grenoble (Institut Dolomieu), je suis arrivé à Nancy afin de poursuivre un travail de recherche sur les Ophiolites.

Monsieur Rocci, Directeur du Laboratoire de Pétrologie de l'Université de Nancy I, m'a accueilli très chaleureusement.

Avec l'accord de M. Doç. Dr. S. Alpan, ex-directeur général de MTA (Bureau de Recherche Géologique et Minière de Turquie), et également celui de M. Doç. Dr. Ergüzer Bingöl, ex-directeur du service géologique du même organisme, M. Rocci m'a proposé un sujet de thèse de spécialité sur les ophiolites de Pozanti-Karsanti. Une partie de ce même massif a fait l'objet d'une étude réalisée par mes compatriotes, Fevzi Bingöl et Uner Çakir, à l'Université de Strasbourg, sous la direction de M. Juteau.

Les recherches effectuées sur le terrain, (étés 1975, 76, 77, soit une durée de 8 mois et demi), et au Laboratoire (1975 à 1980), m'ont conduit à des résultats très intéressants qui dépassaient le cadre initialement défini.
Par conséquent, et avec l'aimable accord de M. Rocci, j'ai pu poursuivre ces travaux deux années supplémentaires dans le cadre élargi d'un doctorat d'Etat.

Ma reconnaissance et mes remerciements s'adressent tout d'abord à M. Rocci, qui m'a initié à la recherche sur les ophiolites. Je lui exprime ma profonde gratitude pour la confiance qu'il m'a témoignée. Il m'a guidé et encouragé tout au long de mes recherches. Il a résolu la plupart de mes problèmes administratifs auprès des responsables du Gouvernement turc.
Qu'il trouve ici l'expression de mon profond respect.

Mes remerciements s'adressent aussi à MM. Pearce, Brown, Parrot, Bébien et Juteau qui ont accepté de faire partie de mon Jury. Je suis particulièrement reconnaissant à T. Juteau qui, en visitant mon terrain dans les premiers jours de ma mission, m'a fait partager sa profonde connaissance des domaines ophiolitiques.

Je n'oublie pas de remercier Henriette Lapierre pour sa visite sur mon terrain en 1977 et pour sa volonté de m'aider pendant mes premières années de recherche.

Ce travail n'aurait pas pu être accompli sans l'aide de Marc Deschamps : *pendant plus d'un an, il a grandement participé à la rédaction du français de mon texte avec beaucoup de persévérance. Je le remercie pour son aide et pour son amabilité. Qu'il trouve ici toute mon amitié et toute ma gratitude.*

Je remercie aussi tout particulièrement Claude Retournard *qui, avec bonne humeur et surtout avec beaucoup de patience, a réalisé la frappe de ce texte.* Jean-Marie, *son époux et* M. *et* Mme Lallement, *ses parents, ont aussi largement contribué à la réalisation de ce mémoire ; je les en remercie très vivement.*

Mes remerciements vont encore à M. Montanari *et à* Mme Perrin *pour les analyses chimiques, à* M. Galus *pour les lames minces, à* M. Bourdon *pour les analyses qualitatives des minéraux aux R.X., ainsi qu'à* MM. Govindaraju *et* Marchal *du C.R.P.G. et* M. Auvray *de l'Université de Rennes pour l'analyse des traces.*

Je remercie également tous mes collègues du Laboratoire, particulièrement Alain Desmet, Pierre Barbey, Maryse et Daniel Ohnenstetter *et* Micheline Hanzo, *qui par leurs conseils avisés m'ont ouvert l'esprit à certains raisonnements pendant les premières années de mes recherches. Je leur exprime ainsi qu'à* Nicole Grandidier, *secrétaire du Laboratoire, toute mon amitié.*

Par ailleurs, je tiens à remercier le personnel de la Reprographie et en particulier Odile Thouvenel, *pour le tirage du texte.*

Qu'il me soit permis de remercier également mes amis, en particulier Alev, Patty, Ali, Münir, Josette, Moussa, Siméon *et* Alberto, *qui m'ont encouragé tout au long de mon travail et grâce auxquels mon séjour en France a été très agréable.*

Je garde une grande reconnaissance envers M. Doç. Dr. S. Alpan, M. Doç. Dr. Ergüzer Bingöl, *ainsi que* M. Prof. G. Sagıroglu, M. Prof. Y. Bürküt *et* M. Doç. Dr. B. Uz *de l'Université Polytechnique d'Istanbul, qui m'ont aidé à résoudre certains problèmes matériels durant mes premières années d'études.*

Je n'oublierai jamais les habitants du village de Karsanti pour leur chaleureuse hospitalité.

Ma profonde gratitude va aussi à ma famille et à mes beaux-parents qui ont accepté de grands sacrifices pour me permettre ces longues années d'étude.

Finalement, sur le plan moral, je dois tout à ma femme et à mes enfants qui m'ont donné tout le courage nécessaire pour mener à son terme un si long travail.
C'est à eux que je dédie ce travail avec toute ma gratitude.

SOMMAIRE

TOME I

. INTRODUCTION GENERALE..... pp. 1 - 16

. PARTIE I : ENSEMBLE PLUTONIQUE..... pp. 17 - 126

I A : TECTONITES..... pp. 19 - 42
I B : CUMULATS..... pp. 43 - 126

. PARTIE II : FORMATION FILONIENNE..... pp. 127 - 382

II A : DYKES DE DOLERITES-DIABASES ISOLES.. pp. 129 - 306
II B : RODINGITES ET RODINGITISATION..... pp. 307 - 354
II C : COMPLEXES FILONIENS..... pp. 355 - 382

TOME II

. PARTIE III : ENSEMBLE EFFUSIF..... pp. 383 - 750

III A : SERIE VOLCANIQUE ET SEDIMENTAIRE NON OPHIOLITIQUE..... pp. 385 - 598
III B : SERIE VOLCANIQUE OPHIOLITIQUE..... pp. 599 - 750

. CONCLUSIONS GENERALES..... pp. 751 - 760

ANNEXES

BIBLIOGRAPHIE

TABLE DES MATIERES

TOME I

. PARTIE I : ENSEMBLE PLUTONIQUE

. PARTIE II : FORMATION FILONIENNE

INTRODUCTION GENERALE

I - SITUATION GEOGRAPHIQUE..... 3

II - TRAVAUX ANTERIEURS..... 3

III - BUT DU TRAVAIL..... 4

IV - LOCALISATION DU SECTEUR ETUDIE..... 7

V - RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ETUDE..... 9

V.1) Série Volcanique et Sédimentaire..... 9

V.2) Formation Métamorphique..... 10

V.3) Assemblage Ophiolitique..... 10

V.4) Dykes de Dolérites-Diabases Isolés..... 13

VI - PLAN DE L'ETUDE..... 16

PARTIE I : ENSEMBLE PLUTONIQUE

I A - TECTONITES..... 19

A I - CARACTERES GENERAUX..... 21

A II - OBSERVATIONS MICROSCOPIQUES DES HARZBURGITES..... 25

A III - DUNITES DANS LES TECTONITES..... 27

A IV - FILONS GRENUS..... 28

A IV.1) Filons de Pyroxénolites..... 28

A IV.2) Filons de Gabbros..... 28

A V - CARACTERISTIQUES CHIMIQUES..... 32

A VI - SERPENTINISATION ET SERPENTINITES..... 39

A VII - CONCLUSIONS..... 41

I B - CUMULATS..... 43

B I - CARACTERES GENERAUX ET STRUCTURAUX..... 45

B II - PETROGRAPHIE DES CUMULATS..... 59

B II.1) Généralités..... 59
B II.2) Cumulats Péridotitiques..... 61
B II.2.1°) Dunites..... 61
B II.2.2°) Wehrlites et Lherzolites..... 61
B II.3) Cumulats Pyroxénolitiques..... 62
B II.4) Cumulats Gabbroïques..... 64
B II.4.1°) Webstérites Feldspathiques..... 64
B II.4.2°) Gabbronorites à Olivine..... 66
B II.4.3°) Gabbronorites et Anorthosites.... 68
B II.4.4°) Gabbros à Clinopyroxène..... 73
B II.4.5°) Ferrogabbros Noritiques..... 76
B II.4.6°) Gabbros à Amphiboles..... 77
B II.5) Altérations..... 78
B II.6) Ordre de Cristallisation..... 79

B III - GEOCHIMIE DES CUMULATS..... 83
B III.1) Compositions Chimiques..... 83
B III.2) Caractère Tholéiitique..... 88
B III.3) Evolution Chimique des Cumulats..... 90
B III.4) Aperçu sur l'Environnement Géotectonique... 91

B IV - CHIMISME DES MINERAUX..... 97
B IV.1) Pyroxènes..... 97
B IV.1.1°) Clinopyroxènes..... 97
B IV.1.2°) Orthopyroxènes..... 112
B IV.2) Plagioclases..... 113
B IV.3) Amphiboles..... 117

B V - DEFORMATION DES CUMULATS..... 123

B VI - CONCLUSIONS SUR LES CUMULATS..... 125

PARTIE II : FORMATION FILONIENNE

II A - DYKES DE DOLERITES-DIABASES ISOLES..... 131

A I - INTRODUCTION..... 131

A II - OBSERVATIONS DE TERRAIN..... 133

A III - ETUDE PETROGRAPHIQUE..... 139

A III.1) Introduction..... 139

A III.2) Types Pétrographiques..... 142

A III.2.1°) Type I : Dolérites-Diabases Quartziques..... 143

A III.2.2°) Type II : Dolérites-Diabases non Quartziques..... 155

A III.2.3°) Métadolérites..... 161

A III.3) Cursus de Cristallisation..... 163

A III.4) Processus d'Altération et de Métamorphisme. 171

A III.4.1°) Altération Hydrothermale..... 171

A III.4.2°) Métamorphisme..... 178

A III.5) Conclusions..... 179

A IV - ETUDE GEOCHIMIQUE..... 181

A IV.1) Géochimie des Eléments majeurs..... 181

A IV.1.1°) Analyses Chimiques et Normes CIPW..... 181

A IV.1.2°) Caractéristiques et Natures Chimiques..... 189

A IV.1.3°) Classifications Chimiques..... 195

A IV.1.4°) Variation Chimique pendant la Différenciation..... 196

A IV.1.5°) Aperçu sur l'Environnement Géotectonique..... 197

A IV.1.6°) Conclusions..... 203

A IV.2) Géochimie des Eléments en Traces..... 207

A IV.2.1°) Distribution des Concentrations des Eléments en Traces..... 207

A IV.2.2°) Confirmation du Caractère Tholéiitique..... 214

A IV.2.3°) Nature du Magma et Environnement Géotectonique..... 219

A IV.2.4°) Evolution Chimique au cours de la Différenciation..... 227

A IV.2.5°) Conclusions..... 233

A V - CHIMISME DES MINERAUX..... 235
A V.1) Clinopyroxènes..... 235
A V.1.1°) Compositions Chimiques et Molaires. 235
A V.1.2°) Confirmation du Caractère Tholéiitique..... 246
A V.1.3°) Variation des Eléments significatifs au cours de la Différenciation ou de la Cristallisation..... 253
A V.1.4°) Conclusions..... 261
A V.2) Amphiboles..... 261
A V.2.1°) Compositions et Caractéristiques Chimiques..... 261
A V.2.2°) Variations du Chimisme entre les reliques de Clinopyroxènes et les Amphiboles secondaires..... 272
A V.3) Plagioclases..... 275
A V.3.1°) Compositions Chimiques..... 275
A V.3.2°) Substitutions et Relations Cationiques..... 281
A V.3.3°) Zonation Chimique..... 288
A V.4) Divers..... 289
A V.4.1°) Chlorites..... 289
A V.42°) Epidotes..... 296
A VI - CONCLUSIONS SUR LES DYKES ISOLES..... 305

II B - RODINGITES ET RODINGITISATION..... 307

B I - CARACTERES GENERAUX..... 311

B II - PETROGRAPHIE..... 313
B II.1) Critère d'identification des Structures Magmatiques..... 313
B II.2) Caractères Pétrographiques..... 314
B II.3) Types Pétrographiques..... 317
B II.3.1°) Rodingites Gabbroïques..... 317
B II.3.2°) Rodingites Doléritiques..... 318
B II.3.3°) Rodingites Diabasiques..... 319

B III - MINERALOGIE..... 321
B III.1) Minéraux Magmatiques..... 321
B III.1.1°) Clinopyroxène..... 321
B III.1.2°) Plagioclase..... 321

B III.2) Minéraux secondaires..... 321
B III.2.1°) Amphiboles..... 321
B III.2.2°) Chlorites..... 326
B III.2.3°) Hydrogrenats..... 330
B III.2.4°) Xonotlite..... 332
B III.2.5°) Vuagnatite..... 334
B III.2.6°) Prehnite..... 337
B III.2.7°) Zéolites et Pectolite..... 339
B III.2.8°) Gibbsite..... 344

B IV - GEOCHIMIE..... 345

B V - RELATION CHRONOLOGIQUE ENTRE LA RODINGITISATION ET L'ALTERATION HYDROTHERMALE..... 349

B VI - CONDITIONS P-T° DE RODINGITISATION..... 351

B VII - CONCLUSIONS..... 353

II C - COMPLEXES FILONIENS..... 355

C I - LOCALISATION ET TYPES DE GISEMENTS..... 357

C II - PETROGRAPHIE..... 359

C III - CHIMISME DES MINERAUX..... 365
C III.1) Clinopyroxènes..... 365
C III.2) Amphiboles..... 369
C III.3) Epidote..... 371

C IV - GEOCHIMIE..... 375

C V - CONCLUSIONS..... 381

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES (A à L)

TABLE DES MATIERES

TOME II

. PARTIE III : ENSEMBLE EFFUSIF

PARTIE III : ENSEMBLE EFFUSIF

III A - SERIE VOLCANIQUE ET SEDIMENTAIRE NON OPHIOLITIQUE..... 385

A I - INTRODUCTION..... 387

A II - OBSERVATIONS DE TERRAIN..... 389

A II.1) Région de Bezedag..... 389

A II.1.1°) Zone Occidentale de Bezedag..... 389

A II.1.2°) Zone Orientale de Bezedag..... 391

A II.2) Région Ouest de Sarmisakdag..... 393

A II.3) Région Ouest de Celolugu..... 395

A II.3.1°) Fenêtre de Kuzukıran..... 396

A II.3.2°) Zone d'Atkırısırtı..... 396

A II.4) Région de Celolugu..... 397

A II.5) Région de Nord Tırak..... 401

A II.6) Région de Kaltar Dag..... 404

A II.7) Conclusions..... 405

A III - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES LAVES..... 407

A III.1) Laves Basiques peu ou pas différenciées... 407

A III.1.1°) Ankaramites Porphyriques..... 408

A III.1.2°) Basaltes Alcalins..... 410

A III.2) Laves Intermédiaires "Hawaïtes-Mugéarites"..... 429

A III.2.1°) Faciès plus Basique à texture microlitique..... 431

A III.2.2°) Faciès plus Acide à texture trachytique..... 434

A III.3) Laves Acides très Différenciées..... 437

A III.4) Divers Problèmes..... 438

A III.4.1°) Vacuoles..... 438

A III.4.2°) Processus d'Altération..... 439

A III.5) Conclusions sur la Pétrographie des Laves. 441

A IV - ETUDE GEOCHIMIQUE..... 445

A IV.1) Géochimie des Eléments majeurs..... 445

A IV.1.1°) Caractéristiques Chimiques..... 445

A IV.1.2°) Classifications Chimiques..... 459

A IV.1.3°) Différenciation et Evolution Chimique de la Série..... 463

A IV.1.4°) Discussions et Conclusions..... 472

A IV.2) Géochimie des Eléments en Traces..... 477

A IV.2.1°) Distribution et Caractéristique des Eléments en Traces analysés. 477

A IV.2.2°) Variation des Eléments en Traces au cours de la différenciation..... 490

A IV.2.3°) Conclusions..... 492

A V - CHIMISME DES MINERAUX..... 495

A V.1) Clinopyroxènes..... 495

A V.1.1°) Chimisme des Clinopyroxènes "Analyses Quantitatives"..... 495

A V.1.2°) Phénomène de Zonation..... 533

A V.1.3°) Analyses Qualitatives aux "RX" des Clinopyroxènes..... 553

A V.2) Amphiboles..... 555

A V.2.1°) Amphiboles calciques titanifères "Kaersutites"..... 556

A V.2.2°) Amphiboles sodiques "Arfvedsonites"..... 565

A V.3) Feldspaths..... 568

A V.3.1°) Chimisme par "Analyses Quantitatives à la microsonde".... 568

A V.3.2°) Résultats des Analyses Qualitatives aux "RX"..... 573

A V.4) Divers..... 573

A V.4.1°) Sphènes..... 573

A V.4.2°) Calcites..... 574

A VI - FORMATIONS PARTICULIERES..... 577

A VI.1) Volcaniclastites 577

A VI.1.1°) Classifications..... 577

A VI.1.2°) Etude Pétrographique..... 579

A VI.1.3°) Aperçu sur le chimisme des minéraux..... 586

A VI.2) Filons et Sills Associés..... 587

A VI.3) Roches Volcanosédimentaires et Sédimentaires Associées..... 592

A VII - CONCLUSIONS..... 595

III B - SERIE VOLCANIQUE OPHIOLITIQUE..... 599

B I - INTRODUCTION..... 601

B II - ETUDES DE TERRAIN..... 603

B II.1) Morphologie des Pillows-Lavas..... 603

B II.2) Description des Affleurements..... 605

B II.2.1°) Région de Bezedag..... 605

B II.2.2°) Région de Tahtali..... 611

B II.2.3°) Région de Karatas..... 611

B II.2.4°) Région Ouest de Celolugu..... 613

B III - ETUDE PETROGRAPHIQUE..... 615

B III.1) Description Pétrographique des Laves..... 615

B III.1.1°) Type A : Basalte microlitique dendritique sans olivine..... 617

B III.1.2°) Type B : Basalte sphéroliti-que à olivine..... 621

B III.1.3°) Vacuoles et Microfractures.... 626

B III.1.4°) Cristallisation et Refroi-dissement du liquide..... 627

B III.1.5°) Variations des caractères pétrographiques des pillows-lavas entre les différentes coulées..... 632

B III.2) Description Pétrographique des Brèches Volcaniques..... 633

B III.3) Description Pétrographique des Filons ou Sills Associés..... 635

B III.4) Processus d'Altération..... 636

B III.5) Conclusions..... 639

B IV - ETUDE GEOCHIMIQUE DES LAVES..... 643

B IV.1) Géochimie des Eléments Majeurs..... 643

B IV.1.1°) Caractéristiques Chimiques..... 643

B IV.1.2°) Classification et Nature Chimique..... 657

B IV.1.3°) Evolution Chimique pendant la différenciation et la Cristal-lisation fractionnée..... 668

B IV.1.4°) Variation de composition chimi-que entre les parties externes et la partie interne des pillows-lavas..... 674

B IV.1.5°) Conclusions..... 677

B IV.2) Géochimie des éléments en traces..... 679

B IV.2.1°) Distribution des concentrations des éléments en traces analysés dans les laves ophiolitiques.... 679

B IV.2.2°) Caractéristiques Chimiques..... 688

B IV.2.3°) Environnement géotectonique des laves ophiolitiques..... 691

B IV.2.4°) Variation des éléments en traces au cours de la différenciation et/ou du fractionnement..... 698

B IV.2.5°) Conclusions..... 699

B V - CHIMISME DES MINERAUX..... 701

B V.1) Clinopyroxènes..... 701

B V.1.1°) Compositions Chimiques et Molaires..... 701

B V.1.2°) Confirmation du caractère tholéiitique..... 714

B V.1.3°) Variation des éléments significatifs au cours de la différenciation et de la cristallisation.. 720

B V.1.4°) Conclusions sur les clinopyroxènes..... 727

B V.2) Verres Basaltiques..... 729

B VI - CONSIDERATIONS PETROLOGIQUES..... 735

B VI.1) Evolution et Fractionnement du liquide..... 735

B VI.2) Estimation du Taux d'Expansion..... 737

B VI.3) Estimation de la température du liquide.... 740

B VI.4) Estimation de la pression de stabilité et de la profondeur de la fusion partielle.... 744

B VII - CONCLUSIONS..... 749

CONCLUSIONS GENERALES..... 751

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES (M à V)

P A R T I E : III

ENSEMBLE EFFUSIF

Découverte de deux séries volcaniques

A) - Série Volcanique et Sédimentaire non Ophiolitique, "Alcaline".

B) - Série Volcanique Ophiolitique, "tholéiitique".

III - A) - SERIE VOLCANIQUE et SEDIMENTAIRE

"Alcaline" non OPHIOLITIQUE

Une série volcanique et sédimentaire, remaniée et fortement tectonisée ; constituant une semelle entre le calcaire autochtone et la nappe ophiolitique.

Un volcanisme appartenant à une lignée magmatique de caractère alcalin, différenciée dans la suite sous-saturée et sodique allant de basaltes alcalins jusqu'à des trachytes en passant par des hawaiites et mugéarites.

A I - INTRODUCTION

La série volcanique et sédimentaire non ophiolitique de Pozantı-Karsantı, remaniée et très tectonisée est bien développée dans les parties nord et occidentale du secteur étudié.
Elle chevauche au nord le calcaire d'Aladag d'âge jurassico-crétacé, autochtone relatif, et à l'ouest celui de Karanfil Dag, également autochtone relatif. En revanche, elle plonge sous l'ensemble plutonique ophiolitique dont elle est parfois séparée par des écailles métamorphiques et autour duquel elle dessine une ceinture. Cette série, écrasée et dilacérée se présente donc sous forme d'une semelle entre l'autochtone et la nappe ophiolitique. Elle se présente également soit en fenêtres au sein de masses harzburgitiques déformées, soit en écailles écrasées. Dans tous les cas, le contact est tectonique.

La série volcanique comprend en grande partie, des coulées de laves en coussin et/ou à débit massif. Dans le dernier cas, ces coulées sont parfois prismées. De nature très variées allant des ankaramites jusqu'à des trachytes, très différenciées à partir d'une souche basaltique alcaline, elles sont associées à des sédiments de nature détritique et/ou pélagique. (calcaires en plaquettes ou calcaires siliceux à Halobies ; radiolarites vertes et/ou rouges).
Les séquences, bien conservées, de coulées de laves et de sédiments, sont assez rares contrairement à celles présentes dans le massif d'Antalya en Turquie (Juteau, 1975). Ceci est dû à des phénomènes intenses de tectonique (écrasement, remaniement). Ceux-ci sont d'ailleurs responsables de la formation des zones comprenant des pillows isolés, des fragments de coulées massives de nature différente ainsi que des sédiments très plissés. Ce type de formation, localement très développé, sera intitulé "zone de mélange volcanique et sédimentaire", contrairement à l'appellation de "mélange coloré ou coulered melange" utilisée par Juteau (1979). Le mélange volcanique et sédimentaire en question n'est en effet pas comparable à la définition de "mélange coloré" de Gansser (1959, 1974), de Mercier et Vergely (1972), de de Graciansky (1973), ni de Bergougnan (1975 a, b, 1976). Il n'est sans doute dû qu'à des causes tectoniques. En outre, cette série volcanique et sédimentaire comprend des brèches volcanosédimentaires, des brèches à éléments volcaniques ainsi que des tuffites. Une partie est parcourue par des filons basaltiques porphyriques de caractère alcalin semblable à celui de leurs encaissants (v. ch. A IV.1 et A IV.2).

Après les observations de terrain sur cette série, exposées dans le chapitre suivant, nous essayerons de mettre en évidence les caractères pétrographiques et chimiques de l'ensemble des différentes roches rencontrées et des minéraux essentiels de ces roches, ceci, afin de déterminer l'environnement géotectonique de cette série. Par suite, nous étudierons brièvement quelques formations particulières associées à cette série volcanique et sédimentaire : brèches, filons et sills.

A II - OBSERVATIONS DE TERRAIN

La série volcanique et sédimentaire affleure dans beaucoup de régions sous forme soit de "zones de mélange", soit de coulées de laves plus ou moins bien conservées intercalées avec des sédiments et des brèches volcaniques. Les observations de terrain faites pendant les trois missions d'été (1975, 1976, 1977) ont permis l'étude de 6 régions différentes. Ce sont de l'ouest vers le nord-ouest et le nord :

- Région de Bezedag
- Région ouest de Sarmısak
- Région ouest de Çelolugu
- Région de Çelolugu
- Région de Nord Tirak
- Région de Kaltar Dag (v. la carte).

A II - 1) REGION DE BEZADAG

C'est la plus importante du point de vue grandeur et richesse des affleurements. Les formations de la série volcanique et sédimentaire plongent au Nord sous la masse harzburgitique (tectonites) de Sarmısak Dag, à l'Est sous celle de Tahtalı et au Sud sous celle de Sofulu/Gerdibi. La série en question repose à l'Ouest et au sud-ouest sur le calcaire de Karanfil Dag, par un contact soit anormal, soit faillé (Photo B1, Pl. B). Au NE, la série est chevauchée par les tectonites par l'intermédiaire de l'écaille métamorphique assez importante de Tahtalı, et au SE, par une écaille de laves ophiolitiques (v. partie III B). Dans ce dernier cas, on n'observe pas d'écaille métamorphique ; il en est de même sur les limites nord de cette série, (contact avec les tectonites) (v. la carte).

Cette région sera divisée en deux zones, en égard, à la diversité des formations. La première zone se trouve à l'ouest de la source de "Bezeolugu" : zone occidentale de Bezedag et la seconde, à l'est de cette même source : zone orientale de Bezedag.

A II.1- 1°) Zone occidentale de Bezedag

La coupe schématique synthétique relevée, le long du flanc et du talweg de la colline de Bezedag, en direction NW, à partir de la source de Bezeolugu montre les différentes zones d'affleurements (fig. III - 1).

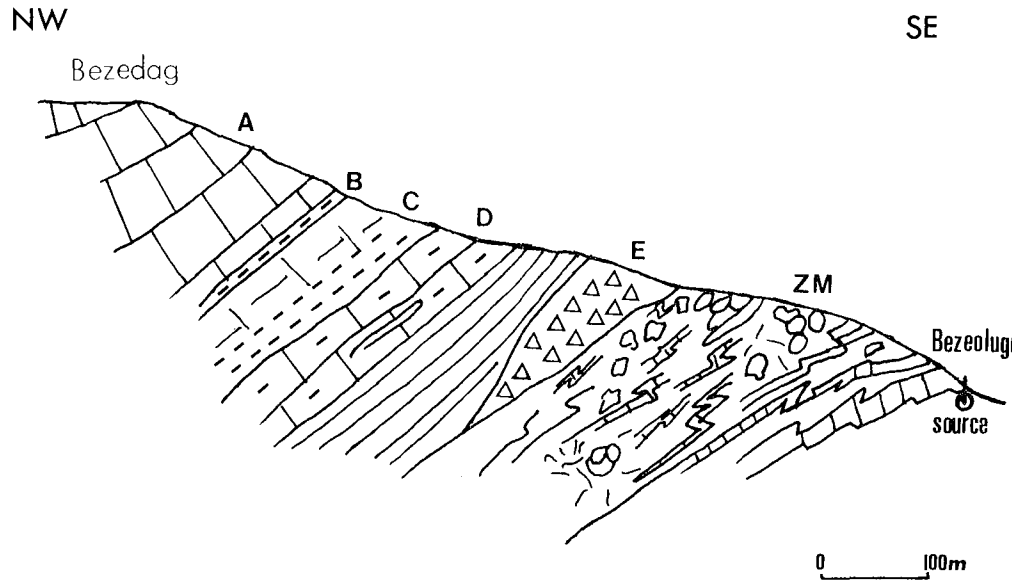


Fig. III.1 - Coupe schématique, relevée le long du flanc de la colline de Bezedag, montrant les différents ensembles volcaniques et sédimentaires : A - Calcaire Oolithique ; B - Calcoarénite ; C - Calcaire détritique ; D - Calcaire à Halobies ; E - Niveau brèchique ; ZM - "zone de mélange". (Aff. 665/37).

Près de la source, on rencontre une zone très tectonisée (ZM) surmontant une série de radiolarites vertes, très plissées et surmontée par un niveau brèchique (E) volcanique de 20 m de puissance. Cette "zone de mélange" broyée et très tectonisée comprend un mélange des pillows isolés parfois concentrique (Photo M7) de composition variée, des fragments de coulées massives et des dalles décimétriques sédimentaires radiolaritiques vertes et/ou rouges très plissées (au moins 2 phases de plissements). Les pillows isolés décimétriques sont de nature basaltique à tendance ankaramitique porphyrique. Il existe également des roches assez acides à aspect basaltique (Hawaïte/Mugéarites) et labradoritiques. Les pillows sont cimentés par de petits fragments de laves broyées et, totalement hématitisées, donnant une couleur brune à cette zone. Les fragments de coulées massives, cassés, écrasés et même plissés sont des coulées de teinte grise à feldspaths alcalins (albites). Il s'agit des trachytes albitiques.

Le niveau brèchique (E) surmontant cette zone de mélange contient des fragments de laves en coussin ou parfois à débit massif, cimentés par des carbonates.

En montrant le long du flanc de cette colline, on observe un niveau sédimen-

taire de calcaires à Halobies (D), peu plissé contenant de petits niveaux brèchiques. Ce niveau est surmonté par d'autres niveaux de calcaires : calcaires détritiques (C), calcoarénites (B) et calcaires oolithiques (A). Tous ces niveaux sont inclinés vers le NW. Le contact entre cette série et le calcaire autochtone relatif de Karanfil Dag est faillé. Au nord, la série est chevauchée par les tectonites de Sarmısak Dag suivant un plan orienté : N 100°E - 40° N.

A II.1- 2°) Zone orientale de Bezedag

Cette zone à l'ouest de la source de Bezeolugu est limitée au nord par le charriage des tectonites de Gavurgeri (Photo A3, Pl. A), au NE par l'écaille métamorphique de Tahtalı et au SE par l'écaille des laves ophiolitiques d'Ömeroglu. Elle comprend une série souvent mieux conservée que celle du Bezedag Occidental.

En descendant le long du thalweg de Bezeolugu,en direction E - NE à partir de la source, on constate la continuation des niveaux radiolaritiques vertes ou rouges (Sl, fig. III.2) très plissés rencontrés près de la source, en dessous de la "zone de mélange" (fig. III.1, ZM). Plus bas, apparaît une zone entièrement broyée où sont mélangés de petits fragments centi- à décimétriques de laves de nature ankaramitique à olivine et de petits fragments de sédiments de nature carbonatée ou radiolaritique (fig. III.2, ZB 1). Elle surmonte une coulée massive, métrique de nature basaltique (C 1, fig. III.2). Le sommet de cette coulée (C 1a) est constitué d'un basalte aphanitique, vacuolaire, tandis que la base (C 1b) est formée d'un basalte porphyrique sans vacuoles. Donc il s'agit bien d'une lave massive porphyrique présentant une différenciation gravitative. Vers l'altitude de 1.700 m, toujours le long du thalweg, on trouve une autre zone broyée (ZB 2, fig. III.2) comprenant de petits morceaux de laves écrasées, de petits fragments de brèches volcaniques et des niveaux fragmentés de radiolarites très hématitisés et de pélites à boudins siliceux. Cette zone broyée, ZB 2, surmonte un niveau d'une puissance supposée de 5 à 10 m, constituant une séquence décimétrique à métrique, rythmique de tuffites/radiolarites, plus ou moins bien conservée, orientée : N 60° - 20 NW (S 2, fig. III.2). En dessous, on a une coulée métrique basaltique prismée, porphyrique vacuolaire (C 2, fig. III.2) dont la base est constituée d'un niveau brèchique grossier (Photo M7) (C 2c) et le sommet, d'un niveau brèchique plus fin à éléments ankaramitiques (C 2b) (Photo M5, Pl. M). Cette coulée prismée est orientée subparallèlement à la séquence

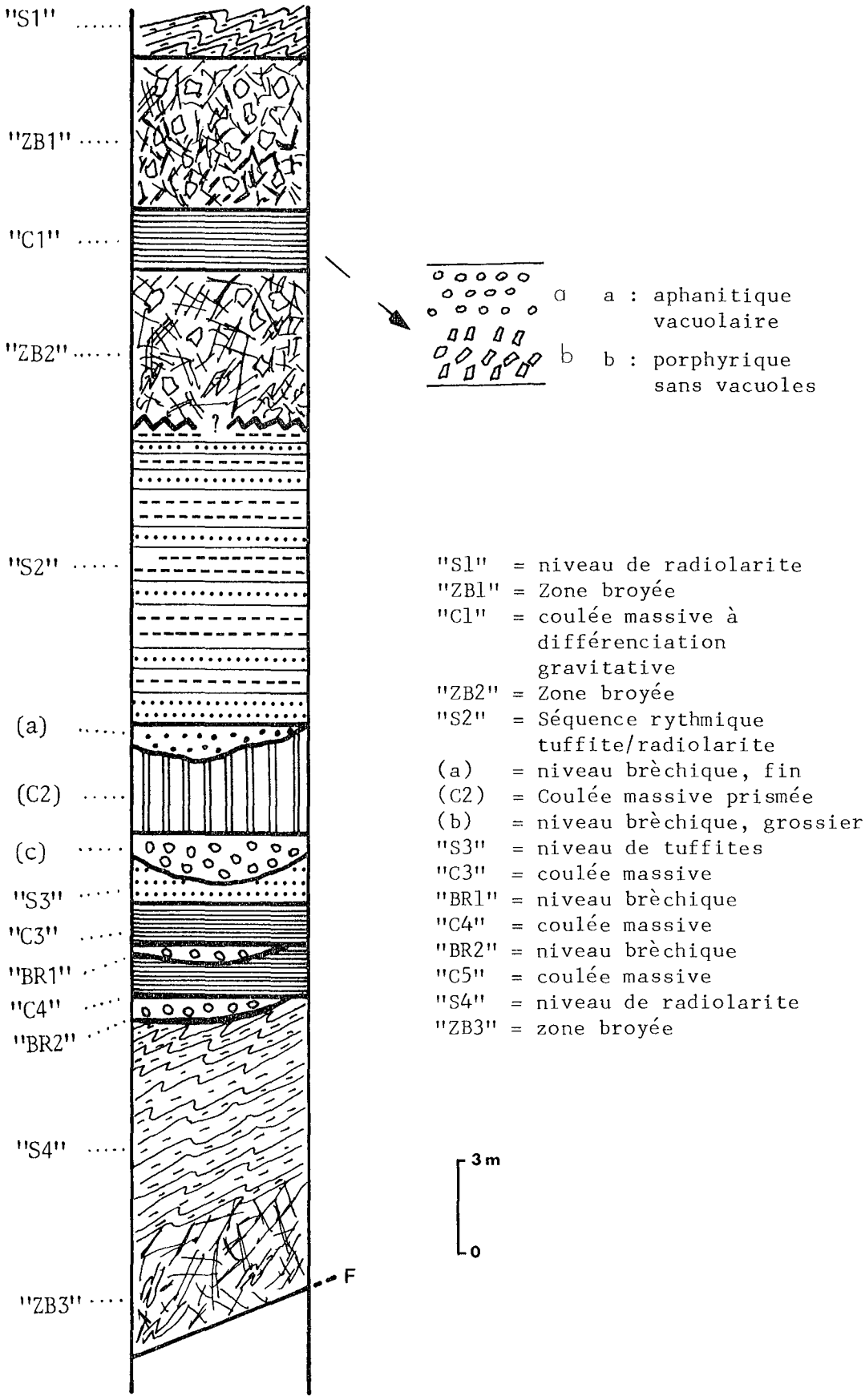


Fig. III.2 - Reconstitution (log) lithologique des formations volcaniques et sédimentaires de la Région Orientale de Bezedag.

précédente (N 75° E - 40 NW).
Elle surmonte une autre coulée (C 3, fig. III.2) métrique, massive non prismée, par l'intermédiaire d'un niveau décimétrique de tuffites très fines (S 3). En dessous, il existe deux coulées (C 4 et C 5, fig. III.2) massives, métriques écrasées de nature basaltique, toujours séparées l'une de l'autre par des niveaux décimétriques (40 à 50 cm) de brèches volcaniques.
Enfin cette séquence laves/brèches se termine avec un niveau radiolaritique très plissé d'une puissance supposée de 5 m (S 4). Toutes ces coulées et ces niveaux sédimentaires sont subparallèles entre eux et inclinés toujours vers le W-NW.
La série se poursuit au sud de la région de Bezedag en direction de Sofulu, ainsi que vers Gerdibi (v. la carte). Cette zone ne sera pas étudiée car elle est totalement broyée et écrasée.

A II - 2) REGION OUEST DE "SARMISAK DAG"

Dans cette région, il existe deux grands affleurements, au pied du calcaire autochtone de Karanfil Dag. L'affleurement méridional (aff. A, fig. III.3) chevauche à l'ouest le calcaire autochtone suivant un plan peu incliné (φ 4) (Photo B2, Pl. B) et à l'est, il est chevauché par la masse harzburgitique (tectonique) de Sarmısak Dag (φ 3). Ce contact anormal, φ 3, (fig. III.3 et la carte) est décalé par une faille subverticale (F 3) de direction N 40° E, postérieure. Ce type de faille post-charriage est très souvent rencontré dans d'autres régions du massif, en particulier au nord. Cette partie A est constituée uniquement de zones totalement broyées et mélangées de débris volcaniques et de sédiments tous hématitisés.
Le deuxième affleurement (B) assez important, observé plus au nord chevauche également le calcaire autochtone de Karanfil Dag (φ 2, fig. III.3). Le charriage est décalé par une faille parallèle à la précédente (v. la carte). La série est chevauchée au nord par la même masse harzburgitique (φ 1, fig. III.3), mais le contact est faillé à l'est et au sud-ouest (faille F 2 par exemple, v. fig. III.3).
La partie N-NE de cet affleurement B n'est constituée que de "zones de mélange" (Aff. n° 669-670, fig. III.3) comprenant des fragments de pillows-lavas de nature assez acide mais à aspect basaltique (laves intermédiaires, hawaïtes/mugéarites) et de fragments de radiolarites, tous cimentés par des débris volcaniques calciques très hématitisés. En descendant plus au sud,

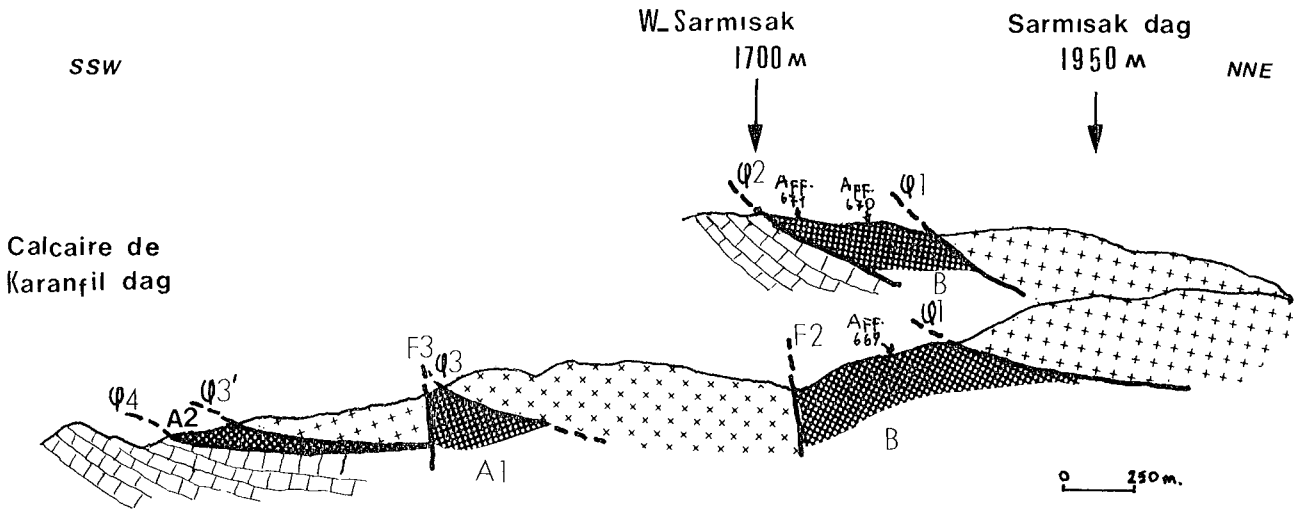


Fig. III.3 - Coupe montrant les différents affleurements volcaniques et sédimentaires de la région ouest de Sarmısak Dag ainsi que leurs relations avec le calcaire autochtone et la masse plutonique ophiolitique (v. le texte).

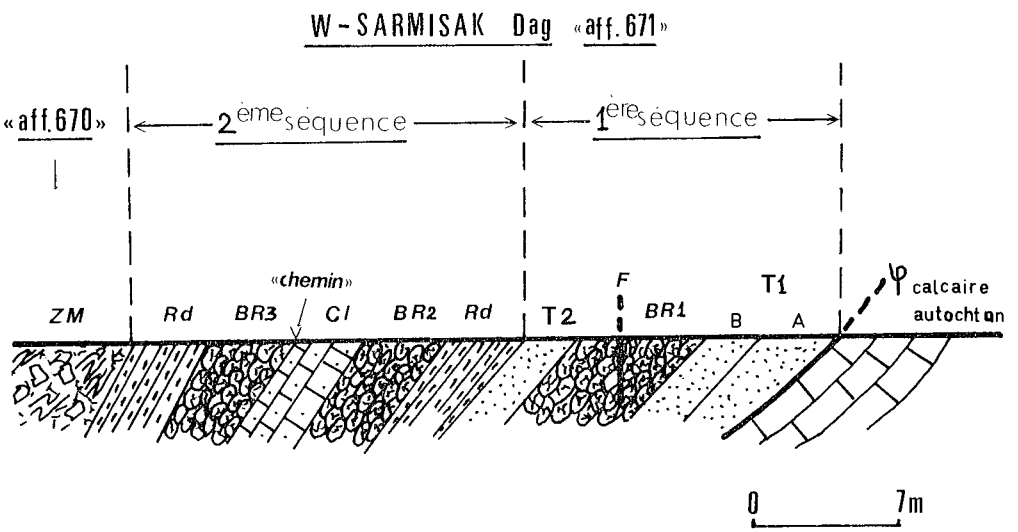


Fig. III.4 - Coupe schématique montrant les différentes formations volcaniques et sédimentaires dans la Région Ouest de Sarmisak Dag (Aff. 671).

1ère séquence :
- *T1 : Tuffites (A et B),*
- *BR1 : Coulée de pillows brèchiques,*
- *T2 : Tuffites,*

2ème séquence :
- *R1 : Niveau radiolaritique,*
- *BR2 : Coulée de pillows brèchiques,*
- *C1 : Niveau de calcaires,*
- *BR3 : Coulée de pillows brèchiques,*
- *Rd : Niveau radiolaritique.*

- *ZM : Zone de mélange (Aff. 670).*

où passe le chemin de Pozantı-Gavurgeri, une série volcanique et sédimentaire bien conservée est rencontrée (Aff. 671, fig. III.3). Cette série volcanique et sédimentaire (Aff. 671), chevauchant le calcaire autochtone au sud, comprend 2 séquences bien conservées (fig. III.4). La première, d'une puissance de 10 m, est constituée de bas en haut et du sud vers le nord, de deux niveaux de tuffites (T1 et T2) séparés par une coulée métrique de pillows brèchiques (BR1), de direction de N 40° E et à pendange NW, décalée par une petite faille de N 40° E, verticale. Le premier niveau de tuffite (T1) est nettement divisé en deux assises. La première basale (A), d'une puissance de 2 à 3 m, comprend des débris de minéraux volcaniques (augites titanifères, plagioclases, amphiboles sodiques, etc....) et des débris sédimentaires, cimentés par de la calcite ; la seconde (B), d'une puissance métrique, surmontant la première (A) est beaucoup plus fine et contient moins d'amphiboles sodiques que la précédente. Le second niveau de tuffite (T2) est assez homogène. La deuxième séquence, d'une puissance de 15 à 20 m surmonte la première en concordance (fig. III.4). Elle comprend du bas en haut, un niveau de radiolarite (Rd) surmonté par deux coulées métriques (3 à 4 m) de pillows brèchiques (BR2 et BR3), identiques à celle de la première séquence. Ces deux coulées sont séparées par un niveau de calcaire en plaquette (C1) épais de 3 m. Elle se termine par un dernier niveau de radiolarite (Rd) plissé.
Ces deux séquences sont surmontées vers le nord par la "zone de mélange" (ZM) de la partie B (Aff. n° 670) de cette région. Tous les niveaux sédimentaires et volcaniques sont subparallèles entre eux et sont inclinés vers le nord de 50 à 60° en moyenne.

A II - 3) REGION OUEST DE CELOLUGU

Cette région, située à l'ouest de la colline de Terlık Dag et au pied de Lorut Dag (v. la carte), comprend deux grands affleurements (fig. III.5).
Le premier (I), situé plus au sud, rencontré en montant vers le nord à partir de la partie B de la région ouest de Sarmısak Dag, se présente en fenêtre au sein des tectonites de Çelolugu (fenêtre de Kuzukıran).
Le deuxième (II), affleure au pied de Lorut Dag, calcaire autochtone, dont une grande partie est recouverte d'éboulis vifs de blocs calcaires. Il plonge au sud sous les tectonites de Çelolugu. Au nord le contact est souvent recouvert par des éboulis (Zone d'Atkırısırtı).

Au NW de cet affleurement d'Atkırısırtı, le calcaire autochtone est retro-charrié sur cette série - rétrocharriage de Velidoglu identique à celui de Kuruca rencontré dans la région Nord Tirak ch. A II.5 - (II B, fig. III.5). Cette phase de rétrocharriage est tout à fait postérieure à toutes les phases tectoniques existantes. Elle a provoqué d'ailleurs la mise en place d'une importante masse d'éboulis vifs recouvrant en grande partie cet affleurement. Ces éboulis sont identiques à ceux rencontrés dans d'autres régions de la partie nord du massif.

A II.3 - 1°) Fenêtre de Kuzukıran

Au nord et au nord-ouest de la fenêtre, le contact anormal est décalé par une faille subverticale (F1). Au sud, le contact est parfois faillé (F2) (fig. III.5, I A). Au N-NE de la fenêtre, on observe une écaille constituée de fragments appartenant à une coulée de puissance apparente de 30 à 40 m et comprenant des pillows-lavas métriques verts, légèrement brèchiques. Elle est coincée entre les deux ensembles : Tectonites et série volcanique et sédimentaire. Il s'agit d'une écaille de laves ophiolitiques comme celle rencontrée dans la région Ömeroglu de Bezedag (fig. III.5, I A, v. la carte, Photo M2, Pl. M).

Cette série ne comprend que des "zones de mélange", ainsi que des zones complètement broyées, où les petits pillows décimétriques, isolés de nature basaltique aphanitique sont souvent mélangés avec des fragments de sédiments (calcaires ou radiolarites) plissés, cimentés par des débris volcaniques hématitisés.

A II.3 - 2°) Zone d'Atkırısırtı

La formation volcanique et sédimentaire de cette zone, affleurant à 2 km à l'ouest de la source de Çelolugu, est chevauchée au sud par la masse harzburgitique, sans l'intermédiaire d'écailles métamorphiques, ni de bandes de serpentinites (fig. III.5).

La majeure partie de cette formation est constituée des zones de mélange comprenant des fragments de pillows aphanitiques hypervacuolaires, assez acide mais avec aspect basaltique (laves intermédiaires mugéaritiques). Pourtant, en descendant le long de cours d'eau d'Atkırısırtı dans la direction SW à partir de l'affleurement de la zone de mélange, cité ci-dessus, on rencontre une séquence des laves et sédiments relativement bien conservée. Cette séquence, limitée par des zones broyées (ZB) comprend quatre coulées de laves en coussin et deux niveaux sédimentaires (fig. III.5, II.3).

Tous les niveaux volcaniques et sédimentaires orientés de 30 à 40° N, sont subparallèles entre eux et s'inclinent vers le sud-est.
Elle est constituée du haut vers le bas : (fig. III.5, II.3)

- coulée A : cette coulée, d'une puissance de 10 m ne comprend que des pillows écrasés de nature basaltique, de taille allant de 0,4 à 1 m.

- coulée B : elle est séparée de la précédente par un niveau radiolaritique (R1) très plissé d'une puissance moyenne de 30 m. Cette coulée d'épaisseur apparente de 7 m est composée des pillows métriques de composition basaltique ankaramitique porphyrique.

- coulée C : cette troisième coulée d'une puissance de 2 à 3 m, succèdant à la précédente sans l'intermédiaire de niveau sédimentaire, est brèchique et comprend de petits fragments centimétriques de pillows fortement hématitisés, cimentés par de la calcite et de la chlorite.

- coulée D : cette dernière coulée d'une puissance de 15 m est séparée de la précédente, par un niveau intercalaire de radiolarite (R2) plissé d'une épaisseur apparente de 10 m. Elle comprend des pillows écrasés, très hématitisés de nature basaltique ankaramitique.

Cette séquence d'une puissance approximativement de 75 m, la seule bien conservée dans cette région, est limitée des deux côtés par des zones très tectonisées dont le contenu est indéterminable.

A II - 4) REGION DE ÇELOLUGU

Cette région se situe entre Lorut Dag et Göktas Dag, au pied de calcaire autochtone d'Aladag (v. la carte). La plus grande partie est recouverte d'éboulis vifs de calcaires. Elle est constituée essentiellement de masses brèchiques pyroclastiques de puissance décamétrique qui sont parfois séparées par des niveaux sédimentaires (calcaires à silex ou rarement radiolarites) (Photo A2, Pl. A ; Photo M3, Pl. M). Ces masses brèchiques pyroclastiques, remaniées, d'une puissance de 30 à 40 m, montrent un classement granulométrique positif : les gros blocs prédominent à la base et les petits fragments centimétriques au sommet. Elles sont formées d'éléments volcaniques et d'un peu de débris sédimentaires. Les éléments volcaniques sont soit des fragments de laves porphyriques, soit des minéraux isolés (augites titanifères, plagioclases calciques), soit plus rarement des débris de verre recristallisé et/ou palagonitisé (v. ch. A IV.1).

Fig. III.5 - Coupes schématiques montrant la position de différents affleurements de cette série volcanique et sédimentaire de la région ouest de Çelolugu, ainsi que leurs relations structurales avec d'autres formations.

I - Fenêtre de Kuzukıran. 1) les contacts anormaux (φ1-φ2) et faillé (F2) avec les tectonites. Présence d'une écaille de laves ophiolitiques coincée entre les tectonites et la série volcanique et sédimentaire de cette zone.

II - Zone d'Atkırısırtı. 2) le rétrocharriage (φ') du calcaire autochtone sur cette formation d'Atkırısırtı dans la localité de Velidoglu au NW.
3) une séquence de laves/sédiments bien conservée (Aff. 650) du haut vers le bas : A - coulée basaltique alcaline s.s. en coussin, R1 - niveau radiolaritique plissé, B - coulée de pillows basaltiques alcalin ankaramitique, C - coulée de pillows brèchiques, R2 - niveau radiolaritique plissé, D - coulée de pillows basaltiques fortement hématitisés. ZB - zone broyée.

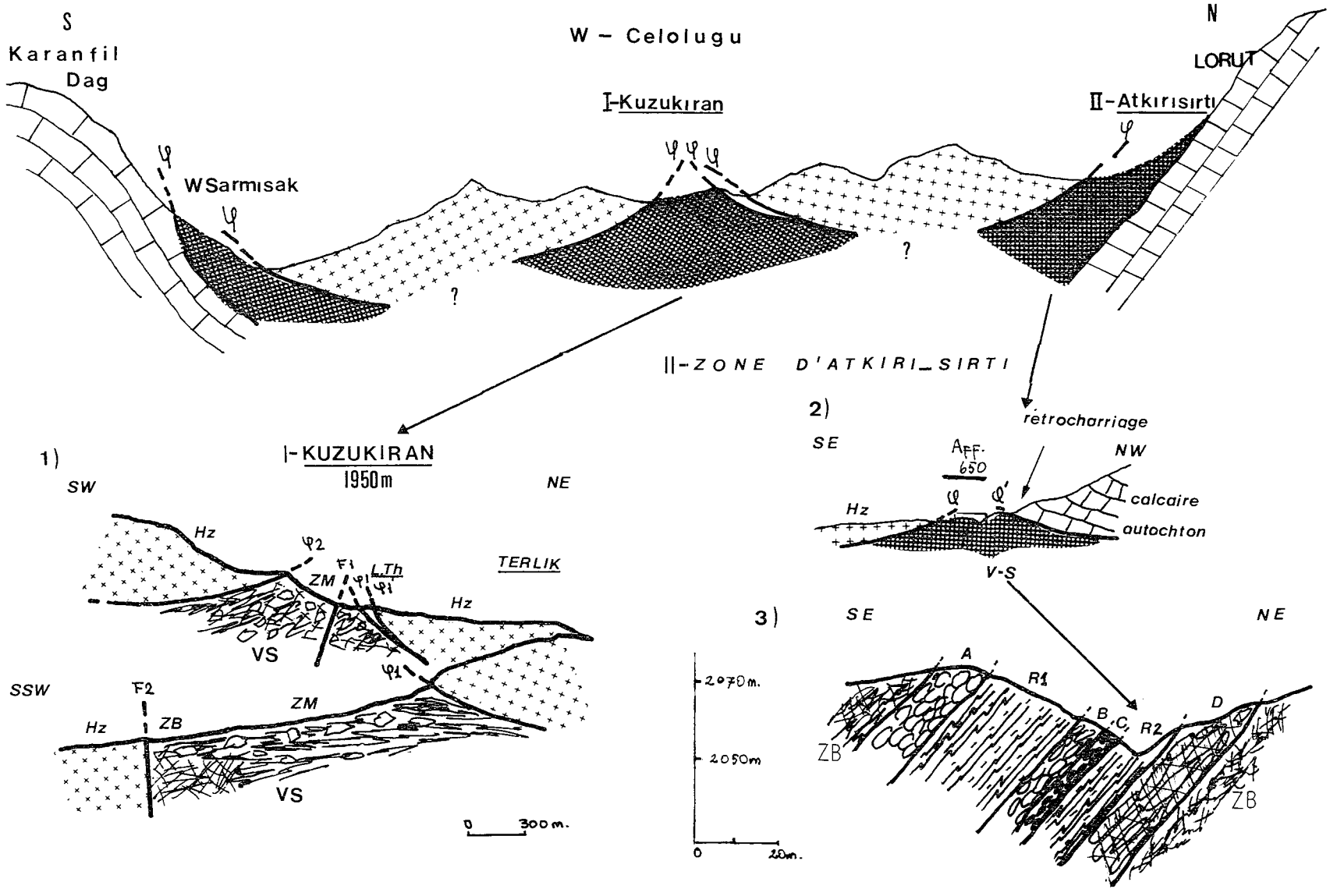

S
Karanfil
Dag
W – Celolugu
N
LORUT
I-Kuzukıran
II-Atkırısırtı
W Sarmısak
?
?
II-ZONE D'ATKIRI_SIRTI
1)
I-KUZUKIRAN
1950m
SW
NE
Hz
φ2
Fi
L.Th
ZM
φ1
TERLIK
VS
SSW
F2
ZB
0 300m.
2)
retrocharriage
SE
NW
Aff. 650
calcaire
autochton
V-S
3)
SE
NE
2070m.
2050m
0 20m.
A
R1
B
C
R2
D
ZB

Fig.III-5

Ces brèches pyroclastiques granoclassées peuvent être comparées aux "hyaloclastites d'explosion remaniées" de Tazieff (1972) ou aux "agglomérats pyroclastiques" de Fisher (1961).

Elles sont souvent recoupées par des filons alcalins subverticaux, de puissance allant de 0,4 à 2 m, dont la bordure figée est assez nette. Ces filons sont soit ankaramitiques, soit basaltiques alcalins s.s. à olivine (v. ch. A IV.2).
Quand leur épaisseur devient faible (cm à dm) leur bordure figée n'est pas nette. Il se forme alors une brèche monogénique, compacte, comprenant des petits fragments anguleux et étirés de lave, cimentés par cette même lave. Un tel cas est fréquemment rencontré dans cette formation brèchique pyroclastique.
Il s'agit de "brèches d'intrusion" identiques à celles décrites par Fisher en 1961. Elles sont formées de fragments (5 à 10 mm) de laves basaltiques. Ce type de brèches (d'intrusion ou pyroclastiques) est d'ailleurs rencontré dans plusieurs séries alcalines, par exemple dans celle de la nappe d'Antalya (Juteau, 1975).

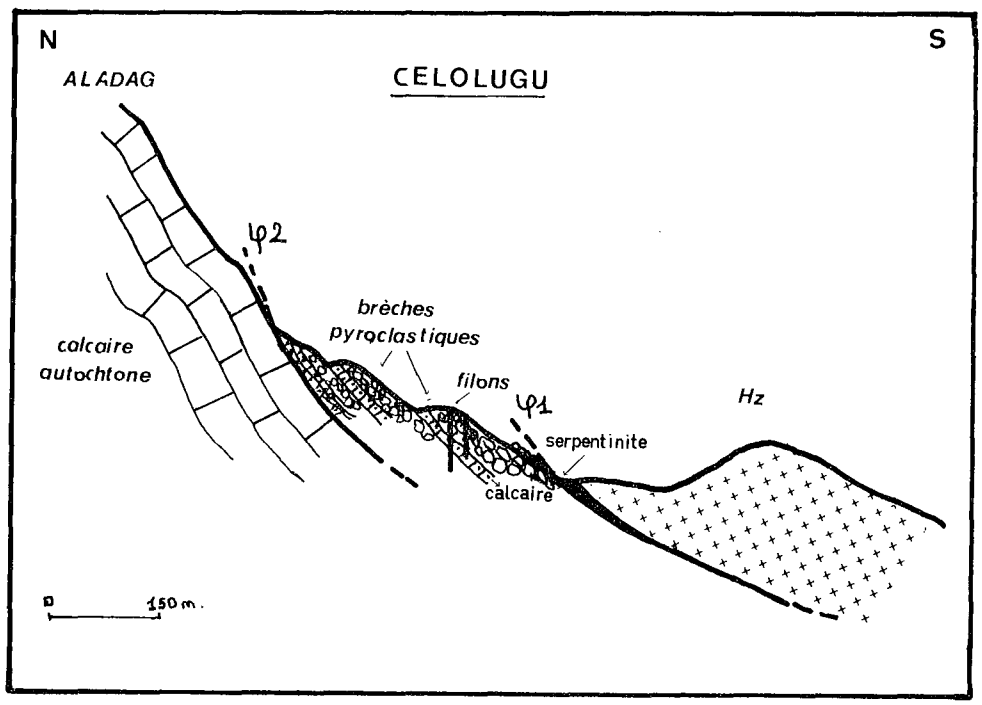


Fig. III.6 - Coupe schématique montrant les relations structurales entre la formation brèchique de la série volcanique et sédimentaire de Çelolugu et le calcaire autochtone d'Aladag (φ2) et la tectonite de Çelolugu (φ1). Entre cette formation volcanique et sédimentaire et la masse de tectonique, il existe soit une bande de serpentinite (serp.), soit une brèche de faille.

La série volcanique et sédimentaire de cette région repose comme les précédentes sur le calcaire d'Aladag - autochtone relatif - (2) et plonge sous la tectonique de Çelolugu par l'intermédiaire d'une écaille métamorphique (visible vers la colline de Göktas, le long du thalweg...) et/ou d'une bande métrique de serpentinite (serpentinite de bordure), visible plutôt à l'ouest (fig. III.6 et Photo M3, Pl. M). Près de la source de Çelolugu, dans la partie occidentale de cette région, l'écaille métamorphique disparaît. Le contact entre ces deux ensembles, série volcanique et sédimentaire et tectonites, devient alors fortement mylonitisé. On y remarque une bande décimétrique de "brèche de faille" comprenant des fragments de serpentinites, cimentés par de la calcite.

A II - 5) REGION DE NORD TIRAK

La région de Nord Tirak, située au nord de la masse harzburgitique de Kessekli-Kaldıdag, est limitée à l'ouest par le rétrocharriage du calcaire d'Aladag (localité de Kuruca) (Photo M1, Pl. M) et à l'est par la série volcanique et sédimentaire d'Aciman (extrémité nord-est du secteur étudié) (v. la carte).

La série de cette région, en grande partie recouverte d'éboulis vifs de calcaire, affleure en 3 localités qui sont les suivantes :

- Kuruca-Kessekli (Aff. 101)
- Cadırdogu (Aff. 91)
- Cevizlikopuz-Köküt (Aff. 79, 86, 87)

Elle repose au nord sur le calcaire autochtone. Ce contact est visible dans la localité de Kuruca, à l'altitude de 2.350 m et dans la localité de Cevizlikopuz (Photo M1, Pl. M) (fig. III.F A et B). Elle plonge au sud sous l'ensemble plutonique et à l'ouest (localité de Kuruca) sous les cumulats péridotitiques par l'intermédiaire d'une bande métrique de serpentinite (fig. III.7 A et Photo E1, Pl. E). A l'est (localité de Cevizlikopuz-Köküt) elle plonge sous les tectonites de Kaldıdag par l'intermédiaire d'une bande de serpentinite d'une épaisseur de 20 m et d'une écaille métamorphique d'une puissance de 30 à 40 m (fig. III.7 B). De petites masses de dunites déformées et fortement serpentinisées sont rencontrées dans la formation métamorphique de la localité de Cevizlikopuz-Köküt, sous forme de klippes accompagnées à leur base d'une mince bande de serpentinite (fig. III.7 B).

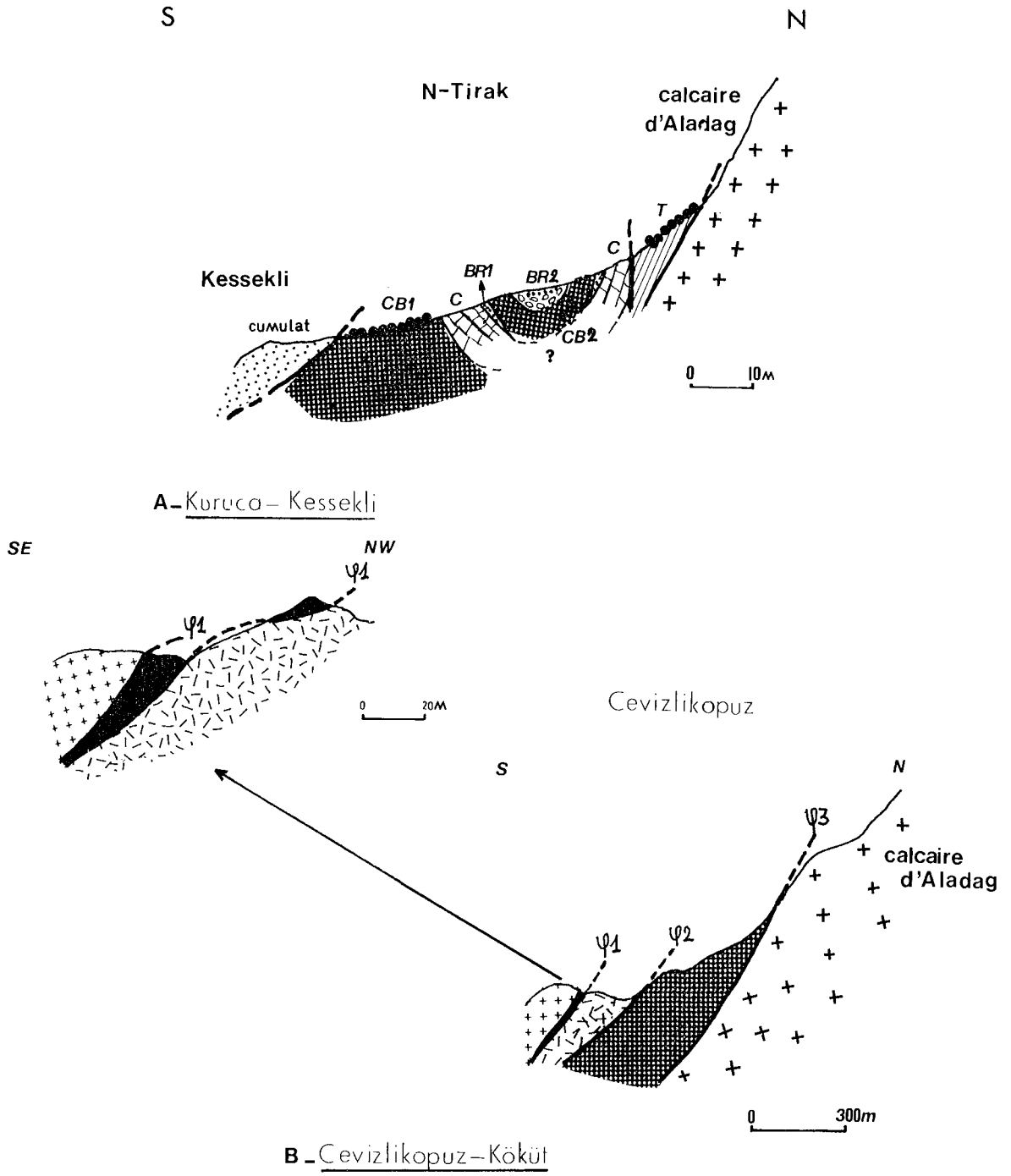


Fig. III.7 - Coupes schématiques montrant les différents affleurements de la formation volcanique et sédimentaire de la Région de Nord Tirak.

A - Localité de Kuruca-Kessekli : coupe montrant les contacts anormaux entre cette série et le calcaire autochtone et les cumulats, ainsi que la présence d'une séquence, plissée en un synclinal. CB1 - coulée massive basaltique porphyrique ; BR2 - niveau de brèche pyroclastique granoclassé.

B - Localité de Cevizlikopuz-Köküt : coupes montrant les contacts anormaux (v. le texte).

Dans la localité de Kuruca-Kessekli, une séquence de "laves-sédiments et brèches" affleure sous des éboulis de calcaire (Aff. 101) (fig. III.7 A). A partir du contact anormal, elle est composée du sud vers le nord et du bas vers le haut, par la succession suivante :

+ Une coulée massive (CB1) basaltique, aphanitique vacuolaire de puissance indéterminable dont la majeure partie est masquée par des éboulis.

+ Un niveau sédimentaire (C), d'une puissance moyenne de 15 m, comprenant des bancs métriques de calcaires à silex et quelques radiolarites.

+ Une deuxième coulée massive (CB2) également basaltique mais cette fois porphyrique peu vacuolaire, d'une puissance de 7 à 10 m. Elle surmonte le niveau sédimentaire (C) par l'intermédiaire d'un niveau bréchique, décimétrique (BR1), polygénique, à éléments doléritiques alcalins cimentés par des fragments de laves broyées de même nature que la lave CB2 (v. ch. A IV.1).

+ Un niveau de brèche pyroclastique (BR2) à éléments volcaniques granoclassé dont la base est composée d'éléments grossiers et le sommet d'éléments fins.

Tous les niveaux volcaniques et sédimentaires de cette séquence sont subparallèles entre eux (N 70 à 80° E) s'inclinant vers le nord de 50 à 60°. Au-delà du niveau brèchique BR2 vers le nord ; la même séquence se répète à l'exception de la coulée CB1. Mais les niveaux volcaniques et sédimentaires de cette deuxième séquence, identique à la première, sont inclinés en sens inverse c'est à dire vers le sud de 60 à 70°, bien qu'ils soient parallèles entre eux. Ce changement de sens du pendage au niveau de la brèche BR2 met en évidence que la séquence est unique et plissée en un synclinal dont le coeur est constitué par la formation brèchique (BR2), ce qui confirme d'ailleurs la polarité de la granulométrie.
Cette séquence plissée est séparée au nord d'un niveau de tuffite (T) d'une puissance de 10 m par une faille subverticale (fig. III.7 A).

Le deuxième affleurement de cette région (Aff. n° 91) est situé dans la localité de Çadırdogu, 1 km à l'est de l'affleurement précédent (v. la carte). Il ne comprend que des masses décamétriques de brèches pyroclastiques, remaniées et granoclassées, exactement identiques à celles rencontrées dans la région de Çelolugu.

Ces masses brèchiques pyroclastiques à éléments volcaniques et à peu d'éléments sédimentaires constituent plusieurs séquences superposées et reposent sur un niveau sédimentaire. Elles sont souvent recoupées - comme dans le cas de Çelolugu - par des filons alcalins subverticaux de nature basaltique porphyrique mais parfois légèrement brèchique (v. ch. A VI.2).

Le troisième affleurement également en grande partie recouvert d'éboulis, est séparé du précédent pour la grande faille de Tirak. Il est situé dans la localité de Cevizlikopuz-Köküt, 1 à 1,5 km à l'est de l'affleurement précédent (v. la carte) (fig. III.7 B). Sous les éboulis, on rencontre une coulée de lave massive intercalée entre les sédiments radiolaritiques, orientés de N 25° E - 60° SE. La partie basale de la coulée est porphyrique, la partie sommitale est aphanitique et ce qui indique une différenciation par gravité de la lave qui est donc porphyrique et de nature "hawaïtique" (v. ch. A III.2).

A 500 ou 700 m plus loin, vers le NE près de la localité de Köküt ; quelques coulées brèchiques polygéniques à éléments volcaniques affleurent sous l'énorme masse d'éboulis. En raison de l'importance des éboulis, aucune relation structurale n'est visible entre ces coulées et les sédiments. Ces coulées brèchiques, probablement "de friction" ne sont constituées que de fragments des laves et de minéraux isolés, tous cimentés soit par de la céladonite et de la chlorite, soit par de la calcite (v. ch. A VI.1). Enfin, une série des filons (ou sills) décimétriques de nature leucobasaltique, porphyrique, affleure sous la masse d'éboulis près de la localité de Köküt.

A II - 6) REGION DE KALTAR DAG

La série volcanique et sédimentaire de cette région se présente en une écaille coincée entre la tectonite de "Kaltar dag" et le cumulat pyroxénolitique de "Elmacık deresi" (Cumulat de Ziyaret Dag) (v. la carte, fig. III.8).

Cette formation écaillée ne comprend qu'une "zone de mélange" très broyée, dans laquelle se sont mélangés de petits fragments de coulées massives et de pillows isolés centimétriques à décimétriques de nature basaltique aphanitique, très hématitisés, ainsi que des fragments de radiolarites très plissés.

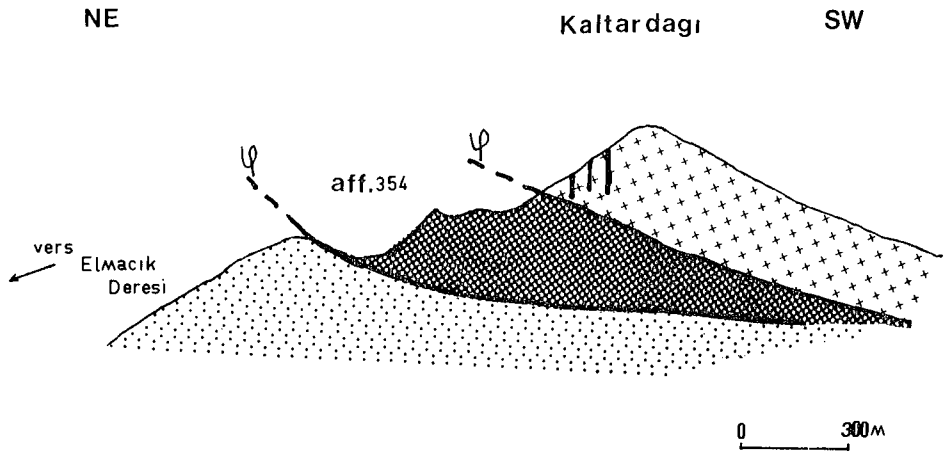


Fig. III.8 - Coupe schématique montrant l'écaille de la série volcanique et sédimentaire, coincée entre la tectonite de Kaltardag et le cumulat pyroxénolitique de Ziyaret Dag.

A II - 7) CONCLUSIONS

En dehors des régions étudiées et citées ci-dessus, la série volcanique et sédimentaire affleure également dans d'autres régions du secteur étudié : (v. la carte)

- dans la région de Bezedag sud vers Sofulu
- dans celle de la fenêtre de Sinekli
- et aussi dans la région sud-est de Karanfil Dag (Photo B1, Pl. B).

La formation de ces régions, non étudiée mais visitée et cartographiée, est tellement broyée qu'un échantillonnage systématique est absolument impossible à réaliser.

En résumé, la série volcanique et sédimentaire non ophiolitique, remaniée et très tectonisée affleurant au nord et à l'ouest du secteur étudié, contourne en général l'ensemble plutonique ophiolitique qui la chevauche localement par l'intermédiaire d'une écaille métamorphique. Cette écaille n'est présente que dans les régions de Bezedag oriental, de Çelolugu et de Nord Tirak, elle est totalement absente dans les régions occidentales (Ouest de Sarmısak et de Çelolugu). Au N et NW, la série chevauche le calcaire autochtone d'Aladag et à l'ouest celui de Karanfil Dag

où le contact anormal est parfois décalé par des failles subverticales post-charriages, orientées N 40° E. Au nord du secteur, la série est en deux endroits recouverte par le rétrocharriage du calcaire autochtone d'Aladag (Velidoglu et Kuruca). Cette phase de rétrocharriage est sûrement la cause du recouvrement important de cette série par des éboulis vifs de calcaires.

Les pillows isolés ou en coulées ne sont présents que dans les régions situées à l'ouest du secteur étudié où la série est en majorité assez différenciée (Bezedag, Ouest Sarmısak et Ouest Çelolugu). Les formations brèchiques pyroclastiques, les filons (sills) intrusifs alcalins et la plupart des coulées massives n'y sont pas représentés. En revanche, ils sont présents au nord de secteur étudié où les pillows sont totalement absents (Çelolugu et Nord Tirak). La série y est alors, généralement, moins différenciée.

A III - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES LAVES

Les roches volcaniques, appartenant à la série volcanique et sédimentaire non ophiolitique, ont été systématiquement étudiées à l'aide d'un microscope classique équipé d'une platine universelle afin de connaître leurs caractères pétrographiques.
Cette étude a permis de distinguer 3 grands ensembles :

- le premier, comprenant les termes à composition d'ankaramite et de basalte alcalin. Il sera intitulé "Laves basiques peu ou pas différenciées".

- le second, comprenant les termes différenciés, à composition d'Hawaïte-Mugéarite. Etant donné, la difficulté incontestable de les distinguer entre elles, on l'intitulera "Laves Intermédiaires".

- enfin le troisième, comprenant les termes plus acides de la série, de composition trachytique sera intitulé "Laves Acides très différenciées".

Cette division des laves en question, ainsi que leurs nomenclatures, est faite en se basant sur les caractères pétrographiques essentiels des roches alcalines, décrits par plusieurs auteurs, entre autres : Muir et Tilley (1961) ; Yoder et Tilley (1961) ; Mc Donald et Katsura (1964) ; Saggerson et Williams (1964) ; Green et Ringwood (1967) ; Coombs et Wilkinson (1969) et Streickesen (1967, 1974).

Cette division pétrographique sera par ailleurs confirmée par les études chimiques des roches et des minéraux (voir les chapitres suivants : A IV - A V).

A III - 1) LAVES BASIQUES peu ou pas DIFFERENCIEES

Ce premier groupement comprend en effet les ankaramites porphyriques et les basaltes alcalins. Les ankaramites se distinguent des basaltes alcalins par les caractères essentiels suivants :

. Richesse en minéraux ferro-magnésiens (clinopyroxènes et Olivines).

. Pauvreté en plagioclases (inf. à 30 %).

. Absence totale des phénocristaux de plagioclases.

. Cristallisation simultanée, très fréquente de phénocristaux d'Olivine et de Clinopyroxène.

A III.1 - 1°) Ankaramites Porphyriques

Ces roches basiques non différenciées se présentent sous forme de fragments de coulées massives et rarement en pillows décimétriques isolés. Elles ne sont rencontrées que dans les "zones de mélange" ou broyées de la région orientale de Bezedag (v. ch. A II.1 2°).

Ces roches porphyriques sont soit de couleur brun foncé et contiennent alors de grands cristaux noirs d'augite, soit de couleur rouge brunâtre à Olivines pseudomorphosées. Ces phénocristaux baignent dans une pâte noire très fine sans vacuoles et envahie par des microfractures remplies de calcite.

La texture est toujours microlitique fine et porphyrique sans vacuoles (PhotoN1) et la composition minéralogique est la suivante :

Paragenèse Primaire[1] : Cpx. tit. + Plag (La) + Ol + Op

Paragenèse Secondaire[1] : Sph. + Chl. inc. + Calc ∓ Idd.

Les phénocristaux et microphénocristaux (48 %)[2] sont représentés par les clinopyroxènes titanifères (31 %) et l'olivine entièrement pseudomorphosée (17 %). Les microlites d'une taille allant de 0,05 à 0,2 mm, allongés, enchevêtrés à extrémités fourchues (fig. III.9) sont constitués de plagioclases An_{50-55} (16 %) en grande partie altérés en calcite et séricite. La mésostase (26 %) fine, essentiellement chloriteuse est formée de petits grains d'augites titanifères souvent zonés (inf. à 0,05 mm) et de très nombreux granules d'opaques toujours associés à une grande quantité de sphène. La chlorite de la mésostase, incolore, cryptocristalline, d'allongement +, de teinte de polarisation gris clair est manifestement le produit de la dévitrification de l'ancien verre basaltique.

Les phénocristaux de clinopyroxènes ($Ng\hat{}c$ = 36 à 44° et $2V_{Ng}$ = 49 à 54°) d'une taille de 3 à 7 mm, mâclés et zonés, pléochroïques de teinte marron clair sont beaucoup plus abondants (28 %) que les microphénocristaux (3 %) dont la taille varie de 0,4 à 1,5 mm et qui ont les mêmes caractères optiques que les précédents.
Ces cristaux à composition de diopside (augite calcique) et de salite

---

(1) Voir la liste des abbréviations

(2) L'analyse modale des Ankaramites, faite sur 4000 points, à l'aide d'un compteur de points. Précision = ∓ 1,5 à 2 % (éch. type AC 506 A).

titanifère (v. ch. A V.1.1°.1°°) sont en partie chloritisés et souvent calcitisés.

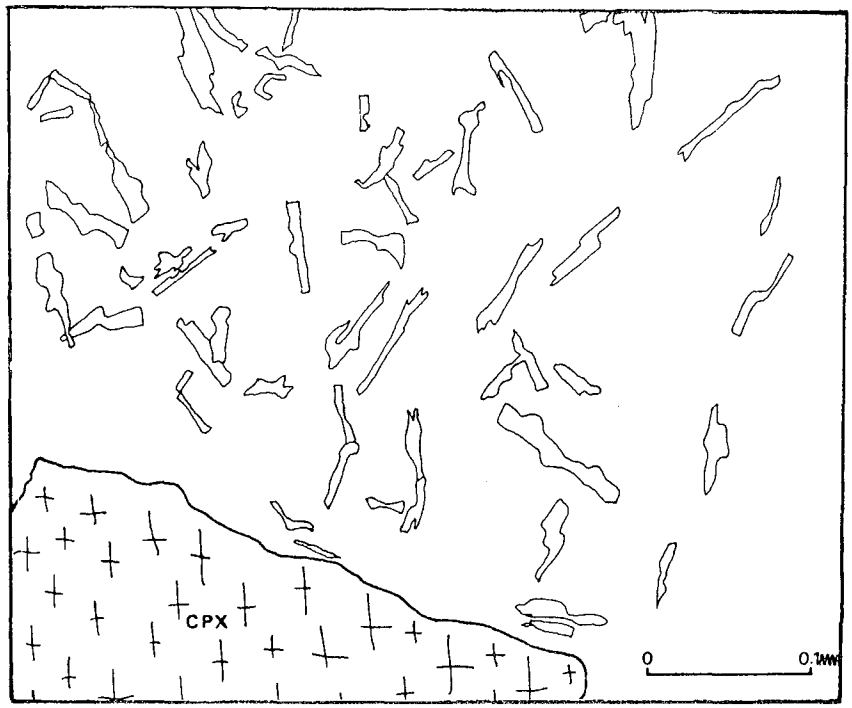


Fig. III.9 - Morphologie des microlites de plagioclase dans les Ankaramites Porphyriques : cristaux allongés, enchevêtrés à extrémités fourchues (L.M. AÇ 506 A).

Les phénocristaux (14 %) d'une taille de 2 à 3 mm et les microphénocristaux (3 %) d'une taille de 0,4 à 0,8 mm d'olivines intratelluriques, automorphes, englobent souvent les opaques et sont entièrement pseudomorphosés en calcite ferrifère (v. ch. A V.4.2°), iddingsite et peu de chlorite incolore à verte (Photo N1). Cette chlorite est cryptocristalline d'allongement - et teinte de polarisation bleu foncé[1] (type 2). Par endroit, les phéno- et microphénocristaux de clinopyroxène et d'olivine pseudomorphosée se sont accolés[2].

---

(1) Dans toutes les roches étudiées, on a mis en évidence l'existence de 2 types de chlorites qui seront abrégés comme :

- *<u>chlorite de type 1</u> : correspondant à la chlorite incolore, d'allongement positive et de teinte de polarisation gris blanc.*
- *<u>chlorite de type 2</u> : correspondant à la chlorite verte, d'allongement négatif et de teinte de polarisation bleu foncé.*

(2) Un tel cas, témoin d'une origine commune et d'une cristallisation simultanée, est d'ailleurs signalé dans les roches ankaramitiques de caractère alcalin par plusieurs auteurs, entre autres Kennedy (1933), Tilley (1950), Kuno et al. (1957) et Mc Donal et Katsura (1964).

Enfin la calcite (9 %) n'apparaît que dans les microfractures qui envahissent toute la roche.

En conclusion, la richesse en minéraux ferromagnésiens (plus de 50 %), la pauvreté en plagioclases (16 %) ; la quantité importante des phéno- et microphénocristaux d'augites calciques (plus de 30 %), l'absence totale d'amphiboles et de phéno- microphénocristaux de plagioclases mettent en évidence le caractère typiquement ankaramitique et alcalin de ces roches.

A III.1 2°) Basaltes Alcalins

Ce type de roches, très développé dans le secteur étudié, se présente à la fois en coulées massives parfois prismées et en coulées de pillows-lavas ou en pillows isolés, entiers ou fragmentés, dans les zones de mélange.

Il se distingue du type précédent ankaramitique essentiellement par 3 points :

. Diminution de la quantité des minéraux ferro-magnésiens (clinopyroxènes et olivine).

. Augmentation de la quantité de plagioclases.

. Apparition des premiers plagioclases en phéno et microphénocristaux.

Ces roches montrent en effet des caractères typiques des roches basaltiques. Mais certains d'entre eux sont beaucoup plus proches des Ankaramites que des basaltes s.s. Les variétés, proches des ankaramites, dans lesquelles apparaissent les premiers plagioclases en microphénocristaux se distinguent des basaltes alcalins s.s. par la richesse relative en clinopyroxènes et olivines et par la pauvreté également relative en feldspaths. Elles sont nommées "Basaltes alcalins ankaramitiques".

Le tableau III.1 met en évidence leurs différences d'après la variation de compositions modales (en %) de ces 3 types de roches : Ankaramites, Basaltes alcalins ankaramitiques et Basaltes alcalins s.s.

En fait, la quantité de minéraux ferromagnésiens diminue et celle des plagioclases augmente des Ankaramites aux Basaltes alcalins s.s. (respectivement 54,7 % et 16 % dans les ankaramites ; 39,4 et 23,5 % dans les basaltes alcalins ankaramitiques et 26,7 % et 32,6 % dans les Basaltes alcalins s.s.) (Tableau III.1).

			(A)	(B)	(C)
Phéno-microphénocristaux	Cpx	:	30,5 %	22,4 %	9,1 %
	Ol	:	17,2 %	10,0 %	3,1 %
	Plag	:	-	1,5 %	7,8 %
	Total	:	*47,7 %*	*33,9 %*	*20,0 %*
Microlites	Plag	:	16,0 %	22,0 %	28,5 %
	Amph	:	-	5,7 %	7,4 %
	Mésost	:	27,3 %	24,0 %	38,3 %
	Vac/fil	:	9,0 %	14,4 %	5,8 %
	Total	:	*52,3 %*	*66,1 %*	*80,0 %*
	Cpx (tot)	:	37,5 %	29,4 %	23,6 %
	Ol (tot)	:	17,2 %	10,0 %	3,1 %
	Plag (tot)	:	16,0 %	23,5 %	36,3 %

(A) : Ankaramite. (éch. AC 506 A)
nb. pt : 4000

(B) : Basalte Alcalin Ankaramitique.
(éch. AC 37/1)
nb. pt : 3400

(C) : Basalte Alcalin s.s.
(éch. AC 675 A-AC 101 B2)
nb. pt : 3250

Tableau III.1 - Compositions modales (en %) dans les Ankaramites (A), les Basaltes alcalins ankaramitiques (B) et les Basaltes alcalins s.s. (C). (Précision : ∓ 0,5 à 2 %).

A III.1.2°.1°°) Basaltes alcalins ankaramitiques

Deux faciès sont distingués dans cette catégorie où la plupart des roches sont en pillows porphyriques isolés riches en minéraux férromagnésiens et pauvres en feldspaths par rapport aux basaltes s.s.

Le premier faciès (A), le moins répandu, beaucoup plus proche des ankaramites est de type "microlitique à intersertal sans vacuoles et sans amphiboles".
Le second faciès (B), plus répandu, est de type "microlitique, vacuolaire et contient peu d'amphiboles".

+ FACIES A :

La plupart des échantillons étudiés provenant du secteur d'Atkırısırtı de la région ouest de Çelolugu (ch. A II.3.2°, coulée B de fig. III.5.IIc), sont en pillows écrasés, métriques et de couleur vert foncé (non hématitisés).

La texture est microlitique à intersertale, porphyrique sans vacuoles (Photo **N2**) et la composition minéralogique est la suivante :

Paragenèse Primaire : Cpx. tit. + Plag ∓ Ol + Op

Paragenèse Secondaire : Sph + Chl. vt. + Calc ∓ Phyl. vt ∓ Ep.

Les caractères essentiels de ces roches peuvent être résumés ainsi :

- Première apparition de plagioclases en microphénocristaux.
- Absence totale des amphiboles et des vacuoles mettant en évidence la pauvreté du liquide en volatiles comme c'est le cas dans les ankaramites.
- Présence d'une déformation mécanique responsable de la granulation et de la recristallisation des cristaux d'augites.

Les phéno- et microphénocristaux sont représentés essentiellement par des clinopyroxènes à composition d'augite calcique titanifère (20 %), de l'olivine pseudomorphosée (5 %), occasionnellement par un plagioclase (inf. à 2 %) et par un minéral opaque amiboïde de 0,2 à 0,3 mm. Ces deux derniers apparaissent d'ailleurs pour la première fois en microphénocristaux.
La mésostase est constituée à la fois de microlites à extrémités fourchues (inf. à 0,1 mm) dispersés dans une pâte fine, composée de chlorite verte (type 2), de phyllite verte et de minuscules grains d'opaques (inf. à 0,05 mm) souvent associés au sphène (inf. à 0,08 mm). Elle contient également des plagioclases en lattes (Labrador ?) d'une taille inf. à 0,3 mm et de petits grains zonés d'augites titanifères interstitiels (inf. à 0,1 mm).

Les phénocristaux (3 mm) et les microphénocristaux (0,7 à 1 mm) d'olivines intratelluriques, automorphes se présentent en prismes trapus

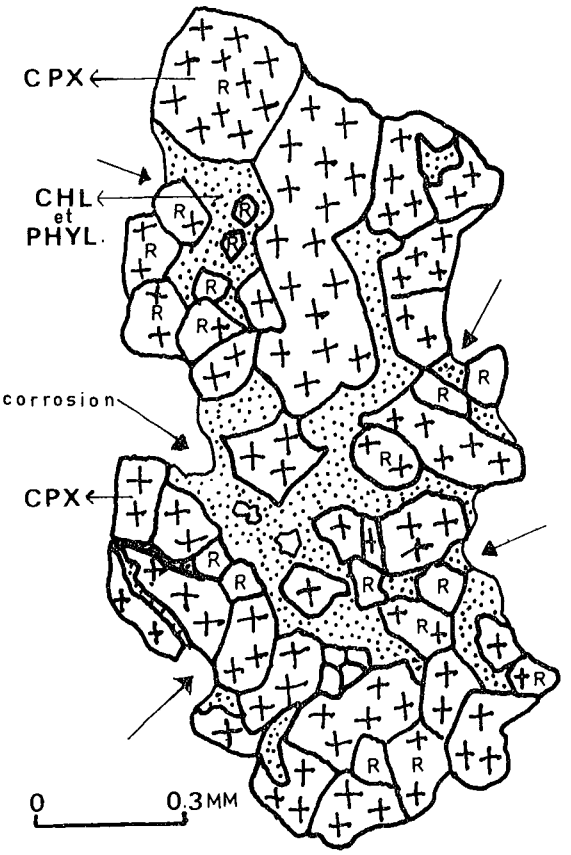


Fig. III.10 -

Phénocristal de clinopyroxène titanifère (CPX) corrodé par la mésostase, localement transformé en chlorite (CHL) et en phyllites (PHYL), qui a subit une déformation mécanique causant leur granulation suivie d'une recristallisation (R). (Lame mince AÇ 650 B).

et sont entièrement pseudomorphosés en chlorite verte (type 2) associée à un peu de sphène et de phyllite verte (v. ch. A III.4.3°).

Les clinopyroxènes en phénocristaux de taille de 2 à 4 mm (Ng ^c = 38° à 42°) et en microphénocristaux de taille de 0,3 à 0,7 mm (Ng^c = 36° à 44°) ont, tous, des compositions d'augite titanifère et sont souvent zonés en secteur (v. ch. A V.1.2°) et corrodés par la mésostase (fig. III.10). Ils sont frais et localement accolés entre eux. Ils ont subi, par endroit, une déformation mécanique qui a causé leur granulation suivie d'une recristallisation (fig. III.10).

Enfin la roche est recoupée par des microfractures d'une épaisseur de 0,08 à 0,5 mm, souvent boudinées et remplies de deux types d'association de minéraux secondaires :

- <u>le plus courant</u> : Calc. + Chl. vt (2) ∓ Qz ∓ Ab néoformée
- <u>le moins courant</u> : Chl. vt (2) ∓ Pistachite

+ *FACIES B* :

Ce type de roches, se présente sous forme de pillows isolés décimétriques de couleur brun rougeâtre. La carapace de ces pillows contient de nombreuses vésicules vides. On les rencontre essentiellement dans la "zone de mélange" de la région occidentale de Bezedag (v. ch. A II.1.1°).

La texture est typiquement microlitique, porphyrique et vacuolaire (Photo N3). La composition minéralogique est la suivante :

Paragenèse Primaire : Cpx. tit. + Plg + Ol + Op ∓ Kaersutite

Paragenèse Secondaire : + Sph ∓ Chl. inc. + Calc + Iddg.

Les caractères significatifs et essentiels qui différencient ce type du précédent sont les suivants :

. Texture typiquement microlitique et vacuolaire.
. Apparition d'une amphibole calcique et titanifère dans la mésostase.
. Produit différent de la pseudomorphose des olivines intratelluriques.

Les olivines intratelluriques sont à la fois en phénocristaux (7 %) d'une taille de 1 à 3 mm et en microphénocristaux (3 %) d'une taille inférieure à 0,7 mm. Elles sont automorphes, en cristaux losangiques, parfois allongées et corrodées et englobent souvent les opaques. Ces olivines sont entièrement pseudomorphosées - comme celles des ankaramites - en calcite ferrifère, en chlorite et en iddingsite (Photo N4). Les clinopyroxènes à composition de salite titanifère (v. ch. A V.1.1°.1°°) se développent essentiellement à la fois en phénocristaux (12 %) d'une taille de 1 à 4 mm et en microphénocristaux (11 %) d'une taille de 0,2 à 0,5 mm. Ces phéno- et microphénocristaux de clinopyroxènes titanifères, sont en prismes trapus, automorphes, pléochroïques dans les tons bruns ; maclés en sablier, zonés en secteur et localement calcitisés.

Il est également intéressant de remarquer que tous les phénocristaux de clinopyroxènes ont un angle d'extinction ($Ng\hat{}c$ = 42° à 52°) plus grand et un angle des axes optiques (2 V_{Ng} = 41° à 47°) plus petit que les microphénocristaux (respectivement $Ng\hat{}c$ = 36° à 40° et 2 V_{Ng} = 52° à 54°). Les phénocristaux de clinopyroxènes sont en effet plus titanifères et moins calciques que les microphénocristaux. On constate également, une variation importante de l'angle des axes optiques et de l'angle d'extinction au sein d'un même cristal zoné (v. ch. A V.1.2°.2°° tb III.23).

Parfois les plagioclases ($An_{45 \text{ à } 50}$) apparaissent (2 %) - comme dans le cas précédent - en microphénocristaux automorphes (0,5 à 0,7 mm),

maclés carlsbad, légèrement zonés et fortement calcitisés. Sinon ils sont essentiellement sous forme de microlites (22 %) d'une taille de 0,1 à 0,3 mm subautomorphes, allongés et enchevêtrés à extrémités fourchues (Photo E5) Ils sont souvent altérés en calcite et séricite.

Pour la première fois, les amphiboles (5 à 6 %) apparaissent sous forme de baguettes inf. à 0,2 mm plus ou moins allongées, pléochroïques dans les tons brun clair. Il s'agit d'une amphibole calcique titanifère ($Ng\hat{}c$ = 8°, 2 V_{Np} = 79° à 81°) donc de "Kaersurtite" (Photo **N3**).

Quant à la mésostase (24 %) à microlites de plagioclases et d'amphiboles, elle est constituée d'une pâte assez fine, chloriteuse, parsemée de minuscules grains de clinopyroxènes zonés (inf. à 0,08 mm) de nature également salitique et titanifère ($Ng\hat{}c$ = 38° à 42°, 2 V_{Ng} = 58°) et de minéraux opaques souvent associés à du sphène.
Les opaques à composition de titanomagnétite, sont soit en petits grains arrondis (inf. à 0,1 mm), soit en microlites très allongés (1/L = 1/7 à 1/10) de longueur inf. à 0,2 mm, enchevêtrés et souvent arborescents (fig. III.11) (Photo **N6**).
Enfin les vacuoles (14 %) d'une taille de 1 à 2 mm, sont soit rondes, soit allongées (1/L = 1/2 - 1/3) et isolées (a, c) ou communicantes (b) (fig. III. 12). Elles sont remplies essentiellement de calcite bien cristallisée et entourées d'une mince frange (0,2 mm) de chlorite (type 1). Elles sont quelquefois alimentées par de petites veines de même nature.

En conclusion, à partir de ce type de roches, le liquide devient plus titanifère et plus riche en volatiles, en particulier en CO_2 et en H_2O, comme le confirment par ailleurs la présence et le développement des amphiboles calciques, titanifères (Kaersutites).

A III.1.2°.2°°) Basaltes alcalins s.s.

Les critères significatifs et essentiels, séparant ce type de roches, des précédents (Ankaramites et basaltes alcalins ankaramitiques) peuvent être résumés ainsi :

- Diminution relative de la quantité de clinopyroxènes et de l'olivine et augmentation de celle des plagioclases (Tab.III-1).
- Apparition des plagioclases en phénocristaux.
- Cristallisation simultanée de phénocristaux de clinopyroxènes et de plagioclases (origine commune).
- Apparition des clinopyroxènes en microlites (2ème génération dans la mésostase).

Fig. III.11 -

Morphologie des cristaux d'opaques dans le basalte alcalin ankaramitique (faciès B) :

- microlites arborescents
- grains arrondis

(L.M. AÇ 37/1).

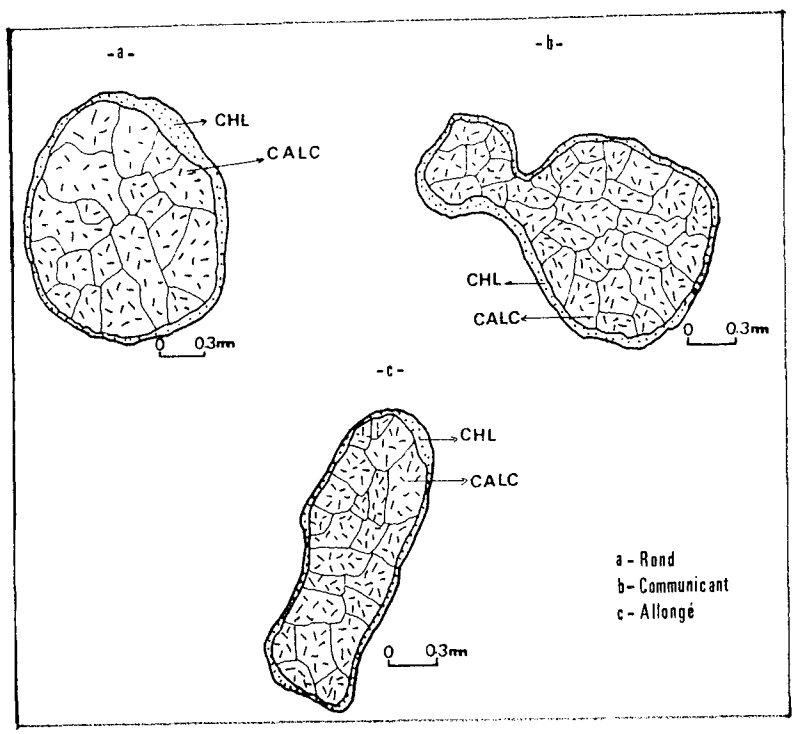


Fig. III.12 -

Différents types de vacuoles remplies de "calcites" et "chlorites" dans le basalte alcalin ankaramitique (faciès B)

(L.M. AÇ 37/1).

. Présence quasi-constante et développement important des amphiboles calciques et titanifères.

Les roches appartenant à cette catégorie sont divisées en deux groupes :

- Laves porphyriques : rencontrées surtout en coulées à débit massif, prismées ou non et également en pillows-lavas, dans la région occidentale de Bezedag et la région de Nord Tirak.
- Laves aphanitiques : rencontrées plutôt dans les "zones de mélange" en pillows isolés et fragmentés.

A III.1.2°.2°°.1°°°) Laves basaltiques alcalins s.s. porphyriques

A l'intérieur de ce groupe, nous avons distingué 2 variétés désignées A et B.

A - Basalte vacuolaire à Kaersutite

B - Basalte sans amphiboles.

+ *Variété A* : Ce type de roches, de couleur vert noirâtre et de texture microlitique à intersertale, porphyrique et vacuolaire (Photo 01) se présente souvent en coulées massives prismées (Photo M4), (par exemple : coulée C2 prismée de la région orientale de Bezedag. Fig. III.2). La composition minéralogique est la suivante :

Paragenèse Primaire : Cpx. tit. (salite) + Plag + Op ∓ Ol + Kaersutite

Paragenèse Secondaire : Chl. vt + Calc. + Analcime + Zéolite + + phyll. vt ∓ Qz

Les olivines intratelluriques (3 %), entièrement pseudomorphosées en chlorites vertes (type 2), sont toutes en phénocristaux (2 à 4 mm) automorphes et légèrement allongés.

Les clinopyroxènes en phéno- et microphénocristaux de composition de salite titanifère, sont en quantité réduite (10 %).

Ces clinopyroxènes se présentent à la fois en phénocristaux (8 %) d'une taille de 1 à 2 mm avec $Ng\hat{}c$ = 44° à 48° et $2V_{Ng}$ = 48° à 50° et en microphénocristaux (2 %) d'une taille de 0,4 mm avec $Ng\hat{}c$ = 46° à 52°. Tous ces cristaux sont en prismes automorphes, légèrement allongés, pléochroïques, colorés en marron clair, zonés en secteur et maclés en sablier. Cependant la majeure partie des clinopyroxènes (14 à 18 %) de même nature mais avec un caractère plus ferrifère se présente soit en microlites, soit

en petits grains.

Les microlites (lère génération dans la mésostase) sont à bordure aegyrinique (inf. à 0,2 mm), subautomorphes (5 à 8 %) et zonés ($Ng\hat{}c$ = 42° à 48°).

Les petits grains (9 à 10 %), d'une taille inférieure à 0,08 mm (2ème génération dans la mésostase), sont souvent associés à des chlorites vertes (type 2) ou incolores (type 1). Ils se trouvent localement en position interstitielle entre des lattes de plagioclases (inf. à 0,4 mm).

Les plagioclases (An_{45} ?) apparaissent en petite quantité (3 à 4 %), sous forme de microphénocristaux (0,6 à 0,8 mm), maclés et légèrement zonés. Tandis que les lattes et microlites de plagioclases enchevêtrés à extrémités fourchues sont très abondants (30 %). Quelle que soit leur morphologie, les plagioclases sont quasi-totalement altérés en calcite et zéolite.

Les kaersutites (6 à 9 %), souvent accompagnées de microlites de clinopyroxènes, s'expriment toujours sous forme de petites baguettes brunes et pléochroïques, ($Ng\hat{}c$ = 6°).

Quant à la mésostase (38 %), elle peut-être chloriteuse, analcimitique, vitreuse dévitrifiée ou par endroit palagonitisée. Elle est souvent parsemée de minéraux opaques qui se développent sous deux formes :

. minuscules grains légèrement arrondis (inf. à 0,04 mm).
. microlites souvent arborescents (inf. à 0,1 mm).

Enfin les vacuoles, très abondantes (7 à 10 %), sont soit isolées (0,2 à 0,5 mm), soit communicantes (inf. à 1 mm). Elles sont remplies de plusieurs types de minéraux souvent non carbonatés, pneumatolytiques ou bien hydrothermaux et formant différents assemblages dans chaque vacuole (v. Annexe n° IV).

Les roches de ce type sont souvent envahies et recoupées par de petites microfractures (inf. à 2 mm) dont le remplissage est identique à celui des vacuoles.

L'absence de plagioclases en phénocristaux, rapproche ces roches des basaltes alcalins ankaramitiques. Mais l'augmentation relative de la quantité de plagioclases (de 24 à 36 %) et la diminution relative de celle des clinopyroxènes et olivines (de 39 à 27 %), ainsi que le développement des amphiboles par rapport aux roches précédentes, mettent en évidence, nettement, les caractères typiquement basaltiques alcalins s.s. des roches de ce groupe.

Remarque : Dans la région orientale de Bezedag, on rencontre une coulée massive basaltique métrique, (fig. III.2, coulée C1), non prismée, bien conservée. Cette coulée montre une différenciation gravitative assez importante. Sa base est constituée d'un basalte à texture microlitique fluidale, porphyrique sans vacuoles et son sommet, d'un basalte également à texture microlitique fluidale, mais aphanitique et vacuolaire. Il s'agit donc d'une lave typiquement porphyrique montrant une différenciation verticale, les phénocristaux s'accumulant à la base et les vacuoles se concentrant au sommet. Leur paragenèse est identique à celle de la variété A, décrite ci-dessus. Quelques différences existent cependant. Ce sont :

- la présence très abondante des amphiboles,
- la fluidalité,
- l'existence d'une différenciation verticale,
- la faible altération des olivines.

Les caractères pétrographiques de la partie basale et sommitale sont résumés dans le tableau III.2.

La plupart des phénocristaux (sup. à 20 %) se sont accumulés à la base de la coulée. Ils sont représentés par un clinopyroxène (augite calcique) titanifère (0,4 à 1,7 mm), par un plagioclase altéré à bordure albitisée (0,5 à 1,5 mm) et enfin par une olivine (1 à 1,5 mm) de composition $Fo_{56 \text{ à } 60}$, ($2\ V_{np}$ = 76 à 80°), partiellement pseudomorphosée en calcite et iddingsite.

Une partie des phénocristaux (inf. à 4 %), à l'exception de ceux d'olivines, est restée au sommet de la coulée.

Les microlites, constitués de plagioclases (0,1 à 0,3 mm), marquent une fluidalité et contournent souvent les phénocristaux.

En fait, la partie basale de la coulée est fortement silicifiée et la partie sommitale, intensément calcitisée.

+ *Variété B* : Quelques différences essentielles permettent de distinguer ce type du précédent. Ce sont :

- le gisement toujours en coulées massives, non prismées.
- la première apparition des plagioclases en phénocristaux.
- la première apparition des phéno- et microphénocristaux imbriqués de plagioclases et de clinopyroxènes.
- l'absence totale des amphiboles.
- la diminution de la quantité d'olivine pseudomorphosée (de 3 à 1 %) et l'augmentation de celle de plagioclases (33 à 40 %).

	Partie Basale (a)	*Partie Sommitale (b)*
Texture	Microlitique fluidale Porphyrique sans vacuoles.	Microlitique fluidale Aphanitique vacuolaire.
Primaire	Au tit. + Plag + Op + Ol ∓ Kaers.	Au tit. + Plag + Op ∓ Kaers.
Secondaire	Chl + Sph ∓ Zé ∓ Clin. + Qz ∓ Palagonite.	Chl + Sph + Calc ∓ Analcime.
CPX tit.	. taille : 0,3 à 1,7 mm . Ng^c = 39 à 40° . $2V_{Ng}$ = 48 à 54° . frais	. taille : 1 à 2 mm . Ng^c = 45 à 48° - . altéré en calcite
PLAG	. taille : 0,5 à 1,5 mm . altération en : - zéolite - quartz - chlorite *(1)* - clinozoïsite - albite	. taille : 1 à 1,5 mm . altération en : - calcite - séricite - albite
OL	. Fo 56 à 60 (relique) . taille : 1 à 1,5 mm . $2V_{Np}$ = 76 à 80° . pseudomorphose en : - calcite - iddingsite - chlorite (∓)	(absente)
Microlites de PLAG	. taille : 0,1 à 0,2 mm . orienté à extrémités fourchues . altération en : - zéolite - chlorite - quartz - clinozoïsite - albite	. taille : inf. à 0,3 mm . (idem) . altération en : - calcite - séricite - albite
Grains de CPX	. taille : inf. à 0,05 mm . Ng^c = 39° . $2V_{Ng}$ = 56° . altération : -non -	. taille : inf. à 0,1 mm . Ng^c = 41° . $2V_{Ng}$ = 52° . altération : en -calcite -
Kaers.	. baguettes allongées . taille : inf. à 0,04 mm . pléochroïques brun clair . Ng^c = 5 à 6°	. (idem) . " . " . "
CHL	. verte, d'allongement négatif (type 2)	. (idem)
OPAQUES	. grains arrondis : inf. à 0,04 mm . microlites à extrémités fourchues, inf. à 0,06 mm . associés au sphène	. grains arrondis : inf. à 0,07 mm . microlites arborescents inf. à 0,1 mm . (idem)

VACUOLES	(absentes)	. Vides : taille : inf. à 2 mm . Pleins : taille : 0,7 à 1 mm remplissage en : - chlorite *(1)* - calcite - analcime
VEINES	. épaisseur : 0,5 à 0,2 mm . remplissage en : - quartz	. épaisseur : 0,1 à 0,3 mm . remplissage en : - calcite
REMARQUES	. Concentration des phéno- et microphénocristaux (plus de 20 %) . Présence des phéno- et microphénocristaux d'Olivines plus ou moins fraîches . Mésostase chloriteuse mais localement vitreuse et palagonitisée . Absence des vacuoles . Silicification	. Pauvreté en phéno- et microphénocristaux (moins de 4 %) . Présence des phéno- et microphénocristaux d'Olivines entièrement pseudomorphosées . Mésostase chloriteuse mais localement analcimitique . Présence des vacuoles . Calcitisation

Tableau III.2 - Les caractères essentiels, pétrographiques des Basalte alcalin s.s. (variété "C") dans les parties basale (a) et sommitale (b) de la Coulée basaltique porphyrique, différenciée gravitativement. (coulée : **2** , Aff. n° 665. Région orientale de Bezedag).

Ces roches, de couleur vert-brunâtre, légèrement hématitisées, proviennent en grande partie, de la localité de Kuruca de la région de Nord Tirak (ch. A II.5, Fig. III.7 A).

La texture est typiquement microlitique, porphyrique peu vacuolaire et localement brèchique (Photo 02). La composition minéralogique est la suivante :

Paragenèse Primaire : Cpx tit. (salite) + Plag + Op ∓ Ol

Paragenèse Secondaire : Sph + Chl. vt ∓ Calc. ∓ Phyll. vt.

Les phéno- et microphénocristaux sont :

- 10 % de clinopyroxène (salite titanifère) d'une taille inférieure à 1,5 mm, automorphe, frais et zoné en secteur ($Ng\hat{}c$ = 36 à 40°).

- 1 à 2 % d'olivine (1 à 1,5 mm), pseudomorphosée en calcite et en un peu d'iddingsite.

- 14 % de plagioclase (An_{50} ?) automorphe d'une taille inférieure à 1 mm maclé albite et carlsbad, légèrement zoné, souvent altéré en calcite et chlorite.

Les microphénocristaux de clinopyroxènes et de plagioclases sont souvent accolés et imbriqués. Il s'agit ici d'une cristallisation simultanée, apparaissant pour la première fois dans ce niveau de la série étudiée (Photo 04).

Les microlites sont constitués à la fois de plagioclases (27 à 30 %) d'une taille inférieure à 0,1 mm, subautomorphes souvent enchevêtrés et en grande partie transformés en produit isotrope (analcime ?) et de clinopyroxènes titanifères (inf. à 4 %) d'une taille inférieure à 0,08 mm avec $Ng\hat{}c$ = 41°.

Quant à la mésostase (46 %), elle est formée de chlorites vertes (type 2) souvent associées aux phyllites vertes, et de minuscules grains (inf. à 0,04 mm) de clinopyroxènes également titanifères. En outre, elle est parsemée par de petits grains arrondis de minéraux opaques d'une taille inférieure à 0,05 mm, associés à du sphène.

Enfin les vacuoles, isolées d'une taille inférieure à 0,5 mm sont essentiellement remplies de calcite.

Remarque : La partie supérieure de la coulée CB 2 de ce type, près du niveau brèchique (BR 2) dans la localité de Kuruca de la région de Nord Tirak,

(v. ch. A II.5, Fig. III.7), est légèrement brèchique (5 à 10 %), n'englobant que des fragments de verres de 2 à 4 mm (Photo 02). Deux types de fragments de verre ont été observés :

+ Fragments de verre palagonitisé, (3 à 4 mm), de teinte jaune-brunâtre clair, contenant quelques cristaux intratelluriques de clinopyroxènes et des microlites de plagioclases (Photo 03).
+ Fragments de verre dévitrifié, (2 à 3 mm), en chlorite verte (type 2) et phyllite verte légèrement brunâtre, comprenant de petits microlites de plagioclases et de vésicules remplies de calcite.

A III.1.2°.2°°.2°°°) Laves basaltiques alcalines s.s. aphanitiques

Les roches de ce type, basaltique aphanitique sont très rarement rencontrées dans le secteur étudié. Quelques pillows-lavas isolés décimètriques, montrant les caractères de ce type ne sont observés que dans la zone broyée de la région de Kaltar Dag (v. ch. A II.6).

Elles ont une texture microlitique légèrement intersertale, aphanitique et peu vacuolaire (Photo 05). Leur composition minéralogique est la suivante :

Paragenèse Primaire : Cpx tit. (Augite/salite) + Plag + Op ± Kaers.

Paragenèse Secondaire : Sph + Chl. vt. + Calc.

Les microlites très allongés à extrémités fourchues (inf. à 0,4 mm) ne sont constitués le plus souvent (plus de 40 %) que de plagioclases à bordure albitisée. Ils sont entièrement transformés en chlorite et en zéolite. Tandis que les clinopyroxènes (augite/salite titanifère et ferrifère) sont tout à fait frais et se sont développés en petits cristaux trapus ou arrondis interstitiels (inf. à 0,1 mm) souvent zonés en secteur ($Ng\hat{}c$ = 44 à 47°).
Quelques uns de ces clinopyroxènes sont associés à de petites baguettes de Kaersutites ($Ng\hat{}c$ = 5°) et à de petits amas de chlorites (type 2) interstitielles. Les minéraux opaques, associés à quelques sphènes, sont dispersés dans la mésostase en petits cristaux plus ou moins allongés (inf. à 0,1 mm). Enfin les vacuoles (inf. à 2 %), souvent isolées (inf. à 0,03 mm), rarement communicantes, sont remplies de chlorite verte (2) et de calcite (Photo 05).

Ainsi, les roches de ce type, dans lesquelles les olivines intratelluriques sont totalement absentes, montrent nettement les caractères basaltiques, mais elles sont fortement calcitisées et en outre oxydées (hématitisation importante).

A III.1.2°.3°°) Leucobasaltes (Labradorites)

Les leucobasaltes labradoritiques sont rencontrés uniquement dans la "zone de mélange" de la région occidentale de Bezedag (v. ch. A II.1.1°).

Ils se présentent en pillows isolés décimétriques, fortement hématitisés, intercalés dans les sédiments radiolaritiques plissés et recouverts de débris de laves broyées de couleur marron.

Par rapport aux basaltes alcalins s.s., ils sont très riches en plagioclases (plus de 56 %) et pauvres en clinopyroxènes (moins de 25 %), ainsi qu'en olivines (moins de 1 %).

Ils ont une texture "microlitique localement arborescente, porphyrique et peu vacuolaire" (Photo 06). La composition minéralogique est la suivante :

Paragenèse Primaire : Cpx tit. (salite) + Plag + Op ∓ Ol ∓ Apatite

Paragenèse Secondaire : Sph + Chl + Calc + Phyl. vt. ∓ zéolite ∓ Analcime ∓ Scapolite

(Tab. III.3)

Les plagioclases se trouvent soit en phénocristaux (18 %) d'une taille très variable de 6 à 30 mm, soit en microphénocristaux (7 %) d'une taille de 1 à 3 mm, ($An_{45\ à\ 50}$), automorphes, maclés albite et fortement calcitisés (Photo 06). Ils sont en grande partie (31 %) sous forme de microlites enchevêtrés (0,1 à 0,3 mm) à texture fluidale et à extrémités fourchues.

Les leucobasaltes sont par contre pauvres en phénocristaux d'olivine intratellurique (inf. à 1 %) de 1 à 4 mm et pauvres en microphénocristaux de clinopyroxène (inf. à 1 %) de 0,5 à 4 mm.

Les phénocristaux d'olivine, automorphes, englobent souvent des opaques et ils sont pseudomorphosés en calcite uniquement. Les microphénocristaux de clinopyroxènes titanifères de composition augite salitique sont automorphes zonés et maclés en sablier avec $Ng\hat{}c$ = 43 à 48° et $2V_{Ng}$ = 56°. Ils sont

souvent arrondis et corrodés ou non par la mésostase.
Quelquefois les microphénocristaux de clinopyroxènes maclés en sablier peuvent être imbriqués entre eux. Ils sont parfois associés à des cristaux de plagioclases.

La mésostase fine et fortement chloriteuse, dans laquelle les microlites de plagioclases sont abondamment dispersés, est constituée de clinopyroxènes (25 %) et parsemée de nombreux cristaux d'opaques (5 %) associés au sphène.

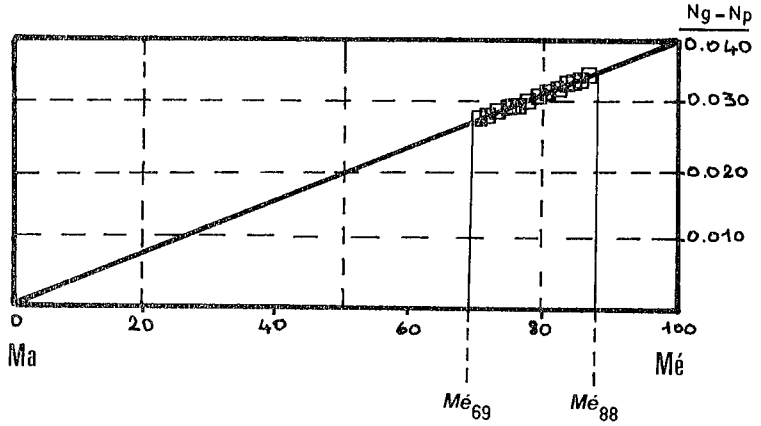
Phénocristaux	*(19,0 %)*	*nb. des points :* (4500)	
Plag	18,4 %		
Ol	0,6 %		
Micro-phénocristaux	*(7,9 %)*	$PLAG_t$	56,2 %
Plag	7,1 %	CPX_t	25,5 %
Cpx	0,8 %	OL_t	0,6 %
Mésostase	*(67,8 %)*	*Reste*	17,7 %
Plag	30,7 %		
Cpx	24,7 %	Total	100,0 %
Apatite	0,7 %		
Reste	7,0 %		
Divers	*(5,3 %)*	Ech. type :	*AC 37/C*
Vacuole	3,3 %		
Veines	2,0 %		

Tableau III.3 - Composition Modale du Leucobasalte (Labradorite).

Fig. III.13 -

Diagramme montrant la composition des scapolites en fonction de biréfringence (ng-np) d'après Shaw (1960). Domaine des scapolites étudiées dans les plagioclases des labradorites : $Mé_{69}$ $Mé_{88}$.

Mé (%) = Ca'/Ca' + Na'
Ca' = (Ca+Mg+Fe+Mn+Ti)
Na' = (Na + K)



Il existe dans la mésostase, de l'apatite (inf. à 1 %) qui se présente soit en prismes automorphes allongés d'une taille inférieure à 0,3 mm, (Photo 07), soit en prismes trapus d'une taille inférieure à 0,2 mm souvent visibles en section basale hexagonale et corrodés par la mésostase (Photo 08).

Les clinopyroxènes de la mésostase se présentent soit en grains arrondis (inf. à 0,5 mm), soit en microlites plus ou moins allongés (inf. à 0,3 mm) à bordure légèrement aegyrinique à composition de salite titanifère ($Ng\hat{}c$ = 42 à 45°, $2V_{Ng}$ = 54°).
Les minéraux opaques se présentent également soit en grains (inf. à 0,1 mm) soit en microlites très allongés et arborescents (inf. à 0,3 mm) (Photo 09).
Il est à ajouter que les phénocristaux de plagioclase sont souvent recoupés par des veinules remplies de calcite et de scapolite. La scapolite à biréfringence très variable (0,028 à 0,035) est de variété calcique. Elle a une composition de Mizzonite-Méionite ($Mé_{69}$ à $Mé_{88}$) (Fig. III.13).
Les vacuoles sont plutôt isolées (0,2 à 0,5 mm) et remplies par les minéraux suivants : calcite, zéolites, phyllites vertes et analcime.

L'abondance des plagioclases en phéno- et microphénicristaux et en microlites (plus de 56 %) et la disparition quasi-totale des clinopyroxènes en phénocristaux ainsi que leur faible quantité dans la mésostase (moins de 25 %) par rapport aux basaltes alcalins s.s. mettent en évidence que ces roches sont bien leucobasaltiques de nature labradoritique.

La cristallisation des plagioclases avant les clinopyroxènes impliquant un renversement dans l'ordre de cristallisation par rapport aux basaltes, est due au changement des conditions magmatiques, (ch. A V.1.1°. 3°°), en particulier à la diminution de PH_2O dans le liquide d'où l'absence de la Kaersutite, ainsi que la pauvreté des clinopyroxènes en alumine et titane.

. *Phénomènes Particuliers et Discussions* : Nous avons observé dans ces roches leucobasaltiques quelques phénomènes assez particuliers, qui sont les suivants :

- 1) Transformation des microphénocristaux de clinopyroxène en sphène et en chlorite incolore (type 1) associée à des phyllites vertes, suivant le type de la composition chimique des secteurs. La figure III.14 présente un exemple de cette transformation. Elle montre la section suivant (010) d'un microphénocristal de clinopyroxène maclé et zoné en sablier. Les deux

secteurs (100) opposés de ce cristal, théoriquement riches en titane et en fer, (v. ch. A V.1.2°), sont entièrement déstabilisés et transformés en sphène, en chlorite et en phyllite verte ; tandis que les deux autres secteurs (001), pauvres en titane et en fer, (v. ch. A V.1.2°), sont soit intacts, soit légèrement calcitisés (Fig. III.14); Cette observation confirme, ainsi, l'étude sur la zonation en secteur, objet d'un chapitre ultérieur, (A V.1.2°).

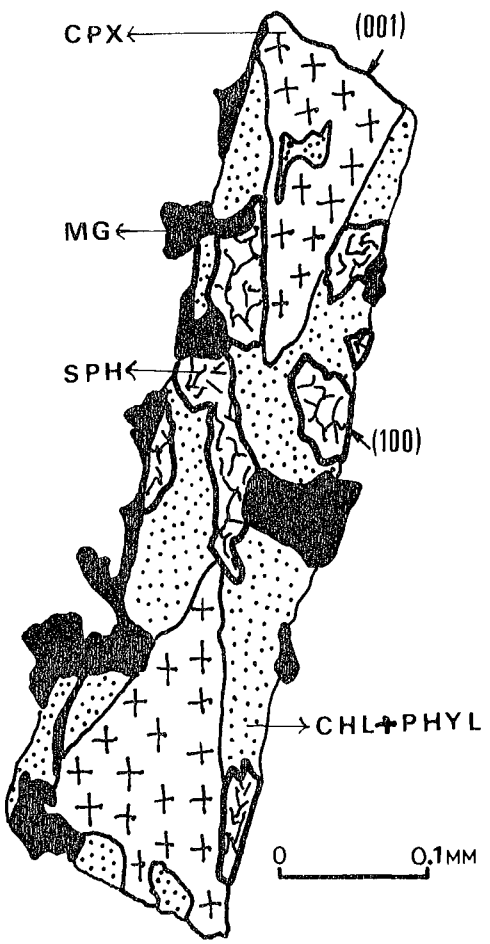


Fig. III-14 - Section suivant (010) d'un microphénocristal de clinopyroxène maclé et zoné en sablier, dont les deux secteurs (100) opposés sont transformés en sphène (SPH), en chlorite (CHL) et en phyllite (PHYL), tandis que les deux autres secteurs (001) sont quasiment intacts. (Leucobasalte. éch. n° AÇ 37 c, Région occidentale de Bezedag).

- 2) Existence de deux zones à refroidissement différents dont la limite est montrée dans la photo 09.

La première zone (1) située près de l'écorce des pillows est à refroidissement très rapide ; la plupart des microlites de plagioclases y sont

extrêmement fins et allongés, les opaques forment des microlites arborescents et la mésostase est finement chloriteuse et fortement hématitisée.
La deuxième zone (B) près du coeur des pillows est à refroidissement lent ; les microlites de plagioclases y sont plus trapus et très légèrement allongés. Les opaques y sont tous en grains arrondis et la mésostase également chloriteuse, contient une grande quantité d'augite en grains arrondis (Photo 09).

- 3) Présence d'inclusions (inf. à 0,7 mm) dans la plupart des phénocristaux centimétriques de plagioclases et d'opaques intratelluriques (Photo P1)
Elles sont constituées soit de verre basaltique palagonitisé ou dévitrifié en chlorite, soit de minéraux primaires tels que la Kaersutite ($Ng\hat{}c = 7°$, $2V_{N_p} = 80°$), en baguettes brunes pléochroïques de taille inférieure à 0,2 mm et des opaques en grains arrondis ou en microlites (Photo P3).
Il est évident qu'il s'agit d'une infiltration du liquide très probablement hydraté dans les phénocristaux de plagioclases intratelluriques.
Si ce liquide fortement hydraté est piégé au sein des plagioclases encore chauds et en cours de croissance dans le réservoir magmatique, il donne naissance aux cristaux de Kaersutite et d'opaques dans une pâte vitreuse ensuite dévitrifiée en chlorite.
Si l'infiltration se fait dans les plagioclases déjà cristallisés le long des fractures, par exemple pendant et/ou après l'éruption, le liquide piégé peut être refroidi brusquement en donnant naissance à un verre qui sera par le suite palagonitisée ou dévitrifié en chlorite.

On peut se demander pourquoi les liquides piégés, qui ont donné naissance à la kaersutite, sont si différents des liquides dont est issue la mésostase ?
Probablement que les phénocristaux de plagioclase, cristallisant lentement dans le réservoir magmatique, ont piégé le liquide fortement hydraté, qui est sûrement celui qui a donné naissance aux basaltes à kaersutite. La cristallisation de ces plagioclases et des opaques avant celle des clinopyroxènes, due au changement de conditions magmatiques (baisse de PH_2O par exemple), induit le changement de composition du liquide. Ce liquide devient quasiment anhydre et s'appauvrit en alumine, titane et fer, ce qui le différencie du liquide hydraté piégé pendant la croissance des plagioclases.
Il cristallise après l'épanchement donnant naissance à la mésostase dépourvue d'amphiboles.
L'étude de ces inclusions avec ou sans Kaersutites met en évidence deux stades d'évolution du liquide pendant et après la cristallisation des

phénocristaux de plagioclases.

Un phénomène identique est d'ailleurs signalé par Augusthitis (1978) dans les basaltes à olivine de "Adama" en Ethiopie.

A III. 2) LAVES INTERMEDIAIRES : "Hawaïtes - Mugéarites"

Les roches différenciées de la série alcaline non ophiolitique de Pozantı-Karsantı, bien que présentant macroscopiquement un aspect basaltique, se distinguent des laves précédentes par leur richesse en plagioclases à tendance sodique et en feldspaths alcalins.
Elles ont donc des caractères typiques des laves intermédiaires (hawaïtes - mugéarites).

Leurs caractères essentiels sont les suivants :

- Développement d'une texture microlitique fluidale voire trachytique.
- Richesse (dépassant parfois 60 %) en plagioclases relativement sodiques (andésines ou Oligoclases).
- Première apparition des feldspaths potassiques (anorthoses) soit en franges à aspect perthitique dans les plagioclases, soit en microlites individualisés dans la mésostase.
- Pauvreté en minéraux ferro-magnésiens, tels que le clinopyroxène et l'Olivine (moins de 15 %).
- Présence d'une cristallisation tardive des clinopyroxènes titanifères, ferrifères et même aegyriniques.
- Présence de cristaux d'olivines, allongés parallèlement à l'axe (X) et originellement ferrifères. Ces cristaux sont pseudormophosés essentiellement en iddingsites.
- Disparition quasi-totale des amphiboles calciques titanifères (Kaersutites) et apparition des amphiboles sodiques (Arfvedsonites).
- Développement des minéraux opaques relativement plus ferrifères en phénocristaux et de l'apatite en cristaux prismatiques automorphes dans la mésostase.

En fait, tous les caractères cités ci-dessus ressemblent à ceux des "Hawaïtes" et "Mugéarites" définies et étudiées par Harker (1904) ; Edwars (1938) ; Mc Donald (1949, 1960) : Kuno (1950) ; Walker (1952) ; Aoki (1959); Muir et Tilley (1961) ; Mc Donald et Katsura (1964) ; Benson et Turner (1964) ; Coombs et Wilkinson (1969) ; Flower (1973) et Green et al. (1974). Les termes de "hawaïtes" et "mugéarites" correspondent respectivement à ceux de "Andésites à andésine" et "Andésites à oligoclase", qui sont utilisés très souvent par plusieurs auteurs pour désigner les roches de composition andésitique et trachyandésitique des séries alcalines. Etant donné les caractères alcalins de ces roches, le terme d'andésite devrait être

enfin totalement abandonné et remplacé par ces noms de "hawaïtes - mugéarites" ainsi que l'a déjà conseillé Mc Donald en 1960. Mais, comme il est très difficile de les distinguer l'une de l'autre au microscope, nous les désignerons dans ce travail sous le nom de *"Laves intermédiaires"*, que nous diviserons en deux catégories : l'une, ressemblant à des "hawaïtes", est traitée sous la rubrique "-faciès plus basique à texture microlitique" ; l'autre ressemblant plutôt à des "mugéarites" voire à des "benmoreites", est traitée sous la rubrique "-faciès plus acide à texture trachytique".

		Faciès "a"	*Faciès "b"*
PLAG	:	59 à 62 %	63 à 64 %
CPX	:	8 à 18 %	3 à 4 %
OL	:	- à 3 %	- à 1 %
Divers	:	17 à 33 %	34 à 35 %
Nb. points	:	(2300 à 3000)	(2450 à 3200)

Tableau III-4 - Variation de quantité des plagioclases, clinopyroxènes et olivines (en % modal) dans le faciès plus basique "a" et plus acide "b" des Laves Intermédiaires de la Série Alcaline du massif de Pozanti-Karsanti.

Le tableau III-4 montre la variation de quantité des minéraux essentiels (en % modal) dans ces deux faciès.

Ces termes intermédiaires, très développés dans le secteur étudié sont aussi présents dans d'autres séries alcalines des massifs méditerranéens où ils sont souvent appelés "andésites", tels que le massif de Mamonia à Chypre (Lapierre 1972, 1975 ; Lapierre et Rocci 1976 et Desmet et Lapierre 1977) ; le massif de Baër-Bassit en Syrie (Parrot 1974, 1976) ; celui de Yesilova en Turquie (Sarp 1976) et enfin de Mihaliçcik en Turquie (Çogulu 1967). Ils sont inconnus dans d'autres massifs tels que le massif d'Antalya en Turquie (Juteau 1975) ou le massif de l'Ouest Othris en Grèce (Lapierre et al. à paraître, Courtin 1979).

A III.2.1°) Faciès plus basique à texture microlitique

Les roches intermédiaires appartenant à ce faciès provenant essentiellement de la région de Nord Tirak et du Bezedag Occidental, sont toutes microlitiques localement fluidales, plus ou moins porphyriques et vacuolaires voire hypervacuolaires. Elles montrent des caractères communs, identiques à ceux des "Hawaïtes" décrits par plusieurs auteurs entre autres, Muir et Tilley (1961) et Flower (1973). Ces caractères sont les suivants :

- Richesse en plagioclases (entre 59 et 62 %) zonés et moins calciques (andésines).
- Pauvreté en minéraux ferromagnésiens inf. à 17 % (clinopyroxènes et olivine).
- Disparition quasi-totale de phénocristaux de clinopyroxènes.
- Cristallisation tardive de clinopyroxènes dans la mésostase.
- Apparition des franges potassiques (anorthoses) à aspect perthitique sur les bordures des plagioclases.
- Développement considérable des oxydes de fer et titane sous forme de phénocristaux (titanomagnétites).

Les phéno- et microphénocristaux sont essentiellement représentés par le plagioclase à franges anorthositiques, rarement pour le clinopyroxène à bordure aegyrinique et enfin par le minéral opaque automorphe et poecilitique.

Les microlites, eux, ne sont constitués que de plagioclases. La mésostase souvent hématitisée et localement analcimitique, dans laquelle apparaissent des apatites automorphes, est formée de chlorite incolore (type 1) associée à des phyllites jaune-vert et à quelques grains arrondis interstitiels de clinopyroxène à bordure aegyrinique.
Enfin les vacuoles, isolées ou communicantes, sont remplies essentiellement de calcite et accidentellement d'autres minéraux entre autres, chlorite, phyllite, analcime. Les roches sont recoupées par de nombreuses fractures remplies par les mêmes produits que les vacuoles.

Nous avons classé ces roches en 3 groupes suivant leur degré d'évolution.

Groupe 1 - Laves intermédiaires à texture microlitique fine vacuolaire, légèrement porphyrique et à microphénocristaux de clinopyroxènes sans olivine. On les rencontre en coulées massives dans la région de Nord Tirak (localité de Cevizlikopuz, v. ch. A II.5) (Photo P4).

Paragenèse Primaire : Cpx. tit. + Plag. (Andésine) + Op ∓ Anorthose

Paragenèse Secondaire : Sph. + Chl. + Calc. ∓ Phyl. ∓ Zé ∓ Qz ∓ Céladonite

Groupe 2 - Laves intermédiaires à texture microlitique localement fluidale hyper vacuolaire et porphyrique à microphénocristaux d'Olivine sans microphénocristaux de clinopyroxène, (Photo P5). On les rencontre en pillows isolés décimétriques dans la "zone de mélange" du Bezedag occidental (v. ch. A II.1.1°).

Paragenèse Primaire : ∓ Cpx + Plag. (Andésite ?) ∓ Ol + Op ∓ Anorthose

Paragenèse Secondaire : ∓ Sph + Chl + Calc. + Phyl. ∓ Idd. ∓ Analcime ∓ Céladonite

Groupe 3 - Laves intermédiaires à texture également microlitique localement fluidale, hyper vacuolaire et porphyrique mais sans phénocristaux de minéraux colorés (Photo P6). Elles affleurent en coulées massives à différenciation gravitative dans la région de Nord Tirak (localité de Cevizlikopuz, v. ch. A II.5). Cette coulée est recouverte en grande partie d'éboulis vifs de calcaire.
En effet la partie basale est porphyrique (25 % de phénocristaux), fortement calcitisée, tandis que la partie sommitale est aphanitique (4 % de phénocristaux) et hypervacuolaire. Les laves porphyriques de ce groupe 3 présentent des caractères intermédiaires entre les deux faciès - plus basique au plus acide.

	Partie Basale	*Partie Sommitale*
Paragenèse Primaire :	∓ Cpx + Plag. + Op	∓ Cpx + Plag + Op + Apatite
Paragenèse Secondaire :	∓ Sph + Chl + Calc ∓ Qz ∓ Ab ∓ Séricite ∓ hématite	+ Sph + Chl + Calc + Phyl + Qz ∓ Ab + Séricite ∓ hématite

Dans le 1er groupe : Les phéno- et microphénocristaux sont représentés à la fois par un plagioclase (An_{35-40}), automorphe maclé et zoné, de 0,4 à 0,8 mm ; à coeur calcitisé et séricitisé et albitisé en bordure ; par un clinopyroxène (inf. à 5 %) à bordure légèrement aegyrinique, automorphe, zoné, de 0,5 à 1,5 mm, de nature salitique titanifère et ferrifère

($Ng\hat{}c$ = 42 à 43°) et enfin par un minéral opaque (inf. à 2 %) inférieur à 1 mm, automorphe et souvent corrodé par la mésostase.

Dans le 2ème groupe : ils sont constitués essentiellement par un plagioclase plus sodique, An_{25-30}, de 0,5 à 1,5 mm mais très allongé (1/L = 1/5 à 1/8), à coeur souvent altéré en calcite et chlorite à bordure toujours albitique, et par une olivine (inf. à 2 %) en prismes automorphes, losangiques (0,3 à 0,6 mm), allongés parallèlement à l'axe (X)[1] et pseudomorphosée en iddingsite et un peu de calcite. Dans ces deux groupes, on observe une imbrication des plagioclases et des minéraux colorés (fig. III-15).

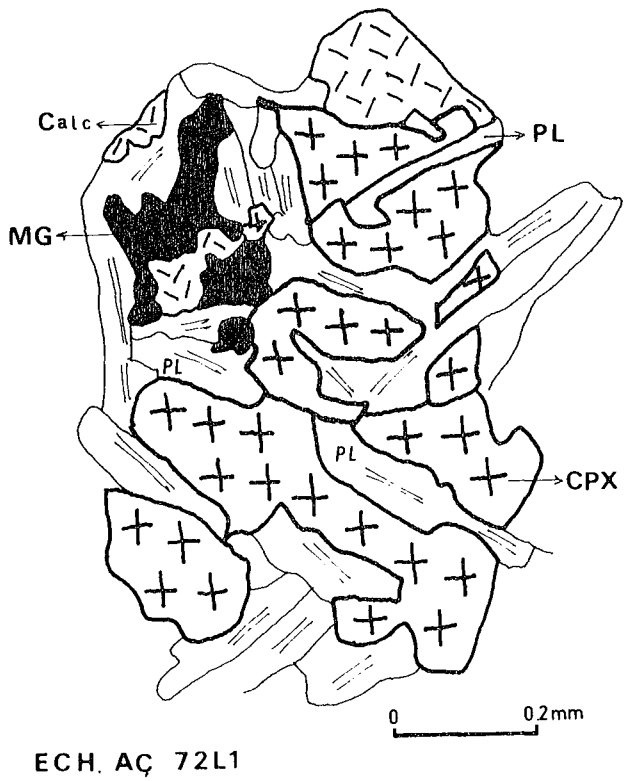


Fig. III-15 -

Imbrication de plagioclases (PL) légèrement calcitisés (calc) avec le clinopyroxène (CPX), englobant le minéral opaque (MG) dans le groupe 1 des laves intermédiaires à faciès plus basique.

Dans le 3ème groupe : les phéno- et microphénocristaux ne sont représentés que par un plagioclase. Dans la partie basale de la coulée, ce plagioclase (26 %), de 0,5 à 1,5 mm, automorphe, allongé (1/L = 1/5 à 1/10) est altéré quasi-totalement en calcite et séricite. Dans la partie sommitale par contre, ce plagioclase n'est présent qu'en petite quantité (3 à 4 %) et est, alors, altéré en albite et chlorite.

---

(1) - L'allongement de l'olivine parallèlement à l'axe (X) et la pseudomorphose importante en iddingsite sont typiquement caractéristiques des roches hawaïtiques (Benson et Turner 1940, Mc Donald 1960 et Muir et Tilley 1961).

Dans les 3 groupes, la plupart de phénocristaux de plagioclases, montrent des franges anorthositiques à aspect perthitique (Photo Q1).
Les microlites de plagioclases sont plus sodiques, allongés et parfois enchevêtrés et squelettiques.
Quant à la mésostase toujours riche en plagioclases, elle est essentiellement constituée de chlorite incolore à verte (type 1) associée à des phyllites jaune-verte, interstitielle et à de minuscules grains arrondis de clinopyroxènes (20 à 50 microns) également interstitiels et légèrement chloritisés ou calcitisés. Elle est également parsemée de minéraux d'opaques qui se présentent en grains arrondis (inf. à 10 microns) dans les 3 groupes mais aussi en microlites fins et arborescents (inf. à 0,2 mm) dans le second et le troisième groupe (Photo Q2).
Exceptionnellement, l'apatite apparaît dans la mésostase du 3ème groupe (en particulier, dans la partie sommitale de la coulée) en cristaux prismatiques automorphes (0,2 mm).
La quantité des vacuoles augmente du 1er au 3ème groupe.

- Dans le 1er groupe : elles sont isolées (0,4 à 3 mm) et remplies essentiellement de calcite et plus rarement de chlorite, phyllite, quartz, zéolite et analcime.
- Dans le second groupe : elles sont parfois communicantes (0,4 à 1 mm) et remplies de calcite et un peu d'analcime et céladonite.
- Dans le 3ème groupe : elles sont également communicantes. Leur remplissage diffère suivant la position :
  - Sommet de la coulée : Quartz et chlorite
  - Vers la base de la coulée : Calcite, chlorite verte et un peu de quartz.

Toutes les roches sont aussi recoupées par de nombreuses microfractures (plus de 15 %) d'épaisseur très variable de 0,05 à 6 mm (remplies de calcite, de quartz et de l'albite néoformée) qui alimentent les vacuoles.

A III.2.2°) Faciès plus acide à texture trachytique

Les roches intermédiaires, appartenant à ce faciès sont toutes aphanitiques à rares phénocristaux (inf. à 1 %) et à texture trachytique, hypervacuolaire (Photo Q3). Leurs caractères communs sont les suivants :

- Abondance (plus de 60 %) des plagioclases plus sodiques à franges anorthositiques d'aspect perthitique. On les trouve sous forme de microlites

carlsbad et allongés parallèlement à l'axe Z, et marquant une fluidalité.

- Première apparition des feldspaths potassiques (anorthoses) en microlites individualisés et des amphiboles sodiques (arfvedsonites) en cristaux prismatiques.

- Pauvreté en minéraux ferro-magnésiens (inf. à 5 %) (clinopyroxène et olivine).

- Cristallisation tardive des clinopyroxènes aegyriniques.

- Pseudomorphose totale de l'Olivine initialement riche en fer, en iddingsite.

- Développement important des oxydes de fer et titane en phénocristaux et des apatites automorphes dans la mésostase.

Tous ces caractères sont typiques des "Mugéarites" (Mc Donald 1960 et Muir et Tilley 1961).

Les roches de ce faciès se présentent toutes en pillows-lavas isolés, décimétriques à écorce hématitisée. Elles se rencontrent dans les "zone de mélange" en broyées des régions occidentale de Bezedag (v. ch. A II.1.1°) et ouest de Çelolugu (zone d'Atkirisirti v. ch. A II.3.2°).

On peut les classer en deux groupes :

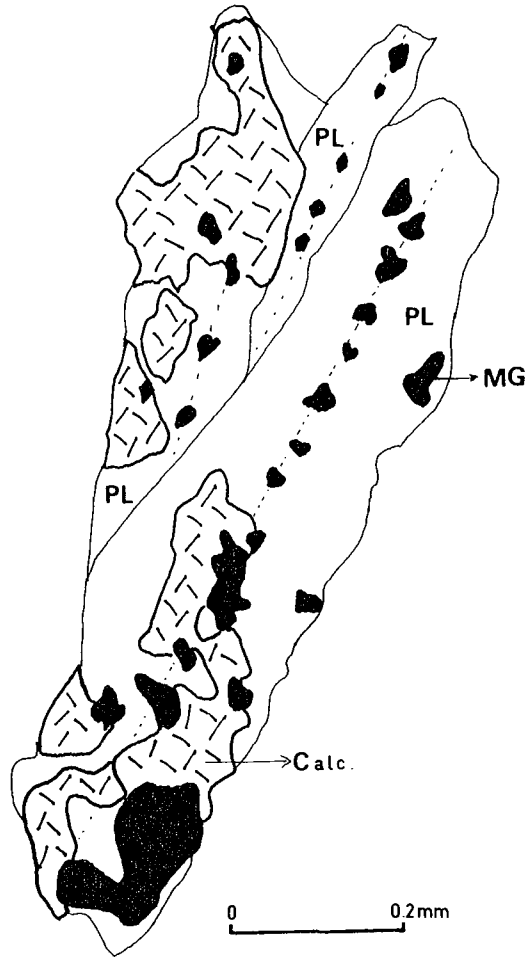
Groupe I - il est caractérisé par la présence, en petite quantité, de phénocristaux de plagioclase, de 0,8 à 1 mm de long, automorphes et calcitisés (inf. à 1 %) et de microphénocristaux d'olivine (inf. à 0,3 mm), par la grande quantité de microlites d'anorthose calcique (Ab_{79} An_9 Or_{11})*(1)* et par l'absence totale d'amphiboles sodiques (arfvedsonites).

Groupe II - il est caractérisé cette fois par la présence de microlites d'anorthose non calcique (Ab_{86} An_2 Or_{12})*(1)* et de cristaux d'amphiboles sodiques (arfvedsonites) (inf. à 3 %) dans la mésostase, ainsi que par l'absence totale de phéno- et microphénocristaux de plagioclases et d'olivines. Les compositions modales de ces deux groupes (I et II) sont données dans le tableau III-5.

Les microlites de plagioclases (plus de 60 %) sodique (An_{20} ?) à bordure albititisée ($An_{0.3}$ à $An_{1.1}$) font 0,2 à 0,8 mm de long et englobent des petits cristaux d'opaque souvent alignés le long de la trace de leurs mâcles (Fig. III-16).

---

(1) Les anorthoses calciques ou non, contiennent peu de fer et titane ayant dû à la conséquence de leurs cristallisations relativement à haute température. (Deer et al. 1963) (v. ch. A V.3).



ECH. AÇ $37/_3$

Figure III-16 :

Microlites de plagioclases allongés et orientés, légèrement calcitisés dans lesquels les cristaux d'opaques s'alignent le long de la trace de leurs mâcles.

(faciès plus acide, éch. n° AC 37/3).

Ils sont altérés essentiellement en calcite et zéolite dans le premier groupe (I) et en chlorite dans le second (II).
Dans le premier groupe, la mésostase est très riche en minéraux opaques (inf. à 0,07 mm) et en chlorite incolore interstitielle, tandis que dans le second, elle est riche en revanche en sphène et en phyllite vert jaunâtre.

La plupart des minéraux opaques se sont développés sous forme de grandes plages (0,2 à 0,9 mm) parfois amiboïdes, squelettiques et souvent poecilitiques.

Quant aux clinopyroxènes (moins de 4 %), ils sont aegyriniques et se présentent en petits grains interstitiels (inf. à 0,05 mm), légèrement chloritisés.

Enfin les vacuoles, très abondantes (7 à 13 %) sont isolées ou communicantes, (Photo Q4) faisant 0,5 à 2 mm de diamètre dans le premier groupe

	(I)	(II)
Plag[1] :	63,5 %	64,2 %
Ol :	1,1 %	-
Cpx :	4,2 %	3,8 %
Amph[2] :	-	2,7 %
Chl :	5,7 %	1,2 %
Phyll :	2,5 %	4,8 %
Op + Sph :	11,4 %	10,1 %
Apatite :	1,0 %	3,0 %
Calc :	10,6 %	10,4 %
nb. points :	(2450)	(3200)

Tableau III-5 -

Compositions modales des deux groupes (I et II) de "laves intermédiaires à faciès plus acide".

1 - y compris l'anorthose.
2 - il s'agit d'Arfvedsonites.

et 1 à 7 mm dans le second.
Elles sont essentiellement remplies de calcite à laquelle s'ajoute un peu de quartz.
Celles du second groupe présentent une auréole d'épaisseur variant de 0,3 à 0,6 mm (Photo Q4). Ces auréoles comprennent des fins microlites de plagioclases très allongés associés à un grand nombre d'opaques et de phyllites (Photo Q5). Cette auréole a des caractères qui évoquent une zone à refroidissement rapide. Elle est à son tour, entourée par des microlites de plagioclases qui se disposent tangentiellement (Photo Q5).

A III.3) LAVES ACIDES TRES DIFFERENCIEES : "Trachytes Albitiques"

La lave acide constitue le terme le plus différencié de la succession volcanique. Il s'agit de "trachytes Albitiques", se présentant en coulées massives fragmentées. On les rencontre uniquement dans la "zone de mélange" de la région occidentale de Bezedag (v. ch. A II.1.1°). La texture est typiquement trachytique et porphyrique (Photo Q6). La composition minéralogique est la suivante :

Paragenèse Primaire : ∓ Cpx aegyrinique + Ab + Arfvedsonite + Op ∓ Apatite

Paragenèse Secondaire : ∓ Sph ∓ Chl

Les feldspaths (plus de 85 %), se trouvent à la fois en phénocristaux (0,5 à 0,8 mm) et en microlites (inf. à 0,3 mm), automorphes, orientés. Il s'agit toujours d'albite pratiquement pure ($An_{0.2}$ à $An_{1.6}$)[1] contenant du fer (jusqu'à 1,23 %) et un peu de potassium (166 à 415 ppm) (v. ch. A V.3.1° et A V.3.2°).

Les amphiboles sodiques (inf. à 5 %), existent à la fois en grandes plages (inf. à 0,15 mm) à cristallisation précoce et en fibres (inf. à 0,05 mm) à cristallisation tardive (Photo Q7). Elles ont une composition d'Arfvedsonite ($Np\hat{}c = 7°$) (v. ch. A V.2.2°).

Quant aux clinopyroxènes (inf. à 2 %), ils ont une composition d'augite aegyrinique[2]. Ils se présentent en petits grains arrondis interstitiels (inf. à 20 microns), souvent associés à des minuscules grains d'opaques, de sphène et de chlorite incolore.

Les apatites cristallisent assez tardivement et apparaissent en sections basales hexagonales (inf. à 10 microns), en position toujours interstitielle.

Par ailleurs, ces roches trachytiques, non calcitisées ont subi une déformation mécanique intense qui les a fracturées et localement bréchifiées.

Des roches comparables ont été observées dans la série alcaline triasique de Mamonia à Chypre (Desmet et Lapierre 1977), ainsi qu'à l'ouest de l'Othris en Grèce(Courtin 1979, Lapierre et al. à paraître).

A III.4) DIVERS PROBLEMES

A III.4.1°) Vacuoles

Les vacuoles, dans l'ensemble des roches de la série volcanique présentement étudiée, sont très abondantes et ont un diamètre de 0,2 à 7 mm. Elles sont soit isolées, rondes et légèrement allongées, soit communicantes.

Il existe, dans l'ensemble, trois types de remplissages des vacuoles, par des minéraux secondaires tels que la chlorite verte ou incolore, les zéolites, les phyllites vertes, la céladonite, la calcite, l'analcime et le quartz.

---

(1) Confirmé par la "microsonde" et par la "coloration sélective".

(2) L'étude chimique est en cours.

. 1er type : Remplissage monominéral.

. 2ème type : Remplissage séquentiel : plusieurs minéraux ont rempli concentriquement les vacuoles, de l'extérieur vers l'intérieur.

. 3ème type : Remplissage simultané : plusieurs minéraux remplissent les vacuoles, en s'imbriquant entre eux.

Le développement de ces minéraux remplissant les vacuoles, ainsi que les microfractures qui les alimentent, se fait dans un environnement hydrothermal à faible température, à l'exception de la chlorite verte, plus magnésienne, qui implique des températures plus élevées. Il est très probable que la chlorite verte, toujours en relation avec la transformation du verre et avec la pseudomorphose d'olivines intratelluriques, soit d'origine deutérique (v. également Annexe n° IV-1).

A III.4.2°) Processus d'altération

La plupart des roches volcaniques de la série présentement étudiée ont été affectées par une altération de degré variable durant laquelle les minéraux magmatiques essentiels, ainsi que la mésostase ont été partiellement transformés en produits secondaires tels que :

- olivines : elles sont quasi-totalement pseudomorphosées, en grande partie en calcite et iddingsite et, dans une plus faible proportion en chlorite verte.
Il existe deux types de pseudomorphoses[1] : (Tabl. III-6)
. 1er type : pseudomorphose en calcite et en iddingsite (très développée)
. 2ème type : pseudomorphose en chlorite verte uniquement (plus rare)

- plagioclases : ils sont fortement altérés soit en calcite, zéolite et chlorite verte au coeur, soit en albite en bordure.

- clinopyroxènes : ils sont assez frais, à l'exception de ceux de la mésostase, qui sont partiellement calcitisés ou chloritisés.

- verres : ils sont quasi-totalement palagonitisés[1]. La palagonitisation est fortement développée dans les fragments du verre contenus dans les brèches polygéniques (v. ch. A VI.1).

- mésostase : toujours chloriteuse et/ou analcimitique, elle est souvent calcitisée ou hématitisée et même parfois silicifiée.

INTERPRETATION :

- La pseudomorphose (type 2) des olivines en chlorite verte, associée ou non à des magnétites symplectiques se produit très probablement dans des stades assez précoces, avant et/ou pendant l'éruption. En effet,

---

(1) Ces processus sont exposés en détail dans l'annexe n° IV-2 et 3.

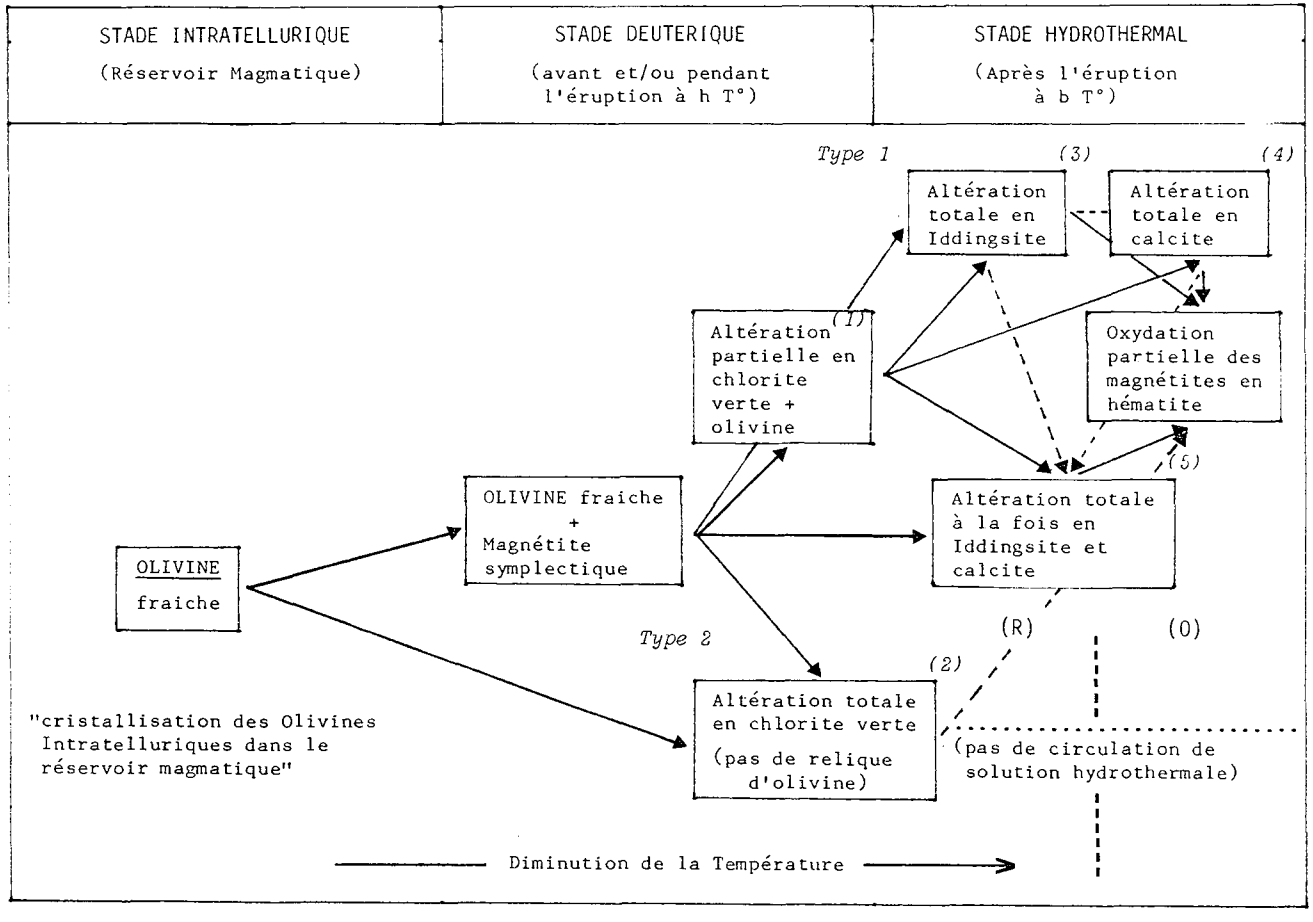


Tableau III-6 - Histoire schématique de la Pseudomorphose des Olivines Intratelluriques.

(1) : liquide pauvre en H_2O ; (2) : liquide riche en H_2O ; (3) : fluide riche en H_2O ; (4) : fluide riche en CO_2 ; (5) : fluide riche à la fois en H_2O et CO_2.
(R) : environnement réducteur ; (O) : environnement oxydant. (voir texte et Annexe).
Type 1 : pseudomorphose en calcite et iddingsite
Type 2 : pseudomorphose en chlorite verte.

la cristallisation de cette chlorite, plutôt magnésienne, nécessite une température assez élevée (Nelson et Roy 1958, Haggerty et Baker 1967) (Tabl. III-6).

- La pseudomorphose (type 1) des olivines en calcite et iddingsite peut se produire tardivement à de faibles températures et peut être aussi reliée à la circulation d'eau dans la roche déjà refroidie (Smith 1961, Baker et Haggerty 1967, Wilkinson 1974, Mevel 1980) (Tabl. III-6).

- La calcitisation et la zéolitisation des plagioclases, ainsi que la calcitisation et l'hématitisation de la mésostase, sont le résultat d'une activité hydrothermale. Celle-ci est contemporaine de la pseudomorphose de type 1 des olivines, ainsi que du remplissage des vacuoles par ces mêmes produits. La silification affectant localement la mésostase et les plagioclases correspondrait également au stade extrêmement tardif de cette activité hydrothermale. Elle peut être causée par l'augmentation des propriétés acides du liquide liée à la nature des composants volatiles (Kogarko 1974).

- La chloritisation des phénocristaux de plagioclase et du verre est le résultat d'une altération deutérique, contemporaine de la pseudomorphose de type 2 des olivines ainsi que du remplissage partiel des vacuoles par le même produit.

CONCLUSION :

Les roches volcaniques de la série volcanique non ophiolitique de Pozanti-Karsanti ont donc subi une altération deutérique (assez rare) à haute température lorsque la roche n'était pas encore refroidie, et également une altération hydrothermale (plus fréquente) à faible température lorsque la roche est complètement refroidie.

La présence successive de ces deux types d'altérations (deutérique et hydrothermale)indiquerait les conditions alcalines dominantes des roches qui les contiennent. L'absence totale des phyllites jaunes ou brunes (saponites par exemple) mettrait nettement en évidence le caractère alcalin du milieu (Wilshire 1958, Smith 1961, Wilkinson 1974, Scheidegger et Stakes 1977, Humphris et al. 1980).

A III.5) CONCLUSIONS SUR LA PETROGRAPHIE DES LAVES

Les laves de la série volcanique non ophiolitique étudiée sont essentiellement caractérisées à la fois par la présence :

- d'olivine intratellurique, automorphe et quasi-totalement pseudomorphosée ;

- de clinopyroxène calcique et titanifère à composition d'augite-salite, présent dans les termes basiques et aegyrinique dans les termes différenciés ;

- d'amphibole calcique titanifère (Kaersutite) dans les termes basaltiques et d'amphibole sodique (arfvedsonite) dans les termes intermédiaires ou plus différenciés ;

- de feldspath alcalin potassique (anorthose) ;

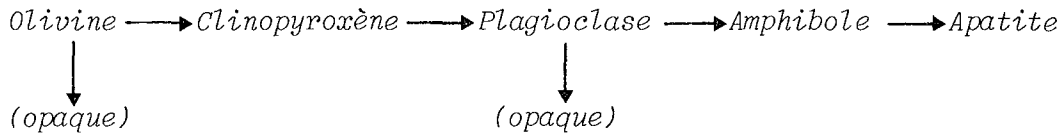
- d'apatite et d'analcime dans la mésostase ;

Elles se caractérisent aussi par l'absence :

- d'orthopyroxène et de clinopyroxène ferro-magnésien subcalcique et non titanifère ;

- de feldspathoïde.

Au cours de la différenciation, l'ordre d'apparition des minéraux est le suivant :



Les phéno- et microphénocristaux d'olivine et de clinopyroxène peuvent cristalliser simultanément dans les ankaramites, de même que ceux de clinopyroxène et de plagioclase dans les basaltes alcalins s.s. En raison d'un changement de conditions magmatiques (v. ch. A V.1.1°.3°°), le plagioclase cristallise avant le clinopyroxène, dans le cas des labradorites, ainsi que dans les termes plus différenciés de la série.

Le tableau III-7 montre schématiquement la suite de cristallisation des minéraux magmatiques, essentiels au cours de la différenciation de la série étudiée. On en déduit que l'olivine, toujours en phéno- et microphénocristaux, apparaît et se développe dans les laves basiques et disparaît au niveau des laves intermédiaires, comme d'ailleurs les phénocristaux et les microphénocristaux de clinopyroxène.
En fait, les quantités de l'olivine et de clinopyroxène diminuent, alors que celles de plagioclase et de l'amphibole augmentent dans les roches de la série, au fur et à mesure qu'avance la différenciation.

En conclusion, les caractères pétrographiques, définis dans les chapitres précédents mettent nettement en évidence qu'il s'agit d'*une série typiquement alcaline et sodique*. Elle est différenciée dans la suite : "*Ankaramite* → *Basalte Alcalin* → *Hawaïte* → *Mugéarite* → *Trachyte*".

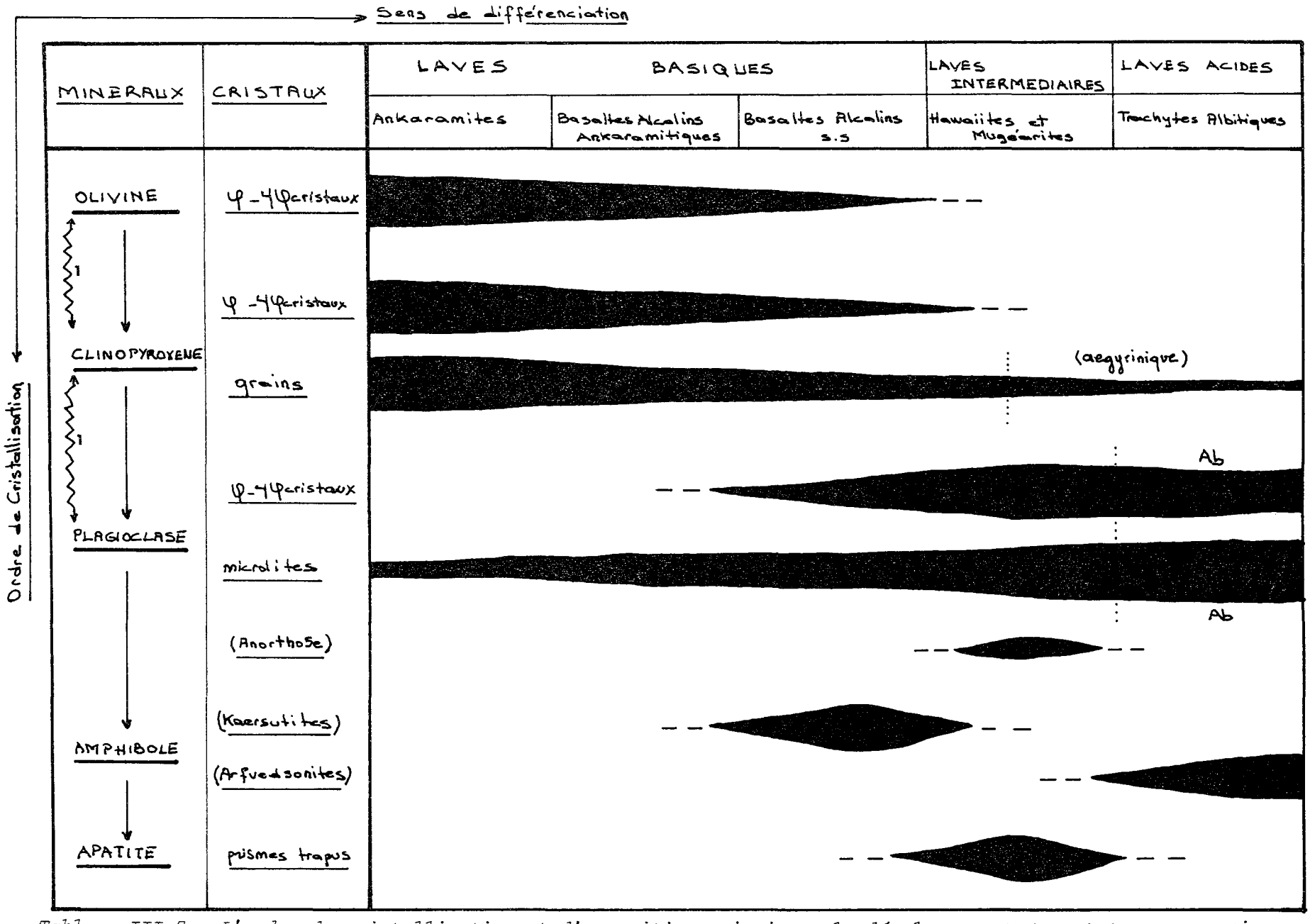


Tableau III-7 - L'ordre de cristallisation et d'apparition, ainsi que le développement des minéraux magmatiques dans l'ensemble des laves de la Série Volcanique et Sédimentaire, en fonction de différenciation.

1) Cristallisation simultanée. φ = phénocristaux. 4φ = microphénocristaux. Ab = albite.

L'évolution de cette série pour différenciation de l'ankaramite vers le trachyte, se fait par une *cristallisation fractionnée*. (Saggerson et Williams 1964 et Green et Ringwood 1969).

A IV - ETUDE GEOCHIMIQUE

A IV.1) GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS

A IV.1.1°) Caractéristiques chimiques

Les analyses[1] des éléments majeurs des échantillons représentatifs des laves les moins altérées des différents types pétrographiquement définis, sont représentées dans le tableau III-8. En tenant compte de l'importance de la calcitisation dans la plupart des roches étudiées, comme le confirme le dosage complémentaire de CO_2 (tabl. III-8), il est nécessaire de corriger les données brutes obtenues. La correction peut se faire de deux manières :

- soit en éliminant CO_2 et H_2O^+,
- soit en éliminant la calcite et également H_2O^+.

Ces deux calculs ont été réalisés afin de déterminer celui qui donne la meilleure approximation possible.
Dans le premier cas, on a constaté une valeur anormalement élevée des teneurs en CaO, causant une anomalie importante au niveau de la formation du diopside normatif.
Dans le second cas, on prend le risque d'une légère surévaluation des autres éléments, en particulier SiO_2 et Al_2O_3. Il est certain qu'en éliminant la calcite, on prend le risque d'enlever injustement une fraction de calcium qui peut être d'origine primaire, il en résulte par conséquent une sous-évaluation du calcium et une sursaturation en silice, alors que l'erreur sera beaucoup moins sensible sur le MgO, Na_2O, K_2O et TiO_2. Nous estimons que le second type de calcul est préférable au premier et avons donc choisi la correction par élimination de la calcite et de H_2O^+. L'analyse est ensuite ramenée à un total de 100 %. Le calcul de la norme classique C.I.P.W. est fait en fixant préalablement la teneur de Fe_2O_3 à 1,5 %, suivant les critères de Coombs (1963), Miyashiro et Kay (1969, 1970), Hart et al. (1972) et de Kempe (1975) (Tabl. III-8).
Il est évident que cette valeur fixée à 1,5 % est un peu faible au regard des données réelles de Fe_2O_3 dans les roches alcalines. Mais elle a été

---

(1) Les analyses sont obtenues par les méthodes de "Spectrométrie X" et "Absorption atomique" au Laboratoire de Pétrologie de l'Université de Nancy I. Analysts : M. Montanari et Mme Perrin.

choisie afin d'éliminer les transformations secondaires possibles, telles que l'oxydation et/ou la calcitisation, et afin de mieux préciser les caractères magmatiques originaux des roches dont la plupart ont été soumises à ces transformations.

. *Analyses chimiques* :

Les données chimiques révèlent que les roches de la série présentent les caractères suivants :

- Elles sont relativement pauvres en silice : la teneur brute en SiO2 descend dans quelques échantillons, au-dessous de 40 %, ce qui est dû à la forte calcitisation, (Tbal. III-8, colonnes n° 12, 14, 15 et 22), de ces roches dans lesquelles CO2 dépasse 10 %. Après la correction, elle devient quasi-constante dans les termes peu ou pas différenciés : ankaramites et/ou basaltes alcalins ankaramitiques (l'écart type est de 0,4 %).
SiO2 varie faiblement au sein des basaltes alcalins s.s. (l'écart type est de 1,5 %), ainsi qu'au sein des laves intermédiaires (l'écart type de 2,7 %) Elle devient constante dans les termes très différenciés (trachytes) dans lesquels elle atteint 64 %. Certains termes très altérés des laves intermédiaires, en particulier celles fortement silicifiées ont des teneurs en SiO2 exagèremment élevées qui atteignent 60 %.

- Elles sont relativement riches en alumine : particulièrement les laves intermédiaires dans lesquelles Al2 O3 atteint 17 %. Cette richesse en alumine dans les laves étudiées peut être liée à la structure porphyrique de ces roches, par exemple à l'abondance des phénocristaux de plagioclase dans la plupart des laves intermédiaires. Inversement, la pauvreté en alumine des ankaramites est sûrement liée à l'absence totale de phénocristaux de plagioclase ainsi qu'à la faible quantité de ces minéraux dans la mésostase. La teneur en Al2O3 atteint son maximum (17,84 % brute) dans les trachytes albitiques constitués par plus de 85 % de feldspaths alcalins.

- Elles sont relativement riches en fer et en magnésium : Par rapport aux termes différenciés, le FeO et le MgO sont relativement élevés dans les ankaramites, dans lesquelles la teneur en MgO est pourtant assez faible (10 % en moyenne) pour une roche non différenciée.
Cette légère faiblesse en MgO est sans doute issue de la pseudomorphose des Olivines intratelluriques qu'elles contiennent abondamment.
La teneur jusqu'à 0,85 % dans les trachytes.

- Elles sont relativement pauvres en calcium : Le CaO normalisé est assez élevé (12,25 % en moyenne) dans les ankaramites, il est par contre relativement faible (7,22 % en moyenne) dans les basaltes alcalins. Cette faiblesse est dûe à l'altération importante des plagioclases en minéraux phylliteux ou en albite. Il est également faible (4,78 % en moyenne) dans les laves intermédiaires par rapport aux "hawaïtes" et/ou "mugéarites" typiques, (v. tabl. III-8 et tabl. III-10, colonne C à 10 p.448), ce qui est dû également à l'altération partielle des feldspaths calciques. Il est quasiment nul (0,08 %) dans les trachytes albitiques en raison de l'absence totale des plagioclases calciques et des augites également calciques.
Quels que soient les types de roches, le CaO après correction est cependant légèrement sous-estimé en raison de l'élimination de la calcite pendant la correction des analyses.

- Elles sont riches en alcalins et en titane : La valeur de Na2O (en moyenne 6,44 %) dans les laves intermédiaires correspond plus ou moins à celle des hawaïtes-mugéarites typiques ; de même pour K2O qui est assez élevé (en moyenne 1,42 %) par rapport à celui des termes moins différenciés. Cette haute valeur de K2O dans ce type de roches différenciées s'explique également par la présence des feldspaths potassiques (anorthoses) dans la composition modale.
Na2O atteint 9,8 % dans les trachytes dans lesquels K2O est quasiment nul.

Un échantillon, présentant une composition minéralogique et des caractères pétrographiques de "lave intermédiaire" montre des valeurs extrêmement élevées en K2O (5,09 %) et FeO total (16,07 %) (Tabl. III-8, colonne n° 20). On constate microscopiquement qu'il s'agit d'une roche très fortement hématisée et qui est de surcroît largement envahie par des minéraux secondaires phylliteux et potassiques expliquant donc la haute valeur de K2O dans cette roche.

Le titane est toujours élevé et peu variable. Il est en moyenne de 2,51 % dans les ankaramites, de 2,36 % dans les basaltes alcalins et de 2,35 % dans les laves intermédiaires (Tabl. III-9). Il est très faible (0,28 %) dans les trachytes en raison de l'absence quasi-totale de minéraux opaques titanifères et des clinopyroxènes également titanifères.

Le CO_2 - et par conséquent la calcitisation - est faible dans l'ensemble des roches peu ou pas différenciées :

des ankaramites (en moyenne 2,28 %) et des basaltes alcalins (en moyenne 1,82 %) (v. tabl. III-9). Il est extrêmement élevé (en moyenne 7,10 %) dans les laves intermédiaires qui sont généralement hypervacuolaires et dont les vésicules sont remplies de calcite exclusivement comme le montre l'étude pétrographique (v. ch. A III-2).

En ce qui concerne les filons associés, deux échantillons typiques et moins altérés ont été analysés (Tabl. III-8, colonnes n° 26 et 27). L'un correspond au point de vue pétrographique à un basalte alcalin ankaramitique (type A) et l'autre à un basalte alcalin s.s. (type B) (v. ch. A VI.2). Leurs analyses chimiques confirment leur identité avec les laves de la série étudiée.

. *Compositions Normatives* :

Les normes C.I.P.W. calculées à partir des analyses chimiques corrigées mettent en évidence les caractères suivants :

- le quartz (Q2) n'apparaît que dans les trachytes albitiques (6,05 à 6,49 %) et accidentellement dans les variétés fortement silicifiées des laves intermédiaires (Tabl. III-8, colonnes n° 21 à 23).

- l'Orthose (Or) et l'Albite (Ab) deviennent très considérables dans les laves intermédiaires, ce qui est typique des "hawaïtes" et "mugéarites" (Muir et Tilley 1961).

- la Néphéline (Né) est présente dans la quasi-totalité des échantillons analysés. Elle est inférieure à 5 %, ce qui est catactéristique des laves moyennement alcalines(Saggerson et Williams 1964), à l'exception de deux échantillons (Tabl. III-8, colonnes n° 7 et 18) dans lesquels elle

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2 :	44.50	40.64	47.73	42.35	42.76	46.98	44.04	50.85	46.24	48.23	43.57	39.36	50.65	39.03
Al_2O_3 :	10.06	11.31	12.43	12.03	14.04	14.16	15.17	15.95	17.00	14.06	14.86	13.35	11.86	12.35
FeOt :	13.93	11.62	12.41	11.18	11.36	11.63	12.22	10.83	8.85	11.10	10.24	12.65	7.68	7.20
MnO :	0.21	0.11	0.18	0.07	0.30	0.13	0.16	0.17	0.09	0.17	0.12	0.20	0.12	0.11
MgO :	10.09	8.10	8.16	6.97	6.89	7.39	6.81	6.63	5.48	4.31	4.51	5.82	5.49	3.56
CaO :	13.61	14.61	9.83	12.65	12.24	7.68	6.32	6.65	10.01	8.68	6.25	9.79	10.49	15.80
Na_2O :	2.25	2.64	3.68	3.73	3.47	4.37	4.21	4.58	4.16	5.49	4.92	3.52	5.45	4.81
K_2O :	0.29	0.98	0.17	0.61	0.33	0.84	2.09	0.23	0.98	0.98	2.05	0.96	0.34	0.79
TiO_2 :	1.87	2.62	2.09	2.83	1.17	2.74	2.74	1.32	1.25	2.90	2.41	3.13	0.74	1.89
H_2O :	3.12	2.39	2.66	2.03	2.48	2.49	5.74	2.91	3.46	2.08	2.55	5.44	4.17	3.89
CO_2 :	-	4.56	0.47	4.61	4.70	1.15	0.22	-	2.37	1.81	1.06	6.00	2.89	10.48
TOTAL :	99.93	99.65	99.81	99.06	99.74	99.56	99.82	100.02	99.89	99.81	98.54	99.92	99.88	99.91
Calcite :	-	10.40	1.10	10.50	10.70	2.60	0.50	-	5.40	4.11	2.40	13.64	6.57	23.81
SiO_2 (2) :	46.56	47.33	50.25	49.49	49.96	50.28	47.66	52.28	51.21	52.05	53.47	49.37	57.23	54.48
Al_2O_3 :	10.53	13.18	13.09	14.06	16.40	15.15	16.41	16.57	18.84	15.08	16.04	16.37	13.41	17.24
Fe_2O_3 :	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO :	11.77	10.90	10.41	10.42	10.60	9.86	10.56	8.78	7.48	9.43	8.59	12.93	6.46	7.70
MnO :	0.22	0.22	0.19	0.08	0.35	0.13	0.17	0.18	0.10	0.18	0.12	0.25	0.15	0.15
MgO :	10.56	9.43	8.59	8.15	8.06	7.91	7.37	6.88	6.07	4.66	4.86	7.30	6.17	4.96
CaO :	14.24	10.26	9.72	7.92	7.32	6.65	6.54	6.91	7.73	6.89	5.29	2.73	7.69	3.51
Na_2O :	2.35	3.08	3.88	4.37	4.06	4.68	4.56	4.75	4.60	5.92	5.31	4.42	6.16	6.71
K_2O :	0.30	1.14	0.17	0.71	0.39	0.90	2.26	0.24	1.09	1.06	2.21	1.20	0.38	1.10
TiO_2 :	1.97	3.05	2.20	3.30	1.36	2.94	2.97	1.37	1.38	3.13	2.61	3.93	0.87	2.64
C.I.P.W. (2)														
Qz :	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or :	1.77	6.74	1.01	4.20	2.31	5.32	13.37	1.42	6.45	6.27	13.07	7.23	2.24	6.67
Ab :	9.21	18.01	32.30	32.36	34.31	35.97	20.01	40.14	34.36	39.63	40.98	37.20	51.88	52.92
An :	17.28	18.74	17.78	16.63	25.34	17.65	17.59	23.15	27.50	11.69	13.37	13.62	7.78	13.62
Né :	5.77	4.35	0.26	2.48	-	1.94	10.04	-	2.34	5.64	2.11	-	-	1.99
Co :	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.75	-	-
Di :	43.56	26.16	24.87	18.46	9.03	12.50	12.16	8.83	8.87	18.58	10.60	-	24.66	3.18
Hy :	-	-	-	-	2.16	-	-	9.74	-	-	-	14.71	0.66	-
Ol :	16.50	18.01	17.42	17.43	22.09	18.16	19.00	12.64	15.48	10.07	12.73	14.94	8.79	14.64
Mt :	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18
Il :	3.74	5.80	4.18	6.27	2.58	5.59	5.64	2.60	2.62	5.95	4.96	7.47	1.65	5.02
An % (3) :	65.23	50.99	35.50	33.95	42.48	32.92	46.78	36.58	44.31	22.78	24.60	26.80	13.04	20.47
IC % (4) :	65.98	52.15	48.65	44.34	38.04	38.43	38.98	35.99	29.15	36.78	30.47	39.30	37.94	25.02
ID % (5) :	16.75	29.10	33.57	39.04	36.62	43.23	43.42	41.56	43.15	51.54	56.16	44.43	54.12	61.58
IS % (6) :	40.10	36.41	35.20	32.60	32.95	32.02	28.24	31.27	29.48	20.79	21.77	26.84	30.07	22.73

(1) : Données Brutes.

(2) : Données et C.I.P.W. recalculées, après élimination de la calcite et de H_2O^+, avec Fe_2O_3 à 1.50 %.

(3) : An (%) : 100 x An/An + Ab (normatifs).

(4) : IC en % : indice de coloration (la somme des barylites).

(5) : ID (%) : Q +Or + Ab + Né + Lc (Indice de Différenciation de Thornton-Tuttle 1960).

(6) : IS (%) : 100 x MgO/MgO + FeO' + Na_2O + K_2O (Indice de Solidification de KUNO 1957), d'où FeO' : FeO + 0,9 x Fe_2O_3.

Tableau III-3 : Analyses chimiques des Roches Volcaniques de la Série Volcanique et Sédimentaire "non ophiolitique" de Ekanté-Kamsnié.

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO_2 (1) :	39.81	40.67	44.67	45.16	46.35	44.73	56.12	38.81	53.97	63.82	63.74	50.37	51.54
Al_2O_3 :	12.57	12.89	13.36	14.11	13.47	15.78	13.82	12.27	14.78	17.84	17.84	14.33	15.04
FeOt :	8.20	10.87	8.06	9.06	8.14	16.07	0.09	10.41	8.56	3.68	3.82	10.64	10.01
MnO :	0.09	0.11	0.12	0.13	0.09	0.19	0.14	0.19	0.18	0.34	0.33	0.17	0.16
MgO :	3.39	3.15	2.99	2.57	2.13	3.35	5.79	2.72	1.16	0.83	0.86	6.47	6.32
CaO :	16.28	13.24	11.63	11.23	11.37	4.08	3.82	16.12	6.39	0.47	0.49	10.25	6.60
Na_2O :	4.27	5.31	5.34	5.29	5.51	1.94	4.64	2.00	4.55	9.45	9.32	3.31	5.16
K_2O :	1.16	0.55	1.68	1.91	1.53	5.09	0.75	1.92	1.91	0.08	0.09	0.22	0.81
TiO_2 :	1.42	2.21	2.20	2.38	2.19	2.89	1.08	1.82	0.85	0.26	0.27	1.14	1.07
H_2O :	2.51	2.62	2.55	3.85	1.07	4.72	4.62	3.51	5.42	1.57	1.98	3.03	3.28
CO_2 :	10.84	8.00	6.61	3.70	7.18	0.66	-	10.09	1.58	0.26	0.22	-	-
TOTAL :	99.87	99.62	99.21	99.39	99.59	98.20	99.87	99.86	99.35	98.62	98.96	99.93	100.00
Calcite :	24.60	18.18	15.02	8.40	16.30	1.50	-	22.93	3.59	0.59	0.50	-	-
SiO_2 (2) :	54.77	52.23	55.17	52.30	56.86	48.73	59.39	53.51	60.17	66.31	66.23	52.47	53.76
Al_2O_3 :	17.30	16.56	16.50	16.56	16.52	17.19	14.63	16.92	16.49	18.54	18.53	14.93	15.70
Fe_2O_3 :	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO :	8.80	11.21	7.61	8.09	7.64	14.40	7.31	11.57	7.24	2.09	2.23	8.63	8.05
MnO :	0.12	0.14	0.15	0.15	0.18	0.22	0.15	0.26	0.20	0.35	0.35	0.18	0.17
MgO :	4.66	4.05	3.69	2.97	2.62	3.64	6.12	3.77	1.29	0.87	0.89	6.74	6.59
CaO :	3.42	3.94	3.98	7.56	3.35	3.53	4.06	4.53	4.88	0.14	0.22	10.68	6.88
Na_2O :	5.88	6.82	6.60	6.12	6.76	2.12	4.91	2.77	5.09	9.83	9.68	3.45	5.38
K_2O :	1.59	0.71	2.07	2.21	1.88	5.53	0.79	2.65	2.13	0.08	0.09	0.23	0.84
TiO_2 :	1.96	2.84	2.72	2.76	2.69	3.15	1.14	2.51	1.01	0.27	0.28	1.19	1.13
C.I.P.W. (2)													
Qz :	-	-	-	-	-	-	6.18	4.50	6.84	6.05	6.49	-	-
Or :	9.40	4.45	12.24	13.07	11.12	32.71	4.45	15.57	12.79	0.47	0.53	1.36	4.97
Ab :	49.70	49.78	48.85	31.35	57.13	17.92	41.40	23.58	42.97	83.08	81.81	29.16	42.93
An :	16.09	12.23	9.25	10.56	9.15	17.53	15.57	22.53	15.85	0.70	1.09	24.54	16.18
Né :	-	4.26	3.76	11.04	-	-	-	-	-	-	-	-	1.38
Co :	-	-	-	-	-	1.27	-	1.22	-	2.03	2.11	-	-
Di :	0.74	6.06	8.66	22.47	6.24	-	3.86	-	7.18	-	-	23.33	14.70
Hy :	4.22	-	-	-	0.40	1.29	24.10	25.37	10.32	4.98	5.27	13.94	-
Ol :	13.95	15.54	9.89	4.10	8.67	21.13	-	-	-	-	-	3.22	15.52
Mt :	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18
Il :	3.72	5.47	5.17	5.24	5.11	5.99	2.17	4.77	1.92	0.51	0.53	2.26	2.15
An % (3) :	24.46	19.72	15.92	25.20	13.81	49.45	27.33	48.84	26.95	0.84	1.31	45.70	27.37
IC % (4) :	24.81	29.25	25.90	39.99	22.60	30.59	32.31	32.32	21.60	7.67	7.98	44.93	34.55
ID % (5) :	59.10	58.49	64.85	55.46	68.25	50.63	52.03	43.65	62.60	89.60	88.83	30.52	49.28
IS % (6) :	20.92	16.78	17.31	14.32	12.94	13.46	29.88	17.25	7.54	6.12	6.25	33.04	29.94

Ankaramites

1 : AC 665 VI
2 : AC 506 A

Basaltes Alc. Ankaramitiques

3 : AC 650 B
4 : AC 37/I

Basaltes Alc. s. str.

5 : AC 630 PL
6 : AC 665 V2
7 : AC 675 A
8 : AC 665 V3
9 : AC 101 B2

Leucobasaltes (Labradorites)

10 : AC 37 A
11 : AC 37 C

Basaltes Alc. Altérés

12 : AC 677 VI

Laves Intermédiaires (Hawaïte/Mugéarite)

13 : AC 72 LI
14 : AC 664 VI
15 : AC 650 C
16 : AC 664 V2
17 : AC 37/3
18 : AC 37/2
19 : AC 649 PLI

Laves Intermédiaires transformées (silicifiées)

20 : AC 670 VI
21 : AC 664 V3
22 : AC 73 BVI
23 : AC 73 BV2

Trachytes Ab

24 : AC 661 VI
25 : AC 661 V2

Filons Associés

26 : AC 83 B3
27 : AC 91 DB

dépasse largement 5 % et atteint 11 %. Le premier échantillon (colonne n° 7) avec Né = 10,04 % nous montre microscopiquement des caractères de basalte alcalin s.s., le second (clonne n° 18) avec Né = 11,04 % a des caractères de lave intermédiaire à faciès plus acide. Géochimiquement le premier doit donc être appelé "basanitoïde" et le second "lave intermédiaire - mugéarite - néphélinifère" suivant les critères chimiques de Mc Donald et Katsura (1964), Saggerson et Williams (1964), Green et Ringwood (1967) et de Strong (1972).

- l'Hypersthène (Hy) est présent, en faible quantité (de 0,4 à 9,7 %) dans les normes de quelques échantillons de laves intermédiaires en particulier. Au point de vue pétrographique et minéralogique, ces échantillons montrent des caractères typiquement alcalins.
Cette présence d'un peu d'hypersthène normatif dans la norme de roches ayant par ailleurs une composition minéralogique alcaline est signalée par de nombreux auteurs tels que Yoder et Tilley (1957, 1962), Coombs (1963), Poldervaart (1964), Mc Donald et Katsura (1964), Stone (1965), Mc Donald et Wilkinson (1967), Abbott (1969), Binns et al. (1970), Leeman et al. (1970), Lowder (1973) et récemment Lapierre et al. (1982 à paraître).
La plupart des auteurs cités ci-dessus, ont largement discuté de cette présence occasionnelle d'hypersthène normatif dans les roches alcalines.
Après étude de ces problèmes, Poldervaart (1962, 1964), Mc Donald et Katsura (1964), Kuno (1968), Green et Hibberson (1970), Lowder (1973) et Duke (1974) ont accepté la possibilité d'avoir un peu d'hypersthène dans les normes des roches typiquement alcalines.

Ce fait serait dû :

- à la calcitisation considérable de ces roches et par conséquent à l'élimination de la calcite qui entraîne une sur-saturation apparente en silice.

- à l'oxydation du fer de ces roches qui affecte également la composition virtuelle. Une grande partie du fer est alors comptabilisée dans l'hématite normative au lieu d'être affectée au diopside.

En fait, ces deux hypothèses sont valables pour le cas des laves étudiées à peu d'hypersthène normatif qui sont soit calcitisées, soit fortement oxydées (hématisées), comme le confirment d'ailleurs les observations microscopique. Afin d'éviter, une telle possibilité de commettre des erreurs dans la classification de ce type de roches à Hy. normatif ; Poldervaart en 1964 a recommandé la nécessité de faire une correction concernant la projection du plan critique "Ol - Di - Pl" du tétraèdre de Yoder et Tilley (1962), par exemple, dans le diagramme triangulaire "Ol' - Né' - Qz'" *(1)*.
Par ailleurs, Mc Donald et Katsura (1964) ont souligné que la présence ou l'absence de Hy. normatif n'est pas un facteur déterminant afin de séparer les basaltes alcalins, des autres types de basaltes, contrairement aux critères de Yoder et Tilley (1962).

- le Diopside (Di) est très abondant dans les ankaramites (de 26 à 44 %) et donc caractéristique de ce type de roches non différenciées (Irvine et Baragar 1971).
Sa présence est beaucoup moins importante par rapport à celle d'olivine (Ol) normative dans les basaltes alcalins et des laves intermédiaires.

---

(1) Le détail sur cette correction est traité dans le chapitre A IV.1.1°.2°.2°°.2°°°.

	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)	(a)	(b)	(c)
SiO_2 (1) :	42.57	46.53	43.76	63.78	50.96	45.04	46.17	48.90
Al_2O_3 :	10.69	14.41	12.95	17.84	14.69	12.23	15.26	14.46
FeOt :	12.81	11.09	8.46	3.75	10.32	11.80	10.98	10.67
MnO :	0.16	0.16	0.11	0.34	0.17	0.13	0.17	0.14
MgO :	9.10	6.35	3.33	0.85	6.40	7.57	6.64	4.41
CaO :	14.11	8.92	12.93	0.48	8.42	11.24	8.58	7.47
Na_2O :	2.45	4.29	5.14	9.39	4.23	3.71	4.16	5.21
K_2O :	0.64	0.92	1.14	0.08	0.52	0.39	0.89	1.52
TiO_2 :	2.24	2.16	1.86	0.26	1.11	2.46	1.85	2.66
H_2O^+ :	2.76	2.93	2.95	1.78	3.16	2.35	3.42	2.32
CO_2 :	2.28	1.82	7.10	0.24	-	2.54	1.69	1.44
TOTAL :	99.81	99.58	99.73	98.79	99.97	99.46	99.81	99.20
Calcite :	5.20	4.15	16.13	0.55	-	5.80	3.84	3.26
SiO_2 (2) :	46.95	50.74	54.72	66.27	53.11	49.87	50.28	52.76
Al_2O_3 :	11.86	15.74	16.30	18.54	15.32	13.58	16.67	15.56
Fe_2O_3 :	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO :	11.34	9.57	8.22	2.16	8.34	10.41	9.46	9.01
MnO :	0.17	0.17	0.15	0.35	0.18	0.14	0.19	0.15
MgO :	10.00	6.95	4.16	0.88	6.67	8.37	7.26	4.76
CaO :	12.25	7.22	4.78	0.18	8.78	8.82	7.03	6.09
Na_2O :	2.72	4.79	6.44	9.76	4.42	4.13	4.53	6.10
K_2O :	0.72	1.01	1.42	0.09	0.54	0.44	0.98	1.64
TiO_2 :	2.51	2.36	2.35	0.28	1.16	2.75	2.00	2.87
An % :	58.11	35.54	19.95	1.08	39.74	34.73	40.61	23.69
IC % :	59.07	37.88	29.36	7.83	39.74	46.50	36.12	33.63
ID % :	22.93	43.15	60.26	89.22	39.90	36.31	41.60	53.85
IS % :	38.26	29.37	19.30	6.19	31.49	33.90	30.79	21.28

Tableau III-9 - Moyenne des Analyses chimiques des :

(A) - Anakaramites (2)
(B) - Basaltes Alcalins (9)
(C) - Laves intermédiaires (7)
(D) - Trachytes Albitiques (2)
(E) - Filons Basaltiques Associés (2)

(a) - Basaltes alcalins ankaramitiques (2)
(b) - Basaltes alcalins s. str. (5)
(c) - Leucobasaltes alcalins (2).

N.B. : Les analyses n° 12, 20, 21, 22, 23 des roches altérées, ne sont pas prises en compte dans le calcul des moyennes.
(1) - Données brutes
(2) - Données recalculées.

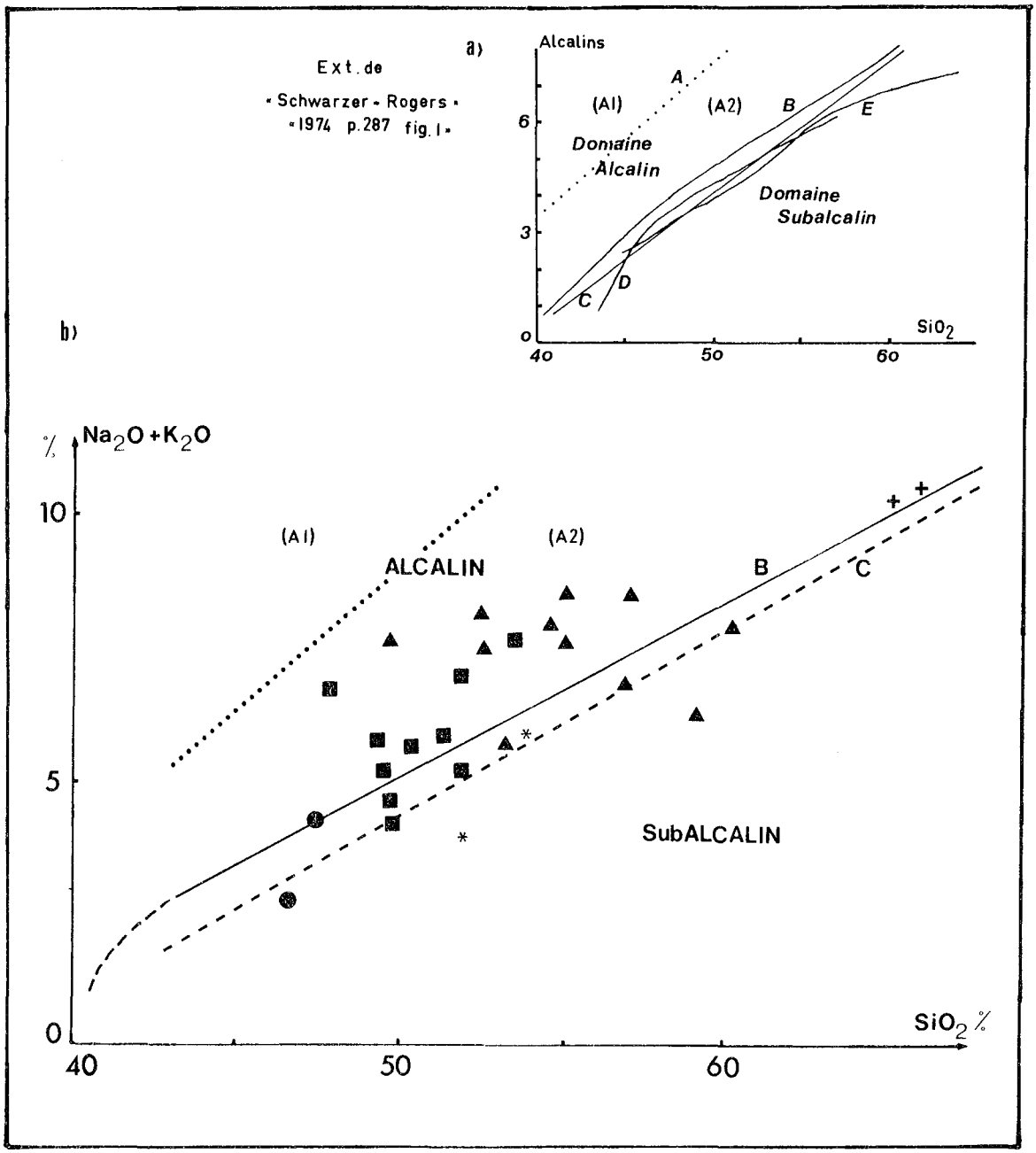


Fig. III-17 - Diagramme chimique "Alcalin/Silice", construit avec les données chimiques de l'ensemble des roches volcaniques de la série volcanique et sédimentaire non ophiolitique de Pozanti-Karsanti (b).

Courbes critiques séparant les domaines alcalin et tholéiitique (a).

B - selon Irvine et Baragar (1971)
C - selon Mc Donald et Katsura (1964)
D - selon Hyndman (1972)
E - selon Kuno (1968)

Courbe (A) séparant les domaines : "moyennement alcalin" (A2) et "fortement alcalin" (A1) d'après Saggerson et Williams (1964) et Schwarzer et Rogers (1974).

*Symbôles : ●-Ankaramites, ■-Basaltes Alcalins, ▲-Laves Intermédiaires, +-Trachytes Albitiques, *-Filons Alcalins associés.*

- le Corindon (Co) normatif apparaît en faible quantité (1,22 à 2,75 %) soit dans certaines laves calcitisées et/ou oxydées, contenant donc un peu de Hy. normatif, soit dans les trachytes albitiques (2 %), ceci étant dû à l'excès d'alumine.

. *Diagrammes Chimiques et Normatifs* :

Après les réflexions faites ci-dessus sur les termes brutes en éléments majeurs et sur les normes, nous allons à présent, tenter de déterminer le domaine auquel appartiennent les laves non ophiolitiques présentement étudiées.
Ainsi, ont été choisis 3 diagrammes chimiques et normatifs, significatifs, qui confirment en effet l'appartenance de ces laves au domaine alcalin. Ce sont :

- le diagramme alcalin/silice,
- le diagramme normatif Ne - Ol - Di - Hy - Qz de Yoder et Tilley,
- le diagramme normatif Ol' - Né' - Qz'.

- Diagramme Alcalin/Silice

Ce diagramme est pour la première fois utilisé par Tilley en 1950, afin de caractériser et de distinguer les roches alcalines et subalcalines de Hawaii. Plus tard, Mc Donald et Katsura (1964) y ont séparé les roches alcalines et tholéiitiques par une droite empirique (Fig. III-17, courbe C). Par la suite, 3 autres droites ont été proposées par Kuno en 1968 (courbe E), par Irvine et Baragar en 1971 (courbe B) et enfin par Hyndmann en 1972 (courbe D) pour séparer ces deux domaines (Fig. III-17 a).
Ces quatre courbes construites sur des données différentes sont très voisines. Elles correspondent à la barrière thermique (O'Hara 1968, Delong et Hoffman 1975) et représentent simplement la projection du plan critique (Ol - Cpx - Pl) du tétraèdre minéraloigque de Yoder et Tilley -1962).

Les points représentatifs des données chimiques corrigées sont reportés sur ce diagramme. Ils se situent quasiment tous dans le domaine alcalin défini donc par ces auteurs.
Les échantillons des laves à Hy. normatif franchissent très légèrement la courbe critique (B) de Iveine et Baragar. Ils se situent très près de la droite (C) de Mc Donald et Katsura. Seuls deux échantillons de laves intermédiaires fortement silicifiées tombent dans le domaine subalcalin, près de la droite C (Fig. III-17 b).
En outre, un point d'ankaramites franchit également cette droite (C). Cet échantillon de nature ankaramitique, définie par les caractères pétrogra-

phiques et minéralogiques se situe en effet dans le domaine subalcalin en raison de faibles fractions saliques et de faibles teneurs en alcalins liées à un enrichissement considérable en augite et olivine sous forme de cristaux intratelluriques (Mc Donald et Katsura 1964 et Lowder 1973).

Saggerson et Williams (1964) et Schwarzer et Rogers (1974) ont divisé le domaine alcalin, en deux parties séparées par une droite A (Fig. III-17 a).

La première partie (A2), située entre cette droite A et les courbes critiques, comprend des laves caractérisées par la présence de Ne virtuelle inférieure à 10 % et par l'absence totale de Ne modale. Ce type de laves appartient donc à la série "moyennement alcaline" de Saggerson et Williams (1964).

La seconde (A1), située au-delà de la droite A, comprend cette fois, des laves caractérisées par la présence simultanée de Ne virtuelle supérieure à 10 % et de Ne normale. Ce type appartient donc à la série "fortement alcaline" de Saggerson et Williams (1964).

On constate que tous les points représentatifs des laves étudiées se situent sans exception dans le premier domaine correspondant donc à la série "moyennement" alcaline. Les points représentatifs des termes ultimes de la série (trachytes) se regroupent près de la courbe critique (B) pour des valeurs de SiO_2 supérieures à 60 % et ($Na_2O + K_2O$) inférieures à 10 %. Cette disposition montre nettement que le produit final du fractionnement de la série est bien constitué par des trachytes à excès de silice suivant les critères de Kuno (1968) et Schwarzer et Rogers (1974), ce que confirme d'ailleurs la présence de quartz normatif.

- Diagrammes Normatifs Ol - Ne - Di - Hy - Qz et Ol' - Ne' - Qz' :

La distribution des échantillons dans les diagrammes triangulaires de Ol - Ne - Di - Hy - Qz de Yoder et Tilley (1962) montre que la plupart d'entre eux se concentrent dans le domaine alcalin (triangle Ne - Di - Ol) près de la droite critique (Di - Ol) (Fig. III-18).

Ceux qui ont de l'hypersthène normatif se répartissent naturellement dans le domaine Th. à Ol (triangle Di - Ol - Hy) également près de la droite critique.

Les trachytes à Qz normatif se situent dans le domaine Th à Qz (triangle Di - Hy - Qz) sur la droite de Hy - Qz (Fig. III-19). Par ailleurs, il est à noter que les échantillons transformés (particulièrement silicifiés) des laves intermédiaires tombent d'une façon dispersée dans le triangle Di - Hy - QZ.

. *Remarque sur la correction de la droite critique :*

En désaccord avec la définition chimique des basaltes alcalins

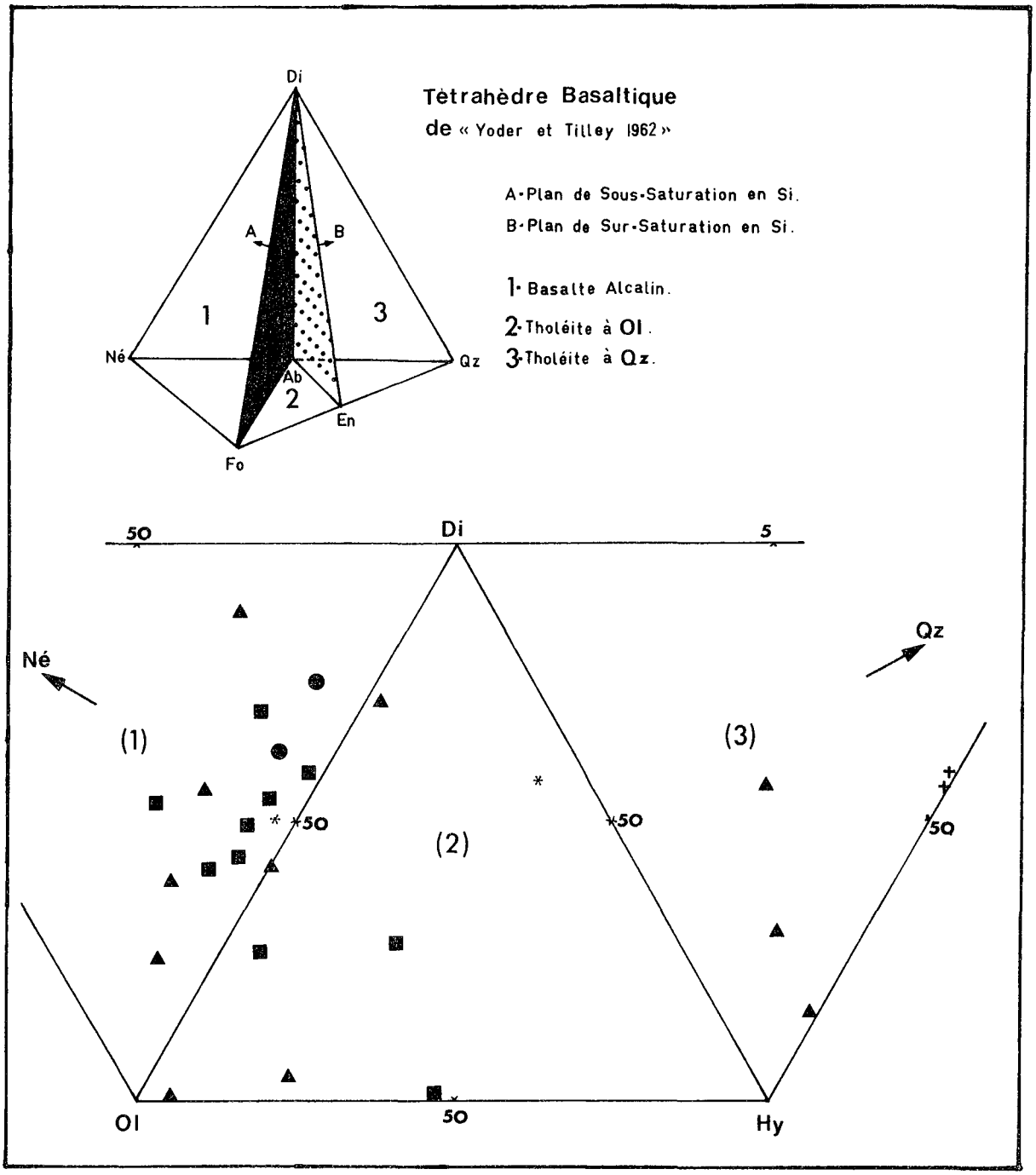


Fig. III-18 - Répartition des laves de la Série Volcanique Alcaline non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti, sur les diagrammes triangulaires "Ne - Ol - Di - Hy - Qz" de Yoder et Tilley (1962).

(mêmes symbôles que la Fig. III-17).

de Yoder et Tilley (1962), Poldervaart (1962, 1964) a montré que certains basaltes de composition minéralogique alcaline peuvent avoir un peu d'hypersthène normatif comme on l'a déjà indiqué. Ils peuvent par conséquent franchir la droite critique de Yoder et Tilley, pour passer au domaine Th à Ol. Il a donc corrigé la projection du plan critique (Ol, Di, Pl) séparant les deux domaines, (alcalin et tholéiite à Olivine) dans le triangle Ol' - Ne' - Qz'[1] en proposant deux fonctions, A et A'[2] dont l'annulation correspond donc à la droite critique. Il a montré que les valeurs de ces fonctions A et A' sont positives pour les basaltes alcalins et négatives pour les tholéiites à olivine.

La droite critique ainsi corrigée (C) en basant sur les critères de Poldervaart est reportée dans le diagramme triangulaire Ol' - Ne' - Qz', (Fig. III-19), dans lequel les deux autres droites séparant également ces deux domaines sont :

- la droite A proposée par Yoder et Tilley (1962)
- la droite B proposée par Irvine et Baragar (1971)

(Fig. III-19 A et B).

On constate ainsi que les points représentatifs des échantillons analysés reportés sur ce diagramme Ol' - Ne' - Qz' se situent quasiment tous dans le domaine alcalin limité par la droite (C) corrigée par Poldervaart (voir ci-dessus), à l'exception de trois points appartenant aux laves transformées (silicifiées) qui restent effectivement dans le domaine Th à Qz (Ab - Opx - Qz') (Fig. III-20 B). Il est à remarquer que tous les échantillons des laves à Hy normatif se plaçant dans le domaine Th à Ol dans le diagramme précédent de Yoder et Tilley (Fig. III-19) se situent sans exception dans le domaine limité par les droites critiques de Yoder et Tilley (A) et de Poldervaart (C). En outre tous ces échantillons ont une valeur de A et A' positive.

Ainsi, en tenant compte de la correction de Poldervaart, nous constatons que les laves à Hy normatif appartiennent donc à la même souche alcaline tant géochimiquement que minéralogiquement. Quant aux termes plus différenciés de la série (trachytes albitiques à Qz normatif), ils se situent

---

(1) Ol' = Ol + 3/4 Opx ; Né = Ne + 3/5 Ab ; Qz' = Qz + 2/5 Ab + 1/4 Opx

(2) A = 0,53 Né - 0,47 Qz'

$A' = Ab - 1{,}96\ En_{Hyp} - 1{,}49\ Of_{Hyp}$

où En_{Hyp} *= composant d'enstatite dans l'hypersthène normatif.*

Of_{Hyp} *= composant d'orthoferrosillite dans l'hypersthène normatif.*

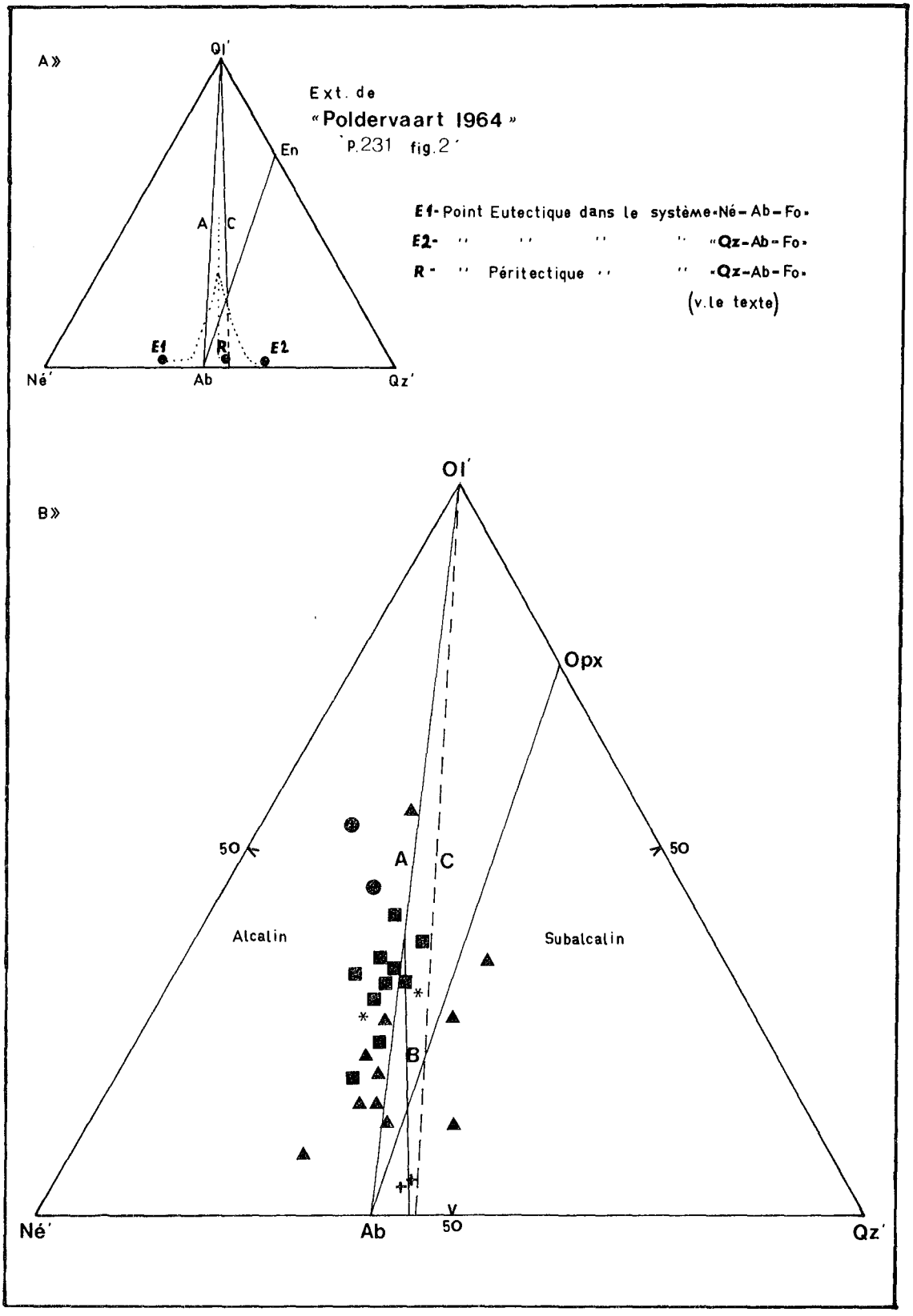


Fig. III-19 - Répartition des Laves de la Série Volcanique non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti, sur le diagramme normatif Ol'-Ne'-Qz' (B). (A) - Diagramme montrant les différentes suites de différenciation (en pointillé) de basaltes alcalins dans lesquelles le produit final est : - le "trachyte à Ne normatif" au point eutectique dans un système Ne-Ab-Fo ; - le "rhyolite alcalin" au point eutectique (E2) dans un système Qz-Ab-Fo ; - le "trachyte à Qz normatif" au point péritectique (R) dans le système Qz-Ab-Fo.

(Mêmes symbôles que la Fig. III-17).

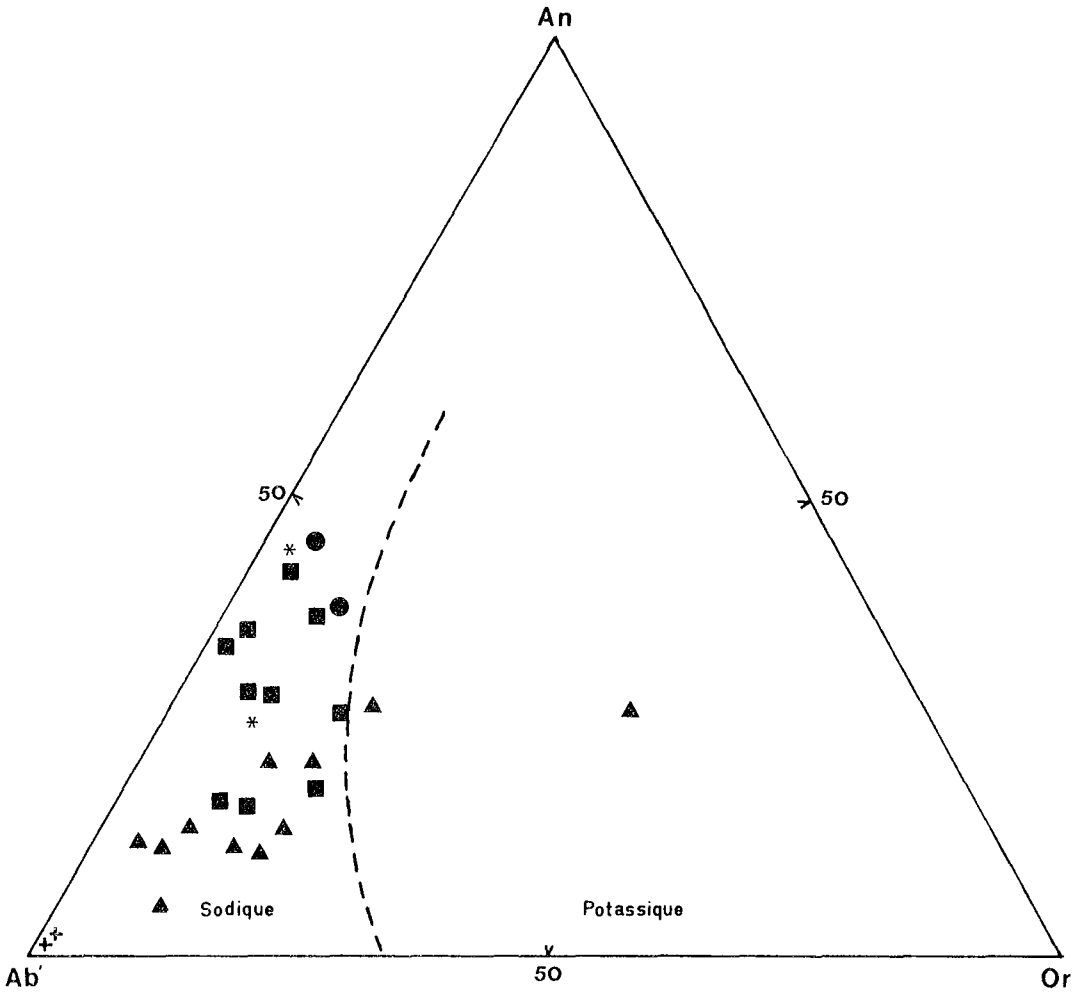


Fig. III-20 - Diagramme triangulaire normatif "An - Ab' - Or", montrant les caractères sodiques des Laves de la Série Volcanique non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti (Ab' = Ab + 5/3 Né).

(Mêmes symbôles que la Fig. III-17).

également dans le domaine alcalin limité par la droite critique de Poldervaart, près du point ternaire péritectique (R) du système Ab - Qz - Fo défini et reporté sur ce diagramme également par Poldervaart (v. ch. A IV. 1.4°.1°°).

A IV.1.2°) Classifications chimiques

Après avoir mis en évidence, à l'aide des diagrammes chimiques et normatifs précédents, les caractères alcalins de ces laves ; nous allons, à l'aide de deux diagrammes normatifs bien adaptés aux roches alcalines, étudier la classification des roches de cette série.

A IV.1.2°.1°°) Diagramme triangulaire An - Ab'(1) - Or :

Ce diagramme d'Irvine et Baragar (1971) permet essentiellement de distinguer les deux séries :

- la série sodique, ayant une suite de différenciation comme : Basalte Alcalin → Trachyte (Muir et Tilley 1961, Mc Donald et Katsura 1964 et Mc Donald 1968).

- la série potassique, ayant une suite de différenciation comme : trachybasalte → trachyte potassique (Le Maître 1962 et Baker et al. 1964).

Tous les points représentatifs des échantillons analysés se situent dans ce diagramme, dans la branche sodique à l'exception d'un point tombant dans le domaine potassique (il s'agit d'une roche appartenant au type des laves intermédiaires fortement transformées en minéraux phylliteux potassiques comme déjà cités) (Fig. III-20).

Les ankaramites ayant de faibles teneurs en alcalins se regroupent donc loin du pôle Ab', contrairement aux laves intermédiaires qui s'approchant progressivement du pôle Ab', auprès duquel se placent les trachytes albitiques (Fig. III-20).

A IV.1.2°.2°°) Diagramme rectangulaire IC/An'(2) :

Sachant que les laves de la série étudiée, appartiennent à la souche alcaline et à la branche sodique, le diagramme

---

(1) Ab' = Ab + 5/3 Ne en % normatif. Les paramètres An, Ab', Or sont en % ternaire.

(2) IC = Indice de coloration correspondant à la somme des minéraux magiques virtuels, appelés aussi "des barylites", (Di + Hy + Ol + Mt + Il).

$$An' = 100 \cdot \frac{An}{An + Ab + 5/3\ Né} \quad (\%)$$

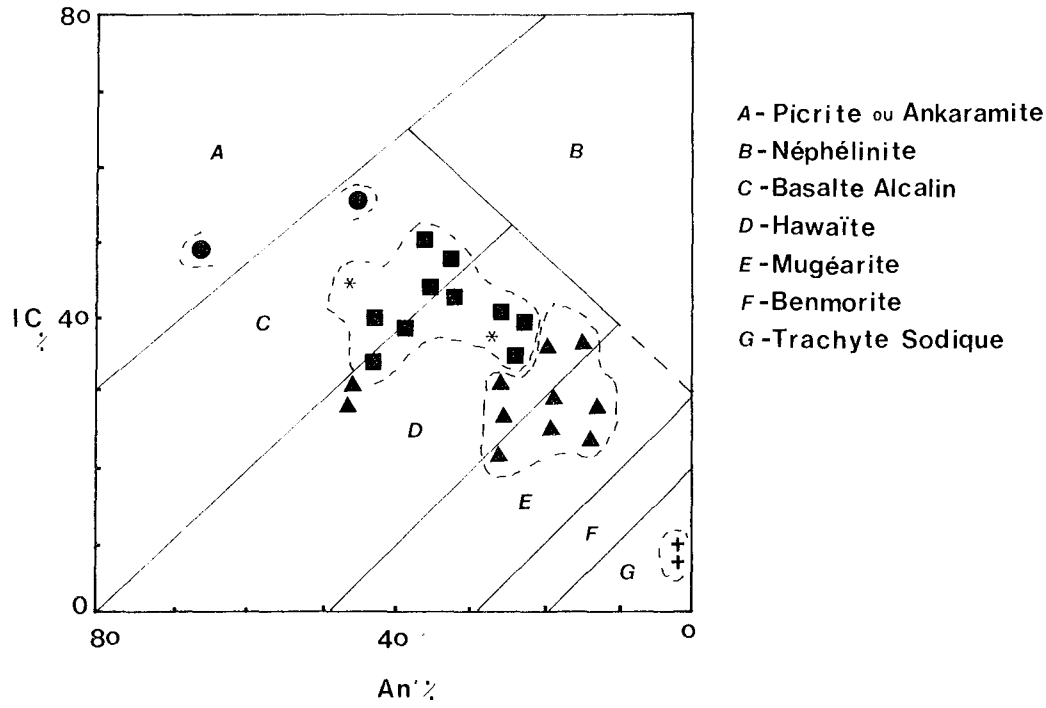


Fig. III-21 - Classification des Roches Volcaniques de la Série non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti, à l'aide du diagramme IC/An' (%) appartenant à la série alcaline et sodique.

(Mêmes symbôles que la Fig. III-17).

IC/An' d'Irvine et Baragar (1971) est choisi afin de les classer chimiquement (Fig. III-21).

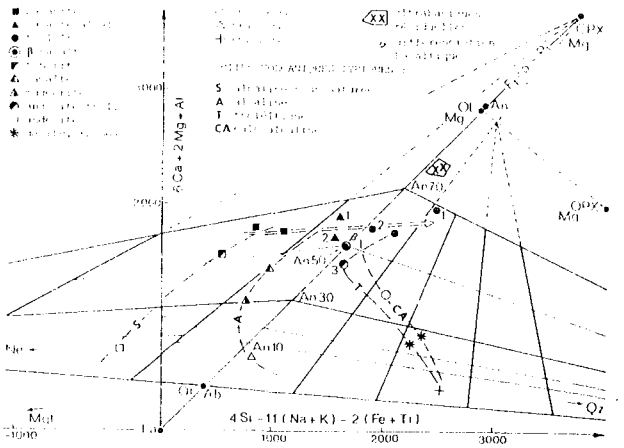
De l'application des données sur ce diagramme, il ressort que :

- l'une des deux analyses d'ankaramites définies pétrographiquement, se situe bien dans le domaine (A) appartenant aux termes non différenciés (ankaramites ou picrites), alors que l'autre franchit la limite séparant les deux domaines A et C et se place ainsi dans le domaine (C) propre aux basaltes alcalins. Ce décalage vers le domaine (C) est sans doute dû au processus de pseudomorphose des Olivines intratelluriques dont résulte la teneur relativement faible de MgO. Ces échantillons appartiennent chimiquement au groupe des Ankaramites et pas à celui des Picrites, en se basant sur les critères suivants :

  - Di normatif supérieur à 20 %
  - Ol normative inférieure à 25 %

- les points représentatifs des analyses des basaltes alcalins définis pétrographiquement, se regroupent soit dans le domaine (C) propre aux basaltes alcalins, soit dans le domaine (D= propre aux hawaïtes ; en s'allongeant parallèlement à la limite séparant ces deux domaines (C et D) (Fig. III-21). Cette répartition des basaltes alcalins dans le domaine (D) est également liée à la fois à la pseudomorphose des olivines, responsable de la diminution des teneurs en MgO et à l'albitisation assez importante dans les plagioclases, responsable de la diminution de la valeur de An'.

Ext. de «La Roche 1978»
«P.70 fig.3»



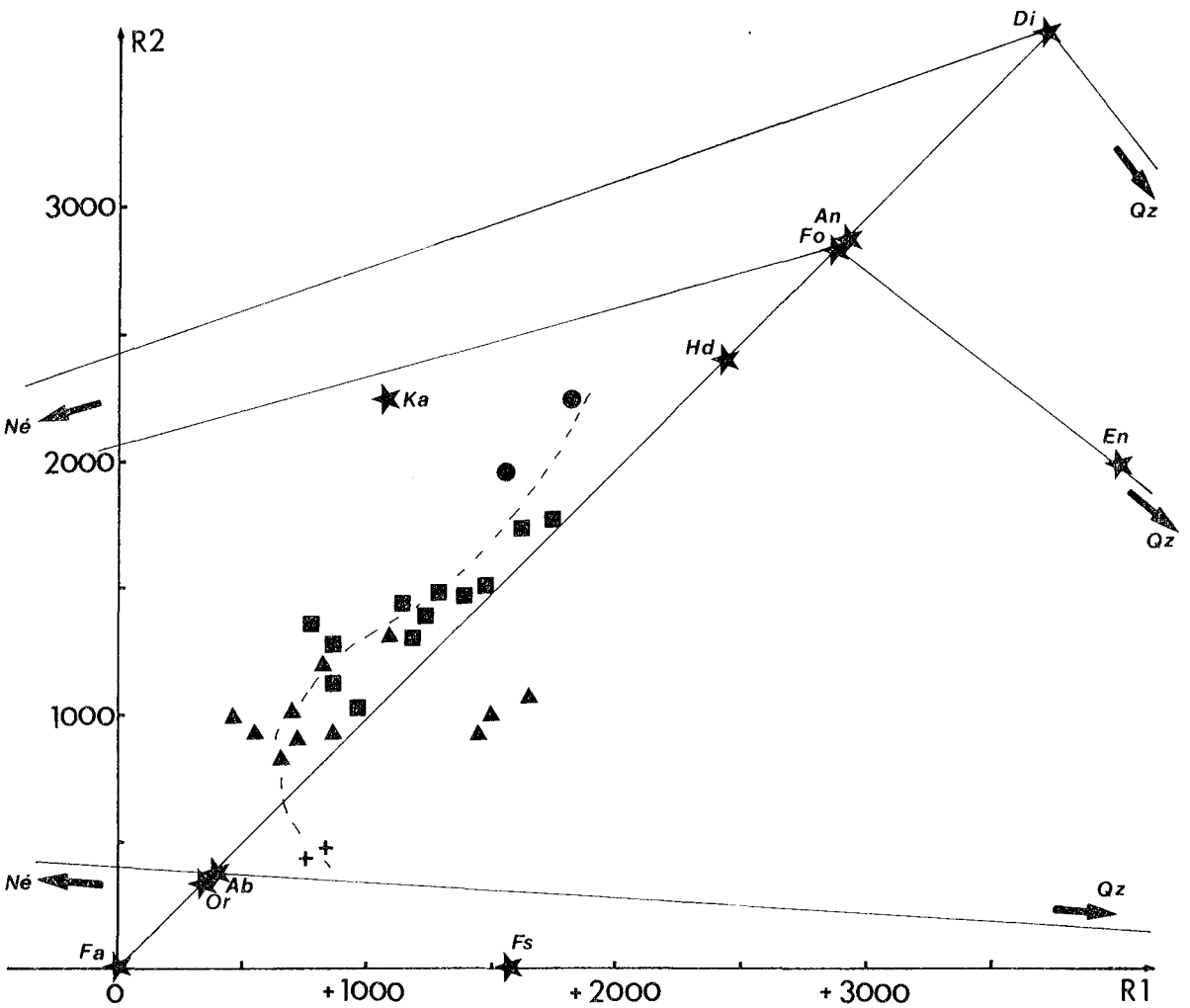


Fig. III-22 - Répartition des données des Laves Alcalines de la Série Volcanique et Sédimentaire de Pozanti-Karsanti, sur le diagramme R1 - R2 de "De La Roche et Leterrier 1973" : La série étudiée montre nettement une suite alcaline sous-saturée et sodique comparable à celle (A) donnée par De La Roche (1978) (voir la cartouche ci-dessus).
R1 = 4 Si - 11 (Na + K) - 2 (Fe + Ti)
R2 = 6 Ca + 2 Mg + Al "en nombre de millications"

(Mêmes symbôles que la Fig. III-17).

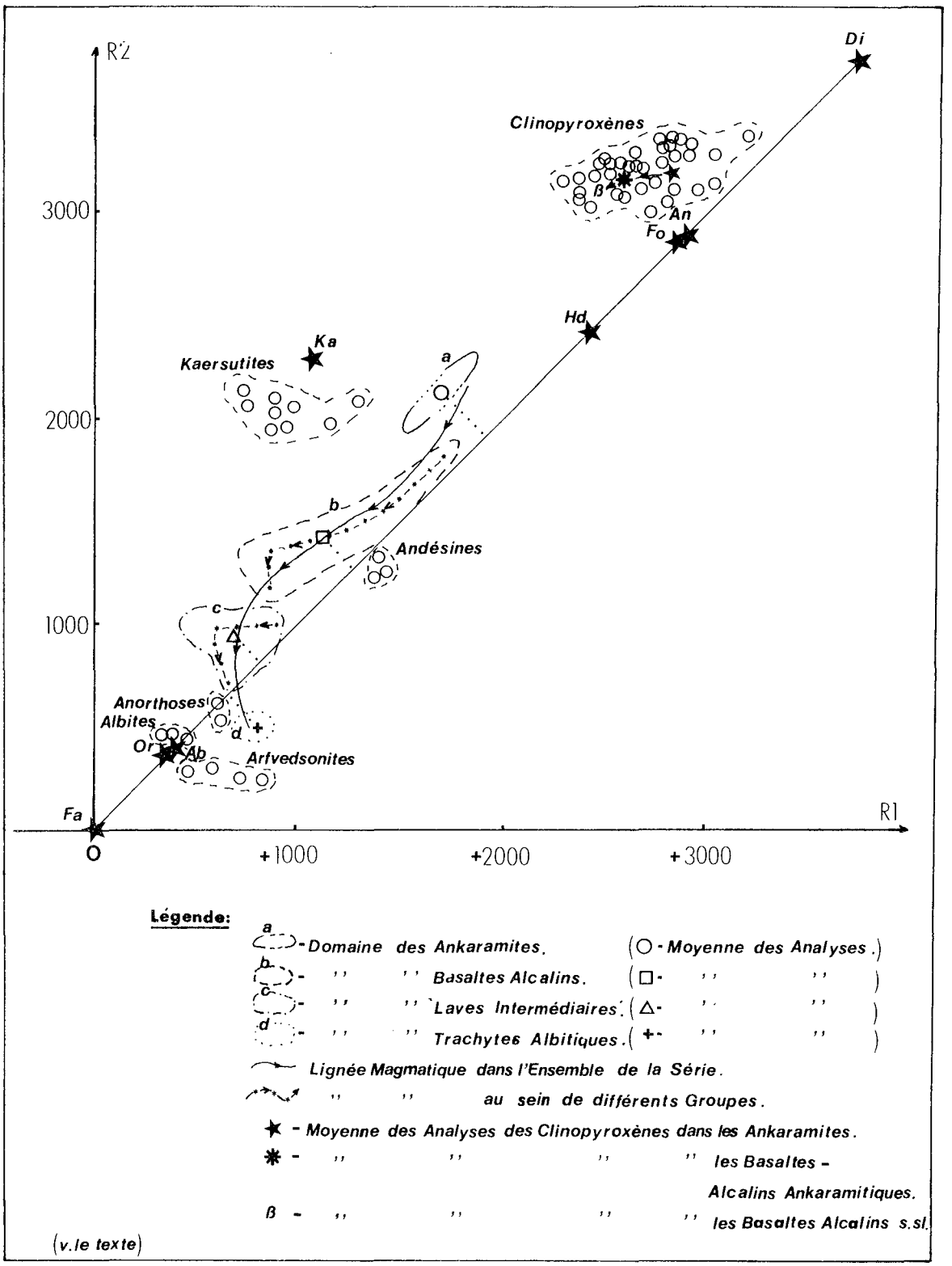


Fig. III-23 - Différents domaines appartenant aux termes d'ankaramites, de basaltes alcalins, de laves intermédiaires et de trachytes et la lignée magmatique dans l'ensemble et au sein de chaque groupe différent de la série différenciée dans la suite alcaline, sodique et sous-saturée, ainsi que la répartition des données chimiques des minéraux magmatophiles (clinopyroxènes et feldspaths) et hydroxylés (kaersutites et arfvedsonites) ; reportés sur le diagramme chimico-minéralogique "R1 - R2" de De La Roche et Leterrier (1973).
R1 = 4 Si - 11 (Na + K) - 2 (Fe + Ti).
R2 = 6 Ca + 2 Mg + Al.

- les laves intermédiaires se partagent entre le domaine des hawaïtes (D) et celui des mugéarites (E). Au point de vue pétrographique, ces laves intermédiaires ont été divisées en deux types : "à faciès plus basique" et "à faciès plus acide" (v. ch. A III.2). On constate en effet que ceux appartenant au faciès basique y sont regroupés dans le domaine (D) des hawaïtes, alors que ceux appartenant au faciès plus acide, sont situés dans le domaine (E) des mugéarites (Fig. III-21).

- les points représentatifs des trachytes albitiques à Qz normatif se situent nettement dans le domaine (G) propre aux trachytes sodiques.

En outre, ce diagramme met en évidence que la série étudiée alcaline et sodique est donc différenciée en une suite allant des ankaramites et basaltes alcalins jusqu'à des trachytes, en passant par des hawaïtes et mugéarites. Les benmoreites sont totalement absentes.

Le problème de la différenciation et de l'évolution de cette série, sera traité dans les chapitres suivants.

A IV.1.3°) Différenciation et Evolution chimique de la série

Quelques diagrammes chimiques et chimico-minéralogiques significatifs sont utilisés afin d'étudier la différenciation de la série ainsi que son évolution chimique.

A IV.1.3°.1°°) Diagramme chimico-minéralogique de "La Roche et Leterrier 1973, 1978".

Le diagramme chimico-minéralogique R1 - R2[1] de De La Roche et Leterrier (1973) est tout simplement une projection, parallèle au plan critique, du tétraèdre basaltique de Yoder et Tilley (1962).

Il permet d'une part, de classer les roches basaltiques d'après leur composition chimique et d'autre part de mettre en évidence leur suite de différenciation (de La Roche et Leterrier 1973, La Roche 1978, Leterrier et Maury 1978). En outre, il permet également d'étudier la modalité de la cristallisation fractionnée (Leterrier et Maury 1978).

Le plan critique (Di - Ol - Pl) de sous-saturation du tétraèdre de Yoder et Tilley, y est simplement transformé en une droite critique de manière que les phases minérales jouant un grand rôle dans le chimisme telles que Fa - Or - Ab - Hd - Fo - An et Di s'alignent sur cette ligne.

---

(1) R1 (x) = 6 Ca + 2 Mg + Al , R2 (y) = 4 Si - 11 (Na + K) - 2 (Fe_t + Ti)
"en nombre de millications"

Les points représentatifs du Qz et de la Néphéline se situent en effet de part et d'autre de cette droite. L'Enstatite se situe sur la droite de Fo - Qz. Les minéraux susceptibles de fractionner, non pris en considération lors du calcul de norme, sont aussi représentés dans ce diagramme, par exemple, la Kaersutite (Ker) (Fig. III-22). Cette droite critique constituant aussi une barrière thermique à faible pression (O'Hara 1968), sépare donc des basaltes alcalins, sous-saturés en silice et des basaltes tholéiitiques (De La Roche et Leterrier 1973, Leterrier et Maury 1978, De La Roche 1978) (Fig. III-23).

L'application des données des roches analysées dans ce diagramme confirme tout d'abord qu'il s'agit bien d'une série alcaline, sodique et et sous-saturée.

Les échantillons fortement transformés des laves intermédiaires franchissent la droite critique pour passer au domaine des roches sur-saturées. De La Roche et Leterrier (1973) ont souligné qu'un tel franchissement est possible dans le cas où les roches sont affectées par des phénomènes d'altération intenses, par exemple, la calcitisation, l'oxydation ou la silicification.
Les points représentatifs des trachytes franchissent également la droite critique et se regroupent dans le domaine sur-saturé. Ceci est possible dans le cas où les trachytes sont quartzifères (De La Roche 1978, Leterrier et Maury 1978).

En outre, on constate que les laves s'alignent subparallèlement à la droite critique. La série appartient donc au type alcalin sodique sous-saturé ayant une suite de différenciation "basalte alcalin → trachyte" (Fig. III-22 et III-23), comparable à celle décrite par de La Roche en 1978 (Fig. III-22 la cartouche). Cette différenciation serait donc conduite par le fractionnement des minéraux magmatophiles et des minéraux hydroxylés sous PH_2O élevée (Leterrier et Maury 1978) (v. ch. A IV.1.4°.1°°).

Les points représentatifs des minéraux magmatophiles et hydroxylés, qui ont été analysés, sont aussi reportés sur ce diagramme, afin de voir leur rôle dans le fractionnement (Fig. III-23).

Les clinopyroxènes se situent nettement dans le domaine sous-saturé et s'écartent de la droite critique vers l'intérieur, à partir des clinopyroxènes des Ankaramites vers ceux des basaltes alcalins. On constate en effet une lignée oblique à la droite critique, orientée vers le pôle représentatif de Kaersutite.

De même, les Kaersutites y sont nettement situées dans le domaine sous-saturé, près du point théorique de ce minéral ; tandis que les arfvedsonites des trachytes sont situées dans le domaine sur-saturé près du champ de trachytes à Qz normatif.
Les points représentatifs de plagioclases frais à composition d'Andésine s'écartent très légèrement de la droite critique ; ceux des anorthoses des laves intermédiaires se situent juste sur la droite critique, au niveau du champ propre aux laves intermédiaires, alors que ceux des albites des trachytes se regroupent bien au point théorique de l'albite.
Bien que nous ne disposions pas d'analyses de plagioclase plus calcique en raison de forte altération à laquelle ils ont subie, on peut constater que les plagioclases ont joué un rôle important contrôlant la cristallisation fractionnée comme le clinopyroxène. Ils passent donc au cours de l'évolution du liquide, de composition d'andésines (au niveau de leucobasaltes à celle d'albite (au niveau des trachytes), par intermédiaires d'une composition d'anorthoses (au niveau des laves intermédiaires) (Fig. III-23).

Dans le fractionnement, la kaersutite joue aussi un rôle assez important, qui peut être observé par les faits suivants :

- A partir des Ankaramites jusqu'à des trachytes, la lignée magmatique d'évolution n'est pas tout à fait continue. Elle s'écarte en effet légèrement de la droite critique en se bombant vers les points représentatifs des Kaersutites, au niveau des basaltes alcalins et des laves intermédiaires dans lesquels la Kaersutite est en quantité importante. Par contre, elle franchit nettement la ligne critique au niveau des trachytes, dans lesquels l'arfvedsonite est présente en quantité considérable (Fig. III-23).

Une telle évolution de cette série alcaline, sodique et sous-saturée conduite par le fractionnement des minéraux magmatophiles et hydroxylés sous-saturés en silice (par exemple, la Kaersutite) peut-être la cause de la formation des trachytes à Qz normatif en tant que produit final du fractionnement. Ce problème sera plus largement discuté dans le chapitre relatif au fractionnement (A IV.1.4°1°°, p.472).

Fig. III-24 - Répartition des données chimiques des laves de la Série Alcaline non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti, sur les diagrammes triangulaires de :
- A) "AFM" de Nockolds et Allen (1953). La cartouche ci-haut montre l'évolution des éléments A = Na2O + K2O, F = 0,9 X FeOt et M = MgO, dans les séries alcalines de "Moroto" en Uganda (courbe a, Varne 1968), de "Mt Larsen" (courbe b et de "Mt Shasta et Crater Lake" en NW USA (courbe c), Nockolds et Allen 1953, et enfin de "Hawaii (courbe d), Tilley 1952 et Mc Donald et Katsura 1964.
- B) "KNaCa" de Nockolds et Allen (1953) (v. le texte).

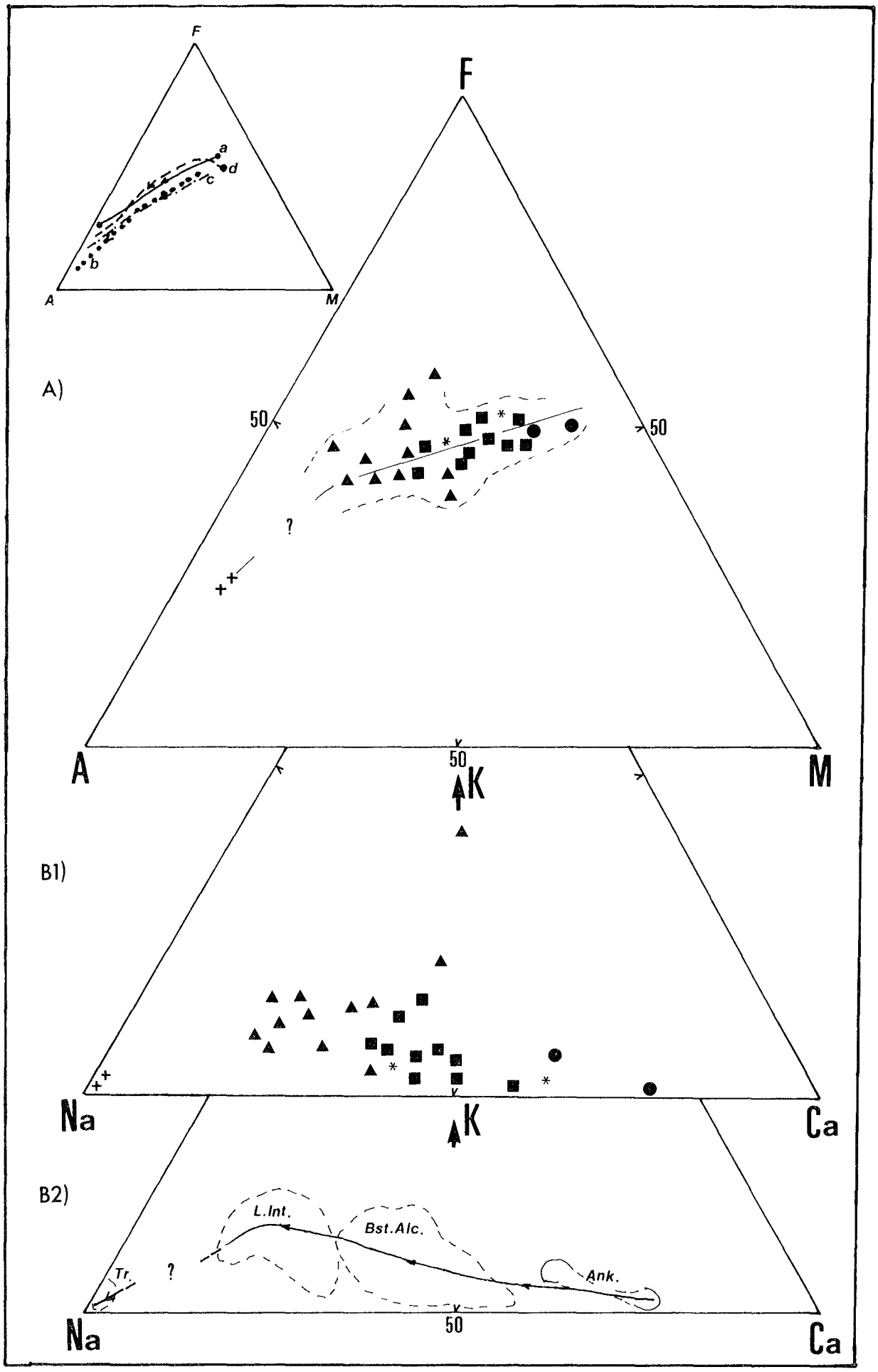


Fig.III-24

A IV.1.3°.2°°) Diagrammes chimiques "AFM et KNaCa" de Nockolds et Allen (1953) ; "MgO/FeO" de Tilley et Muir (1967) et "R/SiO2" de Jung et Brousse (1962).

Bien que le diagramme AFM[1] soit un diagramme adapté à l'étude des roches subalcalines, il peut aussi être intéressant en ce qui concerne les roches alcalines, afin d'y voir l'évolution d'éléments tels que le fer, les alcalins et le magnésium, au cours de la différenciation (Irvine et Baragar 1971). Le rapport des laves étudiées sur ce diagramme, met nettement en évidence que le fer diminue au cours de la différenciation alors que les alcalins augmentent régulièrement (Fig. III-24 A). La même évolution négative du fer, au cours de la différenciation (avec la diminution progressive de MgO) est nettement confirmée par le diagramme MgO/FeO[2] de Tilley et Muir (1961) (Fig. III-25 B).

Elle est plus ou moins comparable à celle des laves alcalines de Hawaï (Tilley 1952 et Mc Donald et Katsura 1964) (Fig. III-25 A, courbe (d) dans la cartouche ci-haut) et exactement identique à celles de la série alcaline de "moroto" en Uganda (Varnes 1968) - courbe (a) - et des séries alcalines de "Mt Larsen" - courbe (b) -, de "Mt Shasta" et de "Craker Lake" - courbe (C) - en NW USA (Nockolds et Allen 1953), ainsi que celle de la Chaîne des Puys en Massif Central (France) (Maury et al. 1980). Par contre elle est tout à fait différente de celle des séries tholéiitiques (Fig. III-25 A, courbe C).

Le diagramme triangulaire K - Na - Ca[3] de Nockolds et Allen (1953) montre un enrichissement remarquable en Na et modéré en K, ainsi qu'un net appauvrissement en Ca, au cours de la différenciation. Dans les trachytes, K_2O devient quasiment nul (Fig. III-24 B1).

Le diagramme R[4]/SiO_2 de Jung et Brousse (1962) (non figuré) confirme également cette évolution des alcalins (Na et K) au cours de la

---

(1) Les paramètres sont : A = Na_2O + K_2O (en % p)

F = 0,9 . FeO+ = FeO + 0,9 Fe_2O_3 (en % p)

M = MgO (en % p) *(en % ternaires)*

(2) FeO' = 0,9 . FeO total.

(3) K, Na et Ca en nombre de millications et K + Na + Ca en % ternaires.

(4) R = 100 ; (Na + K)/(Na + K + Ca) (en nombre de millications).

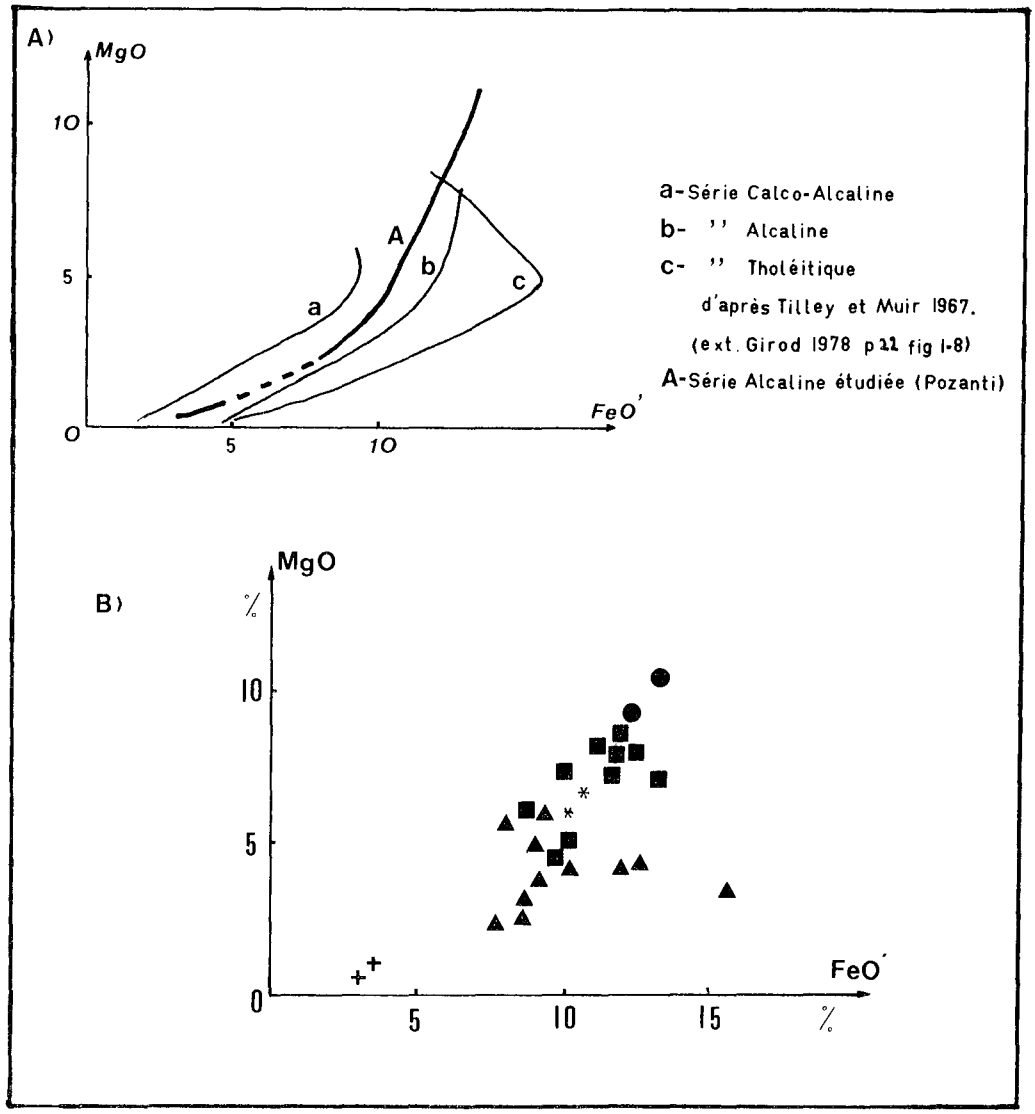


Fig. III-25 - Répartition des données chimiques des Laves de la Série Alcaline de Pozanti-Karsanti, sur le diagramme MgO/FeO de Tilley et Muir (1967) (B) ; et la comparaison d'évolution avec celle d'autres séries de différents types (A).

(Mêmes symbôles que la Fig. III-17).

différenciation. Il montre une nette augmentation du paramètre R avec l'augmentation progressive de SiO_2. L'évolution de ce paramètre en fonction de la silice, est identique à celle observée dans la série alcaline des Nappes de Mamonia à Chypre (Desmet et Lapierre 1977, p. 12).

Dans ces diagrammes précédents, on observe une lacune entre les laves intermédiaires et les trachytes. Cette lacune correspond à l'absence totale des termes benmoritiques dans la série présentement étudiée.

A IV.1.3°.3°°) Variation des éléments significatifs au cours de la différenciation.

A IV.1.3°.3°°.1°°°) Indices de différenciation de de Thornton et Tuttle et de Solidification de Kuno.

Afin d'étudier le degré et le type d'évolution magmatique des roches au cours de la différenciation, Thornton et Tuttle (1960) ont proposé un indice de différenciation (ID)(1). Les valeurs de ID, calculées pour chacune des laves de la série à partir des normes des analyses corrigées, sont reportées dans le tableau III-8. A l'exception des valeurs non significatives des échantillons altérés, on constate donc que ID est très faible dans les ankaramites (moyenne de 22,93 %), il augmente ensuite régulièrement vers les termes basaltiques et différenciés (en moyenne de 36,31 % dans les basaltes alcalins ankaramitiques, de 41,60 % dans les basaltes alcalins s.s. et de 53,85 % dans les leucobasaltes) et vers des laves intermédiaires plus différenciées (en moyenne 60,26 %).
Il atteint enfin une valeur maximale dans les termes trachytiques (en moyenne 89,22 %).
Contrairement à ID, l'indice de solidification (IS)(2) de Kuno et al., caractérisant aussi la différenciation, diminue progressivement pendant le fractionnement. Il est donc élevé dans les ankaramites (en moyenne 38,26 %) et il atteint une valeur très faible dans les trachytes (en moyenne 6,19 %) (Tabl. III-8). Il existe effectivement une très bonne corrélation négative entre les indices ID et IS (non figuré).

A IV.1.3°.3°°.2°°°) Diagrammes de variation des Oxydes en fonction de ID.

La variation des oxydes des éléments significatifs tels que SiO_2, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O et TiO_2, en fonction de l'indice de différenciation (ID), nous permettra de constater leur évolution au cours de la différenciation, correspondant au fractionnement du liquide appartenant à la souche alcaline sodique déjà définie (Fig. III-26).

---

(1) ID = Qz + Ab + Or + Na + Lc en % virtuel (Thornton et Tuttle 1960).

(2) IS = 100 . MgO/MgO + FeO + Na_2O + K_2O (en % p) (Kuno et al. 1957)
d'où FeO = 0,9 . FeO

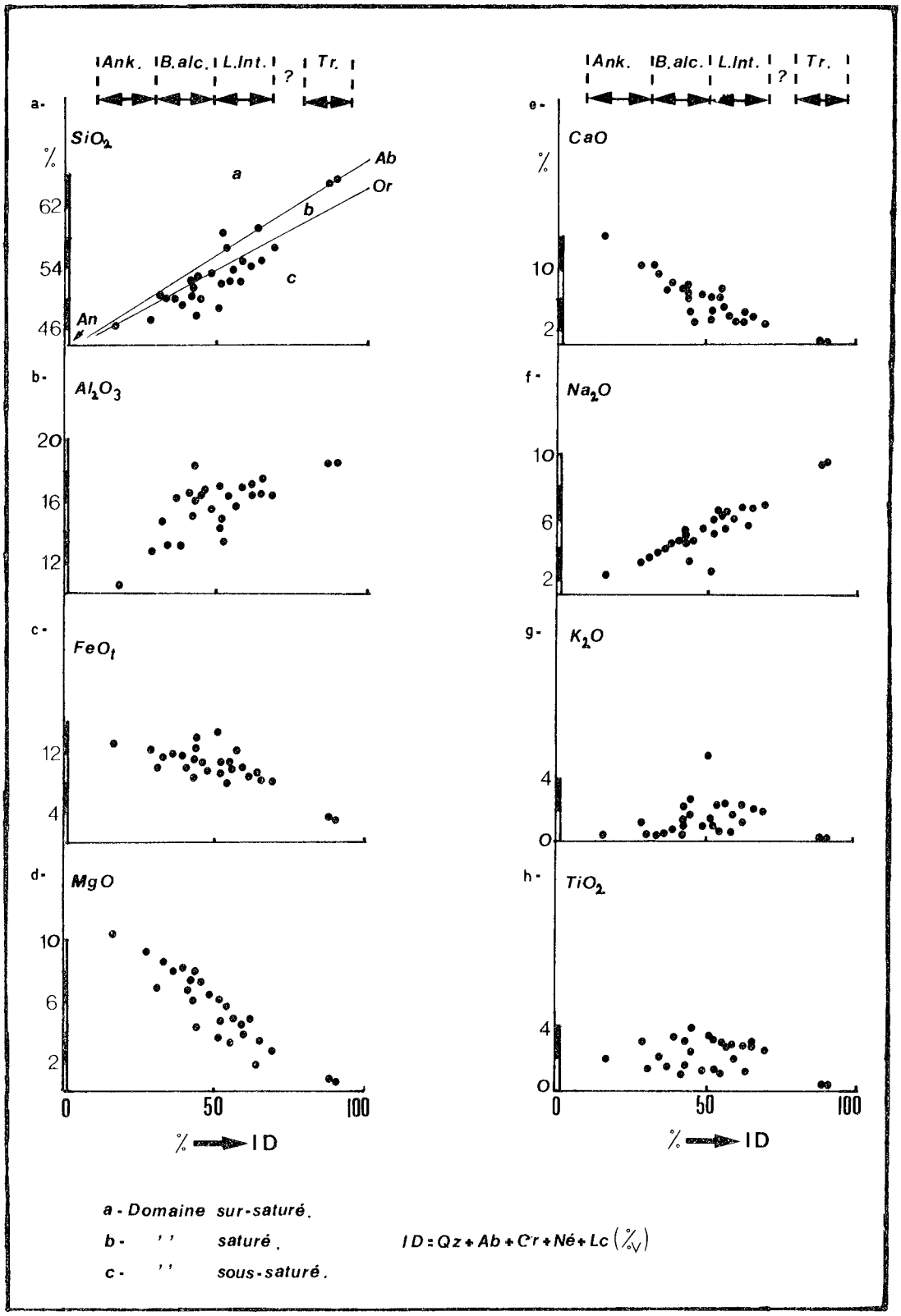


Fig. III-26 - Variations des oxydes significatives SiO2 (a), Al2O3 (b), FeO' (c), MgO (d), CaO (e), Na2O (f), K2O (g) et TiO2 (h) en fonction de l'indice de différenciation (ID).
(ID = Qz + Ab + Or + Ne + Lc en % virtuel).
Ank. = Ankaramites, B. alc. = Basaltes alcalins y compris des labradorites, L.Int. = Laves Intermédiaires, Tr. = Trachytes.

Ainsi, on constate dans ces diagrammes l'existence d'une très bonne évolution positive de SiO_2, Al_2O_3 et Na_2O (Fig. III-26 a, b, f) et par contre une évolution négative de MgO, CaO et Feo' (Fig. III-26 d, e, c) pendant la différenciation des ankaramites aux trachytes en passant par les basaltes alcalins et les laves intermédiaires.

REMARQUE :

Signalons encore que le diagramme de variation de SiO_2 en fonction de ID (Fig. III-26 a) peut être aussi utilisé afin de voir le caractère sous-saturé, saturé ou sur-saturé de la série (Thornton et Tuttle 1960). On y constate que la plupart des laves étudiées (différenciées ou non) se situent dans le domaine sous-saturé, par contre les laves à Hy normatif sont dans le domaine saturé à l'exception de deux échantillons fortement silicifiés qui tombent effectivement dans le domaine sur-saturé en franchissant la ligne "Ab - An". Les trachytes à Qz normatif se placent naturellement sur cette droite (Ab - An) justement près du pôle théorique d'Albite.

A IV.1.3°.3°°.3°°°) Synthèse des Observations

Les observations faites ci-dessus, montrent que la silice, l'alumine et les alcalins augmentent nettement, en revanche le fer, le magnésium et le calcium diminuent d'une manière continue et progressivement au cours de la différenciation pendant laquelle le titane ne varie presque pas.

La diminution du fer pendant la différenciation est contrôlée par la constance ou légère augmentation de fo_2 (Osborn 1959, 1962 ; Roeder et Osborn 1966), ce type de fractionnement peut être également contrôlé par une haute valeur de l'eau dans le magma, supérieure à 2 % (Leeman et Rogers 1970).
La diminution de MgO et CaO au cours de la différenciation est due aux fractionnements dominants des olivines et des clinopyroxènes, ainsi que des plagioclases. Par suite de la séparation des clinopyroxènes, la teneur en fer diminue nettement.

Ce type d'évolution est rencontré dans plusieurs séries alcalines de provenance différente, parmi lesquelles : les séries alcalines de Hawaï (Tilley 1952, Mc Donald 1949, 1968, Mc Donald et Katsura 1964) ; des secteurs "Assab", "Edd" et "Boura" de l'Afar en Ethiopie (Barberi et al. 1975, Civetta et al. 1975, Bizouard et al. 1980) ; de St Hélène en Sud Atlantique

(Baker 1969) ; de Moroto en Uganda (Varnes 1968) ; de "Naudewar Volcano" en Australie (Abbott 1969) et également de la Chaîne de Puys de Massif Central en France (Maury et al. 1980).

A IV.1.4°) Discussions et conclusions

A IV.1.4°.1°°) Discussion sur le fractionnement

D'après l'étude chimique des éléments majeurs, traitée dans les chapitres précédents, on constate que les laves de la série étudiée, ainsi que les filons associés montrent des caractères - moyennement - alcalins et sodiques et que la série est différenciée dans la suite "Ankaramite ⟶ Basalte Alcalin ⟶ Hawaïte ⟶ Mugéarite ⟶ Trachyte".

Le produit final du fractionnement est représenté par les "trachytes albitiques à Qz normatif". Les feldspaths alcalins de ces trachytes ont une composition d'albite pure (v. ch. A V.3.1°). L'absence totale des feldspaths sodi-potassiques et potassiques est probablement due au lessivage total possible du potassium dans stades post-magmatiques.

La présence de tels trachytes, purement albitiques, a aussi été signalée dans la série alcaline de l'Ouest d'Othris en Grèce par Courtin (1979) et Lapierre et al. (à paraître). Ces auteurs ont appelé ces laves "métatrachytes". Leurs compositions chimiques sont quasiment identiques à celles de nos trachytes albitiques, dans lesquels K_2O est très faible (v. Tabl. III-10, colonnes D et 11).

La présence de trachyte à Qz normatif est aussi signalée dans d'autres séries alcalines parmi lesquelles les séries de :

- île de l'Ascension en Atlantique (Daly 1925) ;
- Hawaï (Mc Donald 1949) ;
- "Nuku Hiva" en Polynésie (Maury 1976, Mottay 1976, Leterrier et Maury 1978) ;
- Boutières de Velay Oriental en France (Berger 1977) ;
- Boina de l'Afar en Ethiopie (Barberi et al. 1975) ;
- "East Rift Valley" au Keyna (Mc Donald et al. 1970) ;
- la Chaîne des Puys de Massif Central en France (Maury et al. 1980).

Les trachytes quartzifères étant le dernier produit du fractionnement peuvent provenir :

- soit d'un liquide résiduel sur-saturé en silice et hyperalcalin (Bowen 1945, Bailey et Schairer 1964 et Schwarzer et Rogers 1974, p. 293).

- soit de la cristallisation du liquide différencié au point ternaire péritectique (R) dans un système "Qz - Ab - Fo" (Poldervaart 1964). Cet auteur a montré également que le produit final dans le même système, mais au point ternaire eutectique (E2) serait une rhyolite alcaline, alors qu'au point ternaire également eutectique (E1) mais dans un système "Na' - Ab - Fo" ce serait un trachyte à Néphéline normative (Fig. III-19 A). Il a lié le dernier cas à la différenciation d'une série de type fortement alcalin et les deux premiers à celle de séries de type moyennement alcalin ainsi qu'elles sont définies par Saggerson et Williams (1964).

Les trachytes analysés figurés sur le diagramme Ol' - Ne' - Qz' (Fig. III-19 B) se regroupent dans le domaine limité par des droites critiques de Yoder et Tilley (1962) et de Poldervaart (1964) - comme déjà constaté - et précisément à proximité du point ternaire péritectique (R) de Poldervaart.

En outre, ces trachytes à Qz normatif pouvant également provenir du fractionnement des minéraux hydroxylés sous-saturés en silice (par exemple, amphiboles calciques) dans un magma de nature basaltique ou hawaïtique riche en ces minéraux hydratés. Le fractionnement de ces minéraux hydroxylés pauvres en silice, pouvant jouer un grand rôle dans la cristallisation fractionnée (Green et al. 1974), peut provoquer une augmentation de l'activité de SiO_2 dans les liquides résiduels (Berger 1977, Maury et Brousse 1977 et Leterrier et Maury 1978) et peut également provoquer le passage de liquides sous-saturés en silice à des liquides sur-saturés en raison de l'inexistence des barrières thermiques (Fo - Di - An) et (En - Di - An) lorsque l'amphibole est présente (Cawthorn 1976 et Maury et al. 1980). Par conséquent la séparation d'amphibole peut donc être la cause d'apparition de liquides sur-saturés en silice à partir des magmas à Néphéline normative (Cawthorn et al. 1973, Mervoyer et al. 1973 et Cawthorn et O'Hara 1976). Les amphiboles développées pauvres en silice dans la plupart des basaltes alcalins s.s. et des laves intermédiaires à faciès plus basique (hawaïtes) sont des Kaersutites. Elles ont très probablement joué un rôle important dans le fractionnement du liquide basaltique et même hawaïtique, dont ces trachytes sont issus.

Un tel fractionnement de la Kaersutite dans un magma basaltique hydraté peut être également contrôlé à la fois par une haute teneur en eau (supérieure à 2 % et atteignant 3 % dans le cas étudié par conséquent PH_2O élevée (Ringwood 1959, Leeman et Rogers 1970) et par la légère augmentation de fo_2 qui est d'ailleurs aussi responsable de la diminution du fer pendant la différenciation (Osborn 1959, 1962 et Roeder et Osborn 1966). Bien que dans les échantillons sélectionnés, les Kaersutites en phénocristaux soient peu abondantes, il faut noter qu'elles sont très abondantes dans la plupart des brèches autoclastiques qui contiennent des enclaves de nature basaltique à amphiboles.

Le fractionnement de la Kaersutite dans l'évolution de la série étudiée, responsable de la formation des trachytes à Qz normatif, peut être également confirmé à l'aide du diagramme de De La Roche et Leterrier, en se basant sur les critères de Leterrier et Maury (1978), par les constatations suivantes : (v. Fig. III-23).

"Au niveau des basaltes alcalins s.s. et des laves intermédiaires analysées et reportées sur ce diagramme, la lignée magmatique d'évolution étant subparallèle à la ligne critique, traduisant le fractionnement des minéraux magmatophiles, s'écarte légèrement de cette droite critique vers le pôle représentatif de Kaersutite (Ka) ; alors qu'elle s'écarte vers le pôle représentatif de Qz, en franchissant cette ligne au niveau des trachytes à Qz normatif" (Fig. III-23).

On constate donc que l'évolution du liquide est contrôlée par le fractionnement de l'Olivine, le clinopyroxène, le plagioclase et aussi par celui de la Kaersutite et que cette cristallisation fractionnée dans un magma basaltique hydraté est effectivement caractéristique d'une série alcaline sodique (Le Maître 1962, Green et al. 1974, Berger 1977 et Leterrier et Maury 1978).

A IV.1.4°.2°°) Discussion sur l'environnement géotectonique

On peut se demander, s'il est possible, en ne se basant que sur les études chimiques des éléments majeurs, d'avoir une idée sur l'origine géotectonique de cette série. La réponse est effectivement assez difficile. Schwarzer et Rogers (1974) ont montré l'absence totale de variations systématiques dans le chimisme des éléments majeurs entre les séries alcalines océaniques, continentales ou orogéniques (Tabl. III-10, colonnes 5 à 7). Ils ont ajouté que la suite de différenciation d'une série basaltique alcaline est tout à fait indépendante de leur environnement géotectonique. Pourtant, Rittmann (1971), en s'appuyant sur l'existence d'une bimodalité du titane mise en évidence par Gottini (1967), avait signalé la possibilité de l'appartenance d'une série basaltique alcaline riche en titane (environ de 2,25 %) à des régions cratoniques stables océaniques ou continentales et absolument pas à des ceintures orogéniques (arcs insulaires par exemple) où la série est relativement pauvre en titane. En outre, la haute valeur de CO_2, la présence importante de la calcite et de minéraux secondaires hydrothermaux de basse température dans les laves d'une série alcaline peuvent aussi partiellement indiquer l'appartenance d'une telle série à des environnements plutôt océaniques que continentaux (Juteau 1975).

Ainsi les indications obtenues par l'étude chimique des éléments

Oxydes	I		II							III				IV	
	(A)	(1)	(B)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(C)	(8)	(9)	(10)	(D)	(11)
SiO_2 :	46.95	46.64	46.53	47.60	47.73	46.87	47.30	46.10	46.90	54.72	53.73	56.02	50.86	63.78	64.83
Al_2O_3 :	11.86	12.24	14.41	16.30	15.53	15.24	15.20	15.00	15.60	16.30	15.76	17.25	16.47	17.84	16.04
FeO_t :	12.69	11.36	11.09	11.70	10.77	11.74	11.70	11.80	11.20	9.52	9.15	7.84	9.62	3.75	5.76
MgO :	10.00	11.50	6.35	6.30	8.37	7.37	7.50	7.90	7.10	4.16	3.14	2.11	4.20	0.85	0.13
CaO :	12.25	11.64	8.92	8.70	8.71	10.50	9.60	10.30	9.10	4.78	7.67	5.02	6.94	0.48	0.70
Na_2O :	2.72	2.24	4.29	3.80	2.89	2.75	3.20	3.10	3.10	6.44	3.90	5.29	4.34	9.39	9.58
K_2O :	0.72	1.00	0.92	1.10	1.70	0.90	1.20	1.10	1.30	1.42	2.25	3.12	2.44	0.08	0.14
TiO_2 :	2.51	2.56	2.16	3.60	3.30	2.35	2.30	3.00	2.50	2.35	1.92	2.16	2.32	0.26	0.41

I - ANKARAMITES

(A) Moyenne (2) des analyses recalculées de la Série Alcaline étudiée.

(1) Celle de "Hawaï" (Mc Donald 1968 tabl. 8).

II - BASALTES ALCALINS

(B) Moyenne (10) des analyses brutes de la série Alcaline étudiée.

(2) Celle de la Série de "St Hélène" (Daly, 1927, p. 64).

(3) Celle de "Gough Island" (Le Maître 1962, tabl. 10).

(4) Celle de "Boina" de l'Afar en Ethiopie (Barberi et al. 1975, p. 27, tabl. 1).

(5) Celle (25) des Basaltes Alcalins de l'environnement Continental (Schwarzer et Rogers 1974, p. 291, tabl. 3).

(6) Celle (31) des Basaltes Alcalins de l'environnement Océanique (Schwarzer et Rogers 1974, p. 291, tabl. 3).

(7) Celle (8) des Basaltes Alcalins de l'environnement d'Arc Insulaire (Schwarzer et Rogers 1974, p. 291, tabl. 3).

III - LAVES INTERMEDIAIRES

(Hawaïtes/Mugéarites)

(C) Moyenne (8) des analyses recalculées de la série étudiée.

(8) Celle des termes intermédiaires de la série de "Boina" de l'Afar en Ethiopie (Barberi et al. 1975, p. 27, tabl. 1).

(9) Celle de l'ensemble des Hawaïtes et Mugéarites (extr. de Daly, 1925, p. 46 à 49).

(10) Celle (4) de l'ensemble des Hawaïtes et Mugéarites de "Nandewar Volcano" en Australie (Abbott 1969, p. 126, tabl. 3, analyses n° 4 à 7).

IV - TRACHYTES ALBITIQUES

(D) Moyenne (2) des analyses brutes de la Série étudiée.

(11) Métatrachyte de la série alcaline de l'Ouest d'Othris en Grèce. (Lapierre et al. 1982 - à paraître - tabl. 1, analyse n° 7 B 474).

Tableau III-10 - Comparaison des analyses chimiques des différents termes de la Série étudiée de Pozanti-Karsanti, avec celles de diverses séries typiquement alcalines de provenances différentes.

majeurs des laves étudiées ne peuvent permettre de déceler leur origine géotectonique. Par contre, une étude chimique des minéraux, celle des clinopyroxènes en particulier, permettra de la connaître avec une meilleure précision (v. ch. A V.1). Les observations structurales effectuées sur le terrain nous apporteront aussi des critères intéressants pour résoudre ce problème[1].

Quelques critères nous permettent cependant de formuler une hypothèse préliminaire sur l'environnement géotectonique de cette série : par exemple, son appartenance probable à des environnements intracratoniques stables océaniques ou continentaux et non pas orogéniques. Ces critères essentiels sont les suivants :

. La présence de haute teneur de titane (en moyenne 2,13 %)

. Le type d'évolution de la série pendant la différenciation (par exemple, l'appauvrissement en fer) et sa ressemblance à celui des séries appartenant aux environnements cratoniques stables, plutôt continentaux qu'océaniques.

A IV.1.4°.3°°) Conclusions

Il existe une ressemblance très nette entre les données chimiques des laves de la série étudiée et celles des autres séries typiquement alcalins (v. Tabl. III-10).

. Une analogie chimique entre les ankaramites étudiées et celles de la série de Hawaï (Tabl. III-10, colonnes A et 1), ainsi que celles de l'île de l'Est de Crozet (en océan indien méridional).

. Une analogie également entre les données chimiques des basaltes et des laves intermédiaires (hawaïtes et mugéarites) étudiés et celles de nombreuses séries alcalines en particulier, celles d'environnements continentaux (Tabl. III-10, colonnes B à 10).

Les laves étudiées sont relativement riches en alumine, titane et en alcalins et pauvres en magnésium et en calcium (Tableau III-11). Ces laves et les filons associés forment une seule lignée magmatique appartenant donc à la série alcaline, sous-saturée et sodique ; différencié dans la suite "basalte Alcalin ⟶ Trachyte sodique" par le fractionnement de minéraux magmatophiles (olivine, clinopyroxène et plagioclase) et hydroxylés (Kaersutite) sous des conditions de PH_2O et fO_2 élevées.

---

(1) Cette discussion sur l'origine géotectonique sera développée - en détail - dans la "Conclusion Générale", p.751 .

	(1)	(2)
SiO_2 :	47.14	53.46
Al_2O_3 :	13.94	15.88
FeO_t :	9.99	1.50° 8.92°°
MnO :	0.16	0.19
MgO :	4.89	5.51
CaO :	9.52	5.95
Na_2O :	4.57	5.23
K_2O :	1.08	1.26
TiO_2 :	1.85	2.13
H_2O+ :	3.19	-
CO_2 :	3.31	-
TOTAL :	99.64	100.00
Calcite :	7,53 %	
An % = 30.76	ID % = 50.65	
IC % = 33.92	IS % = 23.94	

Tableau III-11 - Moyenne (27) des analyses chimiques de l'Ensemble des Roches Alcalines de la Série Volcanique et Sédimentaire de Pozanti-Karsanti (y compris les données des Filons associés).

(1) : Données brutes.
(2) : Données recalculées avec élimination de la calcite et H_2O^+ ; $^{\circ}Fe_2O_3$; $^{\circ\circ}FeO$.

L'évolution de la série au cours de la différenciation est marquée par un appauvrissement significatif du fer, magnésium et du calcium et par un enrichissement de la silice, de l'alumine et des alcalins, ainsi que par une variation non systématique du titane.

A IV.2) GEOCHIMIE DES ELEMENTS EN TRACES

A IV.2.1°) Distribution et caractéristiques des éléments en traces analysés

Dans quelques échantillons typiques (10) de laves les moins altérées, les éléments en trace, tels que Ba, Rb, Sr, Ni, Cr, Co, V,

Cu et Zn, ainsi que P_2O_5 ont été déterminés par l'analyse au "Quantomètre" au C.R.P.G. de Nancy. Leurs concentrations obtenues sont représentées dans le tableau III-12.

A IV.2.1°.1°°) Baryum (Ba), Rubidium (Rb), Strontium (Sr) et les relations entre Ba-K, Rb-K, Rb-Sr, Sr-Ba et Sr-Ca.

. *Baryum (Ba)* :

C'est un élément caractéristique qui peut être utilisé afin de distinguer les basaltes alcalins des basaltes tholéiitiques, bien que son comportement vis à vis de l'altération à basse température ne soit pas connu avec exactitude (Montigny 1975). Les basaltes alcalins sont nettement plus riches en Ba (en moyenne 613 ppm[1]) que les basaltes tholéiitiques océaniques (en moyenne 14,5 ppm[2]) (Prinz 1967, Puchelt 1972).
La concentration du Ba, assez élevée dans la série étudiée (en moyenne 712 ppm), est très variable, de 92 à 1560 ppm (Tableaux III-12 et III-13). Cette variation importante du Ba est sans doute due à la présence ou à l'absence des feldspaths potassiques, par exemple l'anorthose, dans lesquels le Ba se substitue aisèment et essentiellement au potassium (Taylor 1965, Prinz 1967, Iijama 1968, Mason 1966, Puchelt 1972, Montigny 1975 et Barberi et al. 1975). Si les laves alcalines sont riches en potasse, elles le sont également en Ba.
Les laves étudiées, riches en potasse et également pourvues en feldspath potassique modale, sont toutes très riches en Ba dont la concentration dépasse aisèment 1000 ppm (Tabl. III-12, colonnes 3, 6 7 et 8).
En fait, on constate que le baryum est plus élevé dans les laves intermédiaires contenant généralement des anorthoses (en moyenne 1066 ppm), que dans les basaltes alcalins dépourvus d'anorthoses (en moyenne 706 ppm) ; alors que le trachyte albitique est relativement pauvre en Ba (92 ppm) en raison de l'absence totale de potasse. Par ailleurs, Puchelt (1972) a observé également la même chose dans les roches acides ou non, mais lessivées en potasse.

---

(1) Variant de 30 à 1350 ppm d'après Baker (1969), Baker et al. (1964), Gunn (1963), Le Maitre (1962) et Nockolds et Allen (1954).

(2) Variant de 3 à 46 ppm d'après Engel et al. (1965), Gast (1965), Kay et al. (1964), Nelson et al. (1968) et Muir et al. (1964).

n° d'ordre :	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
(en ppm)										
Ba :	301	305	1429	94	328	1376	1560	1483	156	92
Rb :	26	13	33	23	22	42	11	40	41	10
Sr :	321	377	231	259	400	738	502	580	316	260
Ni :	192	144	65	93	145	31	65	37	17	10
Cr :	698	337	93	287	200	23	38	10	18	33
Co :	48	47	28	38	39	29	218	43	33	19
V :	266	262	205	220	257	143	184	86	83	68
Cu :	67	54	13	31	43	10	17	98	10	58
Zn :	80	114	118	74	98	77	101	83	131	300
(en %)										
P_2O_5 :	0.47	1.00	0.68	0.24	0.52	1.00	0.69	1.00	0.95	0.07
TiO_2 :	2.67	3.17	2.70	1.30	2.81	2.51	2.47	2.32	2.19	0.33
TiO^x :	2.62	2.83	2.74	1.25	2.74	2.41	2.21	2.38	2.19	0.26
K_2O^x :	0.98	0.61	0.84	0.98	2.09	2.05	0.55	1.91	1.53	0.08
rapports										
Ba/K :	0.07	0.12	0.09	0.02	0.16	0.16	0.65	0.19	0.02	0.27
K/Rb :	156	195	159	177	263	203	208	198	155	33
Rb/Sr :	0.08	0.03	0.05	0.08	0.14	0.06	0.02	0.07	0.12	0.04
Ba/Sr :	0.94	0.81	0.82	0.36	6.18	1.86	3.10	2.56	0.50	0.35
Sr/Ca :	0.004	0.006	0.008	0.005	0.005	0.019	0.017	0.020	0.013	0.260
Cr/Ni :	3.64	2.34	1.38	3.09	1.43	0.74	0.60	0.30	1.05	3.30
$\frac{100\ Cu}{TiO_2}$:	0.26	0.19	0.16	0.24	0.05	0.04	0.08	0.42	0.05	2.23
$\frac{100\ Zn}{TiO_2}$:	0.31	0.40	0.36	0.59	0.43	0.32	0.46	0.36	0.58	11.54
Ti/P :	15.6	8.7	14.8	14.9	10.9	6.9	9.8	6.4	6.3	12.9
Ti/V :	60.2	72.5	82.2	35.4	63.0	100.0	80.48	162.0	158.1	29.1

Tableau III-12 - Analyses des éléments en traces dans les Laves de la Série volcanique et sédimentaire non ophiolitique de Pozanti-Karsanti.

1 - Ankaramite (éch. AV 506 A).
2 - Basalte Alcalin Ankaramitique (éch. AC 37/I).
3 - Basalte Alcalin (éch. AC 665 VI).
4 - Basalte Alcalin (éch. AC 101 B 2).
5 - Basalte Alcalin (éch. AC 675 A).
6 - Labradorite (éch. AC 37 C).
7 - Lave Intermédiaire (Hawaïte) (éch. AC 664 VI).
8 - Lave Intermédiaire (Mugéarite) (éch. AC 37/2).
9 - Lave Intermédiaire (Mugéarite) (éch. AC 649 PLI).
10 - Trachyte Albitique (éch. AC 661 VI).

Méthode "Quantomètre". Lieu : C.R.P.G. à Nancy.

x - Analyses par "spectrométrie X" au Laboratoire de Patrologie à Nancy Analyste : M. Montanari.

. *Rubidium (Rb)* :

Il est relativement élevé, comme le Ba, dans les minéraux également potassiques, par exemple l'anorthose (Heier 1962, 1970 ; Gast 1968 ; Mason 1966).

"ppm"		(A)	(B)	(C)
Ba	:	706	1066	712
Rb	:	27	31	26
Sr	:	401	466	398
Ni	:	96	40	80
Cr	:	188	22	173
Co	:	36	98	54
V	:	217	118	177
Cu	:	30	42	40
Zn	:	96	105	118
P_2O_5 %	:	0.69	0.88	0.66
Ba/K	:	0.11	0.29	0.18
K/Rb	:	199	187	175
Rb/Sr	:	0.07	0.07	0.07
Ba/Sr	:	2.01	2.05	1.75
Sr/Ca	:	0.009	0.017	0.036
Cr/Ni	:	1.80	0.65	1.77
$\frac{100\ Cu}{TiO_2}$	:	0.14	0.18	0.37
$\frac{100\ Zn}{TiO_2}$	:	0.42	0.47	1.54
Ti/P	:	11.2	7.2	10.7

Tableau III-13 - Moyennes des analyses des éléments en traces et des rapports :

A) dans les Basaltes Alcalins y compris la labradorite (5)
B) dans les Laves Intermédiaires (hawaïtes et mugéarites) (3)
C) dans l'Ensemble des Laves analysées de la Série Volcanique et Sédimentaire de Pozanti-Karsanti.

Les basaltes alcalins (en moyenne 30 ppm[1]) sont relativement plus riches en Rb que les basaltes tholéiitiques (en moyenne 3 ppm[1] et/ou 25 ppm[2]),

---

(1) d'après Hedge (1966).

(2) d'après Hedge (1966), Bence (1966) et Faure et Hurley (1963).

(Lessing et Catanzaro 1963, Green et Ringwood 1967). La concentration du Rb est peu variable (13 à 33 ppm) et relativement plus faible dans les basaltes alcalins analysés (en moyenne 23 ppm) que dans la labradorite et dans les laves intermédiaires, dans lesquelles elle atteint 42 ppm, alors qu'elle est très faible (inf. à 10 ppm) dans le trachyte albitique, en raison, bien sûr, de l'absence totale de feldspath potassique. Elle a une moyenne de 26 ppm dans l'ensemble des laves analysées, elle est donc comparable à celle des basaltes alcalins (30 ppm) définie par Hedge (1966).

. *Strontium (Sr)* :

Il se trouve principalement dans les minéraux riches en calcium, tels que le plagioclase, le clinopyroxène calcique et également l'apatite (Butler et Skiba 1962, Mason 1966, Prinz 1967 et Montigny 1975).
Les basaltes alcalins sont généralement plus riches en Sr (610 ppm[1]), comme le Ba, que les basaltes tholéiitiques (124 ppm[2] ou 143 ppm[3]). Cet enrichissement en Sr dans les basaltes alcalins peut être dû à des teneurs élevées de potasse, ainsi qu'à l'avancement de stades du fractionnement du magma (Prinz 1967). Par ailleurs, Berlin et Henderson (1969), Higuchi et Nagasawa (1969), Drake et Weill (1975) ont montré expérimentalement que l'enrichissement peut se faire aussi au dépens du calcium dans les plagioclases. Le strontium augmenterait donc avec la diminution du pourcentage d'anorthite dans la roche. Le Sr est assez variable dans les laves analysées (168 à 738 ppm). Il atteint une valeur hautement élevée de 738 ppm dans la labradorite (tableau III-12, colonne n° 6), dans laquelle le plagioclase non altéré a une composition modale An_{45} à An_{50}.
La possibilité de présence d'une haute concentration de Sr dans les laves à plagioclases de même composition (An_{45} à An_{55}) a été expérimentalement mise en évidence par les travaux d'Ewart et Taylor (1969). Cependant, la concentration du Sr est relativement faible dans le trachyte albitique analysé (260 ppm).
Par ailleurs, les travaux expérimentaux de Butler et Skiba (1962) et également ceux de Heier (1962) ont démontré la présence d'une très faible concentration en Sr dans les plagioclases purement sodique, par conséquent dans les roches qui les contiennent.

---

(1) d'après Engel et al. (1965), Subbarao et al. (1973) et Subbarao et Hedge (1973).

(2) d'après Faure (1968).

(3) d'après Subbarao et Hedge (1973);

Etant donné la mobilité considérable de cet élément, pendant l'altération, Smith et Smith (1976), Hart (1969), Pearce et Cann (1973) (Chikhaoui (1981), ont sévèrement déconseillé l'utilisation du Sr pour décrire les caractéristiques magmatiques des roches, surtout si elles sont très altérées. Par ailleurs, Chikhaoui (1981) a récemment montré que les teneurs en Sr, comme en Ba et Rb peuvent être facilement perturbées dès les premiers stades de l'altération et que les concentrations rencontrées dans les roches les moins altérées ne représenteraient même pas les valeurs originales.

. *Rapport Ba/K* :

Bien qu'il reste souvent constant au cours du processus de cristallisation (Nockolds et Allen 1953, Goldschmidt 1954), ce rapport est très variable dans les laves étudiées (0,02 à 0,65) (Tabl. III-12). Il est plus faible dans l'ankaramite (0,07) et dans les basaltes alcalins (en moyenne 0,09) que dans les laves intermédiaires (en moyenne 0,22).

La corrélation entre Ba et K est montrée dans le diagramme Ba = f (log K), dans lequel on observe l'existence de deux regroupements A et B (Fig. III-27).

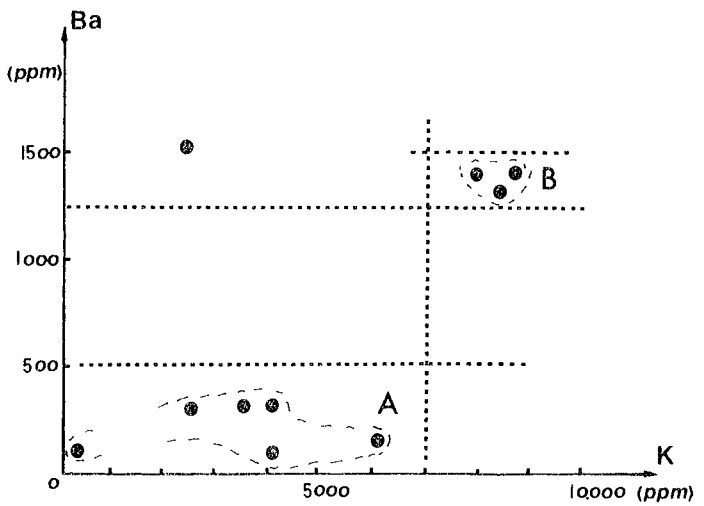


Fig. III-27 - Relation entre les éléments Ba et K dans le diagramme Ba = log K, des laves alcalines de la Série non Ophiolitique de Pozanti-Karsanit. Présence de deux regroupements :

A) Comprenant les roches essentiellement basaltiques dépourvues de feldspaths potassiques (modaux) à faibles teneurs en Ba (inf. à 500 ppm) et en K (inf. à 7000 ppm).
B) Comprenant des roches essentiellement différenciées (laves intermédiaires) pourvues de feldspaths potassiques (modaux) à hautes teneurs en Ba (entre 1250 et 1500 ppm) et en K (entre 7000 et 9000 ppm).

- groupe (A) : comprenant les échantillons des laves essentiellement basaltiques alcalines, dépourvues de feldspaths potassiques modaux. Le Ba dont la concentration est relativement faible (inf. à 500 ppm), comme celle du K (inf. à 7000 ppm), reste quasiment constant, alors que le K varie considérablement.

- groupe (B) : comprenant essentiellement les échantillons des laves intermédiaires, pourvues en grande quantité de feldspaths potassiques modaux. Le Ba dont la concentration est cette fois très élevée (entre 1250 et 1500 ppm), comme celle de K (entre 7000 et 9000 ppm), reste donc constant, comme le K.

. *Rapport K/Rb* :

Il montre nettement une corrélation avec la pétrographie, en ce sens qu'il est plus faible dans les basaltes alcalins (inf. à 400) que dans les tholéiites (500 à 1800) (Gast 1965, Gunn 1965 et Compston et al. 1966).
En variant de 33 à 263 dans les laves analysées, il est en moyenne de (199) dans les basaltes alcalins et de (175) dans les laves intermédiaires, alors qu'il descend jusqu'à une valeur très faible (33) dans le trachyte albitique, ce qui est en relation avec l'absence totale de potasse dans cette roche (Baxter 1975). La corrélation entre le rapport K/Rb et la concentration de K est montrée dans les diagrammes de Gast (1965, 1968) et de Subbarao et al. (1979) (Fig. III-28).
On constate donc :

- la présence de deux regroupements bien séparés, également identiques à ceux (A et B) observés dans le diagramme précédent Ba/K (v. Fig. III-27).

  . le premier A comprend donc essentiellement les basaltes alcalins à faible teneur en K.

  . le second B comprend les points de la labradorite et des laves intermédiaires à teneur élevée en K.

- une corrélation négative entre le rapport K/Rb et K dans le premier groupe A et positive dans le second B. La même évolution est également observée dans le diagramme de Subbarao et al. (1979).

- enfin, un rassemblement des points des laves analysées dans le domaine alcalin ou près de celui-ci, défini par Gast (1965, 1968) (Fig. III-28) et également dans le domaine alcalin proposé par Subbarao et al. (1979) (non figuré).

La diminution du rapport K/Rb avec l'augmentation de K, observée dans le groupe A, (Fig. III-28), peut être due à la conséquence de l'altération tardive, soit par l'eau de mer, soit pendant le métamorphisme de

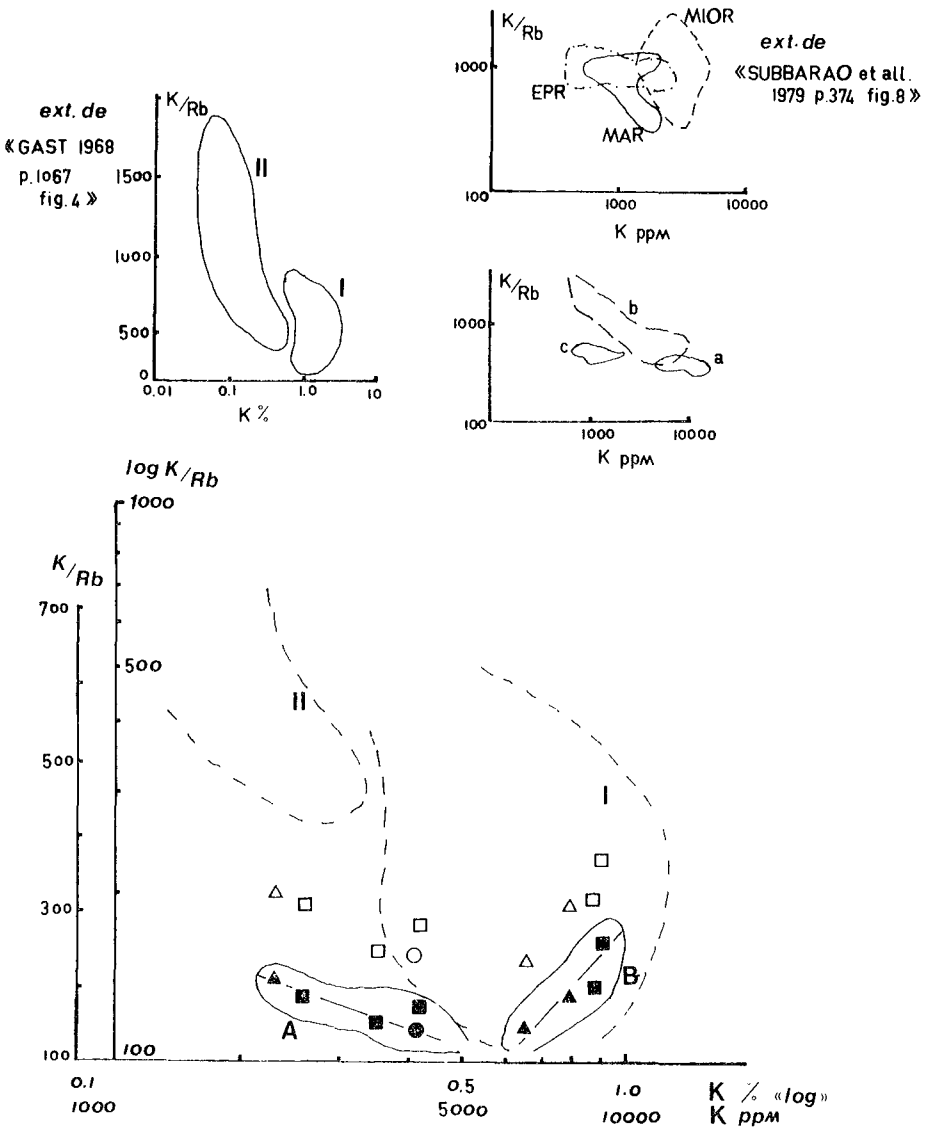


Fig. III-28 - Corrélation entre le rapport K/Rb et la concentration du K (en % et/ou en ppm) des laves alcalines non ophiolitiques de Pozanti-Karsanti, dans les diagrammes K/Rb = log K % et log K/Rb = log K (ppm) qui mettent en évidence l'appartenance des laves étudiées au domaine alcalin et non tholéiitique.

Légende :

EPR : Ride est-Pacifique
MAR : Ride médio-atlantique
MIOR : Ride médio-océanique indien
I - domaine de basaltes alcalins
II - domaine de basaltes tholéiitiques abyssals
a - domaine de basaltes alcalins océaniques
b - domaine de basaltes tholéiitiques d'arc insulaire
c - domaine de basaltes tholéiitiques océaniques

Mêmes symboles que la Fig. III-17 : - les symboles pleins correspondent aux points représentatifs dans le diagramme K/Rb = log K (%) ; - les symboles vides correspondent aux points représentatifs dans le diagramme log K/Rb = log K (ppm).

schiste-vert de faible degré (Hart 1969). Par conséquent, il est assez délicat de tirer une conclusion sûre à partir de l'étude de ce rapport K/Rb (Montigny 1975). Tout de même, la faible valeur de ce rapport (en moyenne 175) peut servir en partie à indiquer le caractère alcalin de ces laves.

. *Rapport Rb/Sr* :

Il est plus faible dans les basaltes alcalins que dans les basaltes tholéiitiques, ce qui peut indiquer en outre, pour les basaltes alcalins, une origine probablement de grande profondeur (Prinz 1967 et Baxter 1973). Il est également faible (0,07) et variable (0,02 à 0,14) dans les laves étudiées (Tabl. III-12 et III-13). Il est grossièrement en corrélation positive avec la concentration de Rb (Fig. III-29 D).

. *Rapport Ba/Sr* :

Il est également très variable dans l'ensemble des laves (0,35 à 6,18), comme l'a observé Abbott (1969) dans les laves de la série alcaline de "Naudewar" en Australie. La relation entre ce rapport et la concentration du Sr est montrée dans le diagramme de Gast (1968) (Fig. III-29 B).
On observe :

- l'existence de deux groupements, identiques à ceux déjà observés précédemment : le premier (A) correspond donc aux basaltes alcalins à faible Ba et le second (B) à la labradorite et aux laves intermédiaires à Ba très élevé.

- la présence de deux types d'évolution inverse du rapport Ba/Sr en fonction de la diminution du Sr dans ces deux groupes. Il diminue dans le groupe A, alors qu'il augmente dans le second (B).

. *Rapport Sr/Ca* :

D'après Turekian et Kulp (1956), il peut exister une co-variance entre Sr et Ca et une augmentation du rapport Sr/Ca à partir des termes plus basiques vers ceux qui sont plus acides, c'est à dire, au cours du fractionnement. Cependant, Abbott (1969) a suggéré que ce rapport reste constant pendant la différenciation. Dans les laves étudiées, on constate que le rapport Sr/Ca est effectivement très variable (0,004 à 0,260). Il augmente à partir de termes plus basiques : ankaramite (0,004), basaltes alcalins (0,009), vers des termes plus acides : laves intermédiaires (0,017) et trachyte albitique (0,260). Dans ce dernier, il devient anormalement élevé en raison de la faible teneur en calcium.

A IV.2.1°.2°°) Nickel (Ni), Chrome (Cr), Cobalt (Co) et les relations entre Ni, Cr, Co et MgO

Le nickel et le chrome, étant des éléments de transition, sont plutôt concentrés dans les minéraux cristallisés précocement, par exemple l'olivine et le clinopyroxène, (Wager et Mitchell 1951, Storm et Holland 1957, Turekian 1963, Curtis 1964, Merlino 1965, Prinz 1967, Burns et Fyfe 1967 et Treuil et al. 1971).
C'est pourquoi les roches peu ou pas différenciées, riches en olivine et en clinopyroxène, telles que l'ankaramite et le basalte alcalin ankaramitique, ont des concentrations très importantes en Ni et en Cr (respectivement 192 ppm et 698 ppm pour l'ankaramite ; 144 ppm et 337 ppm pour le basalte alcalin ankaramitique) (Tabl. III-12, colonne n° 1 et 2). Par contre, les basaltes alcalins ont des concentrations beaucoup plus faibles (respectivement 96 et 188 ppm en moyenne), mais toujours plus élevées que les laves intermédiaires, dans lesquelles les concentrations en Ni (en moyenne 40 ppm) et en Cr (en moyenne 22 ppm) sont remarquablement faibles. Le trachyte albitique, étant totalement dépourvu d'olivine, a également des concentrations très faibles, aussi bien en Ni (10 ppm) qu'en Cr (33 ppm) (Tbal. III-12).
Les éléments Cr et Ni montrent très peu de variation entre les séries alcalines et tholéiitiques océaniques, comme d'ailleurs le cobalt (Prinz 1967 et Green et Ringwood 1967). Donc ils ne peuvent servir à distinguer ces deux séries.

Le cobalt varie très peu dans les laves étudiées (en moyenne 54 ppm) (Tabl. III-12). Il entre largement dans la structure des magnétites (Carr et Turekian 1961, Prinz 1967 et Paster et al. 1974), comme d'ailleurs le nickel (Storm et Holland 1957). Tous les deux, Co et Ni, peuvent être facilement mobilisés pendant l'altération (Turekian 1963, 1978) alors que le Cr reste plutôt stable[1] (Pearce et Cann 1973, Chikhaoui 1981). Ces critères expliquent donc, la cause de la concentration anormalement élevée du cobalt (218 ppm), ainsi que celle du nickel (65 ppm) dans un échantillon (Tabl. III-12, colonne n° 7), analysé de type "lave intermédiaire" qui est effectivement extrêmement riche en magnétites et fortement altéré.

Il existe une bonne corrélation positive entre le Ni et le Cr

---

(1) Le chrome et le Nickel sont stables au cours des premiers stades de l'altération. Alors qu'ils diminuent intensément dans le cas où les minéraux ferromagnésiens, (le clinopyroxène par exemple), sont entièrement déstabilisés (Chikhaoui 1981).

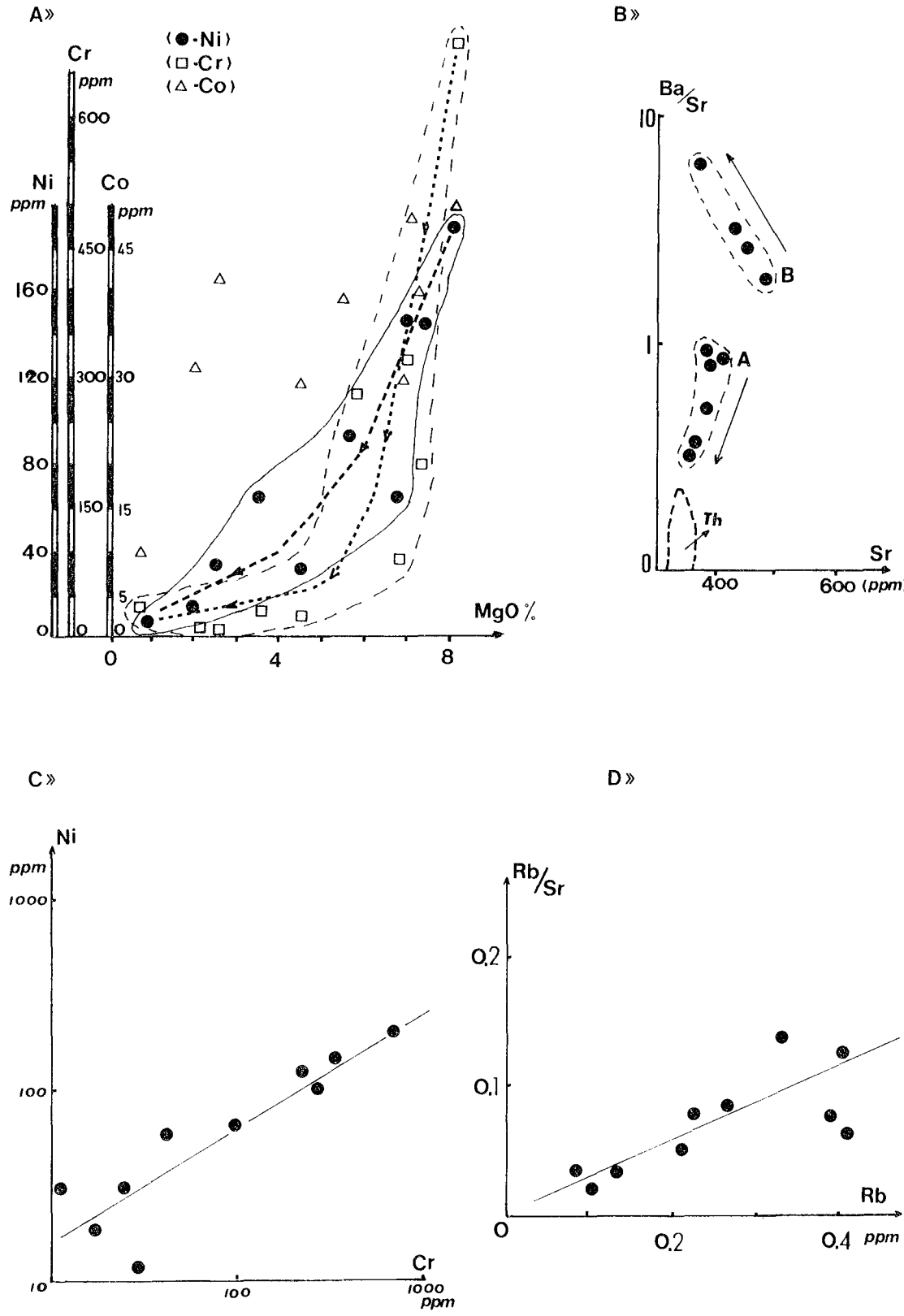


Fig. III-29 - A) Corrélation entre Ni, Cr, Co et MgO
B) Relation entre le rapport Ba/Sr et la concentration Sr dans le diagramme semi-logarithmique de Gast (1968, p. 1068) modifié : Th = domaine des basaltes tholéiitiques abyssals défini par Gast (1968)
C) Corrélation positive entre Ni et Cr
D) Corrélation positive entre le rapport Rb/Sr et la concentration du Rb, dans les laves alcalines non ophiolitiques de Pozanti-Karsanti (v. le texte).

(Fig. III-29 C), alors que le Co n'est pas forcément en corrélation avec ces deux éléments (non figuré), en raison de leur comportement indépendant de Cr et Ni (Chikhaoui 1981).
Le rapport Cr/Ni est très variable au sein de la série (0,30 à 3,64) et plus élevé dans l'ankaramite (3,64) que dans les basaltes alcalins (en moyenne 1,80) et que dans les laves intermédiaires (en moyenne 0,65). Cette variation considérable est effectivement liée au fait que la série est fortement différenciée.
Il existe également une nette corrélation positive entre le Ni et le MgO et une autre, également positive, mais plus ou moins nette, entre le Cr et le MgO (Fig. III-29 A), comme les ont observées respectivement Turekian (1978), Kayetal (1970), Shiraki (1978) et Chikhaoui (1981). Cependant, il n'existe pas de corrélation significative entre le Ca et MgO.

A IV.2.1°.3°°) Vanadium (V), Cuivre (Cu), Zinc (Zn) et Phosphore (P)

Le vanadium (V) varie très peu au sein de chaque type de roches de la série étudiée : de 143 à 262 ppm dans les basaltes alcalins, y compris la labradorite (en moyenne 217 ppm), de 83 à 184 ppm dans les laves intermédiaires (en moyenne 118 ppm). Dans ces dernières, un échantillon (Tabl. III-12, colonne n° 7) a une concentration anormalement élevée en V (184 ppm), en comparaison de celle des autres échantillons de même type (en moyenne 85 ppm).
Il s'agit en effet du même échantillon de laves intermédiaires, très riches en magnétites et ayant donc - comme déjà observé - une concentration en Co également très élevée (218 ppm). Cette valeur élevée du V dans cette lave très riche en minéraux opaques est très probablement liée au fait que la distribution de cet élément est très forte dans les magnétites (Mason 1966, Prinz 1967, Landergren 1974) comme celle du Co.
La concentration moyenne en V (177 ppm) dans la série étudiée est fort comparable à celle des basaltes alcalins d'environnement plutôt continental, dans lesquels elle est plus faible que dans les basaltes tholéiitiques[1] (Turekian et Wedepohl 1961 et Prinz 1967, Shervais 1982).

---

(1) . Les basaltes alcalins d'environnement océanique ont une moyenne 140 ppm de V d'après Turekian et Wedepohl (1961) et Prinz (1967).

. Les basaltes alcalins d'environnement continental ont une moyenne 170 ppm de V d'après Clarke et Washington (1924) et 200 ppm d'après Henesy et al. (1930).

. Les basaltes tholéiitiques ont une moyenne 330 ppm de V d'après Turekian et Wedepohl (1961) et également Prinz (1967).

. La concentration moyenne du Cu, assez faible (40 ppm), est tout à fait comparable à celle de la série basaltique alcaline (36 ppm) qui est nettement plus faible que celle de la série basaltique tholéiitique (77 ppm) (Engel et al. 1965, Prinz 1967).
Elle est plus élevée dans le trachyte albitique analysé (58 ppm) que dans celui des autres séries alcalines, telles que la série alcaline de Hawaï (2 à 10 ppm), (Morita 1950, Wager et Mitchell 1953) et la série alcaline de l'Afar, en particulier celle "d'Erta'Ale" en Ehtiopie (34 ppm), (Treuil et al. 1971). Cette haute valeur de Cu dans ce trachyte albitique est sans doute liée à l'absence totale de feldspaths potassiques, en raison de la distribution importante du cuivre dans les plagioclases non potassiques, tel que l'albite (Prinz 1967).
Le Cu est légèrement plus faible dans les laves intermédiaires que dans les basaltes alcalins, à l'exception d'un échantillon d'une lave intermédiaire (Tabl. III-12, colonne n°8) ; dans lequel il est anormalement élevé (98 ppm). Cette valeur élevée en Cu est sans doute due à la forte oxydation (hématisation) que subit la roche en question, comme le confirment les observations microscopiques. Prinz (1967) et Wedepohl (1974) ont montré l'existence d'une forte distribution de cuivre dans les oxydes de fer, qui sont des minéraux d'altération de basse température.

En outre, les gains ou les pertes de Cu, dus à l'altération (oxydation), peuvent être testés grâce à la comparaison des rapports 100 Cu/TiO_2 (ppm) et 100 Zn/TiO_2 (ppm), parce que le titane est immobile et le zinc moins mobile que le cuivre pendant l'altération (Wedepohl 1974). Par conséquent, le rapport 100 Cu/TiO_2 augmentera donc pendant l'oxydation, alors que le rapport 100 Zn/TiO_2 restera quasiment constant dans le même échantillon. L'application de ce critère sur cet échantillon à Cu anormalement élevé et oxydé en fer nous amène à constater que le rapport 100 Cu/TiO_2 devient effectivement très élevé (0,42) par rapport à celui des autres échantillons non oxydés, de même type (0,06), et que le rapport 100 Zn/TiO_2 reste donc quasiment constant (Tabl. III-12). On confirme ainsi la présence possible de cette haute valeur de Cu dans cet échantillon fortement oxydé, appartenant aux laves intermédiaires, dans lesquelles le Cuivre est généralement très faible.

. Le zinc est également variable au sein des laves analysées. Il est légèrement plus faible dans l'ankaramite (80 ppm) et dans les basaltes alcalins (en moyenne 96 ppm) que dans les laves intermédiaires (en moyenne 105 ppm) (Tableaux III-12 et III-13). Néanmoins, il atteint 300 ppm dans le

trachyte albitique analysé (Tabl. III-12, colonne n° 10). Le zinc, remplaçant souvent les ions Fe et Mg (Wedepohl 1953), est fortement distribué dans les amphiboles sodiques, l'arfvedsonite (Butler et Thompson 1967, Klein et Ito 1968).
Ainsi les roches riches en amphiboles sodiques peuvent avoir des concentrations très fortes en Zn (Gerasimovskii et Nesmeyanova 1960, Zlobin et Gorshkovo 1961) comme nous le constatons ici avec le trachyte albitique analysé, pourvu d'arfvedsonites, dans lesquelles la concentration en Zn atteint jusqu'à 1300 ppm dans leurs compositions chimiques (v. ch. A V.2.2°. p. 565).

. Le phosphore, comme le titane, peut être considéré immobile pendant l'altération (Cann 1970, Nicholls et Islam 1971, Floyd et Winchester 1975, Pearce et Cann 1971, 1973, Pearce 1975).
Etant un élément caractéristique des apatites, le phosphore est donc plus abondant dans les basaltes alcalins (en moyenne 0,39 à 0,66 %) que dans les basaltes tholéiitiques abyssaux (en moyenne 0,13 à 0,19 %), (Nockolds 1954, Wedepohl 1961, 1969, Liou 1974, Taylor 1968, Flower 1973). Il est très élevé dans les laves étudiées (en moyenne 0,66 %), en particulier dans les laves intermédiaires riches en apatites, dans lesquelles le P_2O_5 dépasse largement 1 % , alors qu'il est très faible dans le trachyte albitique analysé (153 ppm), dépourvu totalement d'apatites.

Il n'existe pas, dans notre cas, de corrélation significative entre le phosphore et le titane (non figuré), comme le suggèrent Smith et Smith (1976).
Cependant, le rapport Ti/P reste grossièrement constant dans les basaltes alcalins (en moyenne 11), qui sont généralement dépourvus d'apatite, alors qu'il est très variable (6,9 à 14,9) et peu élevé (en moyenne 7,5) dans les laves intermédiaires riches en apatites. La valeur du rapport Ti/P est donc dépendant de la présence et de la quantité d'apatites dans la roche.
Ainsi, plus la roche est riche en apatites, plus le rapport devient très variable et peu élevé, et vice-versa.

A IV.2.2°) Variation des éléments en traces au cours de la différenciation (fractionnement).

Afin de suivre l'évolution possible de ces éléments en traces au cours de la différenciation, on a choisi l'indice de solidification (IS) de Kuno et al. (1957) et établi les diagrammes de variations de

ces neufs éléments en traces, en fonction de IS[1] (Fig. III-30 a → i). On constate ainsi que :

- le nickel, le cobalt, le chrome et le cuivre, ainsi que le vanadium, diminuent nettement au cours de la différenciation (Fig. III-30 a⟶e).

La décroissance des concentrations du Cr, Ni et du Cu, de l'ankaramite jusqu'aux basaltes alcalins, y compris, (IS = 20 %) est très spectaculaire, alors qu'elle est moins importante au sein des laves intermédiaires. En revanche, celle du Co et du V est nettement progressive. L'échantillon riche en magnétite (Tabl. III-12, colonne n° 7) ayant des concentrations anormales en Co et en V et celui fortement oxydé (Tabl. III-12, colonne n° 8), ainsi que le trachyte albitique (Tabl. III-12, colonne n° 10) ayant des concentrations élevées en Cu ne se trouvent pas naturellement sur la suite d'évolution du Co, V et du Cu que l'on observe pendant la différenciation. L'évolution négative du Ni, Cr et du Co au cours de la différenciation est également observée dans la série alcaline de l'Afar en Ethiopie : secteur de "Boina" (Barberi et al. 1975), de "Edd", de "Assab" (Civetta et al. 1975, p. 368), également dans plusieurs séries alcalines montrées par de nombreux auteurs, parmi lesquels : Häkli (1963), Prinz (1967), Hughes et Brown (1972) et l'évolution négative du cuivre : Kesson (1973) et celle du Vanadium : Prinz (1967).

- le zinc et le rubidium augmentent grossièrement au cours de la différenciation (Fig. III-30 f-g)

L'accroissement de la concentration du Zn est très faible au niveau des basaltes alcalins, jusqu'à IS = 20 %, contrairement à celui du Rb qui est assez important, alors qu'il devient très accentué au niveau des laves intermédiaires jusqu'au trachyte (IS < 20 %), contrairement à celui du Rb qui est quasiment constant. L'évolution positive du Zn et du Rb est également observée par de nombreux auteurs, entre autres Paster et al. (1974), Civetta et al. (1975).

- le baryum montre une évolution non significative et assez différente des précédentes au cours de la différenciation (Fig. III-30 h)

On observe 3 regroupements dont :

---

(1) IS = 100 . MgO/MgO + FeO^+ + Na_2O + K_2O où FeO^+ = 0,9 . FeO total
(les valeurs de IS des roches concernées sont représentées dans le tableau III-8, p.448).

. le premier, (IS > 30 %), comprend les termes peu ou pas différenciés, en particulier les basaltes alcalins pauvres en Ba et dépourvus de feldspaths potassiques.

. le second, (15 %< IS < 30 %), comprend donc les termes différenciés, c'est à dire la labradorite et une partie des laves intermédiaires riches en Ba et pourvues de feldspaths potassiques.

. enfin, le troisième, (IS < 15 %), comprend également les termes différenciés, mais pauvres en Ba et dépourvus totalement de feldspaths potassiques.

Le baryum reste constant au sein de chaque groupe et montre donc aucune évolution significative le long de la différenciation.

- le strontium montre une évolution particulière complètement différente des précédentes

On observe, au cours de la différenciation, deux suites indépendantes, mais subparallèles entre elles, montrant une évolution négative (Fig. III-30 i).

. la première suite (A) ne comprend que les basaltes alcalins (IS > 28) et correspond en outre au groupe A observé dans le diagramme Ba/Sr - Sr (Fig. III-29 B) où le rapport Ba/Sr est faible.

. la seconde (B) comprend la labradorite et les laves intermédiaires et correspond en outre au groupe B observé dans le même diagramme (Fig. III-29 B) où le rapport Ba/Sr est très élevé.

Cette coupure et la présence de deux suites indépendantes montrant donc une évolution négative peuvent être liées, soit aux proportions présentes de plagioclases relatives aux clinopyroxènes et aux olivines dans la roche, soit au différent ordre de cristallisation de phases minérales, comme l'a mis en évidence Civetta et al. (1975). Ces critères sont en effet justes et expliquant la présence de cette coupure, ainsi que celle des deux suites d'évolution, en raison des faits suivants :

. les roches appartenant à la première suite (A), basaltes alcalins sont relativement plus pauvres en plagioclases que celles appartenant à la deuxième suite (B), labradorite et laves intermédiaires.

. dans les roches appartenant à la première suite, l'ordre de cristallisation (Ol → cpx → plag) est tout à fait inverse de celui qu'on observe dans les roches appartenant à la deuxième suite ("Ol" → plag → cpx), comme le confirme l'étude pétrographique.

A IV.2.3°) Conclusions

Il est évident que les éléments en traces -étant résiduels - peuvent caractériser un liquide magmatique selon leurs concentrations et leurs évolutions au cours de la différenciation. Cependant, la sensibilité de quelques éléments compatibles, tels que Ba, Rb et Sr, vis à vis de l'altération, peut rendre leurs utilisations assez problématiques. D'ailleurs, Chikhaoui (1981) a récemment montré - à partir de l'étude

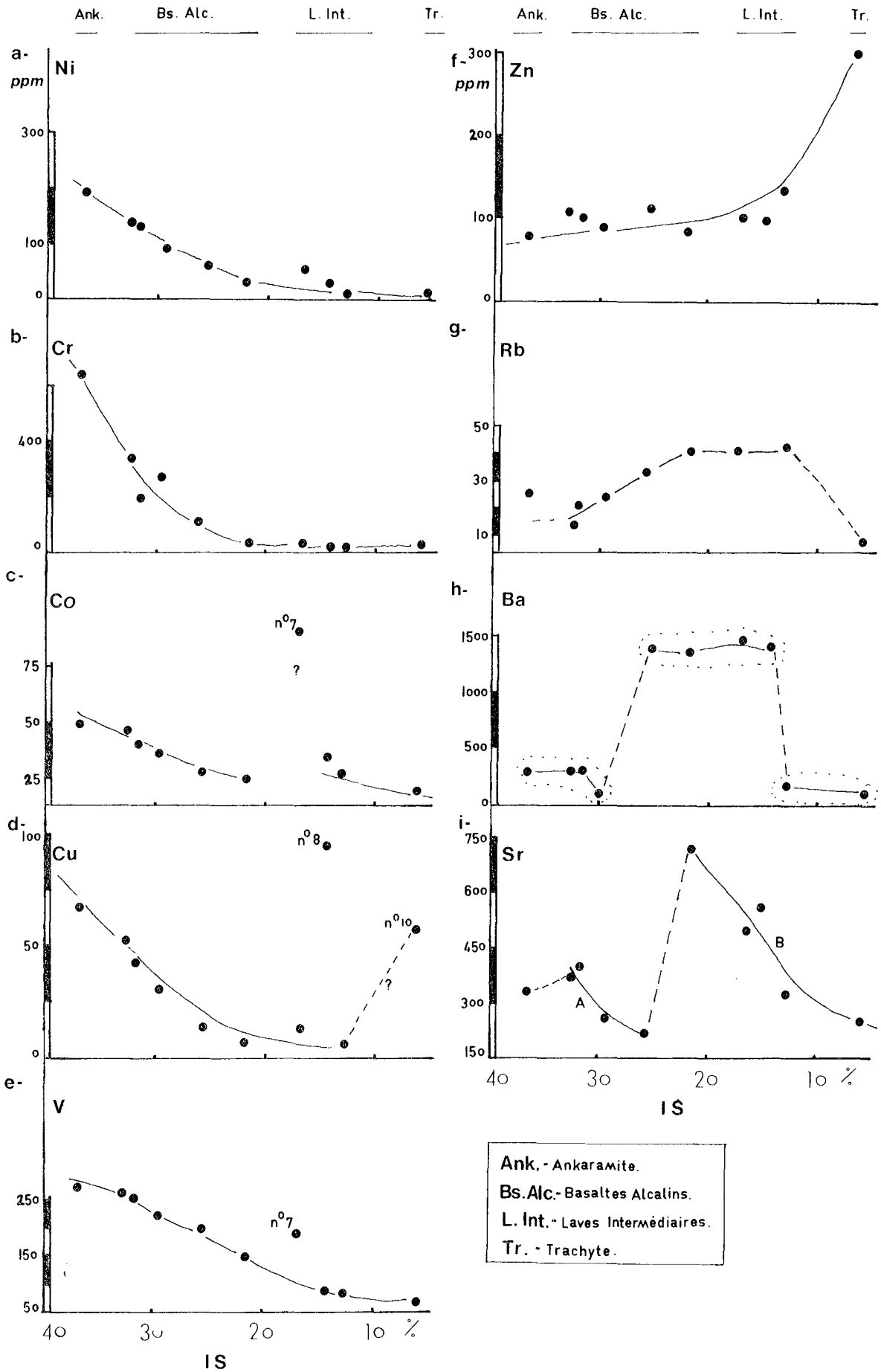


Fig. III-30 - Variation des éléments en traces (a---i) en fonction de l'indice de Solidification (IS) au cours de la différenciation de laves alcalines de la Série Volcanique non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti (v. le texte).
(voir le tableau III-12, pour les n° 7, 8 et 10).

chimique des éléments en traces dans les roches basiques et intermédiaires du Hoggar - que les teneurs en Ba, Rb et Sr sont perturbées dès les premiers stades de l'altération. Il a ainsi conclu que leurs concentrations rencontrées dans les roches même fraîches ne représentent même pas les valeurs originales.

Bien que les teneurs en ces éléments, (Ba, Rb et Sr), soient facilement perturbées pendant l'altération et leurs évolutions soient non significatives au cours de la différenciation, la haute valeur de la concentration de ces éléments mobiles, peuvent tout de même, nous permettre de tirer une conclusion sur le fait que la série en question ait des caractères alcalins, mais en tout cas non tholéiitiques, comme le confirment nettement :

- l'enrichissement considérable des éléments incompatibles tels que le phosphore et le titane ;

- l'évolution significative négative des éléments Ni(1), Cr(1), Co, Cu et V et celle positive du Zn ;

- la faible valeur du rapport K/Rb, ainsi que la forte variation du rapport Rb/Sr.

En outre, la forte diminution du Ni et du Co le long de la différenciation montrait l'importance des minéraux mafiques, tels que l'olivine et le clinopyroxène, dans le processus du fractionnement.

Enfin, il faut noter que le chimisme des éléments en traces des laves de la série alcaline étudiée est fort comparable à celui du volcanisme alcalin de rift de l'Afar, en Ethiopie, en particulier à celui des secteurs "Assab" et "Edd" (Civetta et al. 1975, p. 368).

---

(1) Remarque : *Chikhaoui (1981) a montré que les éléments de transition, tels que Ni et Cr, peuvent être également affectés par l'altération ou le métamorphisme, mais leurs perturbations n'interviennent qu'au stade à partir duquel les minéraux ferromagnésiens, particulièrement le clinopyroxène, sont déstabilisés*

Pourtant dans les laves étudiées, la variation de ces éléments, assez significative, est due au processus de la différenciation ou du fractionnement, pendant lequel leurs concentrations ne montrent aucune perturbation importante. Ceci explique la quasi-stabilité de ces éléments pendant l'altération, durant laquelle les clinopyroxènes des laves étudiées ne sont pas du tout détruits.

A V - CHIMISME DES MINERAUX

A V.1) CLINOPYROXENES

A V.1.1°) Chimisme des clinopyroxènes "Analyses quantitatives"

Les clinopyroxènes en phéno- et microphénocristaux souvent zonés, en microlites et en grains des laves alcalines non ophiolitiques ont été analysés quantitativement à la "microsonde camebax" d'une façon systématique :
Les différents secteurs (hKl) constituant le coeur et les bordures des clinopyroxènes zonés en secteur sont déterminés, avant de les analyser, par les moyens optiques afin de mieux comprendre le phénomène de zonation qui est très fréquent et important dans le cas des clinopyroxènes des roches alcalines (v. ch. A V.1.2°). Les grains interstitiels de clinopyroxènes dans les laves intermédiaires n'ont pu être analysés à cause de leur petite taille inférieure à 20 microns.

A V.1.1°.1°°) Compositions et caractères chimiques

Le tableau III-14 donne les compositions chimiques, les proportions cationiques de 34 clinopyroxènes analysés de deux roches ankaramitiques, d'une roche basaltique alcaline ankaramitique, d'une roche basaltique alcaline s.s. et enfin d'une roche labradoritique.

Les formules structurales[1] des clinopyroxènes sont calculées sur la base de 6 oxygènes. Le fer total obtenu par la "microsonde" est partagé en cations bivalents Fe^{2+} et trivalentes Fe^{3+} par la méthode de "partage du fer" de Neumann (1976 a) (v. annexe n° I). Hermm et Vieten (1971) et Neumann (1976 a, b) ont souligné la nécessité de calculer la formule structurale des pyroxènes sur un nombre de cations fixé à 4 en partageant le fer total en fer bivalent et trivalent.

---

(1) Formule structurale théorique des clinopyroxènes :

$(WXY)_2 Z_2 O_6$ *(Berman 1937, Warren et Biscoe 1931 et Hess 1949)*

d'où $Z = Si, Al^{IV}$ $\quad X = Mg, Fe^{2+}, Mn, (Ni, Zn)$

$Y = Al^{IV}, Ti, Fe^{3+}, Cr$ $\quad W = Ca, Na, K$

Données chimiques :

Les clinopyroxènes analysés ont des compositions de "diopsides (augites calcique) titanifères" et de "Salite également titanifères" d'après la nomenclature de Poldervaart et Hess (1951) selon le diagramme triangulaire Ca, Mg, Fe[(1)] (en % atomiques) (Fig. III-31 E).

D'ailleurs la définition chimique de titanaugites (ou titanesalites) et augites titanifères (ou salites titanifères) est arbitraire. Huckenholz (1965), Deer et al. (1963) ont fixé la limite inférieure à 3 % de TiO_2 pour la titanaugite (ou titane salite) et de 2 à 3 % de TiO_2 pour l'augite titanifère (ou salite titanifère).
Yagi et Onuma (1967) ont placé la limite inférieure à 2 % de TiO_2 pour l'augite titanifère. Dans le cas des clinopyroxènes étudiés, le Titane est très variable (0,6 à 4,51 % de TiO_2). Il a une moyenne de 2,62 % (tableau III-15) pour l'ensemble des clinopyroxènes étudiés. C'est pourquoi, ils sont appelés simplement titanifères et non titanaugites.

---

(1) $Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$

n° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
n° d'analyses	3-108	3-107	3-96	3-97	3-95	3-98	3-89	3-90	2-33	2-34	2-37	2-36
SiO_2	51.58	49.77	47.51	48.06	44.33	46.62	47.41	47.85	48.33	42.80	44.73	44.30
Al_2O_3	2.86	4.29	5.98	6.35	8.90	7.33	6.88	7.17	6.00	9.60	8.25	8.39
FeOt	4.28	5.02	6.72	7.43	7.24	7.82	5.84	6.60	6.00	7.20	7.80	7.88
MnO	-	0.15	0.39	-	0.04	0.04	-	-	-	0.30	0.18	-
MgO	15.44	15.10	13.16	13.20	11.65	12.53	13.65	12.97	14.38	11.20	11.12	10.28
CaO	23.56	23.34	21.53	21.32	23.02	22.59	22.28	22.18	21.41	23.00	23.75	23.63
Na_2O	0.30	0.34	0.65	0.35	0.84	0.65	0.62	0.60	0.71	0.40	0.80	0.73
K_2O	-	-	-	0.03	-	-	0.01	0.04	0.05	-	-	0.01
TiO_2	0.60	1.16	1.83	1.68	2.81	2.22	1.97	1.60	1.77	4.30	2.97	3.01
NiO	-	-	-	0.11	-	-	-	-	0.08	-	-	0.06
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.23	-	0.73	0.38
Cr_2O_3	0.73	0.14	0.06	0.01	0.09	0.38	0.14	0.42	0.21	-	-	-
TOTAL	99.35	99.32	97.81	98.51	98.92	100.18	98.80	99.43	99.17	99.20	100.33	98.67
Si	1.902	1.839	1.794	1.806	1.675	1.730	1.766	1.776	1.791	1.610	1.675	1.684
Al^{IV}	0.098	0.161	0.206	0.194	0.325	0.270	0.234	0.224	0.209	0.380	0.325	0.316
Al^{VI}	0.025	0.026	0.060	0.087	0.070	0.049	0.068	0.089	0.053	0.040	0.038	0.059
Ti	0.017	0.032	0.052	0.048	0.079	0.061	0.054	0.045	0.050	0.120	0.083	0.086
Fe^{3+}	0.036	0.077	0.088	0.039	0.113	0.120	0.090	0.079	0.092	0.110	0.121	0.124
Cr	0.021	0.004	0.002	-	0.003	0.011	0.004	0.012	0.006	-	-	-
Mg	0.854	0.837	0.745	0.745	0.661	0.696	0.762	0.722	0.799	0.630	0.625	0.586
Fe^{2+}	0.095	0.078	0.123	0.192	0.115	0.122	0.092	0.126	0.093	0.110	0.123	0.126
Mn	-	0.005	0.013	-	0.001	0.001	-	-	-	0.010	0.006	-
Ni	-	-	-	0.003	-	-	-	-	0.002	-	-	0.002
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	0.006	-	0.019	0.011
Ca	0.931	0.924	0.870	0.858	0.932	0.897	0.889	0.882	0.850	0.930	0.953	0.962
Na	0.021	0.024	0.047	0.026	0.031	0.047	0.044	0.043	0.050	0.030	0.058	0.053
K	-	-	-	0.001	-	-	-	0.002	0.002	-	-	-
Z	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
X	0.949	0.920	0.881	0.941	0.777	0.819	0.854	0.848	0.900	0.762	0.773	0.725
Y	0.099	0.139	0.202	0.174	0.265	0.133	0.126	0.225	0.201	0.280	0.242	0.269
W	0.952	0.948	0.917	0.885	0.963	0.944	0.833	0.927	0.902	0.960	1.011	1.015
X + Y + W	2.000	2.007	2.000	2.000	2.005	2.004	2.003	2.000	2.003	2.000	2.026	2.009
% atomiques												
Mg_2	44.57	43.57	40.51	40.60	36.28	37.91	41.57	39.91	43.57	35.20	34.19	32.59
Fe^{3+}/Fe^{2+}	6.84	8.33	12.18	12.64	12.57	13.24	9.93	11.33	10.09	13.10	13.68	13.90
Ca	48.59	48.10	47.31	46.76	51.15	48.85	48.50	48.76	46.34	51.60	52.13	53.51
100 Mg												
Mg + Fe_t + Mn	87.69	83.95	76.88	77.23	74.27	82.96	81.66	77.86	72.80	79.80	71.43	70.10
Fe^{3+}/Fe^{2+}	0.38	0.99	0.72	0.20	0.98	0.98	0.98	0.63	0.99	0.99	0.98	0.98
types	I	2	---------I-A---------			I-B	------2------		-----I-A-----		----------	
zonation	NZ	NZ	ZS			ZO	ZO		ZS			
Secteurs	-	-	------C------ (111)		--B-- (100)	-	--C-- (100)	--B-- (100)	--C-- (111)	--B-- (100)	---------ZI-- (010)	
Nomenclatures chimiques	Di	Di	Sal	Sal	Sal	Sal	Di	Sal	Sal	Sal	Sal	Sal
Roches éch. n°	--AC 665 VI--		----------AC 506 A----------						----------			
Roches types	----------ANKARAMITES----------								----------BASALTE			

Tableau III-14 - *1 - Phénocristal*
2 - Microphénocristal
3 - Grains dans la mésostase

Di - Diopside
Au - Augite
Sal - Salite
Salfe - Salite ferrifère

Zonation : NZ - Non Zoné
ZS - Zonation en ecteur
ZO - Zonation oscillatoire

n° d'ordre	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
n° d'analyses	2-35	2-38	2-40	2-30	2-28	2-29	2-32	2-31	2-42	2-43	2-44	2-57
SiO_2	43.29	44.76	42.11	48.03	47.56	47.04	45.11	42.94	47.60	47.32	46.22	43.69
Al_2O_3	8.44	7.73	9.94	5.87	5.62	6.60	7.99	8.99	5.29	5.97	7.27	7.30
FeOt	8.21	5.66	7.99	5.41	4.36	5.09	6.82	7.09	7.51	6.51	6.20	7.79
MnO	-	0.09	0.17	-	0.11	0.13	0.06	-	-	-	1.24	0.10
MgO	10.57	12.84	10.90	14.76	13.80	13.71	12.80	11.77	13.34	13.35	13.36	12.08
CaO	23.74	23.12	23.54	22.64	23.66	24.08	23.24	23.06	22.83	24.07	22.32	22.91
Na_2O	0.80	0.51	0.39	0.50	0.39	0.42	0.42	0.42	0.32	0.47	0.56	0.33
K_2O	-	0.02	-	-	-	-	0.06	0.03	-	0.01	-	-
TiO_2	2.80	2.89	4.39	1.59	1.63	1.95	3.12	3.58	2.21	2.29	2.64	3.48
NiO	-	0.16	0.16	-	0.16	-	-	-	-	-	-	-
ZnO	-	-	-	-	-	-	0.33	-	-	-	-	0.39
Cr_2O_3	-	0.38	0.02	0.62	0.46	0.42	0.28	0.06	0.11	0.06	0.61	-
TOTAL	97.85	98.16	99.61	99.42	97.75	99.44	100.23	97.95	99.21	100.05	100.42	98.07
Si	1.662	1.693	1.589	1.778	1.793	1.748	1.678	1.637	1.781	1.755	1.712	1.671
Al^{IV}	0.338	0.307	0.411	0.222	0.207	0.252	0.322	0.363	0.219	0.245	0.288	0.329
Al^{VI}	0.042	0.037	0.030	0.033	0.042	0.037	0.028	0.040	0.014	0.016	0.028	-
Ti	0.080	0.082	0.124	0.044	0.045	0.054	0.087	0.102	0.061	0.063	0.073	0.100
Fe^{3+}	0.130	0.088	0.124	0.083	0.068	0.078	0.104	0.112	0.079	0.100	0.095	0.123
Cr	-	0.011	-	0.018	-	0.012	0.008	0.002	0.003	0.002	0.018	-
Mg	0.607	0.728	0.617	0.819	0.779	0.765	0.714	0.674	0.749	0.743	0.742	0.693
Fe^{2+}	0.133	0.090	0.127	0.084	0.069	0.079	0.106	0.113	0.138	0.101	0.096	0.125
Mn	-	0.003	0.005	-	0.004	-	0.002	-	-	-	0.038	0.003
Ni	-	0.005	0.005	-	0.005	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	0.009	-	-	-	-	0.011
Ca	0.975	0.937	0.952	0.898	0.955	0.959	0.925	0.942	0.915	0.957	0.886	0.938
Na	0.058	0.037	0.029	0.035	0.029	0.029	0.029	0.029	0.023	0.034	0.039	0.025
K	-	0.001	-	-	-	-	0.003	0.001	-	-	-	-
Z	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
X	0.740	0.826	0.754	0.903	0.857	0.848	0.830	0.787	0.887	0.844	0.876	0.832
Y	0.252	0.218	0.278	0.178	0.169	0.181	0.227	0.257	0.175	0.181	0.214	0.223
W	1.033	0.975	0.981	0.933	0.984	0.988	0.957	0.972	0.938	0.991	0.925	0.963
X + Y + W	2.025	2.019	2.013	2.014	2.010	2.017	2.014	2.015	2.000	2.016	2.015	2.018
% atomiques												
Mg_2	32.92	39.44	33.81	43.37	41.64	40.58	38.54	36.61	39.46	39.08	39.96	36.82
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$	14.24	9.80	14.03	8.86	7.32	8.54	11.46	12.22	12.33	10.57	12.33	13.34
Ca	52.84	50.76	52.16	47.67	51.04	50.88	50.00	51.17	48.21	50.34	47.71	49.84
100 Mg/ Mg + Fe_t + Mn	69.77	80.09	70.68	83.06	84.67	82.61	77.08	74.97	76.20	78.71	76.42	73.41
Fe^{3+}/Fe^{2+}	0.98	0.98	0.98	0.99	0.99	0.99	0.98	0.99	0.70	0.99	0.99	0.98
types	-I-B-					-2-A-			-2-B-	--3--	--3--	--3--
zonation	ZS					ZS			ZO	NZ	NZ	NZ
Secteurs	-----	-ZII- (111)	-ZIII- (100)	-----	C ----- (111)		-----	B ----- (100)	- -	- -	- -	- -
Nomenclatures chimiques	Sal	Di/Sal	Sal	Di	Di	Di	Sal	Sal	Sal	Sal	Sal	Sal
Roches éch. n°	AC 37/I											
Roches types	ALCALIN ANKARAMITIQUE											

C - Coeur (correspondant au secteur "III")

B - Bordure (correspondant au secteur "100")

ZI - ZII - ZIII : "voir le texte"

n° d'ordre		25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
n° d'analyses		0-61	0-62	0-58	0-63	0-60	0-59				
SiO_2	:	48.19	43.04	42.07	48.03	43.90	43.53	44.46	50.59	50.59	48.98
Al_2O_3	:	4.77	9.14	9.17	4.66	8.30	9.00	7.48	2.75	2.98	3.41
FeO_t	:	9.45	9.23	9.76	8.33	9.23	8.54	7.88	8.26	8.96	9.00
MnO	:	0.15	0.14	0.31	0.14	0.14	0.15	-	0.26	0.01	0.15
MgO	:	14.04	10.99	10.57	13.66	11.26	11.28	12.30	13.69	13.27	13.16
CaO	:	21.32	22.34	21.62	22.44	22.81	22.07	23.01	22.16	22.44	20.89
Na_2O	:	0.32	0.51	0.63	0.39	0.71	0.60	0.41	0.50	0.33	0.85
K_2O	:	0.02	0.02	0.05	-	0.06	0.01	0.05	0.01	-	0.05
TiO_2	:	2.40	4.38	4.51	2.47	3.92	4.05	3.37	1.56	1.85	1.97
NiO	:	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO	:	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr_2O_3	:	0.07	0.20	0.09	0.06	0.09	0.01	-	-	0.03	0.14
TOTAL	:	100.37	99.99	98.78	100.18	100.41	99.24	98.95	99.77	100.26	98.60
Si	:	1.782	1.617	1.604	1.785	1.644	1.643	1.679	1.885	1.877	1.848
Al^{IV}	:	0.209	0.383	0.396	0.205	0.356	0.357	0.321	0.115	0.123	0.152
Al^{VI}	:	-	0.023	0.016	-	0.009	0.041	0.012	0.005	0.008	-
Ti	:	0.066	0.124	0.128	0.066	0.109	0.116	0.095	0.044	0.052	0.055
Fe^{3+}	:	0.118	0.140	0.153	0.117	0.142	0.127	0.123	0.055	0.035	0.103
Cr	:	0.001	0.005	0.005	0.002	0.003	-	-	-	0.001	0.004
Mg	:	0.779	0.621	0.604	0.762	0.632	0.638	0.697	0.765	0.742	0.744
Fe^{2+}	:	0.173	0.149	0.158	0.141	0.146	0.141	0.126	0.202	0.243	0.180
Mn	:	0.004	0.005	0.009	0.004	0.004	0.005	-	0.008	-	0.005
Ni	:	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	:	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	:	0.847	0.900	0.884	0.893	0.915	0.892	0.931	0.885	0.895	0.845
Na	:	0.022	0.036	0.045	0.027	0.051	0.041	0.029	0.036	0.024	0.063
K	:	-	0.001	0.005	-	0.003	-	0.002	-	-	0.002
Z	:	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
X	:	0.956	0.775	0.771	0.907	0.782	0.784	0.823	0.975	0.985	0.929
Y	:	0.176	0.292	0.302	0.175	0.263	0.284	0.230	0.104	0.096	0.162
W	:	0.869	0.937	0.924	0.920	0.969	0.933	0.962	0.921	0.919	0.909
X + Y + W	:	2.001	2.004	2.007	2.002	2.014	2.001	2.015	2.000	2.000	2.000
% atomiques											
Mg	:	40.55	34.21	33.41	39.75	34.40	35.39	37.13	39.95	38.75	39.64
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$	:	15.36	16.20	17.70	13.67	15.92	15.14	13.27	13.84	14.52	15.34
Ca	:	44.09	49.59	48.89	46.58	49.68	49.47	49.60	46.21	46.73	45.02
100 Mg/ Mg + Fe_t + Mn	:	75.53	67.87	65.37	74.41	68.39	70.03	73.68	74.27	72.75	72.09
Fe^{3+}/Fe^{2+}	:	0.68	0.94	0.97	0.83	0.97	0.90	0.98	0.27	0.14	0.57
types	:	----------I-A----------			---------2-A----------			--3--	--3--	--3--	--3--
zonation	:		ZS			ZS		NZ	NZ	NZ	NZ
Secteurs	:	--C-- (111)	------B------ (100)		--C-- (111)	------B------ (100)		-	-	-	-
Nomenclatures chimiques	:	Au	SalFe	SalFe	Sal	Sal	Sal	Sal	Sal	Sal	AU/Sal
Roches éch. n°	:	----------AC 675 A----------							-------AC 37/C-------		
Roches types	:	---------- B A S A L T E A L C A L I N----------							-----LABRADORITE-----		

Formule Structurale $(X, Y, W)_2 Z_2 O_6$ *calculée sur la base de "6 Oxygènes"*

"*Z : Si, Al^{IV}*" "*Y : Al^{VI}, Ti, Fe^{3+}, Cr*"

"*X : Mg, Fe^{2+}, Mn, Ni, Zn*" "*W : Ca, Na, K*" *d'après Hess (1949)*

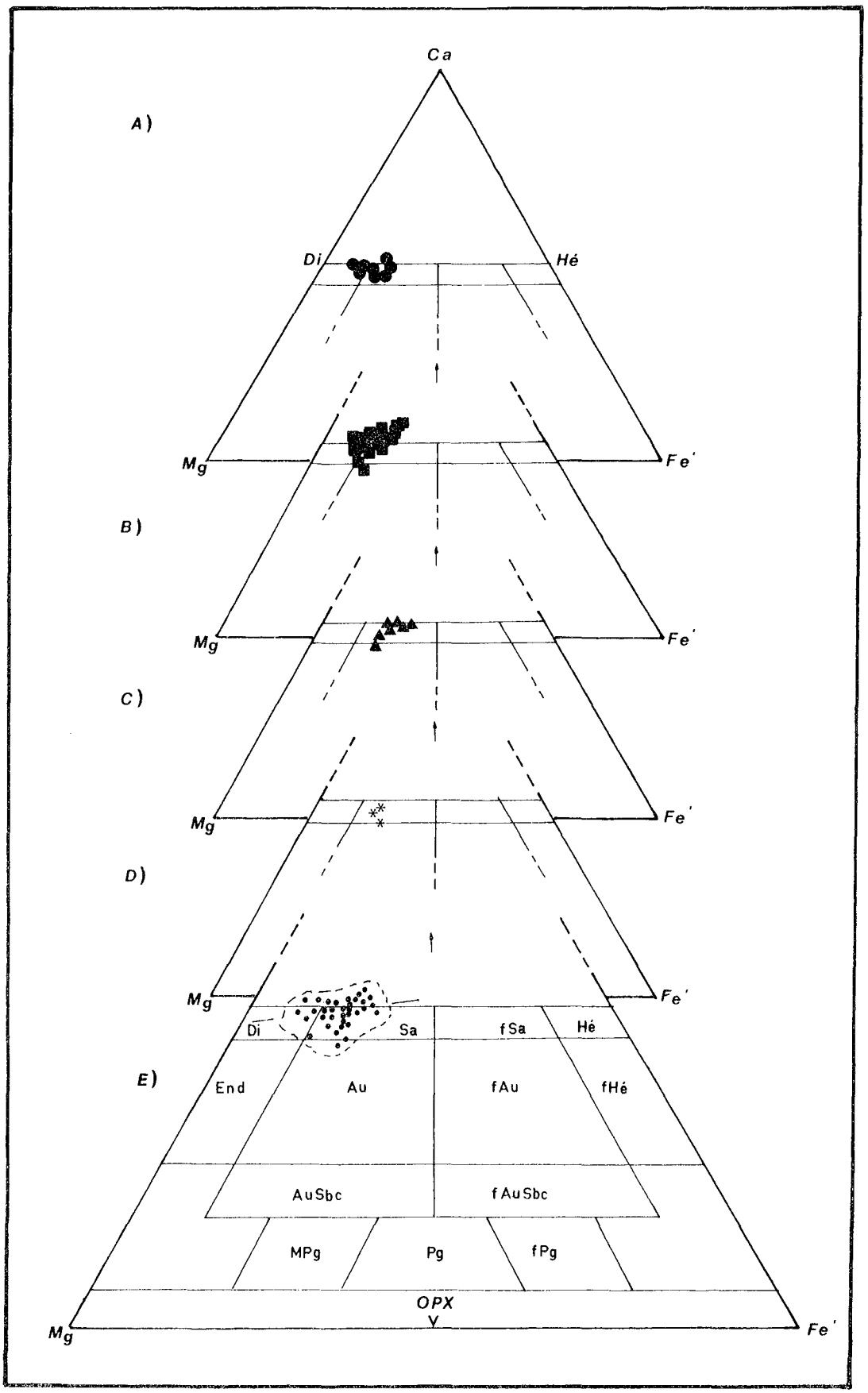


Fig. III-31 - Classification des Clinopyroxènes des Laves Alcalines de la Série Volcanique de Pozanti-Karsanti.
A) dans les Ankaramites ; B) dans le Basalte Alcalin Ankaramitique ; C) dans le Basalte Alcalin s.s. ; D) dans la Labradorite ; E) dans l'ensemble des roches analysées à l'aide du diagramme Ca - Mg - Fe' de Poldervaart et Hess (1951).
*Légende : ● = Cpx des Ankaramites ; ■ = Cpx du Basalte Alcalin Ankaramitique ; ▲ = Cpx du Basalte Alcalin s.s. ; * = Cpx de la Labradorite. (v. la liste d'abréviation).*

	1	2	3	4	5
SiO_2 :	47.89	45.37	44.75	50.05	46.25
Al_2O_3 :	6.22	7.46	7.50	3.05	6.79
FeO_t :	6.37	6.72	8.92	8.74	7.27
MnO :	0.02	0.15	0.15	0.14	0.13
MgO :	13.47	12.52	12.01	13.37	12.71
CaO :	22.48	23.19	22.24	21.83	22.71
Na_2O :	0.55	0.51	0.51	0.56	0.52
K_2O :	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02
TiO_2 :	1.74	2.79	3.59	1.79	2.62
NiO :	0.01	0.04	-	-	0.02
ZnO :	-	0.12	-	-	0.05
Cr_2O_3 :	0.24	0.20	0.07	0.06	0.17
TOTAL :	99.06	99.10	99.77	99.61	99.26
X_{Mg} :	0.804	0.763	0.708	0.731	0.758

Tableau III-15 - Moyennes des analyses chimiques des clinopyroxènes des Laves Alcalines de la Série Volcanique non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti.

1) Moyenne (8) des clinopyroxènes des Ankaramites,
2) Moyenne (16) des clinopyroxènes des Basaltes alcalins Ankaramitiques,
3) Moyenne (7) des clinopyroxènes des Basaltes Alcalins s.s.,
4) Moyenne (3) des clinopyroxènes des Labradorites,
5) Moyenne (34) des clinopyroxènes de l'Ensemble des Laves.

Dans les Ankaramites, les phéno et microphénocristaux de clinopyroxènes ont une composition de diopsides (augites calciques) et de salites, toutes les deux titanifères, alors qu'ils ont une composition de salites titanifères dans les basaltes alcalins ankaramitiques comme d'ailleurs dans les basaltes alcalins et les labradorites. Dans ces dernières, ils sont riches en fer (Fig. III-31 A, B, C, D). La composition des clinopyroxènes étudiés est donc située entre celle du diopside (augite calcique) et celle des salites titanifères riches en fer, (Fig. III.31 E), comme l'ont observé plusieurs auteurs dans les roches alcalines (Carmichael 1967, Ridley 1970, Deer et al. 1978, Scott 1970, 1976, Bailey 1974).

Quelques clinopyroxènes sont situés au dessus de la ligne supérieure (Ca_{50}) diopside - hedenbergite, (Fig. III-31 E). Il s'agit des clinopyroxènes de variétés très riches en calcium. Ce cas est très fréquemment signalé dans plusieurs séries alcalines (Scott 1976, Wass 1979).

Tous les clinopyroxènes étudiés sont d'origine magmatique comme le montrent les diagrammes TiO_2/Al_2O_3 et $Si + Al/Al_2O_3$ de Fiala et al. (1974). On observe en outre une très bonne évolution du titane en fonction de l'alumine dans le diagramme TiO_2/Al_2O_3 (non figuré).

Les éléments les plus variables dans les clinopyroxènes étudiés, (Tabl. III-16), sont SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO et TiO_2. La variation de CaO (21 à 24 %) et de Na_2O (0,3 à 0,9 %) est moins significative. Quant à K_2O il est toujours faible (inf. à 0,1 %) avec une moyenne de 0,02 % dans l'ensemble des clinopyroxènes étudiés.

Les phéno- et microphénocristaux de clinopyroxènes non zonés des ankaramites (Tableau III-14, colonnes n° 1, 2) sont plus pauvres en titane et en alumine (variant respectivement, de 0,60 à 1,16 % et de 2,86 à 4,69 %) mais plus riches en silice (variant de 49,77 à 51,58 %) et en magnésium (variant de 15,10 à 15,44 %) que ceux des clinopyroxènes zonés.
Une telle observation est déjà faite par Gibb (1973) et Scott (1076) pour les clinopyroxènes non zonés des roches ankaramitiques de provinces alcalines. Scott (1976) a ajouté que ces clinopyroxènes particulièrement riches en MgO sont les premiers à cristalliser.

		SiO_2 %	Al_2O_3 %	FeO_t %	MgO %	TiO_2 %
-A-	(1)	44.33 à 51.58	2.86 à 8.90	4.28 à 7.81	11.65 à 15.44	0.60 à 2.81
	(2)	47.41 à 47.48	6.88 à 7.17	5.84 à 6.60	12.97 à 13.65	1.60 à 1.97
-B-	(1)	42.11 à 48.33	6.00 à 9.94	5.66 à 8.21	10.28 à 14.38	1.77 à 4.39
	(2)	42.94 à 48.03	5.29 à 8.99	4.36 à 7.51	11.77 à 14.76	1.59 à 3.58
	(3)	43.69 à 47.32	5.97 à 7.30	6.20 à 7.79	12.08 à 13.36	2.29 à 3.48
-C-	(1)	42.07 à 48.19	4.77 à 9.17	9.23 à 9.76	10.57 à 14.04	2.40 à 4.51
	(2)	43.53 à 48.03	4.66 à 9.00	8.33 à 9.23	11.26 à 13.66	2.47 à 4.05
-D-	(3)	48.98 à 50.59	2.75 à 3.41	8.26 à 9.00	13.16 à 13.69	1.56 à 1.97
-E-		42.07 à 51.58	2.75 à 9.94	4.28 à 9.76	10.28 à 15.44	0.60 à 4.51

Tableau III-16 - Variation des Oxydes SiO_2, Al_2O_3, FeO_t, MgO et TiO_2 des clinopyroxènes.

(1) Phénocristaux, (2) Microphénocristaux, (3) Grains et/ou microlites.
(A) Ankaramites, (B) Basaltes Alcalins Ankaramitiques, (C) Basaltes Alcalins s.s., (D) Labradorites, (E) Ensemble des Laves Alcalines de la Série Volcanique non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti.

Des clinopyroxènes des Ankaramites, aux clinopyroxènes des basaltes alcalins s.s., en passant par ceux des basaltes alcalins ankaramitiques, SiO_2 et MgO diminuent mais Al_2O_3, FeO et TiO_2 augmentent régulièrement. Pourtant les grains de clinopyroxènes des labradorites sont plus riches en SiO_2 mais plus pauvres en Al_2O_3 et en TiO_2. La pauvreté en alumine de ces clinopyroxènes, qui est liée à leur cristallisation tardive (v. ch. A V.1.1°. 3°°), entraîne l'appauvrissement en titane et l'enrichissement en silice et l'enrichissement en silice dans le liquide, indépendamment du degré de différenciation et de la composition chimique des ankaramites.

Histogrammes :

. Dans l'ensemble des clinopyroxènes des ankaramites, SiO_2 présente un histogramme symétrique comme d'ailleurs CaO et TiO_2, contrairement à Al_2O_3 et aux alcalins qui sont très dispersés. MgO et FeO_t se caractérisent par des histogrammes dissymétriques croissants (Fig. III-32 A).

. Dans l'ensemble des clinopyroxènes des basaltes alcalins ankaramitiques, SiO_2 présente aussi un histogramme plus ou moins symétrique comme d'ailleurs CaO, FeO et MgO qui sont bien regroupés, tandis que Al_2O_3, TiO_2 et des alcalins sont légèrement dispersés (Fig. III-32 B). Pourtant SiO_2, MgO et TiO_2 montrent deux regroupements dans les clinopyroxènes des basaltes alcalins s.s. où Al_2O_3 et les alcalins sont dispersés et en revanche FeO et CaO sont bien regroupés et ils présentent des histogrammes dissymétriques croissants comme dans le cas précédent (Fig. III-32 C). Dans les deux derniers cas, SiO_2 et MgO montrent deux pics. Le premier correspond aux valeurs des bordures *(1)* et le second à celles du coeur *(1)* dans le cas des clinopyroxènes zonés en secteur (v. ch. A V.1.2°).

Dans l'ensemble des clinopyroxènes des laves étudiées, SiO_2 est en effet assez faible, en revanche TiO_2, CaO, Na_2O et Al_2O_3 sont assez élevés. Ceci est tout à fait caractéristique des clinopyroxènes des roches alcalines (Kushiro 1960, Le Bas 1962, Nisbett et Pearce 1977 et Schweitzer et al. 1979).

Formules Structurales :

A propos des proportions atomiques des différents cations constituant les formules structurales de ces clinopyroxènes, on observe que :

---

(1) Les bordures des clinopyroxènes zonés en secteur correspondent aux secteurs (100) et (010).

Le coeur des clinopyroxènes zonés en secteur correspondent au secteur (111) (v. ch. A V.1.2°).

- le cation Si, remplacé partiellement par Al^{IV} dans le site Z tétraèdrique, atteint 1,90 dans le cas des clinopyroxènes non zonés des ankaramites, alors qu'il descend jusqu'à 1,59 dans le cas des clinopyroxènes zonés et fortement enrichis en alumine des basaltes alcalins. Quelquefois, le site Z tétraèdrique est en déficit, il est alors compensé par le titane. Une telle substitution de Si par Ti, même par Fe^{3+}, est fort possible (Kuno 1955 et Kushiro 1960).

- le cation Ti, est très élevé dans les clinopyroxènes analysés sauf dans ceux des roches ankaramitiques. Il atteint une valeur maximale (0,13) dans un clinopyroxène des basaltes alcalins s.s.

- le cation Al est également très élevé, en particulier sous forme de Al^{IV} tétraèdrique. La haute valeur de Al^{IV} est entraînée par la faible activité de silice dans ces clinopyroxènes.

L'entrée de Al^{IV} dans le site Z(1) est en moyenne de 79 % dans les clinopyroxènes des ankaramites, de 90 % dans ceux des basaltes alcalins ankaramitiques, de 96 % et 97 % dans les clinopyroxènes des basaltes alcalins s.s. et des labradorites (Tableau III-17).
Ainsi, les valeurs de ce rapport ($100.Al^{IV}/Al^{VI} + Al^{IV}$) varient entre 69 et 100 %. Le Bas (1962) a d'ailleurs montré que 90 % d'alumine en moyenne (variant de 70 à 100 %) entre dans le site Z tétraèdrique sous forme de Al^{IV} dans le cas des clinopyroxènes des roches alcalines, tandis qu'il est de 70 % en moyenne dans le cas des clinopyroxènes des roches non alcalines. En comparant les histogrammes de ce rapport établis par Le Bas (1962, p. 279, fig. 4) pour les clinopyroxènes des différents types de roches, avec celui établi pour les clinopyroxènes étudiés, (non figuré), on constate qu'ils appartiennent bien à des roches d'origine alcaline.

- le cation fer entre dans la structure, soit sous forme de Fe^{2+} dans le site X octaèdrique subsituant avec Mg, soit sous forme de Fe^{3+} dans le site Y substituant avec Ti ou Al^{IV}. Le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} est plus élevé (voisin de 1) dans les clinopyroxènes des basaltes alcalins que dans ceux des ankaramites et labradorites où il est aussi plus variable (0,20 à 0,99).

Daly (1933), Tomkeiff (1937), Ringwood (1959) et Turner et Verhogen (1960) ont, par ailleurs, souligné l'importance de ce rapport (Fe^{3+}/Fe^{2+})

---

(1) L'entrée de Al^{IV} dans le site Z tétraèdrique est déterminée par le rapport $100.Al^{IV}/Al^{IV} + Al^{VI}$ (en %).

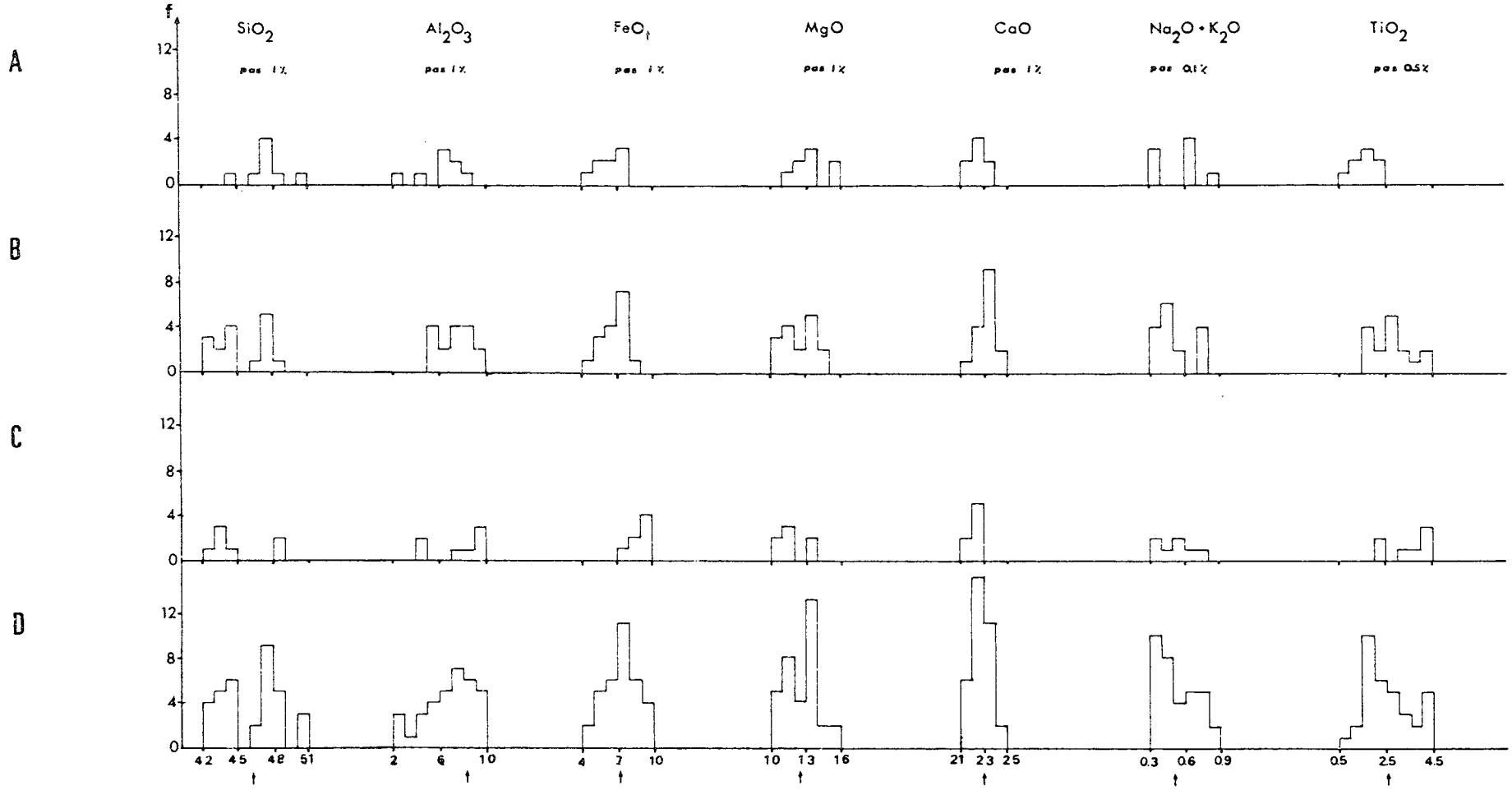


Fig. III-32 - Histogrammes des éléments majeurs significatifs des clinopyroxènes :

A) des Ankaramites, B) des Basaltes Alcalins Ankaramitiques, C) des Basaltes Alcalins s.s., D) de l'Ensemble des Laves Alcalines de la Série non Ophilitique de Pozanti-Karsanti.

N° d'ordre		N° d'analyse	$Al^{IV}/Al^{IV} + Al^{VI}$ (en %)
I	1	3-108	80 %
	2	3-107	86 %
	3	3-96	77 %
	4	3-97	69 %
	5	3-95	82 %
	6	3-98	85 %
	7	3-89	77 %
	8	3-90	72 %
	9	2-33	80 %
	10	2-34	89 %
	11	2-37	90 %
	12	2-36	84 %
	13	2-35	89 %
	14	2-38	89 %
	15	2-40	93 %
	16	2-30	87 %
	17	2-28	83 %
	18	2-29	87 %
	19	2-32	92 %
	20	2-31	90 %
	21	2-42	94 %
	22	2-43	94 %
	23	2-44	91 %
	24	2-57	100 %
	25	0-61	100 %
	26	0-62	94 %
	27	0-58	96 %
	28	0-63	100 %
	29	0-60	98 %
	30	0-59	90 %
	31	4-71	96 %
	32	3-32	96 %
	33	3-24	94 %
	34	3-26	100 %
II	Moyennes		
	A	79 %	dans les Cpx des "ANKARAMITES"
	B	90 %	dans les Cpx de "BASALTE ALCALIN ANKARAMITIQUE"
	C	96 %	dans les Cpx de "BASALTE ALCALIN S.S."
	D	97 %	dans les Cpx de "LABRADORITE"
	E	89 %	dans l'Ensemble des Cpx des Roches Alcalines Etudiées

Tableau III-17 - Valeurs (en %) du Rapport $Al^{IV}/Al^{IV} + Al^{VI}$ dans les clinopyroxènes des Roches Alcalines du Massif de Pozanti-Karsanti.

dans les clinopyroxènes des roches alcalines et ils ont ajouté que sa haute valeur est due au degré élevé d'oxydation.

- le cation Mg qui se substitue généralement à Fe^{2+}, est effectivement plus abondant dans les clinopyroxènes des ankaramites (variant de 0,66 à 0,85) et des basaltes alcalins ankaramitiques (variant de 0,59 à 0,82) que ceux des basaltes alcalins s.s. (variant de 0,60 à 0,78) et des labradorites (variant de 0,74 à 0,76).

- le cation Cr entre significativement dans la structure des clinopyroxènes des ankaramites où Mg est assze élevé. Par exemple, il atteint 0,02 en proportion atomique dans un phénocristal non zoné très riche en magnésium (MgO = 15,5 %). Plus les clinopyroxènes s'appauvrissent en magnésium et s'enrichissent en fer, moins le chrome est abondant.

- le cation Ni peut aussi entrer dans la structure en très petite quantité.

- les cations Ca et Na sont assez élevés, mais leurs variations ne sont pas significatives, (AOKI 1964). Le cation Ca varie de 0,85 à 0,98 et le cation Na, de 0,02 à 0,06 dans l'ensemble des clinopyroxènes analysés.

Composants Moléculaires :

Pour le calcul des composants moléculaires des clinopyroxènes analysés, la méthode de "Cawthorn et Collerson (1974)" a été choisie, (Tableau III-18), parmi plusieurs processus de calculs proposés par bon nombre d'auteurs, entre autres Banno (1959), Kushiro (1962), Yoder et Tilley (1962), White (1964) et Essene et Fyfe (1967).

Tous ces auteurs ont calculé tout d'abord l'acmite comme la première molécule à former. Cawthorn et Collerson (1974) ont signalé qu'étant donné l'incertitude sur la teneur de Fe_2O_3 indéterminable à la "Microsonde", il est erroné de former l'acmite avant la molécule jadéïte. Ils ont alors proposé de former la molécule jadéïte avant l'acmite et de négliger la molécule "Ca Fe^{3+} Al^{IV} Si O_6" prise en considération par Kushiro (1962) dans sa méthode de calcul.

L'ordre de formation des composants moléculaires ainsi que leurs quantités calculées en %m, d'après la méthode choisie sont montrés dans le tableau III-18.

On constate que :

. la molécule acmite est inexistante, car tous les cations Na

entrent dans la molécule jadéïte formée avant l'acmite.

. la molécule jadéïte est moins abondante dans les clinopyroxènes des ankaramites que dans ceux des basaltes alcalins ankaramitiques et des basaltes alcalins s.s. Elle atteint une valeur maximale (6,4 %m) dans les grains de clinopyroxènes des labradorites.

. les molécules (Ca, Fe) Ts[1] et (Ca, Ti) Ts[1] augmentent des clinopyroxènes des ankaramites à ceux des basaltes alcalins ankaramitiques et des basaltes alcalins s.s. Elles sont très peu abondantes dans le cas des clinopyroxènes des labradorites. Ceci est dû à la faible teneur en titane et à la faible proportion atomique de Fe^{3+} dans les structures de ces clinopyroxènes.

. la molécule (Ca Ts)[1] contrairement aux précédentes, est plus élevée dans les clinopyroxènes des ankaramites, à partir desquels elle diminue vers ceux des basaltes alcalins ankaramitiques et ceux des basaltes alcalins s.s. Elle devient presque inexistante dans les grains de clinopyroxènes des labradorites.

. les molécules Wo et En sont presque dans les mêmes proportions dans tous les clinopyroxènes analysés, sauf dans les grains de clinopyroxènes des labradorites et dans les phéno- microphénocristaux non zonés des ankaramites où la molécule Wo est légèrement plus élevée.

. la molécule F_s augmente nettement des clinopyroxènes des basaltes alcalins ankaramitiques vers ceux des basaltes alcalins s.s. et atteint son maximum (12,1 %) dans les grains de clinopyroxènes des labradorites.

Caractéristiques Chimiques :

Le chimisme des clinopyroxènes reflète celui de la roche qui les contient comme l'ont souligné Kushiro (1960) et Le Bas (1962). Ces auteurs ont souligné que Al et Ti dans les clinopyroxènes dépendent de l'alcalinité du magma parental qui explique que l'on peut utiliser ces éléments comme indicateurs afin de connaître le caractère chimique et la nature du magma. On a déjà partiellement constaté le caractère alcalin du magma parental des clinopyroxènes étudiés par des observations faites précédemment. Ces constatations peuvent être complétées à l'aide de différents diagrammes, en utilisant les paramètres caractéristiques tels que Al, Si et Ti.
Ce sont :

- diagramme Al_t/Ti et Al_t/Si de Kushiro (1960) ;
- diagramme F1-F2 et TiO_2, MnO, Na_2O de Nisbet et Pearce (1977) ;
- diagramme Ti/Ca + Na de Leterrier et al. (1982).

---

(1) *(Ca, Fe) Ts* = $Ca\,(Fe^{3+} + Cr)_2\,SiO_6$

(Ca, Ti) Ts = $Ca\,Ti\,Al_2O_6$

(Ca, Ts) = $Ca\,Al_2\,SiO_6$

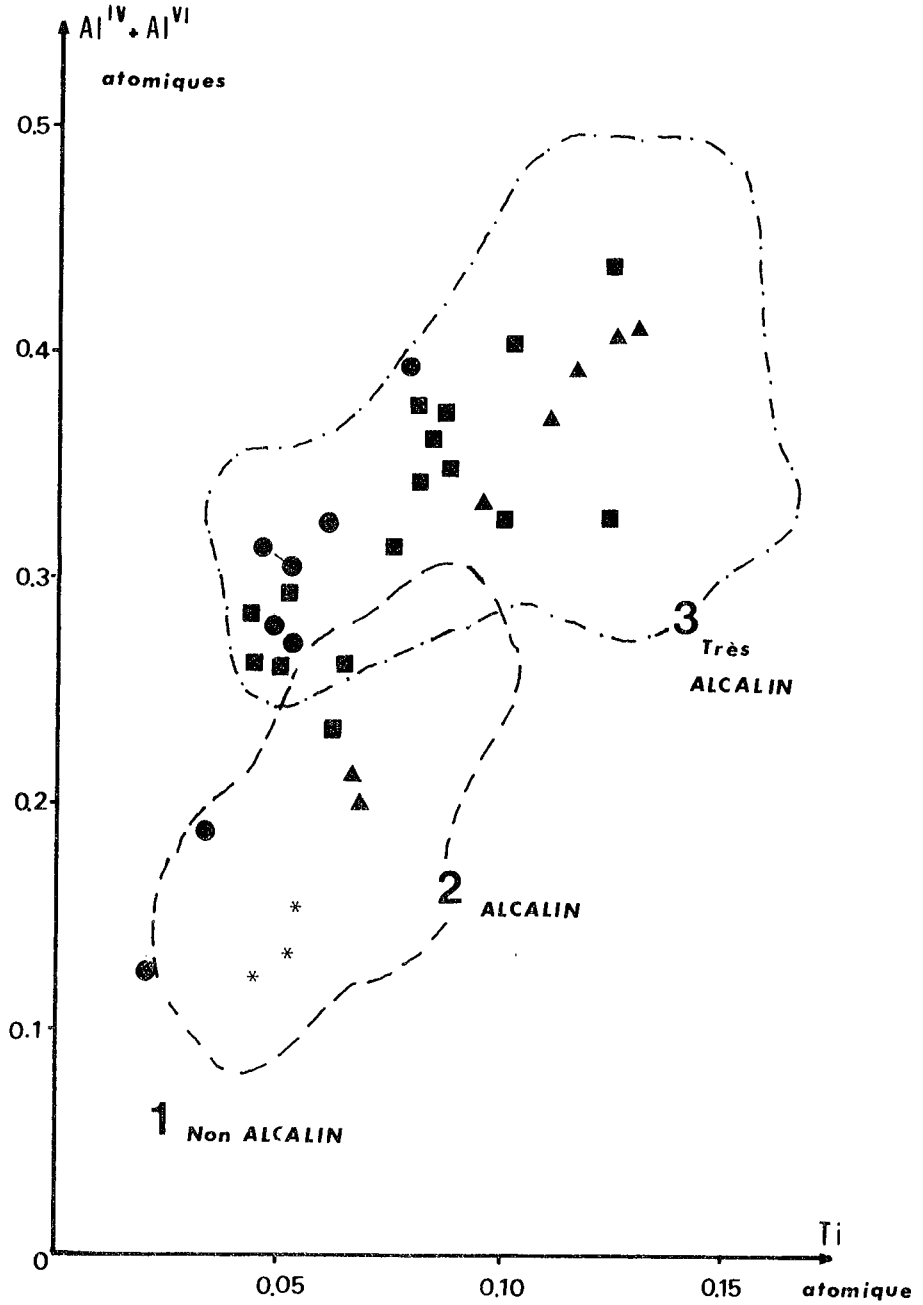


Figure III-33 - Répartition des points représentatifs des clinopyroxènes des laves non ophiolitiques de la série alcaline de Pozanti-Karsanti dans le diagramme $Al^{IV} + Al^{VI}/Ti$ de Kushiro (1960). Mêmes symboles que Fig. III-31.

. Dans les diagrammes $Al_t^{(1)}/Ti$ et $Al_t^{(1)}/Si$ de Kushiro (1960), les clinopyroxènes étudiés se disposent nettement dans les domaines 2 et 3 caractérisant la série alcaline (Fig. III-33 et III-34). On constate en outre

---

(1) $Al_t = Al^{IV} + Al^{VI}$ (en proportions atomiques).

N° d'ordre		:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
N° d'analyse		:	3-108	3-107	3-96	3-97	3-95	3-98	3-89	3-90	2-33	2-34	2-37	2-36	2-35	2-38	2-40
Jd	$(Na + K)AlSi_2O_6$	:	2.1	2.4	4.7	2.7	3.1	4.7	4.4	4.5	5.2	3.0	5.7	5.3	5.6	3.7	2.9
Acm.	$Na(Fe^{3+}+Cr)Si_2O_6$	:	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
(Ca,Fe)Ts	$Ca(Fe^{3+}+Cr)_2SiO_6$	:	2.8	4.0	4.5	2.0	5.8	6.6	4.7	4.5	4.9	5.5	6.1	6.2	6.3	4.9	6.1
(Ca,Ti)Ts	$Ca\ Ti\ Al_2O_3$	:	1.7	3.2	5.2	4.8	7.9	6.1	5.4	4.5	5.0	12.2	8.1	8.6	7.8	8.0	12.2
Ca, Ts	$Ca\ Al_2SiO_6$	:	3.4	5.0	5.8	7.9	10.2	7.4	7.5	8.9	5.5	7.5	6.9	7.5	7.9	6.9	8.1
Wo.	$Ca\ SiO_3$	:	42.6	39.8	35.8	35.5	34.4	34.5	35.5	35.2	34.8	33.7	36.2	36.9	36.4	35.9	33.7
En.	$Mg\ SiO_3$	:	42.7	41.5	37.2	37.4	32.8	34.5	37.9	36.1	40.0	31.8	30.6	29.2	29.5	36.9	30.5
Fs.	$Fe^{2+}\ SiO_3$	:	4.7	4.1	6.8	9.7	5.8	6.2	4.6	6.3	4.7	6.3	6.4	6.3	6.5	4.7	6.5
Secteurs et Zonation *		:	- NZ	- NZ	(111) ZS	(111) ZS	(100) ZS	- NZ	(100) ZO	(100) ZO	(111) ZS	(100) ZS	(010) ZS	(010) ZS	(010) ZS	(111) ZS	(100) ZS
Cristaux **		:	1	2	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1
Roches hôtes et n° d'éch.		:	AC 665 V1--		----------AC 506 A----------						----------AC 37/1----------						
		:	"ANKARAMITES"								"BASALTE ALCALIN ANKARAMITIQUE"						

Tableau III-18 - COMPOSANTS MOLECULAIRES (en % m) DES CLINOPYROXENES DANS LES LAVES ALCALINES ETUDIEES.
(d'près la Méthode de "CAWTHORN-COLLERSON, 1974).

16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
2-30	2-28	2-29	2-32	2-31	2-42	2-43	2-44	2-57	0-61	0-62	0-58	0-63	0-59	0-60	4-71	3-32	3-24	3-26
3.4	2.9	2.8	2.9	3.0	2.3	3.1	3.8	2.5	2.2	3.7	5.0	2.7	5.3	4.1	3.1	3.6	2.4	6.4
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5.1	4.0	4.4	5.5	5.6	5.0	5.0	5.6	6.1	5.9	7.3	7.8	6.0	7.2	6.3	6.2	2.7	1.8	5.3
4.4	4.5	5.3	8.6	10.0	6.1	6.2	7.2	9.9	6.6	12.3	12.7	6.6	10.7	11.6	9.4	4.2	5.2	4.4
6.6	6.4	7.4	7.3	8.3	4.4	5.0	6.5	5.1	2.8	6.1	5.3	2.3	4.6	6.3	5.6	-	0.2	-
36.6	39.8	38.4	35.0	34.4	37.9	39.0	33.9	35.8	34.6	32.0	30.9	37.1	33.7	32.5	35.7	40.7	41.2	37.4
40.7	38.8	37.5	35.3	33.1	37.4	36.6	36.4	34.3	34.6	32.0	30.9	37.1	33.7	32.5	35.7	38.3	37.1	37.2
4.2	3.6	4.2	5.4	5.6	6.9	5.1	6.6	6.3	9.0	7.7	8.3	7.3	7.4	7.3	6.3	10.5	12.1	9.3
(111) ZS	(111) ZS	(111) ZS	(100) ZS	(100) ZS	- NZ	- -	- -	- -	(111) ZS	(100) ZS	(100) ZS	(111) ZS	(100) ZS	(100) ZS	- NZ	- -	- -	- -
2	2	2	2	2	2	3	3	3	1	1	1	2	2	2	3	3	3	3
----------AC 37/1 suite---------- "BASALTE ALCALIN ANKARAMITIQUE suite"									----------AC 675 A---------- "BASALTE ALCALIN MASSIF"							-----AC 37 C---- "LABRADORITE"		

* : *Zonation : NZ -Non zoné ; ZS - Zonation en secteur ; ZO - Zonation oscillatoire.*

** : *Cristaux : 1 - Phénocristal ; 2 - Microphénocristal ; 3 - Microlite et/ou Grain.*

une bonne corrélation positive entre Al_t et Ti et négative entre Al_t et Si. Ce type de corrélations entre ces éléments est tout à fait caractéristique dans les clinopyroxènes appartenant aux séries alcalines (Kushiro 1960, Le Bas 1962).

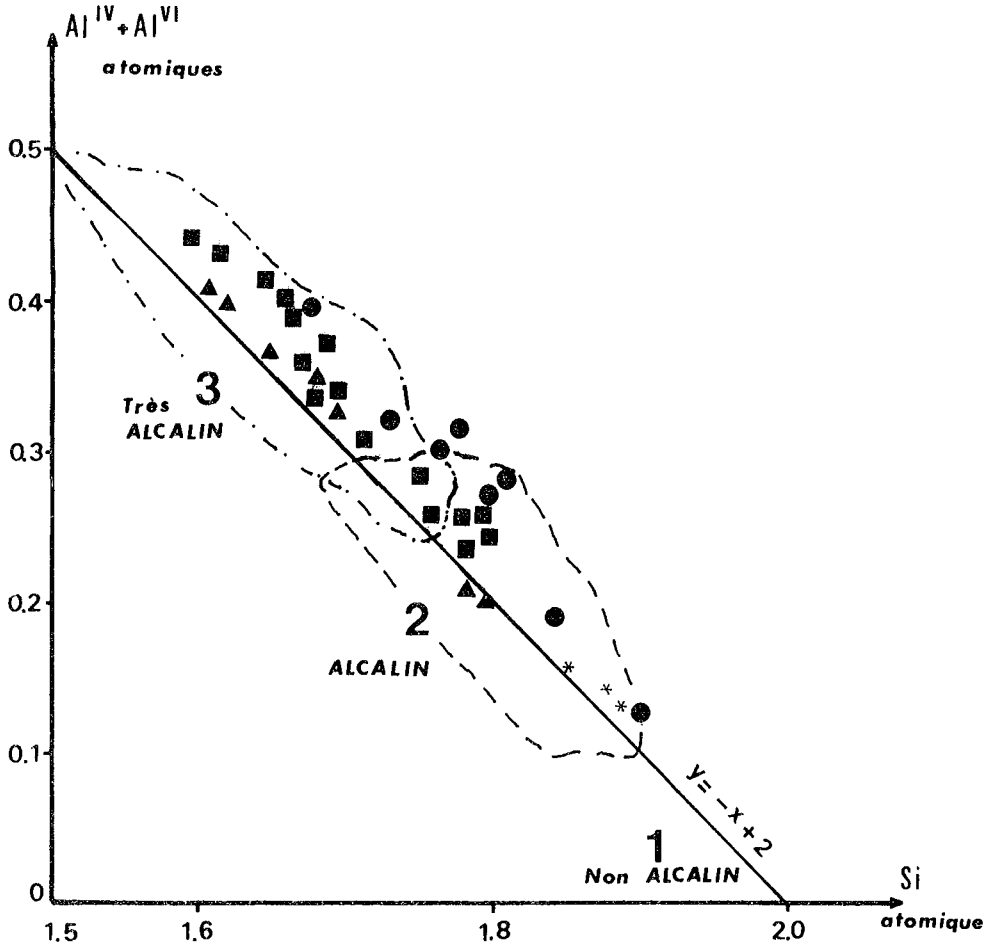


Figure III-34 - Répartition des points représentatifs des clinopyroxènes des Laves Alcalines de la Série non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti sur le diagramme $Al^{IV} + Al^{VI}/Si$ de Kushiro (1960).
Présence d'une corrélation négative entre Al et Si.
Mêmes symboles que la fig. III-31.

. Le report des clinopyroxènes analysés sur les diagrammes F1-F2 et TiO_2, MnOn Na_2O de Nisbet et Pearce (1977) confirme également l'appartenance de ces clinopyroxènes aux séries alcalines (Fig. III-35 et III-36).

Types de Magma :

OFB - Basalte des fonds océaniques.

WAB - Basalte d'arc insulaire volcanique

WPT - Basalte tholéiitique intraplaque.

WPA - Basalte Alcalin intraplaque.

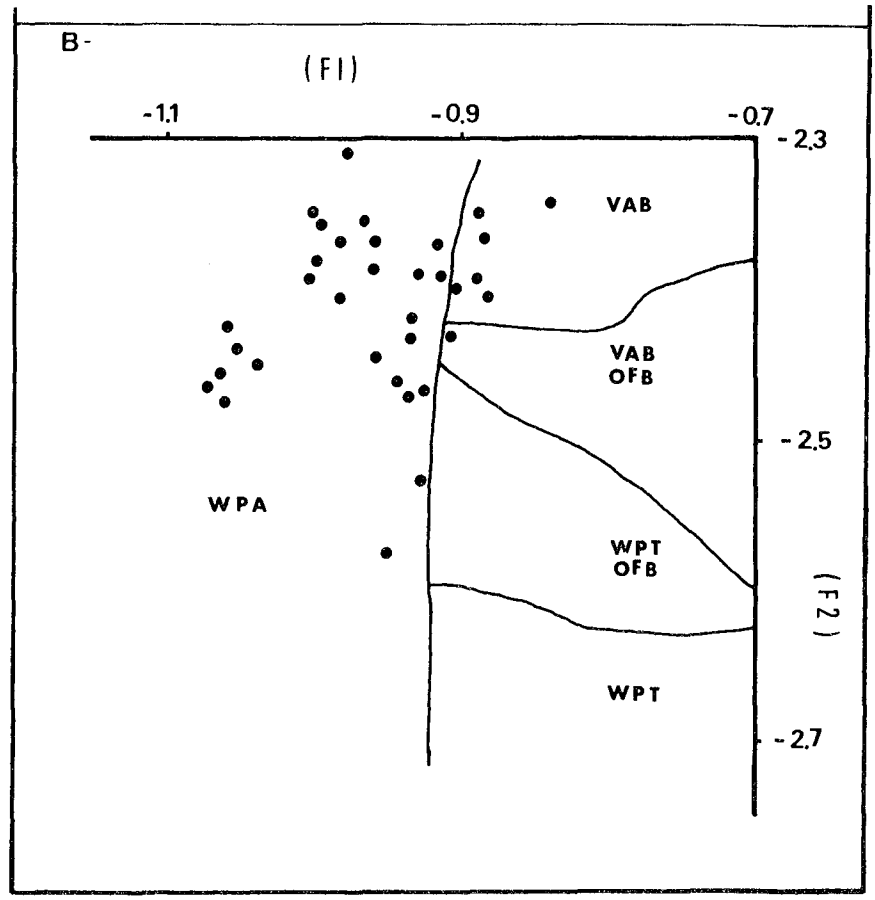


Figure III-35 - Répartition des clinopyroxènes des laves alcalines de la Série non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti, sur le diagramme. F1-F2, discriminant de "Nisbet et Pearce (1977)".

$$F1 = -0.012\ SiO_2 - 0.0807\ TiO_2 + 0{,}0026\ Al_2O_3 - 0.0012\ FeO' - 0.0026\ MnO + 0.0087\ MgO - 0.0128\ CaO - 0.0419\ Na_2O$$

$$F2 = -0.0469\ SiO_2 - 0.0818\ TiO_2 - 0.0212\ Al_2O_3 - 0.0041\ FeO - 0.1435\ MnO - 0.0029\ MgO + 0;0085\ CaO + 0.0160\ Na_2O$$

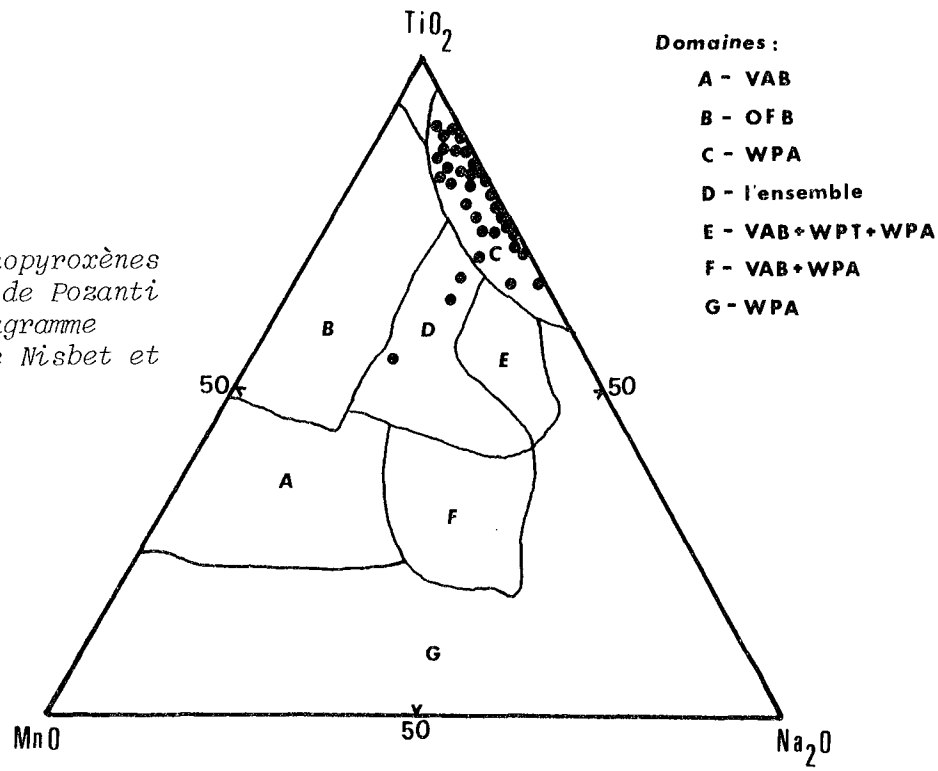


Figure III-36 - Répartition des clinopyroxènes des Laves Alcalines de Pozanti Karsanti, sur le diagramme TiO_2 - MnO - Na_2O de Nisbet et Pearce (1977).

- 85 % des points représentatifs des clinopyroxènes analysés sont regroupés dans le domaine des basaltes alcalins intraplaque (WPA) dans le diagramme discriminant F1-F2 (Fig. III-35).

- 92 % d'entre eux recouvrent le domaine c correspondant également à celui des basaltes alcalins (WPA) dans le diagramme triangulaire TiO_2, MnO, Na_2O. En outre, on y observe une bonne corrélation entre TiO_2 et Na_2O où MnO est quasi-constant (Fig. III-36).

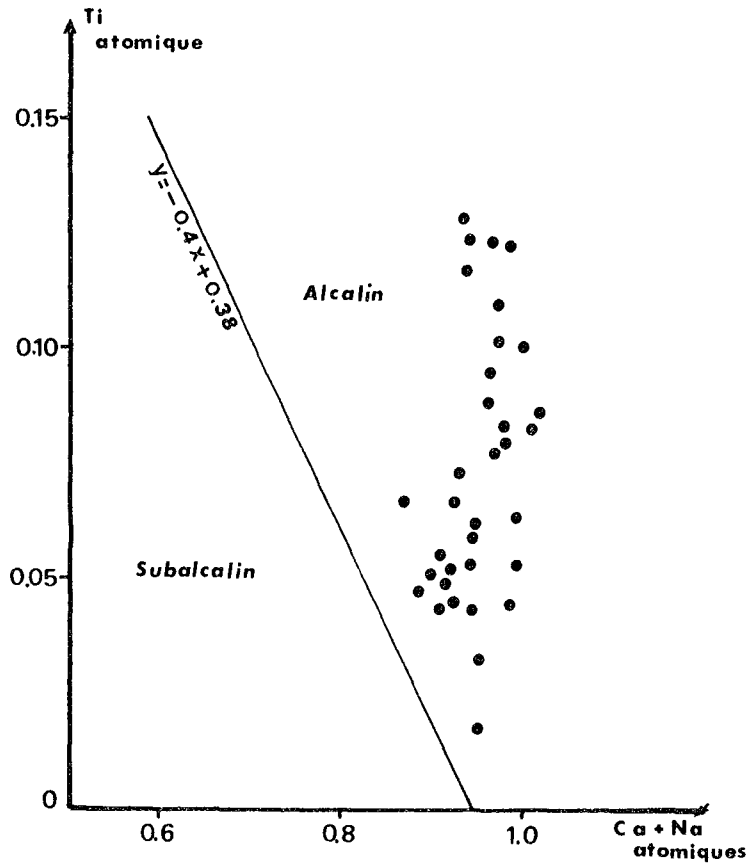


Figure III-37 -

Diagramme Ti/Ca + Na de Leterrier et al. (1982) séparant les deux domaines : alcalin et subalcalin. Clinopyroxènes des laves alcalines de la Série non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti, se diaposant totalement dans le domaine alcalin.

. Enfin, la disposition des points représentatifs des clinopyroxènes analysés dans le diagramme Ti/Ca + Na proposé très récemment par Leterrier et al. (1982) affirme nettement l'exactitude de l'appartenance de ces clinopyroxènes aux séries alcalines. En outre, on y constate que (Ca + Na) est quasi-constant alors que Ti est très étalé (Fig. III-37). Ceci est caractéristique des clinopyroxènes des roches alcalines (Leterrier et al. 1982).

Ainsi tous ces diagrammes significatifs cités ci-dessus mettent en évidence, le caractère alcalin des clinopyroxènes étudiés et des roches qui les contiennent.

A V.1.1°2°°) Variation des éléments caractéristiques en fonction de leur différenciation et leur courbe de cristallisation

$X^{(1)}mg$ est un rapport représentant l'indice de différenciation et/ou celui du stade de cristallisation des clinopyroxènes. Il diminue au fur et à mesure que la différenciation évolue dans le liquide donnant naissance aux clinopyroxènes.

Le tableau III-19 présente les valeurs de Xmg dans les clinopyroxènes de différentes roches, ainsi que leurs moyennes.

On constate que la valeur de Xmg varie de 0,88 à 0,74 (0,80 en moyenne) dans les clinopyroxènes des ankaramites qui sont les roches les moins différenciées de la série étudiée. Les clinopyroxènes non zonés de ce type de roches ont une valeur de Xmg plus élevée (en moyenne 0,86) que les clinopyroxènes zonés de même type des roches où Xmg a une valeur moyenne (0,79). Xmg diminue des clinopyroxènes des basaltes alcalins ankaramitiques (0,75 en moyenne) à ceux des basaltes alcalins s.s. (0,70 en moyenne) en passant par des grains de clinopyroxènes des labradorites (0,73 en moyenne).

L'étude de variations de quelques éléments caractéristiques, tels que Si, Ti, Mg, Fe, Al et Na (atomiques), en fonction de Xmg va nous conduire à avoir plus de précision sur l'évolution de ces éléments pendant la différenciation du liquide à partir duquel les clinopyroxènes ont cristallisé.

Ti, Al, Fe et Na augmentent nettement et Si, Mg diminuent avec la diminution de Xmg (Fig. III-38, III-39, III-40 A et B, III-41).

L'évolution positive de Ti, Al et Fe pendant la différenciation, se fait des clinopyroxènes des ankaramites jusqu'aux clinopyroxènes des basaltes alcalins s.s. inclus (fig. III-38, III-39 et III-40 A). Dans le même sens, on constate une évolution négative de Si et Mg pendant la différenciation (Fig. III-41).

Ce type d'évolution positive du titane et du fer avec le fractionnement pendant la différenciation constaté dans le cas des clinopyroxènes étudiés, est également observé par plusieurs auteurs dans les différentes séries alcalines, tels que Huckenholz (1965), Evans et Moorel (1968), Smith et

---

(1) Xmg = Mg/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn (atomiques).

N° d'ordre	N° d'analyse	Type (2) des roches	Type (3) des cristaux	X_{Mg} (1)
1	3-108	A	1 (NZ)	0.877
2	3-107	A	2 (NZ)	0.840
3	3-96	A	1 (ZS)	0.767
4	3-97	A	1 (ZS)	0.772
5	3-95	A	1 (ZS)	0.743
6	3-98	A	1 (NZ)	0.830
7	3-89	A	2 (ZO)	0.817
8	3-90	A	2 (ZO)	0.779
9	2-33	B	1 A (ZS)	0.792
10	2-34	B	1 A (ZS)	0.730
11	2-37	B	1 B (ZS)	0.714
12	2-36	B	1 B (ZS)	0.701
13	2-35	B	1 B (ZS)	0.698
14	2-38	B	1 B (ZS)	0.801
15	2-40	B	1 B (ZS)	0.707
16	2-30	B	2 A (ZS)	0.831
17	2-28	B	2 A (ZS)	0.845
18	2-29	B	2 A (ZS)	0.826
19	2-32	B	2 A (ZS)	0.771
20	2-31	B	2 A (ZS)	0.750
21	2-42	B	2 B (NZ)	0.762
22	2-43	B	3 -	0.787
23	2-44	B	3 -	0.764
24	2-57	B	3 -	0.734
25	0-61	C	1 (ZS)	0.755
26	0-62	C	1 (ZS)	0.679
27	0-58	C	1 (ZS)	0.654
28	0-63	C	2 (ZS)	0.744
29	0-59	C	2 (ZS)	0.700
30	0-60	C	2 (ZS)	0.684
31	0-71	C	3 (NZ)	0.737
32	3-32	D	3 -	0.743
33	3-24	D	3 -	0.728
34	3-26	D	3 -	0.721

I - Moyenne dans les Ankaramites : $X_{Mg} = 0.804$

II - Moyenne dans les Basaltes Alcalins Ankaramitiques : $X_{Mg} = 0.763$

III - Moyenne dans les Basaltes Alcalins s.s. : $X_{Mg} = 0.708$

IV - Moyenne dans les Labradorites : $X_{Mg} = 0.731$

Tableau III-19 - Indices de différenciation (X_{Mg}) dans les clinopyroxènes des Laves Alcalines de la Série non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti.

(1) $X_{Mg} = Mg/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$

(2) Types de Roches : A - Ankaramites, B - Basaltes Alcalins Ankaramitiques, C - Basaltes alcalins s.s., D - Labradorites.

(3) Types de cristaux : 1 - Phénocristaux, 2 - Microphénocristaux, 3 - Grains, NZ - pas de zonation, ZS - zonation en secteur, ZO - zonation oscillatoire.

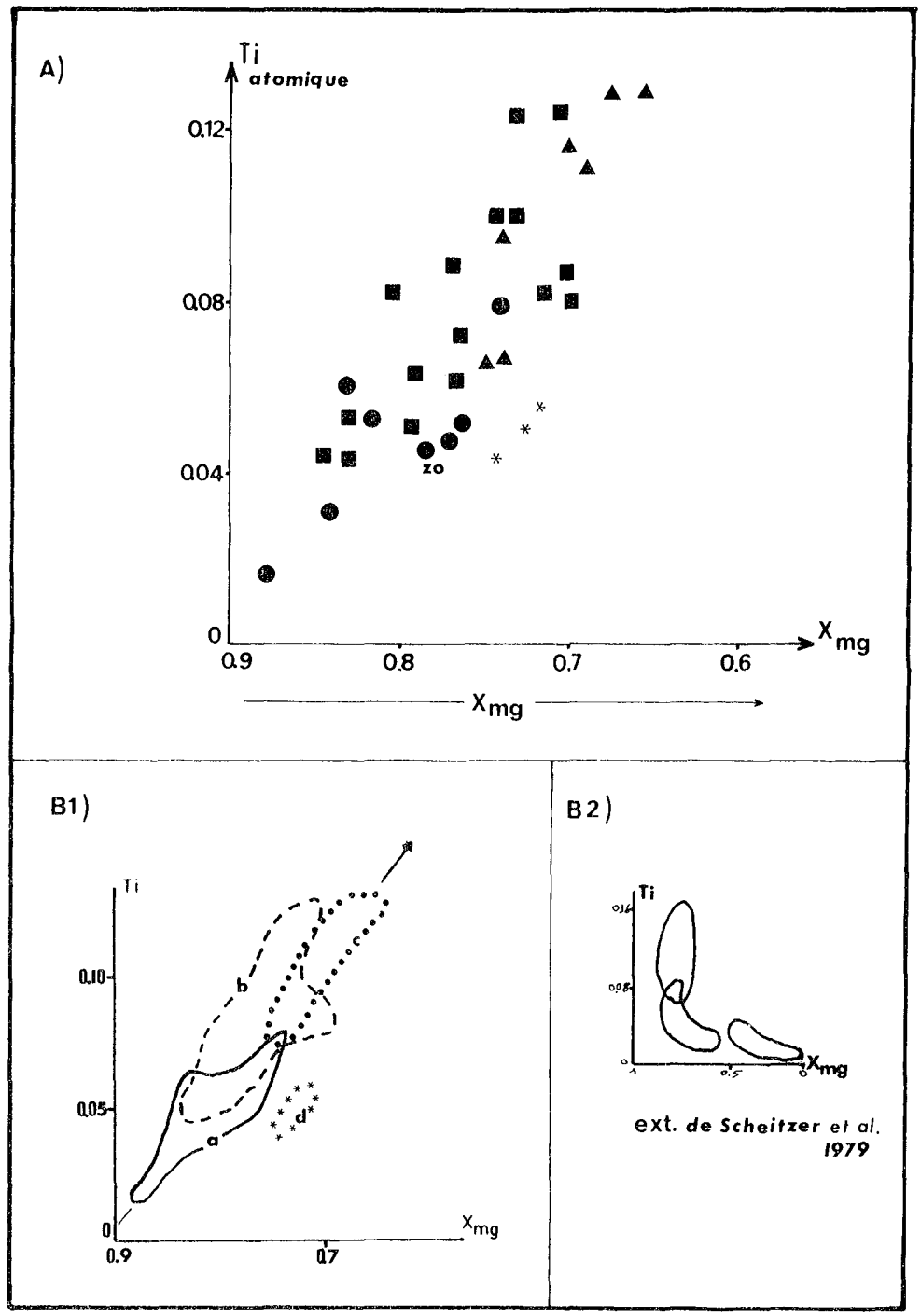


Fig. III-38 - Variation de Ti (atomique) en fonction de X_{mg} (au cours de différenciation) dans les clinopyroxènes étudiés (A).

B1 - Différents domaines de regroupement appartenant aux Ankaramites (a), aux basaltes alcalins ankaramitiques (b), aux basaltes alcalins s.s. (c) et aux labradorites (d).

B2 - Trois groupes des basaltes alcalins océaniques montrant l'évolution du Ti en fonction de X_{mg} (d'après Schweitzer et al., 1979). Mêmes symboles que la Fig. III-31.

X_{mg} = Mg/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn (atomique).

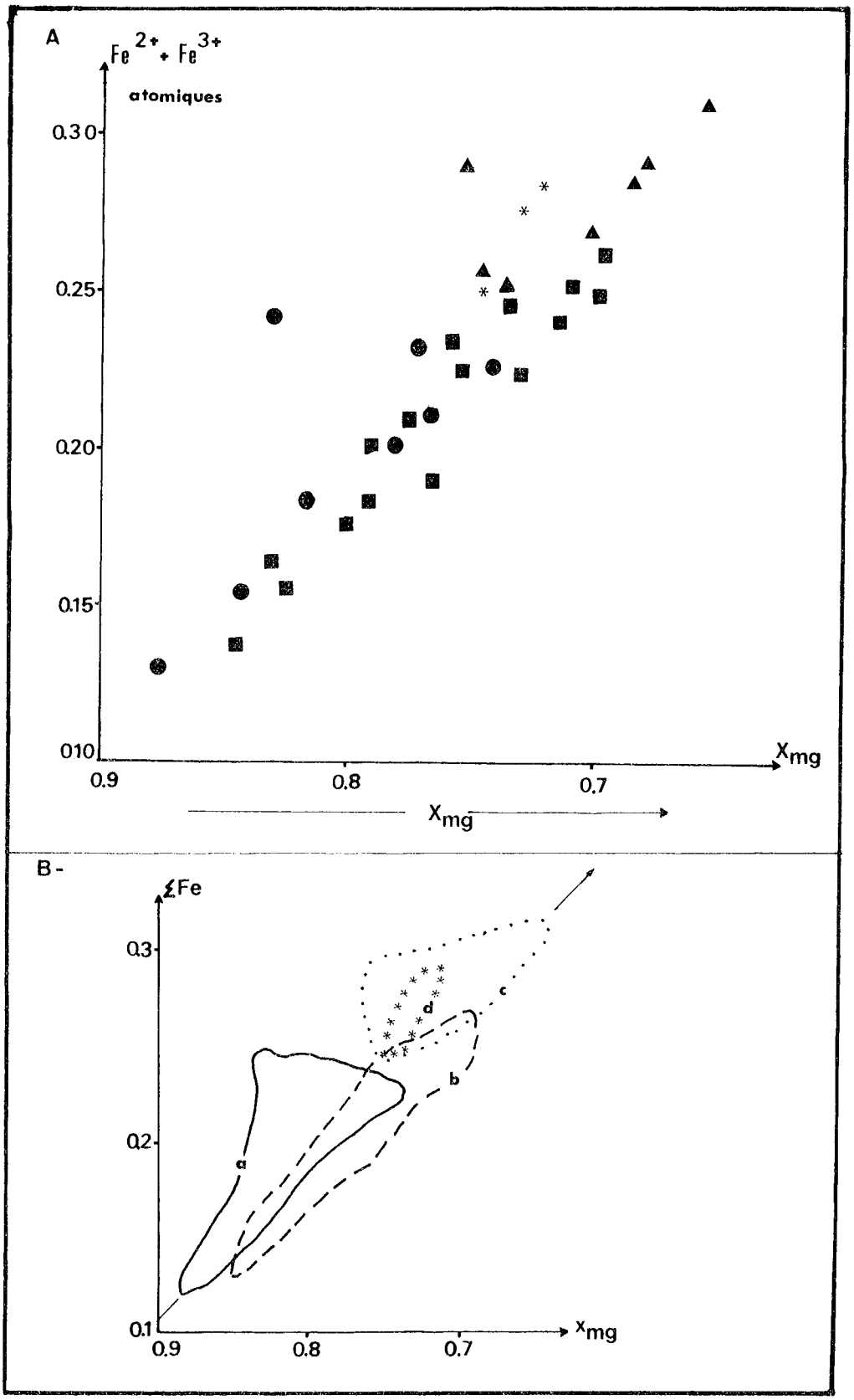


Figure III-39 - Variation du fer en fonction de X_{mg} (au cours de la différenciation) dans les clinopyroxènes étudiés.

B - Différents domaines de regroupements dans : a - les Ankaramites, b - les basaltes alcalins ankaramitiques, c - les basaltes alcalins s.s., d - les labradorites. Mêmes symboles que la Fig. III-31.

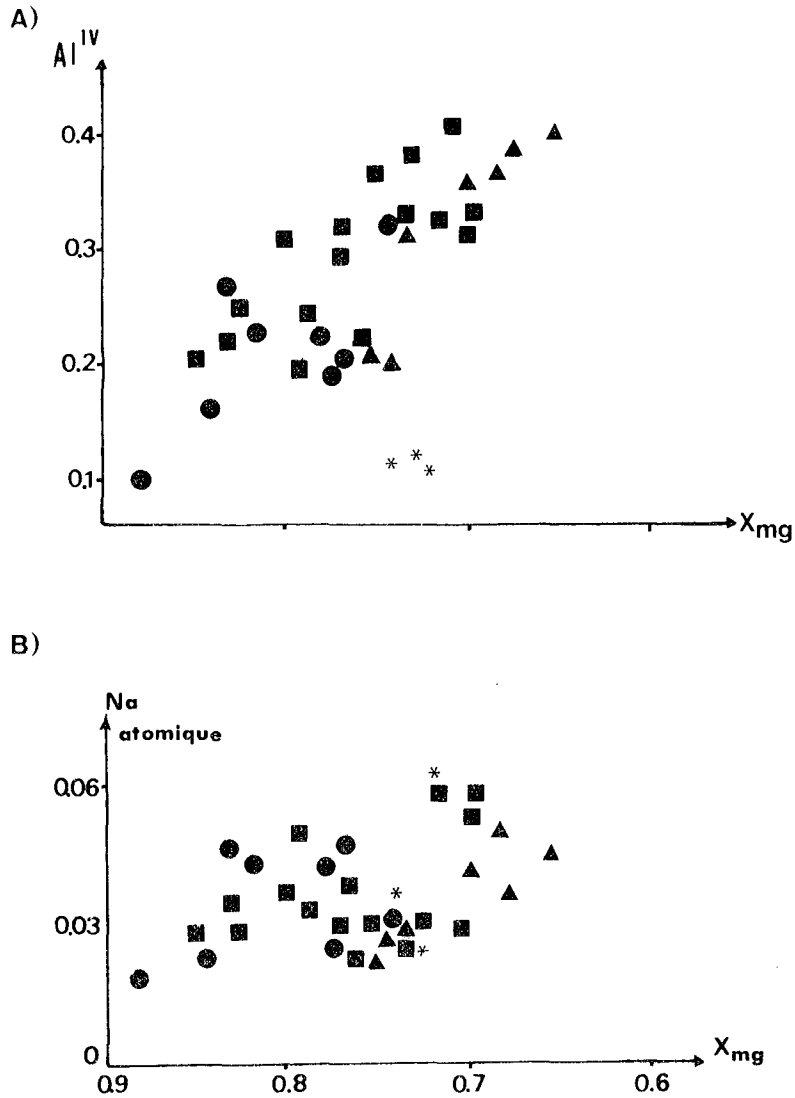


Figure III-40 - A) Variation de Al^{IV} en fonction de X_{mg},
B) Variation de Na en fonction de X_{mg} (au cours de la différenciation) dans les clinopyroxènes étudiés.
Mêmes symboles que la Fig. III-31.

Carmichaël (1969), Barberi et al. (1971), Gibb (1973) et Wass (1979).

L'évolution positive du fer est sûrement liée aux paramètres PH_2O et fO_2 du liquide parental.

L'observation d'une faible concentration de titane dans les clinopyroxènes moins différenciés et cristallisés précocement, (ceux des ankaramites par exemple), est en accord avec les constatations de Barberi et al. (1971) et de Gibb (1973).
Ils ont expérimentalement montré que le titane des clinopyroxènes est plus faible dans le cas où ils se présentent en première phase de cristallisation.

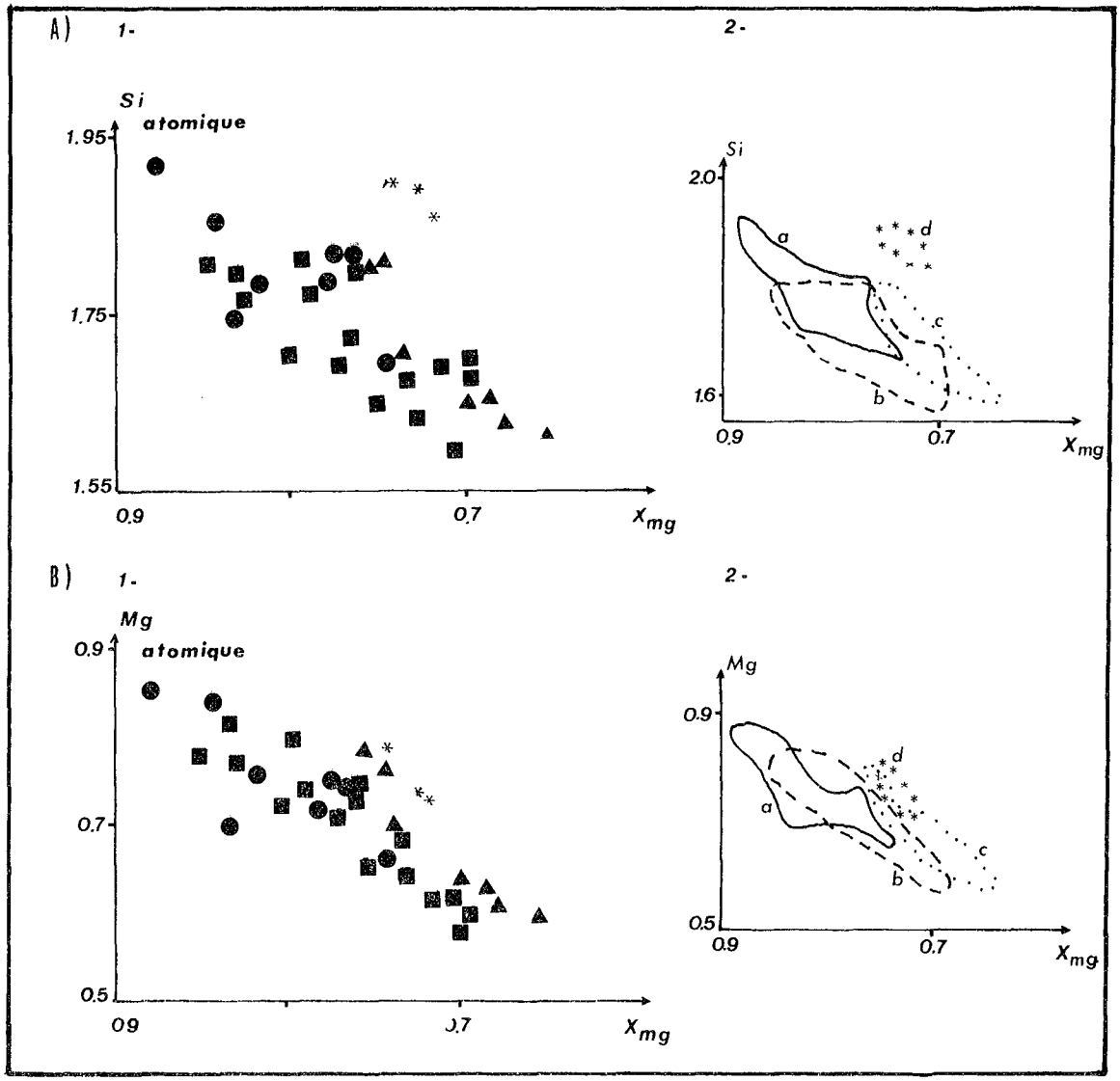


Figure III-41 - Variations des éléments Si (A) et Mg (B) en fonction de Xmg dans les clinopyroxènes étudiés. (Mêmes symboles que la Fig. III-31).

Schweitzer et al. (1979) ont signalé par ailleurs une importante concentration de titane dans les termes les moins différenciés des clinopyroxènes des roches alcalines des fonds océaniques.

Les clinopyroxènes des labradorites sont pauvres en Ti et Al^{IV}, en revanche riches en Si. Ceci est causé par la cristallisation précoce des plagioclases avant les clinopyroxènes, due au changement des conditions magmatiques, (v. ch. A V.1.1°.3°°), qui consomme la majeure partie de l'alumine du liquide.

Contrairement à notre observation et à celle de plusieurs auteurs, Schweitzer et al. (1979) ont observé une évolution positive de la silice pendant la différenciation des clinopyroxènes mais dans les basaltes alcalins des fonds océaniques.

On peut constater que la courbe de différenciation (ou cristallisation) dans les clinopyroxènes étudiés (v. Fig. III-31), est subparallèle à la ligne Diopside - Hédenbergite, (Wo à 50, bien que les clinopyroxènes des laves intermédiaires soient absents à cause du manque d'analyse.

Cette courbe de différenciation est plus ou moins comparable à celle décrite par AOKI (1964), (Fig. III-42 AI), et plus ressemblant à celle de "Shinkin Sag" décrite par Nash et Wilkinson (1970) (Fig. III-42 B 6).

Une telle courbe de cristallisation est caractéristique des clinopyroxènes riches en Ca des séries alcalines (Murray 1954, Simpson 1954, Wilkinson 1957, 1966, Boesen 1964, Rahman 1975 et Deer et al. 1978).

La courbe de fractionnement des clinopyroxènes étudiés se place à un niveau légèrement plus calcique par rapport aux autres (Fig. III-42 c). Ceci est sûrement dû à la faible activité de la silice dans le magma (Smith et Lindsley 1971, Gibb 1973). Il est, par ailleurs, confirmé par l'enrichissement en molécule (Ca, Ti) Ts, "Ca Ti Ai_2O_6", des clinopyroxènes des ankaramites à ceux des basaltes alcalins s.s.
Cet enrichissement pendant la différenciation est caractéristique des roches alcalines sous-saturés d'environnement continental, comme l'ont observé plusieurs auteurs dans différents massifs alcalins, parmi lesquels :

- celui du Complexe alcalin de Ten (Mitchell 1980), de Tenerife (Scott 1966), celui de basanites du Massif Central (Magouthier et Velde 1976) et celui des Rifts orientaux africains (King et Sutherland 1966).

En conclusion, on observe donc une variation de Ti, Fe, Al et Na dans le sens positif et celle de Si et Mg dans le sens négatif pendant la différenciation du liquide donnant naissance aux clinopyroxènes des laves étudiées.
D'après les variations de Xmg des clinopyroxènes des différentes roches, on constate que l'ordre de cristallisation des clinopyroxènes est en accord avec celui de l'ensemble des roches qui les contiennent. En fait, on en déduit que les premiers clinopyroxènes cristallisés sont ceux des ankaramites, non zonés, en phéno- et microphénocristaux, suivis par ceux des clinopyroxènes zonés en secteurs de même type des roches et par ceux des basaltes alcalins s.s. Ces clinopyroxènes cristallisent avant les plagioclases. Par la suite, il y a eu très probablement un changement des conditions magmatiques (v. ch.

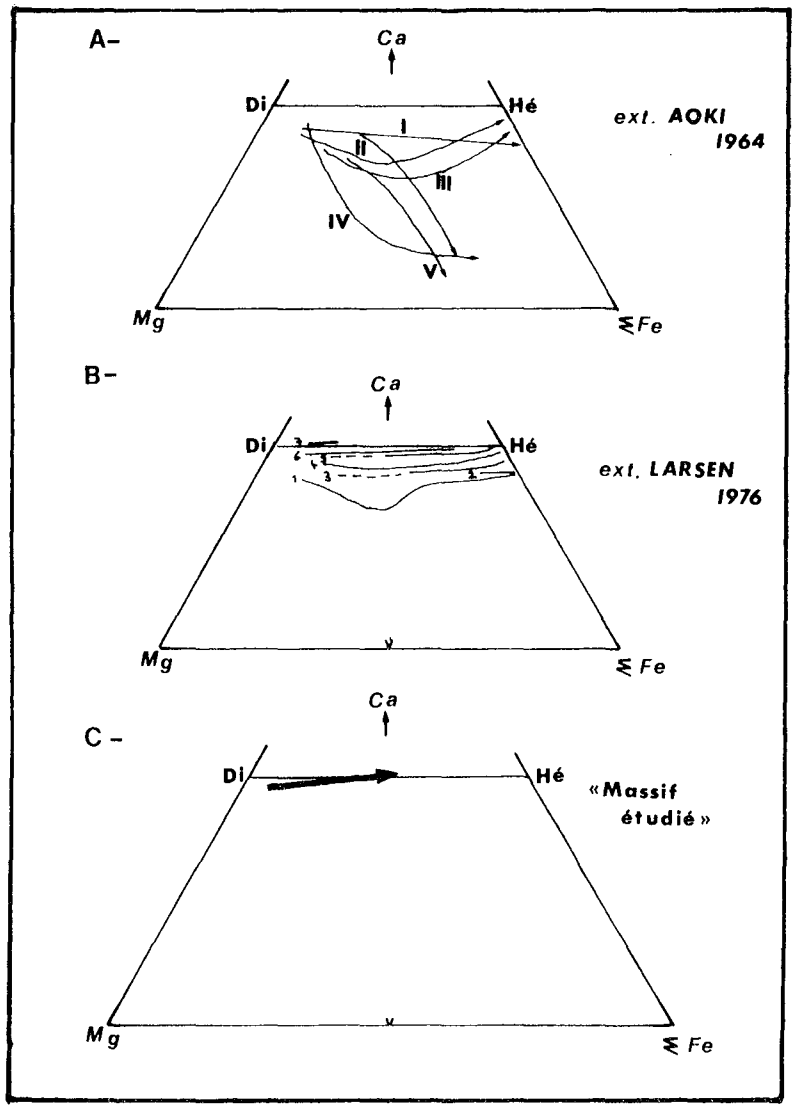


Figure III-42 - Comparaison des courbes de cristallisation des clinopyroxènes des Laves Alcalines non Ophiolitiques du Massif de Pozanti-Karsanti (C) avec ceux d'autres séries alcalines :

A - "Extrait de Aoki" (1964, p. 1208, fig. 2)
I - Celle du Japon, II - de l'Intrusion de Skaergaard (Brown et Vincent 1963), III - Celle de Tasmanie (Mc Dougal 1961), IV - Série Tholéiitique du Japon (Kuno 1955), V - Celle d'Otaki au Japon (Aoki 1962).

B - "Extrait de Larsen" (1976, p. 273, fig. 7)
1 - Celle de l'Intrusion de Skaergaard (Brown et Vincent 1963), 2 - Celle des Pantellerites (Nicholls et Carmicaël 1969, 3 - de "Nandewar" en Australie (Abbott 1969), 4 - Celle de sill "des îles Shiant" (Gibb 1973), 5 - Celle des Dykes de Tugtutôq (Upton 1964), 6 - Celle de "Shonkin Sag Laccolith" (Nash et Wilkinson 1970) et 7 - Celle des Néphélinites de Uganda (Tyler et King 1967).

A V.1.1°3°°), à partir duquel les grains de clinopyroxènes des labradorites cristallisent tardivement après les plagioclases et les minéraux opaques. Ceci donnerait des clinopyroxènes moins titanifères et peu alumineux.

On constate, par ailleurs, que les clinopyroxènes des roches basaltiques alcalines du massif étudié sont complètement différents de ceux des basaltes alcalins d'environnement océanique comme l'a montré le type d'évolution du titane, de l'alumnine, ainsi que de la silice pendant la différenciation. Les roches alcalines de ce massif ne sont donc pas d'origine océanique.

A V.1.1°.3°°) Conditions magmatiques pendant la cristallisation des clinopyroxènes

Les facteurs jouant un grand rôle dans la cristallisation des clinopyroxènes des roches alcalines étudiées sont : la pression totale (P_t), la pression partielle de vapeur d'eau (P_{H2O}), la température (T°), l'activité de la silice du liquide (a_{SIO2}) et la fugacité d'oxygène (f_{02}).

A V.1.1°.3°°.1°°°) Pression totale (P_t)

Les clinopyroxènes riches en titane et en alumine (Al^{IV}) mais pauvres en silice ont cristallisé à des pressions totales faibles (Leung 1974, Wilkinson 1974 et Wass 1973, 1979). Walde et Kushiro (1978) et Wass (1979) ont mis en évidence, d'après les travaux expérimentaux, que le rapport Al^{IV}/Al^{VI} est une fonction continue de P_t : "un changement graduel de Al^{IV} tétraèdrique à Al^{VI} octaèdrique se fait avec l'augmentation de P_t". Par ailleurs, Mitchell (1980) et Yagi et Onuma (1967) ont montré expérimentalement que la solubilité de la molécule (Ca, Ti) Ts "Ca Ti AL_2O_6" augmente avec la diminution de P_t dans le liquide.

Par contre Thompson (1974) a suggéré que le titane augmente avec la pression alors que Yagi et Onuma (1967) et récemment Wass (1979) ont montré expérimentalement dans le système Ca Mg Si_2O_6 - Ca Ti Al_2O_6, que le titane augmente avec la diminution de la pression totale.

Boyd et England (1963), Brown (1967) et également Thompson (1974) ont suggéré que les hautes valeurs d'Al_2O_3 soient favorisées par de hautes pressions, mais Wass (1979) a récemment démontré que Al_2O_3 des clinopyroxènes des roches alcalines est plus élevé à faibles pressions. Ceci est dû à la faible activité de silice dans le liquide, inversement à l'augmentation d'Al_2O_3 dans des liquides tholéiitiques, qui est due à la haute pression.

Nous suivons, ainsi, les constatations de Yagi et Onuma (1967) et Wass (1979), à savoir que l'alumine et le titane augmentent, dans des liquides alcalins à faible activité de silice, avec la diminution de la pression totale.

En outre, Wass (1979) a récemment montré que le rapport $Ti + Al^{IV}/Si$ peut être un indicateur qualitatif de pression totale. Il a ainsi proposé un diagramme dans lequel il montre que ce rapport augmente avec la diminution de P_t. Le report des clinopyroxènes étudiés sur ce diagramme (Fig. III-43) met en évidence que les clinopyroxènes des laves alcalines étudiées ont cristallisé à de faibles pressions totales comme d'ailleurs le confirme le diagramme de Munoz et Sagreda (1974) (non figuré).

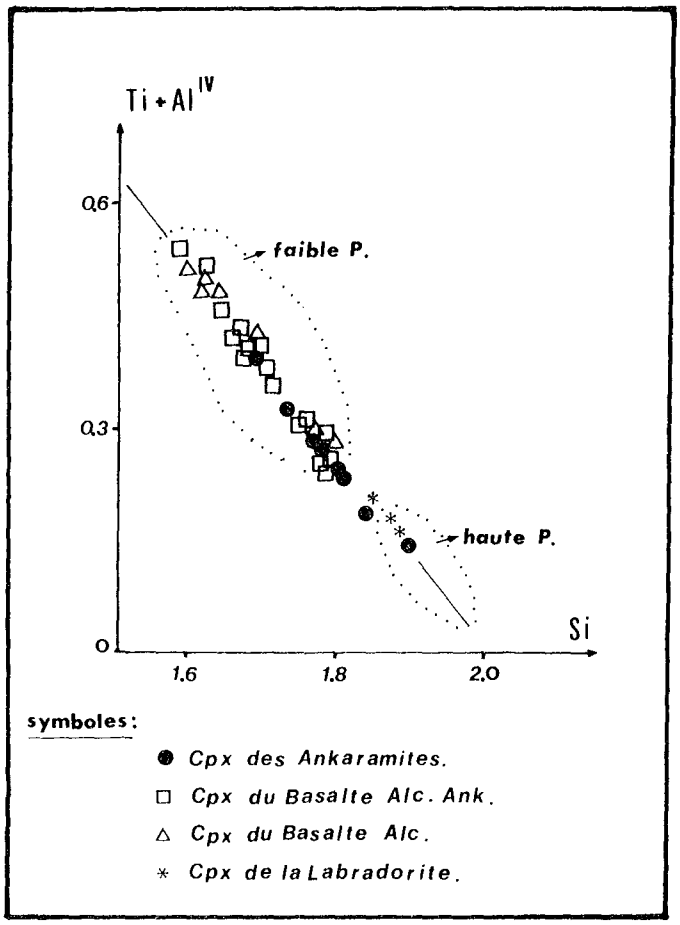


Figure III-43 - Diagramme Ti + Al^{IV}/Si de Wass (1979), appliqué aux clinopyroxènes des laves alcalines étudiées, montrant une nette corrélation négative entre Ti + Al^{IV} et Si, ainsi que l'appartenance de la plupart des clinopyroxènes au domaine de faibles pressions totales défini par Wass (1979, p. 125 fig. 5).

Le diagramme de Wass (1979), apparemment accepté, montre en outre une bonne corrélation négative entre Ti + Al^{IV} et Si dans les clinopyroxènes étuidés. Ainsi, ce diagramme met en évidence que la pression totale diminue nettement depuis les clinopyroxènes des ankaramites jusqu'à ceux des basaltes alcalins (Fig. III-43).

Etant donné les hautes valeurs de teneurs en titane et Al^{IV} et du composant moléculaire Ca Ti Al_2O_6 dans les clinopyroxènes étudiés, on peut estimer que les clinopyroxènes des laves alcalines étudiées et par conséquent les roches qui les contiennent, ont cristallisé à des pressions relativement faibles. Les clinopyroxènes des ankaramites, ayant Xmg et Si élevés, ainsi que Ti faible ont très probablement cristallisé à des pressions relativement plus élevées que les clinopyroxènes des basaltes alcalins. Green et Ringwood (1967 a), Green et Hibberson (1970), O'hara et al. (1971) et Irvine (1974) confirment ce fait par l'expérimentation.

Dans le cas des clinopyroxènes des labradorites il y a eu une légère élévation de la pression totale corrélative à la variation de P_{H2O}. Ceci est d'ailleurs la cause de la cristallisation tardive des clinopyroxènes après les plagioclases dans ce type des roches labradorites.

A V.1.1°.3°°.2°°°) Pression partielle de vapeur d'eau (P_{H2O}) et Fugacité d'oxygène (f_{O2})

P_{H2O} :

Hamilton et Anderson (1967), Nesbitt et Hamilton (1970) et Barberi et al. (1971) ont discuté l'influence de P_{H2O} magmatique sur la cristallisation des clinopyroxènes, ainsi que sur l'ordre d'apparition de phases minérales dans un système basaltique hydraté. Ils ont constaté expérimentalement que la cristallisation des clinopyroxènes avant les plagioclases entraînant un enrichissement en molécule "Ca Ts" et en titane, se ferait sous P_{H2O} élevée. Si la cristallisation se produit sous faible P_{H2O}, il y aura un renversement de l'ordre d'apparition des cristaux ; dans ces conditions, les clinopyroxènes vont cristalliser après les plagioclases qui absorbent Ca et Al du liquide ; ainsi le fractionnement du plagioclase calcique entraîne le caractère peu alumineux du clinopyroxène qui ne sera pas titanifère. Mais l'évolution de la composition chimique du liquide ne changera pas. Duke (1974) a ajouté que dans le cas où $P_{H2O} = 0$ (système anhydre) pour que les clinopyroxènes apparaissent avant les plagioclases, une oxydation complète serait nécessaire.

D'après l'étude pétrographique, on a constaté que les clinopyroxènes des ankaramites ainsi que ceux des basaltes alcalins ont cristallisé avant les plagioclases et sont fortement titanifères. Ceci nous amène à conclure qu'ils ont cristallisé sous haute P_{H2O}. Par contre les grains de clinopyroxènes des labradorites, pauvres en Al et Titane, sont apparus sous faible P_{H2O} après les plagioclases.

D'ailleurs Bizouard et al. (1976, 1980) ont montré que certains clinopyroxènes des laves alcalines du volcanisme de l'Afar en Ethiopie, qui sont formés après les plagioclases, ont cristallisé sous faible P_{H2O}, (Inférieur à 1 Kb).

f_{02} :

La fugacité d'oxygène (f_{02}) dans un magma refroidissant est contrôlée par P_{H2O} (Barberi et al. 1971). Elle est élevée dans le cas où les clinopyroxènes cristallisent précocement avant les plagioclases (P_{H2O} élevée), alors que dans le cas où ils cristallisent tardivement après les plagioclases (P_{H2O} faible), il y aura donc une chute de f_{02} et le fractionnement du plagioclase va produire un enrichissement en fer dans le liquide résiduel. De même, le clinopyroxène sera par conséquent plus ferrifère (le cas des clinopyroxènes des labradorites) (Nash et Wilkinson 1970, Gibb 1973, Scott 1976, Mitchell et Platt 1978).

A V.1.1°.3°°.3°°°) Température (T°C)

Les hautes teneurs en titane, dont l'entrée dans la structure est contrôlée par les teneurs en Al^{IV} et en Si dans le site Z (Verhoogen 1962, Kushiro 1960 et Lemgo 1974) et par le développement de la molécule (Ca Ti) Ts "Ca Ti Al_2O_6" (Mitchell 1980) dans les clinopyroxènes, certifient que les clinopyroxènes des laves étudiées, par conséquent les roches qui les contiennent, ont cristallisé à hautes températures.

A V.1.1°.3°°.4°°°) Activité de silice "a_{SiO2}"

Elle joue un rôle très important dans les conditions de cristallisation des clinopyroxènes titanifères des laves alcalines (Hollister et Gancarz 1971, Dowty 1976, Tracy et Robinson 1977).

Une faible activité de silice favorise la solution de titane (Ti) et d'alumine (Al^{IV}) dans le liquide et une proportion faible en silice (Si), (Le Bas 1962, Verhoogen 1962, Carmichaël et al. 1970, Akella et Boyd 1973, Gupta et al. 1973, Nisbet et Pearce 1977, Curtin et Gittings 1979, Wass 1979).

La diminution de a_{SiO2} pendant le fractionnement entraîne l'augmentation de la molécule Ca Al_2SiO_6 (Brown et Carmichaël 1969, Carmichaël et al. 1970 et Campbell et Borley 1974), et celle de la molècule Ca Ti Al_2O_6 (Mitchell 1980).

Les clinopyroxènes des laves alcalines étudiées sont plus titanifères, plus alumineux et moins siliceux, ils ont donc cristallisé à partir d'un liquide a_{SiO2} faible.

Par ailleurs dans le cas du magma tholéiitique, on rencontre des clinopyroxènes non titanifères mais riches en Al_2O_3, cristallisant à haute P_t. C'est donc la haute pression qui serait la cause de l'entrée d'alumine dans les clinopyroxènes des roches tholéiitiques, tandis que la faible activité de la silice en serait responsable dans les clinopyroxènes des roches alcalines (Le Bas 1962, Mui et Tilley 1964 et Brown 1967). La nature plus calcique des clinopyroxènes étudiés est sans doute due à la faible activité de la silice du liquide permettant la précipitation de ces clinopyroxènes avec les plagioclases, comme l'ont montré expérimentalement Verhoogen (1962), Brown (1967), Gibb (1973) et Larsen (1976).

. *Conclusion* :

L'ensemble de ces arguments permet de conclure que les clinopyroxènes des roches ankaramitiques et basaltiques ont cristallisé avant les plagioclases, à partir d'un liquide basaltique alcalin sous-saturé à de faibles P_t, hautes P_{H2O}, hautes T° et faibles a_{SiO2}.

La cristallisation des clinopyroxènes moins titanifères et moins alumineux des labradorites, après les plagioclases à partir d'un liquide de même composition chimique, est due au changement de P_{H2O}, de P_t et de f_{O2}. C'est à dire qu'ils ont cristallisé sous P_{H2O} et f_{O2} faibles mais avec P_t relativement élevée.

A V.1.1°.4°°) Comparaison des clinopyroxènes des Laves Alcalines de Pozanti-Karsanti avec ceux des Laves alcalines des autres massifs : "Massif d'Antalya en Turquie", "Massif de Mamonia à Chypre" et "Massif d'Azerbaidjan en Iran".

Les clinopyroxènes des laves alcalines du massif étudié sont comparés à ceux des laves alcalines du massif d'Antalya - ÇalbaliDag - en Turquie (Malley 1981), du massif de Mamonia à Chypre (Bechon 1979)[1] et à ceux des roches alcalines orogéniques de l'Azerbaidjan

---

(1) Les analyses de clinopyroxènes du massif de Mamonia, utilisées dans ce chapitre sont extraites du rapport DEA de Bechon (1979, p. 12 à 13).

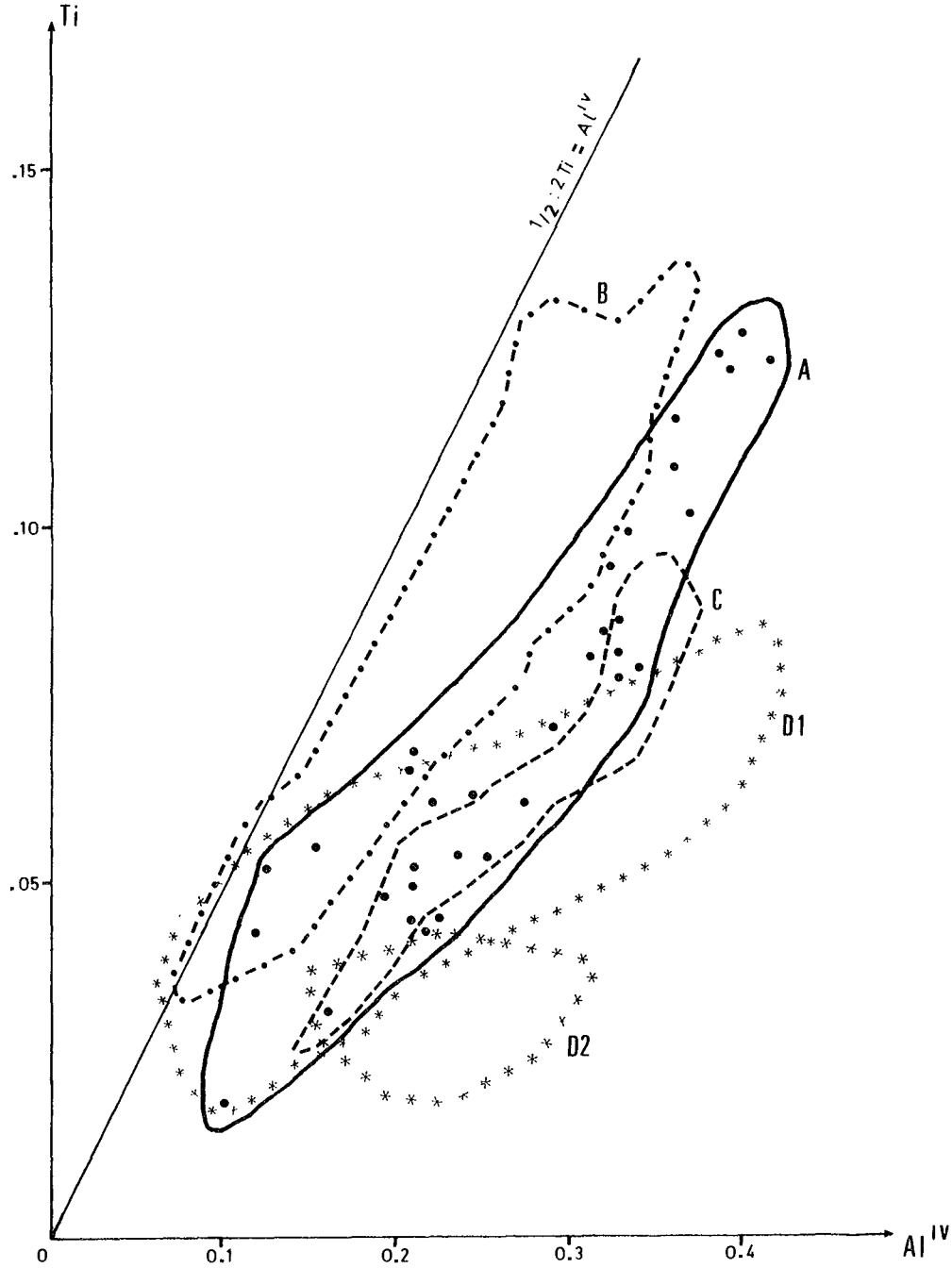


Figure III-44 - Répartition des Clinopyroxènes des Laves Alcalines du massif de Pozanti-Karsanti, dans le diagramme Ti-Al^{IV} de Riou et Ohnenstetter (à paraître) "domaine A".

Comparaison avec ceux des autres massifs :
domaine B - Calbali Dag (Nappes d'Antalya en Turquie, (Malley 1981)
domaine C - Nappes de Mamonia à Chypre (données de Bechon 1979)
domaine D - D1-D2 - Azerbaidjan en Iran (Riou et Ohnenstetter à paraître).

en Iran (Riou et Ohnenstetter, à paraître).

Le diagramme Ti-Al^{IV} (Fig. III-44) établi par Riou et Ohnenstetter (à paraître) pour les roches alcalines d'origine orogénique de l'Azerbaidjan en Iran, met tout d'abord en évidence que l'évolution de clinopyroxènes étudiés est tout à fait différente de celle des clinopyroxènes des roches alcalines orogéniques.

Ces clinopyroxènes s'éloignent beaucoup de la ligne idéale (1/2) de balance de charge et montrent des teneurs en titane très faibles pour une forte substitution de Si par Al^{IV}. Par contre, les clinopyroxènes étudiés, plus titanifères, montrent une substitution de Si par Al^{IV} moins importante (Fig. III-44). Pourtant ils sont très comparables aux clinopyroxènes de ÇalbaliDag (Antalya) décrits par Malley (1981) et à ceux de Mamonia (Bechon 1979).

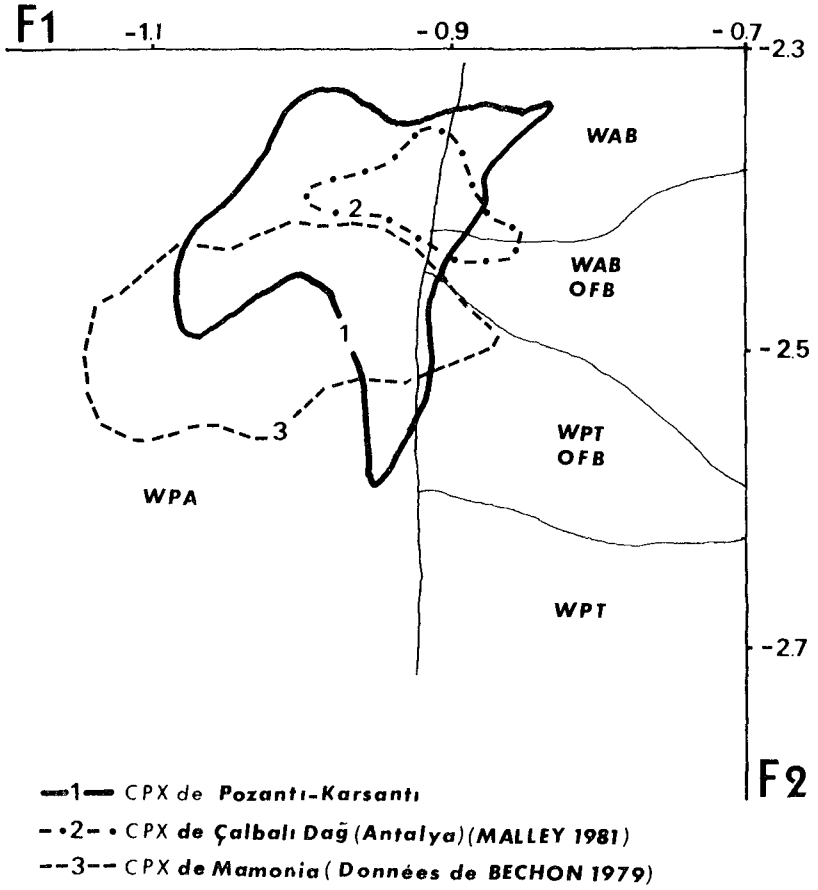
Les clinopyroxènes des laves alcalines étudiées étant légèrement plus alumineux montrent une substitution de Si par Al^{IV} assez importante par rapport aux clinopyroxènes des laves de ÇalbaliDag, tandis qu'ils sont identiques aux clinopyroxènes des laves alcalines de Mamonia.
En outre, ce diagramme montre une bonne corrélation entre Ti et Al^{IV}.
L'alignement de Ti en fonction de Al^{IV} est plus ou moins parallèle à la ligne idéale (1/2) représentant la balance des charges entre la substitution de Si par Al^{IV} et la compensation des charges par le titane octaèdral.

La ressemblance entre les clinopyroxènes étudiés et ceux de Çalbali et de Mamonia est d'ailleurs confirmée par les diagrammes de Nisbet et Pearce (1977) (Fig. III-45).

On constate dans le diagramme F1-F2 que la majeure partie (85 %) des clinopyroxènes étudiés comme ceux de ÇalbaliDag et de Mamonia tombent dans le domaine des basaltes alcalins intraplaques (WPA) défini par ces auteurs (Fig. III-45).

De même, le diagramme triangulaire TiO_2 - MnO - Na_2O de Nisbet et Pearce (1977) met en évidence les caractères alcalins d'environnement intraplaque des clinopyroxènes, par conséquent des roches qui les contiennent comme d'ailleurs pour les clinopyroxènes des laves de ÇalbaliDag (Malley 1981) et ceux de Mamonia (Bechon 1979) (Fig. III-46).

On observe une bonne corrélation entre TiO_2 et Na_2O à MnO constant dans les clinopyroxènes étudiés comme dans ceux des laves alcalines de Mamonia. Par contre les clinopyroxènes des laves alcalines de Çalbalidag montrent une évolution de TiO_2 avec MnO, Na_2Orestant quasiment constant (Fig. III-46).



TYPES DE MAGMA : - OFB - Basalte Th. des fonds océaniques

WAB - Basalte Th. d'arc insulaire volcanique

WPT - Basalte Th. intraplaque

WPA - Basalte Alcalin intraplaque.

Figure III-45 - Comparaison des clinopyroxènes des Laves Alcalines non Ophiolitiques de Pozanti-Karsanti (courbe 1), avec ceux de ÇalcaliDag (Antalya - Turquie) (courbe 2) et ceux de Mamonia (Chypre) (courbe 3), dans le diagramme F1-F2 de Nisbet et Pearce (1977)

$$F1 = -0.012\ SiO_2 - 0.0807\ TiO_2 + 0.026\ Al_2O_3 - 0.0012\ FeO' - 0.0026\ MnO + 0.0087\ MgO - 0.0128\ CaO - 0.0419\ Na_2O$$

$$F2 = -0.0469\ SiO_2 - 0.0818\ TiO_2 - 0.0212\ Al_2O_3 - 0.0041\ FeO' - 0.1435\ MnO - 0.0029\ MgO + 0.0085\ CaO + 0.0160\ Na_2O$$

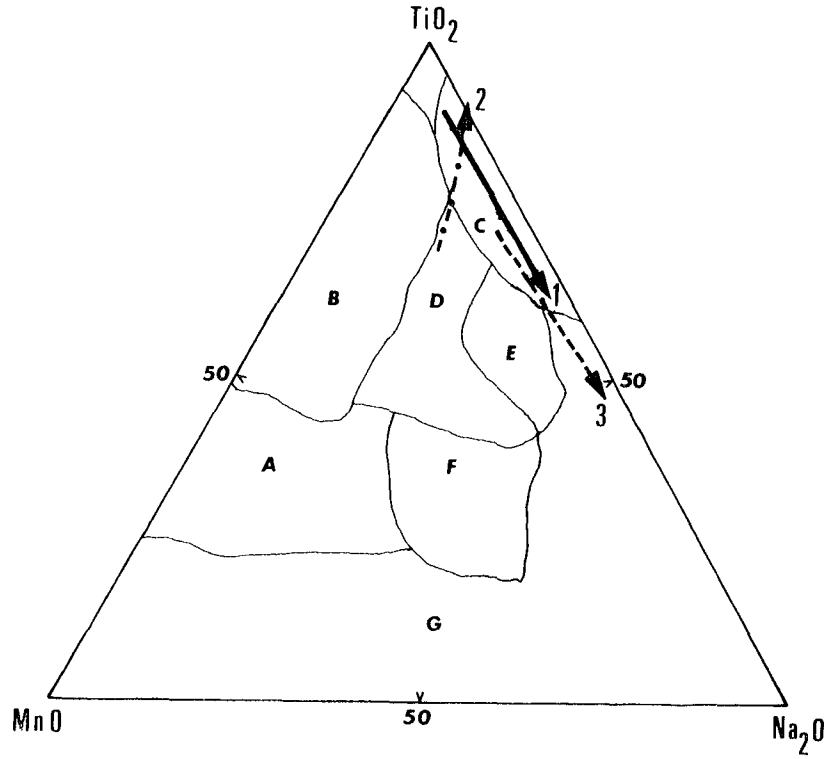


Figure III-46 - Comparaison des Clinopyroxènes étudiés du massif de Pozanti-Karsanti (ligne 1) avec ceux des Laves Alcalines de ÇalbaliDag (Antalya en Turquie) (ligne 2) et avec ceux des laves alcalines de Mamonia (Chypre) (ligne 3) dans le diagramme TiO_2 - Na_2O - MnO de Nisbet et Pearce (1977).
(Voir le texte et la Fig. III-36).

Le tableau III-20 montre les moyennes des analyses des clinopyroxènes étudiés et celles d'autres provinces. On remarque une nette ressemblance entre les clinopyroxènes des laves alcalines du massif étudié et ceux du massif de ÇalbaliDag (Antalya) et de Mamonia. On observe par contre une légère différence avec ceux des Laves alcalines de "Gunnedah en Nouvelle Gales du Sud en Australie" (Wilkinson 1957) et ceux des basaltes alcalins intraplaques (Nisbet et Pearce 1977).

Les clinopyroxènes étudiés sont plus calciques, légèrement plus sodiques et moins magnésiens que ceux des laves des massifs de ÇalbaliDag et la Mamonia. Ils sont légèrement plus alumineux et moins titanifères que ceux de ÇalbaliDag, à l'inverse de ceux de Mamonia.

Ils sont moins siliceux, moins ferrifères et moins sodiques mais plus alumineux, plus calciques et plus titanifères que la moyenne des clinopyroxènes des basaltes alcalins intraplaques de Nisbet et Pearce (1977).

	1	2	3	4	5
SiO_2 :	46.25	46.53	46.82	46.66	49.20
Al_2O_3 :	6.79	6.24	7.32	5.76	4.10
FeO_t :	7.27	8.92	7.85	1.84* 7.22	11.30
MnO :	0.13	0.20	0.21	0.13	0.43
MgO :	12.71	12.74	12.70	12.18	10.90
CaO :	22.71	21.04	21.82	22.21	20.50
Na_2O :	0.52	0.49	0.51	0.81	1.17
K_2O :	0.02	0.03	0.01	0.10	-
TiO_2 :	2.62	3.00	2.07	3.21	1.77

1 - Moyenne des Cpx. des laves alcalines de Pozanti-Karsanti (Turquie)

2 - Moyenne des Cpx. des laves alcalines de Çalbali Dag "Malley 1981) (Antalya - Turquie)

3 - Moyenne des Cpx. des laves alcalines de Mamonia "Bechon 1979" (Chypre)

4 - Moyenne des Cpx. des laves alcalines de "Gunnedah Teschenite New South Wales" "Wilkinson 1957"

5 - Moyenne des Cpx. des basaltes alcalins intraplaques "Nisbet - Pearce 1977"

Tableau III-20 - Moyennes des Analyses des CPX. des Roches Alacalines de Provinces Différentes.

On constate donc une ressemblance remarquable entre les clinopyroxènes étudiés et ceux des laves alcalines de ÇalbaliDag et surtout de Mamonia où ils montrent la même évolution en ce qui concerne le titane et le sodium.

Les clinopyroxènes des laves alcalines du massif étudié sont donc différents de ceux des roches alcalines orogéniques ainsi que de ceux des roches océaniques. Ces données nous conduisent à penser que les laves alcalines de Pozanti-Karsanti, de ÇalbaliDag (Antalya en Turquie) et de Mamonia (Chypre) ont la même origine et ont pris naissance dans un contexte géotectonique comparable.

A V.1.2°) Phénomène de zonation

Les phénocristaux et les microphénocristaux de clinopyroxènes sont en grande partie zonés. La plupart des zonations sont de type "oscillatoire" dans les clinopyroxènes des roches peu et/ou pas différenciées (par exemple, ankaramites) ; tandis qu'elle est "en secteur" dans ceux des roches plus ou moins différenciées (par exemple, basaltes alcalins).

La zonation dans les petits grains et/ou microlites de clinopyroxènes de la mésostase est quasiment absente.

Avant d'étudier la zonation dans les clinopyroxènes des laves alcalines du massif de Pozanti-Karsanti, je ferai un bref rappel théorique sur ce phénomène dans les clinopyroxènes des roches alcalines afin de mieux le comprendre.

A V.1.2°1.°°) Rappel théorique

A V.1.2°.1°°.1°°°) Zonation en "secteur"

La zonation en secteur qui est très fréquente dans les clinopyroxènes des laves sous-saturées alcalines, est étudiée par plusieurs auteurs, tels que Albee et Chodos (1970), Bence et al. (1970), Hollister et Hargraves (1970), Lopez Ruiz (1970), Boyd et Smith (1971), Ferguson (1973), Nakamura (1973), Hewins (1974), Nakamura et Coombs (1973) et Grapes (1975) et de manière particulièrement détaillée par Hollister et Gancarz (1971) et Leung (1974).

Elle est bien expliquée, en se basant sur un modèle de cristallisation déséquilibrée dans lequel, la précipitation sur les faces à croissance rapide, est contrôlée par le taux diffusion des ions ; variable dans le liquide. D'ailleurs Downes (1974) a signalé que les taux de diffusion des cations dans le liquide, ainsi que le taux de croissance des faces cristallines ont une grande importance dans la formation de la zonation en secteur. Il a ajouté que le taux de croissance augmente dans le sens suivant : // c // b //a[1]

Un cristal automorphe zoné est considéré comme étant formé par un ensemble des pyramides dont la base constitue les faces cristallines et dont les sommets coïncident avec le centre du cristal. Leung (1974) a montré

---

(1) //c , //a , //b = croissance parallèle à (c), à (a), à (b).

que si un cristal croit par addition des couches successives parallèlement à ses faces cristallines, il sera composé en fin de croissance, pour autant de pyramides qu'il possède de faces. Toutes ces pyramides sont indéxées comme les faces constituant leur base (Fig. III-47).

Les sections de ces pyramides de croissance sont appelées secteurs et nommées par les faces cristallines basales de leurs pyramides.

Par exemple :

La figure III-47 montre un schéma d'un cristal de clinopyroxène zoné avec les formes (100), (010), (110) et ($\bar{1}11$). Il y a 4 ensembles distincts des pyramides qui sont désignés par les secteurs (100), (010), (110) et ($\bar{1}11$). Deux pyramides opposées par leur sommet, par exemple (010) et ($0\bar{1}0$), sont équivalentes.

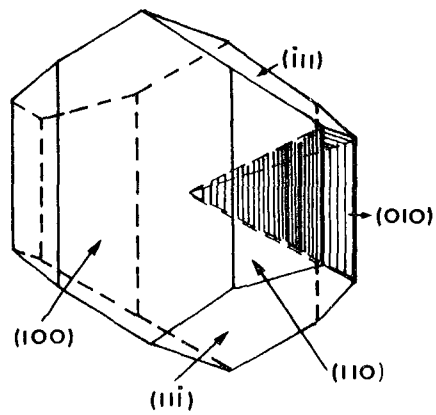


Figure III-47 -

Un schéma du cristal de clinopyroxène titanifère zoné en secteur avec les faces (100), (010), (110) et (111), montrant la position et le volume des pyramides de croissance (secteurs), (010) et opposée ($0\bar{1}0$).

(Extrait de Hollister et Gancarz 1971, p. 960, fig. 1).

La configuration géométrique des secteurs dans la coupe d'un cristal en lame mince, est liée à la distance entre la section et le centre du cristal.

Ainsi, Leung (1974) a distingué géométriquement quelques types (au moins 4) représentatifs des secteurs en accord avec la nature de leurs sections relatives. Ces 4 types sont les suivants : (Fig. III-48)

. *Type 1* : Section normale à (c) montrant des secteurs trapézoïdaux autour d'un coeur central (modèle G). Le coeur peut être de taille variable voire inexistant suivant la distance de la section au centre du cristal.

. *Type 2* : Section normale à (b). Deux types observés :

* Section montrant 4 secteurs triangulaires dont les apex convergent vers le centre (modèle A et B).

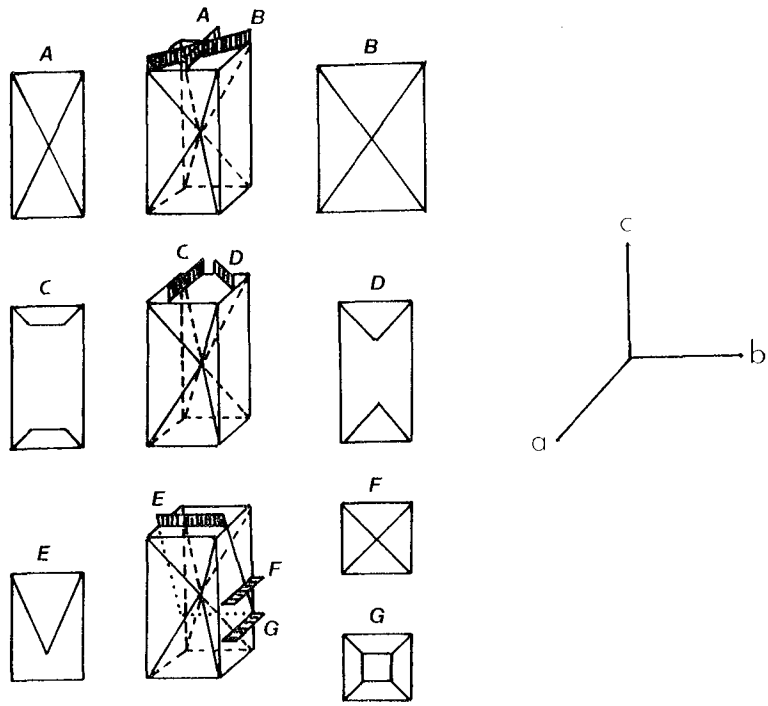


Fig. III-48 - Représentation montrant les relations géométriques entre les secteurs de croissance suivant l'orientation des sections sur un modèle morphologique idéalisé. (ext. de Leung 1974, p. 129, fig. 2).

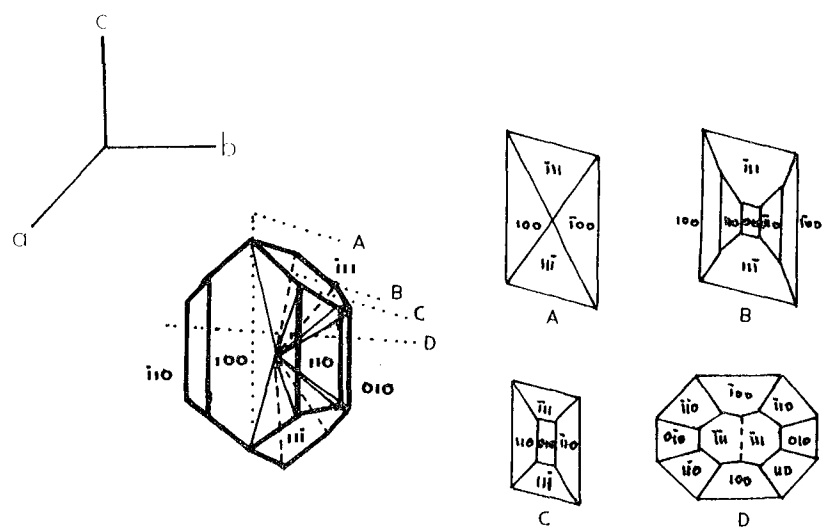


Fig. III-49 - Modèle morphologique à "12 pyramides de titanaugite" montrant tous les secteurs (composites) possibles. (ext. de Leung 1974, p. 130, fig. 3).

* Section montrant seulement deux secteurs triangulaires qui ne se rencontrent pas en un point central (modèle C et D).

. *Type 3* : Section oblique sur (b), montrant seulement un secteur triangulaire (modèle E).

. *Type 4* : Section normale à (a) ou normale à l'une des axes optiques (non figuré).

On peut donc avoir 12 pyramides de croissance dans un cristal de clinopyroxène zoné en secteur (Fig. III-49). Les pyramides opposées sont chimiquement et optiquement identiques (Hollister et Gancarz 1971 et Leung 1974).

Tous les secteurs sont donc caractérisés par des couches de croissance qui sont parallèles à la base des pyramides. Ces couches de croissance interne (près de l'apex des pyramides) et externes peuvent ne pas être parallèles entre elles. Ces couches peuvent être identifiées comme des plans "co-zonaux" distincts. Les secteurs sont alors dits "composites". C'est à dire, qu'ils sont constitués à partir d'au moins deux pyramides de croissance. Leung (1974) a montré la quantité possible des secteurs "composites" qui peuvent exister (Fig. III-49). Il a ajouté qu'il n'est pas commun d'avoir 3 subsecteurs à l'intérieur d'un secteur composite mais en revanche un subsecteur interne au centre du cristal est fréquent.

Ces secteurs de croissance (ou pyramides de croissance) peuvent avoir des différences significatives dans la composition chimique, (Hollister 1970, Hollister et Gancarz 1971 et Leung 1974), même si les conditions P et T° pendant la croissance restent constantes (Hollister et Gancarz 1971). Mais la plupart des auteurs ont aussi suggéré que les clinopyroxènes zonés ont une composition centrale correspondant à des températures initiales de cristallisation et qu'ils s'accroissent ensuite et progressivement à des températures plus faibles pendant le fractionnement.

La composition chimique varie donc entre les différents secteurs (ou pyramides) de croissance. En effet, Leung (1974) a démontré que les cristaux montrent trois secteurs colorés, pléochroïques (100), (110) et (010) et un secteur incolore ($11\bar{1}$) ; dans lesquels les éléments variables sont Al, Ti, Fe, Si et Mg, comme l'ont constaté plusieurs auteurs, entre autres Hollister et Gancarz (1971), Nakamura (1973), Scott (1976). Mais il y a aussi une légère variation de ces éléments entre les secteurs colorés tels que les secteurs (100), (010) et (110). Par exemple, Leung (1974) a constaté que les compo-

sitions chimiques des secteurs (110) et (100) sont identiques, et celle de (010) est un peu moins riche en Al et Ti par rapport aux précédents. Par contre Hollister et Hargraves (1970) et Larsen (1976) ont montré que les compositions de ces secteurs ne sont pas identiques. Ils pensent au contraire que le secteur (010) est plus riche en Al et Ti. Pourtant les secteurs prismatiques colorés (100), (010) et (110) sont toujours enrichis en Al, Ti, Fe et le secteur incolore ($11\bar{1}$) est enrichi en Si et Mg (Mc Birney et Aoki 1968, Lopez Ruiz 1970, Hollister et Gancarz 1971, Ferguson 1973, Wass 1973, Downes 1974, Leung 1974, Grapes 1975, Larsen 1976, Harkins et Hollister 1977 et Tracy et Robinson 1977). En ce qui concerne le Ca, certains auteurs ont constaté une variation de Ca entre les différents secteurs, par exemple Grapes (1975) a montré qu'il y a une variation de Ca de telle façon que Ca s'enrichit dans les secteurs (100), (010) et (110) colorés, comme Harkins et Hollister (1977) l'ont constaté dans les clinopyroxènes zonés de diabases alcalines de "Loch Lockton" en Ecosse. Par contre Neumann (1976 b) a montré une variation inverse de celle décrite par Grapes (1975) dans les clinopyroxènes des roches alcalines d'Oslo en Norvège. La variation de Ca entre les différents secteurs n'obéit donc pas à une règle systématique. Quelques auteurs ont montré un ordre d'enrichissement en Al, Ti, Fe dans les différents secteurs de la façon suivante :

$(100) = (110) > (010) > (11\bar{1})$ d'après Bence et al. (1970) et Leung (1974)

ou

$(100) > (110) > (010) > (11\bar{1})$ d'après Hollister et Gancarz (1971)

Contrairement à cette règle, Nakamura et Coombs (1973) ont constaté à partir de leurs études sur les clinopyroxènes zonés de dolérites alcalines de "Tawhiroko" en Nouvelle Zélande que les secteurs (100) sont plus riches en Mg et moins riches en Al et Ti. Nakamura a cependant expliqué cette contradiction par le phénomène de dilution des composants Al et Ti (Ca Ts et Ca Ti Ts) dans le secteur (100) par l'augmentation du composant Mg SiO_3 (En).

Les secteurs colorés (100), (010) et (110) sont donc plus riches en Al, Fe et Ti et plus pauvres en Si et Mg que le secteur incolore ($11\bar{1}$). Ceci est une règle incontestable, expliquée d'ailleurs logiquement par Ferguson (1973) et également soutenue par d'autres chercheurs.
Les secteurs colorés (100) ou (100) et (110) sont enrichis en Al, qui se substitue à Si. L'équilibre par l'entrée du titane dans le site octaèdrique,

ce qui contribue à la forte coloration de ces secteurs. La teneur en Al_2O_3 joue donc un rôle très important dans la croissance des pyramides. D'ailleurs Ferguson (1973) et Downes (1974) ont souligné que si la concentration d'Al_2O_3 est faible dans le liquide, le taux de croissance des pyramides serait faible. Ferguson (1973) a bien mis ce fait en évidence d'après ses études sur les clinopyroxènes zonés des laves alcalines de la Nouvelle-Galles du Sud en Australie.

Le mécanisme de zonation en secteur est étudié en détail par Hollister et Gancarz (1971) et Leung (1974). Ils ont pris en considération les 4 facteurs qui sont les suivants :

- tailles et compositions des complexes ioniques additionnés pendant l'accroissement du cristal.
- la vitesse à laquelle les matériaux se sont additionnés
- le taux d'équilibre
- le taux de réequilibrage avec le liquide par l'échange d'ions perpendiculaire aux faces du cristal[1]

A V.1.2°.1°°.2°°°) Zonation Oscillatoire

La zonation oscillatoire rencontrée aussi très fréquemment dans les clinopyroxènes des laves alcalines moins différenciées, est due à la formation et à la répétition des fines bandes (couches inférieures à 20 microns) dont les taux de croissance et les taux de diffusion des ions sont différents. Dans ces bandes, les seuls éléments variables sont Al et Ti pour Smith et Carmichaël (1969) et Downes (1974) ou Ca pour Boyd et Smith (1971) et Weill et al. (1971). Downes (1974) a montré que Al_2O_3 et TiO_2 varient respectivement de 1 à 1,5 % et de 0,2 à 0,4 % dans les différentes bandes marquant la zonation oscillatoire. Il a ajouté que la succession des fines bandes alternativement riches et pauvres en Al, est liée aux taux de croissance.
Enfin Downes (1974), Smith et Carmichaël (1969) et Hollister et Gancarz (1971) ont souligné que le taux de croissance des faces est beaucoup plus faible et plus variable dans le cas de la zonation oscillatoire que dans celui de la zonation en secteur.

---

(1) Pour plus de détail, voir Hollister et Gancarz (1971), Leung (1974) et Ferguson (1973).

A V.1.2°.2°°) Application aux clinopyroxènes zonés étudiés

4 phénocristaux et 2 microphénocristaux zonés en secteur sont minutieusement choisis dans une ankaramite, dans un basalte alcalin ankaramitique et dans un basalte alcalin s.s.
Ils ont été analysés systématiquement afin de connaître les variations chimiques entre les différents secteurs constituant le coeur et la bordure. C'est pourquoi, avant d'analyser, les différents secteurs (pyramides de croissance en section) sont déterminés et distingués d'après leurs caractères optiques.
Les différents secteurs sont distingués d'après les différences de couleur, de biréfringence, de dispersion, d'angle d'extinction et d'angle des axes optiques, à l'aide d'un microscope optique équipé d'une platine universelle. Mc Birney et Aoki (1968), Hollister et Gancarz (1971), Leung (1974), Harkins et Hollister (1977) et Deer et al. (1978) ont montré que la distinction des différents secteurs d'après les différences de leurs caractères optiques n'est possible qu'entre le secteur $(11\bar{1})$ et les secteurs (100), (010), (110). Celle de (100), (010) et (110) ne peut se faire que pour des critères chimiques, car ces secteurs sont optiquement identiques. Ces auteurs ont montré les différents caractères optiques distinguant le secteur $(11\bar{1})$, des secteurs (100), (010), (110) (Tableau III-21).

SECTEUR $(11\bar{1})$	SECTEURS (100), (010), (110)
- Incolore	- Colorés (marron clair à bleu)
- Pas de Pléochroïsme	- Pléochroïsme
- Non prismatique	- Prismatiques
- $N_g \hat{} c$ plus faible	- $N_g \hat{} c$ plus élevé
- 2 V plus élevé	- 2 V plus faible
- Faible dispersion	- Forte Dispersion

Tableau III-21 - Caractères Optiques des différents Secteurs d'après "Leung 1974", "Mc Birney-Aoki 1968" "Hollister-Gancarz 1971", "Harkins-Hollister 1977", "Deer et al. 1978".

Toutes ces différences de caractères optiques montrées dans le tableau III-21 sont dues naturellement aux variations chimiques entre ces différents secteurs.

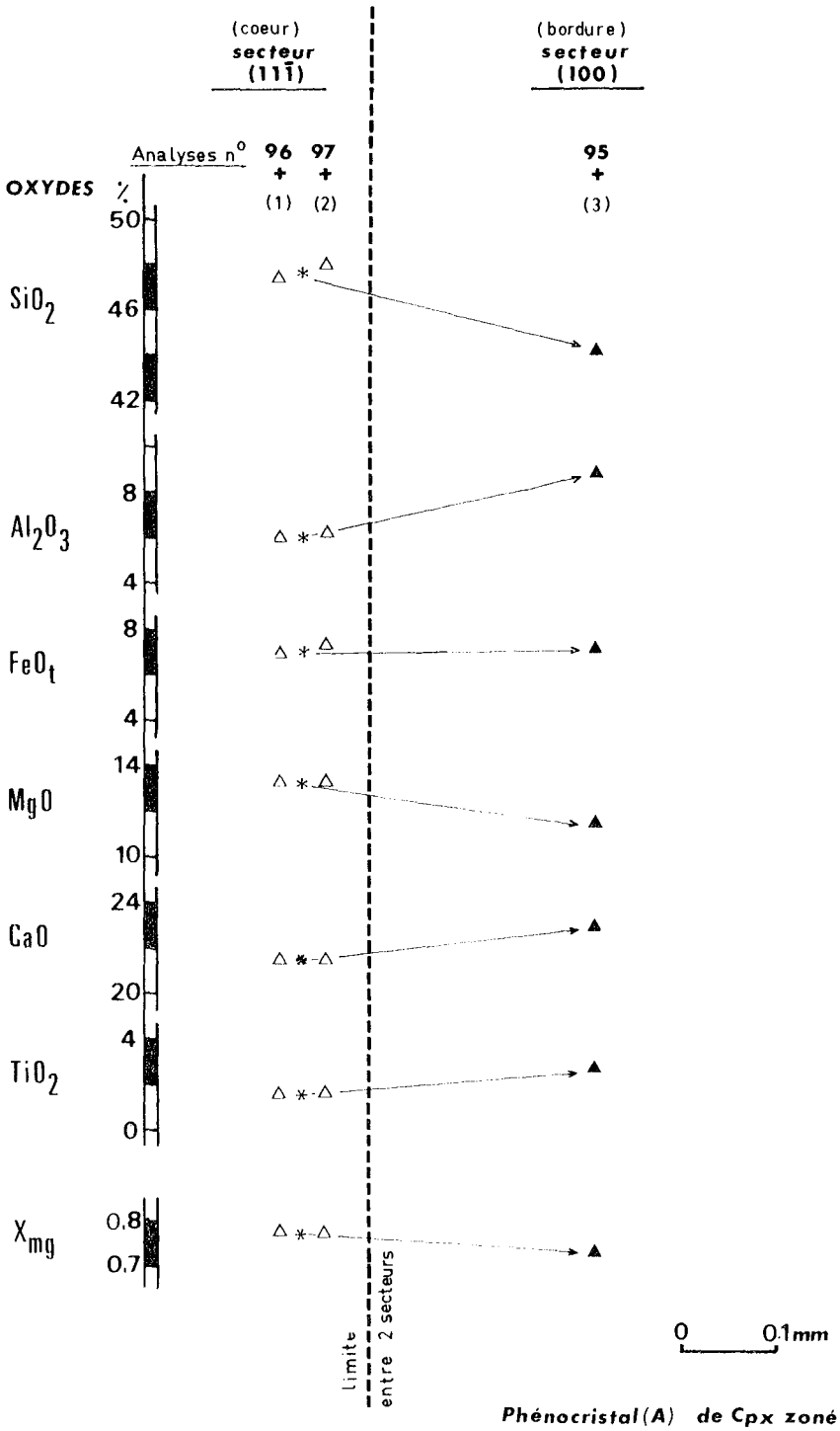


Figure III-50 - Variations chimiques des éléments significatifs entre les deux secteurs : secteur (11$\bar{1}$) constituant le coeur et secteur (100) constituant le bordure dans un phénocristal (A) de clinopyroxènes zonés en secteur de l'ankaramite.

Les distances entre les différents points sont respectées.

On a analysé généralement deux secteurs distingués optiquement : secteur ($11\bar{1}$) et secteur (100), et éventuellement un secteur (010) dans un phénocristal.

A V.1.2°.2°°.1°°°) Dans l'Ankaramite

Un phénocristal (A) zoné en secteur est étudié.

. *Phénocristal A* : (Tabl. III-14, analyses n° 3 à 5)

Il montre une section perpendiculaire à (c) proche du centre du cristal, ayant un secteur incolore étroit dans le coeur, entouré des larges secteurs fortement colorés et pléochroïques constituant les bordures.
Le secteur incolore, non pléochroïque à $2V_{Ng}$ relativement élevé ($2V_{Ng} = 54°$) constituant le coeur est un secteur ($11\bar{1}$). Le secteur, fortement coloré et pléochroïque, analysé à un angle de 2 V plus faible ($2V_{Ng} = 49°$), et présente des clivages (100) plus ou moins nets ; il s'agit très probablement d'un secteur (100).
Deux points d'analyses (1 et 2) dans le secteur ($11\bar{1}$) distants de 0,05 mm et un point d'analyse (3) dans le secteur (100) distant de 0,30 mm du point 2., ont été effectuées. La variation chimique entre les différents points analysés est montrée dans la figure III-50, en respectant les distances.
On y voit que SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO et TiO_2 sont des éléments variables. Du centre du secteur ($11\bar{1}$) (point 1) jusqu'au point extrême (3) du secteur (100), il y a un enrichissement en alumine, en titane, en calcium et un léger enrichissement en fer ; il y a par contre un appauvrissement en silice et en magnésium.
Le coeur (secteur ($11\bar{1}$)) a une composition moins calcique mais plus magnésienne ($Ca_{47}\ Mg_{41}\ Fe_{12}$) que la bordure (secteur (100)), ($Ca_{51}\ Mg_{36}\ Fe_{13}$).

A V.1.2°.2°°.2°°°) Dans le Basalte Alcalin Ankaramitique

Deux phénocristaux (A et B) et un microphénocristal (B) zonés en secteur ont été étudiés.

. *Phénocristaux* :

. *Phénocristal (A)* :

Il s'agit d'un cristal prismatique ayant une section perpendiculaire à (c) montrant deux zones dont l'une plus intense au coeur est

constituée d'un secteur incolore, non pléochroïque, pseudo-octogonale et l'autre plus externe est constituée de secteurs trapézoïdaux, colorés et fortement pléochroïques (Fig. III-51 A).

La partie analysée constituant le coeur est formée par le secteur -11$\bar{1}$) à Ng$\hat{}$c = 47° et 2 V_{Ng} = 46°. La partie analysée en bordure est un secteur (100) à Ng$\hat{}$c = 52 et 2 V_{Ng} = 42°. Ce modèle correspond au type 1 et modèle G de Leung (1974) (Fig. III-48). Mais le secteur du coeur est beaucoup plus large que les secteurs des bordures, ce qui montre qu'il s'agit d'une section basale.

La variation chimique entre le secteur (11$\bar{1}$) et le secteur (100) est montrée dans la Fig. III-51 B). On constate ainsi un enrichissement en alumine, en fer, en titane et en calcium ainsi qu'un appauvrissement important en silice et en magnésium du secteur (11$\bar{1}$) vers le secteur (100) pour une distance de 0,15 mm.
La composition chimique est de $Ca_{46}\ Mg_{44}\ Fe_{10}$ dans le secteur (11$\bar{1}$) et de $Ca_{52}\ Mg_{35}\ Fe_{13}$ dans le secteur (100), elle devient donc plus ferrifère et plus calcique mais moins magnésienne du secteur (11$\bar{1}$) vers le secteur (100).

. *Phénocristal (B)* :

Un large cristal (1 mm) octaèdrique, automorphe, montrant trois couches zonées concentriquement a été analysé. La zone externe (Z III) est constituée de secteurs trapézoïdaux, fortement colorés, pléochroïques ; la zone interne (Z II) est constituée d'un secteur incolore et comprend une partie encore plus intense (Z I) colorée montrant les mêmes caractères optiques que la zone la plus externe (Z III) (Fig. III-52 A). Il s'agit d'une section normale à (c), de type 1 et de modèle G de Leung (v. Fig. III-48).

La zone interne (Z II) est constituée par le secteur (11$\bar{1}$) à 2 V_{Ng} = 47°, entouré des secteurs trapézoïdaux colorés (100), (010) et (110) constituant la zone externe III. Le secteur (100) à clivages plus ou moins nets et à 2 V_{Ng} = 41° y est choisi pour l'analyse. La zone la plus interne (Z I) incluse dans la zone II montre les mêmes caractères optiques (couleur, pléochroïsme, l'angle d'extinction) ; il s'agit donc de l'un des trois secteurs (100), (010) ou (110), qui ne peuvent se distinguer optiquement entre eux mais chimiquement possible. Leung (1971, 1974) a constaté comme l'a dit précédemment que les compositions chimiques des secteurs (100) et (110) sont identiques, mais qu'elles sont différentes de la composition du secteur (010), dans lequel il a constaté un léger appauvrissement

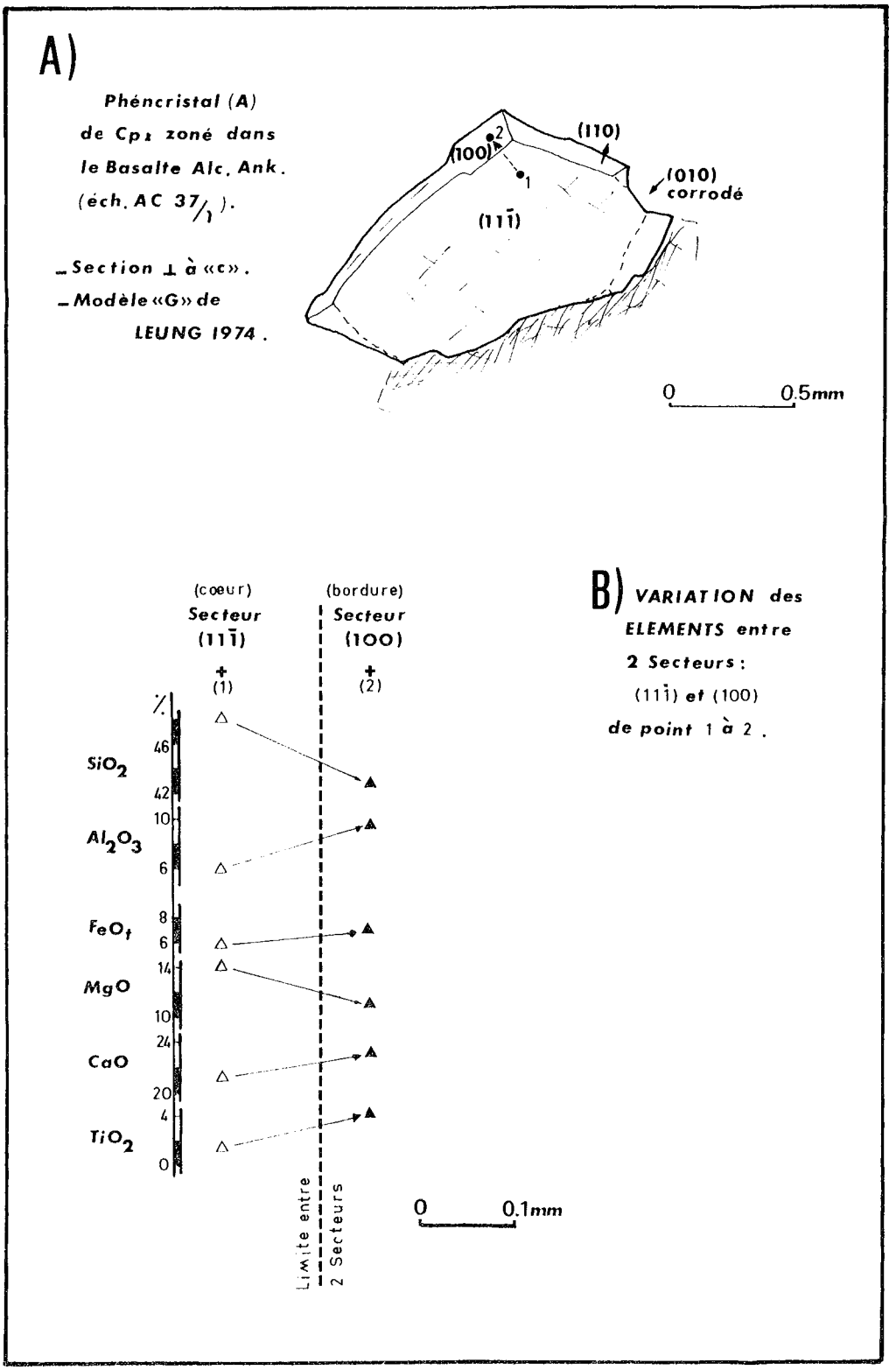


Figure III-51 - A - Position des secteurs dans une section normale à (c) du phénocristal (A) de clinopyroxène analysé dans un Basalte Alcalin Ankaramitique.

B - Variation chimique des éléments entre le secteur (11$\bar{1}$) et (100) à une distance respectée dans ce phénocristal.

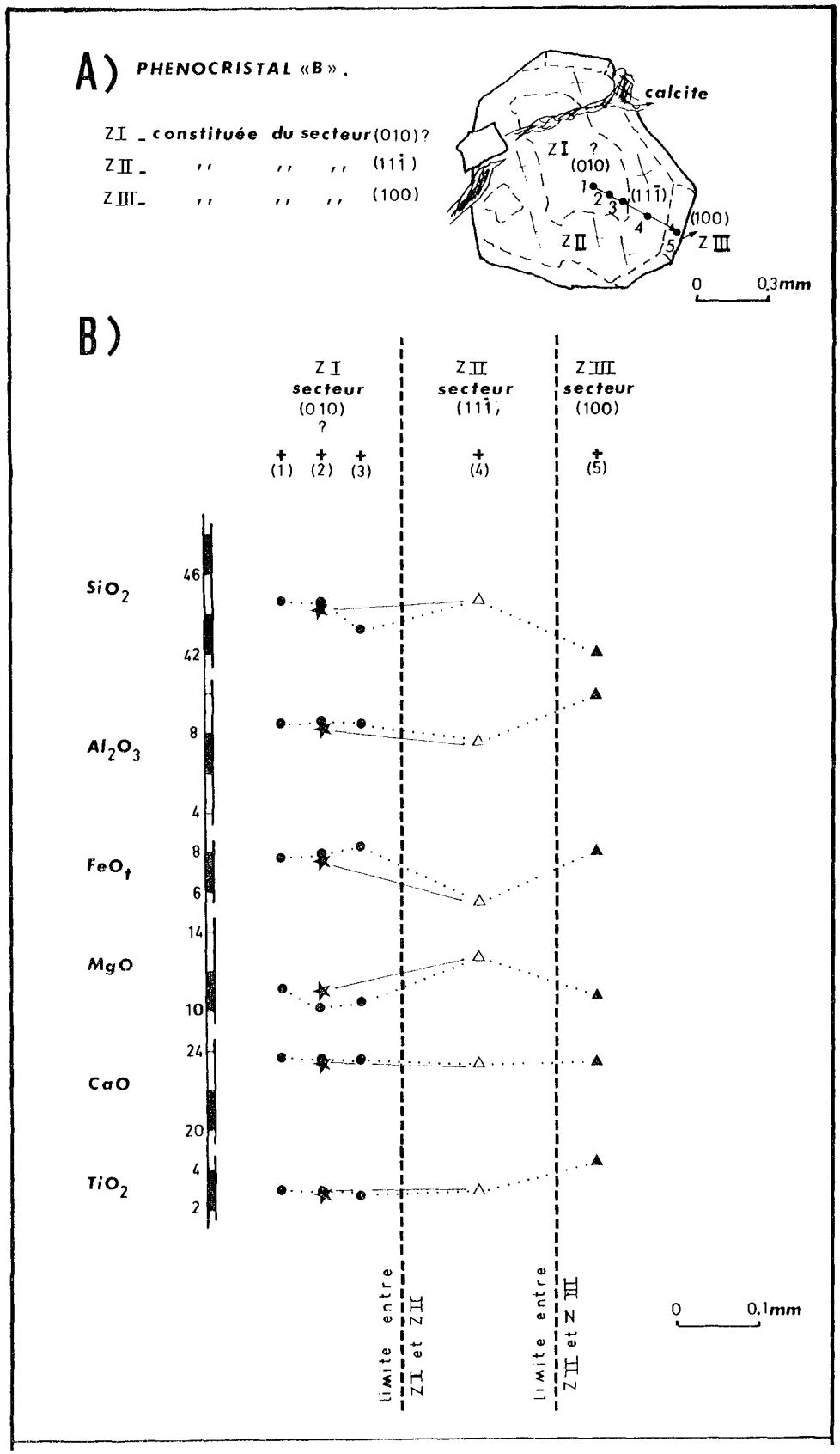


Figure III-52 - A - Phénocristal (B) de clinopyroxène zoné en secteur.
B - Variation chimique des éléments entre les 3 zones (ZI-ZII-ZIII), du centre vers l'extrême bordure du cristal. (distances entre les différents points d'analyses respectées).

en Al et en Ti.
En effet, on observe entre ce secteur (Z I) et ceux de bordure (Z III) un appauvrissement en alumine et en titane. Il est donc possible que ce secteur inclus dans le secteur (11$\bar{1}$) - coeur - du cristal soit un secteur (010) suivant les critères de Leung (1974). Et ce sont probablement des secteurs "composites" d'après la définition de Leung.

Une variation en SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO et TiO_2 a été constatée du secteur (010) (?) au secteur (100) en passant par le secteur (11$\bar{1}$), (Fig. III-52 B). La localisation précise des points d'analyses (de 1 à 5), ainsi que les distances qui les séparent, sont représentées sur la figure III-52.

SiO_2 variable au sein de la zone I, augmente vers le point (4) de la zone II (secteur (11$\bar{1}$)), puis diminue vers la zone III (secteur (100)). L'évolution de MgO est similaire. Par contre Al_2O_3 constant et FeO évoluant légèrement au sein de la zone I (du point 1 à 3), diminuent vers le point (4) de la zone II, puis augmentent fortement vers le point 5 de la zone III.
Il n'y a pas de variation de TiO_2 entre les zones I et II, mais on constate une augmentation vers le point 5 de la zone III, à partir du point 4 de la zone II. CaO est constant dans les 3 zones. On en conclut que la zone II constituée par le secteur (11$\bar{1}$) est plus riche en Si et en Mg mais plus pauvre en Al, Fe et Ti par rapport aux deux autres zones I et III (secteurs (010) ? et (100)). L'évolution des éléments variables entre le secteur (11$\bar{1}$) et (100) dans le phénocristal B est donc analogue à celle qui a été observée dans le phénocristal A.

. *Microphénocristal A* :

Sur ce cristal de forme prismatique (Fig. III-53 A), les secteurs constituant les bordures sont de largeurs inégales, ce qui implique que la section est légèrement oblique sur (c) (subnormale). Les tailles relatives des différents secteurs indiquent qu'il s'agit d'une section basale (type 1, modèle G de Leung, Fig. III-48).

Le coeur est constitué d'un secteur incolore et entouré par des secteurs fortement colorés trapézoïdaux et assymétriques. Le coeur incolore avec Ng$\hat{}$c = 36° et 2 V_{Ng} = 54° est constitué par le secteur (11$\bar{1}$). Le secteur analysé, dans la bordure, coloré et fortement pléochroïque avec Ng 1c = 40° et 2 V = 50° est un secteur (100).
On a 3 points d'analyse distants de 0,04 et 0,07 mm dans le secteur (11$\bar{1}$) et 2 points d'analyse distants de 0,03 mm dans le secteur (100).
Les variations des éléments SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO et TiO_2 au sein de

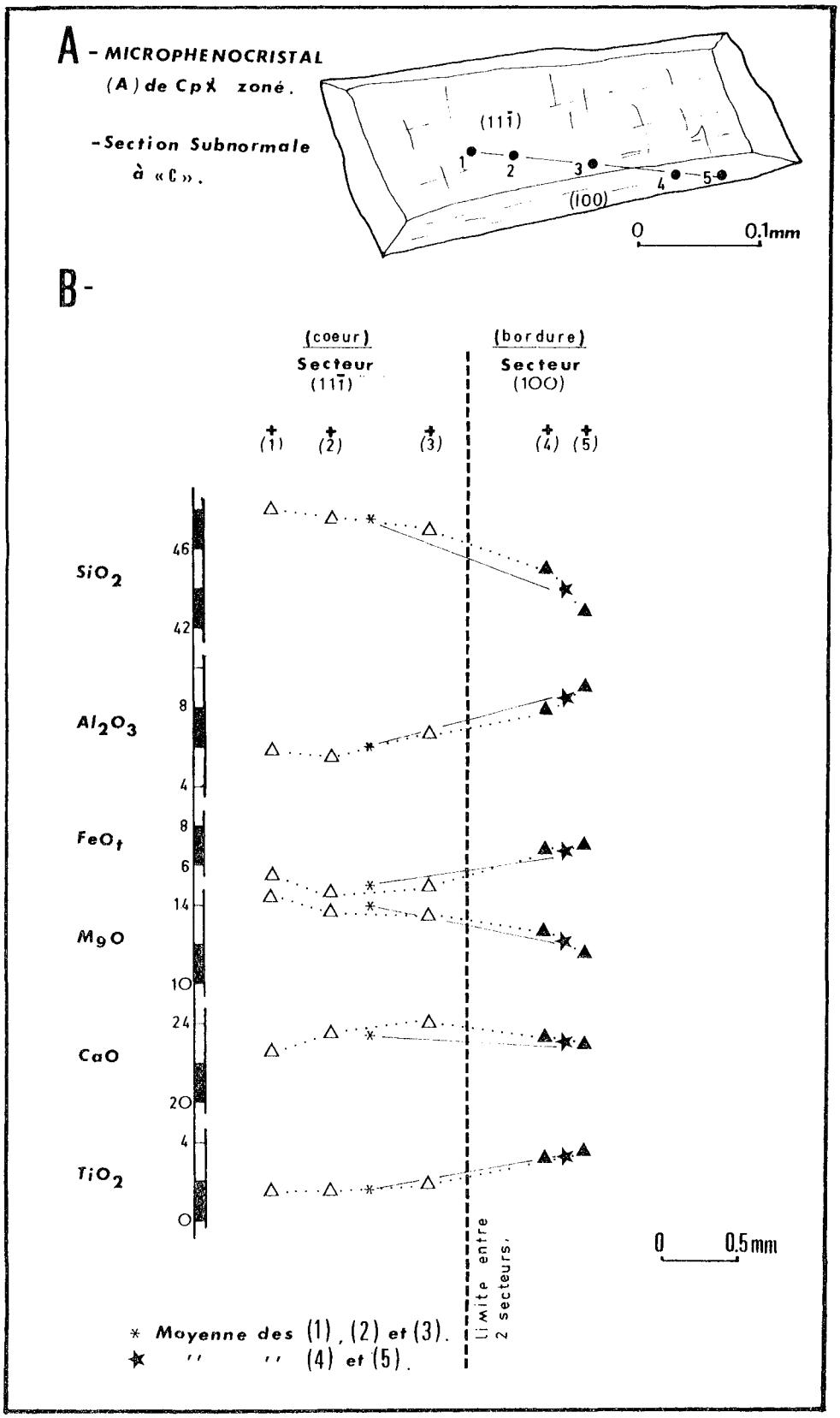


Figure III-53 - A - Microphénocristal (A) prismatique zoné en secteur, en section basale subnormale à (c).
B - Variation chimique des éléments entre deux secteurs (11$\bar{1}$) et (100), du centre vers l'extrême bordure du cristal. (distances entre les différents points d'analyse respectées).

chaque secteur (11$\bar{1}$) et (100) sont représentées sur la Fig. III-53. SiO_2 diminue, alors que CaO et TiO_2 augmentent progressivement du centre vers la bordure du secteur (11$\bar{1}$), (points 1 à 3). Al_2O_3, FeO et MgO montrent une variation irrégulière au sein du même secteur (11$\bar{1}$). En effet tous les trois diminuent des points 1 à 2 et par suite augmentent de 2 à 3. Ceci montre donc que le secteur (11$\bar{1}$) est constitué par l'alternance de différentes couches de croissance dans lesquelles Al, Fe et Mg varient (secteur composite ?).
A l'intérieur du secteur (100), on observe la diminution de SiO_2, MgO et CaO, ainsi que l'augmentation de Al_2O_3, FeO et TiO_2.

A V.1.2°.2°°.3°°°) Dans le Basalte Alcalin s.s.

. *Phénocristal* :

Le cristal choisi pour l'analyse se présente en une section perpendiculaire à (c), constituée d'un coeur large et incolore avec Ng^c = 44° et 2 V_{Ng} = 50°, c'est donc un secteur (11$\bar{1}$). Ce secteur (11$\bar{1}$) est entouré d'une zone très colorée et pléochroïque dans laquelle on a sélectionné un secteur trapézoïdal avec Ng^c = 48°, 2 V_{Ng} = 47° et à clivages peu nets. C'est donc un secteur (100).

. *Microphénocristal* :

Il s'agit d'un cristal automorphe, prismatique dont le coeur large et incolore est constitué par un secteur (11$\bar{1}$), (Ng^c = 46°) et la bordure colorée constituée par des secteurs trapézoïdaux. Le secteur trapézoïdal choisi avec Ng^c = 52° est un secteur (100).

Les sections du phénocristal et du microphénocristal sont du type 1 et du modèle G de Leung (v. Fig. III-48).

On constate également comme dans les cas précédents, un enrichissement en fer par contre un appauvrissement remarquable en silice et en magnésium du secteur (11$\bar{1}$) vers le secteur (100) dans le phénocristal et le microphénocristal analysés, d'une distance respectivement de 0,3 mm et de 0,2 mm (non figuré).

A V.1.2°.2°°.4°°°) Synthèse des Observations

On conclut donc que le secteur (11$\bar{1}$) incolore est systématiquement plus riche en SiO_2 et MgO et plus pauvre en Al_2O_3, FeO et TiO_2 que les secteurs (100) et (010). Ce dernier étant légè-

rement plus pauvre en Al_2O_3 et TiO_2. On observe un enrichissement en Al, Fe et en Ti et un appauvrissement en Si et Mg du secteur (11$\bar{1}$) vers le secteur (100) dans tous les cristaux de clinopyroxènes zonés en secteur, étudiés. Les variations de CaO et Na_2O ne sont pas significatives entre ces deux secteurs. Le tableau III-28 montre les variations des oxydes des éléments significatifs entre les deux secteurs (11$\bar{1}$) et (100) dans les clinopyroxènes zonés en secteur analysés des laves alcalines du massif de Pozanti-Karsanti.

	* ΔSiO_2 %	ΔAl_2O_3 %	ΔFeO_t %	ΔMgO %	ΔCaO %	ΔTiO_2 %
(AlA)	- 3.46	+ 2.73	+ 0.18	- 1.53	+ 1.59	+ 1.06
(BlA)	- 5.47	+ 3.69	+ 1.20	- 3.12	+ 1.67	+ 2.60
(BlB)	- 2.65	+ 2.21	+ 2.33	- 1.94	+ 0.42	+ 1.50
(B2)	- 3.51	+ 2.46	+ 2.01	- 1.80	- 0.31	+ 1.63
(C1)	- 5.63	+ 4.39	+ 0.06	- 3.30	+ 0.66	+ 2.05
(C2)	- 4.31	+ 3.38	+ 0.57	- 2.39	-	+ 1.52

Tableau III-22 - Variation des Oxydes des Eléments Majeurs significatifs entre les secteurs (11$\bar{1}$) et (100) dans les phénocristaux (1, 1A, 1B) et dans les microphénocristaux (2) zonés en secteurs des Cpx. titanifères des laves Alcalines étudiées

A - Ankaramite "éch. AC 506 A"

B - Basalte Alcalin Ankaramitique en coussin "éch. AC 37/1"

C - Basalte Alcalin Massif Prismé "éch. AC 675 A".

** Différence des oxydes dans le secteur (11$\bar{1}$) par rapport au secteur (100). Par exemple :*

SiO_2 (11$\bar{1}$) % - SiO_2 (100) % = ΔSiO_2 %

La variation de FeO entre deux secteurs est moins importante dans les phénocristaux d'ankaramite et les phénocristaux de basalte alcalin s.s. que dans les autres phéno- et microphénocristaux de basalte alcalin ankaramitique. Celles de TiO_2 et SiO_2 sont très remarquables dans le cas de clinopyroxènes de basalte alcalin ankaramitique, de même que celles de Al_2O_3 et MgO dans le cas de ceux de l'ankaramite et de basalte alcalin.

On constate ainsi une bonne relation entre le chimisme et les caractères optiques dans ces deux secteurs (11$\bar{1}$) et (100) comme l'ont observé

Mc Birney et Aoki (1968), Hollister et Gancarz (1971), Leung (1974), Harkins et Hollister (1977), Tracy et Robinson (1977). Le secteur (11$\bar{1}$) a un angle d'extinction plus faible et un angle des axes optiques (2 V) plus grand que le secteur (100) (Tableau III-23). Donc, l'angle d'extinction (Ng^c) et la dispersion (r > v) augmentent alors que l'angle des axes optiques (2 V) diminue avec l'augmentation de Ti, Fe et Al et la diminution de Si et Mg. Une observation identique a été faite (pour la première fois) par Dixon et Kennedy (1933) qui ont montré la faible valeur de 2 V dans les augites fortement titanifères et zonés. Ces auteurs ainsi que Huckenholz (1965) ont montré que plus le titane augmente, plus 2 V diminue.
On constate, en outre, que les phénocristaux de clinopyroxènes ont une valeur de 2 V plus faible que les microphénocristaux. Cette différence est confirmée par des teneurs en titane plus élevée dans les phénocristaux que dans les microphénocristaux de clinopyroxènes.

	Secteurs	A1A	B1A	B1B	B2	C1	C2	
2 V	(11$\bar{1}$) "incolore"	+ 54°	+ 46°	+ 47°	+ 54°	+ 50°	-	Si-Mg élevés
	(100) "coloré"	+ 49°	+ 42°	+ 41°	+ 52°	+ 47°	-	Fe-Al-Ti élevés
Ng^c	(11$\bar{1}$) "incolore"	-	+ 47°	-	+ 36°	+ 44°	+ 46°	Si-Mg élevés
	(100) "coloré"	-	+ 52°	-	+ 40°	+ 48°	+ 52°	Fe-Al-Ti élevés

Tableau III-23 - Variation de 2V et de l'angle d'extinction (Ng^c) entre les secteurs (11$\bar{1}$) et (100) dans les Phénocristaux et dans les microphénocristaux des Roches Alcalines étudiées.

A1A - Phénocristal A zoné de Cpx. dans l'Ankaramite (éch. AC 506 A).
B1A - Phénocristal A zoné de Cpx dans le Basalte Alcalin Ankaramitique en coussin (éch. AC 37/1).
B1B - Phénocristal B zoné de Cpx.
B2 - Microphénocristal zoné de Cpx.
C1 - Phénocristal zoné de Cpx dans le Basalte Alcalin Massif (éch. AC 675 A).
C2 - Microphénocristal de Cpx dans le Basalte Alcalin Massif (éch. AC 675 A).

Le rapport $Fe^{(1)}/Mg$ augmente du secteur $(11\bar{1})$ vers le secteur (100). Une telle variation est observée d'ailleurs par plusieurs auteurs, entre autres Hollister et Gancarz (1971) et en particulier Wass (1973) et Leung (1974).

L'augmentation du rapport $Fe/Mg^{(2)}$ (en %) est beaucoup plus faible dans les phéno- et microphénocristaux de clinopyroxènes de l'ankaramite (12 %) que dans ceux de basalte alcalin ankaramitique (52 % à 72 %) et que dans ceux de basalte alcalin s.s. (29 % à 32 %). Dans tous les cas, la variation de ce rapport entre les secteurs $(11\bar{1})$ et (100) est moins importante dans les microphénocristaux que dans les phénocristaux. Hewins (1974) a suggeré que l'augmentation de ce rapport soit liée à l'enrichissement en Ca dans les clinopyroxènes et également à la diminution de f_{O2}. Cette suggestion confirmerait donc la diminution de f_{O2} et l'enrichissement en Ca du liquide pendant la différenciation.

La substitution de Si par Al^{IV} dans le site Z et la proportion atomique du Fe^{3+} dans le site octaèdrique sont beaucoup plus importantes dans le secteur coloré (100) constituant la bordure des clinopyroxènes zonés étudiés (Tabl. III-24).

La substitution de Si par Al^{IV}, la proportion atomique de $(Fe^{3+} + Ti)$ et le rapport Fe/Mg augmentent donc du secteur $(11\bar{1})$ vers le secteur (100).

A V.1.2°.3°°) Origine de la "Coloration"

La cause de la coloration et du pléochroïsme dans les clinopyroxènes titanifères, est attribuée tout d'abord au titane. Mais Wass (1973) a souligné que le titane n'est pas seul responsable de cette coloration. Ainsi Yagi et Onuma (1967) avaient montré expérimentalement que la molécule Ca Ti Al_2O_6, dans laquelle tout le titane est sous forme de Ti^{4+}, est incolore.

---

(1) $Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+}$ *(atomique)*

(2) Augmentation (en %) du rapport $Fe^{2+} + Fe^{3+}/Mg$ *dans le secteur (100) par rapport au secteur* $(11\bar{1})$. *Par exemple :*

$$100 \cdot \frac{(Fe/Mg)_{100} - (Fe/Mg)_{111}}{(Fe/Mg)_{111}}$$

Rankama et Sahama (1950), Goldschmidt (1954), Chesnokov (1959), Burns et al. (1964), Dowty et Clark (1973), Sung et al. (1974) et Tracy et Robinson (1977) ont montré que le titane des augites titanifères colorées, est partagé en Ti^{4+} et Ti^{3+}. La présence de Ti^{3+} causant un transfert électronique serait selon eux un facteur de la coloration et du pléochroïsme. Par ailleurs Burns (1966, 1970), Manning et Nickel (1969) et Finger (1972) ont mis en évidence que la coloration se produit fondamentalement à partir d'un transfert de charge ionique (par exemple, celui de $Fe^{2+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$) et d'une transition électronique. Cette transition électronique qui se fait par des transports d'énergie des niveaux les plus bas vers des niveaux supérieurs est confirmée par la célèbre théorie de "crystal-field" de Orgel (1966).

En résumé, les causes de la coloration et du pléochroïsme sont les suivantes :

- substitution importante de Si par Al^{IV} dans le site tétraèdrique
- Présence probable d'ions Ti^{3+} dans le site octaèdrique, causant un transfert électronique (Ces ions sont plus abondants au fur et à mesure que la substitution de Si par Al^{IV} augmente).
- Transition de charge de $Fe^{2+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$ et celle de $Ti^{3+} \rightleftharpoons Ti^{4+}$.

De l'application de ces facteurs de la coloration aux phéno- et microphénocristaux des clinopyroxènes étudiés ; on déduit que la forte coloration et le pléochroïsme des secteurs (100), (010) constituant les bordures des cristaux analysés sont bien dues, ainsi que les analyses de Si par Al^{IV}, ainsi qu'aux proportions atomiques élevées de Fe^{3+} dans ces secteurs par rapport aux secteurs incolores ($11\bar{1}$) constituant les coeurs des cristaux (Tabl. III-24).

A V.1.2°.4°°) Conclusions sur la zonation

L'étude de la zonation décrite dans les chapitres précédents, montre donc une variation significative des éléments tels que Si, Mg, Al, Fe, Ti entre les différents secteurs ($11\bar{1}$), (100) et (010), comme l'ont observé plusieurs auteurs.
La position de ces secteurs constituant les coeurs et les bordures des cristaux zonés dépend de la section du cristal dans la lame mince. Dans une section normale à c, on peut avoir un secteur ($11\bar{1}$) incolore dans le coeur et d'autres secteurs (100), (010), (110) colorés sur les bordures. Si la section n'est pas normale à c par exemple parallèle ou subparallèle à c, on peut avoir une position renversée, c'est à dire les secteurs colorés

Roches	Cristaux	Secteurs		Fe/Mg		a*		b**	
ANKARAMITE éch. AC 506 A	-1A-	$(11\bar{1})$	"C"	0.31	(+12%)	10 %	(+6%)	0.064	(+77%)
		(100)	"B"	0.35		16 %		0.113	
BASALTE ALCALIN ANKARAMITTIQUE éch. AC 37/1	-1A-	$(11\bar{1})$	"C"	0.23	(+52%)	10 %	(+9%)	0.092	(+22%)
		(100)	"B"	0.35		19 %		0.112	
	-1B-	$(11\bar{1})$	"ZII"	0.24	(+71%)	15 %	(+1%)	0.088	(+42%)
		(010)	"ZI"	0.41	(-)	16 %	(+5%)	0.125	(-)
		(100)	"ZIII"	0.41		21 %		0.125	
	-2A-	$(11\bar{1})$	"C"	0.19	(+63%)	11 %	(+6%)	0.076	(+42%)
		(100)	"B"	0.31		17 %		0.108	
BASALTE ALCALIN éch. AC 675 A	-1-	$(11\bar{1})$	"C"	0.37	(+32%)	10 %	(+9%)	0.118	(+25%)
		(100)	"B"	0.49		19 %		0.147	
	-2-	$(11\bar{1})$	"C"	0.34	(+29%)	10 %	(+8%)	0.117	(+15%)
		(100)	"B"	0.44		18 %		0.135	

Tableau III-24 - Variation moyenne du rapport Fe/Mg de la substitution de Si par Al^{IV} (en %) et de la proportion atomique de Fe^{3+} dans les différents secteurs colorés (100), (010) et secteur incolore $(11\bar{1})$ des phénocristaux (1, 1A, 1B) et des microphénocristaux (2, 2A) zonés en secteurs.

a - % de substitution de Si par Al^{IV} dans le site tétraèdrique.*

*b**- proportion atomique de Fe^{3+} dans le site octaèdrique*

"C" - Coeur, "B" - Bordure des cristaux zonés. "ZI, ZII, ZIII voir le texte". $Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+}$.

N.B. Les chiffres entre parenthèse montrent l'augmentation (en %) de ces 3 paramètres(Fe/Mg, a, b) dans les secteurs colorés par rapport au secteur incolore $(11\bar{1})$. Par exemple :

$$a_{(100)} - a_{(11\bar{1})} \;/\; a_{(11\bar{1})} \times 100.$$

dans le coeur et le secteur incolore ($11\bar{1}$) sur les bordures (v. Fig. II-48). Dans ce cas, le sens des variations chimiques, du coeur vers la bordure, serait inverse. Mais ceci ne serait pas significatif.
En effet, ainsi que nous l'avons montré dans les chapitres précédents, il y a une variation significative entre secteurs incolores et colorés et non entre coeurs et bordures d'un cristal observé sur une section quelconque en lame mince.

A mon avis, il ne faut donc plus étudier la variation chimique dans les clinopyroxènes zonés en secteur en ne prenant en considération que le coeur et la bordure comme de nombreux chercheurs le font, en revanche il faut le faire en prenant en considération les différents secteurs cristallographiques (hKl). Dans ce cas seulement, la variation chimique des éléments au sein des cristaux zonés de clinopyroxènes est significative. Il est donc indispensable avant de procéder à l'analyse, de décrire et de distinguer les différents secteurs cristallographiques à l'aide des moyens optiques possibles décrits dans le chapitre précédent, c'est à dire à la platine universelle et la description des caractères optiques tels que Ng^c, 2 V, la biréfringence, la dispersion, la couleur, le pléochroïsme et enfin la position de la section.

Il faut insister sur le fait que dans tous les cas et quelles que soient leurs positions relatives dans une section quelconque d'un cristal zoné en secteur observé en lame mince, il y a un appauvrissement en Si et Mg et un enrichissement en Al, Fe et Ti (de degrés différents) du secteur incolore ($11\bar{1}$) vers les secteurs colorés (100) et (010).

A V.3) ANALYSES QUALITATIVES AUX "RX" DES CLINOPYROXENES

Deux cristaux de clinopyroxènes du basalte alcalin s.s. étudié (éch. AC 675 A) ont été analysés qualitativement aux R.X.[1]. L'un est phénocristal (1) et l'autre un microphénocristal (2).
Les minéraux en question ont été fraisés avant d'être passés aux R.X., afin d'obtenir des résultats précis.

---

(1) Les analyses qualitatives de ces minéraux, comme d'ailleurs toutes les autres citées dans le texte, sont réalisées au laboratoire de Minéralogie à l'Université de Nancy I, avec le concours de Mr. Bourdon, par la méthode "Debye-Scherrer en retour" avec anticathode au Cu.

($\lambda K_{\alpha 1} = 1.54\ A^{\circ}$).

(1)			(2)		
d (A°)	I	Identification	d (A°)	I	Identification
4.46	ff	Aul	4.45	ff	Aul
4.44	f	Au2	4.26	mf	Qz
3.35	f	Au2	3.34	FF	Qz
3.23	F	Aul	3.23	F	Aul
3.22	f	Au2	2.99	FF	Aul + Au2
2.99	FF	Aul + Au2	2.96	mF	Aul + Au2
2.96	mF	Au2	2.90	mF	Aul + Au2
2.94	F	Aul	2.56	mF	Aul
2.90	mF	Au2	2.55	mF	Au2
2.89	mF	Aul	2.52	F	Aul
2.57	mF	Aul	2.45	f	Qz
2.55	mF	Au2	2.29	mF	Qz + Aul
2.52	F	Aul	2.22	mF	Qz + Au2
2.30	mf	Aul	2.20	f	Aul
2.21	ff	Au2	2.14	mf	Aul + Au2
2.20	f	Aul	2.13	ff	Qz
2.14	mf	Aul + Au2	2.10	mf	Aul + Au2
2.13	mF	Aul + Au2	2.04	mf	Aul
2.11	mf	Aul + Au2	2.02	mf	Aul
2.04	mf	Aul	1.83	mf	Aul + Au2
2.02	mf	Aul	1.81	f	Qz
1.83	mf	Aul + Au2	1.75	mf	Aul + Au2
1.75	mF	Aul	1.67	f	Au2
1.73	f	Au2	1.66	ff	Qz
1.67	f	Au2	1.62	mf	Aul + Au2
1.62	mf	Aul + Au2	1.61	mf	Aul
1.60	mf	Aul	1.57	ff	Aul + Au2
1.56	f	Aul + Au2	1.55	f	Aul + Au2
1.54	f	Aul + Au2	1.54	mf	Qz
1.53	ff	Aul	1.51	mf	Au2
1.52	f	Au2	1.49	f	Au2
1.51	f	Au2	1.42	mf	Aul + Au2
1.49	f	Aul	1.41	f	Aul
1.42	mf	Aul + Au2	1.39	f	Au2
1.41	f	Aul	1.37	f	Qz
1.40	f	Au2	1.33	f	Aul
1.39	f	Aul	1.31	mf	Au2
1.33	f	Aul	1.25	f	Aul
1.32	ff	Au2			
1.26	f	Aul			

Tableau III-25 - Raies de distances réticulaires (d en A°) d'un phénocristal (1) et d'un microphénocristal (2) de clinopyroxènes "augites titanifères" dans un Basalte Alcalin (éch. AC 675 A). (Méthode de poudre "Debye-Scherrer en retour" Anticathode de Cu $\lambda K_{\alpha 1}$ = 1.54. chambre de 180 mm).

Aul - Augite ferrifère (fiche n° 24-203)
Au2 - Augite titanifère (fiche n° 24-202)
Qz - Quartz (fiche n° 5-490).

Les distances réticulaires (d en A°) calculées à partir des raies obtenues pour ces deux cristaux de clinopyroxènes à l'aide des "tables de Röse", correspondent à l'augite ferrifère (Au1) et à l'augite titanifère (Au2) selon les fiches ASTM n° 24-203 et 24-202 (Tabl. III-25).
Ces deux types d'augites montrent une raie d'intensité maximale (d_{max}) FF[1] à 2.99 A° (Tabl. III-25).

Seule raie importante entre autres, séparant ces deux types est de 3.23 A° de l'intensité (F) pour (Au1). On constate ainsi que ces deux cristaux analysés dans cette roche alcaline s.s. sont bien, des augites titanifères riches en fer ; ce qui est en accord avec les caractères optiques et chimiques décrits dans les chapitres précédents. De plus, dans le cliché (2) du microphénocristal analysé (2), une autre raie de l'intensité maximale (FF), d_{max} = 3.34 A° , apparaît. Elle appartient au quartz (Tabl. III-25), (fiche ASTM n° 5-490). Ce microphénocristal (2) analysé est en effet recoupé par des microfractures remplies de quartz, observées au microscope.

L'analyse qualitative aux R.X. de ces deux cristaux de clinopyroxènes, confirme donc leurs caractères titanifères et ferrifères dans le cas de cette roche basaltique alcaline s.s. différenciée (éch. AC 675 A).
D'ailleurs, un enrichissement en fer dans les cristaux de cette roche est chimiquement constaté par l'analyse quantitative à la microsonde (v. tabl. III-14, analyses n° 25 à 27 pour le phénocristal (1) et analyses n° 28 à 30 pour le microphénocristal (2)).

A V.2) AMPHIBOLES

Les amphiboles rencontrées dans les laves alcalines non ophiolitiques sont de deux types :

- Amphiboles calciques titanifères (Kaersutites)
- Amphiboles sodiques (Arfvedsonites)

---

(1) Les intensités (1) des raies sont estimées relativement par rapport aux raies très fortes et sont nommées de la manière suivante :

FF - raie "très forte" correspondant à I/Io = 100 dans les fiches ASTM.
F - raie "forte" correspondant à I/Io = 80-90 " " "
mF - raie "moyennement forte" correspondant à I/Io = 60-70 " "
mf - raie "moyennement faible correspondant à I/Io = 40-50 " "
f - raie "faible correspondant à I/Io = 20-30 " "
ff - raie "très faible correspondant à I/Io = 10 et inf. 0 10 "

Les amphiboles calciques titanifères apparaissent pour la première fois dans les termes plus ou moins différenciés de la série étudiée (basaltes alcalins ankaramitiques) et s'étendent jusqu'aux termes moyennement différenciés (basaltes alcalins s.s.). Elles disparaissent totalement au niveau des laves intermédiaires (Mugéarites).

Les amphiboles sodiques apparaissent dans les termes où les premiers types ont complètement disparu. (Laves intermédiaires acides) et se développent largement dans les termes beaucoup plus différenciés de la série (trachytes).

Les caractères optiques de ces deux types d'amphiboles sont développés dans le chapitre pétrographique (v. ch. A III).

Dans le présent chapitre, les caractères chimiques sont étudiés à partir des données analytiques obtenues par l'analyse à la microsonde camebax.

A V.2.1°) Amphiboles calciques titanifères (Kaersutites)

Les analyses de ce type d'amphiboles sont reportées dans le tableau III-26. Les cristaux analysés proviennent de deux échantillons-types :

1er cas : Basalte Alcalin Ankaramitique (éch. n° AC 37/1) : dans lequel les amphiboles brun-rouge s'expriment en microlites et/ou en grains dans la mésostase.

2ème cas : Labradorite (éch. AC 37 c) : dans laquelle, les nodules englobés par des phénocristaux centimètriques de plagioclases, contiennent les amphiboles brun-rouge s'exprimant en microlites, alors que la mésostase en est dépourvue.

Tableau III-26 (suite de la légende) -

* - *le site "T" en déficit (Si + Al inférieur à 8.000)*

§ - *Une partie du "Ti" du site "C" octaèdrique compense le déficit de site "T" : (T + C = 13.000)*

(1) - *"T" comprend* $Si + Al^{IV}$ *(égal à 8.000)*
"C" comprend Al^{VI}, *Cr, Ti,* Fe^{3+}, *Mg,* Fe^{2+}, *Mn, Ni, Zn (égal à 5.000)*
"B" comprend Ca et une partie de Na (égal à 2.000)
"A" comprend le reste de Na et K (inférieur à 1.000) d'après Laeke 1978).

(2) - *Types morphologiques :(1) - Microlites dans la mésostase*
(2) - Microlites dans le nodule
(2') - Grains dans le nodule (voir le texte)

(3) - *Domaines définis d'après le diagramme de "*Fe^{3+}/Fe^{2+} *+ Mg + Mn § Ti" par Catakli (A) : Kaersutite non oxydée*
(B) : Kaersutite oxydée à 25 %.

n° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9
n° d'analyse	2-50	2-49	2-47	2-58	2-55	2-46	2-45	3-29	3-31
SiO_2	37.00	37.13	37.59	37.05	37.06	37.85	37.62	41.61	38.21
Al_2O_3	12.61	12.87	13.25	13.04	13.55	14.39	13.21	10.07	9.65
FeO_t	13.30	12.57	13.51	12.34	13.45	12.13	13.43	13.57	15.00
MnO	0.09	0.24	-	0.07	0.41	0.56	1.78	0.76	0.51
MgO	9.70	10.18	9.60	10.48	9.83	10.45	10.14	11.60	11.18
CaO	11.71	10.94	11.29	11.57	12.08	11.62	11.68	11.04	12.64
Na_2O	2.36	2.46	2.44	2.34	2.49	3.03	0.84	2.85	3.29
K_2O	1.06	1.06	1.12	0.98	0.96	0.94	1.45	0.59	0.81
TiO_2	6.44	5.73	7.30	6.87	6.43	7.53	6.87	5.50	4.84
NiO	-	-	-	-	-	0.22	-	-	0.15
ZnO	0.10	-	0.75	-	0.34	-	-	0.12	-
Cr_2O_3	0.08	1.85	0.07	-	0.05	0.04	0.58	0.01	-
TOTAL	94.45	95.03	96.71	94.74	96.64	98.76	97.61	97.73	96.29
			sur la base de 23 (0)						
Si	5.777	5.749	5.732	5.728	5.671	5.642	5.642	6.217	5.947
Al^{IV}	2.223	2.251	2.268	2.272	2.329	2.358	2.331	1.770	1.767
Al^{VI}	0.093	0.093	0.109	0.100	0.110	0.101	-	-	-
Cr	0.010	0.226	0.008	-	0.006	0.005	0.068	0.001	-
Ti	0.754	0.666	0.835	0.797	0.738	0.820	0.773	0.616	0.565
Fe^{3+}	-	-	-	-	-	-	0.491	0.082	-
Mg	2.272	2.364	2.196	2.430	2.256	2.494	2.281	2.599	2.610
Fe^{2+}	1.730	1.605	1.691	1.590	1.715	1.478	1.188	1.608	1.945
Mn	0.012	0.031	-	0.009	0.053	0.069	0.226	0.095	0.067
Ni	-	-	-	-	-	0.026	-	-	0.019
Zn	0.012	-	0.084	-	0.038	-	-	0.012	-
Ca	1.959	1.815	1.845	1.917	1.980	1.808	1.877	1.768	2.108
$Na_{(B)}$	0.041	0.185	0.155	0.083	0.020	0.192	0.123	0.232	-
$Na_{(A)}$	0.672	0.552	0.565	0.617	0.717	0.660	0.121	0.593	0.991
K	0.211	0.210	0.218	0.193	0.188	0.174	0.278	0.113	0.161
TOTAL (1)									
"T"	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	*	*	*
"C"	4.883	5.000	4.923	4.926	4.916	4.993	§	§	§
"B"	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.108
"A"	0.883	0.762	0.783	0.810	0.905	0.834	0.399	0.706	1.152
$Mg/Mg+Fe^{2+}$	0.57	0.60	0.56	0.60	0.57	0.63	0.66	0.62	0.57
Types (2) Morphol.	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(2')	(1')
Domaines (3)	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)	(A)	(B1)	(A)	(A)
Ech. n°	------ Basalte Alcalin Ankaramitique éch. AC 37/1----							--Labradorite- éch. AC 37 C -	

Tableau III-26 - Analyses chimiques et formules structurales des Amphiboles Calciques Titanifères "Kaersutites" des Laves Alcalines non Ophiolitiques du massif de "Pozanti-Karsanti".

Il s'agit d'amphiboles calciques et titanifères dont les caractéristiques sont les suivantes :

$$- (Ca + Na)_B > 1.34 \ , \ - Ca_B > 1.34 \ , \ - Na_B < 0.67 \ , \ - Ti > 0.5$$

Ces caractères permettent de les identifier comme Kaersutites, ce que met en évidence le diagramme $Mg/Mg + Fe^{2+}/Si$ de classification de Leake (1978) (Fig. III-54).

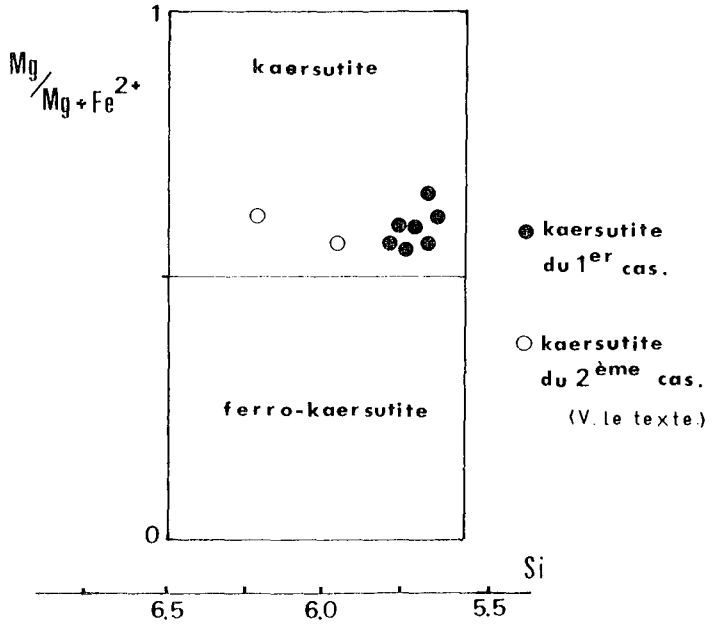


Figure III-54 - Classification des Amphiboles calciques et titanifères des Laves Alcalines de la Série non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti, à l'aide du diagramme $Mg/Mg + Fe^{2+}/Si$ de Leake (1978).

Il s'agit de "Kaersutites" ayant des compositions suivantes :

$-(Ca+Na)_B > 1.34$, $-Ca_B > 1.34$, $-Na_B < 0.67$, $-Ti > 0.50$

1er cas : dans le Basalte alcalin ankaramitique,
2ème cas : dans les nodules englobées par les plagioclases dans la labradorite.

Le terme de Kaersutite a été proposé pour la première fois par Lorenzor (1884) puis confirmé par Washington et Wright (1908) à propos d'une hornblende à teneur en titane élevée provenant des dykes de "Kaersut" dans l'est du Groenland. Il a été très discuté jusqu'à présent par plusieurs auteurs, entre autres Winckell (1951), Wilkinson (1961) et Leake (1968)

qui ont préféré les appeler "pargasites titanifères". Le terme de Kaersutite est cependant actuellement accepté pour des amphiboles calciques dans lesquelles le cation Ti est toujours supérieur à 0,5 dans la formule structurale (Aoki 1963, 1970 a, Leake 1978). Il est préférable de les appeler "pargasites titanifères" plutôt que "Kaersutites" quand le cation Ti est inférieur à 0,5 atomes (Aoki 1970 a et Leake 1978).

Les Kaersutites étudiées sont primaires comme le diagramme Ti/Si de Leake (1965) le montre (Fig. III-55).

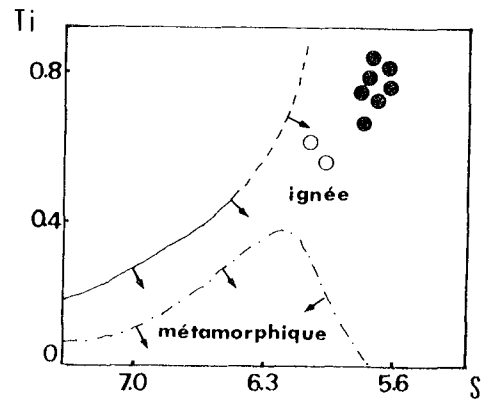


Figure III-55 -
Répartition des Amphiboles calciques titanifères (kaersutites) sur le diagramme Ti/Si de Leake (1965) ; séparant les domaines des amphiboles ignées et métamorphiques.
Mêmes symboles que la Fig. III-54.

Elles sont le produit de la cristallisation d'un magma alcalin basaltique hydraté (Aoki 1970 a).

Leurs formules structurales[1] sont calculées sur la base de 23 oxygènes, en partageant le fer en fer ferreux Fe^{2+} et fer ferrique Fe^{3+} d'après la méthode recommandée par Leake (1978) en fixant le nombre de cations des sites T et C[1] à 13 atomes (v. annexe n° I).

Les oxydes SiO_2, FeO, MgO et Na_2O sont plus faibles et Al_2O_3, TiO_2 et K_2O sont plus élevés dans les kaersutites du basalte alcalin ankaramitique (1er cas) que dans celles de nodules englobés par des phénocristaux

---

(1) La formule théorique est : $A_{0-1}\ B_2\ C_5\ T_8\ O_{23}\ (OH)$

où $T = Si + Al^{IV}$ (8 atomes)

C = Site octaèdrique décomposé en deux groupes (5 atomes)

$X = Mg, Fe^{2+}, Mn$ = 4 atomes

$Y = Al^{IV}, Ti, Fe^{3+}$ = 1 atome

dans le cas où l'oxydation est nulle

$B = Ca + Na$ = 2 atomes

$A = Na + K$ = 0 à 1 atome.

de plagioclases de labradorite (2ème cas) (Tableau III-27).

La variation de SiO_2 est très faible mais celles de Al_2O_3, de (Na_2O + K_2O) et de TiO_2 sont assez importantes dans les kaersutites du 1er cas par rapport à celles du 2ème cas. Les variations de FeO, de MgO et de CaO sont presque identiques dans les deux cas (Tableau III-28).

Les concentrations des éléments mineurs et en traces tels que le nickel, le zinc et le chrome sont très variables et ne montrent pas de corrélation significative avec les éléments majeurs. Kesson et Price (1972) ont d'ailleurs affirmé que de telles variations de ces éléments sont typiques des Kaersutites.

Le cation Si varie de 5,64 à 5,78 atomes (il est toujours inférieur à 6 atomes) et le cation Al^{IV} variant de 2,27 à 2,69 atomes, est donc supérieur à 2 atomes dans le site tétraèdrique des Kaersutites du 1er cas.

Tableau III-27 -

Moyennes des Analyses chimiques des Amphiboles Calciques Titanifères "Kaersutites" dans les Roches non Ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.

(A) - Moyenne (7) dans la mésostase du Basalte Alcalin Ankaramitique (éch. 37/1) (1er cas)

(B) - Moyenne (2) dans un nodule englobé par un Phénocristal de Feldspath dans la Labradorite (éch. AC 37 C) (2ème cas).

		(A)	(B)
SiO_2	:	37.33	39.91
Al_2O_3	:	13.27	9.86
FeO_t	:	12.93	14.29
MnO	:	0.45	0.64
MgO	:	10.06	11.39
CaO	:	11.56	11.84
Na_2O	:	2.28	3.07
K_2O	:	1.08	0.70
TiO_2	:	6.74	5.17
NiO	:	0.03	0.08
ZnO	:	0.17	0.06
Cr_2O_3	:	0.38	0.01
TOTAL	:	96.28	97.02

Le déficit de Si et l'excès de Al^{IV} sont caractèristiques des amphiboles primaires dans les roches ignées, contrairement aux amphiboles d'origine métamorphique où le cation Si ne peut être inférieur à 6,2 atomes (Leake 1968). La substitution de Al^{IV} dans le groupe $T2^{(1)}$ est limitée à 0,4

---

(1) T1 = Al^{IV} (2 atomes)
T2 = Si (6 atomes) *du site téraèdrique (T)*

atomes dans les Kaersutites étudiées, afin de compenser le déficit en Si. Un tel taux de substitution de Al^{IV} est constaté d'ailleurs, par plusieurs auteurs, entre autres Robinson (1961), Kitanura et Tokonomi (1971), Kesson et Pruce (1972) et Hawtorne et Grundy (1977).

	$\S_{SiO_2}$	$\S_{Al_2O_3}$	$\S_{FeO_t}$	$\S_{MgO}$	$\S_{CaO}$	$\S_{Alcalin}$	$1\S_{TiO_2}$
A - Kaersutites du 1er cas	0.85	1.78	1.32	0.88	1.14	1.68	1.14
B - Kaersutites du 2ème cas	3.40	0.42	1.43	0.42	1.60	0.66	0.66

Tableau III-28 - Variation $ (entre min. et max.) des éléments caractéristiques dans les Kaersuites du 1er cas et du 2ème cas (v. le texte).

Dans les Kaersutites du 2ème cas, le cation Si est entre 5,95 et 6,22 atomes, donc il n'y a pas de déficit important et le cation Al^{IV} est inférieur à 2 atomes (en moyenne 1,77). Mais l'occupation du site T (Si + Al^{IV}) est déficitaire en raison de la faible teneur en Al_2O_3 dans ce type. Ce déficit doit être compensé par l'entrée dans le site T, d'une partie du Ti^{4+} habituellement localisé dans le site C octaèdrique.
L'alumine sous forme de Al^{IV} en très petite quantité dans les Kaersutites du 1er cas, est donc totalement absent dans celles du 2ème cas.
Le cation Ti est toujours supérieur à 0,5 atomes. Il varie de 0,67 à 0,84 atomes dans les Kaersutites du 1er cas et de 0,57 à 0,62 dans celles du 2ème cas, qui sont donc moins titanifères.
Il peut être substitué par des ions Fe^{3+} du même groupe Y, jusqu'à maximum 0,5 atomes de Fe^{3+} initial[1] sans tenir compte de l'oxydation possible tardive du fer dans les Kaersutites. Donc le fer peut entrer sous forme de

---

(1) Fe^{3+} initial = Fe^{2+} total - Fe^{2+} initial
d'où Fe^{2+} initial = 4 - (Mg + Mn) selon la formule structurale théorique des Kaersutites : $A_1\ B_2\ \underbrace{(Mg,\ Fe^{2+},\ Mn)_4}_{X}\ \underbrace{(Fe^{3+},\ Ti)_1}_{Y}\ T_8\ O_{23}\ (OH)$ *(C)*

Fe^{3+} dans la structure des Kaersutites jusqu'à 0,5 atomes au maximum. Sinon il est en grande partie sous forme de Fe^{2+} se substituant en général à Mg du même groupe X. La substitution du cation Fe^{3+} avec Al^{VI} est très limitée dans les Kaersutites (Kesson et Price 1972). Dans les kaersutites du 1er cas, le Fe^{2+} est entre 1,19 et 1,73 atomes et Mg entre 2,19 et 2,50 atomes tandis qu'ils sont respectivement entre 1,61 - 1,95 et 2,60 - 2,61 atomes dans celles du 2ème cas. Le rapport $Mg/Mg + Fe^{2+}$ varie très peu dans les deux cas. Le Fe^{3+} est nul sauf dans deux kaersutites, dans lesquelles il ne dépasse pas 0,49 atomes et le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} est toujours inférieur à 0,41. Ceci est d'ailleurs caractéristique des Kaersutites s.s. non oxydées. Car dans certains cas, elles peuvent être oxydées surtout après l'éruption dans les roches volcaniques subaériennes plutôt que submarines. Cette oxydation qui est naturellement responsable de la présence des ions Fe^{3+} et de la haute valeur du rapport Fe^{3+}/Fe^{2+}, se fait par une dissociation des ions $(OH)^-$ des Kaersutites à la suite du remplacement de Fe^{2+} $(OH, F)^-$ par Fe^{3+} O^{2-} (Aoki et Matsumoto 1959, Aoki 1963, 1970 a, Kesson et Price 1972). Ainsi les caractères optiques de ces kaersutites, fortement oxydées changent après l'oxydation. Elles deviennent en effet fortement brun-vert et pléochroïques à forte dispersion. Aoki et Matsumoto (1059) avaient décrit une kaersutite fortement pléochroïque provenant des iles Iki au Japon, ayant un rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} assez élevé (supérieur à 2). Ils ont réservé à ce type de Kaersutites fortement oxydées qui sont en général en grands cristaux intratelluriques, l'appellation de "OXYKAERSUTITES". Par suite de nombreux auteurs les ont étudiées systématiquement, en particulier Aoki (1963, 1970 a). Mais certaines kaersutites qui peuvent montrer une oxydation de faible degré ne devront pas être appelées oxykaersutite. A ce propos, nous proposons ici un diagramme simple avec pour paramètre $Fe^{3+}/Mg + Fe^{2+}$ + Mn et Ti. Ce diagramme met en évidence 3 domaines distincts : le premier comprend les Kaersutites non oxydées s.sl. (A) ; le second, les kaersutites partiellement oxydées (B) et enfin le troisième les oxykaersutites s.sl. (C). On peut d'autre part y lire le degré d'oxydation en % des Kaersutites oxydées jusqu'aux oxykaersutites (le mode de construction de ce diagramme est exposé dans l'annexe n° III).

Dans ce diagramme, tous les points se disposent dans le domaine A (Kaersutite non oxydée) à l'exception d'un point (analyse n° 7) se plaçant dans le domaine B (Kaersutite oxydée) et montrant un degré d'oxydation de 22 % (Fig. III-56). Il ne s'agit donc pas d'oxykaersutites.

Cette oxydation (22 %), qui a été constatée microscopiquement, est tardive et locale dans la roche.

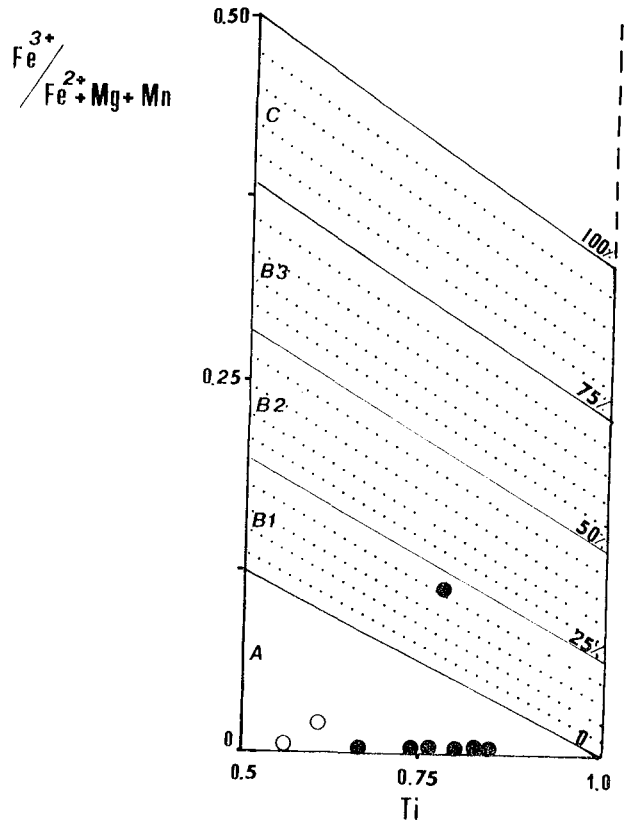


Figure III-56 -

Répartition des kaersutites des Laves Alcalines de Pozanti-Karsanti, sur le diagramme : $(Fe^{3+}/Fe^{2+} + Mg + Mn)/Ti$ *proposé dans ce travail. (voir l'annexe n° III et le texte).*

Domaines :

A - Kaersutite non oxydée,
B - Kaersutite Oxydée,
C - Oxykaersutite.

(Mêmes symboles que la Fig. III-54).

Donc les Kaersutites s'exprimant en microlites et/ou en grains des laves alcalines étudiées ne sont pas oxydées assez fortement pour pouvoir s'appeler oxykaersutites. D'ailleurs Aoki (1963) a montré que les kaersutites de couleur brune régulière, en petits cristaux, ne sont pas forcément changées en oxykaersutites bien que certaines puissent être partiellement oxydées.

Les cations Ca du site B sont toujours inférieurs à 2 atomes dans les Kaersutites du 1er cas (le plus souvent inférieurs à 1,9 atomes). Boyd (1959) a souligné que dans toutes les amphiboles calciques sans exception, les ions Ca sont entre 1,9 et 2,0 atomes. Mais, selon Aoki (1963), une substitution de Ca $\rightleftharpoons$ Mg peut être plus fréquente dans les kaersutites que dans les autres amphiboles calciques.

Le total des cations (Na + K) est très voisin de 1 atome. Les cations Na sont en général remplacés par les cations K à concurrence de 17 à 50 % dans les Kaersutites du 1er cas et de 12 à 14 % dans celles du 2ème cas.

La comparaison des moyennes des analyses des Kaersutites des Laves alcalines de CalbaliDag (massif d'Antalya) en Turquie (données de Malley 1981) et avec celles des laves alcalines du massif de Mamonia à Chypre (données de Bechon 1979), met en évidence que les Kaersutites étudiées sont

moins ferrifères mais plus alumineuses et plus calciques que celles de CalbaliDag, en revanche plus ferrifères et moins alumineuses que les Kaersutites de Mamonia. Par contre elles sont moins siliceuses et moins magnésiennes mais plus titanifères que les Kaersutites de ces 2 massifs, CalbaliDag et Mamonia (Tableau III-29).

	(A)	(B)	(C)
SiO_2 :	37.80	39.62	40.73
Al_2O_3 :	12.52	13.90	11.73
FeO_t :	13.23	10.98	14.12
MnO :	0.49	0.18	0.25
MgO :	10.36	13.12	11.45
CaO :	11.62	11.57	10.74
Na_2O :	2.46	2.51	2.87
K_2O :	1.00	1.29	1.10
TiO_2 :	6.39	4.59	4.68
NiO :	0.04	nd	nd
ZnO :	0.15	nd	nd
Cr_2O_3 :	0.30	0.06	0.02
TOTAL :	96.46	97.82	97.69

Tableau III-29 - Moyennes des analyses chimiques des Kaersutites des Laves alcalines des massifs suivants :

(A) - Pozanti-Karsanti (Moyenne de 9)
(B) - Mamonia "Chypre" (Moyenne de 2)
"Données de Bechon 1979, p. 23"
(C) - Calbali Dag "Antalya-Turquie"
(Moyenne de 6).
"Données de Malley 1981, p. 46).

Les Kaersutites étudiées ont cristallisé dans les conditions suivantes :

1° - sous faible pression totale comme le montre le diagramme Al^{IV}/Si de Raase (1974) (Fig. III-57). Raase (1974) a affirmé que la faible valeur de Al^{VI} et Si est un indicateur de faible pression totale ce que d'ailleurs Merrill et Wyllie (1975) ont confirmé.

2° - en revanche, sous haute pression partielle de vapeur d'eau (P_{H2O}), (Aoki 1963, 1970 a, Nishikawa et Kushiro 1967, Lovering et White

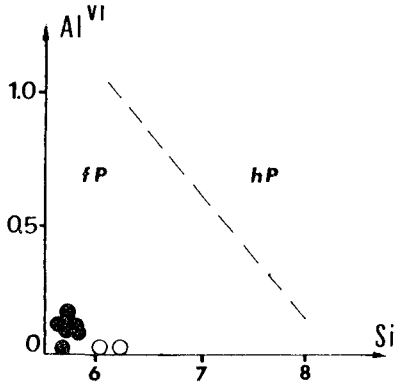


Figure III-57 -

Répartition des Kaersutites des laves alcalines de Pozanti-Karsanti, sur le diagramme Al^{VI}/Si de Raase (1974) et leurs dispositions dans le domaine à faible pression totale (fP) défini par cette auteur.
(Mêmes symboles que la fig. III-54).

1969, Nesbit et Hamilton 1970, Kesson et Price 1972), comme nous l'avons constaté dans le chapitre A V.1.1°.3°°.2°°°, le liquide donnant naissance aux basaltes alcalins contenant les Kaersutites, a cristallisé sous forte P_{H2O}. L'absence totale de ces amphiboles dans la labradorite est donc due à la chute de P_{H2O} qui devient quasiment nulle. Cependant la présence des Kaersutites dans les nodules englobés par des phénocristaux de plagioclases dans cette labradorite, met en évidence que la cristallisation du liquide piégé dans ces phénocristaux, alors que P_{H2O} était encore élevée, est précoce par rapport à la cristallisation de la mésostase.

3° - sous relativement haute température (Aoki 1970 a) Nishikawa et Kushiro (1967), Lowering et White (1969) ont montré expérimentalement que les Kaersutites sont stables à des températures de l'ordre de 900° C avec P_{H2O} à 13 Kb. Merrill et Wyllie (1975) ont estimé une température de cristallisation à 1000° C pour ce type d'amphiboles d'après le champ de stabilité de "Kaersutite + Pyroxène" déterminé par Yagi et al. (1975).

En conclusion, les Kaersutites dont le fractionnement à P_{H2O} élevée réduit les concentrations de MgO et TiO_2, sont caractéristiques dans la paragenèse des roches alcalines comme une phase importante dans le fractionnement du liquide basique alcalin.

A V.2.2°) Amphiboles sodiques (Arfvedsonites)

Il s'agit d'amphiboles sodiques très riches en fer et en alcalins (Na, K), mais très pauvres en magnésium. Ce type d'amphiboles est souvent en grands cristaux ou en fibres dans la mésostase. Ces amphiboles ont cristallisé bien avant les petits grains interstitiels d'augites aegyriniques (analyses à paraître) surtout dans les trachytes.
Elles ont les caractères chimiques suivants :

$$- Na_B > 1.34 \quad , \quad - (Na + K)_A > 0.50 \quad , \quad - Ca_B < 0.67$$

Ce sont donc des Arfvedsonites, comme d'ailleurs le confirme le diagramme

de classification $(Mg/Mg + Fe^{2+}) / (Fe^{3+} + Fe^{3+} + Al^{VI})$ de Leake (1978) (Fig. III-58).

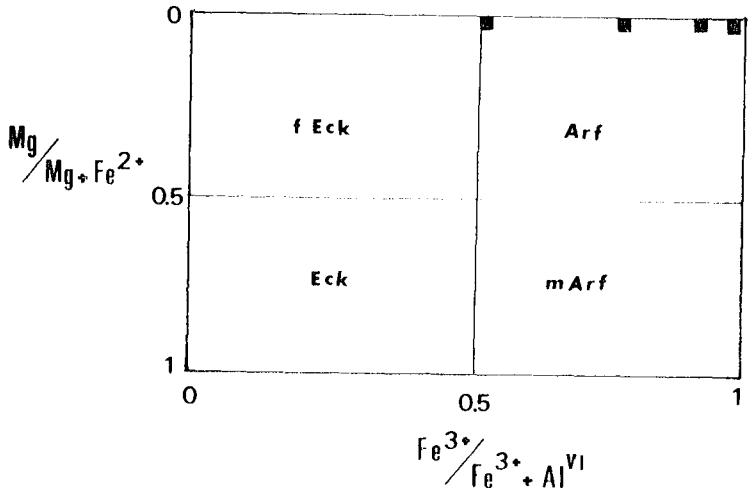


Figure III-58 - Classification des Amphiboles Sodiques des Laves Alcalines de Pozanti-Karsanti, à l'aide du diagramme $(Mg/Mg + Fe^{2+})$ en fonction de $(Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al^{VI})$ de Leake (1978). Il s'agit donc des Arfvedsonites avec $(Na + K)_A > 0.50$, $Na_B > 1.34$, $Ca_B < 0.67$.

Leurs formules structurales, calculées sur la base de 23 oxygènes en partageant le fer en fer ferreux (Fe^{2+}) et en fer ferrique (Fe^{3+}) d'après la méthode préconisée de Leake (1978), (voir annexe n° I), sont montrées dans le tableau III-30.

Le site (T) tétraèdrique où le cation Si est très voisin de 8 atomes, contient Al^{IV} en très petite quantité. Le remplacement de Si par Al^{IV} est limité : il est au maximum de 0,09 atomes. Ceci est en accord avec les observations de Deer et al. (1962) et Ernst (1968). La plupart du fer entre dans la structure (site C) sous forme de Fe^{2+} variant de 4.14 à 4.48 atomes. Le fer ferrique (Fe^{3+}) présentant 1,8 à 8,3 % du fer total dans la structure est remplacé par Ti d'après la substitution "$2\ Fe^{3+} \longrightarrow Fe^{2+} + Ti^{4+}$", qui indique un faible stade d'oxydation de ces minéraux (Larsen 1976) ; comme d'ailleurs les faibles valeurs du rapport Fe^{3+}/ Fe^{2+} (0,02 à 0,09) le confirment, (Tableau III-30).

Le cation Mg est quasiment absent de la structure contrairement à Mn qui est assez élevé, atteignant même 0,27 atomes, (analyse n° 4, Tabl. III-30) dans une arfvedsonite riche en manganèse (presque 2 % p).

n° d'ordre	(1)	(2)	(3)	(4)	$(A)^{2°}$
n° d'analyses	3-55	3-36	3-37	3-38	
SiO_2	48.77	47.65	48.78	48.68	48.47
Al_2O_3	0.63	0.46	0.47	0.41	0.49
FeO_t	33.42	33.87	32.60	33.01	33.23
MnO	1.00	1.12	1.68	1.94	1.44
MgO	0.05	0.01	0.04	0.03	0.03
CaO	2.44	2.71	1.65	1.44	2.06
Na_2O	6.91	7.10	8.15	7.84	7.50
K_2O	1.35	1.49	1.34	1.54	1.43
TiO_2	1.54	1.92	1.03	1.06	1.39
NiO	0.03	-	-	-	0.01
ZnO	0.16	0.05	0.02	-	0.06
Cr_2O_3	-	0.02	-	0.10	0.03
TOTAL	96.32	96.40	95.75	96.06	96.14
	Sur la base de 23 (O)				
Si	7.996	7.855	8.050	7.977	
Al^{IV}	0.004	0.090	-	0.023	
Al^{VI}	0.076	-	0.091	0.058	
Cr	-	0.003	-	0.026	
Ti	0.188	0.236	0.128	0.130	
Fe^{3+}	0.207	0.170	0.082	0.373	
Mg	0.012	0.002	0.010	0.007	
Fe^{2+}	4.357	4.483	4.402	4.136	
Mn	0.137	0.155	0.235	0.270	
Ni	0.004	-	-	-	
Zn	0.019	0.006	0.002	-	
Ca	0.429	0.478	0.289	0.253	
$Na_{(B)}$	1.571	1.522	1.711	1.747	
$Na_{(A)}$	0.621	0.694	0.874	0.718	
K	0.283	0.303	0.277	0.297	
$TOTAL^{1°}$					
"T"	8.000	§	8.050	8.000	
"C"	5.000	§§	4.950	5.000	
"B"	2.000	2.000	2.000	2.000	
"A"	0.904	0.997	1.151	1.015	
$Mg/Mg + Fe^{2+}$	0.003	-	0.002	0.002	
$Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al^{VI}$	0.731	1.000	0.484	0.865	
Fe^{3+}/Fe^{2+}	0.05	0.04	0.02	0.09	

Tableau III-30 - Analyses Chimiques des "Arfvedsonites"

§ - le site "T" en déficit (T inf. à 8.000)
§§ - le déficit de site "T" est compensé par le Cr et par une partie de Ti (T + C = 13.000 at.)
1° - "T" comprend Si, Al^{IV} (égal à 8.000)
"C" comprend Al^{VI}, Cr, Ti, Fe^{3+}, Mg, Fe^{2+}, Mn, Ni, Ni, Zn (égal à 5.000)
"B" comprend Ca et une partie de Na (égale à 2.000)
"A" comprend le reste de Na et K (inférieur et égal à 1.000) "d'après Leake 1978"
$A^{2°}$ - Moyenne (4) des analyses chimiques des Arfvedsonites.

L'occupation du site (A) est très voisine de 1, avec les valeurs de K supérieures à 0,28 atomes, ce qui montre les caractères relativement potassiques des arfvedsonites dans les laves intermédiaires acides (mugéarites).
La présence des arfvedsonites est très probablement due à l'existence prédominante des volatiles pendant l'éruption et la cristallisation (Noble et al. 1967, Noble 1970, Larsen et Steenfelt 1974).

Les arfvedsonites et les augites aegyriniques se trouvant dans la même roche, peuvent être en équilibre dans le liquide (Iwao 1939, Yagi 1953, Ferguson 1978) où la cristallisation de ce type d'amphiboles avant les augites aegyriniques peut être attribuée à l'augmentation de Na (Nicholls et Carmichaël 1969). Enfin leur cristallisation se produit à des températures magmatiques avec de faibles taux d'oxydation (Ernst 1962) et sous de faibles pressions totales (Carmichaël et al. 1974).

A V.3) FELDSPATHS

A V.3.1°) Chimisme par "Analyses quantitatives à la microsonde"

La plupart des plagioclases, dans les termes faiblement et/ou moyennement différenciés de la série étudiée, sont quasiment altérés en calcite, en chlorite et en minéraux phylliteux au coeur et en albite dans les bordures.

. Dans les basaltes alcalins : Tous les feldspaths initialement constitués de plagioclases calciques, sont calcitisés et légèrement chloritisés dans leur partie centrale et albitisés sur leurs bordures. Une analyse de la bordure albitique d'un phénocristal dont le coeur est transformé en calcite, donne une composition d'albite pure à faible teneur en K_2O (200 ppm) : $Ab_{99.5}\ An_{0.1}\ Or_{0.4}$ (Tabl. III-31, colonne n° 1).

. Dans les labradorites : Les reliques des microphénocristaux et des microlites de plagioclases plus ou moins altérés ont des compositions d'andésines, variant de An_{35} à An_{32} (Tabl. III-31, colonnes n° 2-3). Par contre les phénocristaux centimètriques de plagioclases initialement calciques, qui sont tous transformés en calcite, en scapolite et légèrement en chlorites, ont des bordures albitisées ($An_{0.3}$) (Tabl. III-31, col. n° 6). Le fer entrant sous forme de Fe^{2+} dans la structure varie de 0,19 à 0,29 % pd et le K_2O de 0,69 à 1,06 % dans les andésites, tandis que le fer est par

n° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
n° d'analyse	2-48	5-99	5-100	5-102	3-28	3-23	3-39	3-40	3-42	5-103	2-3'	2-2'	2-60
SiO_2	67.11	60.33	60.02	61.18	68.20	64.46	67.20	68.27	68.60	67.87	69.51	67.60	67.27
Al_2O_3	19.75	24.70	25.23	24.53	19.60	21.62	20.02	19.63	19.21	19.71	19.00	19.53	19.47
FeO	-	0.24	0.19	0.29	-	0.47	0.30	0.19	-	0.17	0.37	1.23	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	0.03	-	-	0.17	0.06	-
MgO	-	0.05	0.07	0.08	0.06	-	-	0.02	0.02	-	-	0.03	0.06
CaO	0.01	6.69	6.46	5.71	0.07	1.94	0.48	0.27	0.24	0.07	0.30	0.08	0.05
Na_2O	11.14	6.86	6.83	6.71	11.40	9.22	8.72	11.78	12.15	11.47	10.53	11.37	11.79
K_2O	0.07	0.69	0.85	1.06	0.03	1.99	1.76	0.18	0.16	0.05	0.10	0.05	0.04
TiO_2	-	0.12	0.02	0.09	-	0.06	0.08	-	0.03	-	-	-	0.03
NiO	-	nd	nd	nd	-	-	0.16	-	-	nd	-	0.31	-
ZnO	-	nd	nd	nd	-	-	-	-	-	nd	-	-	-
Cr_2O_3	-	nd	nd	nd	-	-	-	0.14	-	nd	-	-	-
BaO	nd	0.10	0.04	0.05	nd	nd	nd	nd	nd	0.18	nd	nd	nd
TOTAL	98.09	99.77	99.71	99.71	99.37	99.76	98.71	100.51	100.42	99.66	99.98	100.25	98.70
Formules structurales sur la base 8 Oxygènes													
Si	2.984	2.697	2.683	2.727	2.994	2.862	2.980	2.978	2.994	2.982	3.029	2.962	2.981
Al	1.033	1.299	1.327	1.287	1.012	1.130	1.044	1.007	0.987	1.019	0.974	1.007	1.015
Fe^{3+}	-	-	-	-	-	0.017	-	0.007	-	-	-	0.031	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	0.055	-	-	-	-	-
Ti	-	0.004	-	0.003	-	0.002	0.002	-	0.001	-	-	-	0.001
Mg	-	0.003	0.005	0.005	0.004	-	-	0.001	0.001	0.003	-	0.002	0.003
Fe^{2+}	-	0.009	0.007	0.011	-	-	0.012	-	-	0.006	0.014	0.013	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-	0.001	-	-	0.007	0.002	-
Ni	-	-	-	-	-	-	0.007	-	-	-	-	0.011	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	-	0.002	0.001	0.001	-	-	-	-	-	0.003	-	-	-
Ca	0.001	0.320	0.310	0.273	0.003	0.092	0.024	0.011	0.011	0.008	0.014	0.005	0.002
Na	0.960	0.593	0.592	0.579	0.971	0.793	0.752	0.993	1.015	0.975	0.890	0.964	1.010
K	0.004	0.039	0.049	0.060	0.002	0.113	0.101	0.010	0.008	0.003	0.006	0.003	0.001
Z	4.017	4.000	4.010	4.017	4.006	4.011	4.026	3.997	3.982	4.001	4.003	4.000	3.997
X	0.965	0.965	0.964	0.929	0.980	0.998	0.896	1.016	1.035	0.998	0.931	1.000	1.016
Total	4.982	4.965	4.974	4.946	4.986	5.009	4.922	5.013	5.017	4.999	4.934	5.000	5.013
Ab %	99.48	62.29	62.25	63.49	99.49	79.46	85.75	97.93	98.16	98.88	97.80	99.18	99.70
An %	0.10	33.61	32.60	29.93	0.31	9.22	2.74	1.08	1.06	0.81	1.54	0.51	0.20
Or %	0.42	4.10	5.15	6.58	0.20	11.32	11.52	0.99	0.78	0.31	0.66	0.31	0.10
$\frac{100\ An}{Ab + An}$	0.10	35.05	34.37	32.04	0.31	-	-	1.10	1.70	0.82	1.55	0.52	0.20

1 - Albite (phénocristal) dans le Baslte Alcalin Ankaramitique (éch. AC 37.1)
2 - Andésine (microphénocristal) dans la Labradorite (éch. AC 37 C)
3 - Andésine (microphénocristal) " " "
4 - Andésine (microlite) " " "
5 - Albite (phénocristal) " " "
6 - Anorthose calcique dans la lave intermédiaire (éch. AC 37/3)
7 - Anorthose non calcique " " (éch. AC 649 PL1)
8 - Albite (microlite) " " "
9 - Albite (microlite) " " "

Tableau III-31 - Analyses Chimiques des Feldspaths dans les Laves Alcalines.

contre inexistant et le potassium très faible (125 ppm) dans la partie albitique de plagioclase de la même roche.
Le baryum se substituant avec Ca dans le site X octaèdrique est présent dans les andésines (de 0,04 à 0,10 % p).

Tous les albites secondaires des basaltes alcalins et des labradorites se regroupent près du pôle Ab dans le diagramme Or - Ab - An où les andésines montrent une nette évolution marquant un enrichissement en orthose (Or) et un appauvrissement en anorthite (An) des microphénocristaux aux microlites (Fig. III-59 A).

. Dans les laves intermédiaires (Hawaïtes-Mugéarites) : Les feldspaths sont de deux types : 1) Albite, 2) Anorthose

1) Les plagioclases, moins calciques que les précédents, sont en grande partie altérés en chlorites et dans une moindre mesure en calcite. Ils présentent une bordure albitique dont les analyses sont données dans le tableau III-31 (colonnes n° 8, 9, 10). Ces albites secondaires sont légèrement plus calciques et plus potassiques que les précédentes (Fig. III-59 B). Ce léger enrichissement en calcium est probablement dû à la pauvreté de la calcite en tant que produit d'altération des plagioclases initialement moyennement calciques. Leurs compositions varient de $An_{0.3}$ à $An_{1.1}$.

2) L'anorthose est le minéral caractéristique des laves intermédiaires. Il se présente toujours en microlites très légèrement chloritisés et non en phénocristaux. Les compositions sont les suivantes : (Tabl. III-31, colonnes 6,7).

- $Ab_{79.5}\ An_{9.2}\ Or_{11.3}$ il s'agit d'anorthose calcique

- $Ab_{85.8}\ An_{2.7}\ Or_{11.5}$ il s'agit d'anorthose non calcique

Muir et Tilley (1961) ont souligné la présence très fréquente des anorthoses calciques dans les hawaïtes/mugéarites des laves alcalines. MgO et MnO sont absents dans ces deux types d'anorthose, alors que TiO_2 est présent en faible quantité (0,06 à 0,08 %) et également FeO (0,30 à 0,47 %).
La présence du fer, ainsi que celle du titane serait la conséquence des hautes températures de cristallisation de ces anorthoses (Deer et al. 1963).

. Dans les trachytes albitiques : (où la potasse est entièrement lessivée) Les seuls feldspaths présents sont des albites non altérés s'exprimant soit

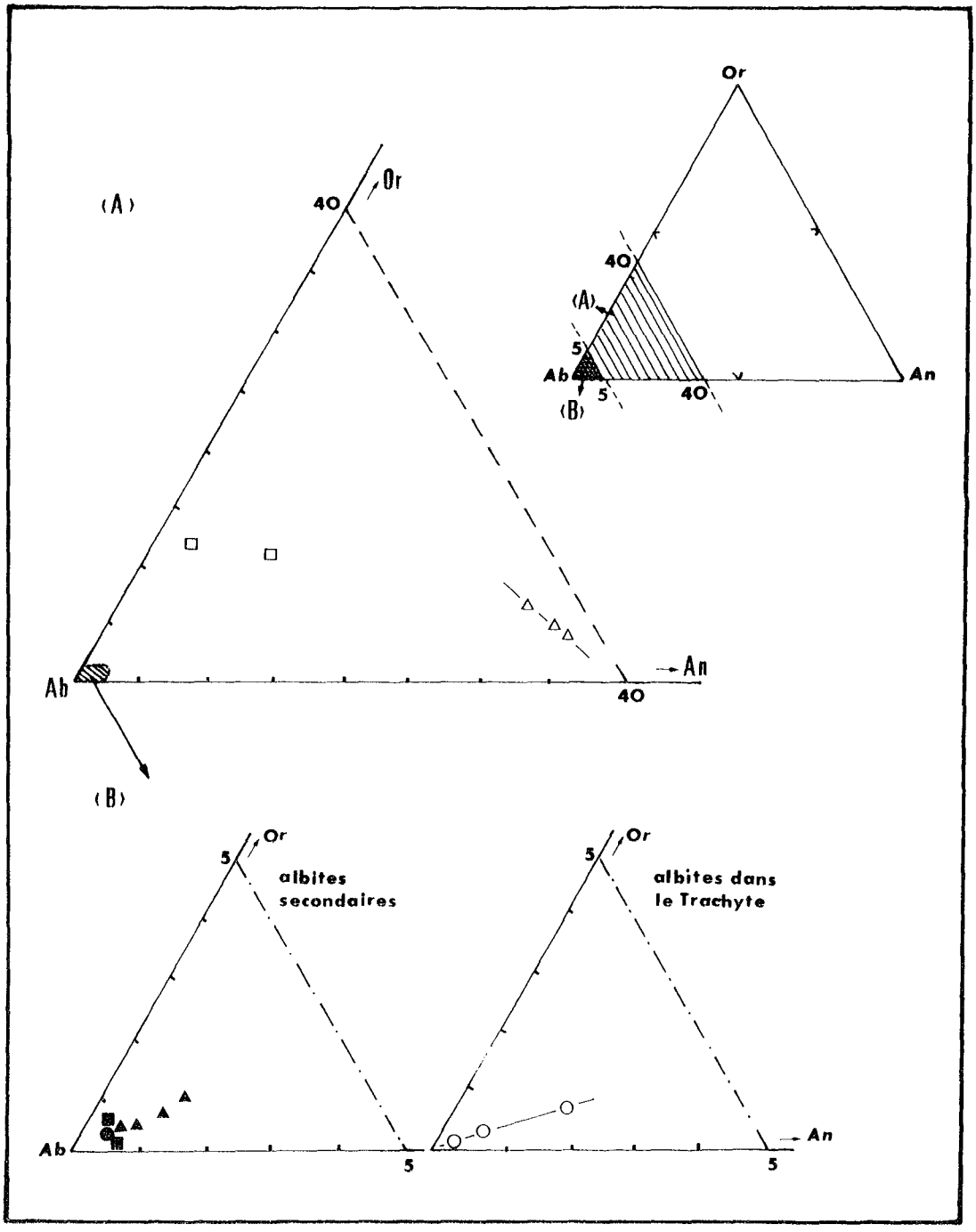


Figure III-59 - Répartition des feldspaths des laves alcalines de Pozanti-Karsanti, sur le diagramme triangulaire Or - Ab - An (v. le texte).

Légende :

- ● - *Albite secondaire dans les basaltes alcalins ankaramitiques.*
- ■ - *Albite secondaire dans les labradorites.*
- ▲ - *Albite secondaire dans les laves intermédiaires.*
- ○ - *Albite dans les trachytes albitiques.*
- □ - *Andésine dans les labradorites.*
- △ - *Anorthose dans les laves intermédiaires.*

(I)			(II)		
d (A°)	I	Identification	d (A°)	I	Identification
6.49	f	Anorthose[1]	3.48	ff	Ab
6.42	f	"	3.38	f	Ab
4.12	mf	"	3.21	F	Ab
3.86	mf	"	3.19	FF	Ab
3.78	mf	"	3.16	mf	Ab
3.73	f	"	2.98	mf	Ab
3.61	ff	"	2.96	mf	Mt
3.24	F	"	2.93	f	Ab
3.21	FF	Anrothose	2.87	f	Ab
2.98	F	"	2.63	f	Ab
2.93	mf	"	2.56	mf	Ab
2.92	f	"	2.53	FF	Mt
2.78	ff	"	2.44	f	Ab
2.73	ff	"	2.42	ff	Mt
2.54	f	"	2.38	ff	Ab
2.43	ff	"	2.32	f	Ab
2.32	f	"	2.28	ff	Ab
2.16	mf	"	2.14	ff	Ab
2.14	f	"	2.09	mf	Mt
1.93	ff	"	1.93	ff	Ab
1.87	ff	"	1.89	f	Ab
1.85	f	"	1.85	f	Ab
1.83	ff	"	1.82	ff	Ab
1.79	f	"	1.72	f	Mt
5.93	ff	Ab[1]	1.62	f	Mt
5.58	ff	Ab	1.48	mF	Mt
4.86	ff	Mt[1]	1.41	ff	Mt
4.03	FF	Ab	1.32	ff	Mt
3.86	mf	Ab	1.28	f	Mt
3.76	mf	Ab	1.26	ff	Mt
3.68	mf	Ab			

Tableau III-32 - Raies de distances réticulaires (d en A°) d'un microlite d'Anorthose dans la lave intermédiaire (éch. AC 649 PLI) (I) ; et d'un phénocristal d'Albite englobant des Magnétites dans le trachyte albitique (éch. AC 661 V1) (II). "Méthode en poudre Debye-Scherrer en retour - Anticathode au Cu $\lambda_{K_{\alpha 1}}$ = 1.54 A°. Chambre de 180 mm".

1) - Anorthose. Référence : Fiche ASTM n° 9-478.
- Ab = Albite. Référence : Fiche ASTM n° 20-554 A.
- Mt = Magnétite. Référence : Fiche ADTM n° 19-629.

en phénocristaux, soit en microlites dont les compositions varient de $An_{0.2}$ à $An_{1.6}$. Ils contiennent du fer en grande quantité (atteignant 1,23 % pd) et le potassium y varie de 166 à 415 ppm. Le diagramme Or - Ab - An (Fig. III-59 B), montre qu'il existe un appauvrissement en Or et en An en allant des phénocristaux aux microlites.

En raison de l'altération importante des plagioclases dans les laves étudiées, il est difficile de conclure de façon significative à leur égard. Par contre, la présence d'anorthose dans les termes différenciés confirme bien les caractères alcalins de ces roches.

A V.3.2°) Résultats des Analyses Qualitatives aux R.X.

Un microlite de feldspath dans la lave intermédiaire de faciès plus acide, -cliché I, tabl. III-32), et un phénocristal également de feldspath dans le trachyte albitique, (cliché II, tabl. III-32), ont été analysés qualitativement aux R.X. par la méthode de poudre "Debye - Scherrer en retour" (anticathode au Cu).

. Dans le cliché I (Tabl. III-32) une raie maximale de distance réticulaire 3,21 A° apparait nettement indiquant qu"il s'agit d'anorthose . (fiche ASTM n° 9-478).

. Dans le cliché II (Tabl. III-32), il y a 3 raies maximales. Les deux premières ont des distances réticulaires maximales, respectivement de 4,03 A° et 3,19 A° ; elles appartiennent à l'albite (fiche ASTM n° 20-554 A). La troisième ayant d_{max} = 2,53 A° correspond à la magnétite, (fiche ASTM n° 19-629). L'étude microscopique confirme en effet que ce phénocristal à composition d'albite englobe de petites inclusions d'oxydes de fer (magnétites).

L'analyse qualitative des feldspaths confirme ainsi la présence de l'anorthose dans les laves intermédiaires et celle de l'albite dans les trachytes comme cela a déjà été constaté dans le chapitre précédent, (A V.3.1°).

A V.4) DIVERS

A V.4.1°) Sphènes

Le sphène analysé (Tableau III-33) associé aux chlorites et aux opaques, provient de la déstabilisation d'un microphénocristal de clinopyroxène titanifère, maclé et zoné en sablier dans la labradorite

(v. Fig. III-14, ch. A III.1.2°.3°°, p.**427**).
Sa formule structurale, calculée sur la base de 3 cations fixés, est la suivante.

$$Ca_{0.97}\ Ti_{0.88},\ Mg_{0.02},\ Fe^{2+}_{0.05},\ Al_{0.04}\ Si_{1.04} \cdot O_4\ (O,\ OH,\ F)$$

Analyse n° 3-25 "Sphène"

SiO_2	:	32.06	Si	:	1.035
Al_2O_3	:	1.03	Al	:	0.039
FeO_t	:	1.92	Fe^{3+}	:	0.052
MnO	:	-	Mg	:	0.027
MgO	:	0.56	Cr	:	0.003
CaO	:	27.89	Ti	:	0.879
Na_2O	:	-	Ca	:	0.966
K_2O	:	-	Na	:	-
TiO_2	:	36.24	K	:	-
NiO	:	-	Total	:	3.001
ZnO	:	-	"calculé sur 3 cations fixés"		
Cr_2O_3	:	0.11			
TOTAL	:	99.80			

Tableau III-33 - Analyse Chimique d'un Sphène.

Le cation Si est légèrement en excès, tandis que Ca est en déficit. Le cation Ti est remplacé partiellement par les ions Mg, Al, Fe^{3+}. Le chrome est également présent (375 ppm) ; il se substitue au titane. Cette présence de chrome dans le sphène est d'ailleurs constatée par plusieurs auteurs, entre autres Jaffel (1947) et Deer et al. (1962).

A V.4.2°) Calcites

Elle se présente soit en produit de pseudomorphose des phénocristaux d'olivines intratelluriques, associée aux chlorites, iddingsites et opaques ; soit en produits de remplissage des vacuoles ou microfractures.

On constate que les calcites de couleur jaune rougeâtre, produits

de pseudomorphose des olivines, sont toutes ferrifères, (Tableau III-34, colonnes n° 1-2-3). Par contre, les calcites incolores, remplissant les vacuoles sont non ferrifères (Tabl. III-34, colonnes n° 4-5).
La calcite (colonne n° 1) analysée près de la bordure d'un phénocristal (A) d'olivine pseudomorphosée dans l'ankaramite, est beaucoup moins ferrifère (1,65 % pd) que celle, (colonne n° 2), qui, au sein du même cristal, est associée aux chlorites et iddingsites et qui est très ferrifère (10,56 % p). La substitution de Fe^{2+} au Ca est de 2% dans le premier cas, tandis qu'elle atteint 15 % dans le second cas. Les cations Mg, Mn et Ti sont également présents dans ces calcites. Ils se substituent, comme Fe^{2+}, en quantité assez importante, au calcium.
La calcite, produit de pseudomorphose d'un phénocristal (B) d'olivines dans un basalte alcalin ankaramitique, (tabl. III-34, colonne 3), est également ferrifère (5,66 %), mais beaucoup moins que la précédente. La substitution de Fe^{2+} avec Ca est relativement importante (8 %).

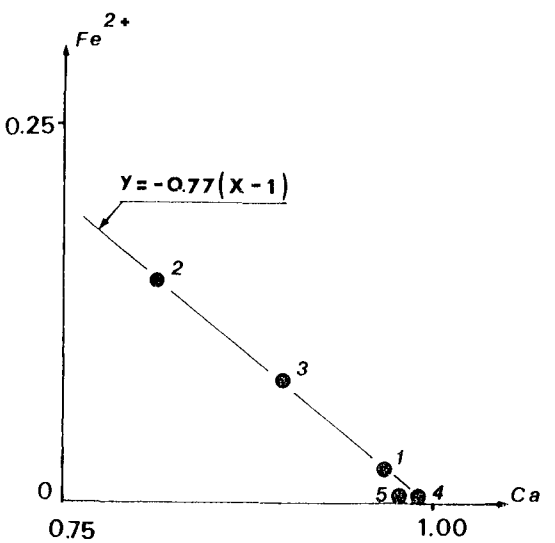


Figure III-60 -

Diagramme Fe^{2+}/Ca, montrant une corrélation négative entre les cations Fe^{2+} et Ca dans les calcites ferrifères, produits de pseudomorphoses d'Olivines. (Les chiffres correspondent aux n° d'analyses) V. tabl. III-34.

Dans les calcites ferrifères, il existe une bonne corrélation négative entre les cations Fe^{2+} et Ca (Fig. III-60). La droite de corrélation a une équation y = - 0,77 (X - 1) dont la pente est inférieure à 1. Ceci est dû à la présence d'une substitution complémentaire de Ca avec Mg.

	- I -			- II -	
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
	3-91	3-93	2-54	3-92	3-43
SiO_2 :	0.10	0.88	0.47	-	0.10
Al_2O_3 :	0.03	0.57	0.20	0.02	0.43
FeO_t :	1.65	10.56	5.66	-	0.01
MnO :	0.18	0.17	0.15	0.04	0.41
MgO :	0.29	0.56	0.01	0.09	0.18
CaO :	55.03	45.22	51.02	56.41	56.22
Na_2O :	0.01	-	0.08	0.09	0.03
K_2O :	-	-	-	-	0.01
TiO_2 :	0.07	0.26	0.38	0.04	0.09
NiO :	0.06	-	0.05	-	-
ZnO :	-	-	0.12	0.06	-
Cr_2O_3 :	-	0.14	0.07	0.01	-
TOTAL :	57.42	58.36	58.22	56.75	57.48
	sur 1 cation fixé				
Si :	0.002	0.015	0.008	-	0.002
Al :	-	0.011	0.004	-	0.008
Ti :	-	0.003	0.001	-	0.001
Cr :	-	0.002	-	-	-
Fe^{2+} :	0.022	0.147	0.079	-	-
Mn :	0.002	0.004	0.002	-	0.006
Mg :	0.007	0.008	-	0.002	0.004
Ni :	-	-	0.001	-	-
Zn :	-	-	0.001	-	-
Ca :	0.967	0.810	0.901	0.994	0.979
Na :	-	-	0.003	0.003	-
K :	-	-	-	-	-
TOTAL :	0.999	1.000	1.000	1.000	1.000
$\frac{Fe^{2+}\ \%}{Fe^{2+}+Ca}$:	2.2 %	15.4 %	8.1 %	-	-

Tableau III-34 - Analyses Chimiques des Calcites.

-I- Calcites provenant de la pseudomorphose des phénocristaux d'Olivine :

(1) - Calcite légèrement ferrifère.
(2) - Calcite très ferrifère (toutes les deux dans un phénocristal (A) d'olivine de l'Anakaramite (éch. IC 506 A).
(3) - Calcite ferrifère, dans un phénocristal (B) d'olivine de Basalte Alcalin Ankaramitique (éch. AC 37/1).

-II- Calcites remplissant les vacuoles :

(4) - Calcite non ferrifère, produit de remplissage d'une vacuole dans l'Anakaramite (éch. AC 506 A).
(5) - Calcite non ferrifère, en position interstitielle dans la mésostase d'une lave intermédiaire - Hauyne - (éch. AC 649 PLI).

A VI - FORMATIONS PARTICULIERES

A VI.1) VOLCANICLASTITES

Le terme "Volcaniclastite", proposé par Fisher (1960) pour l'ensemble des roches brèchiques volcaniques est bien adapté à l'ensemble des roches composées de fragments volcaniques inclus dans un ciment de nature également volcanique et/ou sédimentaire, rencontrées dans la série étudiée.

A VI.1.1°) Classifications :

La classification, ainsi que la définition des volcaniclastites est en effet le problème le plus important. Elle est sévèrement discutée depuis longtemps par plusieurs auteurs, entre autres Wenworth et Williams (1932), Rittmann (1960), Fisher (1960, 1961), Cucuzza Silvestri (1963), Wright et Bowes (1963), Honnorez (1963), Tazieff (1972), Juteau (1975) et Schmid (1981). Nous avons choisi la classification proposée par Fisher (1060, 1961) et récemment améliorée et recommandée par Schmid (1981).

On peut nettement distinguer sur le terrain, deux catégories fondamentales (Tabl. III-35).

A) - Brèche à éléments et ciments volcaniques, formée pendant le mouvement de la lave : Elle est toujours en contact direct avec des coulées de laves, et ne montre aucune figure de granoclassement. Elle est nommée "brèche autoclastique" et comparable aux "hyaloclastiques" définies par Rittmann (1960).

B) - Brèche à éléments essentiellement volcaniques et avec peu de débris sédimentaires, projetés par l'explosion volcanique ; elle subit un transport et enfin un dépôt. Elle se présente toujours en énormes masses décamétriques, remaniées et granoclassées. Elle n'est pas en contact direct avec des coulées mais repose directement soit sur un niveau sédimentaire, soit sur une autre masse brèchique dont la limite peut être facilement distinguée grâce au granoclassement. Ce type de brèche est nommé "brèche pyroclastique, remaniée et granoclassée" et comparable également aux "hyaloclastiques d'explosion, remaniées" de Tazieff (1972).

Au point de vue pétrographique, la nature des fragments et des ciments, permet de distinguer en effet deux grands types dans la catégorie A : (Tabl. III-35).

VOLCANICLASTITES

A) BRECHES AUTOCLASTIQUES
à éléments volcaniques

B) BRECHES PYROCLASTIQUES
avec majorité d'éléments volcaniques, granoclassés

A1 - Brèches Monogéniques

A2 - Brèches Polygéniques

A2-1°)	A2-2°)	A2-3°)	A2-4°)
A fragments de laves basaltiques ankaramitiques et ciment céladonitique.	A fragments de laves basaltiques alcalines et ciment analcimitique.	A fragments de laves intermédiaires et ciment carbonaté.	A fragments doléritiques et de laves basaltiques.

Tableau III-35 - Classification des Volcaniclastites de la Série Volcanique et Sédimentaire non Ophiolitique du Massif de Pozanti-Karsanti (v. le texte).

- A1 - Brèches Monogéniques : Elles sont composées uniquement de fragments de laves basaltiques, cimentés par la même lave.

- A2 - Brèches Polygéniques : Elles sont composées à la fois de fragments de lave et de verre de nature différente, et présentent également des ciments de nature diverse.

En se basant sur la nature des fragments et des ciments, on peut y distinguer quatre variétés différentes :

. A2-1°) A fragments de laves basaltiques ankaramitiques et à ciments céladonitiques et chloritiques.

. A2-2°) A fragments de laves basaltiques alcalines s.s. et à ciments analcimitique.

. A2-3°) A fragments de laves intermédiaires et à ciment carbonaté.

. A2-4°) A fragments doléritiques et à ciment basaltique alcalin.

A VI.1.2°) Etude pétrographique

Les études de différentes catégories et types sont exposées dans les paragraphes euivants :

Type A-1) *Brèches Monogéniques :*

Elles se rencontrent souvent dans la région de Çelolugu (v. ch. A II.4) et se présentent en formations décimétriques à métriques intrusives au sein des masses brèchiques pyroclastiques de catégorie B. Elles se sont très probablement formées par l'émiettement de la bordure figée d'une lave intrusive, dû à la friction au niveau du contact avec l'encaissant. Par ce fait, se sont formés de petits fragments de lave de 2 à 10 mm de long, cimentés ensuite entre eux et dont les limites sont oxydées en fer ou silicifiées.
En fait, ce type de brèche, correspond bien à la définition de "brèche d'intrusion" de Fisher (1961).

La nature des fragments est basaltique alcalin s.s. et la texture est typiquement porphyrique et microlitique non vacuolaire (Photo R1).
Les phénocristaux et les microphénocristaux sont essentiellement représentés par du clinopyroxène titanifère, ($Ng\hat{}c = 43°$), automorphe et zoné en secteur, de taille de 0,2 à 0,6 mm et du plagioclase ($An_{50\ à\ 55}$) à bordure légèrement albitisée, automorphe, maclé et de taille de 0,2 à 0,5 mm. Ils sont souvent imbriqués, donc cristallisés simultanément.
Les microlites de plagioclase (inf. à 0,05 mm) de composition An_{45-50} sont dispersés dans une mésostase chloriteuse et très finement cristallisé. Elle est souvent parsemée de nombreux petits grains (inf. à 0,03 mm) et microlites (inf. à 0,05 mm) à bordure fourchue de minéraux opaque et par de petits cristaux de clinopyroxènes titanifères (inf. à 0,03 mm), zonés et légèrement chloritisés.

Ainsi, la lave est caractérisée par la richesse relative en clinopyroxène et en minéraux opaques et par l'absence totale de l'olivine et de l'amphibole. Elle est donc comparable aux laves basaltiques alcalines s.s. sans amphibole de la série étudiée.

Type A-2-1°) *Brèches Polygéniques, à fragments de laves basaltiques ankaramitiques et à ciments céladonitiques et chloritiques :*

Elles sont rencontrées dans la région de Nord Tirak à localité de Cevizlikopuz, (v. ch. A II.5), sous forme des niveaux décimétriques à métriques, recouvertes quasi totalement par des éboulis.

Elles sont constituées à la fois de fragments de laves aphanitiques porphyriques, de verre et de cristaux cimentés par de la céladonite et de la chlorite verte (2).

- *Fragments de laves* : Ils sont généralement de 3 à 10 mm. On y distingue deux variétés au point de vue de la texture :

. lave porphyrique à texture microlitique vacuolaire

. lave aphanitique à texture microlitique à intersertale légèrement vacuolaire.

Dans les fragments de lave porphyrique, les phénocristaux de clinopyroxène à composition d'augite calcique titanifère, (Ng^c = 40 à 44°), zoné et maclé, de taille de 0,5 mm en moyenne et les microphénocristaux de plagioclase entièrement calcitisé et chloritisé, sont dispersés dans une pâte vitreuse, de teinte brun foncé, localement dévitrifiée en chlorite verte (2). Dans cette pâte, sont dispersés les minéraux opaques et les vacuoles (0,1 à 0,7 mm) remplies de chlorite incolore (1), de céladonite et de quartz (Photo R1).

Dans les fragments de lave aphanitique, les microlites de clinopyroxène titanifère, (Ng^c = 46°), de taille inférieure à 0,2 mm et ceux de plagioclase entièrement chloritisé et albitisé forment en effet, localement de petits triangles dont les interstices sont remplis de grains prismatiques de clinopyroxène d'une taille inférieure à 0,07 mm (Photo R2).

- *Fragments de verre* : Ils font généralement de 2 à 15 mm de long et ils montrent 3 variétés :

. 1°) Verre basaltique, de teinte brun foncé localement dévitrifié à l'état chaud : des cristallites se sont alors individualisées. Elles sont à composition de clinopyroxène titanifère, (v. Tabl. III-36), avec Ng^c = 42 à 46 et se présentent à la fois en forme de cheveux d'allure souple (trichites) et en petits prismes (à point triple) (Photo R3).

. 2°) Verre de teinte jaune clair, palagonitisé, à structure perlitique avec de petites fissures de retrait, remplies d'oxyde de fer et isolant de petites balles de 0,05 à 0,2 mm de diamètre et dont la composition interne est exactement identique à celle du verre avoisinant(1) (Photo R4).

---

(1) L'étude chimique est en cours.

. 3°) Verre à structure sphérolitique souvent dévitrifié en chlorite verte (2) et en phyllite jaune verte (Photo R5).

Ces fragments de verre contiennent aussi quelques vacuoles sphériques (inférieur à 0;6 mm) isolées ou rarement coalescentes et remplies de chlorite verte (2) et de verre de teinte beaucoup plus foncée.

- *des fragments de cristaux* : les plus abondants sont ceux des clinopyroxènes titanifères ($Ng\hat{}c$ = 42° à 46°) de taille de 0,15 à 1,5 mm. Ils sont maclés, zonés et souvent regroupés et granulés. On observe aussi quelques fantômes de cristaux d'olivine pseudomorphosée en chlorite verte (2) et également des minéraux opaques de 0,2 à 0,4 mm.
Il existe également des vacuoles isolées, amiboïdes, désordonnées et fluidales. Elles sont remplies de chlorite verte (2), de phyllites jaune vert et de quartz (Photo R6).

- *le ciment* : il est constitué d'un mélange de céladonite et de chlorite verte (2).

La nature des fragments de lave, de verre et de cristaux met donc en évidence qu'il s'agit bien d'une lave intrusive à nature de basalte alcalin ankaramitique, qui peut être d'ailleurs différenciée gravitativement comme le prouve la présence simultanée de fragments de laves aphanitiques et porphyriques.

Type A2-2°) *Brèches Polygéniques à fragments de lave basaltique alcaline s.s. et à ciment analcimitique.*

Elles se présentent en un niveau de puissance métrique par exemple celle qui surmonte la coulée massive prismée de lave basaltique alcaline s.s., porphyrique rencontrée dans la région du Bezedag oriental (v. ch. A II.1.2°, Fig. III-2, C2 a).

Elles sont constituées à la fois de fragments de laves aphanitiques, de verre et de cristaux, cimentés essentiellement par de l'analcime

- *fragments de laves* : Ils font 1,5 à 7 mm de long. Il en existe 3 variétés :

. 1°) Lave microlitique vitreuse : Les microlites y sont constitués de clinopyroxène titanifère, ($Ng\hat{}c$ = 42 à 46°), pléochroïque de taille inférieure à 0,1 mm et également de plagioclase de taille inférieure à 0,3 mm, entièrement transformé en produits isotropes. Quant à la mésostase, elle est

isotrope et vitreuse, de teinte brun foncé. Elle est parsemée par de petits cristaux prismatiques de clinopyroxènes (inf. à 0,05 mm) et de minéraux opaques (Photo R7).

. 2°) Lave microlitique fluidale à verre analcimitique : Dans cette variété, les microlites de clinopyroxène (inf. à 0,07 mm), légèrement chloritisé et de plagioclase (inf. à 0,1 mm), fortement sericitisé présentent tous une orientation préférentielle,comme d'ailleurs les vacuoles isolées qui sont remplies de chlorite verte. La mésostase est cette fois-ci entièrement analcimitique.

. 3°) Lave microlitique à amphiboles : A la différence des précédents ce type de fragment contient de nombreux microlites (0,1 - 0,2 mm) et/ou phénocristaux (inf. 0,6 mm) très allongés et des grains arrondis (inf. à 0;02 mm) d'amphibole calcique titanifère brune et paléochroïque ($Ng\hat{}c$ = 5 à 8°) de nature "Kaersutitique", (v. Tabl. III-36), ainsi que des vacuoles isolées (0,2 à 0,3 mm) remplies d'analcime. La mésostase vitreuse y est fortement palagonitisée.

- *fragments de verre* : (2 à 3 mm). Le verre est parfaitement isotrope, de teinte brun foncé, il peut localement être soit palagonitisé soit dévitrifié en chlorite verte ou en phyllites vertes. Il contient aussi quelques vacuoles isolées.

- *fragments de cristaux* : Ce sont :

* le clinopyroxène titanifère (inf. à 0,6 mm) frais et zoné en secteur, ($Ng\hat{}c$ = 43 à 46°).

* l'amphibole brune, pléochroïque, (Kaersutite), de taille inférieure à 0,7 mm s'exprimant soit en phénocristaux fragmentés, soit en microlites allongés.

* l'olivine entièrement pseudomorphosée en chlorite verte, de taille inférieure à 0,6 mm.

* les minéraux opaques squelettiques et/ou arrondis de taille inférieure à 0,3 mm.

* et enfin peu de plagioclase sericitisé.

- *le ciment* : il est essentiellement composé d'un mélange d'analcime et de céladonite auquel s'ajoute peu de chlorite.

Les fragments de laves et de verre sont souvent amiboïdes et fortement corrodés par le ciment. Ils seraient donc cimentés à l'état encore chaud et consolidés en même temps que les produits du ciment (Photo R7).

Les caractères pétrographiques des fragments de lave et de cristaux indiquent nettement l'appartenance de cette brèche à la coulée massive

prismée de la lave basaltique et porphyrique. Il s'agit donc bien d'une "brèche de coulée" selon la définition de Fisher (1961).

Ainsi, l'absence quasi-totale des phénocristaux et la concentration importante des vacuoles dans ce niveau brèchique, située exactement au sommet de la coulée prismée, mettent nettement en évidence qu'il s'agit d'une même coulée de lave porphyrique, mais différenciée gravitativement avec accumulation des phénocristaux à la base et concentration des vacuoles au sommet de la coulée qui est ensuite bréchifiée.

Type A2-3°) *Brèches polygéniques à fragments de lave intermédiaire et à ciment carbonaté.*

Elles sont fréquemment rencontrées dans la localité de Cevizlikopuz de la région de Nord Tirak, (v. ch. A II.5). Elles sont composées des fragments de laves de 3 à 20 mm et de cristaux cimentés essentiellement par de la carbonate. On y distingue :

- *fragments de lave* : On rencontre à la fois des laves aphanitiques et des laves porphyriques à texture typiquement trachytique (fluidale) (Photo S1).

Dans la variété porphyrique, les phénocristaux ne sont constitués que de plagioclase à des franges perthitiques anorthosiques sur leurs bordures, (0,3 à 0,6 mm). Ils sont souvent calcitisés et/ou chloritisés. Dans les deux variétés, les microlites de plagioclase moins calcique de taille inférieure à 0,2 mm sont très allongés et orientés. Entre les microlites, de petites quantités des minéraux suivants sont observées :

* de petits cristaux de clinopyroxènes aegyriniques (inf. à 0,02 mm)
* de minuscules grains arrondis de minéraux opaques (inf. à 0,03 mm)
* de la chlorite incolore associée aux phyllites
* de l'apatite en prismes allongés et/en sections basales, hexagonales (inf. à 0,1 mm).

- *fragments de cristaux* : Les plus abondants sont des fragments de plagioclases calcitisés ou zéolitisés d'une taille de 1 à 2 mm. On observe également quelques fragments de cristaux squelettiques de minéraux opaques de 0,03 à 0,6 mm et enfin de l'apatite automorphe en prismes trapus de 0,03 à 1 mm.

- *le ciment* : il est essentiellement constitué de calcite à laquelle s'associent un peu de chlorite verte et des oxydes de fer.

La nature des fragments de lave est donc identique à celle des laves intermédiaires à faciès plus acide, (mugéarites), (v. ch. A III.2.2°).

Le type de cette brèche est comparable à "la brèche d'intrusion" définie par Fisher (1961) et la présence des fragments de lave à la fois aphanitique et porphyrique indique que la lave intrusive dont elle est dérivée, était très probablement différenciée gravitativement comme dans le type A2-1°.

Type A2-4°) *Brèches Polygéniques à fragments doléritiques et à ciment de lave basaltique alcalin.*

Elle est uniquement rencontrée sous forme d'un niveau décimétrique (BR1), intercalé entre un niveau sédimentaire (C) et une coulée massive de lave basaltique porphyrique (CB2) dans la localité de Kuruca de la région de Nord Tirak (v. vh. A II.5. et Fig. III-7 A).

- *fragments doléritiques* : Leur taille est de 2 à 12 mm. La texture est intersertale grossière (Photo S2).
Les lattes de plagioclase (inf. à 1,5 mm) à bordure albitisée sont automorphes, légèrement zonés et fortement altérés en phyllites et en chlorites.
Les clinopyroxènes à composition de salite titanifère(1), ($Ng\hat{}c = 43°$), sont transformés partiellement en amphiboles vertes aciculaires et fibreuses (actinotes) et en chlorite incolore (1). Ils sont en prismes trapus et arrondis d'une taille inférieure à 0,5 mm. Les minéraux opaques qui sont très abondants, se présentent en grandes plages, (inf. à 0,7 mm), squelettiques et poecilitiques.

- *le ciment* : qui moule ces fragments, est constitué par une lave basaltique porphyrique à texture microlitique voire intersertale, de même nature que la lave basaltique alcaline s.s. (CB2) qui surmonte ce niveau brèchique (v. Fig. III-7 A).
Le ciment basaltique est lui-même fortement bréchifié. Les phénocristaux de plagioclase calcitisé et séritisé et de clinopyroxène sont dispersés dans une mésostase analcimitique. Les microlites de plagioclase à bordure albitisée, sont fortement transformés en produits isotropes.

---

(1) L'étude chimique est en cours.

Les fragments doléritiques sont souvent enrobés par une mince frange millimétrique de verre de teinte brun foncé. Ce fait met en évidence qu'ils étaient probablement déjà consolidés au moment de la cimentation par de la lave qui est ultérieurement broyée, bréchifiée et cimentée. La présence des clinopyroxènes calciques et titanifères (Tabl. III-36), confirme ainsi le caractère alcalin de ces fragments doléritiques.

CATEGORIE B - *Brèches pyroclastiques, remaniées.*

Ces masses brèchiques pyroclastiques, remaniées et granoclassées, de puissance décamétrique sont essentiellement rencontrées dans la partie N-NW du secteur étudié : Région de Çelolugu (v. ch. A II.4) et celle de Nord Tirak (v. ch. A II.5).
Elles sont essentiellement constituées de fragments de lave et de cristaux et, plus rarement, de fragments de dolérite et de verre contenant quelques microlites de plagioclase.
Les fragments de lave sont de nature basaltique ankaramitique, aphanitique ou porphyrique et la texture est typiquement microlitique non vacuolaire (Photo S3).
Les phénocristaux de plagioclase, $An_{47 \text{ à } 52}$, de 0,2 à 0,7 mm sont automorphes et ceux de clinopyroxène titanifère ($Ng\hat{}c = 42°$) également automorphes et zonés sont dispersés dans une pâte isotrope vitreuse. La mésostase est parsemée de microlites de plagioclase, $An_{48 \text{ à } 50}$, partiellement transformés en produits isotropes, de 0,05 à 0,1 mm et par de petits grains de clinopyroxène ($Ng\hat{}c = 43$ à $47°$) d'une taille inférieure à 0,07 mm et aussi par de minuscules grains arrondis de minéraux opaques (inf. 0 à?01 mm).
Les enclaves doléritiques, de 1,5 à 7 mm de long, sont caractérisées par une structure intersertale, par la présence de lattes de plagioclases (0,1 à 0,3 mm) calcitisés et zéolitisés et par celle des grains interstitiels de clinopyroxènes (inf. à 0,02 mm) et de minéraux opaques (inf. à 0,01 mm).
Les cristaux isolés sont les suivants :

- Plagioclase ($An_{45 \text{ à } 52}$) séricitisé et maclé, de 0,3 à 0,5 mm.
- clinopyroxène titanifère ($Ng\hat{}c = 43$ à $47°$), zoné et maclé de 0,1 à 0,4 mm.
- Minéral opaque anguleux, de 0,5 mm en moyenne.

Tous les fragments sont cimentés par des cristaux isolés et par des débris sédimentaires (carbonates) et ainsi que par du quartz néoformé auquel s'associent un peu de céladonite et des oxydes de fer.

Les éléments volcaniques, qui sont orientés et étirés, montrent un granoclassement vertical positif selon lequel la quantité des minéraux isolés et des fragments de verre augmente alors que le ciment devient plutôt un mélange d'oxyde de fer, de chlorite et de phyllite jaune-vert. Simultanément la quantité et la dimension des fragments de laves et des débris sédimentaires diminuent fortement.

Ainsi, ces formations représentent très probablement les premières manifestations explosives de l'activité volcanique qui se poursuit ensuite. Elles sont d'ailleurs signalées dans plusieurs séries volcaniques alcalines, entre autres nappes d'Antalya en Turquie (Juteau 1975), nappes de Mamonia à Chypre (Lapierre 1972, Lapierre et Rocci 1976, Desmet et Lapierre 1977).

A VI.1.3°) Aperçu sur le chimisme des minéraux.

Les minéraux essentiels des fragments de laves dans les volcaniclastites, ont été très récemment analysés par la "microsonde Camebax", (étude en cours). D'après les résultats préliminaires, on peut déjà constater que :

- les clinopyroxènes dont la moyenne des analyses chimiques est donnée dans le tableau III-36, sont calciques et fortement titanifères, (augites calciques et/ou salites titanifères). On constate, en outre, que les clinopyroxènes intratelluriques sont beaucoup plus siliceux et magnésiens mais moins alumineux, ferrifères et moins titanifères que ceux de la mésostase.

- les cristallites, produits de la dévitrification du verre dans les stades deutériques, rencontrées dans le type A2-1°, ont une composition de clinopyroxène calcique et fortement titanifère. Ils sont beaucoup plus alumineux, ferrifères et titanifères mais en revanche moins siliceux et moins magnésiens que les clinopyroxènes intratelluriques.

- l'amphibole brune, rencontrée dans le type A2-2° est calcique et titanifère. Il s'agit de "Kaersutite non oxydée".

- enfin le verre hydraté - palagonitisé - a typiquement une composition de basalte alcalin (hydraté) riche en titane et en sodium (à paraître).

En conclusion, l'étude pétrographique et minéralogique, réalisée sur les volcaniclastites met en évidence que les enclaves volcaniques, (de lave, de verre et de minéraux isolés), appartiennent bien à la série volcanique alcaline non ophiolitique du massif étudié.

	(A)	(B)	(C)
SiO_2 :	48.44	44.75	38.17
Al_2O_3 :	4.48	7.36	13.22
FeO :	7.33	9.79	10.70
MnO :	0.08	0.28	0.16
MgO :	14.02	11.88	11.90
CaO :	22.62	21.98	12.58
Na_2O :	0.34	0.46	2.48
K_2O :	-	-	0.93
TiO_2 :	1.94	3.47	6.30
BaO :	0.05	0.08	0.07
TOTAL :	99.30	100.05	96.51

Tableau III-36 - Moyennes des analyses chimiques (non publiées) des :

(A) - clinopyroxènes (23),
(B) - cristallites, produits de la dévitrification deutérique du verre basaltique (3),
(C) - kaersutites (6), des fragments de laves dans les Volcaniclastites de la Série Alcaline non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti.

(Analyses obtenues par la "microsonde Camebax").

A VI.2) FILONS ET SILLS ASSOCIES

Ils sont fréquemment rencontrés dans la partie nord du secteur étudié : Région de Çelolugu (v. ch. A II.4) et de Nord Tirak (v. ch. A II.5). Ces filons à bordures figées nettes sont intrusifs soit dans les masses brèchiques pyroclastiques, soit dans les coulées massives de lave basaltique.

Dans la localité de Cevizlikopuz de la région de Nord Tirak, on observe une série composée des niveaux décimétriques intrusifs à bordures figées plus ou moins nettes, dont la relation structurale avec l'encaissant n'est pas tout à fait claire à cause de l'importante masse d'éboulis. Mais en se basant sur leur orientation, qui est subparallèle à celle des coulées massives bien conservées rencontrées dans cette localité, on peut supposer qu'il s'agit plutôt de sills que de filons.

Au point de vue pétrographique, l'ensemble des filons et sills étudiés peut être divisé en trois types, bien distincts (tabl. III-37).

- A) le premier type, intrusif dans les brèches pyroclastiques de la région de Çelolugu, (v. vh. A II.4), est de nature basaltique ankaramitique.

- B) le second, intrusif dans les brèches de la région de Nord Tirak, (localité de Cadirdogu, v. vh. A II.5), est de nature basaltique alcaline porphyrique.

- C) le troisième, intrusif dans les coulées massives de lave basaltique de la région de Nord Tirak (localité de Cevizlikopuz, v. vh. A II.5) est de nature leucobasaltique alcaline (labradoritique), également porphyrique.

Les caractères pétrographiques distinguant ces 3 types sont les suivants :

Type A - *Basalte Ankaramitique, Porphyrique* :

La texture est microlitique sans vacuoles (Photo S4). Les phénocristaux sont représentés essentiellement par de l'olivine fraîche (Fo_{90} à Fo_{94})[1], de 0,2 à 0,7 mm et de l'augite calcique légèrement titanifère[1] ($Ng\hat{}c$ = 42 à 48°), fraîche automorphe et zonée en secteur, de 0,3 à 0,8 mm de long. Le plagioclase (An_{50} à An_{55})[1] fortement transformé et calcitisé se présente en petite quantité sous forme de microphénocristaux automorphes de 0,7 à 1,0 mm et en grande quantité sous forme de microlites de taille inférieure à 0,2 mm. La mésostase est finement cristallisée et elle est constituée de minuscules grains de clinopyroxènes (moins de 0,03 mm), arrondis et zonés, de chlorite verte et enfin de minéraux opaques associés au sphène.
Les minéraux opaques sont soit en très petits grains de taille inférieure à 0,04 mm, soit en microlites squelettiques à extrémités fourchues, de taille inférieure à 0,1 mm.

Il y existe deux variétés, distinguées par les critères suivants :

1ère Variété	*2ème Variété*
. Riche en phénocristaux d'olivine (inf. à 20 %)	. Riche en phénocristaux de clinopyroxène (inf. à 25 %)
. Riche en minéraux opaques et en sphène	. Pauvre en minéraux opaques et en sphène

---

(1) d'après les analyses chimiques - non publiées - obtenues par la microsonde.

TYPES	FILONS ET SILLS ASSOCIES		
	A-BASALTE ALCALIN ANKARAMITIQUE Porphyrique	B-BASALTE ALCALIN s.s. Porphyrique	C-LEUCOBASALTE Porphyrique
TEXTURES	Microlitique fine sans vacuoles	Microlitique sans vacuoles "légèrement brèchique"	Microlitique vacuolaire
PARAGENESES	Plag+Cpx+Ol+Op Chl.vt+Phyl+Sph +Calc∓Zé+Analc.	Plag+Cpx+Op Chl.vt+Phyl∓Sph +Calc∓Zé	Plag+Cpx+Op Chl.vt+Phyl∓Sph ∓Zé∓Céld∓Ep∓Qz
OBSERVATIONS	.Développé dans la région de Celolugu	.Développé dans la région de Nord Tirak "localité de Cadirdogu"	.Développé dans la région de Nord Tirak "localité de Cevizlikopuz"
	.Intrusifs dans les brèches pyroclastiques	Intrusifs dans les brèches pyroclastiques	Intrusifs dans les coulées massives basaltiques
	. "absente"	Cristallisation simultanée de phénocristaux de plagioclases et clinopyroxènes	Cristallisation simultanée de phénocristaux de plagioclases et clinopyroxènes
	."absents"	Broyés et granulés	"absents"
	. "absente"	"absente"	Cristallisation précoce des plagioclases avant les clinopyroxènes
	.Variété (1) : plus riche en olivine à mésostase chloriteuse Variété (2) : plus riche en clinopyroxènes, à mésostase analcimitique	"absente"	"absente"

Tableau III-37 - Classification et Caractères pétrographiques des filons et sills associés à la Série Volcanique Alcaline non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti.
(Voir le texte et la liste d'abbréviation).

. Mésostase vitreuse et/ou chloriteuse	. Mésostase analcimitique
. Altération des plagioclases essentiellement en calcite et en zéolite	. Altération des plagioclases essentiellement en analcime
. Non broyée, ni granulée	. Fortement broyée et granulée.

La bordure figée de ce type des filons est très nette et elle est vitreuse, localement chloritisée dans la première variété et analcimitisée dans la seconde.

Les microfractures, d'une épaisseur de 0,1 à 0,7 mm, envahissent toute la roche. Elles sont remplies de calcite, de zéolite (2) dans la première variété et essentiellement d'analcime et d'un peu de calcite dans la deuxième.

Type B - *Basalte Alcalin s.s., Porphyrique* :

La texture est typiquement microlitique, vacuolaire et légèrement brèchique (Photo S5).
Les phénocristaux sont représentés à la fois par du clinopyroxène (salite) titanifère ($Ng\hat{}c$ = 42 à 44°), frais, zoné en secteur, de 0,2 à 0,5 mm et par du plagioclase à bordure albitisée, de 0,2 à 0,6 mm, quasi-totalement altéré en chlorite et en séricite. Ils sont souvent imbriqués. Quant aux microlites de plagioclase (inférieur à 0,03 mm), ils sont complètement transformés en produits isotropes. La mésostase est chloriteuse et fortement broyée. Elle comprend de petits grains de clinopyroxènes, dispersés (inf. à 0,02 mm) et de minuscules cristaux arrondis de minéraux opaques (inf. à 0,015 mm) associés au sphène et enfin de chlorite verte interstitielle.

La roche devient légèrement brèchique (10 %) vers la bordure qui est très finement cristallisée. La partie brèchique est essentiellement constituée par des fragments (1,5 à 3 mm) de même lave porphyrique et par des fragments (0,05 à 0,7 mm) peu abondants de verre de teinte brun foncé localement dévitrifié en phyllites jaunes.

Type C - *Leucobasalte (Labradorite) Porphyrique* :

La texture est typiquement microlitique fine et vacuolaire (Photo S6).
Ce type est distingué des précédents, essentiellement par l'appauvrissement important en clinopyroxène et par l'enrichissement considérable en plagioclase.

En effet, les plagioclases An_{48} à An_{52}, en phénocristaux sont très abondants (plus de 30 %). Ils font 1 à 2 mm de long et sont automorphes, zonés et souvent altérés en chlorite et en zéolite.
Le clinopyroxène, ($Ng\hat{}c$ = 42 à 48°), se présente en microphénocristaux, (0,5 à 1 mm), peu abondants (inf. à 7 %) et en nombreux petits cristaux interstitiels, (inférieure à 0,03 mm), arrondis (en moyenne de 10 à 15 %). Les microlites (inf. à 0,2 mm) de plagioclase, An_{45} à An_{50}, (en moyenne de 25 %), sont localement altérés en calcite et en zéolite. Il existe également de la chlorite verte associée à peu de phyllites jaune vert, des minéraux opaques en cristaux arrondis et dispersés (inf. à 0,03 mm). Les microphénocristaux de clinopyroxène sont par endroit poecilitiques, englobant les plagioclases frais de composition assez calcique (An_{55}). Ils sont également imbriqués avec les plagioclases.

Les vacuoles de diamètre inférieur à 3 mm sont plutôt concentrées près de la bordure figée des filons (2 à 3 %). Elles sont remplies soit d'un assemblage de chlorite verte et de quartz, soit de céladonite et de quartz.
Les microfractures traversent toute la roche et recoupent même les phénocristaux. Elles sont remplies des minéraux formant deux assemblages bien distincts :

- céladonite et phyllite jaune-vert
- chlorite verte (2), pistachite et quartz

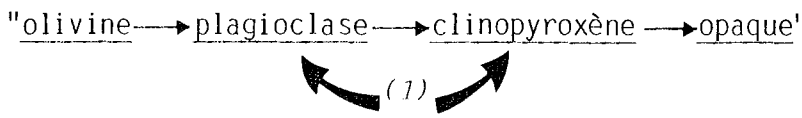
En conclusion, le premier type (A) - mélanocrate - est distingué des autres, essentiellement par la présence et l'abondance considérable des olivines fraîches intratelluriques et des clinopyroxènes également intratelluriques ; le second (B) - mésocrate -, par la présence d'une cristallisation simultanée de phénocristaux de clinopyroxène et de plagioclase intratelluriques et enfin le troisième (C) - leucocrate - par le développement de ce type de cristallisation et par la cristallisation précoce des plagioclases avant les clinopyroxènes.
L'ordre de cristallisation, étant :

"divine ⟶ clinopyroxène ⟶ plagioclase ⟶ opaque" dans les deux
(1)

---

(1) cristallisation simultanée.

premiers types est donc inversé dans le troisième et il devient :



comme constaté dans le cas des laves leucobasaltiques, labradoritiques.

D'après les caractères pétrographiques et minéralogiques des filons et sills étudiés, on constate qu'ils appartiennent bien à la série volcanique alcaline non ophiolitique du massif étudié, comme les volcaniclastites.

A VI.3) ROCHES VOLCANOSEDIMENTAIRES ET SEDIMENTAIRES ASSOCIEES

D'autres formations associées à cette série volcanique et sédimentaire du massif étudié, sont d'une part des roches volcano-sédimentaires et d'autre part des roches typiquement sédimentaires détritiques et pélagiques.

- *Roches Volcanosédimentaires* : Elles se présentent en niveaux centimétriques à décimétriques, intercalées entre les coulées (par exemple : dans la région ouest de SarmusakDag, v. ch. A II.2) ou associées à des sédiments (calcaires en radiolarites) formant des séquences rythmiques, (par exemple : dans la région du Bezedag oriental, v. ch. II.2.2°).

D'après la classification récente de Schmid (1981), ces roches, granoclassées à éléments fins (inférieurs à 0,5 mm) sont intitulées "tuffs ou tuffites volcaniques" et/ou "tuffites gréseux également volcaniques" dans le cas où les éléments sont très fins (inférieur à 50 microns).

Ils sont constitués essentiellement de débris sédimentaires (plus de 75 % en volume), tels que carbonates, radiolaires silicifiés ou non, et de petites quantités de fragments volcaniques (moins de 25 % en volume). Les débris volcaniques (0,01 à 0,3 mm) sont le plus souvent des fragments de cristaux, tels que le plagioclase, le clinopyroxène, les opaques et aussi l'amphibole plutôt sodique (arfvedsonite). Plus rarement, ce sont des débris de verre recristallisé ou fortement hématisé (moins de 1 %). Il existe également un peu de minéraux néoformés, tels que l'albite et le quartz.

---

(1) cristallisation simultanée.

- *Roches sédimentaires* : Il s'agit de calcaires détritiques, calcaires à Halobie (particulièrement rencontrés dans la région occidentale de Bezedag v. ch. A II.1.1° et v. Fig. III-1D), calcarénites, calcaires siliceux (en plaquettes) et également radiolarites rouges et vertes.

On constate, sur le terrain, à partir des séquences de laves/sédiments plus ou moins bien conservées, que les sédiments détritiques sont plutôt associés aux laves basiques peu ou pas différenciés (Basaltes alcalins ankaramitiques ou basaltes alcalins s.s.), et que les sédiments pélagiques (radiolarites) sont associés aux laves moins basiques assez différenciées (laves intermédiaires).

Au point de vue pétrographique, les calcaires associés aux formations volcaniques de la série étudiée, montrent une texture "mudstone" ou "Walkeston" selon la classification de Dunham.
Il s'agit des calcaires soit micritiques, dans lesquels la calcite est sous forme de micrites et englobe des plages assez arrondies, soit biomicritiques dans lesquelles on rencontre des foraminifères à test hyalin, seulement à aspect visible et également plusieurs bioclastes non identifiables.
Les radiolarites ayant subi fortement à la tectonique, dont les fissures sont remplies de carbonates ou de calcédoines, ont des radiolaires de l'ordre de 0,12 à 0,20 mm. Il existe en outre une forte silicification secondaire.

A VII - CONCLUSIONS

sur la série volcanique et sédimentaire non ophiolitique

Le magmatisme de la série volcanique et sédimentaire non ophiolitique de Pozanti-Karsanti, est donc essentiellement représenté par des éruptions sous forme de coulées de laves à débit massif ou en coussin, de natures diverses allant des ankaramites jusqu'aux trachytes en passant par des basaltes alcalins et des laves intermédiaires (hawaïtes - mugéarites). La série comporte aussi des intrusions sous forme de filons et sills de même nature que les laves. A ces éruptions et intrusions, s'ajoutent également les formations volcaniques brèchiques auto- ou pyroclastiques.

Ce volcanisme appartient à une souche magmatique alcaline, différenciée dans la suite sodique et sous-saturée : Basalte Alcalin → Trachyte sodique. Le magma, fortement hydraté et riche en volatiles, a donné naissance à ces roches volcaniques par la cristallisation fractionnée, sous faible pression totale, sous haute température et également sous pression partielle d'eau relativement élevée. Dans le processus de la différenciation du liquide, le fractionnement des minéraux anhydres tels que l'olivine, le clinopyroxène et le plagioclase et hydratés tels que la Kaersutite a joué un grand rôle comme le montre par ailleurs, la décroissance importante des éléments Mg, Ca, Fe, Ni et Co au cours du fractionnement.

Bien que la datation géochronologique des laves n'ait pu être réalisée, ce volcanisme est attribué au Trias supérieur en se basant sur la présence des Calcaires à Halobies, ainsi que sur la ressemblance des caractères alcalins de cette série volcanique avec ceux des autres séries triasiques de la Méditerranée Orientale telles que : - la série alcaline de Nappes de Mamonia à Chypre (Lapierre et Rocci 1969 ; Lapierre et Rocci 1970, 1976 ; Lapierre 1972, 1975 ; Lapierre et Parrot 1972 ; Desmet et Lapierre 1974, 1977) ; - celle des Nappes d(Antalya en Turquie (Juteau 1975) et enfin le premier épisode triasique - le plus ancien - de deux séries volcaniques rencontrées dans le massif du Baër - Bassit en Syrie (Parrot 1974 a, b, c).

A propos du type d'environnement géotectonique auquel appartient ce volcanisme alcalin triasique, on peut tout d'abord souligner qu'il ne s'agit sans doute pas d'un environnement orogénique (arc insulaire) comme on a déjà constaté avec le chimisme des clinopyroxènes. Ce fait est par

ailleurs confirmé par l'hypothèse récente de Bébien (1980) faite sur la distinction qualitative des séries magmatiques orogéniques, dites "isotitanées" et anorogéniques, dites "anisotitanées" ; en se basant sur la variation des teneurs en TiO_2 en fonction du rapport FeO/MgO.

Dans cette hypothèse[1], le magmatisme alcalin de cette série étudiée, correspondrait bien à celui des séries anorogéniques. En effet les teneurs en TiO_2 varient brutalement pour de faibles augmentations du rapport FeO/MgO (non figuré).

Par conséquent, l'environnement de ce volcanisme est sans doute de type "intracratonique" soit océanique, soit continental. A notre avis, il est plutôt continental comme le confirment des critères essentiels suivants :

* La présence de hautes valeurs de TiO_2 et K_2O,
* L'enrichissement anormalement élevé en éléments volatils et alcalins, (comme l'a montré Bailey (1974) dans les volcanismes de rifts continentaux).
* L'évolution des éléments chimiques des roches et des minéraux (par exemple celui du titane dans les clinopyroxènes).
* La très faible valeur du rapport K/Rb.
* La présence des masses brèchiques pyroclastiques (explosives) granoclassées de puissance importante.
* La présence des sédiments détritiques associés plutôt aux laves peu ou pas différenciées.

Par ailleurs, la présence des sédiments détritiques associés donc aux laves basiques peu différenciées et celle des sédiments pélagiques (radiolarites) associés cette fois souvent à des laves différenciées (intermédiaires) témoigneraient d'une mise en place de ces formations volcaniques dans un environnement sédimentaire d'abord terrigène puis marin (ou océanique).

Ainsi, on peut conclure que les formations volcaniques étudiées, de type alcalin et d'âge supposé triasique, sont très probablement mises en place dans un système de rift intracontinental, précédant une océanisation,

---

(1) Les termes "anisotitanés" et "isotitanés" proposés par Bébien (1980) pour la qualification des associations magmatiques, respectivement anorogéniques et orogéniques, peuvent recouvrir non seulement les formations calco-alcalines ou tholéiitiques, mais aussi alcalines, (communication personnelle).

amorcée par une expansion océanique après la déchirure continentale. Cette hypothèse serait confirmée par ailleurs, par la remarquable analogie pétrographique et géochimique, ainsi que minéralogique de ce volcanisme, avec celui de l'Afar en Ethiopie (Barberi et al. 1971, Treuil et Venet 1973 ; Barberi et al. 1975 ; Civetta et al. 1975, Bizouard et al. 1980), réputé caractéristique d'un système de rift intracontinental précédant l'océanisation.

La même observation sur l'environnement de ce type de magmatisme triasique, souvent rencontré dans la Méditerranée Orientale, (Antalya en Turquie en Mamonia à Chypre par exemple), a déjà été faite par plusieurs auteurs dont Hynes (1974), Menzies (1976), Lapierre et Rocci (1976), Rocci et al. (1979) et Rocci (1980).

Ce problème concernant donc l'environnement géotectonique du volcanisme alcalin étudié sera largement discuté dans la "Conclusion Générale" en développant davantage et en comparant cet environnement avec ceux des autres formations - ophiolitiques ou non - également rencontrées dans le massif de Pozanti-Karsanti.

III - B) - SERIE VOLCANIQUE "THOLEIITIQUE"

OPHIOLITIQUE

Une série volcanique, dissociée, constituée de coulées basaltiques à débit en coussin intercalées entre des niveaux sédimentaires pélagiques.

Un volcanisme appartenant à une souche magmatique de caractère tholéiitique, peu différenciée et de type dorsale océanique.

B I - INTRODUCTION

La série volcanique ophiolitique de Pozanti-Karsanti comprend des coulées de laves basaltiques à débit en coussin, intercalées entre des niveaux sédimentaires pélagiques (radiolarites et calcaires siliceux). Elle comprend, en outre, des formations brèchiques (hyaloclastites et brèches de coussin) ainsi que des filons ou sills de même nature que les laves.

Cette série affleure en surface assez importante dans la région orientale de Bezedag (affleurements d'Omeroglu et d'Allahma tepesi) où elle plonge vers l'est et le nord-est sous la masse harzburgitique. En revanche elle chevauche vers l'ouest et le sud-ouest la série volcanique et sédimentaire alcaline de Bezedag. Elle est donc écaillée, comme dans la région de Tahtali où elle se présente sous forme d'une seule coulée écrasée, fragmentée et coincée entre la masse harzburgitique d'Agilfenik et la formation métamorphique de Tahtali. Dans la région de Karatas, elle se présente également sous forme d'une seule coulée chevauchée par la tectonique harzburgitique de Kaltar Dag mais surmontant un système filonien dont le contact est normal. Ce système filonien surmonte les cumulats gabbroïques de Sogukoluk (voir la carte), dont le contact n'est pas net à cause de la forte végétation et des éboulis.

Le volcanisme de cette série appartient à une souche magmatique tholéiitique de type dorsale océanique.

Au point de vue géochimique et minéralogique, ces laves basaltiques tholéiitiques sont associées initialement au reste du complexe ophiolitique de Pozanti-Karsanti. En revanche elles sont complètement différentes des laves de la série volcanique et sédimentaire alcaline précédemment étudiée.

Bien que ces laves aient été séparées du reste de l'Ophiolite, sûrement en raison de la tectonique, elles appartiennent génétiquement à l'ensemble de l'Ophiolite de Pozanti-Karsanti comme le démontre l'étude pétrographique, géochimique et minéralogique exposée dans les chapitres suivants de cette partie.
D'ailleurs, Rocci (1980) a très clairement rappelé que dans beaucoup d'ophiolites, les laves sont très souvent dissociées du reste de l'Ophiolite par la tectonique lors de la mise en place.
Par conséquent, cette série sera intitulée "Série volcanique tholéiitique ophiolitique" pour la différencier de la précédente intitulée "série

volcanique et sédimentaire non ophiolitique, alcaline".

Nous avons ainsi découvert, pour la première fois, de véritables laves ophiolitiques à caractère tholéiitique et de type dorsale océanique, dans le Taurus en Méditerranée Orientale et ce bien qu'elles soient démembrées du reste de l'Ophiolite et qu'elles n'affleurent qu'en petite quantité par rapport aux autres ensembles (tectonite-cumulat) de cet assemblage ophiolitique.

Après les observations de terrain, nous essayerons de mettre en évidence d'une façon complète, les caractères pétrographiques et chimiques de ces roches et de leurs minéraux essentiels, afin de déterminer l'environnement géotectonique de cette série volcanique, ophiolitique.

B II - ETUDES DE TERRAIN

La série volcanique ophiolitique comprend essentiellement des coulées de laves basaltiques en coussin, intercalées entre des niveaux de sédiments pélagiques, (radiolarites et calcaires à silex).
Les coulées de laves à débit massif sont totalement absentes. Quelques rares coulées de pillows-lavas brèchiques sont présentes.
Ces coulées, de puissance décamétrique, sont bien conservées et ne sont pas remaniées. Elles sont en nombre limité (1 à 5) et se présentent sous forme d'écailles tectoniques soit entre la série volcanique et sédimentaire alcaline et la masse péridotitique, soit au sein de l'ensemble plutonique du cortège ophiolitique. Leur déformation est essentiellement cassante, alors que les sédiments intercalaires sont légèrement plissés.

B II.1) MORPHOLOGIE DES PILLOWS-LAVAS

Les pillows de taille décimétrique à métrique, constituant les coulées, sont fortement écrasés, aplatis et également fracturés (Photo T1). Il est parfois très difficile d'identifier leurs formes. Ils sont compacts et de couleur verte en raison de la chloritisation ainsi que l'épidotisation très importante.

Le coeur et l'écorce des pillows sont extrêmement difficiles à distinguer sur l'affleurement. Cela n'est possible que si les vésicules, qui sont souvent remplis de calcite, sont visibles à l'oeil nu ou à la loupe. Dans ce cas, ces vésicules sont concentrés dans la bordure supérieure du pillow, alors que le coeur et la bordure inférieure en sont souvent dépourvus (Fig. III-61). L'écorce est constituée d'une enveloppe millimétrique (2 à 3 mm), toujours chloriteuse, résultant sans doute de la dévitrification du verre qui formait donc au départ, la première enveloppe figée et trempée au contact de l'eau de mer froide.
La matrice des pillows, souvent absente, n'est formée, quand elle existe, que de fragments de verres entièrement dévitrifiés en chlorites et en oxyde de fer. Alors que le ciment qui colmate les vides ménagés entre les pillows est souvent présent : il est formé de chlorite, d'oxyde de fer (hématite), de calcite ou parfois de fragments de calcaires finement recristallisés. Il est donc secondaire. Il est quelquefois inexistant. Sa disparition est due à l'effet des eaux météoriques qui le dissolvent (Photo T3).

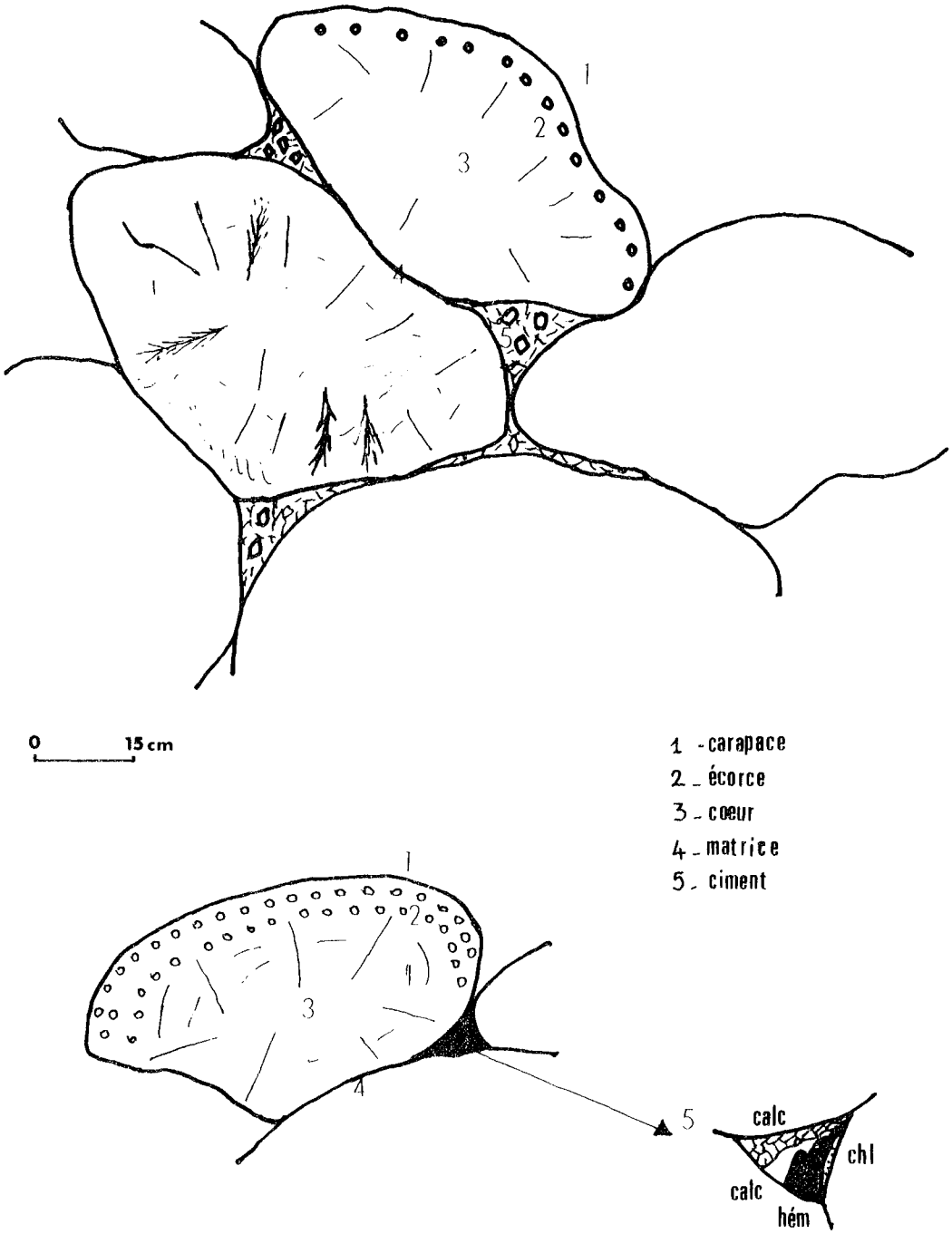


Figure III-61 - Morphologie des Pillows-Lavas Ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.

Les pillows-Lavas montrent souvent des fractures radiales, remplies essentiellement de calcite ou d'oxyde de fer. Il s'agit donc de fissures de retrait, développées sûrement pendant le refroidissement du pillow et ensuite remplies par des produits secondaires d'origine, par exemple, hydrothermale (Photos T3 et T4).
Les pillows possèdent également un pédoncule plus ou moins net qui constitue un critère de polarité, au même titre d'ailleurs que les vésicules (Fig. III-61 et Photos T1 et T3).

B II.2) DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS

Les coulées de pillows-lavas affleurent en petite quantité et toujours en écailles, dans quatre régions de la partie occidentale du massif présentement étudié.

- Région de Bezedag
- Région de Tahtali
- Région de Karatas
- Région Ouest de Çelolugu.

B II.2.1°) Région de Bezedag

Il s'agit d'une écaille de très grande taille, (1 km de longueur et 200 m d'épaisseur ?), orientée NW-SE, plongeant vers le NE sous la masse harzburgitique et chevauchant la série volcanique et sédimentaire alcaline non ophiolitique du Bezedag.

Dans cette écaille, nous avons observé deux affleurements importants : celui d'Ömeroglu, comprenant trois coulées de pillows-lavas très bien conservées et celui d'Allahma tepesi qui en comprend deux. Ces deux affleurements sont séparés par une zone de fracture, fortement broyée dans laquelle les niveaux sédimentaires sont intensément plissés et les coulées de laves fortement désorganisées (Fig. III-62).

B II.2.1°.1°°) Affleurement d'ömeroglu

Cet affleurement, le plus important, est situé entre le lac mort d'Agulugöl et vers la fontaine de Bezeolugu de part et d'autre du chemin venant de Sofulu et allant vers cette fontaine, dans la direction de Gavurgeri - Pozanti.
On y observe 3 coulées de laves très bien conservées, intercalées entre les

niveaux sédimentaires radiolaritiques, légèrement plissés (Fig. III-62 A). Les coulées de laves et les niveaux sédimentaires sont souvent recoupés par des dykes isolés, tardifs de dolérites/diabases quartziques de genèse tout à fait différente (v. ch. II.A). En se basant sur les critères de polarité, (position des pédoncules et des vésicules), on a pu mettre en évidence les orientations du plan des coulées de cet affleurement ; les coulées, subparallèles entre elles, sont orientées dans la direction "NW-SE" et plongent vers le SW, (avec un maximum de N 144 E - 46 SW) (Fig. III-63). La direction moyenne des plans de coulées est donc subparallèle à celle de l'écaille qui les contient, alors que leurs inclinaisons sont tout à fait inverses. L'écaille plonge vers le NE et les coulées vers le SW.

- *Coulée n° 1* : La première coulée, basale se situe en-dessous du chemin. Elle a une épaisseur supposée de 20 m (?). Elle comprend des pillows formés de basalte à olivine, riche en opaques ainsi qu'en vésicules, (type B[1]). Ces pillows, plus ou moins allongés et aplatis, ont une largeur de 50 à 70 cm, une hauteur de 30 à 50 cm et une longueur de 1 à 2 m. (Photo T2).
Ils sont fortement écrasés et fracturés. Leur carapace est entièrement chloriteuse et leur ciment de nature hématitique. Les fissures de retrait sont entièrement remplies à la fois de calcite et d'oxyde de fer.
Au sein de cette coulée, il existe un niveau d'une épaisseur de 5 m. dans lequel les pillows sont entièrement écrasés et dont les formes sont méconnaissables.

- *Coulée n° 2* : Cette coulée, d'une puissance de 35 à 40 m, est séparée de la précédente par un niveau radiolaritique plissé, (A), dans lequel les dykes isolés de diabase quartzique sont largement intrusifs. Elle est située juste en-dessus du même chemin dans la direction sud-sud ouest. Près de la base de cette coulée et au sein du niveau radiolaritique, affleurent de petits filons ou sills basaltiques à tendance spilitique, de puissance centimétrique à décimétrique et à bordure figée peu nette. Ces filons sont souvent intrusifs entre eux et sont génétiquement différents des dykes de diabase isolés, également intrusifs dans ce niveau. Ces filons étant de même nature que les laves, (v. vh. B III), sont sans doute génétiquement liés et les ont vraisemblablement alimentés.

---

(1) Voir le chapitre B III, de pétrographie.

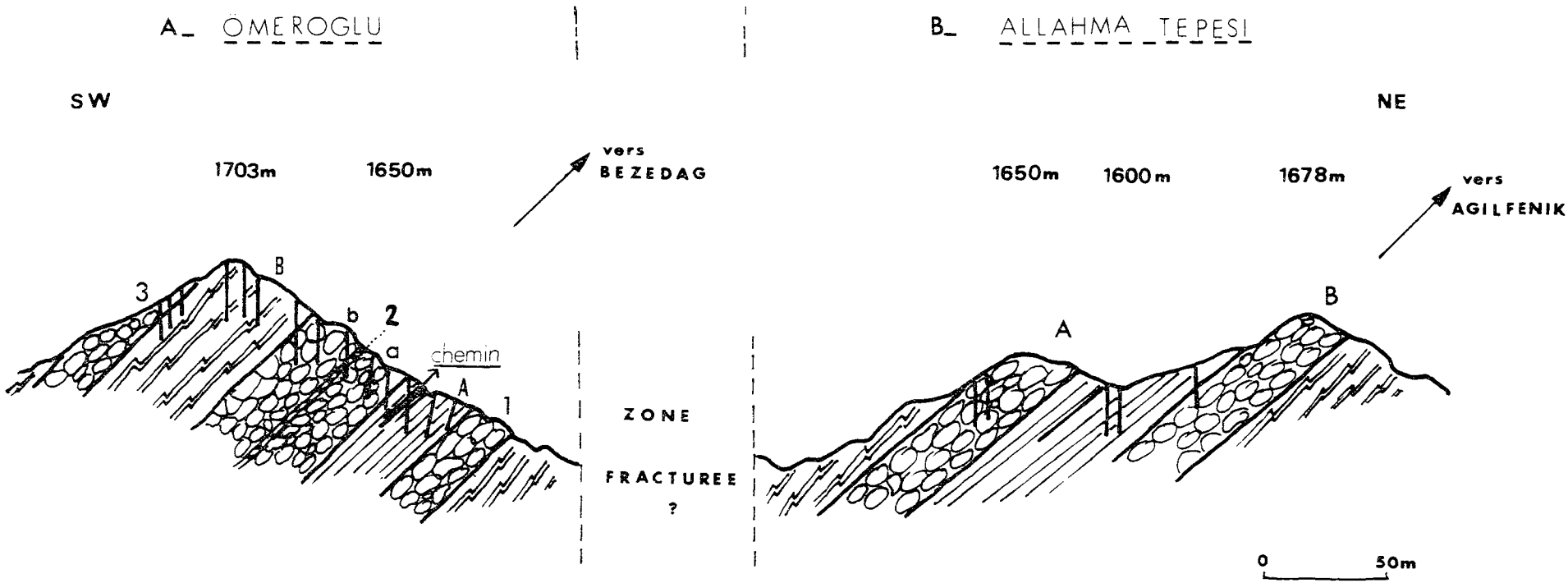
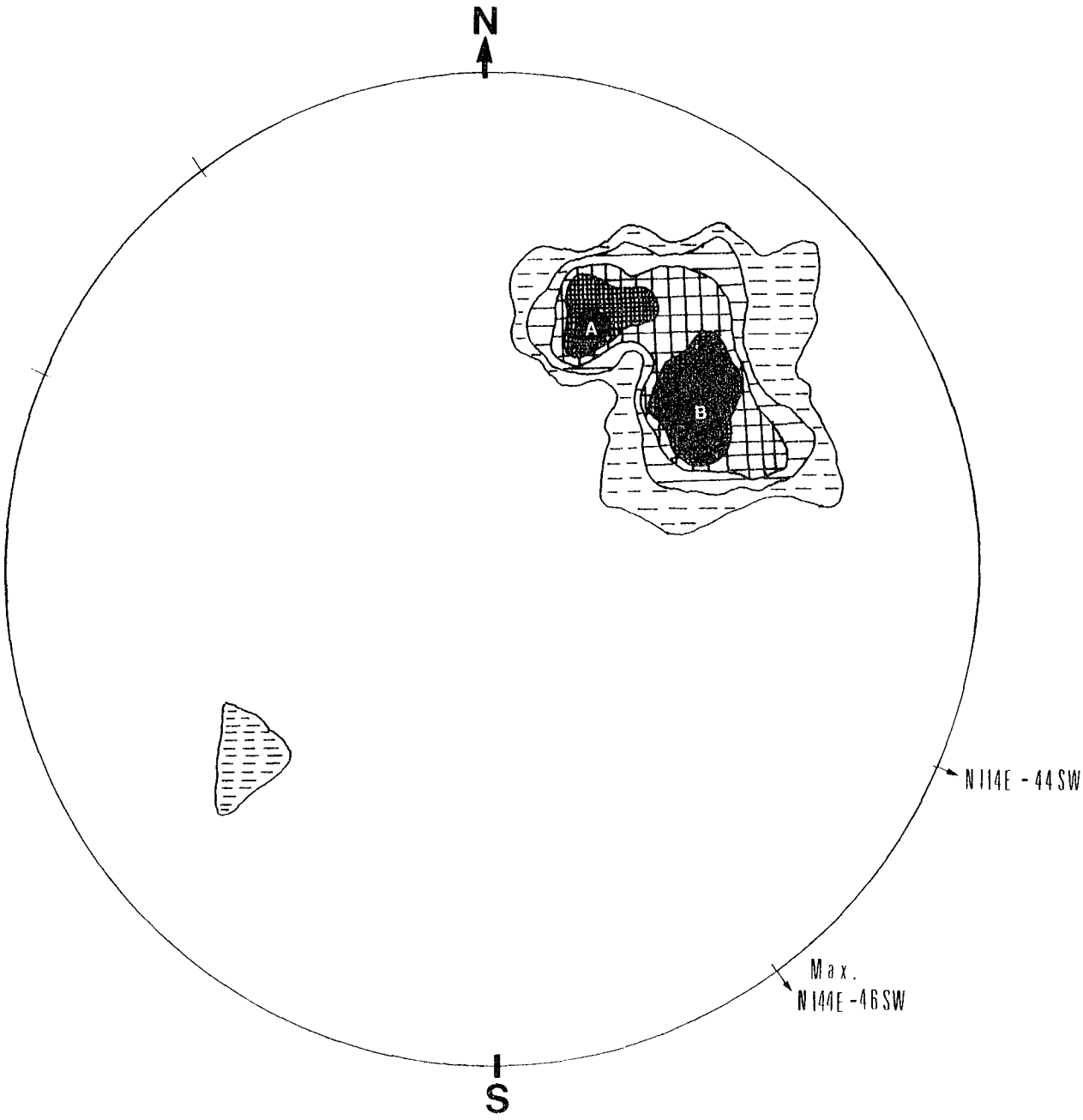


Figure III-62 - Coupe schématique montrant les coulées de pillows-lavas et des niveaux sédimentaires intercalaires dans les Affleurements d'Omeroglu (A) et d'Alla hmatepesi (B) de la région orientale de Bezedag (v. le texte).



PLANS DE COULEE THOLEITIQUE

(21 Mesures)

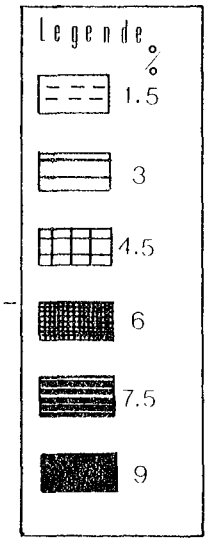


Figure III-63 -

Stéréogramme des plans de coulées de pillows-lavas de la série ophiolitique de Pozanti-Karsanti.

A) - Affleurement d'Allahma tepesi - N 114 E - 44 SW -

B) - Affleurement d'Omeroglu - N 144 E - 46 SW -

Elle comprend à sa base un niveau de 5 m, totalement écrasé qui n'est constitué que de fragments de pillows entièrement broyés. Ce niveau surmonte donc l'ensemble de ces filons basaltiques. Au dessus, la coulée est nettement divisée en deux parties par un niveau brèchique (à 1650 m) d'une épaisseur de 2 m qui comprend des fragments de laves et de verres chloritisés ainsi que de la calcite et des oxydes de fer. La partie inférieure (2 a) est constituée de pillows décimétriques (de diamètre de 40 à 70 cm) fortement écrasés et fracturés, constitués de basalte sans olivine, riche en minéraux opaques et pauvre en vésicules, (type A)(1). La partie supérieure (2 b) est constituée de pillows décimétriques à métriques, (80 cm à 2 m de largeur et 50 cm à 70 cm de hauteur), fortement aplatis et écrasés en basalte à olivine pauvre en opaques mais en revanche très riche en vésicules, (type B)(1).

Vers l'ouest, le niveau brèchique disparaît et la coulée devient moins épaisse (8 à 10 m). La plupart des pillows, étant complètement écrasés, deviennent alors méconnaissables. Les vésicules remplies de calcite sont souvent à peine visibles (taille d'environ 1 mm) dans l'écorce supérieure des pillows constituant la partie sommitale de la coulée. La carapace des pillows est toujours chloriteuse ; le ciment est de nature hématitique et/ou chloriteuse.

Il est intéressant de noter que certains pillows de cette coulée englobent des fragments de radiolarites qui sont fortement recristallisés et hématitisés. La composition du pillow, autour de ces fragments, est fortement modifiée (silification, l'oxydation, ... etc).

- *Coulée n° 3* : Cette coulée, de puissance estimée de 15 à 20 m surmonte un niveau sédimentaire (radiolarites et calcaires à silex), plissé épais de 30 m (Fig. III-62 A), par l'intermédiaire d'un niveau brèchique métrique qui comprend des fragments de laves et des radiolarites fortement recristallisés (Photo T5).
Les pillows, (70 cm à 1 m), également écrasés et fracturés, à carapace toujours chloriteuse sont de nature basalte à olivine, riche en vésicule, (type B)
La coulée et le niveau sédimentaire sont -comme les précédentes - toujours recoupés par des dykes isolés, tardifs, de diabases quartziques.

---

(1) Voir le chapitre B III, de la pétrographie.

Au-delà de la coulée n° 3, sur le flanc occidental de la colline d'Omeroglu, cette série disparaît sous les éboulis, en chevauchant la série volcanique et sédimentaire alcaline. Leur contact anormal est peu observable en raison de la présence importante d'éboulis de laves et de sédiments qui le cachent.

B II.2.1°.2°°) Affleurement d'Allahma tepesi

Cet affleurement est situé au nord-est du précédent, dans la partie extrême orientale de la région de Bezedag, dans la direction du ruisseau de Deliktaç de la région de Tahtali. Il est la prolongation du précédent mais en est séparé par une zone de fracture. Il comporte deux coulées très bien conservées qui plongent sûrement sous les coulées de l'affleurement précédant (Fig. III-62 B). Ces coulées plongent également comme les précédentes vers le SW (44°) mais leur direction est légèrement différente de N 144 E à N 114 E sans doute en raison de la faille (?) qui sépare ces deux affleurements (Fig. III-63 A).

- *Coulée A* : Cette coulée, de puissance estimée de 20 à 25 m comprend des pillows décimétriques (en moyenne 50 cm) fortement écrasés, bréchiques à la base, non bréchiques et typiquement basaltiques à Olivine (type B) au sommet.
Au sein de cette coulée (à 1650 m), il existe un niveau de lave à débit massif de 50 cm d'épaisseur. Ce niveau est subparallèle à la direction moyenne de la coulée, par conséquent il s'agit d'un sill intrusif dans cette coulée. Les pillows à vacuoles de calcite ont toujours une carapace chloriteuse et un ciment constitué d'hématite, de chlorite ou de calcite.

- *Coulée B* : Cette coulée, (à 1678 m), d'épaisseur supposée de 30 m plonge sous la coulée précédente par l'intermédiaire d'un niveau sédimentaire légèrement plissé épais de 30 à 40 m, dans lequel est intrusif un sill basaltique métrique dont la bordure figée d'épaisseur millimétrique est fortement chloritisée (Fig. III-62 B). Cette coulée, qui comprend également un niveau bréchique de 50 cm à 70 cm, est constituée de pillows-lavas fortement applatis et écrasés de diamètre de 60 cm à 3 m et constitués également de basalte à Olivine.

Les deux coulées A, B et les sédiments sont recoupés, toujours comme les précédents, par des dykes isolés, tardifs, de diabases quartziques.

B II.2.2°) Région de Tahtali

On y observe une écaille comprenant un fragment d'une coulée de pillows décimétriques (25 à 70 cm) fortement écrasés (Fig. III-64). Cette écaille de coulée basaltique est située près du ruisseau de Deliktaç, juste à l'est du chemin venant de Gicak et en allant vers le Bezedag à 1280 m.

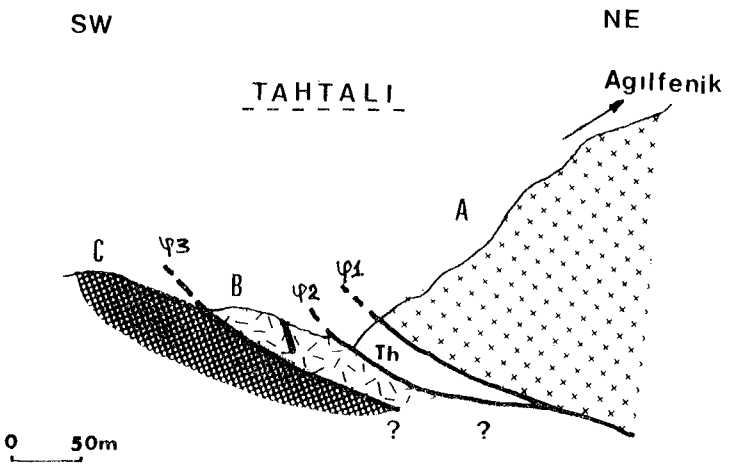


Figure III-64 - Coupe schématique montrant les relations structurales entre la coulée de pillows-lavas écaillée de Tahtali et des formations suivantes :

A) - Tectoniques harzburgitiques de Agilfenik (φ1),
B) - Ecaille métamorphique (φ2),
C) - Série volcanique et sédimentaire alcaline non ophiolitique de la région de Bezedag (φ3).
(v. le texte).

Elle plonge vers le NE sous la masse harzburgitique d'Agilfenik et chevauche vers le SW, la série volcanique et sédimentaire alcaline par l'intermédiaire d'une écaille métamorphique (Fig. III-64).
Elle a une longueur d'une centaine de mètres et une épaisseur supposée de 20 à 25 m (?). Les pillows-lavas, entièrement écrasés ont une composition basaltique à olivine ; leur carapace verte est toujours chloriteuse.

B II.2.3°) Région de Karatas

Une coulée de lave à débit également en coussin et de puissance estimée de 30 m (?), affleure dans cette région à 1550 m, au nord est du chemin venant directement de Sogukoluk et allant vers Ziyaret Dag

(Fig. III-65). Ce chemin traverse une formation de cumulats gabbroïques recouverte en grande partie par une végétation forestière depuis le bassin flyscho-molassique de Sogukoluk jusqu'à ce point d'affleurement.
La coulée forme une grande falaise qui est nettement visible du village de Sogukoluk et du bassin flyschomolassique situé au sud-sud est de la nappe ophiolitique.

Cette coulée comprend des pillows de diamètre allant de 70 cm à 1,5 m, de nature basaltique sans olivine et à tendance légèrement spilitique. Ils sont fortement écrasés et fracturés.

La coulée est chevauchée à l'W - NW par la masse harzburgitique de KaltarDag. Alors qu'à sa base, on observe un système filonien de direction N 20 à 30° E subverticale. Les filons de ce système sont décimétriques et sécants entre eux (Fig. III-65).

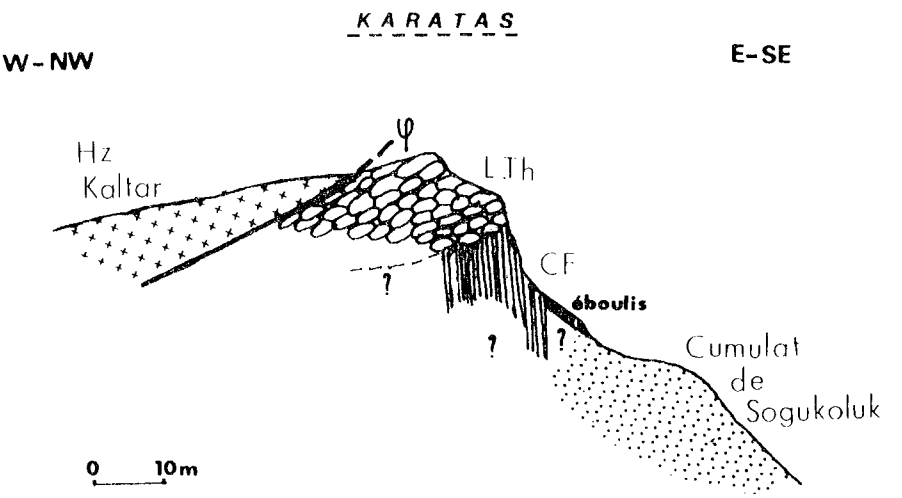


Figure III-65 – Coupe schématique montrant les relations structurales de la coulée des pillows-lavas ophiolitiques et de complexe filonien (CF) de la Région de Karatas entre les tectonites harzburgitiques (Hz) de Kaltar Dag et les cumulats gabbroïques de Sogukoluk. (v. le texte).

Ces filons sont de nature basaltique à tendance spilitique, exactement de même composition que des laves qui les surmontent et que les filons rencontrés à la base de la coulée n° 2 de l'affleurement d'Ömeroglu (v. ch. B II. 2.1°.1°°). Leur bordure figée (2 à 3 mm) est plus ou moins nette, elle est fortement chloritisée, englobant de petits microlites d'albite également chloritisée.

Le passage des filons aux pillows est concordant. La limite inférieure de ce système de filons est malheureusement masquée par une forte végétation, mais juste quelques dizaines de mètres plus bas,on entre directement dans les cumulats gabbroïques, (ferrogabbros) de Sogukoluk.

Le contact entre ce système de filons et le cumulat gabbroïque est-il normal ou anormal ? Nous ne pouvons pas répondre à cette question en l'état actuel des études. Il sera peut être possible d'y répondre après une observation particulièrement précise de cet endroit.

A notre avis, il est fort probable que ce contact soit normal et que l'on passe en concordance de ces ferrogabbros constituant le terme le plus différencié des cumulats rencontrés dans cette partie occidentale du massif, vers le système filonien puis aux laves.

Ce système de filons constituerait donc un complexe filonien qui serait par conséquent nourricier des laves comme le confirme d'autre part le passage concordant de ces filons aux laves.

B II.2.4°) Région ouest de Çelolugu

Il s'agit d'un fragment d'une coulée, qui comprend uniquement des pillows brèchiques, écrasés et fracturés. Cet affleurement constitue une écaille entre la série volcanique et sédimentaire alcaline de Kuzukiran et la masse harzburgitique de Çeldugu (v. Fig. III-6 (I), Photo M2). Cette écaille, d'une épaisseur supposée de 20 à 25 m, plonge vers l'est et le sud-est sous la masse des tectonites.

B III - ETUDE PETROGRAPHIQUE

Afin de connaître les caractères pétrographiques des roches de la série volcanique ophiolitique présentement étudiée, un échantillonnage provenant des bordures inférieure et supérieure et du coeur des pillows-lavas de différentes coulées, a été systématiquement fait sur le terrain. Ces échantillons ont été par suite étudiés au microscope optique.

Ces investigations montrent que la nature pétrographique des pillows-lavas, ainsi que celle des filons ou sills associés, est assez homogène. Il s'agit de basaltes très légèrement porphyriques avec ou sans olivine. La nature des filons ou sills est également basaltique, mais à tendance spilitique(1)

B III.1) DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES LAVES

Les laves en coussin de cette série volcanique sont de nature basaltique et légèrement porphyriques. La série ne comporte ni termes basiques non différenciés ni termes acides différenciés.

Les pillows-lavas ont une carapace millimétrique entièrement chloritisée. Il s'agit d'une chlorite verte d'allongement négatif et de teinte de polarisation bleu-foncé. Elle provient sans doute de la dévitrification du verre constituant initialement la carapace de ces pillows-lavas.

La plupart des vacuoles, sont concentrées dans les écorces supérieures, elles sont moins fréquentes dans le coeur des pillows-lavas, alors que les écorces inférieures en sont totalement dépourvues. Ces vacuoles, toujours sphériques et isolées, de taille inférieure au millimètre sont essentiellement remplies de minéraux secondaires d'origine hydrothermale tels que chlorite, épidote, calcite, quartz ou phyllites jaunes.

Les phénocristaux, (moins de 10 %), sont souvent concentrés au coeur ou vers la partie basale, (écorce inférieure), des pillows-lavas.

---

(1) Le terme spilitique est utilisé ici pour désigner des roches dans lesquelles tous les feldspaths ont une composition d'albite quasiment pure et sont par ailleurs fortement chloritisés. La présence de rares reliques de plagioclases calciques non albitisés, indiquerait le caractère secondaire de cette spilitisation qui n'affecte que les filons ou sills associés.

La concentration des phénocristaux au coeur et celle des vacuoles généralement dans l'écorce supérieure montreraient que la lave, étant donc aphanitique, est différenciée gravitativement. Par ailleurs, la concentration des vacuoles dans l'écorce supérieure et l'absence quasi-totale dans le coeur des pillows-lavas témoigneraient que la lave, étant pauvre en vésicules gazeux, est différenciée "radialement".

La petite taille (inf. à 1 mm) et la faible quantité (inf. à 7 %) des vacuoles présentes dans les pillows-lavas étudiés, ont été également observées dans la plupart des basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques (Moore 1965, 1970 ; Moore et Schilling 1973 ; Bryan et Moore 1977 ; Juteau et al. 1980).

La texture est d'une part microlitique dendritique ("plumose texture" de Bryan 1972) et d'autre part typiquement sphérolitique (Photo U2 et U5).
Les bordures des pillows montrent une texture caractéristique d'un refroidissement extrêmement rapide (microlitique dendritique ou sphérolitique par exemple), alors que le coeur montre une texture relativement plus grenue caractérisant donc un refroidissement relativement plus lent (microlitique fine ou intersertale par exemple).
La taille des cristaux augmente progressivement de la bordure vers l'intérieur des pillows-lavas.

Une telle disposition et des textures témoignent d'une cristallisation extrêmement rapide du liquide au contact de l'eau de mer et est caractéristique des basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques (Bryan 1972, Lofgren 1974, Baragar et al. 1977, Natland 1979).

La paragenèse primaire magmatique est assez constante. Elle comprend l'olivine, le clinopyroxène, le plagioclase, les opaques et accessoirement les spinelles.
Contrairement aux autres minéraux, l'Olivine n'est pas toujours présente. Elle se présente toujours en phéno- microphénocristaux entièrement pseudomorphosés, alors que le clinopyroxène et le plagioclase sont à la fois sous forme de phéno- microphénocristaux intratelluriques et sous forme de microlites constituant la mésostase.

La paragenèse secondaire comprend essentiellement des minéraux d'origine hydrothermale, tels que chlorite, phyllites jaunes, quartz, hématite et épidote.

Dans l'ensemble des laves, nous avons mis en évidence l'existence de 2 types de basaltes :

. *Type A* : Basalte microlitique à dentritique, légèrement porphyrique, sans olivine, riche en opaques et pauvre en vacuoles.

. *Type B* : Basalte sphérolitique, légèrement porphyrique, à olivine, pauvre en opaques et riche en vacuoles.

Les caractères essentiels distinguant ces deux types ont été résumés dans le tableau III-38.

Nous décrivons les caractères pétrographiques de ces deux types de basaltes rencontrés, à partir d'une étude microscopique faite sur de nombreux échantillons provenant des écorces et du coeur des pillows-lavas de différentes coulées de cette série.

B III.1.1°) Type A : Basalte microlitique, dendritique sans Olivine.

Ce type de basalte est assez rare. Il est uniquement renconté à la base, (2 a), de la coulée n° 2 de l'affleurement d'Omeroglu dans la région orientale du Bezedag (ch. B II.2.1°.1°°). Il s'agit d'un basalte sans olivine, pauvre en phéno- microphénocristaux (inf. à 4 %) et en vacuoles (inf. à 2 %), mais en revanche riche en minéraux opaques, (sup. à 15 %).

Dans les bordures, la texture est microlitique dendritique localement de type "plumose texture" (Bryan 1972) (Photo U1), alors qu'elle est typiquement microlitique fine à intersertale dans le coeur des mégapillows-lavas (Photos U3 et U4).
Si les pillows sont petits (décimétriques par exemple), la texture microlitique dendritique s'étend également au coeur des pillows.

. *Paragenèse Primaire :* Plag + Cpx + Op

. *Paragenèse Secondaire :* Sph + Chl. vt + Ep ∓ Calc ∓ Qz ∓ Hém ∓ Phyl. jaune ∓ Ab.

Les seuls phénocristaux, souvent concentrés dans le coeur des pillows-lavas sont le clinopyroxène et le plagioclase.

Les phénocristaux de plagioclase, (0,4 à 1 mm), sont automorphes et légèrement allongés. Ils sont toujours isolés et corrodés par la mésostase dans les bordures, alors qu'ils sont souvent accolés entre eux dans le coeur des pillows. Ils sont entièrement transformés soit en chlorite, calcite et

		TYPE : A	TYPE : B
	Nature	- Basalte peu porphyrique sans olivine, riche en minéraux opaques et pauvre en vacuoles.	- Basalte peu porphyrique à olivine, pauvre en minéraux opaques et riche en vacuoles.
TEXTURE	*Bordure*	- Microlitique dendritique à "plumose texture".	- Sphérolitique.
	Coeur	- Microlitique fine à intersertale.	- Microlitique dendritique voire sphérolitique.
PARAGENESE	*Primaire*	Plag+Cpx+Op	Plag+Cpx+Op+Ol±Spinelles
	Secondaire	Sph+Chl.vt±Ep±Calc +Phyl+Qz+Hem+Ab.	Sph+Chl.vt+Ep±Calc +Phyl+Qz+Hem.
CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES		- Riche en opaques. - Pauvre en vacuoles. - Absence d'Olivine. - Absence de picotite. - Relativement pauvre en phéno-microphénocristaux. - Phéno-microphénocristaux de Cpx et de Plag isolés. - Refroidissement du liquide relativement plus lent que celui du type B.	- Pauvre en opaques. - Riche en vacuoles. - Présence d'Olivine. - Présence de picotite. - Relativement riche en phéno-microphénocristaux. - Phéno-microphénocristaux de Cpx et de Plag accolés et/ou imbriqués. - Refroidissement du liquide relativement plus rapide que celui du type A.
PHENO et MICROPHENOCRISTAUX	*Plag*	- Isolés, allongés et corrodés. - Altération en Ab, Chl, Ep, Calc, Qz et sericite.	- Isolés, allongés et squelettiques, souvent imbriqués avec les Cpx. - Altération en Ab, Chl, Ep, Calc, Qz et Phyllites jaunes.
	Cpx	- Automorphe, frais, isolé et corrodé.	- Automorphe, frais, isolé ou accolé ou bien imbriqué avec le Plag.
	Ol	- Absente	- Automorphe, isolée et souvent corrodée. - Formes : ."polyhedrale" ."hopper" olivine de Danaldson (1976). - Pseudomorphose quasi-totale en Chl. vt et Qz.

		TYPE : A	TYPE : B
MESOSTASE	*Microlites de Plag.*	- Divergents et squelettiques et dendritiques à extrémité fourchue. - "Plumose texture"	- Divergents, dendritiques à extrémité fourchue. - "Plumose texture" et sphérolitiques.
	Microlites et/ou grains de Cpx.	- Interstitiels ou en intercroissance avec les Plag.	- Divergents et en croissance sous forme de "peigne" perpendiculairement aux Plag.
	Sphérolites	- Absentes	- Présentes (0,2 à 0,6 mm) - Bordures des pillows : .sphériques et fermés jointifs .formés à partir d'un microlite ou d'un microphénocristaux .constitués de fibres radiales du verre. - Coeur des pillows : .non sphériques, ouverts formés de fibres grossières de Plag. et Cpx ainsi que de verre.
	Divers	- Présence du verre interstitiel. - Absence de picotite.	- Présence du verre sphérolitique ou interstitiel. - Présence de picotite.
	Vacuoles	- Remplissage individuel -Chl.vt, Ep, Qz, Calc.	- Remplissage : .individuel : -Chl.vt, Ep .séquentiel -Calc+Qz -Chl.vt+Ep+Qz .simultané -Ep-Qz -Ep-Calc
	Affleurements	- Base de la coulée n° 2 d'Omeroglu (2 a) de la Région de Bezedag	- Coulées n° 1-3 et le sommet de la coulée n° 2 (2 a) d'Omeroglu ; celles n° A-B d'Allahma tepesi et les coulées écaillées de Tahtali et de Karatas.

Tableau III-38 - Résumé des caractéristiques essentiels distinguant les deux types (A et B) des pillows-lavas ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.

quartz, soit en épidote et séricite. La basicité des plagioclases les moins altérés se situe entre An_{40} et An_{45}.

Les phéno- microphénocristaux de clinopyroxènes (0,6 à 1,5 mm), plus abondants que ceux de plagioclase, sont en prismes trapus, isolés ou accolés et corrodés souvent par la mésostase, avec Ng^c = 35 à 45°.

La mésostase est constituée en grande quantité de microlites, de plagioclases, de microlites et/ou grains de clinopyroxènes et de minéraux opaques associés au sphène. Le verre est presque totalement absent. Il est entièrement dévitrifié en chlorite verte. Les microlites de plagioclases et de clinopyroxènes résultent du refroidissement rapide.

Dans les bordures : Les microlites de plagioclases sont de petites tailles (inf. à 0,05 mm) et présentent de nombreuses formes de croissance squelettiques, telles que :

- des queues d'hirondelles ou *"swallow tails"* de Bryan (1972 b).
- des boucles de ceintures ou *"belt-buckle"* de Bryan (1972 b) (Photo V1).
- l'aspect branchu des extrémités non réunies et liées entre elles par un pont (Photo V2).

Ils sont localement dendritiques (Larsen et al. 1938, Lofgren 1974) et montrent avec les clinopyroxènes, une intercroissance radiale, définie comme *"plumose texture"* (Bryan 1972 b) (Fig. III-66, Photo V2).

A cette association de plagioclases-clinopyroxènes, sont souvent liés les minéraux opaques et le sphène. La morphologie des cristaux de plagioclases et de clinopyroxènes, ainsi que leur intercroissance témoignent donc d'un refroidissement très rapide du liquide dans les écorces des pillows.

Une telle disposition morphologique des cristaux de plagioclases et de clinopyroxènes est caractéristique des basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques (Muir et Tilley 1961, Best et Bothner 1971, Bryan 1972 a, b, Lofgren 1974).

Dans le coeur : Les microlites de plagioclases, (inf. à 0,15 mm), squelettiques à extrémités fourchues ont cristallisé antérieurement aux clinopyroxènes qui s'expriment en minuscules grains (inf. à 0,02 mm) interstitiels. Les microlites de plagioclases sont entièrement transformés en séricite, chlorite verte et albite.

On constate :

- une cristallisation très rapide et simultanée de plagioclases et de clinopyroxènes dans les écorces des pillows, donnant une texture dendritique ou "plumose texture".

- une cristallisation de plagioclases, en microlites, antérieurement à celle de clinopyroxènes, en grains interstitiels, dans la partie centrale des pillows-lavas de grande taille.

- enfin une cristallisation tardive des minéraux opaques.

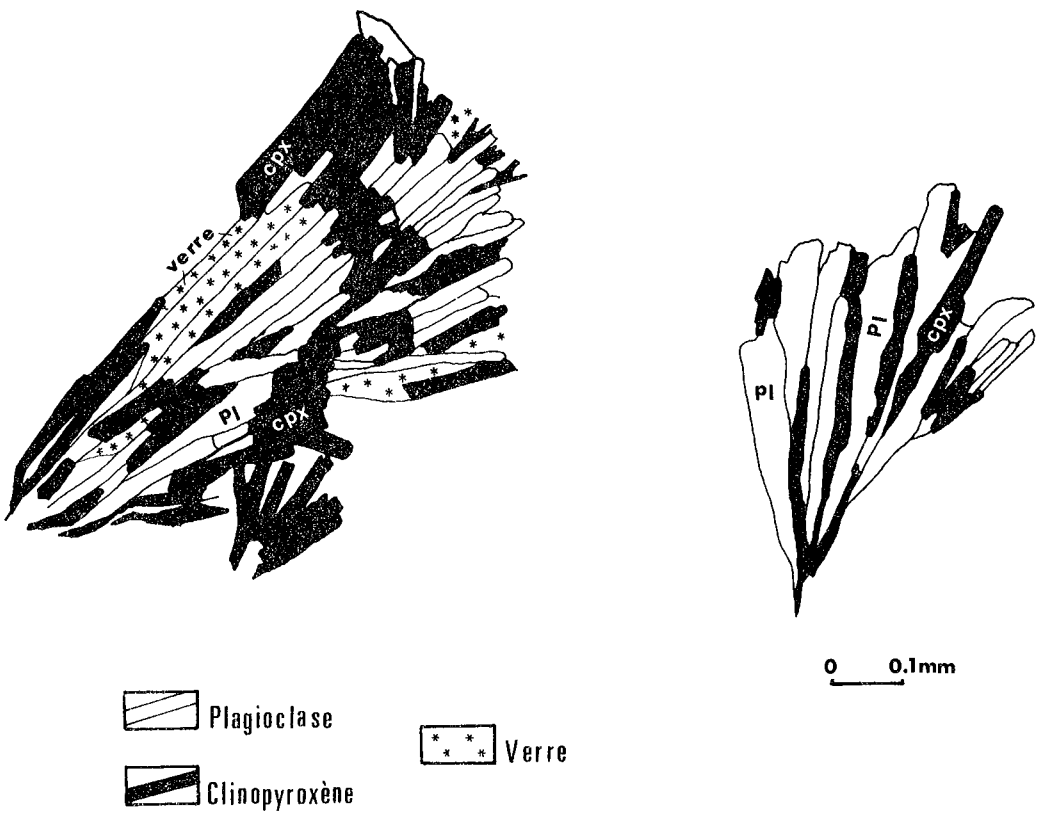


Figure III-66 - Intercroissance radiale de plagioclases et de clinopyroxènes, définie comme "plumose texture" (Bryan 1972 b), dans les pillows-lavas basaltiques de type A de la série volcanique ophiolitique de Pozanti-Karsanti.

B III.1.2°) Type B : Basalte sphérolitique à Olivine

Ce type de basalte est très répandu dans la série étudiée. Il est rencontré dans les coulées de pillows-lavas de l'affleurement d'Omeroglu, dans celles d'Allahma tepesi dans la région orientale de Bezedag. La coulée fragmentée de l'écaille de Tahtali est également constituée des pillows-lavas de ce type.

Il s'agit d'un basalte à olivine, légèrement porphyrique. Il est relativement plus riche en vacuoles et plus pauvre en minéraux opaques que le précédent.
Les phéno- microphénocristaux de clinopyroxènes et de plagioclases sont souvent imbriqués témoignant donc d'une cristallisation simultanée au point eutectique dans le système Ol - Plag - Cpx (Osborn et Tait 1952).

La texture est typiquement sphérolitique dans les bordures, (photo U5), alors qu'elle est microlitique dendritique voire sphérolitique dans le coeur des pillows-lavas de taille supérieure à 1 m. Si les pillows sont de petites tailles (décimétriques par exemple), la texture sphérolitique est dominante dans la partie centrale des pillows.

. *Paragenèse Primaire* : Plag + Cpx + Op + Ol ∓ Spinelle (Picotite)

. *Paragenèse Secondaire* : Sph + Chl. vt + Ep ∓ Calc ∓ Qz + Phyll. jaune ∓ Ab.

Les phéno- microphénocristaux, (10 à 12 %), qui sont concentrés essentiellement vers le coeur des pillows, sont l'olivine, le plagioclase et le clinopyroxène.
Les phénocristaux de plagioclases ont 0,4 à 0,8 mm de long et sont entièrement transformés en épidote, calcite, chlorite verte, phyllites jaunes et quartz.

Ils sont localement imbriqués avec les clinopyroxènes. Les phéno- microphénocristaux de clinopyroxènes, (0,3 à 0,9 mm), sont en prismes trapus automorphes, souvent corrodés par la mésostase. Ils ont une composition d'endiopside et d'augite, (v. ch. B V.1), avec Ng^c = 35 à 48°

L'olivine, (inf. à 7 %), s'exprime uniquement en phéno- microphénocristaux (0,3 à 1,5 mm) intratelluriques. Elle est presque totalement pseudomorphosée en silice et en chlorite verte d'allongement négatif de teinte de polarisation bleu foncé. Les craquelures sont souvent remplies d'iddingsite.

La pseudomorphose de l'Olivine par des produits de ce type, (chlorite et quartz), est très souvent rencontrée dans les olivines des basaltes des dorsales océaniques (Aumaître et Buffet 1974, Gelimas et al. 1974, Mevel 1975, Humphris et Thompson 1978). Elle a également été décrite dans les basaltes ophiolitiques de Corse (Ohnenstetter et Ohnenstetter 1975).

L'olivine englobe quelques minéraux opaques auxquels sont associés les grains de sphène ; elle contient en outre de petits grains de spinelles (picotites).

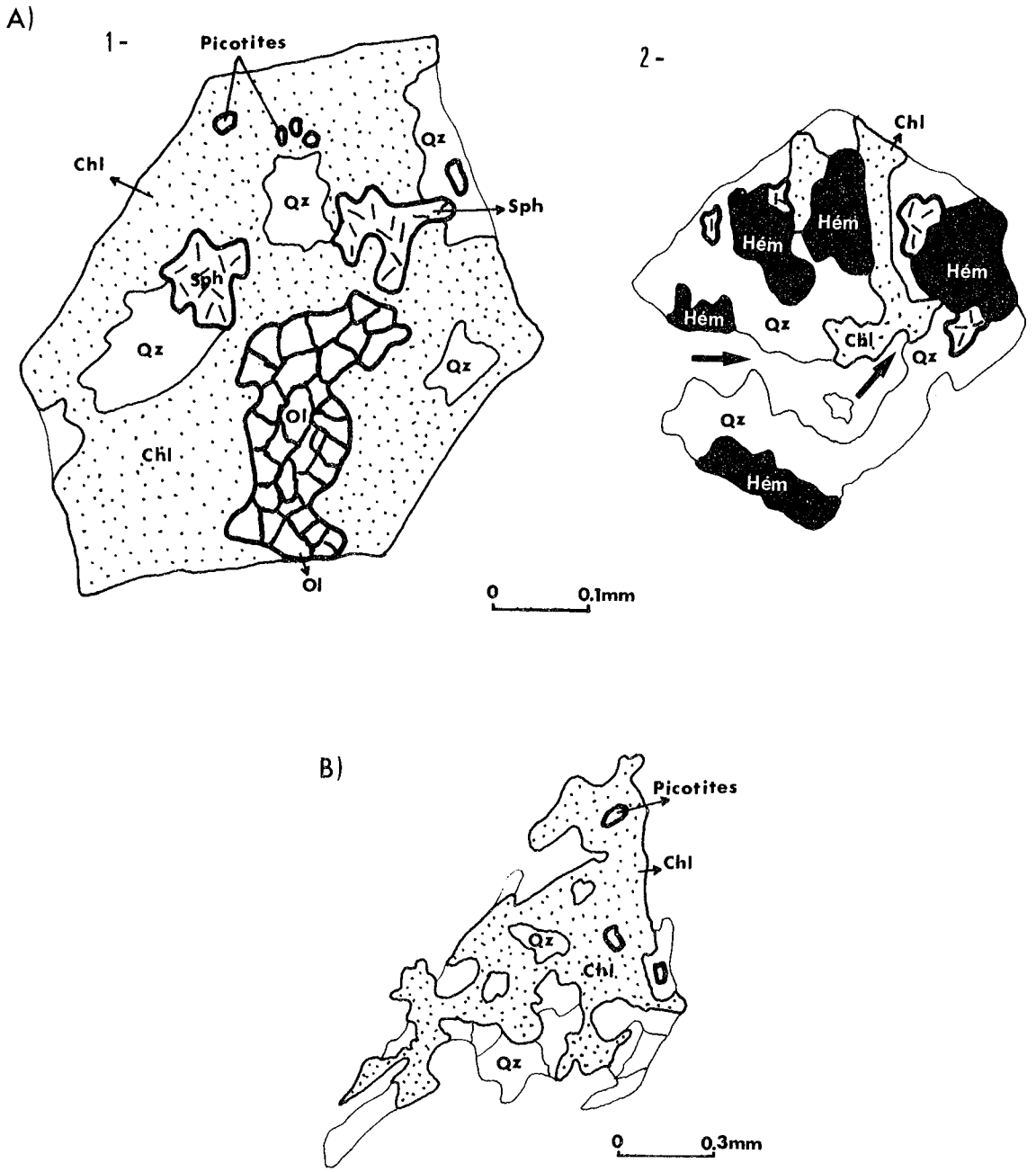


Figure III-67 - Morphologie des Olivines intratelluriques pseudomorphosées en Chl. vt et Qz, englobant les opaques, le sphène et les grains de picotites, dans les pillows-lavas basaltiques à olivine (type B) de Pozanti-Karsanti.

A) - Olivine "polyhedral" de Donaldson (1976) non corrodée (1) et corrodée (2) par la mésostase.

B) - Olivine "hopper" ou "porphyrique" de Donaldson (1976, 1974).

(éch. AC 476 F, coulée 2b d'Omeroglu de la région de Bezedag).

Les cristaux d'olivine, qui sont généralement isolés, montrent deux formes différentes :

1) - D'une part, des cristaux automorphes et généralement équants et tabulaires (*"polyhedral olivine"* de Donaldson 1976) (Fig. III-67 A1). Ils sont très souvent corrodés par la mésostase (Fig. III-67 A2).

2) - D'autre part, des cristaux subéquants, squelettiques mais conservant plus ou moins leurs formes extérieures prismatiques. Ce sont les *"hopper"* olivines de Donaldson (1976) ou *"Olivines porphyriques"* selon la définition de Donaldson (1974) (Fig. III-67 B).

Les olivines de 1er type, ("polyhedral"), sont souvent concentrées dans la partie centrale des pillows alors que celles du 2ème type, ("porphyritique"), sont situées dans les bordures.

Ce changement de la forme des olivines est systématiquement dû au degré de refroidissement du magma (Donaldson 1974, 1975 a, 1976). Avec l'augmentation du taux de refroidissement $\Delta T°$ [(1)], la morphologie des olivines changerait de "polyhedral" olivine à "hopper" olivine, voire olivines dendritiques ou en chaîne (Donaldson 1974, 1975 a, 1976, Lofgren 1974, Kirkpatrick 1975).
Donaldson (1976) a montré expérimentalement qu'il faudrait une augmentation de ΔT de 20° C pour passer des olivines "polyhedrales" aux "hopper" olivines. Ces formes d'olivines rencontrées dans les laves basaltiques étudiées sont très souvent observées dans les basaltes tholéiitiques océaniques (Donaldson 1974, 1975 a, 1976 ; Lofgren 1974 ; Donhermes et Schilling 1976 ; Natland 1979).

Le fond est typiquement sphérolitique dans les écorces des pillows, alors qu'il devient souvent microlitique dendritique en allant vers le centre des pillows.

Dans les écorces : Les sphérolites (0,2 à 0,6 mm) sont très bien développés et individualisés. Ils sont constitués d'un ensemble de fibres cristallines à disposition fibroradiée (Photo U5). Ces fibres sont toutes allongées suivant le même axe cristallographique[(2)], et forment un agrégat polycristallin

---

(1) $\Delta T°$ = différence entre le température de liquidus ($T°_L$) et celle de cristallisation ($T°_C$).

$$\Delta T° = T°_L - T°_C \quad \textit{selon Lofgren (1974)}$$

(2) Constatation effectuée par étude de fibres de clinopyroxènes à la platine universelle.

répondant aux critères de définition de Keith et Padden (1963). Ils sont généralement sphériques à fibres très fines et jointifs (absence totale de matériaux étrangers entre les fibres et les sphérolites).
Ils deviennent parfois allongés, ce qui pourrait être dû au fait qu'ils ont été génés pendant leur croissance par la présence de sphérolites voisins. Leurs contours, très nets, sont alignés soit par une frange chloritique finement cristallisée, soit par un liseré de minéraux opaques et de sphène. Ils peuvent se développer à partir d'un microlite ou d'un microphénocristal de plagioclase (Photo V3).

Les fibres radiées constituant les sphérolites sont souvent accompagnées d'oxyde de fer et/ou du sphène qui donnent aux sphérolites un aspect brun et sale. Ces minéraux secondaires proviennent très probablement de la transformation de plagioclases et de clinopyroxènes. Ces sphérolites ne sont constitués que de verre basaltique généralement frais ou localement chloritisé (v. ch. B V.2).

Dans le coeur : Les sphérolites sont cette fois ouverts, non sphérique et formés de fibres grossières à composition de plagioclase ou de clinopyroxène et qui rayonnent autour d'un centre (Photo U9).
Ils sont donc incomplets et peuvent avoir des formes soit "côniques" ou *"fan"* de Lofgren (1974) soit en "noeud de papillon" ou *"bow-tie"* de Lofgren (1974).
Vers le centre des pillows où les sphérolites ne sont pas nettement individualisés, les microlites de plagioclases et de clinopyroxènes montrent une intercroissance. On y observe également que les clinopyroxènes squelettiques sont disposés en "peigne" plus ou moins perpendiculairement aux plagioclases. De la bordure vers le centre des pillows, on passe donc d'une texture typiquement sphérolitique vitreuse à une texture dendritique voire à une "plumose texture". Ceci indiquerait que dans le même sens, le refroidissement extrêmement rapide au départ, devient relativement plus lent au niveau de la cristallisation de la partie centrale des pillows de taille assez grande.

Les spinelles, (inf. à 2 %), sont localement présents soit dans les écorces, soit dans le centre des pillows où sont concentrées les olivines. Ils s'expriment soit sous forme d'inclusions dans les olivines de type 1 "polyhedrales" (Fig. III-67 A1), soit sous forme de cristaux isolés automorphes (Photo U7). Ils ont une composition proche des picotites.

Une telle disposition des spinelles qui représentent donc la première phase de cristallisation, est très fréquemment observée dans la plupart des basaltes tholéiitiques à olivine des rides médio-océaniques (Muir et Tilley 1961,

Ayuso et al. 1976, Bryan et al. 1976, Hekinian et al. 1976, Bryan et Moore 1977, Jakobsson et al. 1978, Dungan et al. 1979).

B III.1.3°) Vacuoles et microfractures

- *Vacuoles* :

Les vacuoles sont généralement peu abondantes (moins de 7 %) dans les deux types de basaltes rencontrés. Pourtant les basaltes à a olivine (type B) sont relativement plus riches (inf. à 7 %, sup. à 2 %) en vacuoles que les basaltes sans olivine (type A), (inf. à 2 %). Elles sont toujours sphériques, isolées et de petite taille (moins de 1 mm). La plupart sont concentrées dans l'écorce supérieure des pillows, alors qu'elles sont quasiment absentes dans la partie centrale et totalement dans l'écorce inférieure des pillows-lavas.

Dans les basaltes sans olivine, type A, elles sont uniquement remplies par un produit monominéral : il s'agit alors de chlorite verte, d'épidote ou de quartz.

Le remplissage des vacuoles est beaucoup plus complexe dans le cas des basaltes à olivine, type B. On y observe nettement 3 types de remplissage :

- remplissage monominéral : soit de la chlorite verte, soit de l'épidote.
- remplissage séquentiel : les différents produits remplissent concentriquement les vacuoles, de la bordure vers le centre suivant l'ordre de cristallisation selon Scheidegger et Stakes (1977) et forment au moins deux assemblages très nets qui sont les suivants :
  . Chl. vt ⟶ Ep ⟶ Qz
  . Calc ⟶ Qz
- remplissage par des minéraux cristallisés simultanément : les produits de remplissage sont imbriqués, ce qui témoigne donc d'une cristallisation simultanée. Il s'agit alors seulement d'épidote et de calcite.

- *Microfractures* :

Les pillows-lavas étudiés sont fortement fracturés. La microfracturation est beaucoup plus importante dans les pillows de type B que dans ceux de type A. On constate, au moins, deux phases de microfissuration :

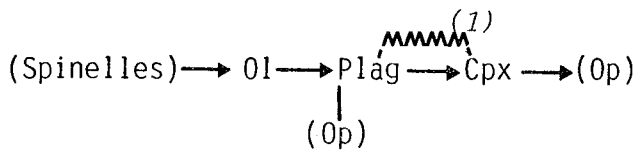
- la première phase correspond à la fracturation radiale des pillows remplie essentiellement d'épidote (pistachite et clinozoïsite),

de chlorite verte, de calcite et accessoirement de quartz. Ces microfractures d'une épaisseur de 0,5 à 1 mm sont également celles qui ont alimenté les vacuoles (Photos V6 et V7).

- la seconde est très peu développée, elle correspond à la microfracturation tardive, postérieure à la première. Les microfissures d'une épaisseur de 0,01 à 0,1 mm, qui recoupent celles de la première phase et également les vacuoles, ne sont remplies que de quartz ou d'oxyde de fer. Elles sont abondamment présentes dans les écorces des pillows alors que la partie centrale en est totalement dépourvue (Photo V6).

B III.1.4°) Cristallisation et refroidissement du liquide

L'étude microscopique des laves présentement étudiées nous permet de constater que l'ordre de cristallisation des minéraux est le suivant :



Les phéno- microphénocristaux cristallisent les premiers dans une chambre magmatique avant et/ou pendant l'éruption. Après l'épanchement, le liquide a cristallisé d'un façon extrêmement rapide pour donner la mésostase. Dans le cas des pillows de type A où l'olivine est totalement absente, les phéno- microphénocristaux de plagioclases et de clinopyroxènes ont cristallisé dans la chambre magmatique à des températures d'équilibre ($\Delta T = T_L - T_C = 0$).

Ce type de basalte sans olivine dans lequel les phénocristaux de plagioclases sont abondants, est issu de la cristallisation du liquide provenant de la partie supérieure de la chambre magmatique, qui a été enrichi en plagioclases intratelluriques qui y sont concentrés du fait de leur densité relativement faible (Dimitriev 1979, Fujii et al. 1979).
Par contre le type B de basalte à olivine dans lequel les phénocristaux de plagioclases sont peu abondants, est probablement issu de la cristallisation du liquide provenant de la partie relativement inférieure de la chambre magmatique, qui a été enrichie cette fois en olivine s'accumulant par gravité vers sa partie inférieure. Les phéno- microphénocristaux de clinopyroxènes et de plagioclases souvent rencontrés dans ce type B, ont cristallisé simul-

---

(1) Cristallisation simultanée.

tanément à des températures eutectiques du système Plag - Cpx - Ol, car l'extraction des olivines cristallisées aux températures d'équilibre diminuerait la température du liquidus vers la température eutectique Pl - Cpx (Fisk et al. 1980).

Shido et al. (1971), Hekinian et AUMENTO (1973), Bougault et Hekinian (1974), Shido et al (1974) ont suggéré que les phénocristaux représentent les premières phases cristallisées. Mais la faible viscosité et haute densité du liquide, ainsi que la gravité impliqueraient que les olivines et les pyroxènes s'accumulent rapidement dans le fond de la chambre magmatique alors que les plagioclases flottent dans le liquide, dans les parties supérieures de la chambre.
Par conséquent, les phénocristaux seuls, ne permettent pas en général de déterminer avec précision l'ordre de cristallisation des premières phases cristallisées et leur répartition, régie par ces facteurs (gravité et viscosité), ne permet pas de connaître la composition globale du liquide initial (Shibata 1976, Fujii et al. 1979). Seuls les matériaux formant la mésostase peuvent donner une précision sur l'ordre et le type de cristallisation.

Dans les deux types (A et B) de pillows basaltiques, on constate essentiellement :

- un refroidissement très rapide du liquide contenant des cristaux intratelluriques, après l'épanchement au contact de l'eau de mer.
- une cristallisation relativement plus lente dans le coeur que dans les écorces des pillows-lavas de grande taille (métriques par exemple).

On observe également dans la partie centrale des mégapillows-lavas de type A, une cristallisation des plagioclases sous forme de microlites légèrement squelettiques, avant la cristallisation de clinopyroxènes sous forme de cristaux interstitiels. Dans les écorces des pillows de ce type A et dans le coeur des pillows de type B, on observe cette fois une cristallisation simultanée et relativement plus rapide des plagioclases et des clinopyroxènes, donnant une texture dendritique voire "plumose texture" de Bryan.

Les écorces des pillows-lavas de type B montrent - comme déjà cité - une texture sphérolitique dont la formation est issue d'un refroidissement extrêmement rapide du liquide. Lofgren (1974) a montré expérimentalement qu'une augmentation du taux de refroidissement d'environ de $\Delta T = 400° C$

est nécessaire afin que se forment les sphérolites de composition vitreuse. Par ailleurs Keith et Padden (1963) et Lofgren (1974) ont montré que la croissance sphérolitique se produit lorsque le rapport

$$\frac{\text{"taux de diffusion des atomes dissous dans le liquide"}}{\text{"taux de croissance du cristal"}}$$

est significativement beaucoup plus petit que 1.
Ils ont ajouté que si ce rapport approchait de 1, la morphologie des cristaux serait plutôt celle de formes stables des cristaux proches des conditions d'équilibre.

Lofgren (1974) a, en outre montré expérimentalement que la morphologie des plagioclases, dans le système Ab - AN, est en relation avec la variation du taux de refroidissement du liquide (Fig. III-68).

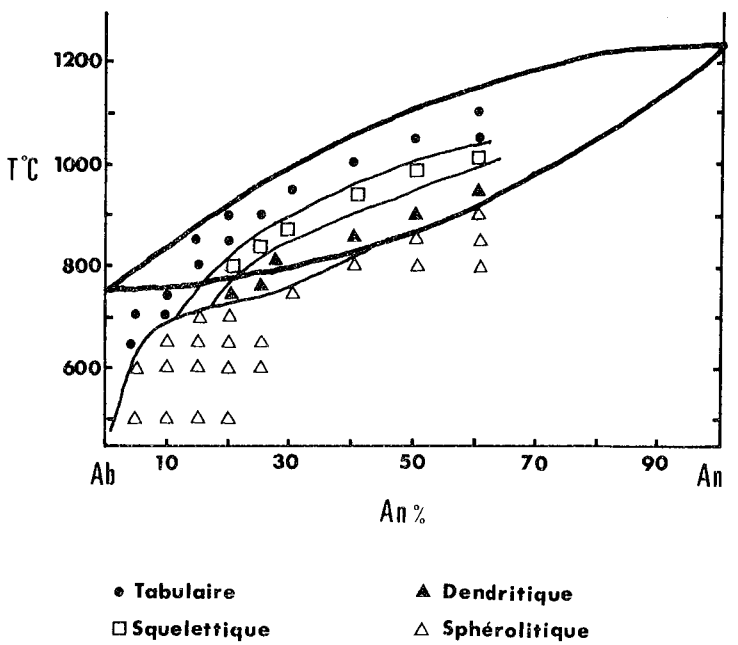


Figure III-68 - Relation entre la morphologie des plagioclases et la température, ainsi que leur composition, montrée dans le diagramme de phase Ab - An, par Lofgren (1974, p. 250).
(Les limites entre les différents types morphologiques sont approximatives).

La morphologie des plagioclases, comme celle d'ailleurs des clinopyroxènes, change donc d'une forme tabulaire à une forme aciculaire puis

dendritique voire sphérolitique avec l'augmentation du taux de refroidissement ($\Delta T = T_L - T_C$) (Fig. III-68).

Lofgren (1974) a montré également que la composition des plagioclases devient plus acide au fur et à mesure qu'augmente le taux de refroidissement.

Ainsi, on en déduit qu'il faudrait :

1) - ΔT = 100 à 150° C — *pour la cristallisation des plagioclases aciculaires squelettiques rencontrés dans le coeur des pillows de type A.*

2) - ΔT = 150 à 200° C — *pour celle des plagioclases dendritiques rencontrés dans les bordures des pillows de type A.*

3) - $\Delta T > 250°$ C — *pour celle des plagioclases sphérolitiques rencontrés dans les pillows de type B dont la composition est inférieure à* An_{30}.

Les sphérolites de composition vitreuse plagioclasiques sont donc des formes cristallisées formées à des valeurs extrêmement élevées de ΔT (entre 250 et 400° C), donc toujours à des températures subsolidus.

REMARQUE :

Le cas des cristaux tabulaires de plagioclases, souvent rencontrés dans les pillows de type B, qui sont constitués à leurs extrêmités d'une zone aigüe peu épaisse avec des fibres cristallines allongées, formant par suite des sphérolites, (Fig. III-69, Photo **V4**), serait expliqué par une variation brutale du taux de refroidissement, par exemple, ΔT en passant d'une valeur inférieure à 100° C à une valeur supérieure à 250° C voire 300° C.

Il est donc nécessaire, pour passer du cristal tabulaire (A) aux fibres sphérolitiques (B), que se produise une augmentation brutale du taux de refroidissement, de l'ordre de trois fois plus.

En conclusion,

- les phéno- microphénocristaux d'olivine "polyhedrale" et ceux de plagioclase et clinopyroxène, automorphes, tabulaires ont cristallisé à des températures d'équilibre, ($\Delta T = 0°$ C), dans un système anhydre Pl - Ol - Cpx dans la chambre magmatique.

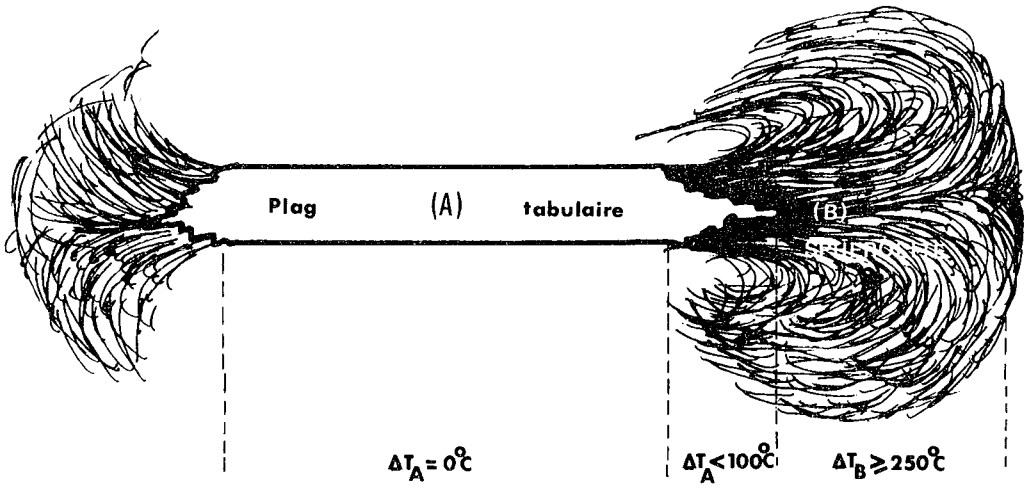


Figure III-69 - Schéma montrant la formation des fibres radiales (B) constituant le sphérolite à partir d'un cristal tabulaire de plagioclase (A) par l'intermédiaire d'une zone aigüe peu épaisse, due à une variation brutale du taux de refroidissement ($\Delta T = T_L - T_C$). V. le texte.

- les phéno- microphénocristaux de clinopyroxènes et plagioclase, imbriqués ont cristallisé à des températures eutectiques toujours dans le même système et dans la même chambre.

- les olivines porphyritiques "hopper" ont sans doute cristallisé juste avant ou au moment de l'épanchement à $\Delta T = 20°$ C.

- après l'épanchement, le liquide a cristallisé au contact de l'eau de mer d'une façon extrêmement rapide (ΔT entre 300° et 400° C selon Lofgren 1974) en donnant tout d'abord une carapace vitreuse et des sphérolites également vitreux constituant donc les écorces externes des pillows de type B où quelques olivines "hopper" ont été piégées comme certains plagioclases ou clinopyroxènes intratelluriques. Par suite le liquide piégé à l'intérieur des pillows a cristallisé donc à ΔT relativement plus faible (entre 150 et 200° C) en donnant des cristaux de plagioclases et de clinopyroxènes dendritiques voire sphérolitiques et à ΔT encore plus faible (inf. à 100° C) en donnant cette fois d'abord des microlites squelettiques des plagioclases et de minuscules grains intersticiels de clinopyroxènes, constituant la partie tout à fait centrale de mégapillows lavas où le verre est quasi totalement absent.

- le refroidissement du liquide donnant naissance aux pillows lavas basaltiques de type B, (à olivine), est donc relativement plus rapide que celui du liquide donnant naissance aux pillows-lavas basaltiques de type A, (sans olivine).

B III.1.5°) Variation des caractères pétrographiques des pillows-lavas entre les différentes coulées.

. *Coulées de l'Affleurement d'Ömeroglu : (Fig. III-62 A)*

Les coulées n° 1 et 3, ainsi que le sommet de la coulée n° 2, (2b) sont constituées des pillows-lavas basaltiques sphérolitiques à olivine, (type B), alors que la base de la coulée n° 2, (2a) est constituée des pillows-lavas basaltiques microlitiques sans olivines, (type A).

La composition pétrographique des pillows de la coulée n° 1, (celle qui est plus basale), est assez homogène. Les pillows deviennent riches en plagioclases et pauvres en olivine en montant vers le sommet de cette coulée où la présence de reliques de plagioclases (An_{50} à An_{55}) et celle de reliques d'olivines (Fo_{85} à Fo_{90} ?) est assez importante.

La partie inférieure de la coulée n° 2, (2a) est donc constituée des pillows de type A qui sont très riches en phénocristaux de plagioclases entièrement transformés en phyllites jaunes et épidotes.

Les pillows de la partie supérieure de la coulée n° 2, (2b), étant donc de type B, sont moins riches en plagioclases mais en revanche plus riches en clinopyroxènes et en olivines que les pillows de la coulée n° 1. Vers le sommet, ils s'enrichissent brutalement en plagioclases qui sont fortement épidotitisés. Cette épidotisation est quasiment absente dans le cas des pillows de la coulée n° 1. Alors que les pillows de la coulée n° 3 sont aussi riches en plagioclases et aussi pauvres en olivines que ceux de la coulée, n° 1, basale.

La succession des laves riches en plagioclases, pauvres ou sans olivines et pauvres en plagioclases mais riches en olivines et clinopyroxènes, observée donc dans cet affleurement peut être due à des éruptions répétitives à partir de différents niveaux de la chambre magmatique comme l'ont observé Dimitriev (1979) et Fujii et al. (1979) dans le cas des laves basaltiques médio-océaniques, et/ou bien à la conséquence de la flottation dans la chambre magmatique (Rice et al. 1980).

. *Coulées de l'Affleurement d'Allahma tepesi : (Fig. III-62 B)*

Les pillows des deux coulées, (A et B), rencontrés dans cette zone sont exactement de même nature : Basalte sphérolitique à Olivine (type B). Ils sont légèrement plus porphyriques et plus riches en plagioclases et en

clinopyroxènes que ceux des coulées de l'affleurement d'Omeroglu.

. *Coulées fragmentées de la région de Tahtali et de Karatas* :
Fig. III-64 et III-65.

Elles sont également constituées de pillows de type B. Ils sont identiques à ceux d'Allahma tepesi, c'est à dire plus porphyriques et plus riches en plagioclases et en clinopyroxènes et plus pauvres en olivines que ceux d'Omeroglu.

Les phénocristaux de plagioclases (An_{50} - An_{55}) des pillows de la coulée de Tahtali sont très faiblement altérés, contrairement à ceux des pillows de la coulée de Karataç qui sont entièrement albitisés (sans relique) et fortement chloritisés donnant à la roche une tendance spilitique.

En fait, au point de vue pétrographique, on constate peu de variation au sein des pillows de même type A ou B. Les pillows rencontrés dans ces affleurements sont donc pétrographiquement assez homogènes et tous sont de nature basaltique légèrement porphyrique et peu différenciée.

B III.2) DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES BRECHES VOLCANIQUES

Les formations brèchiques se présentent sous deux formes :

- 1) Niveaux centimétriques à décimétriques situés à la base ou au sein des coulées de pillows-lavas, *(hyaloclastites)*, rencontrés dans les affleurements d'Omeroglu et d'Allahma tepesi.
- 2) Coulées de pillows brèchiques, *(brèches de coussin)*, rencontrées essentiellement dans la région ouest de Çelolugu (Photo V8).

. Le premier type de brèches, peu répandu, comparable aux *hyaloclastites* de Rittmann (1960) comprend essentiellement des fragments de verre cimentés par de la chlorite ou rarement par des débris de radiolarites. Ces fragments de verre souvent sphérolitiques et rarement dévitrifiés en phyllites jaunes ou en chlorites, proviennent sans doute de la croûte vitreuse des coussins effritée soit par frottement des pillows les uns sur les autres, soit par gonflement des pillows.

. Le deuxième type, très répandu, comparable aux *brèches de coussin* de Vuagnat (1946, 1966), comprend des coussins bréchifiés restant encore des entités bien définies avec leurs formes intactes.
Le premier stade de bréchification consiste en une fracturation du coussin

après la formation de sa carapace ; cette fracturation est sans doute due à la contraction accompagnant le refroidissement. Les phénomènes de dislocation sont souvent restés confinés à l'intérieur de la carapace vitreuse des pillows. Ces dislocations et la fracturation, souvent radiales, peuvent cependant s'étendre jusqu'au centre des pillows.

Les fragments de verre (peu abondants), de 2 à 5 mm), sont souvent sphérolitiques à phénocristaux intratelluriques de clinopyroxènes et de plagioclases. Les fragments de laves centimétriques sont tous de type B (basalte à olivine) comme dans la plupart des coulées de pillows-lavas (Photo V8).

Dans la majorité des fragments de lave, les olivines s'expriment toujours en phénocristaux (0,4 à 0,8 mm), elles sont quasiment fraîches (Fo_{87} à Fo_{92}) et sont du type "polyhedral" de Donaldson (1976), souvent corrodées et fracturées, à craquelures remplies de chlorite verte.

Les phéno- microphénocristaux (0,4 à 1 mm) de clinopyroxènes ($Ng\hat{c}$ = 38° à 46°) sont également frais et sont accolés entre eux ou imbriqués avec ceux de plagioclases (0,3 à 1 mm) qui sont entièrement séricitisés (Photo V8).

La mésostase est souvent vitreuse sphérolitique. Elle devient microlitique voire intersertale au fur et à mesure que l'on approche du centre des pillows brèchifiés. Certains fragments, voisins de la carapace des pillows, sont fortement chloritisés et contiennent abondamment des phyllites jaunes ou vert-jaunâtre.

Tous ces fragments de verre ou de lave sont recoupés par des microfractures transversales tardives d'une épaisseur inférieure à 20 microns, remplies essentiellement de chlorite, de calcite et accidentellement de zéolite.

On observe en outre des pillows entièrement disloqués, y compris leurs carapaces vitreuses chloritisées. Toutefois les pillows sont encore nets et l'on retrouve des fragments périphériques dont une des faces est nettement vacuolaire.

La formation de ces brèches de coussin, est donc due à la fracturation des coussins contemporaine de l'épanchement et du refroidissement. Cette fracturation doit son origine soit à des contractions très importantes qui résultent du refroidissement rapide, soit à un dégagement violent de gaz qui se produit et qui contribue ainsi au caractère explosif de la fracturation (Vuagnat 1966, Sigvaldason 1968).

Un tel type de brèche, dû à la fragmentation des pillows-lavas au moment de l'épanchement et du refroidissement est également souvent observé dans les basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques, tels que, par

exemple, ceux de la ride médio-atlantique à 22° N (bordée 46), (Scientific Party Deep Sea Drilling Project 1976).

B III.3) DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES FILONS OU SILLS ASSOCIES

Les filons et/ou sills, de puissance centimétrique à décimétrique, à bordure figée plus ou moins nette, sont associés aux coulées de pillows-lavas basaltiques tholéiitiques de la série volcanique présentement étudiée. On les rencontre souvent à la base et plus rarement au sein des coulées de pillows-lavas.

Dans la région de Karataç, (v. ch. B II.2.3°), ces filons forment un véritable système filonien à la base de la coulée de pillows-lavas écrasés. Le passage est nettement concordant, alors que la limite inférieure de ce système avec les cumulats gabbroïques, (ferrogabbros), est masquée par la végétation forestière. Ce système de filon constituerait, à notre avis, un complexe filonien qui serait par conséquent nourricier des laves comme le confirme le passage concordant de ces filons aux laves sus-jacentes.

Ces filons ou sills associés sont génétiquement ainsi que pétrographiquement, différents des dykes isolés de dolérites/diabases quartziques qui recoupent tardivement les coulées de laves et les niveaux sédimentaires plissés (v. partie II A).

Les caractères pétrographiques, chimiques ainsi que minéralogiques ont été traités dans la partie II B intitulée "système filonien" sous la rubrique "complexe filonien" afin que l'on puisse comparer ce type de filon avec les dykes isolés qui sont d'origine différente. Dans ce chapitre, on donnera cependant un bref résumé de leur aspect pétrographique.

Ils sont de même nature que des laves qui les surmontent ou qui les contiennent : Basaltes avec ou sans olivine. Ils sont quasitotalement albitisés et chloritisés montrant ainsi une tendance spilitique.

Les bordures figées millimétriques, allant de 1 à 3 mm sont entièrement chloritisées et quasiment dépourvues de tous cristaux, sauf quelques microlites d'albites squelettiques. Après cette zone, la texture devient typiquement microlitique très fine dendritique ou à "plumose texture" de Bryan (1972), témoignant donc d'un refroidissement rapide. Les phénocristaux y sont presque totalement absents. Les microlites d'albite ne présentant que très peu de reliques de plagioclases, ont des formes typiques d'un refroidissement très rapide (en queues d'hirondelles ou en boucles de ceintures).

Ils sont orientés parallèlement à la bordure figée. Dans la partie interne, les phénocristaux de plagioclases, de clinopyroxènes et accidentellement d'olivines sont abondamment concentrés et la texture est typiquement microlitique voire intersertale.
L'albitisation des plagioclases et la chloritisation de la mésostase, totales dans la bordure, diminuent progressivement. De même les vacuoles présentes en très petite quantité (inf. à 1 %) dans les bordures disparaissent totalement vers le centre des filons.

B III.4) PROCESSUS D'ALTERATION

Les roches basaltiques de cette série ont subi une altération de degré variable par intéraction basalte - eau de mer. Les parties externes, (carapace et écorces), des pillows-lavas sont beaucoup plus altérées que les parties internes (coeur).

Les minéraux d'altération observés sont essentiellement : la chlorite, les phyllites jaunes, l'épidote, l'albite et accidentellement le quartz, la calcite et l'oxyde de fer.

Les transformations minéralogiques essentielles peuvent être résumées comme suit :

- *Plagioclases*	*Chlorites + Phyllites jaunes + Albite* *Chlorite + Epidote ∓ Albite* *Epidote ∓ Calcite ∓ Albite*	très fréquentes
- *Clinopyroxènes*	quasiment frais. Accidentellement altérés en *Chlorite*.	
- *Olivines*	*Chlorite + Quartz* (quasi-totale).	
- *Verres*	*Chlorite ou Phyllites jaunes* (Locale)	

- *microfractures et vacuoles*, remplies essentiellement de *Chlorite + Epidote + Phyllites jaunes* ou rarement de *Quartz + Calcite*.

Les zéolites sont présentes en quantité négligeable, associées à l'épidote dans les plagioclases ; alors que l'actinote est totalement absente. Les phyllites jaunes ou brunes, potassiques sont largement développées, comme la chlorite et l'épidote.

La présence de ce type de phyllites a été bien acceptée en tant que produit d'altération des basaltes des fonds océaniques par intéraction basalte - eau de mer. (Bass et al. 1973, Melson et Thompson 1973, Anderson et al. 1976, Andrews 1977, Scarfe et Smith 1977, Scarfe 1980). Elle a également été constatée dans la plupart des basaltes ophiolitiques, altérés (Gass et Smewing 1973).

Une étude systématique de ces roches altérées nous a permis de constater la présence de deux types d'assemblages bien distincts :

- *1) Assemblage riche en chlorite* : caractérisé par l'abondance de la chlorite à laquelle associent des épidotes en faible quantité (inf. à 5 %). La quantité de chlorite dépasse largement 5 % et atteint 15 ou 20 %, surtout dans les parties externes des pillows.

- *2) Assemblage riche en épidote* : caractérisé par l'abondance de l'épidote, à laquelle s'associe un peu de chlorite (inf. à 4 - 5 %). La quantité d'épidote atteint facilement 10 ou 15 %.

Un tel type d'assemblage riche en chlorite ou riche en épidote est fréquemment observé dans la plupart des basaltes altérés des fonds océaniques (Humphris et Thompson 1978).

Les coulées de pillows-lavas altérés, rencontrés dans cette série montrent la prédominance de l'un ou l'autre de ces assemblages. Cette répartition dans le temps et également dans l'espace indiquerait très probablement un changement physico-chimique au cours du processus d'altération, des fluides qui circulent dans la croûte.

La formation de la chlorite, dans l'assemblage riche en ce minéral, exige sans doute la présence d'une source de magnésium. Les facteurs contrôlant la formation de l'assemblage riche en épidote sont incertains (Humphris et Thompson 1978). Ces auteurs ont suggéré que cet assemblage résulte d'une intéraction de basalte avec l'eau de mer, dans laquelle le rapport Ca/Mg a une valeur beaucoup plus élevée que la normale.
Il est également possible que le calcium, libéré pendant l'albitisation des plagioclases, soit retenu dans l'épidote. Les fluides enrichis en calcium faciliteraient la formation abondante des épidotes. Ce calcium pourrait, en outre, remplacer aisément le magnésium des chlorites (Humphris et Thompson 1978).
La présence des quartz, souvent associés à ces assemblages, (chlorite +

épidote), en particulier dans les microfractures, est fréquemment constatée dans la plupart des basaltes altérés par des processus hydrothermaux, (Scarfe et Smith 1977, Humphris et Thompson 1978, Scarfe 1980).

La formation des minéraux, tels que les phyllites jaunes, la calcite ou le quartz, produits d'une altération à basse température par intéraction basalte -eau de mer, impliquerait une température inférieure à 150° C suivant les travaux expérimentaux de Hajasch (1975) et de Seyfried et Bischoff (1979) ou bien inférieure à 200° C selon ceux de Mottl et al. (1974). Par contre l'épidote ne peut être présente comme phase majeure à ces températures (inf. à 200° C). Il faut que la température atteigne 260° C (Tomasson et Kristmansdottir 1972) ou au moins 220° C (Seki 1972).
De même pour la formation des chlorites, il est nécessaire que la température soit minimum de 230° C selon Kristmansdottir (1975) et Humphris (1976).
Pour l'assemblage de "Chlorite + Epidote + Quartz", la température devrait être inférieure à 300° C selon Bird et Helgeson (1981) ou à 270° C selon Tomasson et Kristmansdottir (1972).
Par ailleurs, Muehlenbachs et Clayton (1976) et Humphris et Thompson (1978) ont montré expérimentalement que l'intéraction basalte - eau de mer peut se produire sous des conditions très variées, par exemple, allant de température très faible (4° C) jusqu'à des températures de l'ordre de celles du métamorphisme schiste-vert de faible degré, (inf. à 350° C ou à 400° C).

On conclut que :

- la plupart des roches basaltiques étudiées ont subi une altération hydrothermale dans des conditions de températures correspondant au début du faciès schiste-vert par intéraction basalte - eau de mer à des températures inférieures à 300° C (comme le confirment l'absence d'actinote et la présence de chlorite), descendant jusqu'à une valeur très faible (comme le confirme la présence des phyllites jaunes ou de la calcite par exemple). Cette variation du degré d'altération par intéraction basalte - eau de mer peut être fonction du temps durant lequel le basalte reste en contact avec l'eau de mer, le degré d'altération augmentant par conséquent avec cette durée (Thompson 1973, Thompson et Humphris 1977, Humphris et Thompson 1978 et Pritchard 1979).

- les basaltes altérés à basse température, inférieure à 200° C

(riches en phyllites jaunes) sont enrichis en K_2O[1] et H_2O et légèrement appauvris en MgO et CaO. Ceux altérés à des températures relativement élevées, supérieures à 200° C et inférieures à 300° C (riches en chlorites), sont enrichis en MgO et appauvris en K_2O[2] et CaO inversement aux basaltes riches en épidotes, (v. ch. B IV.1).

B III.5) CONCLUSIONS

Au point de vue pétrographique, les laves de cette série volcanique, étant de nature basaltique avec ou sans olivine sont essentiellement caractérisées par :

- une texture et une morphologie des cristaux témoignant d'un refroidissement extrêmement rapide du liquide au contact de l'eau de mer.

- une paragenèse magmatique typique comprenant des minéraux anhydres de hautes températures, tels que les spinelles, l'olivine, le plagioclase, le clinopyroxène calcique et les minéraux opaques.

- une cristallisation précoce de spinelles et d'olivine, suivie de celle de plagioclase, de clinopyroxène et de minéraux opaques et également une cristallisation simultanée de phénocristaux de plagioclase et de clinopyroxène à des températures eutectiques PL - Cpx.

- deux générations d'olivines intratelluriques : soit en phénocristaux de forme "polyhedrale" cristallisant sous des conditions d'équilibre ($\Delta T = 0$), à grande profondeur, soit en microphénocristaux de forme porphyrique ou "hopper" cristallisant sous des conditions légèrement déséquilibrées,

---

(1) L'enrichissement en K_2O dans ces basaltes altérés par l'intéraction avec l'eau de mer à des faibles températures, proviendrait de l'extraction de la potasse de l'eau de mer (Hart 1970, 1971 ; Matthews 1971, Melson 1973, Miyashiro 1973, Mottl et al. 1974, Shido et al. 1974 a, Bischoff et Humphris 1977, Dietrich et al. 1978, Humphris et Thompson 1978, Mottl et Holland 1978, Pritchard et al. 1979, Seyfried et Bischoff 1979, Rhodes et al. 1979 a, Donnelly et al. 1980 a, Frey et al. 1980, Juteau et al. 1980, Rice et al. 1980).

(2) La potasse serait extraite du basalte et libérée dans l'eau de mer pendant l'intéraction basalte - eau de mer à des températures supérieures à 200° C. (Mottl et al. 1974, Bischoff et Dickson 1975, Hajasch 1975, Mottl et Holland 1978).

($\Delta T \simeq 20°$ C), et à des profondeurs hypabyssales.

- 3 générations de plagioclases s'exprimant sous forme de :

  * phénocristaux automorphes ronds et corrodés
  * microphénocristaux automorphes et allongés
  * microlites squelettiques ou sphérolites, dans la mésostase

- Des clinopyroxènes calciques, (endiopside et augite), non titanifères et non zonés.

- Un verre basaltique peu hydraté constituant les sphérolites.

Ces formations se caractérisent par ailleurs par l'absence :

- des orthopyroxènes et également des clinopyroxènes subcalciques (pigéonites).

- de minéraux hydratés, tels que les amphiboles.

- des feldspaths alcalins, ainsi que de l'apatite.

- de l'olivine dans la mésostase.

Enfin ces formations sont caractérisées par la pauvreté en vacuoles qui sont de petite taille, toujours inférieures à 1 mm.

Le type de cristallisation et par conséquent la morphologie des cristaux des laves basaltiques présentement étudiées sont absolument caractéristiques des basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques.
Une telle disposition est également observée dans la plupart des laves ophiolitiques de Méditerranée Occidentale, par exemple, celles de Corse (Ohnenstetter et Ohnenstetter 1975) ou celles des Alpes Françaises (Mevel 1975) dans lesquelles on rencontre, en outre, une structure variolitique identique à celle observée dans la plupart des basaltes des rides (Muir et Tilley 1964, Bryan et Moore 1977, Natland 1979, Juteau et al. 1980 et Scientific Party of DSDP 1976).

Il s'agit donc d'une série tholéiitique peu différenciée, constituée de laves et de filons ou sills de nature basaltique avec ou sans olivine et appartenant à un magmatisme typique des dorsales océaniques.
Les laves, de nature basaltique, ont cristallisé très rapidement au contact

de l'eau de mer, à partir d'un magma tholéiitique et anhydre pauvre en phénocristaux intratelluriques. La présence des spinelles dans certaines laves indiquerait que le liquide a été en équilibre sous des pressions relativement élevées et à hautes températures (Ridley et al. 1974). Les laves pauvres en plagioclase, à olivine et celles riches en plagioclase mais sans olivine, rencontrées dans cette série, sont sans doute co-magmatiques. La succession de ces deux types de laves à olivine ou non, peut être due à des éruptions répétitives du même type de magma à partir des niveaux différenciés par gravité dans la chambre magmatique ainsi que l'ont observée plusieurs auteurs dans le cas des laves basaltiques des rides entre autres : Dimitriev (1979), Fujii et al. (1979) et Rice et al. (1980).

Les clinopyroxènes rencontrés dans ces laves basaltiques sont des augites calciques ou des endiopsides (v. ch. B V.1). Il n'y a pas de clinopyroxènes à composition de pigéonite, dont la présence a été longtemps, considérée comme l'une des plus importantes caractéristiques des laves tholéiitiques océaniques par un grand nombre d'auteurs, par exemple, parmi les plus anciens, Kennedy (1933) et Tilley (1950). Mais depuis que l'on connait mieux les caractères pétrographiques des roches tholéiitiques océaniques draguées directement sur les fonds des océans, on a constaté que la seule présence de pigéonites n'est pas forcément caractéristique de ces basaltes tholéiitiques. La présence fort possible d'augites calciques a été constatée par plusieurs auteurs dans de nombreuses roches tholéiitiques océaniques, par exemple Kempe (1973), Bence et Papike (1973 a, b), Prinz et al. (1976) et Hawkins (1976) (v. aussi ch. B V.1, p.701). Ce dernier a d'ailleurs montré que les phénocristaux d'augite calcique, sont très abondamment présents dans les basaltes tholéiitiques de bassins marginaux.

Depuis que plusieurs chercheurs étudient systématiquement les roches basaltiques de bassins marginaux et des rides médio-océaniques, nous savons qu'il n'y a pratiquement aucune différence pétrographique significative ni d'ailleurs chimique entre ces deux types de basaltes. Cependant, certains auteurs, tels que Hart et al. (1972), Hawkins (1976) ont tout de même constaté des légères différences au point de vue pétrographique entre ces deux types de basaltes. Ce sont les suivants :

- les basaltes des bassins marginaux sont plus fins, plus vitreux et plus riches en phénocristaux d'Olivine, de clinopyroxène et de plagioclase et en vésicules que les basaltes des rides.

- Ils sont particulièrement riches en phénocristaux intratelluriques de clinopyroxène à composition d'augite calcique essentiellement, par rapport

aux basaltes des rides médio-océaniques, dans lesquels les phénocristaux de plagioclase sont largement prédominants.

Ainsi, l'abondance de phénocristaux d'augite calcique par rapport aux plagioclases, ainsi que l'aspect fin et plus vitreux des laves basaltiques étudiées, nous permettront, peut être, d'envisager pour cette série un environnement de type dorsal dans un bassin marginal plutôt que dans un océan proprement dit[1].

---

(1) Le problème de l'environnement géotectonique de cette série, sera argumenté dans les chapitres suivants :

"géochimie, (B IV)" et "minéralogie, (B V)" ; et largement développé dans la "CONCLUSION GENERALE".

B IV - ETUDE GEOCHIMIQUE DES LAVES

B IV.1) GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS

B IV.1.1°) Caractéristiques chimiques

B IV.1.1°.1°°) Analyses chimiques et normes C.I.P.W.

Les analyses des éléments majeurs des laves en coussin, les moins altérées, de la série volcanique ophiolitique, sont représentées dans le tableau III-39.

Les données brutes obtenues, ont été recalculées en éliminant la calcite et H_2O ; les calculs de normes CIPW ont été ensuite faits en fixant préalablement la teneur en Fe_2O_3 à 1,5 % suivant les critères de Miyashiro et al. (1969) et de Kay et al. (1970), à partir des analyses recalculées et ramenées à un total de 100 %.

. *Données chimiques* :

Les analyses des échantillons représentatifs des laves étudiées, montrent que leur chimisme est assez homogène. Quelques variations importantes observées, sont la conséquence de l'altération qui affecte la majorité des laves étudiées de Pozanti-Karsanti.

. La teneur en SiO_2 :

varie de 42 à 54 % (en moyenne 48,8 %). Les faibles teneurs (autour de 42 %) ainsi que les plus élevées (autour de 54 %) sont issues de l'effet d'altération, respectivement dues à la calcitisation et à l'albitisation des plagioclases de ces laves.

. La teneur en Al_2O_3 :

est assez peu variable (de 11 à 15 %), ayant une moyenne de 13,8 %. Elle atteint 15 % dans les laves relativement riches en phénocristaux de plagioclases.

. Les teneurs en FeO et en MgO :

sont également assez peu variables (respectivement de 9,5 à 13 % et de 4,5 à 7,5 %). Par contre les teneurs en CaO, Na_2O et K_2O varient considérablement.

n° d'ordre	Ech. n°	Nature	Produit d'altération	Provenance
1	AC 488A1 -(H)-	Basalte sans Ol.	riche en Phyllites	Coulée 2a
2	AC 505A2 -(C)-	" " "	" en Albites	(Omeroglu)
3	AC 666PL -(C)-	" " "		(Allahmatepesi)
4	AC 476/1 -(C)-	Basalte à Ol.		
5	AC 476H1 -(H)-	" "		
6	AC 476H2 -(C)-	" "	riche en Phyllites	
7	AC 476E1 -(H)-	" "		
8	AC 476E2 -(C)-	" "	" en Phyllites et calcites	
9	AC 476E3 -(B)-	" "		Coulée 2b
10	AC 476A2 -(C)-	" "		(Omeroglu)
11	AC 480A1 -(H)-	" "		
12	AC 480B2 -(C)-	" "		
13	AC 253DV -(C)-	" "	riche en Phyllites	
14	AC 488B2 -(C)-	" "	" "	
15	AC 427V -(C)-	" "	riche en Calcites	
16	AC 476F -(C)-	" "	" en Calcites	
17	AC 489A3 -(B)-	Basalte à Ol.		
18	AC 489C1 -(H)-	" "		
19	AC 489C2 -(C)-	" "	riche en Phyllites	Coulée 3
20	AC 489C3 -(B)-	" "	" en Phyllites	(Omeroglu)
21	AC 489D2 -(C)-	" "	" en Epidotes	
22	AC 628A -(C)-	Basalte à Ol.	riche en Albites	(Karatas)
23	AC 642V -(C)-	Basalte à Ol.	riche en Albites	(Celolugu)
24	AC 653PL -(C)-	" "		

Légende du tableau III-39 : - (H) : l'écorce supérieure du pillow-lava,
(C) : le coeur du pillow-lava,
(B) : l'écorce inférieure du pillow-lava.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	AC 488 A1	AC 505 A2	AC 566 PL	AC 476/1	AC 476 H1	AC 476 H2	AC 476 E1	AC 476 E2	AC 476 E3	AC 476 A2	AC 480 A1	AC 480 B2
	(H)	(C)	(C)	(C)	(H)	(C)	(H)	(C)	(B)	(C)	(H)	(C)
SiO_2 :	49.64	54.34	51.24	47.76	47.25	50.37	50.54	42.51	48.57	48.31	48.13	50.45
Al_2O_3 :	14.03	14.45	14.65	14.07	13.52	13.72	13.53	12.22	13.75	13.59	14.80	14.08
FeO_t :	10.36	9.80	9.51	11.23	11.00	9.96	11.39	10.94	11.57	11.38	11.40	9.94
MnO :	0.11	0.14	0.11	0.18	0.17	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11	0.17	0.16
MgO :	6.94	6.38	6.98	7.03	6.52	7.43	7.11	6.29	7.31	7.21	7.46	7.55
CaO :	10.23	6.22	9.82	10.01	12.87	10.65	9.64	15.86	10.58	10.36	10.35	9.57
Na_2O :	2.48	4.65	3.82	3.64	2.11	2.66	3.54	1.88	2.86	3.61	3.26	3.39
K_2O :	1.49	0.89	0.30	0.59	0.18	1.41	0.51	1.21	0.17	0.71	0.50	0.72
TiO_2 :	1.45	1.02	1.01	1.46	1.16	1.25	1.47	1.22	1.44	1.44	1.29	1.46
H_2O+ :	2.19	1.37	1.02	1.71	4.71	1.88	1.73	2.47	2.41	2.05	2.07	2.10
CO_2 :	1.12	0.56	1.38	2.25	0.35	0.29	0.27	5.38	0.95	1.21	0.54	0.31
TOTAL :	100.04	99.82	99.84	99.93	99.84	99.72	99.84	100.08	99.72	99.98	99.97	99.73
Calcite :	2.50	1.30	3.10	5.10	0.80	0.70	0.60	12.20	2.20	2.80	1.20	0.70
SiO_2 :	52.59	56.40	54.01	51.84	50.60	52.29	52.37	50.36	51.59	51.30	50.30	52.50
Al_2O_3 :	14.86	15.00	15.44	15.27	14.49	14.24	14.02	14.47	14.60	14.44	15.47	14.66
Fe_2O_3 :	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO :	8.53	7.81	7.67	9.62	9.25	7.95	9.28	10.31	9.73	9.52	9.38	7.97
MnO :	0.11	0.14	0.20	0.20	0.18	0.10	0.11	0.11	0.11	0.11	0.18	0.16
MgO :	7.35	6.63	7.36	7.64	6.99	7.71	7.38	7.45	7.76	7.66	7.80	7.86
CaO :	9.32	5.70	8.50	7.76	13.30	10.68	9.63	10.68	9.96	9.36	10.09	9.56
Na_2O :	2.62	4.84	4.03	3.95	2.26	2.77	3.67	2.23	3.04	3.83	3.40	3.52
K_2O :	1.58	0.92	0.32	0.64	0.19	1.46	0.52	1.44	0.18	0.75	0.53	0.75
TiO_2 :	1.54	1.06	1.06	1.58	1.24	1.30	1.52	1.45	1.53	1.53	1.35	1.52
C.I.P.W.												
Qz :	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Or :	9.35	5.44	1.89	3.79	1.12	8.63	3.07	8.52	1.06	4.44	3.14	4.44
Ab :	22.14	40.90	34.06	33.38	19.10	23.41	31.02	18.85	25.69	32.37	28.74	29.75
An :	24.08	16.46	23.07	22.01	28.80	22.07	20.22	25.18	25.63	19.97	25.35	21.96
Di :	18.08	9.67	15.56	13.51	30.55	25.14	25.56	22.86	19.49	21.67	20.23	20.69
Hy :	20.26	23.06	19.25	9.87	14.36	9.89	10.45	10.90	20.11	0.33	1.96	11.05
Ol :	0.98	0.27	2.08	12.26	1.55	6.21	7.61	8.76	2.94	16.14	15.85	7.05
Mt :	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18
Il :	2.93	2.01	2.01	3.00	2.36	2.47	2.89	2.76	2.91	2.91	2.57	2.89
An % :	52.10	28.70	40.38	39.74	60.13	48.53	39.46	57.19	49.94	38.15	46.87	42.47
IC % :	44.43	37.19	41.08	40.82	51.00	45.89	48.69	47.46	47.63	43.23	42.79	43.86
ID % :	31.49	46.34	35.95	37.17	20.22	32.04	34.09	27.37	26.75	36.81	31.88	34.19
IS % :	34.31	30.76	35.50	32.90	34.88	36.31	33.21	32.71	35.23	33.12	34.73	36.63

Tableau III-39 - Analyses chimiques des laves basaltiques en coussin ophiolitiques (tholéiitiques) de Pozanti-Karsanti.

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
	AC 253 DV	AC 488 B2	AC 427 V	AC 476 F	AC 489 A3	AC 489 C1	AC 489 C2	AC 489 C3	AC 489 D2	AC 628 A	AC 642 V	AC 653 PL	Moyenne (24)
	(C)	(C)	(C)	(C)	(B)	(H)	(C)	(B)	(C)	(C)	(C)	(C)	
SiO_2 :	48.89	49.00	45.38	42.39	48.03	48.00	48.10	48.21	50.18	52.09	51.82	50.43	48.82
Al_2O_3 :	13.86	14.22	15.23	11.18	13.41	13.26	13.58	13.30	13.16	14.46	15.51	14.81	13.85
FeO_t :	12.04	12.06	10.44	9.54	11.17	10.40	11.50	10.39	9.98	13.07	10.10	10.12	10.80
MnO :	0.20	0.16	0.17	0.16	0.11	0.10	0.11	0.11	0.16	0.19	0.18	0.14	0.14
MgO :	6.71	6.87	5.69	5.81	7.20	7.08	7.34	7.07	5.60	4.64	5.77	6.37	6.67
CaO :	9.93	9.47	11.41	16.23	12.26	12.20	12.14	12.18	14.28	6.91	8.05	10.26	10.90
Na_2O :	3.11	2.72	3.68	2.72	2.55	3.67	2.40	2.92	1.98	3.53	4.16	3.69	3.12
K_2O :	1.13	1.47	0.36	0.51	0.60	0.25	0.96	0.78	0.19	1.20	0.96	0.32	0.73
TiO_2 :	1.45	1.50	1.40	1.09	1.21	1.19	1.23	1.19	1.08	1.83	1.21	1.10	1.30
H_2O+ :	2.43	2.11	3.07	2.13	1.78	1.38	1.95	1.43	1.55	2.11	1.56	1.84	2.05
CO_2 :	0.23	0.12	3.41	8.02	1.83	2.55	1.03	2.39	1.61	0.04	0.59	0.80	1.55
TOTAL :	99.98	99.75	100.24	99.78	100.15	100.08	100.34	99.96	99.77	100.07	99.91	99.88	99.93
Calcite :	0.50	0.30	7.80	18.23	4.20	5.80	2.30	5.40	3.70	0.10	1.30	1.80	
SiO_2 :	50.94	50.93	51.26	53.93	51.52	52.17	50.60	52.29	53.55	53.86	53.90	52.89	52.24
Al_2O_3 :	14.44	14.78	17.22	14.23	14.38	14.41	14.29	14.42	14.04	14.96	16.14	15.53	14.83
Fe_2O_3 :	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO :	9.94	9.93	9.27	9.58	9.43	8.82	9.53	8.79	8.23	10.81	8.11	8.20	9.06
MnO :	0.21	0.17	0.19	0.20	0.11	0.11	0.11	0.12	0.17	0.20	0.18	0.14	0.15
MgO :	7.00	7.09	6.43	7.39	7.70	7.70	7.73	7.67	5.98	4.80	5.99	6.69	7.16
CaO :	10.04	9.69	7.98	7.66	10.65	9.73	11.39	9.91	13.06	7.09	7.60	9.69	9.54
Na_2O :	3.24	2.82	4.16	3.46	2.74	3.99	2.54	3.17	2.11	3.65	4.33	3.87	3.34
K_2O :	1.18	1.53	0.41	0.65	0.65	0.28	1.01	0.84	0.21	1.24	0.99	0.34	0.79
TiO_2 :	1.51	1.56	1.58	1.39	1.30	1.29	1.30	1.29	1.15	1.89	1.26	1.15	1.39
C.I.P.W.													
Qz :	-	-	-	0.90	-	-	-	-	5.87	1.45	-	-	
Or :	6.98	9.05	2.42	3.84	3.84	1.66	5.97	4.97	1.24	7.33	5.85	2.01	
Ab :	27.38	23.83	35.16	29.24	23.16	33.72	21.47	26.79	17.83	30.85	36.60	32.71	
An :	21.34	23.11	27.07	21.35	24.99	20.56	24.57	22.60	28.19	20.74	21.65	23.97	
Di :	23.43	20.53	10.31	13.68	22.81	22.64	26.16	21.70	30.09	12.07	13.19	19.74	
Hy :	2.02	7.37	7.11	26.16	16.03	4.96	7.36	13.30	12.42	21.80	12.03	11.79	
Ol :	13.81	10.96	12.76	-	4.54	11.84	9.82	6.01	-	-	6.12	5.43	
Mt :	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	
Il :	2.87	2.96	3.00	2.64	2.47	2.45	2.47	2.45	2.19	3.59	2.39	2.19	
An % :	43.80	49.18	43.50	42.20	51.90	37.88	53.37	45.76	61.26	40.20	37.16	42.29	47.95
IC % :	44.31	44.00	35.36	44.66	48.03	44.07	47.99	45.64	46.88	39.64	35.91	41.33	43.83
ID % :	34.36	32.88	37.58	33.98	27.00	35.38	27.44	31.76	24.94	39.62	42.45	34.78	33.80
IS % :	30.79	31.20	29.74	32.94	35.29	34.77	34.87	35.13	33.43	21.96	28.88	32.68	33.00

Tableau III-39 - (suite)

. La teneur en CaO :

atteint très facilement 16 % dans les termes fortement calcitisés avec par conséquent des teneurs en CO_2 élevées allant jusqu'à près de 8 % (Tabl. III-39, analyse n° 16). Elle descend jusqu'à 6 % dans les termes, cette fois, fortement albitisés (Tabl. III-39, analyse n° 2). Elle est également élevée (14 %), dans les termes riches en épidotes. En dehors de ces laves altérées (calcitisées ou albitisées), la teneur en CaO devient peu variable : elle se situe alors entre 9 et 12 %.

. Les teneurs en Na_2O et en K_2O :

sont très variables, (respectivement de 1,9 à 4,7 % et 0,18 à 1,49 %). Celle de Na_2O peut dépasser facilement 4 % dans les termes fortement albitisés et celle de K_2O peut atteindre 1 à 1,5 % dans les termes riches en phyllites jaunes.

. La teneur en TiO_2 :

(moyenne de 1,3 %), est toujours supérieure à 1 %. Elle atteint 1,8 % dans un échantillon représentant une lave apparemment plus évoluée et par conséquant riche en fer (13 %) et pauvre en magnésium (4,6 %), (Tabl. III-39, analyse n° 22), provenant de la coulée écrasée de la région de Karatas, (v. ch. B II.2.3°). A l'exception de cet échantillon, la teneur en TiO_2 est pratiquement stable, variant de 1 à 1,5 %.

. La teneur en H_2O^+ :

est toujours supérieure à 1 % (en moyenne de 2,05 %). Elle est donc plus élevée que celle des basaltes océaniques frais, dans lesquels elle reste toujours inférieure à 0,5 %, (Moore 1975). Elle atteint 4 % dans un échantillon riche en chlorite et épidote.

. Enfin la teneur en CO_2 :

dosée est extrêmement variable (0,04 à 8,02 %). Elle est généralement faible dans la plupart des laves à l'exception de quelques échantillons, dans lesquels la calcite est prédominante comme produit de la transformation des plagioclases et comme matériaux de remplissage des vésicules ou des microfractures.

. *Histogrammes* :

Les histogrammes établis à partir des données brutes des éléments majeurs mettent en évidence que :

- FeO_t, MgO et TiO_2 sont bien regroupés (Fig. III-70). MgO et TiO_2 présentent des histogrammes dissymétriques, croissants dans le cas de MgO et décroissants dans le cas de TiO_2.

- Al_2O_3 présente un histogramme grossièrement symétrique avec un pic maximal à 14 %.

- Na_2O et K_2O sont également bien regroupés : ils présentent des histogrammes symétriques à 2 pics distincts : 2,5 et 3,5 pour Na_2O ; 0,4 et 1,40 pour K_2O. Le premier pic correspond aux termes les moins altérés et le second correspond aux termes fortement altérés, respectivement riches en albite et riches en phyllites jaunes.

- SiO_2 et CaO sont légèrement dispersés. Les faibles valeurs de SiO_2 et les hautes valeurs de CaO correspondraient donc à des laves transformées : fortement calcitisées ou inversement à des laves très albitisées (Fig. III-70).

. *Effet d'Altération* :

On observe que les éléments mobiles affectés par l'altération sont essentiellement SiO_2, K_2O, H_2O et Na_2O, accidentellement MgO alors que Al_2O_3 et TiO_2 sont pratiquement immobiles ainsi que l'ont constaté plusieurs auteurs (Thompson 1973, Pearce 1976, Ayuso et al 1976, Donnelly et al. 1980 a, Rice et al. 1980).

L'altération sous-marine à faible température (inf. à 200° C), responsable de la formation de phyllites jaunes potassiques par exemple, entraîne un enrichissement en K_2O, H_2O et un léger appauvrissement en MgO et CaO. Cet enrichissement en K_2O dans les basaltes océaniques proviendrait de l'extraction de la potasse de l'eau de mer durant l'intéraction basalte - eau de mer.

Ces hautes valeurs en K_2O (sup. à 0,5 %), étant donc dues à la présence des phyllites jaunes potassiques issues de l'altération des plagioclases et également de la dévitrification du verre dans les laves étudiées, ont été fréquemment observées dans les basaltes tholéiitiques altérés des rides médio-océaniques, dans lesquels K_2O atteint 2 % (Ayuso et al. 1976, Zolotarev et al. 1979) et même 4 % (Juteau et al. 1980, Rice et al. 1980) voire 7 % dans le cas de laves extrêmement altérées, (Joron et al. 1980, Ui et al. 1980). Elles sont également signalées dans les laves ophiolitiques altérées, par exemple en Corse (Ohnenstetter et Ohnenstetter 1975) et

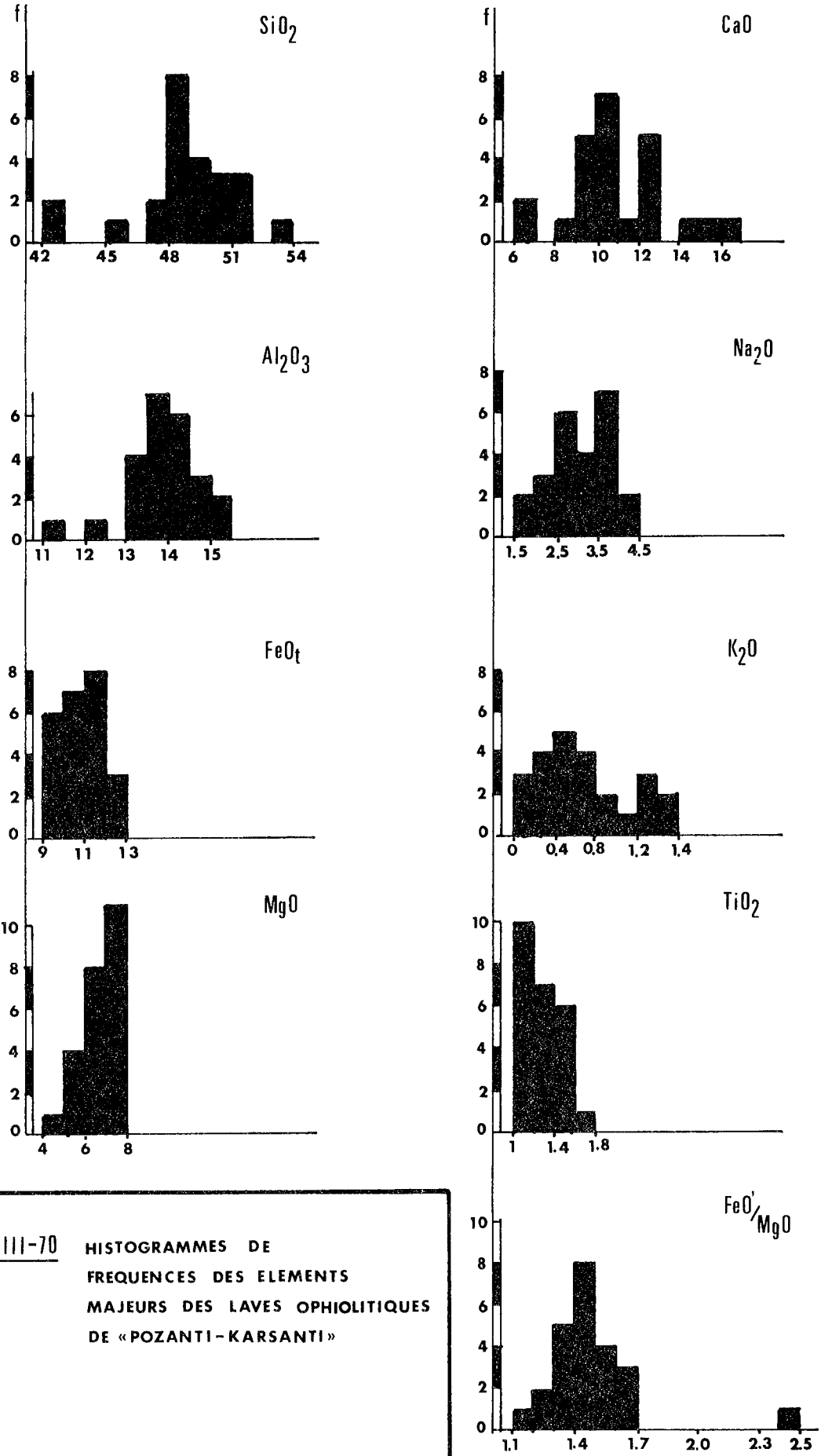


Fig.III-70 HISTOGRAMMES DE FREQUENCES DES ELEMENTS MAJEURS DES LAVES OPHIOLITIQUES DE «POZANTI-KARSANTI»

également dans certains dykes basaltiques des Ophiolites de Gueugueli, en Grèce, (Bébien et al. 1975).

Ainsi l'enrichissement en K_2O n'est pas lié au type de basalte mais résulte de l'altération par l'eau de mer. Par conséquent la distribution de K_2O ne peut donc pas être significative dans le cas des laves transformées (Miyashiro 1975, Rhodes et al. 1979 a, Zolotarev et al. 1979). Les laves les moins altérées à phyllites jaunes rares ou absentes, ont les teneurs en K_2O assez faibles, inférieures à 0,3 %. De telles valeurs sont comparables à celles des basaltes des rides médio-océaniques, (inf. à 0,4 %), Engel et Engel 1964, Engel et al. 1965, Melson et al. 1976, Rhodes et al. 1979 a) ou de bassins marginaux (Hart et al. 1972, Hawkins 1976, Lordkipanidze et al. 1980).

L'albitisation entraîne, également, un enrichissement remarquable en SiO_2 (52 à 54 %) et Na_2O (supérieur à 4 %) mais en revanche un appauvrissement en CaO (inf. à 6 %) inversement à la calcitisation.

L'altération à des températures supérieures à 200° C, responsable de la formation de la chlorite, entraîne un léger enrichissement en MgO ainsi qu'un appauvrissement en K_2O et CaO, inversement à l'épidotisation.

L'altération affectant la plupart des laves étudiées est de type sous-marin, (hydrothermal), - comme nous l'avons déjà montré - et non de faciès schiste vert comme le confirment les diagrammes de Hart (1973) et Na_2O/K_2O - (Na_2O + K_2O) de Miyashiro (1975), (non figurés).

. *Compositions Normatives* :

La distribution des normes C.I.P.W., calculées à partir des données chimiques corrigées, met en évidence les caractères suivants : (Tabl. III-39).

- le quartz est pratiquement absent sauf dans 3 échantillons altérés. Alors que la néphéline l'est totalement.

- l'albite et l'orthose deviennent plus importantes respectivement dans les termes albitisés et riches en phyllites jaunes potassiques.

- l'hypersthène est aussi important que le diopside.

- l'olivine, quasi-présente, atteint le maximum (16 %) dans les termes également riches en olivines modales.

Les basaltes de type A (basalte sans olivine) défini pétrographiquement ne contiennent que de très faibles quantités d'olivine normative

(moins de 1 %v) et présentent également de faibles valeurs du rapport Ol/Ol + Pl + Di (inférieure à 0,03) (Tabl. III-40). Inversement les basaltes de type B (basalte à Olivine) ont des quantités d'Olivine normative assez considérables, atteignant même 16 %v et des valeurs du rapport Ol/Ol + Pl + Di relativement élevées, atteignant 0,18 (Tabl. III-40).

	FeO'/MgO	$FeO'/FeO'+MgO$	mg^1	$Ol/Ol+Pl+Cpx$	Ol/Hy
1 :	1.34	0.57	0.61	0.02	0.05
2 :	1.38	0.58	0.60	0.004	0.01
3 :	1.23	0.55	0.63	0.03	0.11
4 :	1.44	0.59	0.59	0.15	1.24
5 :	1.52	0.60	0.58	0.02	0.11
6 :	1.21	0.55	0.64	0.08	0.63
7 :	1.44	0.59	0.59	0.09	0.73
8 :	1.57	0.61	0.57	0.12	0.80
9 :	1.42	0.59	0.59	0.04	0.15
10 :	1.42	0.59	0.59	0.18	48.91
11 :	1.38	0.58	0.60	0.18	8.09
12 :	1.19	0.55	0.64	0.09	0.64
13 :	1.62	0.61	0.56	0.16	6.84
14 :	1.59	0.61	0.56	0.14	1.49
15 :	1.65	0.62	0.55	0.15	1.79
16 :	1.48	0.60	0.58	-	-
17 :	1.40	0.58	0.60	0.06	0.28
18 :	1.32	0.57	0.61	0.13	2.39
19 :	1.41	0.59	0.59	0.12	1.33
20 :	1.32	0.57	0.61	0.08	0.45
21 :	1.60	0.61	0.57	-	-
22 :	2.53	0.72	0.45	-	-
23 :	1.58	0.61	0.57	0.08	0.51
24 :	1.43	0.59	0.59	0.07	0.46
M :	*1.48*	*0.59*	*0.59*	*0.08*	*3.21*

Tableau III-40 - Valeurs des rapports caractéristiques des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti et leurs moyennes (M).

1 - mg = Mg/Mg + Fe' (atomiques)

($FeO' = 0,9.FeO_t = FeO + 0,9.FeO$)

Hékinian et al. (1976) ont, à partir de leur étude sur les basaltes des rides médio-océaniques, montré que la valeur du rapport Ol/Ol + Pl + Di peut atteindre et même légèrement dépasser 0,2 dans le cas de la présence d'au moins de 2 à 4 % d'Olivine modale. En revanche elle peut être très faible (inf. à 0,1) dans le cas des basaltes riches en plagioclases et à

olivine modale absente ou inférieure à 1 %. Ceci est effectivement le cas dans les basaltes pauvres en olivine de la série étudiée.

B IV.1.1°.2°°) Diagrammes chimiques et normatifs

A l'aide de quelques diagrammes significatifs, nous mettons en évidence le caractère tholéiitique des laves présentement étudiées. Ce sont :

- *Diagrammme Alcalin/Silice* :

Le diagramme $(Na_2O + K_2O)/SiO_2$, proposé pour la première fois par Tilley (1950) et développé par Mc Donald et Katsura (1964) et Mc Donald (1968) permet de séparer les roches alcalines et subalcalines (tholéiitiques ou calco-alcalines) à l'aide de droites empiriques (Fig. III-71 en cartouche), correspondant à la barrière thermique (O'hara 1968, Delong et Hoffman 1975) et représentant simplement la projection du plan critique (Ol - Cpx - Pl) du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley (1962).
Les points représentatifs, reportés sur ce diagramme, se situent, sans exception dans le domaine subalcalin défini par ces auteurs (Fig. III-71). On constate, en outre, que la plupart des points se regroupent dans le champ propre aux roches tholéiitiques abyssales, défini par Irvine et Baragar (1971), à l'exception de quelques points représentatifs des laves transformées en phyllites jaunes et par conséquent riches en K_2O, qui se situent au-dessus de ce champ.

- *Diagramme Al_2O_3/An (%) d'Irvine et Baragar (1971)* :

Ce diagramme met en évidence que les laves qui sont donc subalcalines ainsi que nous venons de le constater, sont de nature tholéiitique. Les points représentatifs se situent nettement en-dessous de la droite séparant les deux domaines : tholéiitique et calco-alcalin (Fig. III-72).

- *Diagrammes SiO_2/FeO/MgO , FeO/FeO/MgO et TiO_2/FeO/MgO de Miyashiro (1973)* :

Ces diagrammes proposés par Miyashiro (1973) permettent également de distinguer les roches tholéiitiques des roches calco-alcalines. La disposition des points représentatifs confirme donc les caractères tholéiitiques de ces laves (Fig. III-73).
Ces diagrammes montrent par ailleurs la variation des éléments SiO_2, FeO, TiO_2 en fonction du rapport FeO/MgO pendant le fractionnement (Miyashiro 1973, 1974, 1975).

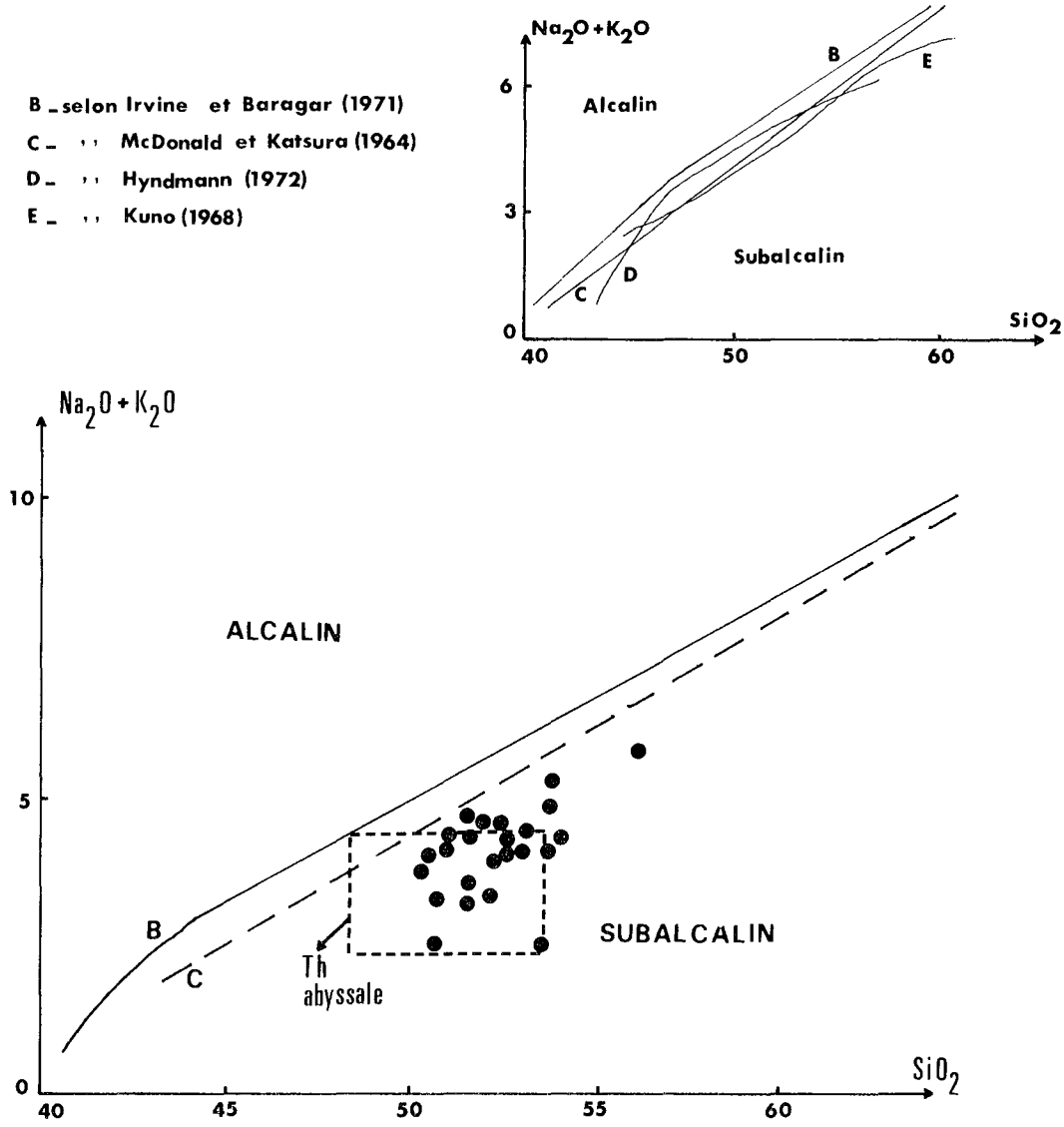


Figure III-71 - Distribution des Laves Ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans le diagramme Alcalins/Silice de Mc Donald et Katsura (1964).

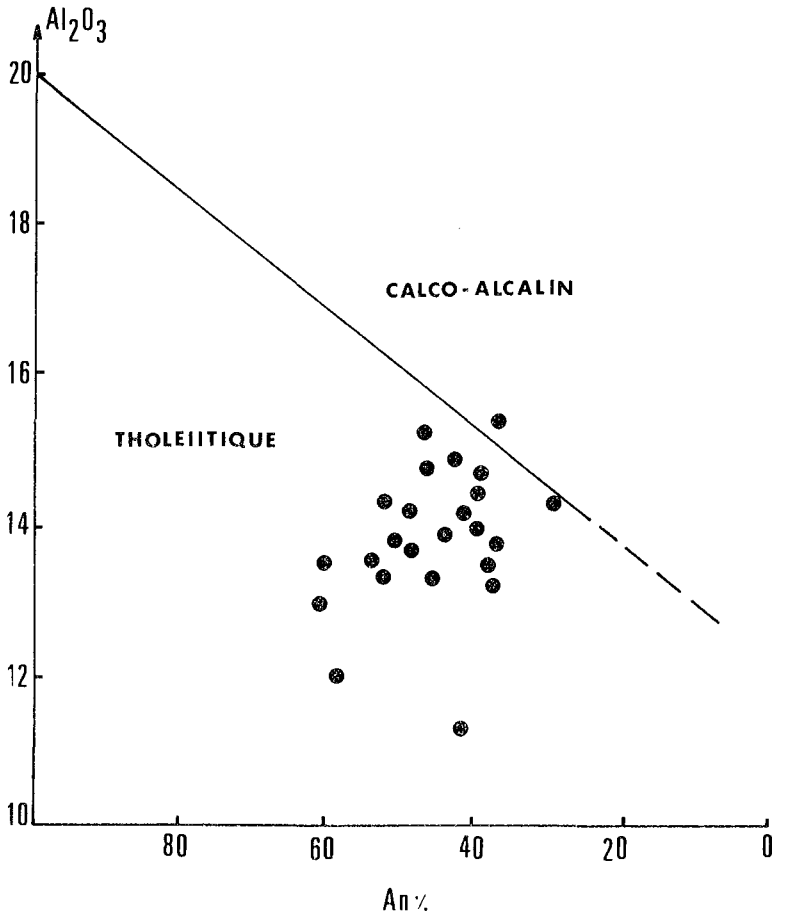


Figure III-72 - Disposition des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans le diagramme Al_2O_3 /An d'Irvine et Baragar (1971) mettant en évidence le caractère tholéiitique de ces laves (Données brutes).

Le rapport FeO/MgO peut être utilisé comme indicateur de fractionnement. Il augmente au fur et à mesure qu'avance la cristallisation fractionnée (Shido et al. 1971, Miyashiro 1973). Il varie de 1,19 à 2,53 dans les laves étudiées (en moyenne 1,48). Un seul échantillon présente un rapport FeO/MgO assez élevé (2,53). A cette exception près, ce rapport est toujours inférieur à 2 et sa variation est peu importante (moins de 40 %) (Tabl. III-40).

Les valeurs de ce rapport sont fort comparables à celles des basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques où ils ont une valeur moyenne de 1,36 à 1,40 et variant de 0,7 à 1,9 selon Engel et Engel (1964 b), Mc Birney et Aoki (1966), Morel et Hekinian (1980) ou de 0,8 à 2,1 selon Miyashiro (1975).

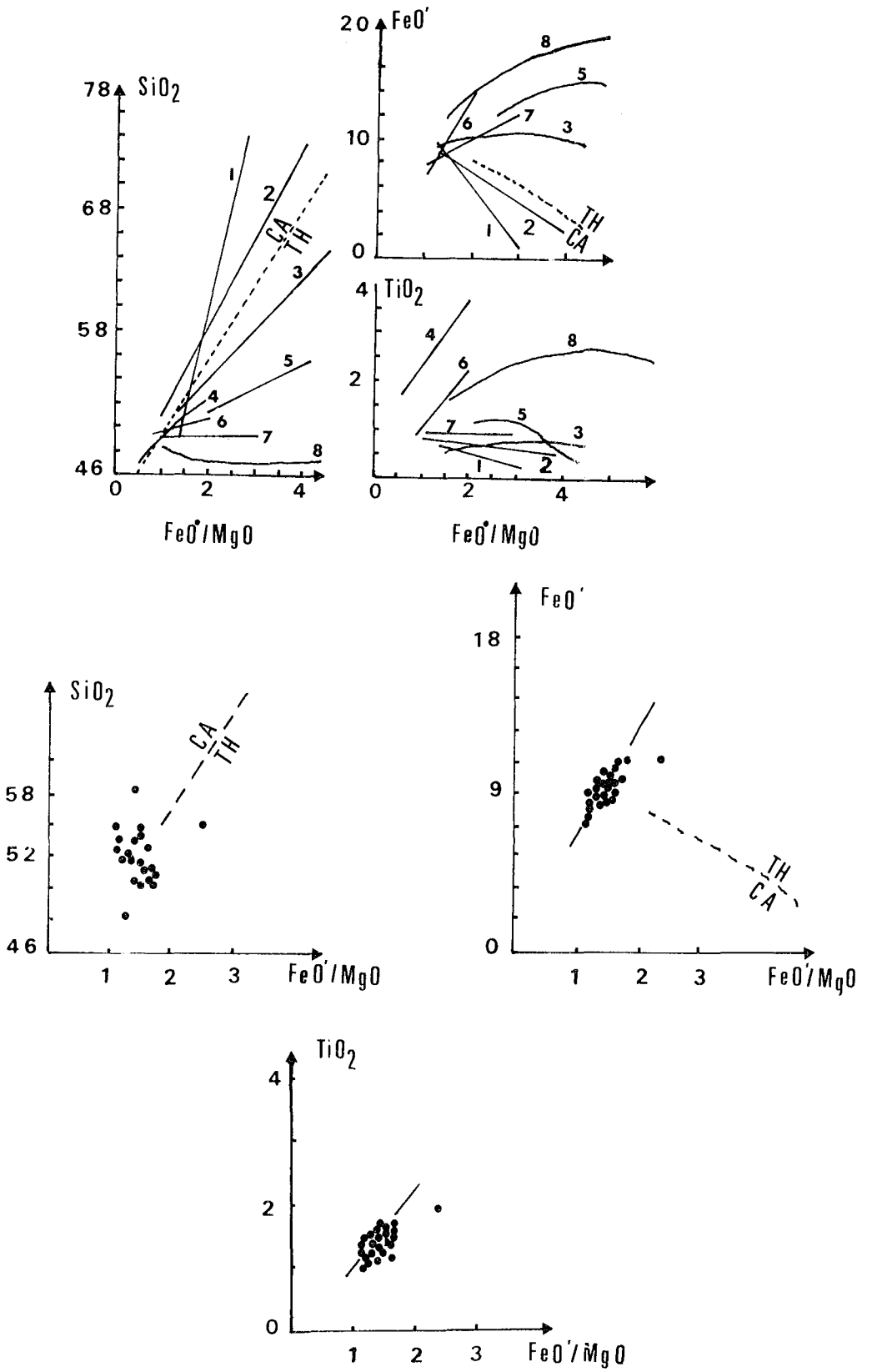


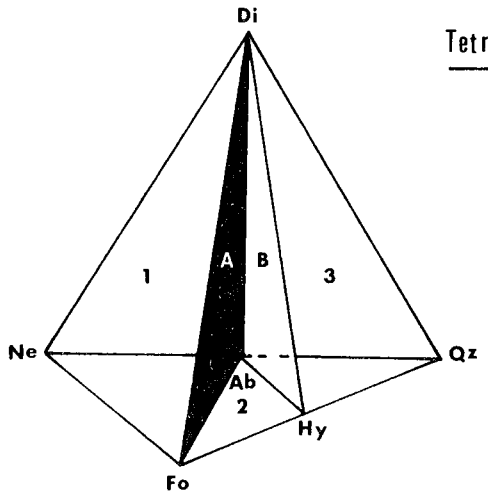
Figure III-73 - Disposition des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans les diagrammes SiO_2, FeO, MgO en fonction de FeO/MgO (Miyashiro 1973).

1-Amagi, 2-Asama, 3-Tofua, 4-Kilauea, 5-Miyake-Jima

6-Tholéiites Abyssales, 7-Macauley et 8-Skaergaard.

TH : série tholéiitique

CA : série calco-alcaline.



Tetraèdre Basaltique de Yoder et Tilley (1962)

A_ Plan de sous-saturation en Si

B_ " de sur-saturation en Si

1- BASALTE ALCALIN

2_ THOLEIITE à Ol

3_ THOLEIITE à Qz

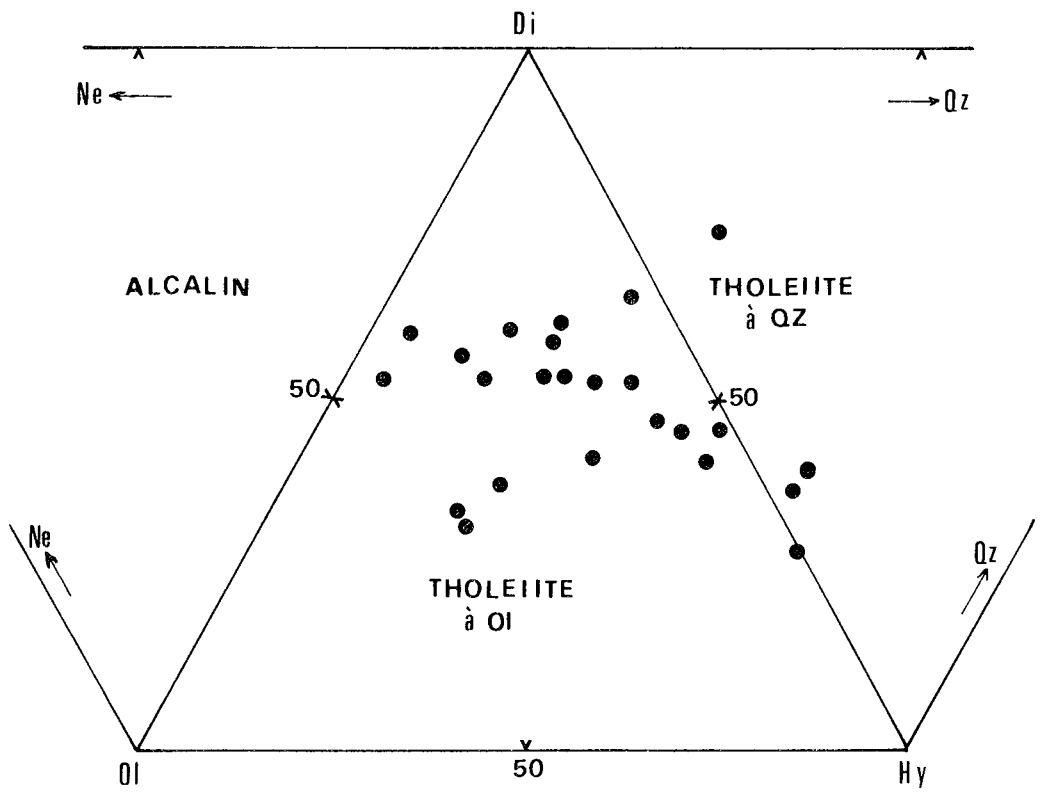


Figure III-74 - Répartition des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans les diagrammes triangulaires "Ne-Ol-Di-Hy-Qz" (projection du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley 1962, joint ci-dessus).

FeO et TiO_2 montrent une nette évolution positive avec l'augmentation du rapport FeO/MgO, durant le fractionnement. La lignée d'évolution de ces deux éléments est identique à celle des tholéiites abyssales (Fig. III-73).

SiO_2, bien regroupé, montre une légère diminution avec l'augmentation de ce rapport.
Le type d'évolution de ces éléments FeO, TiO_2 et SiO_2 indique une fois plus les caractères tholéiitiques et non calco-alcalins des laves étudiées.

- *Diagrammes normatifs Ne - Ol - Di - Hy - Qz et Ol' - Né' - Qz* :

Les diagrammes triangulaires normatifs Ne-Ol-Di-Hy-Qz, (Fig. III-74) et Ol'-Ne'-Qz'[(1)], (Fig. III-75) confirment également la nature tholéiitique des laves de la série volcanique ophiolitique de Pozanti-Karsanti.
Dans le diagramme Ol'-Ne'-Qz', (Fig. III-75), les points représentatifs se regroupent nettement dans le domaine (Ol'-Ab-Opx), propre aux tholéiites à olivine à l'exception de 3 points ayant un peu de quartz normatif.
La disposition des points dans le domaine Th à Ol (triangle Di-Ol-Hy) du diagramme Ne-Ol-Di-Hy-Qz de Yoder et Tilley (1962), (Fig. III-74), renforce cette observation.

B IV.1.2°) Classification et Nature Chimique

Après avoir mis en évidence, à l'aide des diagrammes chimiques et normatifs précédents, les caractères tholéiitiques de ces laves, nous allons à présent étudier leur nature chimique et leur classification à l'aide des diagrammes suivants.

---

(1) Ol' = Ol + 3/4 Opx
Ne' = Ne + 3/5 Ab *(Ol', Ne' et Qz' sont en % ternaires)*
Qz' = Qz + 1/4 Opx + 2/5 Ab

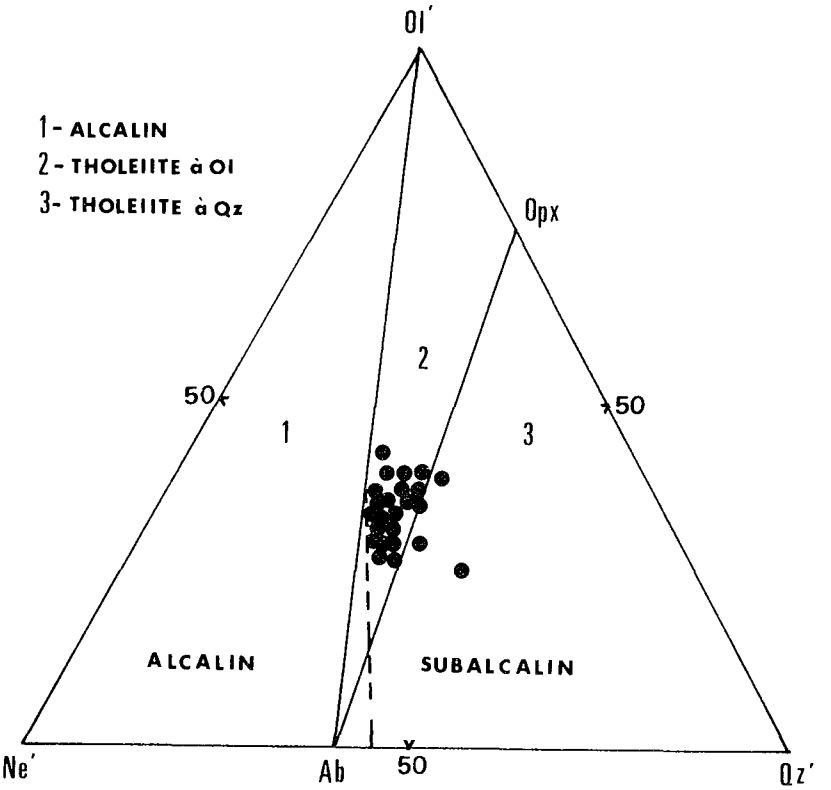


Figure III-75 - Répartition des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans le diagramme normatif Ol'-Ne'-Qz'.

Ol' = Ol + 3/4 Opx

Ne' = Ne + 3/5 Ab

Qz' = Qz + 1/4 Opx + 2/5 Ab

(Ol', Ne', Qz' sont en % ternaires).

B IV.1.2°.1°°) Diagrammes An-Ab'-Or et Ic/An

Le diagramme normatif An-Ab'[(1)]-Or met en évidence que la plupart des laves tholéiitiques se situent dans le domaine sodique, pauvre en K, alors que celles transformées en phyllites jaunes potassiques se disposent naturellement dans le domaine plutôt potassique que sodique et s'alignent vers le pôle orthose (non figuré).
En ne prenant pas en considération ces laves transformées, on constate que les roches tholéiitiques de cette série appartiennent donc bien à la branche sodique.

---

(1) Ab' = Ab + 5/3 Ne (normatif)

Le diagramme IC/An'[1] d'Irvine et Baragar (1971) permet de classer les roches tholéiitiques. De l'application des données sur ce diagramme, (Fig. III-76), il ressort que les laves tholéiitiques étudiées sont toutes de nature basaltique. La disposition des points représentatifs de ces laves basaltiques, se situant donc dans le domaine (A) propre aux basaltes met en évidence l'existence d'une faible corrélation négative entre IC et An %. On constate, par ailleurs, que IC est peu variable (35 à 52 %). Inversement la teneur en An du plagioclase normatif varie considérablement (Fig. III-76 A).

Les points représentatifs de ces laves forment une image circulaire en courbes d'iso-densité, autour d'un point dont les coordonnées, (IC = 44 %, An = 48 %), correspondent bien à la moyenne obtenue à partir des analyses des points représentatifs (IC = 43,8 %, An = 48 %), (Fig. III-76 B). Cette disposition des points en courbes d'isodensité rappelle nettement celle des laves basaltiques tholéiitiques des rides médio-océaniques actuelles qui se situent toutes dans le champ basaltique autour d'un point (IC = 45 % et An = 55 %), comme l'a montré Juteau (1974, p. 259) en utilisant les données analytiques des laves médio-océaniques publiées par de nombreux auteurs.

B IV.1.2°.2°°) Diagramme TiO_2 - SiO_2

Ce diagramme proposé pour la première fois par Mc Donald et Katsura (1964), a été modifié et complété récemment par Whitehead et Goodfellow (1978). Ces derniers auteurs ont proposé une ligne séparant les deux domaines : alcalin et subalcalin. Ils ont ensuite distingué, dans le domaine subalcalin, deux domaines bien distincts : celui des basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques (OFB) et celui des basaltes calco-alcalins (CAB), en utilisant bon nombre des données analytiques publiées par de nombreux auteurs (Fig. III-77).

De l'application des données chimiques obtenues pour les laves étudiées sur ce diagramme, (Fig. III-77), il ressort que :

- les laves sont bien subalcalines - comme déjà constaté -

---

(1) IC = Di + Hy + Ol + Mt + Il : "indice de coloration"

An' = 100. (AN/An + Ab + 5/3 Ne) - normatif -

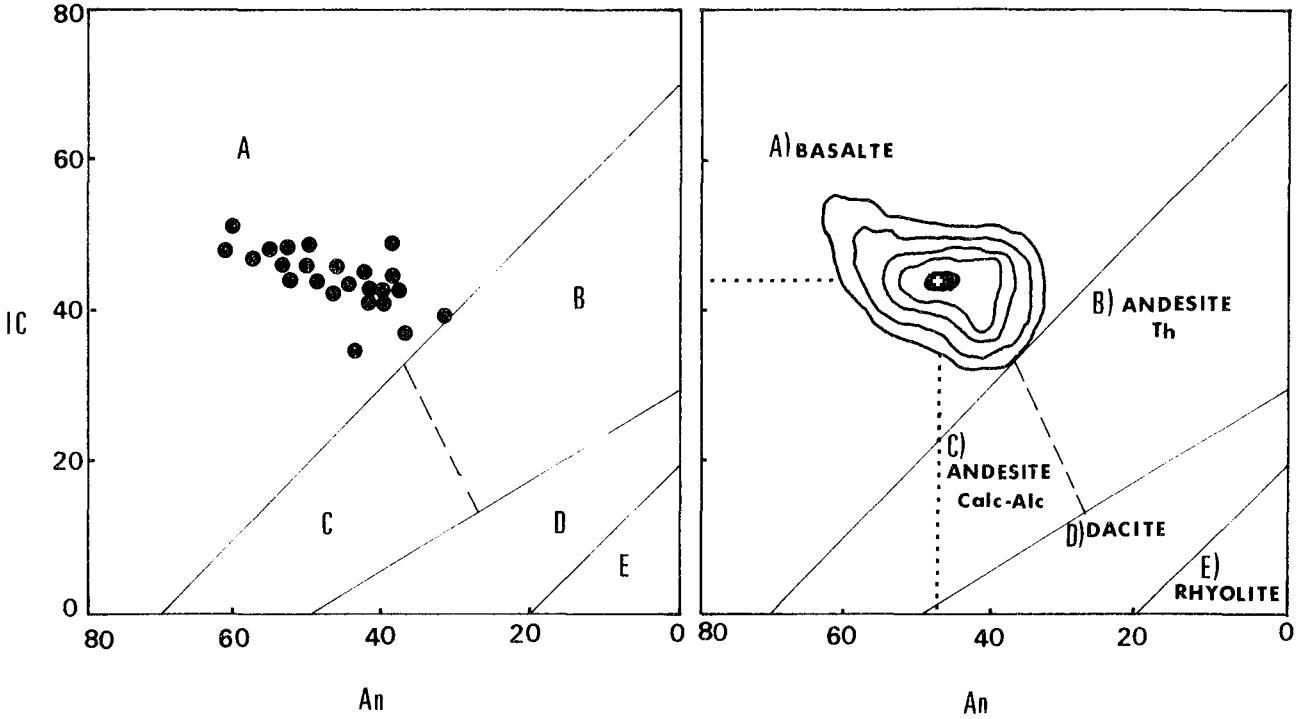


Figure III-76 - A) Classification des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti à l'aide du diagramme IC/An d'Irvine et Baragar (1971).

B) Représentation en courbes d'isodensité des points. IC = Di + Hy + Ol + Mt + Il. (indice de coloration - barylites -).

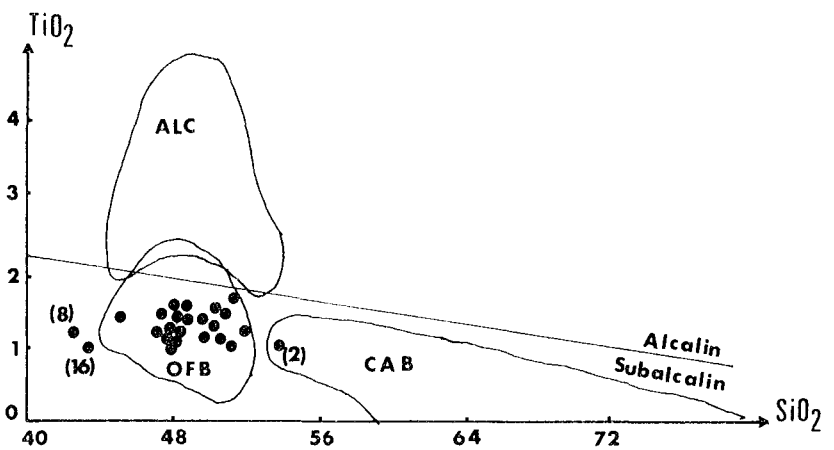


Figure III-77 - Répartition des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans le diagramme TiO_2 - SiO_2 de Mc Domald et Katsura (1964) complété par Whitehead et Goodfellow (1978).

OFB : domaine des basaltes tholéiitiques des rides.
CAB : domaine des basaltes calco-alcalins.
ALC : domaine des basaltes alcalins.

(analyse n° 2 - échantillon fortement albitisé)
(analyses n° 8 et 16 - échantillons fortement calcitisés)

- elles sont de nature tholéiitique, analogues à celles des rides médio-océaniques comme le montre le regroupement de la quasi-totalité des points représentatifs, dans le domaine (OFB), défini par ces auteurs. Un point, (analyse n° 2), représentant un échantillon à plagioclases fortement albitisés, sort légèrement de ce domaine (OFB) pour passer dans le domaine (CAB) où la silice est plus élevée. Inversement, les deux points, (analyses n° 8 et 16), représentant cette fois des échantillons fortement calcitisés, s'écartent vers les faibles teneurs en silice.

B IV.1.2°.3°°) Diagramme MgO-FeO-Al_2O_3 de Pearce et al. (1977)

Le diagramme triangulaire MgO - FeO[1] - Al_2O_3 proposé par Pearce et al. (1977), peut être utilisé pour distinguer les différents types de magmas basaltiques caractéristiques d'environnements géotectoniques différents (Fig. III-78). Pearce et al. (1977) y ont distingué les différents domaines géotectoniques pour des basaltes ou roches subalcalines ayant des teneurs en SiO_2 recalculées (anhydres) situées entre 50 et 56 %. Ces domaines sont les suivants[2] :

. *A = domaine des basaltes des rides médio-océaniques*
. *B = domaine des basaltes des îles intra-océaniques*
. *C = domaine des basaltes continentaux*
. *D = domaine des basaltes orogéniques (arcs insulaires)*

Avant Pearce et al. (1977) ainsi que Whitehead et Goodfellow (1978) plusieurs auteurs dont Chayes (1964), Dickinson et Hathevton (1967) et Dickinson (1968), avaient souligné que la méthode géochimique - tant éléments majeurs que traces - peut être utilisée pour la discrimination des roches volcaniques de différents environnements géotectoniques.
En fait, l'application des données relatives aux laves présentement étudiées met nettement en évidence l'appartenance de ces laves basaltiques à une série tholéiitique de rides médio-océanique, (Fig. III-78), comme le suggérait le diagramme précédent.

---

(1) FeO = 0,9 . FeO total = FeO + 0,9 Fe_2O_3

(2) Les valeurs de positions de jonction triple dans ce diagramme :

- *pour A-B-C* : *MgO = 21,5 % , FeO = 32,0 , Al_2O_3 = 46,5*
- *pour A-C-D* : *MgO = 21,0 , FeO = 27,5 , Al_2O_3 = 51,5*
- *pour C-D* : *MgO = 4,0 , FeO = 34,5 , Al_2O_3 = 51,5*

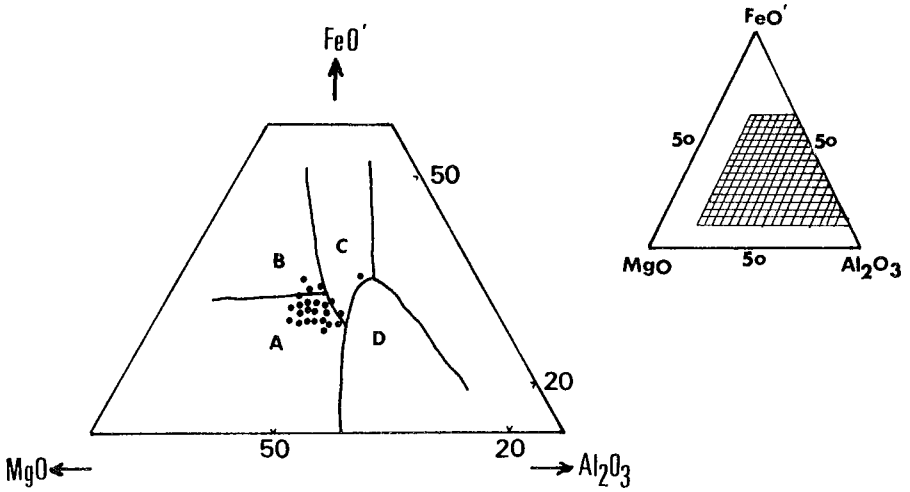


Figure III-78 - Répartition des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans le diagramme triangulaire MgO - FeO' - Al_2O_3 de Pearce et al. (1977).

Domaines : A) Basaltes des rides médio-océaniques
B) Basaltes des îles intra-océaniques
C) Basaltes continentaux
D) Basaltes orogéniques (arc insulaire).

B IV.1.2°.4°°) Corrélations entre Al_2O_3, TiO_2, MgO, CaO et comparaison avec les basaltes des rides

La variation des éléments, tels que Al_2O_3, TiO_2, MgO et CaO peut nous permettre de comparer le volcanisme de cette série avec celui des rides médio-océaniques.

. *Le rapport Al_2O_3/CaO :*

est très variable (0,7 à 2,3) dans l'ensemble des laves basaltiques de la série tholéiitique étudiée (Tabl. III-41).
Cette variation considérable est sans doute due au processus d'altération. Il est toujours inférieur à 1 dans le cas des laves fortement calcitisées, alors qu'il est supérieur à 2 dans le cas des laves très albitisées. Si l'on ne considère pas ces termes altérés, le rapport Al_2O_3/CaO devient pratiquement constant, avec une moyenne de 1,33. Dans la figure III-79 A, on constate également la quasi-constance d'Al_2O_3 en fonction de CaO.

REMARQUE : la variation peu importante de ce rapport indiquerait, par ailleurs, le faible degré du fractionnement de clinopyroxène (v. ch. B VI.1).

	Al_2O_3/CaO	Al_2O_3/TiO_2	CaO/TiO_2
A) 1 :	1.37°	9.7	7.1°
2 :	2.32	14.2	6.1
3 :	1.49	14.5	9.7
4 :	1.41	9.6	6.9
5 :	1.05	11.7	11.1
6 :	1.29	10.9	8.5
7 :	1.40	9.2	6.6
8 :	0.77°°	10.0	13.0°°
9 :	1.30	9.5	7.3
10 :	1.31	9.4	7.2
11 :	1.43	11.5	8.0
12 :	1.47	9.6	6.6
13 :	1.40	9.6	6.8
14 :	1.50	9.5	6.3
15 :	1.33	10.8	8.2
16 :	0.69°°	10.2	14.9°°
17 :	1.10	11.1	10.1
18 :	1.09	11.1	10.3
19 :	1.12	11.0	9.9
20 :	1.09	11.2	10.2
21 :	0.92	12.2	13.2
22 :	2.09°	7.9	3.8°
23 :	1.92°	12.9	6.7°
24 :	1.44	13.4	9.3
$\bar{M}$:	1.35	10.9	8.7
écart-type :	(0.37)	(1.6)	(2.6)
B) a) FAMOUS :	1.30	26.7	20.2
b) MARB :	1.30	10.5	8.4
c) MARB leg' 45-46 :	1.20	11.8	8.3
d) Ride cent. indien	1.40	13.4	9.3
e) Ride Carlsberg	1.50	9.6	6.3
f) Bassin Marginal (Lau)	1.30		
g) MORB primitif	1.2	20.0	17.0

Tableau III-41 : Rapports Al_2O_3/CaO, Al_2O_3/TiO_2 et CaO/TiO_2 dans les laves tholéiitiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti (A).

$\bar{M}$: Moyennes (24).

° : Termes fortement albitisés (spilitisés) dans lesquels Al_2O_3/CaO est supérieur à 2 et CaO/TiO_2 est inférieur à 6.

°° : Termes fortement calcitisés dans lesquels Al_2O_3/CaO est inférieur à 1 et CaO/TiO_2 est supérieur à 13.

B) a - d'après Langmuir et al. (1977).

b - calculé à partir de 85 données provenance de la ride médio-atlantique (MARB). Extr. de Zolotarev et al. (1979).

c - calculé à partir des données provenance de la ride médio-atlantique (MARB), à 22°N, legs 45-46, sites 395-396. Extr. de Rhodes et al. (1979).

d - d'après Engel et Fisher (1975).

e - d'après Hekinian (1968), Cann (1969), Melson et al. (1976), Sun et al. (1976).

f - d'après Hawkins (1976).

g - Basaltes (liquides primitifs) des rides médio-océaniques d'après Frey et al. (1974), Sun et Nesbitt (1977), Bender et al. (1978) et Sun et al. (1979).

. *Le rapport Al_2O_3/TiO_2 :*

variant de 8 à 14 (moyenne de 10,9), est fort comparable à celui des laves des rides médio-océaniques (Tabl. III-41). On observe, en outre, une très faible corrélation négative entre ces deux éléments. Cette corrélation est d'ailleurs comparable à celle des laves des rides médio-océaniques, particulièrement celles de la ride médio-atlantique (Fig. III-79 B).

La variation de Al_2O_3 avec MgO est également significative. Il existe une nette corrélation négative entre ces deux éléments, comparable à celle des rides, particulièrement celle de la ride médio-atlantique à 45° N (Fig. III-79 C). Il n'y a aucune corrélation entre MgO et CaO (non figuré).

. *Le rapport CaO/TiO_2 :*

variant entre 3,8 et 14,9 (moyenne de 8,7) est également comparable à celui des laves des rides médio-océaniques (Tabl. III-41).

On en conclut que :

- les champs représentatifs des laves étudiées dans les diagrammes de variation Al_2O_3/CaO, Al_2O_3/MgO et Al_2O_3/TiO_2, recouvrent ceux des laves de la ride médio-atlantique définis par Zolotarev et al. (1979) (Fig. III-79 A, B, C).

- il existe une corrélation négative nette entre Al_2O_3 et MgO et faible entre Al_2O_3 et TiO_2. Ces corrélations sont plus ou moins identiques à celles des rides médio-océaniques.

- les moyennes des rapports Al_2O_3/CaO (1,33), Al_2O_3/TiO_2 (10,9) et CaO/TiO_2 (8,7), très proches de celles des basaltes des rides, particulièrement ceux de la ride médio-atlantique (respectivement 1,3 , 10,5 et 8,4), sont bien différentes de celles du liquide basaltique primitif des rides médio-océaniques (Tabl. III-41). Les valeurs moyennes plus élevées de Al_2O_3/CaO et plus faibles de Al_2O_3/TiO_2 et CaO/TiO_2 par rapport à celles des basaltes primitifs des rides, indiqueraient donc que le liquide des laves étudiées serait plus évolué que le liquide primitif des rides (v. ch. B VI.1).

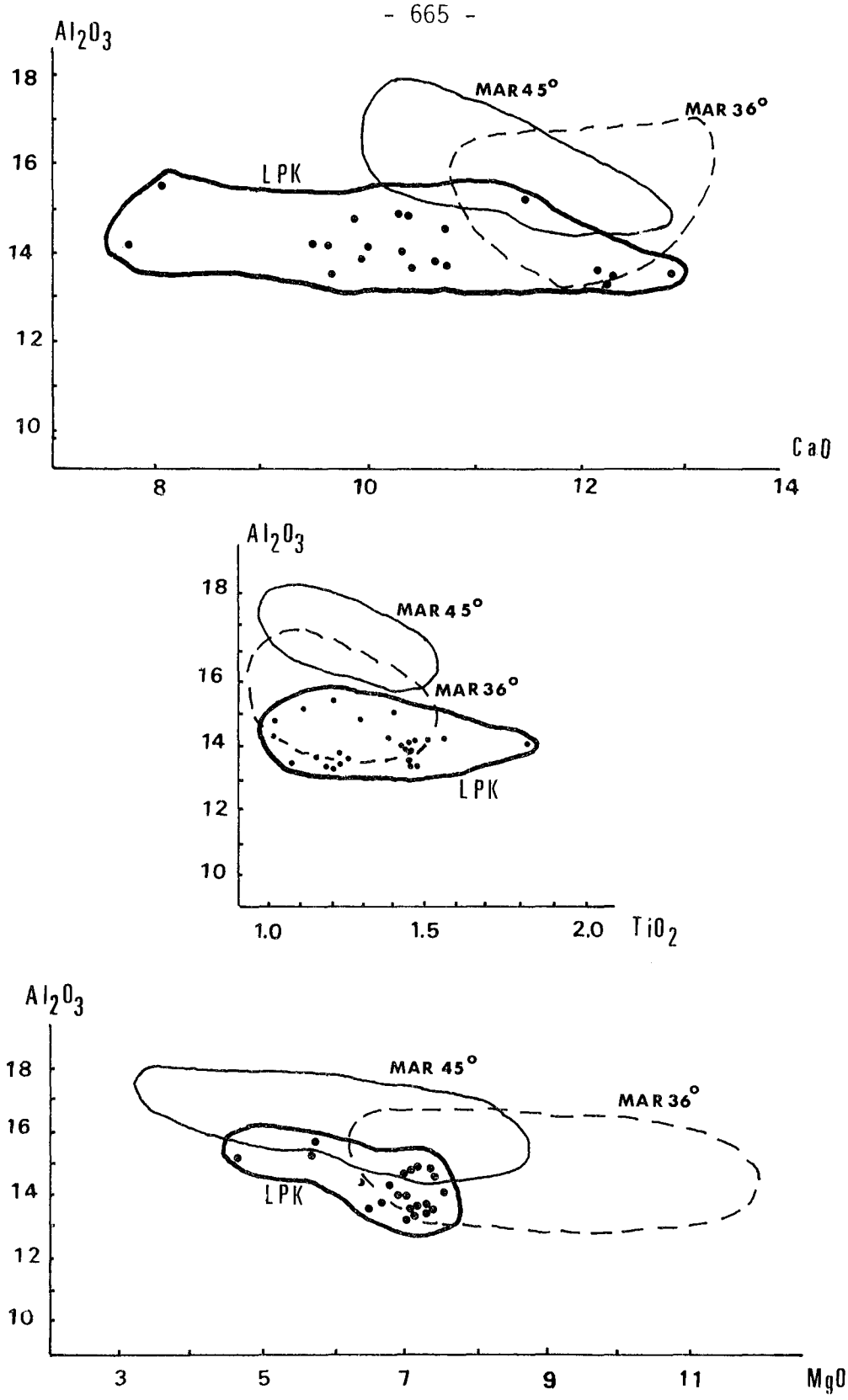


Figure III-79 - Relations entre Al_2O_3, CaO, MgO et TiO_2 dans les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti (LPK).

MAR 45° : domaine des basaltes de la ride médio-altantique à 45° N

MAR 36° : domaine des basaltes de la ride médio-atlantique à 36° N de latitude, d'après Zolotarev et al. (1979).

B IV.1.2°.5°°) Synthèse et interprétation des observations

Les diagrammes précédents et les relations des éléments entre eux, ont mis en évidence l'appartenance de ces laves ophiolitiques à un volcanisme de type basaltique tholéiitique de ride médio-océanique. Ce caractère a été également constaté à l'aide de nombreux autres diagrammes, (non figurés), parmi lesquels :

- le diagramme de Bébien (1972)
- le diagramme MgO/Al_2O_3 en fonction de $Na_2O + K_2O/TiO_2 + FeO$ de Green (1973)
- le diagramme discriminant de Pearce (1976).

Tous montrent également que la quasi-totalité des points représentatifs des laves se disposent dans le domaine des tholéiites océaniques de dorsales.

Par ailleurs, le chimisme des laves présentement étudiées montre une analogie remarquable avec celui des basaltes de la ride médio-atlantique, (Tabl. III-42), à quelques différences près concernant les éléments Al_2O_3, MgO, Na_2O et K_2O.

* la teneur en moyenne Al_2O_3 est plus faible que celle des basaltes des rides. Nous savons cependant qu'Al_2O_3 peut être très variable dans des basaltes des rides et que sa teneur peut descendre jusqu'à 14 %, (Engel et Engel 1964 a, b, Engel et al. 1965 a, Engel et al. 1965 b, Shido et al. 1971) et même jusqu'à 10 % (Blanchard et al. 1976).

* La teneur en moyenne de MgO est légèrement plus faible dans les laves étudiées que dans celles des rides. Cependant, Mc Donald et Katsura (1964) et plus récemment Maaloe (1979) avaient défini les tholéiites par des teneurs en MgO qui se rangent entre 5 et 10 %. Par ailleurs Rice et al. (1980) ont tout récemment donné une valeur moyenne de MgO située entre 6 et 7,4 % pour les tholéiites des rides plus ou moins évoluées, dans lesquelles elle peut même descendre jusqu'à 5 % (Hawkins et al. 1976, Zolotarev et Choporov 1979).

* Les teneurs moyennes en Na_2O et K_2O sont plus élevées que celles des basaltes des rides (Tabl. III-42). Les hautes valeurs de ces éléments sont probablement dues à l'altération. Hawkins et al. (1976) et Rice et al. (1980) ont montré que les basaltes altérés des rides ont une teneur moyenne en K_2O de 0,8 %, ce qui est fort comparable à celle des laves étudiées. Si l'on ne tient pas compte des laves fortement altérées, on constate que la moyenne de la teneur en K_2O se situe aux environs de 0,3 %, ce qui est comparable à la valeur maximale (0,3 - 0,4 %) donnée pour les basaltes tholéiitiques abyssaux par Engel et Engel (1964 a, b), Engel et al. (1965 a), Engel et al. (1965 b), Shido et al. (1971), Miyashiro (1975) (Tabl. III-43).

Les teneurs des éléments majeurs significatifs des laves basaltiques et tholéiitiques étudiées se situent donc nettement dans les "fourchettes", (valeurs min. et max.), de ces éléments donnés pour les laves tholéiitiques

des rides médio-océaniques, par un bon nombre d'auteurs (Tabl. III-43).

	Pozanti Karsanti	*(MORB)*[1]		*(MARB)*[2]			*(BAB)*[3]	
		(A)	(B)	(C)	(D)	(E)	(F)	(G)
SiO_2 :	*48.82*	49.92	50.67	49.10	49.21	49.14	49.24	51.10
Al_2O_3 :	*13.85*	15.63	14.75	14.50	15.81	16.16	17.10	17.20
FeO_t :	*10.80*	9.68	10.97	10.40	9.17	9.04	8.00	9.00
MgO :	*6.67*	7.65	7.32	7.80	8.53	7.52	6.73	4.60
CaO :	*10.90*	11.17	10.73	11.50	11.14	11.33	11.54	10.00
Na_2O :	*3.12*	2.75	2.85	2.57	2.71	2.76	3.22	2.90
K_2O :	*0.73*	0.16	0.12	0.13	0.26	0.18	0.54	0.87
TiO_2 :	*1.30*	1.53	1.77	1.45	1.39	1.41	1.25	1.30

Tableau III-42 - Comparaison des données chimiques des éléments majeurs significatifs des laves basaltiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti avec celles des basaltes des rides médio-médio-océaniques et des bassins marginaux.

1) MORB : Basaltes des Rides médio-océaniques
A - selon Hart et al. (1972, p. 13)
B - selon Shido et al. (1971, p. 261)

2) MARB : Basaltes de la Ride médio-atlantique
C - selon Kay et al. (1970, p. 1588)
D - selon Zolotarev et Choporov (1979, p.482 à 486)
E - selon Rhodes et al. (1978 a, b) et Dungan et al (1978)

3) BAB : Basaltes des Bassins marginaux
F - selon Hart et al. (1972, p. 1) "Mariana"
G - selon Hawkins (1976, p. 290) "Lau"

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO_2 :	48 - 51	47 - 51	48 - 50	44 - 51	
Al_2O_3 :	14 - 23			10 - 22	12 - 18°
FeO' :		6 - 14			
MgO :			6 - 7.4		5 - 10°°
Na_2O :	2.5 - 3.1	1.7 - 3.3			
K_2O :	inf. à 0.3	0.07 - 0.4			
TiO_2 :	0.8 - 2.0	0.7 - 2.3	1.3 - 1.7		
$\frac{FeO'}{MgO}$:		0.8 - 2.1			

Tableau III-43 - Valeurs minimales et maximales des éléments significatifs des laves basaltiques tholéiitiques abyssales des rides médio-océaniques, d'après :

(1) Engel et Engel (1964 a, b), Engel et al. (1965 a)
(2) Miyashiro (1975)
(3) Rice et al. (1980)
(4) Blanchard et al. (1976)
(5) ° - Kay et al. (1970)
°°- Mc Donald et Katsura (1964), Maaloe (1979)

($FeO' = 0,9.FeO_t = FeO + 0,9.Fe_2O_3$)

B IV.1.3°) Evolution chimique pendant la différenciation et la cristallisation fractionnée.

L'évolution chimique des laves basaltiques tholéiitiques de la série volcanique ophiolitique de Pozanti-Karsanti est étudiée dans les paragraphes suivants, à l'aide de quelques diagrammes et indices caractérisant la différenciation.

B IV.1.3°.1°°) Diagramme AFM

Le diagramme AFM[1] de Nockolds et Allen (1953) est bien adapté aux roches volcaniques subalcalines (Fig. III-80). Miyashiro et al. (1970, p. 361) ont délimité, dans ce diagramme, le domaine des

---

(1) $A = Na_2O + K_2O$ (% p) $\quad M = MgO$ (% p)

$F = 0,9.FeO_t = FeO + 0,9.Fe_2O_3$ (% p) (A, F, M sont en % ternaires).

tholéiites abyssales des rides et Hawkins (1976, p. 291) a défini celui des basaltes des bassins marginaux (Fig. III-80).

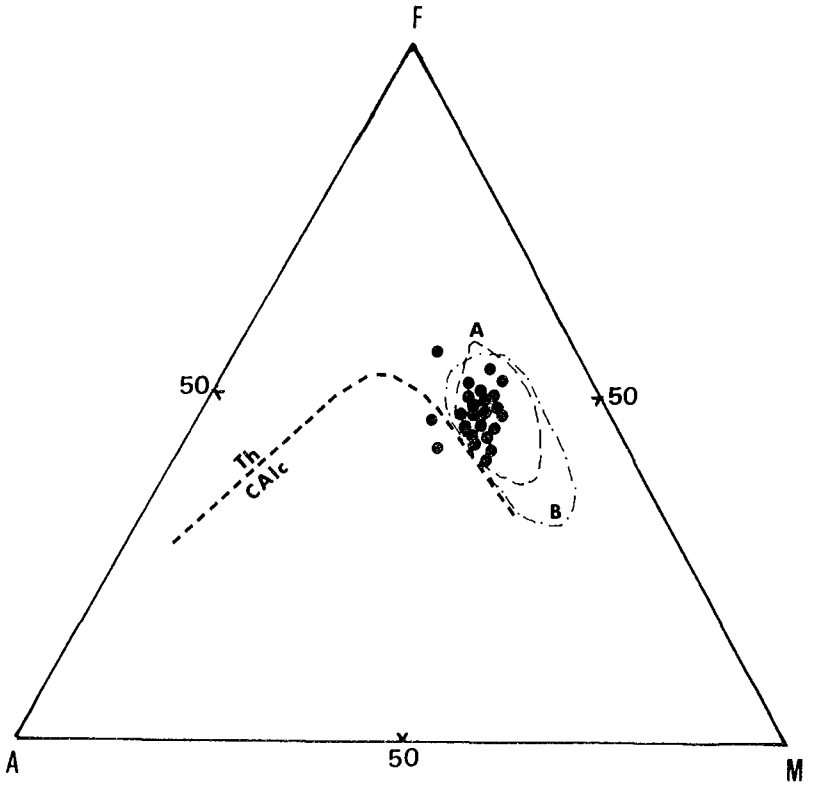


Figure III-80 - Répartition des laves tholéiitiques de la Série Ophiolitique de Pozanti-Karsanti dans le diagramme AFM de Nockolds et Allen (1953).

- *domaine des tholéiites abyssales des rides médio-océaniques selon Miyashiro et al. (1970, p. 361).*
- *domaine des tholéiites des bassins marginaux selon Hawkins (1976, p. 291).*
- *courbe d'évolution séparant les deux séries : tholéiitique et calco-alcaline selon Irvine et Baragar (1971).*

La ligne d'évolution séparant les roches tholéiitiques et calco-alcalines est donnée par Irvine et Baragar (1971).

De l'application des données représentatives des laves sur ce diagramme, il ressort que :

- les points représentatifs se regroupent dans le domaine tholéiitique des rides ou des bassins marginaux, à l'exception de quelques points représentant les termes fortement altérés.

- l'évolution pendant la différenciation, qui s'est traduit par l'enrichissement en fer et l'appauvrissement en MgO, est identique à celle des basaltes tholéiitiques.

En fait, la série volcanique, ophiolitique est peu différenciée et n'est composée que de basaltes tholéiitiques. Les termes différenciés tels que Icelandites ou très différenciés tels que rhyolites sont complétement absents.

B IV.1.3°.2°°) Indices de différenciation (ID), de solidification (IS) et les rapports FeO/MgO et Mg = Mg/Mg + Fe.

Les indices de différenciation (ID)(1) de Thornton et Tuttle (1960) et de solidification (IS)(2) de Kuno et al. (1957) peuvent indiquer le degré et le type d'évolution magmatique des roches au cours de la différenciation.

Pendant la différenciation, ID augmente progressivement, contrairement à IS qui diminue. Dans les laves étudiées, ID varie de 20 à 46 % (en moyenne 34 %) et IS de 22 à 36 % (en moyenne 33 %). Ces valeurs correspondent bien à celles des basaltes. Leur faible variation indiquerait que ces laves sont peu différenciées.

Les rapports FeO/MgO et mg = Mg/Mg + Fe(3) peuvent être également utilisés comme indicateurs du fractionnement (Shido et al. 1971, Green et al. 1974). Le premier augmente et le second diminue progressivement au fur et à mesure qu'avance la cristallisation fractionnée.

B IV.1.3°.3°°) Variation des Oxydes en fonction de ID et de FeO/MgO.

La variation des oxydes significatifs tels que SiO_2, Al_2O_3, FeO', MgO, CaO, Na_2O et TiO_2 en fonction de ID, nous permettra de constater l'évolution chimique au cours de la différenciation du liquide qui appartient donc à la souche basaltique tholéiitique.

---

(1) ID = Qz + Ab + Or + Ne + Lc (en % normatifs).

(2) IS = 100 . MgO/MgO + FeO + Na_2O + K_2O d'où FeO = 0,9 . FeO_t

(3) Le rôle du mg dans le fractionnement est exposé dans le chapitre B IV relatif au fractionnement.

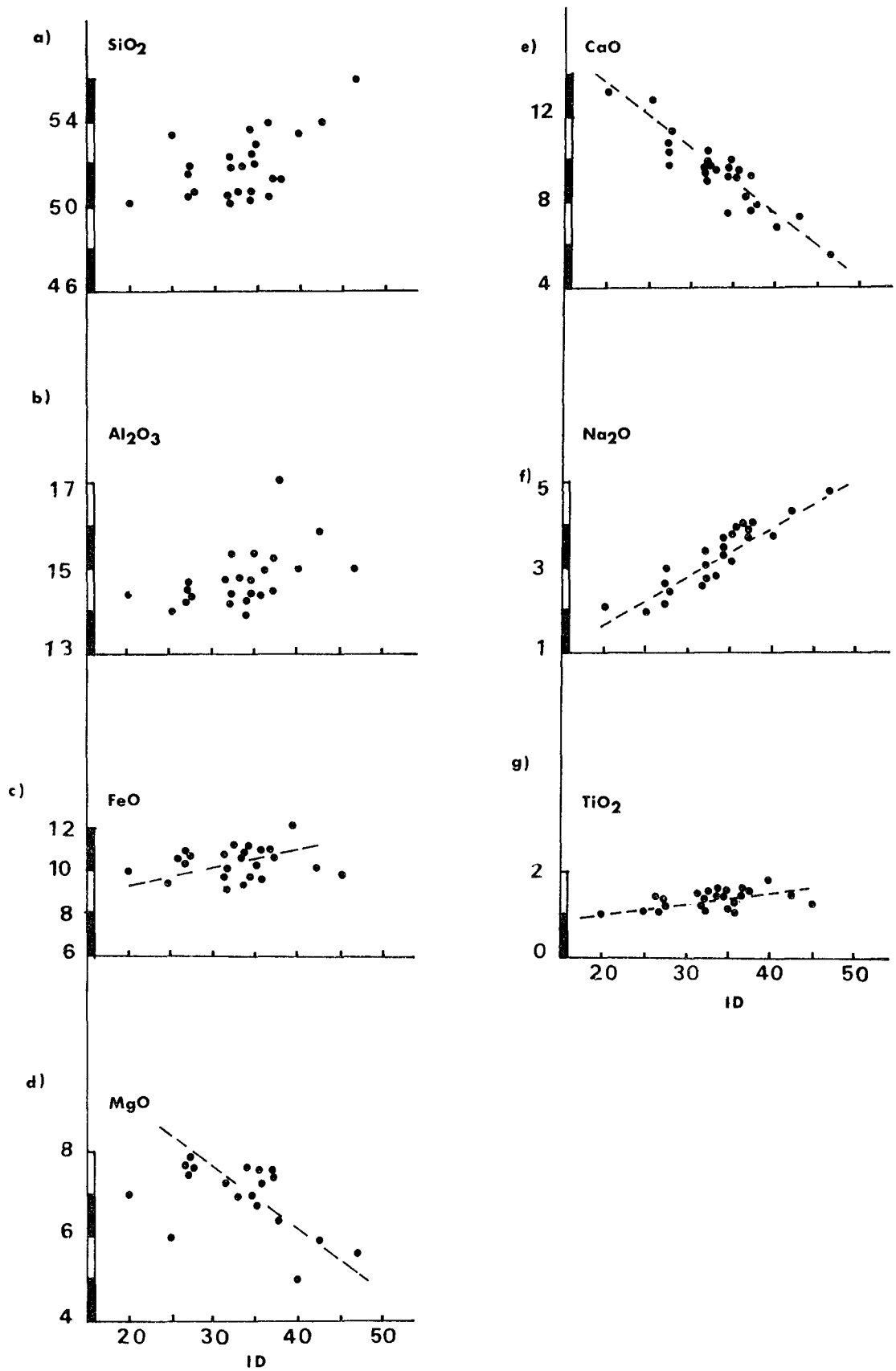


Figure III-81 - Variation des oxydes significatifs SiO_2 (a), Al_2O_3 (b), FeO' (c), MgO (d), CaO (e), Na_2O (f) et TiO_2 (g) en fonction de l'indice de différenciation (ID = Qz + Ab + Or + Ne + Lc en % virtuels) dans les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.

Dans ces diagrammes de variation, (Fig. III-81), on constate l'existence d'une nette évolution positive de FeO, TiO_2 et Na_2O et d'une évolution négative de MgO et CaO. Al_2O_3 montre grossièrement une légère augmentation comme SiO_2, qui est plus dispersé.

Le même type d'évolution est, en outre, observée par les diagrammes de variation des oxydes en fonction de IS et également de IM (indice mafique) (non figurés).

On constate par ailleurs, dans les diagrammes de variation des oxydes en fonction du rapport FeO/MgO, (Fig. III-82), la même évolution positive et encore plus nette de FeO et TiO_2 ainsi que l'évolution négative de MgO avec l'augmentation de FeO/MgO qui caractèrise le degré du fractionnement, (cristallisation fractionnée). Na_2O et CaO ne montrent par contre aucune évolution significative en fonction de ce rapport, ce qui est en accord avec les observations de Scheidegger (1973).

L'évolution positive de FeO et de TiO_2 et négative de MgO dans les basaltes étudiés impliquerait l'importance de la cristallisation fractionnée concernant essentiellement l'olivine et les spinelles (Scheidegger 1973) (v. aussi ch. B VI.1).

L'évolution de ces éléments au cours de la différenciation ou du fractionnement est fort comparable à celle des basaltes des rides médio-océaniques, en particulier atlantique, comme le montre le recouvrement partiel des domaines des basaltes étudiés sur ceux des basaltes de la ride médio-atlantique définis par Miyashiro et al. (1969), Shido et al. (1974) et Ui et al. (1980) (Fig. III-82).

B IV.1.3°.4°°) Synthèse des observations

Les observations faites ci-dessus, montrent que :

- le fer, le titane et le sodium augmentent nettement alors que le magnésium et le calcium diminuent progressivement au cours de la différenciation.

- l'évolution de la silice et de l'alumine n'est pas tout à fait significative.

- la série étudiée est de nature basaltique et tholéiitique. Elle est peu différenciée comme le confirme l'absence totale des termes différenciés tels que icelandites et rhyolites. Elle a un chimisme quasiment homogène et fort comparable à celui des séries des rides médio-océaniques.

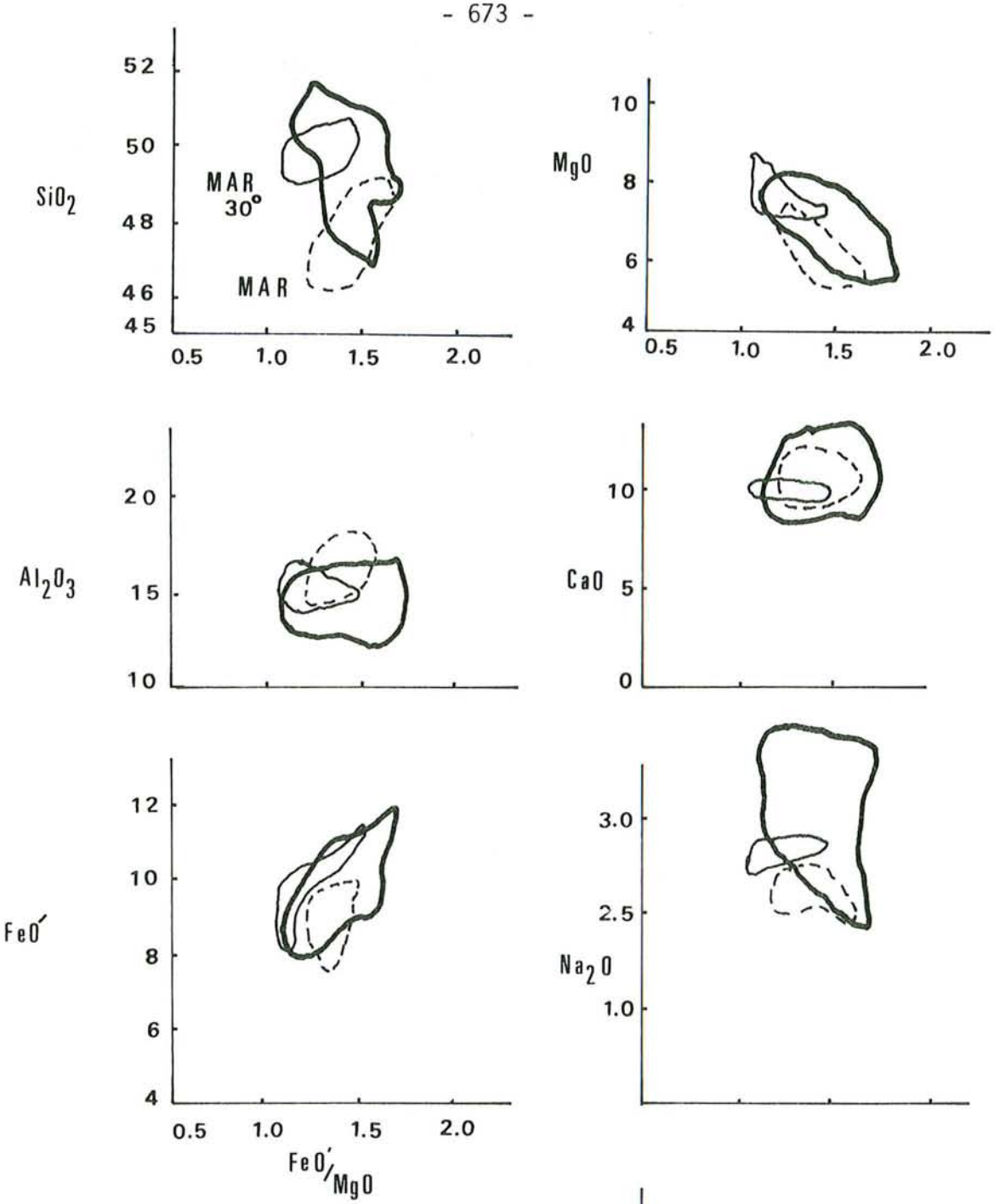


Figure III-82 -

Variation des oxydes en fonction du rapport FeO'/MgO dans les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti et leurs comparaisons avec les basaltes de la ride médio-atlantique (MARB) :

- *: domaine des basaltes étudiés*
- *: MARB à 30° N (Miyashiro et al. 1969, Shido et al. 1974)*
- *: MARB à leg 51 hole 417 D. (Ui et al. 1980).*

B IV.1.4°) Variation de composition chimique entre les parties externes (écorces supérieure et inférieure) et la partie interne (coeur) des pillows-lavas.

Afin de mettre en evidence la variation éventuelle de composition chimique au sein des pillows-lavas, nous avons effectué un échantillonnage systématique (Fig. III-83 A, B), dans les écorces (supérieure et inférieure) et dans le coeur de deux pillows-lavas de basalte à olivine (type B) bien conservés.
L'un, (pillow E), provient de la coulée 2 b, (éch. AÇ 476 E, analyses n° 7, 8, 9, Tbal. III-39), de l'affleurement d'Omeroglu ; l'autre, (pillow C), provient de la coulée 3, (éch. AÇ 489 C, analyses n° 18, 19, 20, Tabl. III-39), du même affleurement dans la région orientale de Bezedag.

- *PILLOW E - (coulée 2 b) :*

Il s'agit d'un pillow de basalte à Olivine dont la carapace est fortement chloritisée. Les microfractures, concentrées plutôt vers le centre, sont essentiellement remplies de calcite, de phyllites jaunes et accidentellement d'épidote. Les vacuoles remplies de chlorite sont peu abondantes.
La variation des données analytiques (brutes et recalculées[1]) des éléments majeurs significatifs en fonction de la position est montrée dans la figure III-83 A.
On constate que l'échantillon provenant du coeur de ce pillow est fortement calcitisé. Par conséquent les données brutes différent entre ces 3 points (bordure supérieure, coeur et bordure inférieure). Les données recalculées en éliminant la calcite sont beaucoup plus significatives afin de voir la variation entre ces 3 parties du pillow. En fait, le coeur du pillow est très légèrement plus pauvre en SiO_2 (- 3 à -4 %)[2] et beaucoup plus pauvre en Na_2O (-30 à -60 %) que les bordures. En revanche il est plus riche en FeO (+5 à +8 %), en K_2O (+75 %) et en CaO (+8 %) que les écorces supérieure et inférieure. Al_2O_3, MgO et TiO_2 restent quasiment constants (Fig. III-83 A et Tabl. III-44).

---

(1) Données recalculées avec élimination de calcite à sec.

(2) Variation des oxydes de la partie centrale par rapport aux parties externes, exprimée en % (v. tabl. III-44).

A-

PILLOW «E»

Aff. n° 476

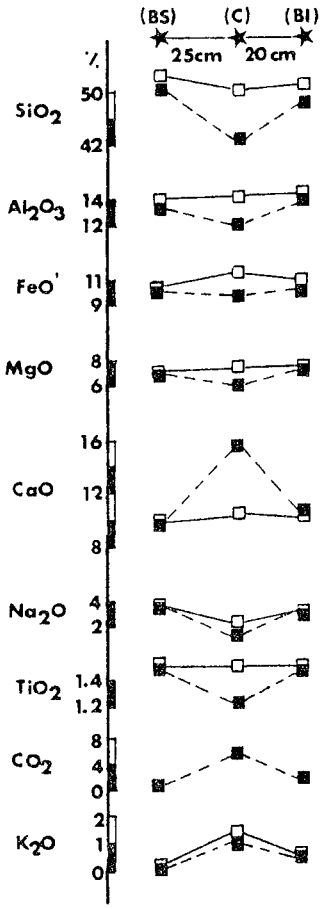
Coulée 2b d'Omeroglu

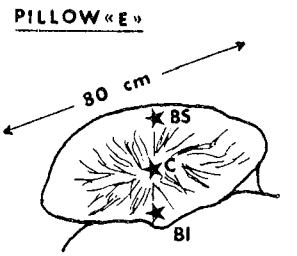
BS- éch. n° AC 476E1
analyse n°9

C - éch. n° AC 476 E2
analyse n° 10

BI- éch. n° AC 476E3
analyse n° 11

(voir Tb III-43)





Légende:

BS: bordure supérieure

C: coeur

BI: bordure inférieure du pillow.

Données brutes.

Données recalculées.

B-

PILLOW «C»

Aff. n° 489

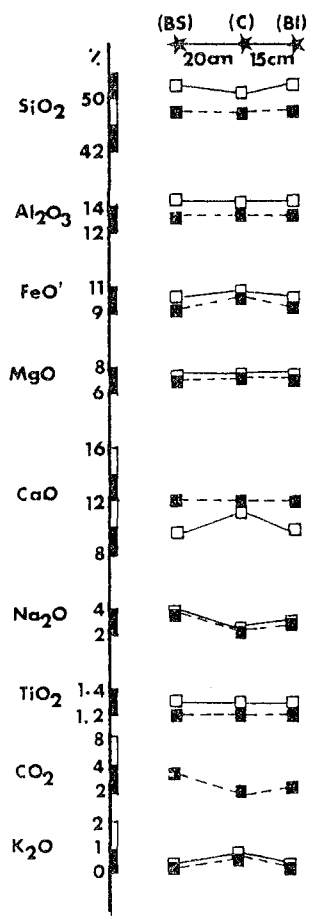
Coulée 3 d'Omeroglu

BS- éch. n° AC 489C1
analyse n° 17

C - éch. n° AC 489C2
analyse n° 18

BI- éch. n° AC 489C3
analyse n° 19

(voir Tb III-43)



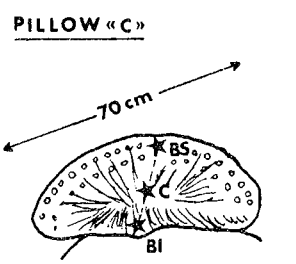


Fig. III-83: VARIATION DES OXYDES ENTRE LES PARTIES EXTERNES ET LA PARTIE INTERNE DE DEUX PILLOWS LAVAS OPHIOLITIQUES DE POZANTI-KARSANTI. (A-B).

- *PILLOW C - (coulée 3) :*

Ce deuxième pillow-lava, basaltique à olivine, est également bien conservé. L'écorce supérieure est très riche en petites vésicules remplies essentiellement de calcite, alors que la partie centrale est riche en épidote et en phyllites jaunes.

	SiO_2	Al_2O_3	FeO'	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2
Δ_1° :	-3.8%	+1.0%	+6.9%	-1.4%	+8.3%	-50.4%	+75.6%	-3.8%
$\Delta_2^{\circ\circ}$:	-3.2%	-0.8%	+6.7%	+0.6%	+13.8%	-40.9%	+44.6%	+0.7%

Tableau III-44 - Variation (en %) des éléments majeurs entre le coeur et les bordures (en moyenne) supérieure et inférieure du pillow E de l'affleurement n° 476 de la coulée 2b (Δ1) et du pillow C de l'affleurement n° 489 de la coulée 3 (Δ2) d'Omeroglu.

° (Δ1) : pillow E, coulée 2b.
°°(Δ2) : pillow C, coulée 3.

$\Delta = (X_c - \bar{X}_b)/X_c \cdot 100$ *d'où* X = *poids d'oxydes en %.*
c = *coeur du pillow.*
b = *bordures du pillow.*

$\bar{X}_b = (X_{bs} + X_{bi})/2$ $\bar{X}_b$ = *moyenne des analyses des bordures supérieure et inférieure du pillow.*
X_{bs} = *poids d'oxyde (%) de la bordure supérieure.*
X_{bi} = *poids d'oxyde (%) de la bordure inférieure.*

On constate une variation tout à fait identique à celle observée dans le pillow précédent. Le coeur est plus pauvre en SiO_2 (- 3 %), en Na_2O (- 30 à 60 %), mais légèrement plus riche en FeO (+ 7 %) et fortement plus riche en K_2O (+ 45 %) et en CaO (+ 13 %) que les écorces supérieure et inférieure. Al_2O_3, MgO et TiO_2 restent quasiment constants (Fig. III-83 B, Tabl. III-44). La teneur en CO_2 est plus faible dans le coeur que dans l'écorce supérieure où les vésicules remplies de calcite sont très abondantes.

- *INTERPRETATION* :

On constate ainsi, que le coeur est plus riche en FeO, CaO et K_2O mais en revanche plus pauvre en SiO_2 et Na_2O que les écorces supérieure et inférieure ; Al_2O_3, MgO et TiO_2 restant constants.

Une telle variation entre les écorces et le coeur des pillows-lavas est sans doute la conséquence du processus d'altération auquel sont soumis la plupart des basaltes étudiés.
La haute valeur de K_2O et CaO dans le coeur, est la conséquence de la transformation de la plupart des plagioclases en phyllites jaunes et en épidote et/ou de l'abondance des microfractures remplies de mêmes produits envahissant la mésostase.
La haute valeur de Na_2O dans les écorces est la conséquence de l'albitisation des phénocristaux et/ou des microlites de plagioclases acides, fréquente dans les parties externes des pillows.
La variation de CO_2 est naturellement due à la quantité variable des vésicules remplies de calcite dans les écorces et les microfractures dans le coeur des pillows.

Si l'on ne prend pas en considération l'effet d'altération, on constate qu'il n'y a aucune variation chimique significative entre les écorces et le coeur des pillows comme le confirme la constance des éléments insensibles à l'altération tels que Al_2O_3 et TiO_2.

Une telle constatation a été déjà faite dans les pillows-lavas des basaltes océaniques par Moore (1965, 1970), Paster (1968), Nicholls (1965) et Shido et al. (1974). Ces auteurs ont souligné que la différenciation chimique au sein de même pillow est négligeable et qu'elle ne concerne que K_2O qui augmente vers l'intérieur des pillows. Une telle variation de K_2O a également été largement observée dans les pillows basaltiques altérés de la ride médio-atlantique (Miyashiro 1969) et aussi dans ceux de la ride Pacifique-Est (Moore 1970).
Il se peut que la migration des derniers liquides et des volatils vers le coeur des pillows-lavas en soit la cause.

B IV.1.5°) Conclusions

Des observations qui précédent nous pouvons conclure que la série volcanique ophiolitique de Pozanti-Karsanti est peu différenciée et n'a subi qu'un faible fractionnement. Elle n'est constituée que de laves

basaltiques en coussin à chimisme pratiquement constant. Ces laves montrent nettement des caractères chimiques de Tholéiites à Olivine, fort comparables à ceux des basaltes tholéiitiques abyssaux des rides médio-océaniques.

Au cours de la différenciation, les seuls éléments qui présentent une évolution significative, sont FeO, TiO_2 et Na_2O qui montrent une évolution positive ainsi que CaO, MgO qui montrent une évolution négative.

Le magma tholéiitique à Olivine, issu d'une fusion partielle du manteau, s'est donc épanché à la surface du fond de la mer, au niveau d'une dorsale dans un océan ou dans un bassin marginal, avec un fractionnement assez négligeable.

Nous savons qu'au point de vue géochimique et pétrographique, les basaltes des rides médio-océaniques sont identiques à ceux des bassins marginaux, qui sont également de caractère tholéiitique à olivine.
Certains auteurs ont cependant montré quelques légères différences chimiques qui distinguent ces basaltes :

- Les basaltes de bassin marginal sont ainsi plus riches en alcalins[(1)] et en volatils que ceux des rides.

- Ils ont, en outre, un rapport Ol/Hy normatif beaucoup plus élevé (en moyenne 10 ou 50) et plus variable que les basaltes des rides médio-océaniques, (en moyenne 0,3 ou 0,6).

Ainsi, les valeurs relativement élevées en Na_2O (3 %), en K_2O (0,7 %) et également en volatils - H_2O^+ (2 %) et CO_2 (1,6 %) -, ainsi que les hautes valeurs du rapport Ol/Hy (en moyenne 3,2), dans les laves basaltiques tholéiitiques étudiées nous permettrons d'envisager pour cette série un environnement de type dorsal dans un bassin marginal, plutôt que dans un océan proprement dit.

Ces conclusions rejoignent ainsi celles de l'étude pétrographique :

- l'abondance de phénocristaux de clinopyroxènes relativement calciques,

- l'aspect fin et vitreux de ces laves, plaide également en faveur d'un environnement de type bassin marginal (v. la conclusion générale).

---

(1) K_2O peut atteindre 1 % et même 2 % (Hart et al. 1972, Miyashiro 1975, Lordkipanidze et al. 1980, Tarney et al. 1980).

B IV.2) GEOCHIMIE DES ELEMENTS EN TRACES

Dans quelques échantillons représentatifs (13) des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti, ont été analysés les éléments en traces, tels que Ba, Sr, Rb, Ni, Cr, Co, V, Cu et Zn, ainsi que P_2O_5 par la méthode de "Quantomètre" au C.R.P.G.(1) de Nancy.

B IV.2.1°) Distribution des concentrations des éléments en traces analysés dans les laves ophiolitiques.

Les concentrations des éléments traces dosés dans les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti sont peu variables. Ceci montre l'homogénéité de la nature chimique de ces laves basaltiques qui sont donc peu diversifiées.

B IV.2.1°.1°°) Baryum (Ba), Rubidium (Rb) et Strontium (Sr)

- *Baryum (Ba)* :

Les concentrations de Ba dans les laves ophiolitiques analysées, variant de 33 à 73 ppm, (moyenne 52 ppm), (Tabl. III-45), sont beaucoup plus faibles que dans les laves alcalines, dans lesquelles elles ont une moyenne de 613 ppm d'après Engel et al. (1965), Gast (1965), Kay et al. (1964), Prinz (1967) et Puchelt (1972). Par contre elles sont légèrement plus élevées que celles des basaltes tholéiitiques océaniques (en moyenne 14 ppm d'après Engel et al. 1965, Cann 1971, Puchelt 1972 ou 12 ppm d'après Melson et Thompson 1971).
Elles sont plus ou moins comparables à celles des basaltes des bassins marginaux (en moyenne 11 à 43 ppm d'après Hawkins 1977, Dietrich et al. 1978, Hawkins et al. 1979, Dick 1982).

- *Rubidium (Rb)* :

Les concentrations de Rb, variant de moins de 10 à 26 ppm, (en moyenne 16 ppm), sont également plus élevées dans les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti que dans celles des rides médio-océaniques, (inférieure à 9 ppm) (Tabl. III-45 et III-46). Elles sont plus ou moins comparables à celles des basaltes des bassins marginaux, particulièrement du bassin de Mariana (en moyenne 14 ppm d'après Dietrich et al. 1978).

---

(1) C.R.P.G. = *Centre de la Recherche Pétrographique et Géochimique du C.N.R.S.*

n° d'ordre	-1-	-2-	-3-	-4-	-5-	-6-	-7-	-8-	-9-	-10-	-11-	-12-	-13-	*Moyenne*
(ppm)	*(1)*	*(4)*	*(6)*	*(7)*	*(8)*	*(9)*	*(10)*	*(12)*	*(14)*	*(17)*	*(18)*	*(19)*	*(20)*	
Ba	68	53	63	52	55	33	53	69	73	45	34	44	39	*52*
Rb	25	14	25	12	26	10	14	13	25	12	10	20	16	*16*
Sr	136	95	142	122	164	171	126	195	133	171	123	157	156	*145*
Ni	87	114	102	107	80	99	92	77	102	90	94	98	91	*95*
Cr	154	268	232	242	236	260	242	163	158	213	214	212	206	*215*
Co	59	51	74	53	52	122	44	53	56	77	53	54	53	*62*
V	262	297	275	312	302	311	294	281	262	261	263	260	249	*279*
Cu	90	77	65	65	50	73	63	56	33	59	95	54	52	*64*
Zn	94	102	89	95	94	100	94	91	86	82	82	76	77	*89*
%														
P_2O_5	0.10	0.21	0.17	0.19	0.21	0.19	0.19	0.23	0.11	0.04	0.07	0.07	0.04	*0.14 %*
TiO_2	1.45	1.49	1.31	1.57	1.50	1.52	1.49	1.53	1.47	1.24		1.22	1.14	*1.41*
TiO_2 °	1.45	1.46	1.25	1.47	1.22	1.44	1.44	1.46	1.50	1.21	1.19	1.23	1.19	*1.35*
K_2O	1.49	0.59	1.41	0.51	1.21	0.17	0.71	0.72	1.47	0.60	0.25	0.96	0.78	*0.80*
K/Sr	45.5	25.8	41.2	17.4	30.6	4.1	23.3	15.3	45.9	14.6	8.4	25.4	20.8	*24.5*
Ba/K	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.05	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	*0.02*
K/Rb	247	175	234	176	193	70	210	230	244	208	104	199	202	*192*
Rb/Sr	0.18	0.15	0.18	0.10	0.16	0.06	0.11	0.07	0.19	0.07	0.08	0.13	0.10	*0.12*
Ba/Sr	0.50	0.56	0.44	0.43	0.33	0.19	0.42	0.35	0.55	0.26	0.28	0.28	0.25	*0.37*
Sr/Ca	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	*0.002*
Cr/Ni	1.77	2.35	2.37	2.26	2.95	2.62	2.63	2.12	1.55	2.36	2.27	2.16	2.26	*2.28*
Ti/P	39.9	19.1	20.2	21.2	16.0	20.8	20.8	17.4	37.5	83.4	46.6	48.2	82.0	*34.8*
Ti/V	33.2	30.1	28.6	30.2	29.8	29.3	30.4	32.6	33.6	28.5	27.1	28.1	27.5	*29.9*

Tableau III-45 - Analyses chimiques des Eléments en Traces des Laves Ophiolitiques de Pozanti-Karsanti et leur moyenne (13). Analyse par "Quantomètre" au C.R.P.G. de Nancy .

° - TiO_2 et K_2O analysés par la "Spectrométrie X" à l'Université de Nancy. Analystes : M. Montanari et Mme Perrin.

Pozanti Karsanti		*(M O R B)*			*(M A R B)*			*(B A B)*		*(B A I)*		
		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
Ba :	*52*	14	12				84	43	30	50		75
Rb :	*16*	1.2	5				7	10	6	2	2	5
Sr :	*145*	130	123		145		194	190	214	145	131	200
Ni :	*95*	97	123	95°	118	101	80	120	67	25	23	30
Cr :	*215*	297	296		265	260	190	260	269	20	43	50
Co :	*62*			66°°	42	44					28	
V :	*279*	292			282	310		225		330	297	270
Cu :	*62*	77			63	109					94	
Zn :	*89*		122	78°°	82	84	98	50	69	70		
P_2O_5 :	*0.14 %*			0.13°°°	0.14							

Tableau III-46 - Moyennes des éléments en traces dans les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti et dans les Basaltes tholéiitiques des Rides médio-océaniques (MORB), des Rides médio-atlantiques (MARB), des Bassins Marginaux (BAB) et d'Arcs Insulaires (BAI).

(1) - Engel et al. (1965), Cann (1971)
(2) - Melson et Thompson (1971), Erlank et Kable (1976)
(3) - ° : Frey et al. (1974) "bordée 2"
°° : Andrews (1977) "à 37° N"
°°° : Liou (1974)
(4) - Bougault et al. (1979 b, p. 248)
(5) - Emmerman et Puchelt (1980)
(6) - Tarney et al. (1979) "basaltes altérés par eau de mer"
(7) - Hawkins et al. (1979), "Mariana"
(8) - Tarney et al. (1977) "Sud Sandwich"
(9) - Hawkins et al. (1979) "arc Mariana"
(10) - Ewart et Bryan (1972), "arc Tonga"
(11) - Jakes et White (1972)

Les éléments K et Rb montrent une bonne corrélation linéaire et positive, dans les laves présentement étudiées (Fig. III-84). Les points représentatifs des laves fortement altérées et par conséquent riches en phyllites jaunes, se regroupent dans un domaine où K_2O et Rb sont relativement élevés, comme le montre le diagramme K_2O/Rb (Fig. III-84).

- *Strontium (Sr)* :

Il se distribue principalement entre les minéraux riches en calcium tels que le plagioclase et le clinopyroxène. Les concentrations de Sr

dans les laves étudiées varient de 95 à 195 ppm (en moyenne 145 ppm), et sont fort comparables à celles des basaltes tholéiitiques océaniques dans lesquels elles sont toujours inférieures à 200 ppm (Hubbard 1969, Subbarao et Hedge 1973, Faure 1978). Elles sont par contre tout à fait différentes de celles des basaltes alcalins dans lequels elles sont très élevées (en moyenne 510 ppm) (Engel et al. 1965, Subbarao et al. 1973).

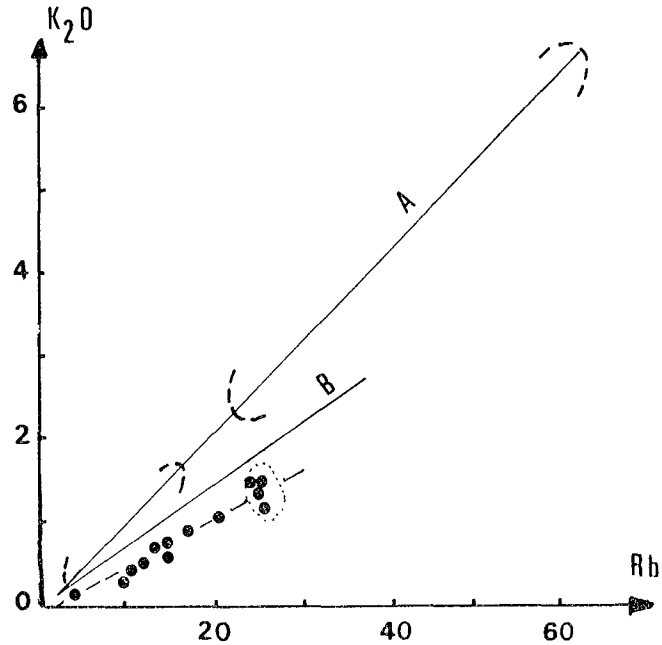


Figure III-84 - Corrélation linéaire positive entre K_2O et Rb dans les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.

A et B : droites de corrélations propres aux laves basaltiques altérées ou non de la ride médio-atlantique à 25° N (hole 417 A) d'après Joron et al. (1980, p. 1095).

. *Effet de l'altération* :

Le Ba et le Rb, comme le K, sont des éléments mobiles pendant l'altération. Leurs teneurs augmentent au fur et à mesure que l'altération, (par l'eau de mer par exemple), devient plus intense, comme l'ont constaté de nombreux auteurs, entre autres Emmerman et Puchelt (1980) et Chikhaoui (1981). Ce dernier a montré que les teneurs en ces éléments sont perturbées dès les premiers stades de l'altération et a suggéré que les concentrations rencontrées dans les roches fraîches ne représenteraient même pas les valeurs originelles.

Un enrichissement assez remarquable de Ba et de Rb dans les pillows-lavas basaltiques des rides, altérés par action de l'eau de mer a été récemment observé par plusieurs auteurs, parmi lesquels Humphris et Thompson (1978), Donnelly et al. (1980 a), Joron et al. (1980). L'addition de Ba, comme celle de Rb et K, est en effet due aux circulations fluides hydrothermaux ou d'eau de mer à travers la partie superficielle de la croûte océanique auprès des dorsales (Saunders et al. 1979 a, Abbotts 1981). Dans le cas où les laves océaniques sont fortement altérées, la teneur en Ba peut dépasser facilement 50 ppm et celle en Rb peut atteindre 20-25 ppm et même 60 ppm (Nicholls et Islam 1971, Joron et al. 1980).

Ceci explique que les teneurs élevées en Ba et Rb des laves ophiolitiques du massif de Pozanti-Karsanti sont dues à l'altération hydrothermale.

En ce qui concerne l'attitude du Sr vis à vis de l'altération, la relation entre sa concentration et le processus d'altération est assez complexe. A ce propos, les suggestions - plutôt controversées - faites par différents auteurs sont les suivantes :

- Mobilité considérable de Sr pendant l'altération affectant les basaltes océaniques, d'après Cann (1970, 1973), Pearce et Cann (1973), Smith et Smith (1976), Morrison (1978), Whetehead et Good fellow (1978) et Chikhaoui (1981).

- Quasi-stabilité de Sr dans les basaltes altérés, à basse température, (ceux des rides par exemple), d'après Dasch et al. (1973), O'nions et Paukhurst (1974), Spooner et al. (1977), Andrews (1977) et Donnelly et al. (1980 a)..

- Enrichissement remarquable dans les basaltes altérés riches en épidotes et inversement un léger appauvrissement dans les basaltes riches en chlorites d'après Humphris et Thompson (1978).

Dans les basaltes ophiolitiques étudiés, la concentration de Sr est quasiment constante, à l'exception des parties externes des pillows-lavas, dans lesquelles on constate un très léger appauvrissement en Sr par rapport à la partie interne, (peut-être cet appauvrissement est dû à la dévitrification du verre en chlorites).

Une telle quasi-stabilité de Sr et un tel enrichissement en Ba et en Rb pendant l'altération hydrothermal ont été également observés dans plusieurs laves basaltiques ophiolitiques, entre autres celles de l'Ophiolite de Masirah en Oman (Abbotts 1981) et de Sarmiento au Chili (Saunders et al. 1979 a).

Il est nécessaire de souligner que le rapport K/Rb est plus faible (en moyenne 192) alors que Rb/Sr est plus élevé (en moyenne 0,12) dans les laves basaltiques étudiées que dans celles des rides non altérées. Ceci serait dû également à l'altération par l'eau de mer.

B IV.2.1°.2°°) Nickel (Ni), Chrome (Cr) et Cobalt (Co)

Ni, Cr et Co sont des éléments dont le comportement est un bon indicateur des modalités de la cristallisation fractionnée (Bougault et Hekinian 1972, Thompson et al. 1972, Bougault et al. 1979)

Leurs variations, dans les basaltes océaniques, sont contrôlées par le fractionnement de l'olivine ainsi que des spinelles (Thompson et al. 1972, Humphris et Thompson 1978, Tarney et al. 1979).

Bien que certains auteurs, entre autres Cann (1969), Bonatti et al. (1973), Keays et Scott (1976) et Chikhaoui (1981) aient constaté une légère mobilisation des éléments Ni et Co dans les basaltes altérés, l'altération hydrothermale n'a aucun effet majeur sur la distribution de ces éléments. Ils sont donc considérés pratiquement immobiles pendant l'altération des basaltes par action de l'eau de mer, (Hart 1970, Thompson 1973, Hart et al. 1974, Humphris et Thompson 1978, Furnes 1978, 1980, Furnes et El-Anbaewy 1980), à condition que les clinopyroxènes ne soient pas complètement détruits (Chikhaoui 1981).

- *Nickel et Chrome* :

Ils sont concentrés dans les minéraux cristallisés précocement, tels que l'olivine et le clinopyroxène (Wager et Mitchell 1951, Storm et Holland 1957, Curtis 1964, Merlino 1965, Prinz 1967, Treuil et al. 1971).

Les concentrations de Ni, variant de 77 à 114 ppm (en moyenne 95 ppm) et celles de Cr, variant de 154 à 268 ppm (en moyenne 215 ppm) sont fort comparables à celles des basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques et également à celles des basaltes des bassins marginaux (Tabl. III-45, III-46 et III-47).
Elles sont très différentes de celles des basaltes des arcs insulaires, dans lesquels le Cr et le Ni sont extrêmement faibles (respectivement 20 ppm et 25 ppm d'après Hawkins et al. 1979) (Tabl. III-46).

- *Cobalt (Co)* :

Les concentrations de Co, variant de 44 à 122 ppm (moyenne 62 ppm) sont également - comme les précédents - comparables à celles des basaltes des rides. Elles sont quasiment constantes à l'exception d'une lave riche en magnétite (Tabl. III-45, analyse n° 6), dans laquelle Co atteint 122 ppm. Ceci est expliqué par l'entrée en quantité considérable du Co dans la structure des magnétites (Carr et Turekian 1961, Prinz 1967, Paster et al. 1974).

. *Corrélations Ni-MgO et Ni-Cr* :

Il existe une nette corrélation positive entre Ni et Mg, ainsi qu'entre Ni et Cr dans les laves ophiolitiques étudiées. Ce type de corrélation est fort comparable à celui des basaltes des rides médio-océaniques (Fig. III-85 et III-89).

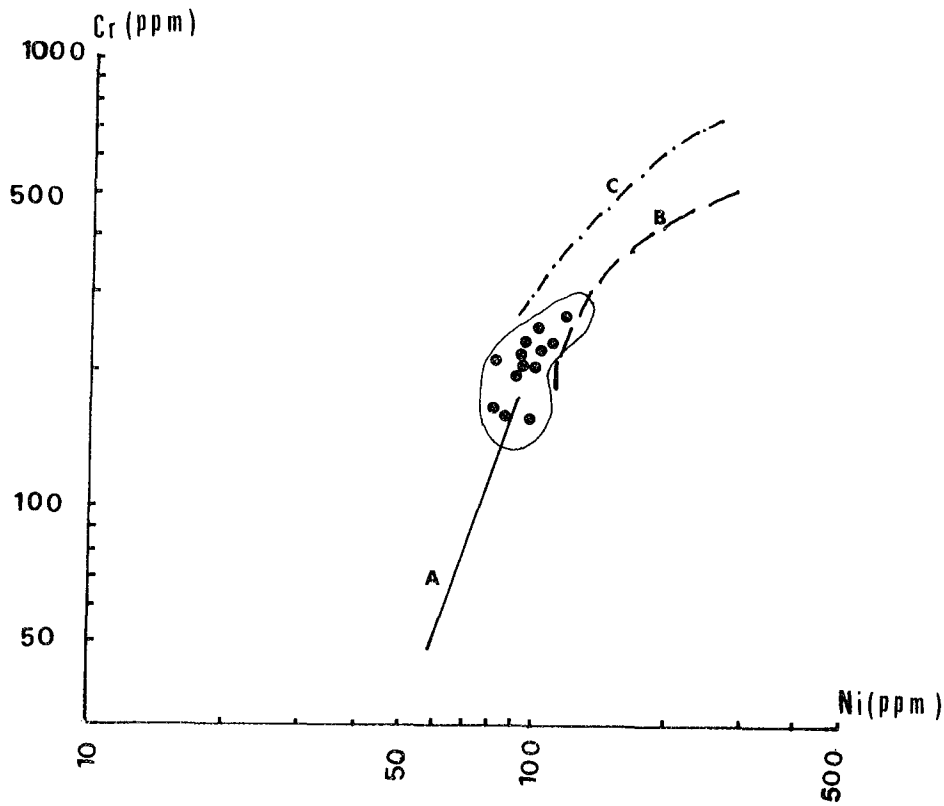


Figure III-85 - Corrélation positive entre Cr et Ni dans les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti (v. le texte).

La disposition des points représentatifs des laves dans le diagramme logarithmique Cr-Ni proposé par Bougault et Hekinien (1974) afin d'étudier le type d'évolution de ces deux éléments dans les basaltes à Ol, les basaltes à Plag. et les basaltes à Cpx des rides médio-océaniques, est plus ou moins comparable à celle des basaltes à Olivine des rides (Fig. III-85).

La ligne de corrélation, (Log Cr = f (log Ni)), est légèrement courbée comme celle des basaltes à olivine des rides (courbe B).

Cette courbure est la conséquence du changement des coefficients de partition, (D), du nickel (D^{Ni}) et du chrome (D^{Cr}) entre les phases ferromagnésiennes[(1)]. Ces coefficients de partition de Ni et de Cr sont constants dans les basaltes à pyroxène, par conséquent la corrélation entre ces deux éléments est représentée par une ligne droite[(2)] (Bougault et Hekinian 1974).

B IV.2.1°.3°°) Cuivre (Cu), Vanadium (V), Zinc (Zn) et Phosphore (P)

Les éléments V et P sont immobiles pendant l'altération hydrothermale (Hart 1970, Thompson 1973, Hart et al. 1974, Humphris et Thompson 1978, Mottl et al. 1979, Furnes 1978, 1980 et Shervais 1982). Inversement le Cu peut être appauvri pendant l'altération hydrothermale (Humphris et Thompson 1978, Donnelly et al. 1980 a) ou peut être enrichi pendant l'oxydation (Wedepohl 1974). Le comportement du Zn pendant l'altération n'est pas connu avec précision ; il reste apparemment stable (Hart 1973) ou bien il augmente légèrement avec l'intensité de l'altération (Chikhaoui 1981).

. *Cuivre (Cu) et Zinc (Zn)* :

Les concentrations du Cu, variant de 33 à 95 ppm (moyenne 64 ppm) et celles du Zn, de 76 à 102 ppm -moyenne 89 ppm) sont tout à fait identiques à celles des basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques. Pour

---

(1) $D^{Cr} = D^{Cr}_{pyrox} + D^{Cr}_{Ol}$

$D^{Ni} = D^{Ni}_{pyrox} + D^{Ni}_{Ol}$

(2) $D^{Cr} = D^{Cr}_{pyrox}$, $D^{Ni} = D^{Ni}_{pyrox}$

ces derniers les concentrations moyennes sont respectivement de 63 ppm (Bougault et al. 1979) et de 81 à 85 ppm (Clarke 1970, Emmerman et Puchelt 1980) (Tabl. III-45 et III-46).

Dans notre région, on constate un léger appauvrissement en Cu (inférieur à 50 ppm) dans les laves fortement altérées, riches en phyllites jaunes (Tabl. III-45).

	Pozanti Karsanti	*(MORB)*	*(BAB)*
Ba :	*33 - 73*	6 - 40[1]	2 - 66[8]
Rb :	*10 - 26*	1 - 13[2]	9 - 16[9]
Sr :	*95 - 195*	86 - 250[2]	80 - 136[9]
Ni :	*77 - 114*	65 - 254[3] 70 - 170[1]	70 - 180[9]
Cr :	*154 - 268*	160 - 680[4]	220 - 292[9]
Co :	*44 - 122*	31 - 126[3]	19 - 46[9]
V :	*249 - 312*	245 - 300[5]	178 - 346[9]
Cu :	*33 - 95*	25 - 200[4]	58 - 108[9]
Zn :	*76 - 102*	30 - 124[3]	85 - 146[9]
P_2O_5 :	*0.04 - 0.23 %*	0.07 - 0.35 %[7] 0.09 - 0.12 %[6]	0.01 - 0.39 %[8]

Tableau III-47 - Variation des concentrations des éléments en traces dans les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti et dans les basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques (MORB) et des bassins marginaux (BAB).

(1) - Kay et al. (1970)
(2) - Cann (1970, p. 8)
(3) - Andrews (1977, p. 922)
(4) - Donnelly et al. -1980 a, p. 1327)
(5) - Humphris et thompson (1978)
(6) - Zolotarev et Choporov (1979, p. 482-6)
(7) - Joron et al. (1980, p. 1090-91)
(8) - Hawkins (1976, p. 287-8)
(9) - Dietrich et al. (1978, p. 133).

. *Vanadium (V)* :

Le vanadium entre largement , comme le Co, dans les magnétites (Mason 1966, Prinz 1967, Landergren 1974). Sa concentration dans les laves étudiées, variant de 249 à 312 ppm (en moyenne 279 ppm) est plus élevée que celle des basaltes alcalins (en moyenne 140 ppm) (Prinz 1967, Turekian et Wedepohl 1961). Elle est par contre tout à fait identique à celle des basaltes des rides médio-océaniques, soit 282 ppm d'après Bougault et al. (1979 b) ou 292 ppm d'après Engel et al. (1965) et Cann (1971) ainsi qu'à celle des basaltes des bassins marginaux soit 289 ppm d'après Dietrich et al. (1978).

Il existe une nette corrélation linéaire positive entre V et Ti (voir Fig. III-92).
Une telle corrélation identique a été constatée dans les basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques (Bougault et Hekinian 1974 et Shervais 1982) et également dans les laves ophiolitiques, par exemple dans celles du Pinde (Montigny et al. 1973).

. *Phosphore (P)* :

C'est un élément fondamental de l'apatite, par conséquent sa concentration est plus faible dans les basaltes tholéiitiques que dans les basaltes alcalins (Nockolds 1953, Taylor 1968, Wedepohl 1969 b, Flower 1973, Bougault et al. 1979 b et Dick 1982).
Les concentrations, variant de 0,04 à 0,23 % (en P_2O_5), sont identiques à celles des basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques (Tabl. III-45 et III-46).
Il existe une bonne corrélation linéaire positive entre P_2O_5 et TiO_2 comme l'ont constaté Hawkins (1979) et Laurent et al. (1979) dans les basaltes des rides (Fig. III-87).

B IV.2.2°) Caractéristiques chimiques

La distribution des concentrations des éléments en traces dosés, exposée dans le chapitre précédent, a donc confirmé les caractères tholéiitiques et non alcalins des pillows-lavas basaltiques de la série volcanique ophiolitique de Pozanti-Karsanti.
Cette constatation sera, à présent, assurée à l'aide de quelques diagrammes significatifs.

. *Diagrammes K/Sr - K et Rb/Sr - Rb de Lo et Goles (1976) :*

Dans ces diagrammes, tous les points représentatifs des laves étudiées se situent sans exception dans les domaines propres aux basaltes tholéiitiques abyssaux et non dans le domaine alcalin, ni d'ailleurs dans les domaines des tholéiites intra-océaniques ou d'arc (Fig. III-86 A, B).

On constate, en outre, des corrélations positives et linéaires entre K/Sr - K et Rb/Sr - Rb qui sont également caractéristiques des laves tholéiitiques océaniques.

Dans le diagramme Rb/Sr - Rb, (Fig. III-86 B), les échantillons fortement altérés se situent naturellement au dehors du domaine tholéiitique dans les niveaux où le rapport Rb/Sr est élevé (supérieur à 0,12). Les hautes valeurs de ce rapport sont dues - comme déjà dit - à l'altération par l'eau de mer responsable de la formation des phyllites jaunes et donc de l'entichissement en Rb.

. *Diagrammme P_2O_5 - TiO_2 :*

Dans ce diagramme proposé par Bass et al. (1973), les points représentatifs se situent également dans le domaine des basaltes des fonds océaniques (A) défini par ces auteurs. Ils ne se disposent jamais dans le domaine des basaltes des arcs insulaires (B) défini par Hawkins et al. (1979) ni sans celui des basaltes tholéiitiques à faible Ti et à Mg élevé (E) défini par Laurent et al. (1979) (Fig. III-87).

De plus, les diagrammes Ba/Sr - Sr de Gast (1968) et log Cr - log Ni de Bougault et al. (1979 a, b) confirment également les caractères tholéiitiques océaniques et non alcalins de ces laves (non figurés).

. *Diagrammes V/FeO/MgO , Cr/FeO/MgO , Ni/FeO/MgO et SiO_2/Cr de Miyashiro et Shido (1975).*

De plus, la disposition des points représentatifs des laves sur les diagrammes V - FeO/MgO (A), Ni - FeO/MgO (B), Cr - FeO/MgO (C) et SiO_2 - Cr (D), (Fig. III-88), confirme également les caractères tholéiitiques abyssaux et non calco-alcalins de ces laves.

Il existe une légère évolution positive de V et négative de Ni et Cr avec l'augmentation du rapport FeO/MgO. Cette évolution est typique des tholéiites océaniques, par opposition aux séries calco-alcalines. L'évolution

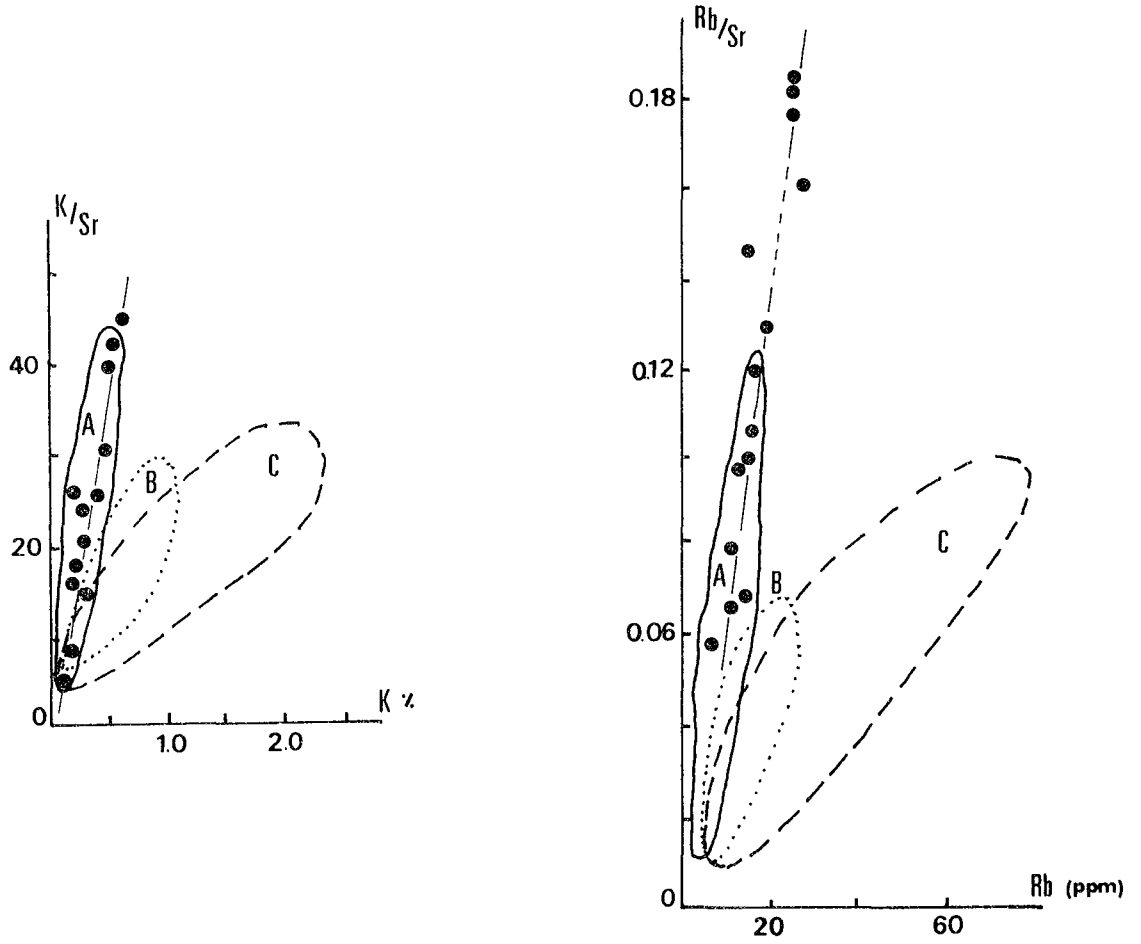


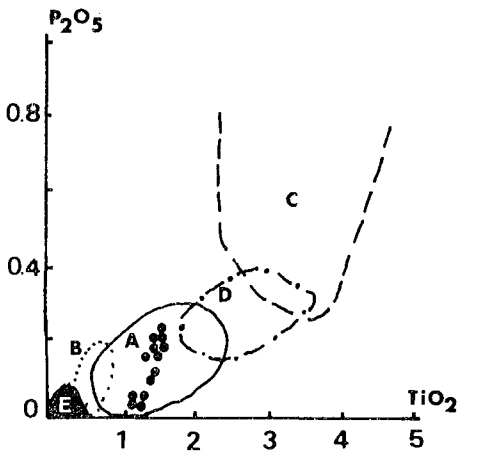
Figure III-86 - Répartition des laves basaltiques ophiolitiques de Pozanti Karsanti sur les diagrammes K/Sr-K (A) et Rb/Sr-Rb (B) de Lo et Goles (1976, p. 155).

A - domaine des Tholéiites océaniques abyssales
B - domaine des Tholéiites d'arc insulaire
C - domaine des basaltes alcalins
(K % = 0.41 . K_2O %$_p$ ---
0.41 = masse at. K/masse mol. K_2O).

Figure III-87 -

Répartition des laves basaltiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti sur le diagramme P_2O_5- TiO_2.

A - domaine des basaltes Th océaniques (Bass 1973).
B - domaine des basaltes Th d'arcs insulaires (Hawkins 1979).
C - basaltes alcalins (Bass 1973).
D - domaine des basaltes Th intra-océaniques (Bass 1973).
E - domaine des basaltes Th à faible Ti et à Mg élevé (Laurent et al. (1979).



positive de V avec l'augmentation de FeO/MgO montrerait que la cristallisation de magnétite est prédominante dans les stades relativement tardifs, ce qui est là encore, caractéristique des magmas tholéiitiques océaniques (Miyashiro et Shido 1975, Shervais 1982).
La corrélation négative de Ni et Cr avec FeO/MgO est naturellement liée au processus de fractionnement (Miyashiro et Shido 1975, Bougault et al. 1976).

B IV.2.3°) Environnement géotectonique des laves ophiolitiques

Sachant que les laves basaltiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti sont bien de caractère tholéiitique ; nous allons à présent déterminer le type d'environnement géotectonique, auquel elles appartiennent, en confirmant les résultats préliminaires déjà obtenus en utilisant les éléments majeurs (v. ch. B IV.1.2°).

Nous avons choisi, parmi d'autres, quatre diagrammes bien caractéristiques qui permettent de distinguer nettement les basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques et d'arc insulaire.
Ces diagrammes sont les suivants :

. MgO - Ni de Kay et al. (1970), Ewart et Bryan (1972)
. Ti - Cr de Pearce (1975)
. Ti/Cr - Ni de Beccaluva et al. (1979)
. Ti - V de Shervais (1982).

B IV.2.3°.1°°) Diagramme MgO - Ni

Tous les points représentatifs se situent dans le domaine des basaltes des rides médio-océaniques (OFB) proposé par Kay et al. (1970) et non dans celui des basaltes d'arc insulaire (LKT) proposé par Ewart et Bryan (1972) (Fig. III-89).
En outre, la pente de la droite de corrélation permet également de les distinguer : elle est faible dans le cas des basaltes des rides, alors qu'elle est très accentuée dans celui des basaltes d'arc insulaire (Ewart et Bryan 1972). La droite de corrélation obtenue pour les laves étudiées est fort comparable à celle (C) obtenue pour les basaltes de la ride médio-atlantique à 37° N de latitude par Lambert et Holland (1977) (Fig. III-89).

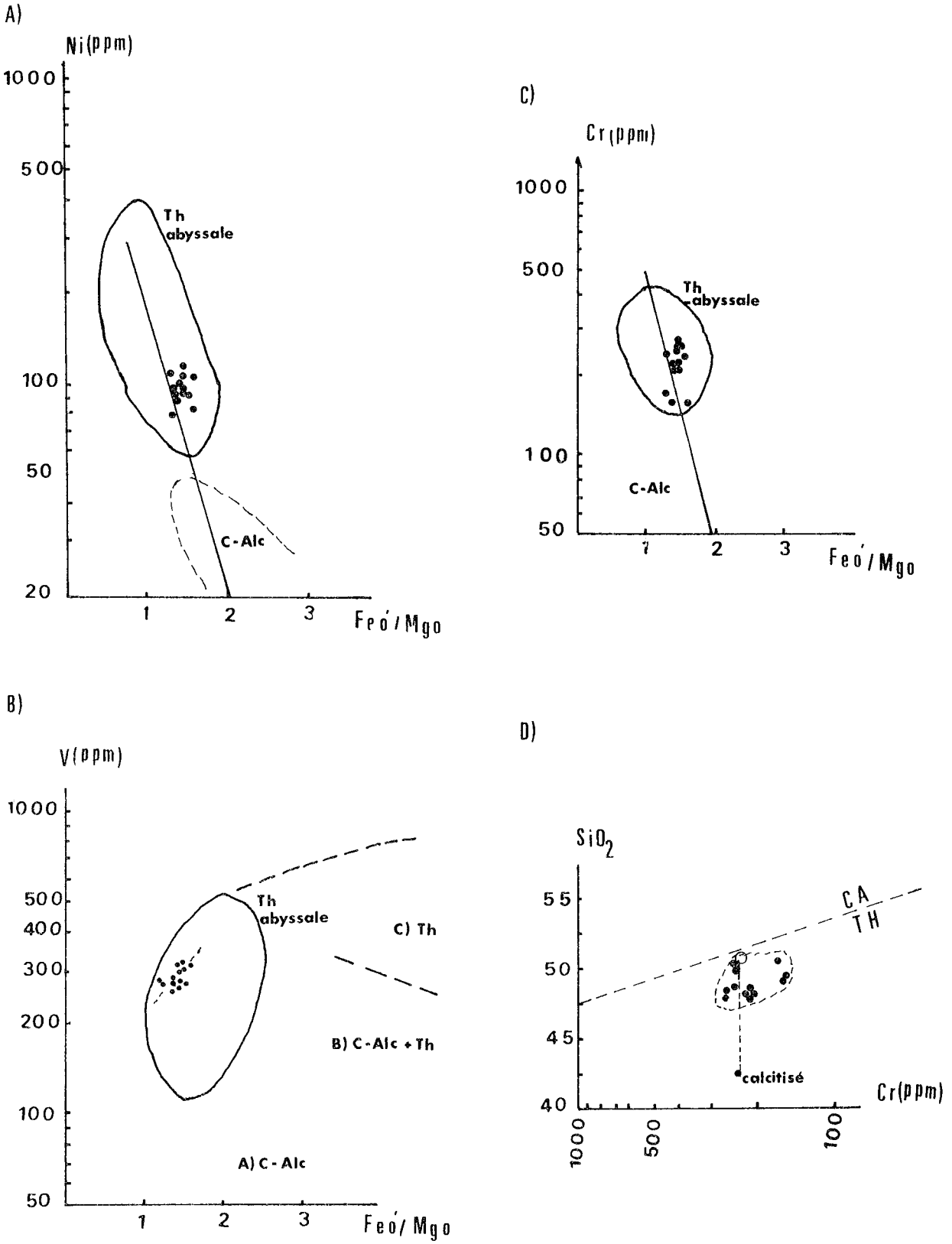


Figure III-88 - Répartition des laves basaltiques ophiolitiques de Pozanti Karsanti sur les diagrammes semi-logarithmiques de Miyashiro et Shido (1975) :

A- V/FeO/MgO , B- Ni/FeO/MgO , C- Cr/FeO/MgO , D- SiO_2/Cr.

B IV.2.3°.2°°) Diagramme Ti - Cr de Pearce (1975)

Pearce et Cann (1973), Pearce (1975), Floyd et Winchester (1975), Winchester et Floyd (1976) ont largement insisté sur le fait que les éléments incompatibles, tels que Ti, Cr, P, (- ou Nb, Y, Zr - non dosés), permettent de séparer nettement les basaltes des rides et des arcs insulaires. Ces éléments restent en effet immobiles pendant l'altération et le métamorphisme.

De l'application des points représentatifs des laves, sur ce diagramme Ti/100 - Cr de Pearce (1975), il ressort que tous les points se disposent sans exception dans le domaine des basaltes des rides médio-océaniques (OFB) et non des arcs insulaires (LKT) (Fig. III-90).

B IV.2.3°.3°°) Diagramme Ti/Cr - Ni de Beccaluva et al. (1979)

Beccaluva et al. (1979) ont proposé un diagramme logarithmique discriminant Ti/Cr en fonction de Ni afin de distinguer les basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques (OFT) de ceux des arcs insulaires (IAT) immatures, en se basant également sur l'immobilité des éléments Ti, Cr, Ni pendant l'altération.

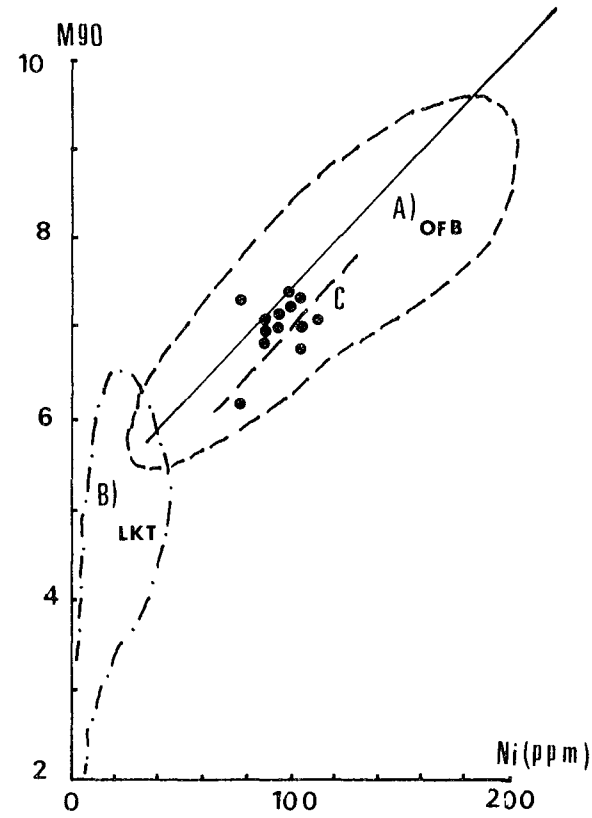


Figure III-89 -

Répartition des laves basaltiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans le diagramme MgO - Ni.

A - domaine des basaltes tholéiitiques des rides (OFB) défini par Kay et al. (1970, p.1605)

B - domaine des basaltes tholéiitiques des arcs insulaires (LKT) défini par Ewart et Bryan (1972).

C - droite de corrélation des basaltes de la ride médio-atlantique (MARB) à 37° N définie par Lambert et Holland (1977).

L'application des points représentatifs des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti confirme ainsi les caractères tholéiitiques océaniques de ces laves, comme déjà constaté à l'aide du diagramme précédent (Fig. III-91 A). Beccaluva et al. (1979) ont montré que les basaltes thoéliitiques des bassins marginaux se disposent également dans le domaine des tholéites des fonds océaniques (OFT).

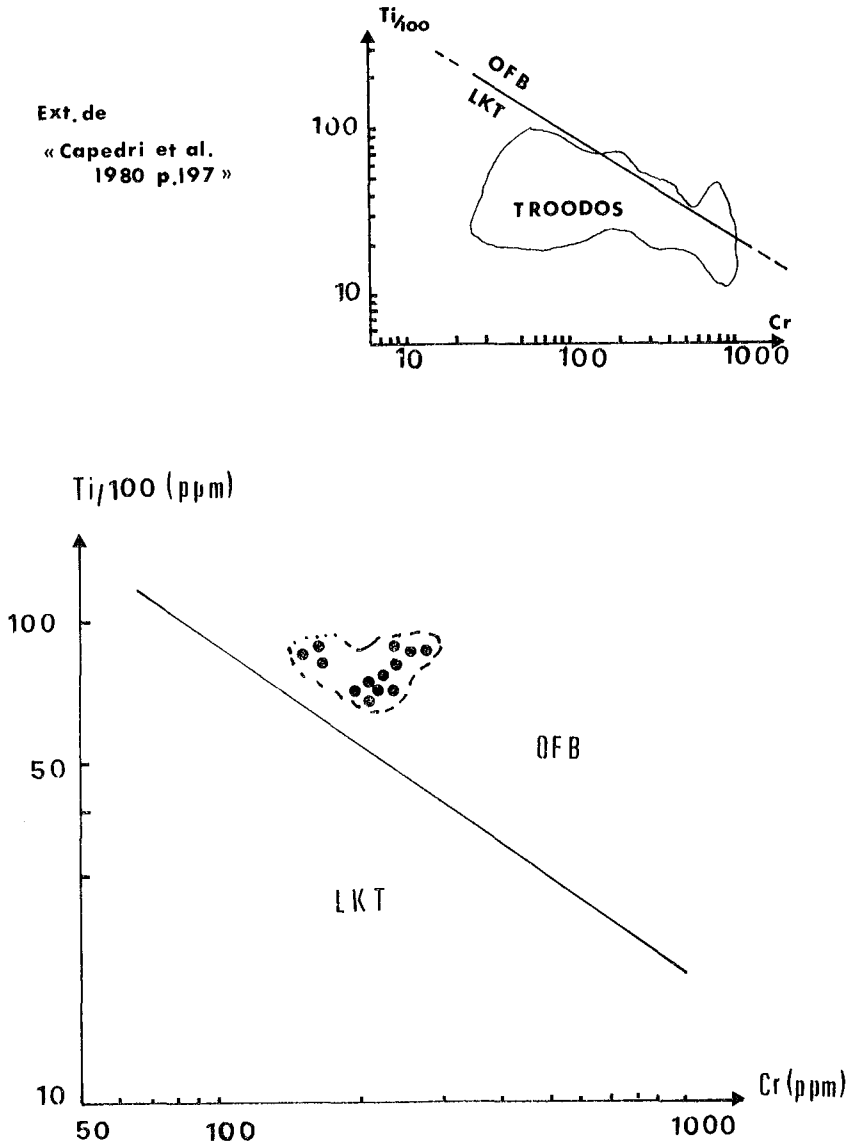


Figure III-90 - Répartition des laves basaltiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans le diagramme semi-logarithmique Ti/Cr de Pearce (1975).

OFB - domaine des basaltes des rides médio-océaniques

LKT - domaine des basaltes des arcs insulaires

(ci-haut : disposition des laves ophiolitiques de Troodos à Chypre).

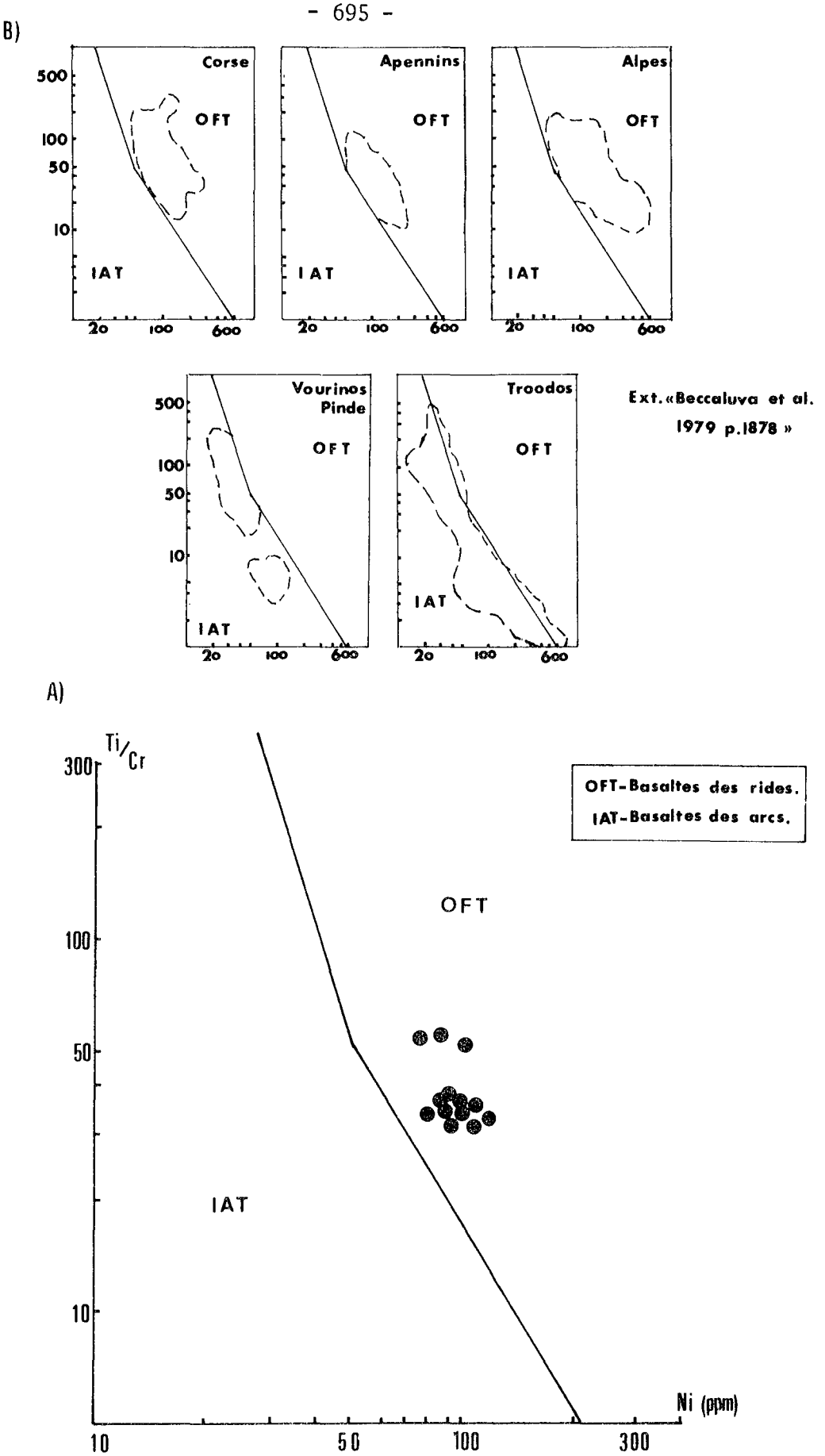


Figure III-91 - A - Répartition des laves basaltiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans le diagramme logarithmique Ti/Cr-Ni de Beccaluva et al. (1979).

B - Disposition des laves ophiolitiques de la Méditerranée Occidentale (Corse, Apennins et Alpes) et de la Méditerranée Orientale (Vourinos-Pinde et Troodos).

B IV.2.3°.4°°) Diagramme Ti/V de Shervais (1982)

Shervais (1982) a proposé très récemment un diagramme permettant de distinguer nettement les basaltes tholéiitiques des arcs insulaires, de ceux des rides médio-océaniques, des bassins marginaux ou encore des basaltes alcalins en utilisant les éléments incompatibles, Ti et V (Fig. III-92 B1).
Ces éléments sont immobiles pendant l'altération hydrothermale aussi bien que pendant le métamorphisme schistes-verts comme l'ont montré récemment les travaux expérimentaux de Mottl et al. (1979) et Shervais (1982). Ce diagramme Ti/V peut être utilisé comme un bon indicateur de l'environnement géotectonique des ophiolites.

Shervais (1982) a choisi ces deux éléments qui se partagent dans les phases résiduelles réfractaires pendant la fusion partielle mantellique et dans les phases mafiques précoces pendant la cristallisation. Il s'est basé ainsi sur la variation des coefficients de partage pour V entre les cristaux et le liquide, qui évolue entre (>1 et $\ll 1$) avec l'augmentation de fo_2 du magma.
Les travaux expérimentaux de Gill (1976), Fryer et al. (1981) et Shervais (1982) ont montré que les teneurs en volatils ainsi que fo_2 du magma épanché dans un environnement océanique, augmentent dans l'ordre suivant :

MORB(1) < *îles intra-océaniques* < *bassin marginal* < *arc insulaire*

Ainsi, ce diagramme est fort intéressant pour distinguer les différents types d'environnement géotectoniques concernant les ophiolites :

- *pour MORB*(1) *: le rapport Ti/V varie de 20 à 50 ;*
- *pour les basaltes alcalins : il est supérieur à 50 ;*
- *pour les basaltes d'arc insulaire : il est inférieur à 20 ;*
- *pour les basaltes des bassins marginaux : il varie entre 10 et 50.*

De l'application des points représentatifs (Fig. III-98 B1) des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dont le rapport Ti/V varie de 27 à 34 (en moyenne 30), il ressort que ces laves montrent des caractères de

---

(1) MORB - basaltes des rides médio-océaniques.

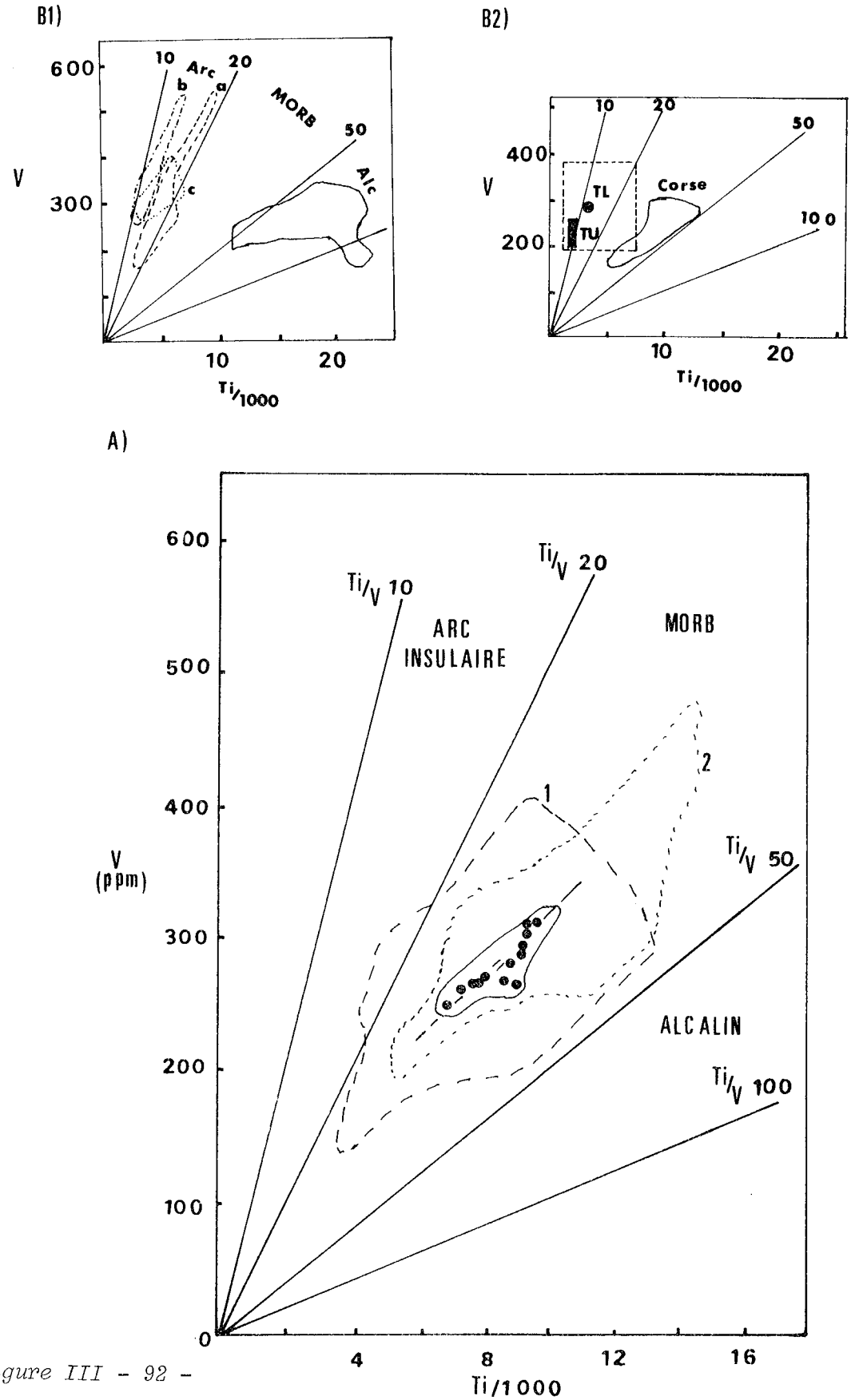


Figure III - 92 -

A - Répartition des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans le diagramme Ti/V de Shervais (1982) (1 = Atlantique, 2 = Pacifique).

B2 - Disposition des laves ophiolitiques de la Méditerranée Occidentale (Corse) et de la Méditerranée Orientale (Troodos : TL = Lower Lavas, TU = Upper lavas).

B1 - Disposition des basaltes Th. d'arcs insulaires (a = Mariana, b = Tonga, c = SW de Sandwich) et des basaltes alcalins.

tholéiites appartenant à un environnement géotectonique de type ride médio-océanique, ainsi que nous l'avons déjà supposé (Fig. III-92 A). En outre, on constate une nette corrélation linéaire et positive entre Ti et V, ce qui montre l'importance d'un fractionnement d'olivine et également de plagioclase dans le magma qui a donné naissance à ces laves (v. ch. B IV.1).

B IV.2.3°.5°°) Synthèse des observations

Il est intéressant d'ajouter que Gill (1979) a récemment proposé 3 diagrammes P_2O_5, Ni et Cr en fonction de Mg = Mg/Mg + Fe dans lesquels il a distingué les domaines de basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques, de ceux des arcs insulaires et de ceux des bassins marginaux. On y constate que les domaines des rides et des bassins marginaux se recouvrent partiellement. Il serait donc difficile de séparer nettement les basaltes tholéiitiques des rides, de ceux des bassins marginaux, sachant que leurs caractères chimiques sont très voisins. Il ressort de l'application des données sur ces diagrammes, (non figurés), que la plupart des points représentatifs des laves se situent nettement dans le domaine des basaltes des rides alors qu'une petite partie d'entre eux se dispose dans celui des bassins marginaux.

Ainsi, tous les diagrammes caractéristiques cités précédemment ont donc mis en évidence que les laves basaltiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti sont tholéiitiques et qu'elles sont épanchées soit au niveau d'une dorsale médio-océanique, soit dans un bassin marginal mais en aucun cas dans un environnement d'arc insulaire ou en position intra-océanique.

B IV.2.4°) Variation des éléments en traces au cours de la différenciation et/ou du fractionnement.

La série volcanique ophiolitique de caractère tholéiitique de Pozanti-Karsanti est peu différenciée. Les éléments en traces des échantillons représentatifs des laves analysées montrent une homogénéité remarquable. Dans ces laves, les indices de différenciation (ID)[1] et de solidification (IS)[2] varient très faiblement (respectivement de 31 à

---

(1) ID = Qz + Or + Ab + Ne + Lc (en % normatifs) de Thornton et Tuttle (1960).

(2) IS = 100 (MgO/MgO + FeO) (en $\%_p$) de Kuno et al. (1957) d'où FeO = 0,9 . FeO_t.

37 % et de 36 à 32 %), comme d'ailleurs le rapport FeO/MgO qui est toujours inférieur à 1,5.

Les éléments Ni et Cr montrent une légère évolution négative pendant le fractionnement comme le montrent les diagrammes Cr - FeO/MgO et Ni - FeO/MgO de Miyashiro et Shido (1975), (Fig. III-88 B et C), ainsi que les diagrammes Ni/mg et Cr/mg de Gill (1979), (non figurés).

Parmi d'autres éléments analysés, on constate également une évolution négative plus ou moins nette de Co avec l'augmentation de ID au cours de la différenciation (non figurés). Par contre Zn et V ne montrent pas de variation significative en fonction de ID et/ou IS. Pourtant on constate une légère augmentation de V avec l'augmentation de FeO/MgO, c'est à dire au cours du fractionnement comme le montre le diagramme de Miyashiro et Shido (1975) (Fig. III-88 A).

B IV.2.5°) Conclusions

Les pillows-lavas basaltiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti ont, ainsi, des caractères de tholéiite de rides et non d'arc insulaire, comme l'a montré l'étude des éléments en traces qui confirment les résultats déjà obtenus par l'étude pétrographique et la géochimie des éléments majeurs (v. ch. B III et B IV.1).

Ces laves se sont donc épanchées au niveau d'une dorsale située au-dessus d'une chambre magmatique, soit dans un océan soit dans un bassin marginal.

Quelque soit le lieu d'épanchement, les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti sont tholéiitiques et fort comparables à celles des rides médio-océaniques ou des bassins marginaux actuels (Tabl. III-46, III-47). Par contre elles sont complètement différentes de celles rencontrées dans les différents massifs ophiolitiques de la Méditerranée Orientale, telles que celles du Troodos, du Vourinos ou bien du Pinde (Tabl. III-48). Ces dernières montrent nettement des caractères de tholéiites à Ol et à Qz fort comparables à ceux des basaltes d'arcs insulaires comme le montrent les diagrammes Ti/V de Shervais (1982), Ti-Cr de Pearce (1975) et également Ti/Cr - Ni de Beccaluva et al. (1979). Par contre ces laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti sont comparables à celles des massifs ophiolitiques de la Méditerranée Occidentale, tels que la Corse ou le Nord des Appennins, qui ont des caractères de tholéiites à Ol de rides (voir Fig. III-90 B, III-91 B et III-92 B2).

	POZANTI KARSANTI	CORSE		N Apenn.	VOURINOS	BG°	TROODOS LPL	TROODOS ULP	PINDE
		(1)	(2)	(3)	(4)		(5)	(6)	(7)
Rb :	*16*	19	16	8	7		8-(6.4)°	29- (14)°	
Sr :	*145*	236	74	218	84	(59)	118- (99)	90-(100)	85
Ni :	*95*	85	104	110	33	(33)	47- (35)	170-(161)	13
Cr :	*215*	193	216	256	61	(68)	95- (61)	380-(547)	10
Co :	*62*	37	44	43	41	(252)	54-(279)	70-(193)	
V :	*279*	192	245	231	321		286	223	308
Cu :	*64*	66	45	68	84		72	55	101
Zn :	*89*	76	66	98	94				74
P_2O_5 :	*0.14 %*	0.26 %	0.19 %	0.24 %	0.04 %		0.03 %	0.05 %	

- *CORSE* *(1) : GLOM (1977), Venturelli et al. (1978)*
  (2) : Ohnenstetter et Ohnenstetter (1975), Beccaluva et al. (1977)

- *NORD APENNINE* *(3) : Beccaluva et al. (1975, 1976), Ferrara et al. (1976)*

- *VOURINOS* *(4) : Paupy (1976)*

- *TROODOS* *(5) : Desmet (1977), Pearce (1975), Smewing et Potts (1976)*
  (6) : Desmet (1977), Pearce (1975), Smewing et Potts (1976)
  ° : calculé à partir des données des pillows-lavas de BG, LPL, UPL, extrait de Desmons et al. (1980, p. 54, tabl. 2)

- *PINDE* *(7) : Capedri et al. (1980, p. 192).*

Tableau III-48 - Moyenne des éléments en traces dans les laves ophiolitiques des Massifs de la Méditerranée Occidentale (Corse, Nord Appennine) et Orientale (Troodos, Vourinos et Pinde).

B V - CHIMISME DES MINERAUX

B V.1) CLINOPYROXENES

Les clinopyroxènes des laves ophiolitiques (phénocristaux, grains, microlites) ont été analysés à l'aide de la microsonde électronique "Camebax". Ces clinopyroxènes sont pratiquement frais et leur chimisme peut donc refléter celui de la roche globale.

B V.1.1°) Compositions chimiques et molaires

Le tableau III-49 donne les compositions chimiques et les proportions cationiques de 24 clinopyroxènes analysés. Ces données concernent 11 phéno- microphénocristaux et 13 grains ou microlites, de cinq échantillons représentatifs des basaltes à Olivine les moins altérés. Quatre de ces échantillons proviennent des coulées de l'affleurement d'omeroglu ; le dernier provient de la coulée de Karatas.

Les formules structurales[1] des clinopyroxènes sont calculées sur la base de 6 oxygènes. Le fer total obtenu par l'analyse est partagé en cations bivalents (Fe^{2+}) et trivalents (Fe^{3+}) par la méthode de Neumann (1976 a) en fixant le nombre total des cations à 4 (v. Annexe n° I).

. *Compositions chimiques* :

Dans l'ensemble des clinopyroxènes analysés, SiO_2 (49 à 54 %), MgO (14 à 19 %) et Cr_2O_3 (0 à 0,7 %) sont assez élevés. En revanche Al_2O_3 (1,5 à 4,5 %), CaO (18 à 23 %), FeO_t (5 à 11 %), Na_2O (0 à 0,4 %) et TiO_2 (0,1 à 1 %) sont assez faibles (Tabl. III-49). Ceci est tout à fait caractéristique des clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques océaniques (Kushiro 1960, Le Bas 1962, Nisbet et Pearce 1977, Schweitzer et al. 1979).

---

(1) *Formule structurale théorique des clinopyroxènes d'après Berman (1937), Warren et Biscoe (1931) et Hess (1949) :*

$(WXY)_2\ Z_2\ O_6$ où $Z = Si,\ Al^{IV}$

$Y = Al^{IV},\ Ti,\ Fe^{3+},\ Cr$

$X = Mg,\ Fe^{2+},\ Mn,\ Ni,\ Zn$

$W = Ca,\ Na\ K$

n° d'ordre	n° d'analyse	n° d'échantillon	type	nature	provenance
1	2- 14	AC 488 B2	mP	End.	coulée 2B "Omeroglu"
2	2- 13	AC 488 B2	mP	End.	" "
3	2- 1	AC 476 F	mP	End.	" "
4	3-101	AC 489 Cl	mP	End/ Au	coulée 3 "Omeroglu"
5	3-100	AC 489 Cl	mP	End.	" "
6	3-102	AC 489 Cl	mP	End	" "
7	3- 99	AC 489 Cl	mP	End.	" "
8	3-104	AC 489 Cl	mP	End.	" "
9	4- 67	AC 72 L	mP	Di.	" "
10	4- 66	AC 72 L	P	End.	" "
11	2- 20	AC 364 V2	P	Au.	"Karatas"
12	2- 17	AC 488 B2	mc	Au.	coulée 2B "Omeroglu"
13	2- 15	AC 488 B2	gr	Au.	" "
14	2- 16	AC 488 B2	mc	Au.	" "
15	2- 2°	AC 476 F	mc	Au.	" "
16	2- 3	AC 476 F	gr	Au.	" "
17	2- 3°	AC 476 F	mc	Au.	" "
18	2- 5	AC 476 F	gr	Au.	" "
19	2- 4	AC 476 F	gr	Au.	" "
20	2- 11	AC 476 F	mc	Au.	" "
21	2- 2	AC 476 F	gr	Au.	" "
22	3-103	AC 489 Cl	gr	Au.	coulée 3 "Omeroglu"
23	4- 64	AC 72 L	gr	Au.	" "
24	2- 21	AC 364 V2	gr	fAu.	"Karatas"

NB : P - phénocristal
mP - microphénocristal
mc - microlites
gr - grains

End. - endiopside
Di. - diopside
Au. - augite
fAu. - augite riche en fer

Légende du tableau III-49.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
	2- 14	2- 13	2- 1	3-101	3-100	3-102	3- 99	3-104	4- 67	4- 66	2- 20	2- 17
SiO_2	51.76	51.90	50.33	53.94	51.60	52.57	51.86	52.01	52.01	52.24	51.46	50.54
Al_2O_3	2.42	2.65	3.50	1.44	3.41	2.77	3.48	3.73	2.54	2.19	2.80	4.36
FeO_t	4.74	5.04	6.12	6.41	5.06	5.36	5.98	6.18	2.34	5.04	7.95	6.84
MnO	-	-	-	0.28	-	0.06	0.25	0.09	0.24	-	0.44	-
MgO	17.40	17.20	17.18	19.35	17.17	17.34	16.98	17.36	17.84	18.52	15.78	17.43
CaO	20.88	21.81	19.67	18.12	19.75	19.97	20.27	19.43	23.47	21.66	20.24	19.68
Na_2O	0.21	-	0.14	0.20	0.26	0.25	0.33	0.24	0.09	0.29	0.14	0.26
K_2O	-	-	-	-	0.05	-	-	-	-	-	-	-
TiO_2	0.38	0.36	0.70	0.34	0.37	0.42	0.46	0.48	0.10	0.28	0.87	0.79
NiO	-	-	0.16	-	-	0.06	0.40	0.08	-	-	0.61	-
ZnO	-	-	-	-	-	-	0.52	0.06	-	-	-	-
Cr_2O_3	0.33	0.55	0.39	0.37	0.65	-	0.66	0.49	0.13	0.33	0.13	0.22
TOTAL	98.12	99.51	98.19	100.45	98.32	98.80	101.19	100.15	98.78	100.54	100.42	100.12
Base sur 6 Oxygènes												
Si	1.917	1.903	1.872	1.952	1.910	1.936	1.876	1.877	1.909	1.892	1.894	1.840
Al^{IV}	0.083	0.097	0.128	0.048	0.090	0.064	0.124	0.123	0.091	0.093	0.106	0.160
Al^{VI}	0.023	0.017	0.025	0.012	0.059	0.056	0.024	0.035	0.018	-	0.016	0.027
Ti	0.011	0.010	0.020	0.009	0.010	0.012	0.013	0.013	0.003	0.008	0.024	0.022
Fe^{3+}	0.045	0.063	0.093	0.021	0.015	0.006	0.080	0.064	0.035	0.075	0.048	0.101
Cr	0.010	0.016	0.011	0.010	0.019	-	0.019	0.014	0.004	0.009	0.004	0.006
Mg	0.966	0.946	0.958	1.050	0.953	0.958	0.921	0.939	0.982	1.005	0.872	0.952
Fe^{2+}	0.101	0.091	0.096	0.173	0.140	0.159	0.100	0.122	0.036	0.076	0.196	0.107
Mn	-	-	-	0.009	-	0.002	0.008	0.003	0.007	-	0.014	-
Ni	-	-	0.004	-	-	0.002	0.012	0.002	-	-	0.018	-
Zn	-	-	-	-	-	-	0.014	0.001	-	-	-	-
Ca	0.829	0.857	0.784	0.702	0.783	0.787	0.786	0.790	0.923	0.840	0.799	0.767
Na	0.015	-	0.010	0.014	0.019	0.018	0.023	0.017	0.006	0.020	0.010	0.018
K	-	-	-	-	0.002	-	-	-	-	-	-	-
Z	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
X	1.067	1.037	1.059	1.222	1.093	1.121	1.055	1.067	1.025	1.081	1.100	1.059
Y	0.089	0.106	0.149	0.052	0.103	0.074	0.136	0.126	0.060	0.077	0.092	0.156
W	0.844	0.857	0.794	0.716	0.804	0.805	0.809	0.807	0.929	0.860	0.809	0.785
X+Y+W	2.000	2.000	2.002	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.014	2.018	2.001	2.000
% atomiques												
Mg	49.77	48.34	49.59	53.74	50.40	50.10	48.60	48.96	49.52	50.35	45.20	49.40
$Fe^{2+}+Fe^{3+}$	7.52	7.87	9.83	10.34	8.20	8.73	9.92	9.85	3.93	7.57	13.37	10.79
Ca	42.71	43.79	40.58	35.92	41.40	41.17	41.48	41.19	46.55	42.08	41.43	39.81
X_{mg}	0.869	0.871	0.835	0.838	0.871	0.852	0.831	0.844	0.926	0.869	0.772	0.832
Fe^{3+}/Fe^{2+}	0.45	0.69	0.97	0.12	0.11	0.04	0.80	0.52	0.97	0.99	0.24	0.94
Nomenclatures chimiques												
	End	End	End	Au	End	End	End	End	Di	End	Au	Au

	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)	(19)	(20)	(21)	(22)	(23)	(24)
	2- 15	2- 16	2- 2°	2- 3	2- 3°	2- 5	2- 4	2- 11	2- 2	3-103	4- 64	2- 21
SiO_2	50.56	49.77	51.47	51.73	50.69	50.23	50.98	50.43	50.83	52.52	49.49	48.73
Al_2O_3	3.75	4.36	2.78	2.97	3.26	3.39	2.90	3.63	2.93	3.36	4.36	4.16
FeO_t	7.07	7.92	6.51	6.78	6.90	6.98	7.04	7.24	7.30	6.45	6.77	10.57
MnO	-	0.12	0.11	0.52	0.04	0.15	-	-	0.27	-	0.18	0.37
MgO	17.68	17.01	17.10	16.92	16.66	17.59	17.18	16.60	18.51	17.36	15.76	14.24
CaO	18.22	18.89	18.58	19.93	19.54	18.41	19.55	19.48	17.84	18.97	21.79	19.19
Na_2O	0.23	0.25	0.22	0.39	0.36	0.25	0.24	0.27	0.19	0.04	0.37	0.24
K_2O	-	-	0.06	0.06	0.05	-	-	0.12	-	0.13	-	0.03
TiO_2	0.87	0.90	0.46	0.44	0.58	0.54	0.53	0.89	0.46	0.39	0.73	0.99
NiO	-	-	-	0.19	-	0.01	-	-	-	-	-	-
ZnO	-	-	0.34	0.88	-	-	0.09	-	-	-	-	-
Cr_2O_3	0.19	0.03	0.61	0.55	0.50	0.53	0.04	0.13	0.33	0.40	0.22	0.07
TOTAL	98.57	99.25	98.24	101.36	98.58	98.08	98.55	98.79	98.66	99.62	99.68	98.59
Base sur 6 Oxygènes												
Si	1.870	1.879	1.916	1.876	1.880	1.869	1.889	1.869	1.875	1.923	1.826	1.840
Al^{IV}	0.130	0.121	0.084	0.124	0.120	0.131	0.111	0.131	0.125	0.077	0.174	0.160
Al^{VI}	0.033	0.065	0.038	0.003	0.022	0.018	0.015	0.027	0.002	0.068	0.015	0.025
Ti	0.024	0.024	0.013	0.011	0.016	0.015	0.015	0.025	0.013	0.010	0.019	0.028
Fe^{3+}	0.060	0.021	0.018	0.102	0.080	0.106	0.080	0.077	0.102	-	0.103	0.091
Cr	0.006	0.001	0.018	0.015	0.015	0.015	0.001	0.004	0.010	0.012	0.006	0.002
Mg	0.981	0.921	0.955	0.920	0.927	0.982	0.956	0.923	1.024	0.953	0.872	0.807
Fe^{2+}	0.158	0.217	0.184	0.104	0.133	0.109	0.138	0.146	0.122	0.197	0.105	0.241
Mn	-	0.004	0.003	0.016	0.001	0.005	-	-	0.008	-	0.006	0.012
Ni	-	-	-	0.005	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	0.009	0.023	-	-	0.002	-	-	-	-	-
Ca	0.722	0.731	0.742	0.774	0.777	0.734	0.777	0.773	0.705	0.744	0.861	0.776
Na	0.017	0.017	0.016	0.028	0.026	0.018	0.017	0.019	0.014	0.003	0.026	0.018
K	-	-	0.003	0.003	0.002	-	-	0.006	-	0.006	-	0.001
Z	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
X	1.139	1.142	1.151	1.068	1.061	1.096	1.096	1.069	1.154	1.150	0.983	1.060
Y	0.123	0.111	0.087	0.131	0.133	0.154	0.111	0.133	0.127	0.090	0.143	0.146
W	0.739	0.748	0.761	0.805	0.805	0.752	0.794	0.798	0.719	0.753	0.983	0.795
X+Y+W	2.001	2.001	1.999	2.004	1.999	2.002	2.001	2.000	2.000	1.993	2.013	2.001
% atomiques												
Mg	51.07	48.63	50.21	48.02	48.33	50.70	49.00	48.10	52.22	50.32	44.79	41.88
$Fe^{2+}+Fe^{3+}$	11.35	12.78	10.78	11.59	11.16	11.41	11.17	11.62	11.83	10.40	10.99	17.85
Ca	37.58	38.59	39.01	40.39	40.51	37.89	39.83	40.28	35.95	39.28	44.22	40.27
X_{mg}	0.818	0.792	0.823	0.806	0.824	0.817	0.826	0.817	0.815	0.829	0.803	0.701
Fe^{3+}/Fe^{2+}	0.38	0.10	0.10	0.98	0.60	0.97	0.58	0.53	0.84	-	0.98	0.38
Nomenclatures chimiques												
	Au	Au	Au	Au	Au	Au	Au	Au	Au	Au	Au	fAu

Tableau III-43 - Analyses chimiques des clinopyroxènes des laves tholéiitiques, ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.

Les phéno- microphénocristaux sont légèrement plus siliceux et nettement plus calciques que les grains et microlites de clinopyroxènes. En revanche ils sont moins alumineux, moins ferrifères et moins titanifères. MgO, Na_2O et Cr_2O_3 ne varient presque pas (Tabl. III-49 et III-50).

Dans l'ensemble des clinopyroxènes analysés, les éléments significatifs tels que SiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO, Na_2O et TiO_2 présentent des histogrammes sysmétriques, dans lesquels ils sont bien regroupés.

		(A)	(B)	(C)
SiO_2	:	51.98	50.61	51.24
Al_2O_3	:	2.81	3.55	3.21
FeO_t	:	5.47	7.26	6.44
MnO	:	0.12	0.14	0.13
MgO	:	17.47	16.93	17.17
CaO	:	20.48	19.33	19.86
Na_2O	:	0.20	0.25	0.23
K_2O	:	0.01	0.03	0.02
TiO_2	:	0.43	0.66	0.56
NiO	:	0.12	0.01	0.06
ZnO	:	0.05	0.10	0.08
Cr_2O_3	:	0.37	0.29	0.33
TOTAL	:	99.51	99.16	99.33
Mg	:	49.50	48.67	49.05
$Fe^{2+} + Fe^{3+}$	:	8.83	11.83	10.45
Ca	:	41.67	39.51	40.50
X_{mg}	:	0.85	0.81	0.83

Tableau III-50 - Moyennes des analyses chimiques des phéno-microphénocristaux (A), des grains/microlites (B) et de l'ensemble (C) des clinopyroxènes des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.

FeO, également bien regroupé, présente un histogramme dissymétrique croissant (Fig. III-93 A). Les valeurs de FeO sont légèrement dispersées dans les phéno- microphénocristaux de même que celles de Al_2O_3 dans les grains/

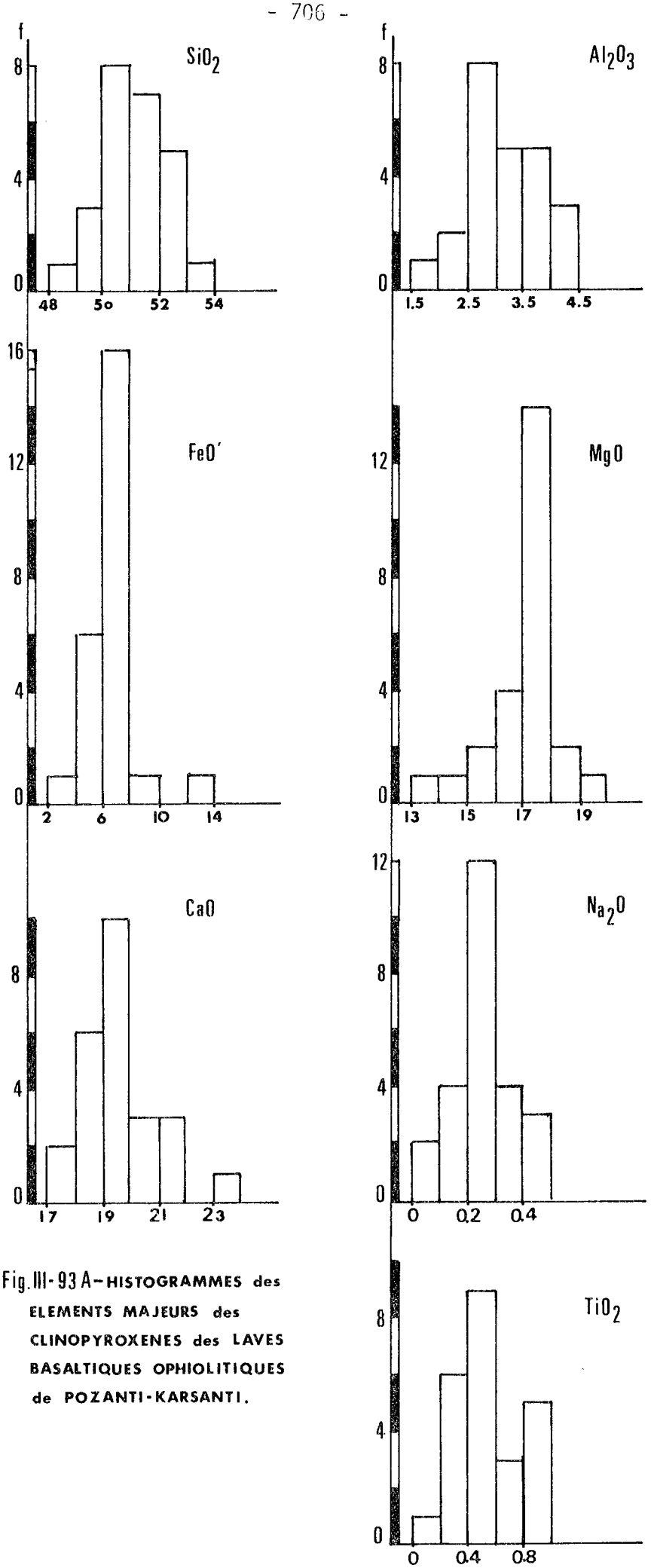


Fig. III-93 A – HISTOGRAMMES des ELEMENTS MAJEURS des CLINOPYROXENES des LAVES BASALTIQUES OPHIOLITIQUES de POZANTI-KARSANTI.

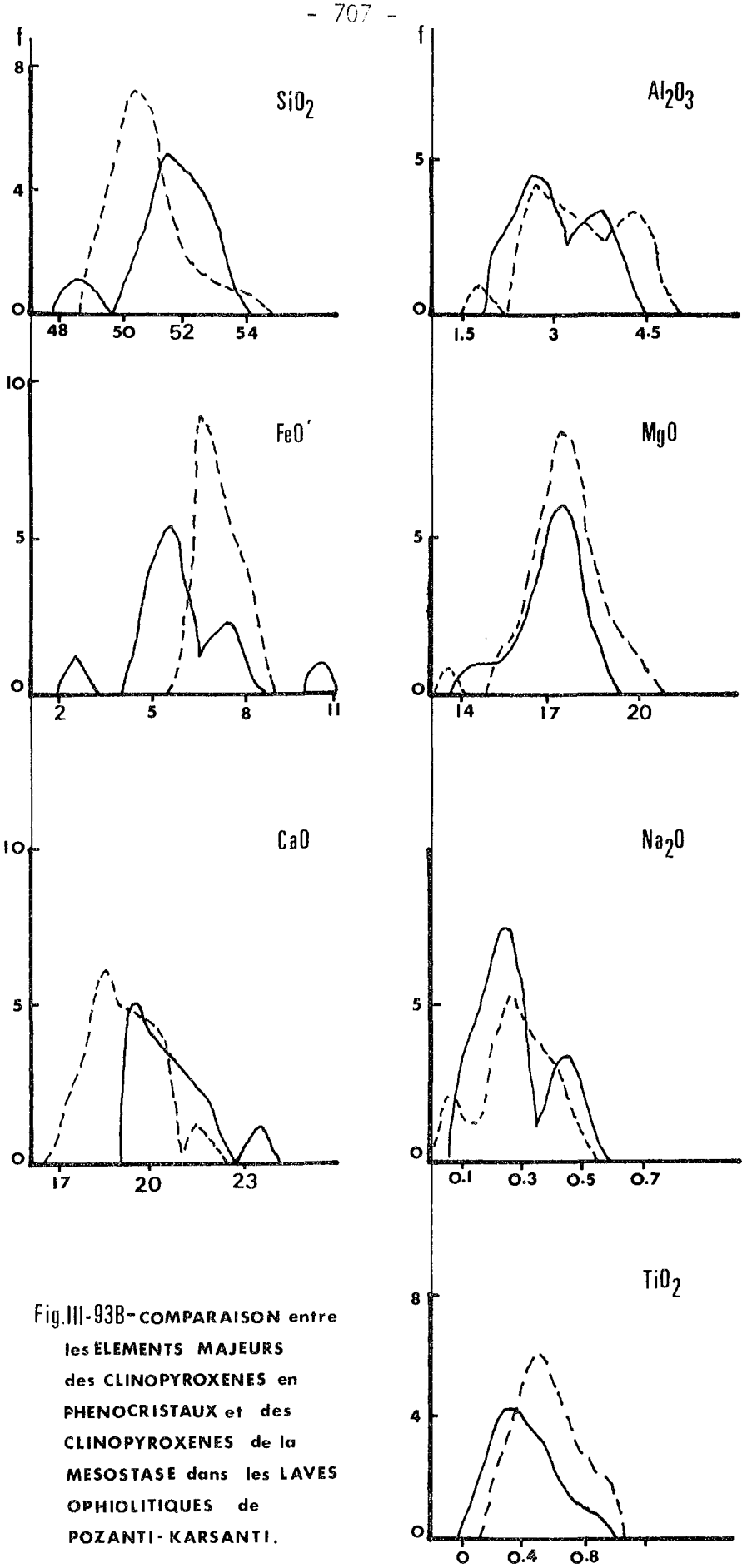


Fig.III-93B- COMPARAISON entre les ELEMENTS MAJEURS des CLINOPYROXENES en PHENOCRISTAUX et des CLINOPYROXENES de la MESOSTASE dans les LAVES OPHIOLITIQUES de POZANTI-KARSANTI.

——— : Phénocristaux

– – – – : Microlites et Grains

microlites ainsi que le montre la comparaison des courbes de fréquence dans ces clinopyroxènes (Fig. III-93 B).

A propos des proportions atomiques des différents cations, constituant les formules structurales de ces clinopyroxènes, on observe que :

- *le cation Si* :

remplacé partiellement par Al^{IV} dans le site Z tétraèdrique, est pratiquement toujours supérieur à 1,9 atomes dans les phéno- microphénocristaux, alors qu'il se situe entre 1,8 et 1,9 atomes dans les grains/microlites de clinopyroxènes.
Ceci montre la pauvreté en alumine et la richesse en silice de ces clinopyroxènes. D'ailleurs, 2 à 9 % d'alumine seulement (moyenne 6 %), entrent dans le site Z tétraèdrique sous forme de Al^{IV} remplaçant Si.

- *les cations Al et Ti* :

sont peu élevés. 70 à 75 % de l'alumine totale entre sous forme de Al^{IV} dans le site Z. Le titane atteint au maximum 0,028 dans un grain de clinopyroxène de basalte le plus différencié provenant de la coulée de Karatas.

- *le cation Fe* :

entre dans la structure soit sous forme de Fe^{2+} dans le site X octaèdrique se substituant avec Mg, soit sous forme de Fe^{3+} dans le site Y se substituant avec Ti et Al^{VI}.
Le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} est très variable (0 à 0,99), il est en moyenne de 0,55, ce qui est comparable à celui caractérisant les roches subalcalins (entre 0,5 et 0,6 en moyenne). La faible valeur de ce rapport dans les clinopyroxènes indiquerait le faible degré d'oxydation des roches qui les contiennent (Daly 1933, Tomkeiff 1937, Ringwood 1959, Turner et Verhoogen 1960).

- *le cation Mg* :

est généralement très élevé, à la fois dans les phéno- microphénocristaux (0,87 à 1.00) et dans les grains/microlites de clinopyroxènes (0,80 à 1,05). Il est très voisin de 1.

- *le cation Cr* :

entre significativement dans la structure des clinopyroxènes, dans lesquels Mg est toujours élevé.

- *les cations Ca et Na* :

sont peu élevés. Le cation Ca est relativement plus élevé dans les phéno- microphénocristaux (0,78 à 0,92) que dans les grains et microlites (0,71 à 0,86) de clinopyroxènes.
Le cation Na est toujours inférieur à 0,03 et K est pratiquement absent.

- *le cation Ni* :

peut également entrer en très petite quantité dans la structure des clinopyroxènes. La présence éventuelle du cation Zn est probablement due à une impureté mécanique.

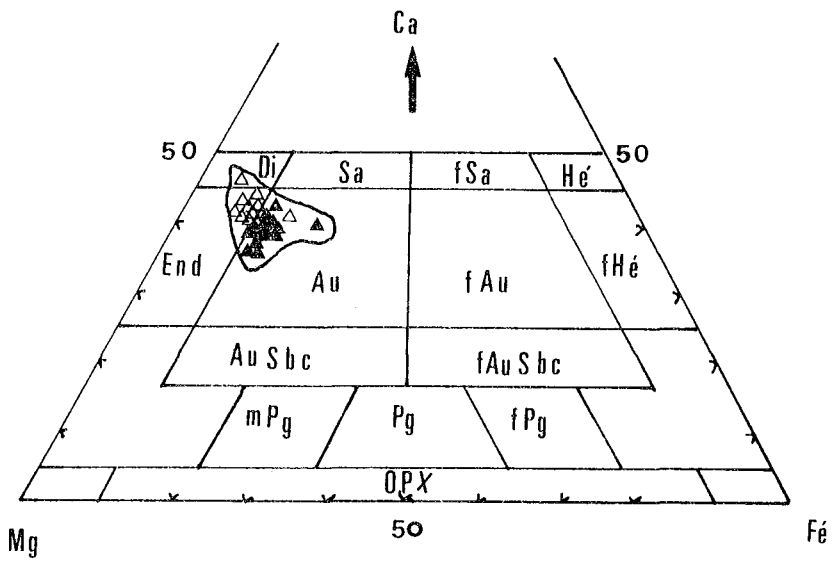


Figure III-94 - Classification des clinopyroxènes des Laves basaltiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti à l'aide du diagramme "Ca - Mg - Fe'" de Poldervaart et Hess (1951).

$Fe' = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$

△ : *Phéno-microphénocristaux*
▲ : *Microlites/grains de la mésostase.*

D'après la nomenclature de Poldervaart et Hess (1951) et selon le diagramme Ca - Mg - Fe' (en % atomiques) proposé par ces auteurs, on constate que les phéno- microphénocristaux de clinopyroxènes analysés ont prati-

quement tous des compositions d'endiopside (Ca_{42} Mg_{49} Fs_9 en moyenne) à l'exception d'un seul cristal qui montre une composition d'augite. Par contre, les grains et microlites de clinopyroxènes ont tous sans exception des compositions d'augite (Ca_{39} Mg_{49} Fs_{12} en moyenne) généralement pauvre en fer (Fig. III-94). Tous sont donc calciques et non pigéonitiques.

Tous ces clinopyroxènes à composition d'endiopside et d'augite sont d'origine magmatique comme l'ont montré les diagrammes TiO_2/Al_2O_3 et $Si + Al/Al_2O_3$ de Fiala et al. (1974), (non figurés).

La seule présence de pigeonite ou d'augite pigeonitique n'est plus un critère suffisant pour déterminer la nature tholéiitique des basaltes comme on le croyait depuis longtemps (Engel et al. 1965). Les travaux récents sur les basaltes dragués au fond des océans, ont en effet mis en évidence la présence importante des clinopyroxènes calciques à composition d'endiopside ou d'augite pauvre en fer, associés ou non à des clinopyroxènes pigeonitiques(1), dans les basaltes tholéiitiques océaniques.
Cette observation a été réalisée, par exemple, à différents niveaux de la ride médio-atlantique tels que :

* *à 25°N 68°W* : "Wo_{40} En_{50} Fs_{10}"
  Ui et al. (1980), Rice et al. (1980, Byerly et Sinton (1980), Sinton et Byerly (1980) (2).

* *à 24°N 73°W ou à 39°N 69°W* : "Wo_{41} En_{52} Fs_7"
  Ayuso et al. (1976).

* *au niveau du Leg 45* : "Wo_{44} En_{48} Fs_7 à Wo_{40} En_{48} Fs_{12}"
  Dungan et al. (1979).

* *dans la zone de Conrad* : "Wo_{43} En_{49} Fs_8 à Wo_{37} En_{48} Fs_{15}"
  Roex et Dick (1981)

---

(1) *Le clinopyroxène pigeonitique ou pigeonite peut être présent sans clinopyroxènes calciques dans les termes très différenciés (ferro-basaltes ou Icelaudites par exemple).*

(2) *Ces auteurs ont signalé l'absence totale d'augites pigeonitiques ou de pigeonites dans ces basaltes.*

* *dans la ride équatoriale* : "Ca_{42} Mg_{45} Fe_{13}"

Prinz et al. (1976), Bence et Papike (1973 a, b), Kempe (1973).

Par ailleurs, la présence importante de clinopyroxènes calciques (Ca_{44} Mg_{45} Fe_{11}) est également signalée dans les basaltes à Olivine de la série tholéiitique de Keweenawan au Minnesota (Konda et Green 1974). Kushiro (1973) avait d'ailleurs montré expérimentalement que les clinopyroxènes calciques peuvent coexister avec le verre basaltique des tholéiites à olivine à des pressions inférieures à 7,5 Kb et des températures d'environ 1200° C (v. ch. B VI).

	Pozanti Karsanti	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO_2 :	*51.24*	51.62	51.70	51.33	51.00	51.46
Al_2O_3 :	*3.21*	3.14	3.10	3.12	3.89	3.72
FeO_t :	*6.44*	6.76	7.80	8.21	5.91	6.43
MnO :	*0.13*	0.14	0.20	0.25	0.14	0.17
MgO :	*17.17*	17.42	16.50	16.23	18.05	18.61
CaO :	*19.86*	19.45	19.40	19.26	19.10	17.70
Na_2O :	*0.23*	0.32	0.21	0.29	0.28	0.18
K_2O :	*0.02*	0.01	-	-	-	-
TiO_2 :	*0.56*	0.72	0.76	0.87	0.53	0.56
Cr_2O_3 :	*0.33*	0.49	-	0.37	0.50	0.40

Tableau III-51 - Comparaison de la moyenne des analyses chimiques des clinopyroxènes des laves ophioltiques de Pozanti-Karsanti avec celle des clinopyroxènes :

(1) - tholéiitiques océaniques (Muir et Tilley 1954, p. 244).
(2) - des basaltes de fond océanique (extr. Nisbett et Pearce 1977, p. 152, tabl. 1).
(3) - des basaltes des rides médio-océaniques "MORB" (extr. Leterrier et al. 1982, p. 141, tabl. 1).
(4) - des basaltes de ride médio-atlantique à 36° 49'N "rift valley" (Bryan et Moore 1977, p. 561, tabl. 2).
(5) - des basaltes de ride médio-atlantique "FAMOUS" - bordée 37, site 332 - (Bryan 1979, p. 312, tabl. 9).

La composition moyenne, (Ca_{41} Mg_{49} Fe_{10}), des clinopyroxènes des laves basaltiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti, est donc fort comparable à celle des clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques des rides

comme le confirment leurs compositions chimiques pratiquement similaires (Tabl. III-51).

Par ailleurs, le diagramme de classification Ca, Mg, Fe de Poldervaart et Hess (1951) nous permet de constater un appauvrissement en Ca et un léger enrichissement en fer dans l'ensemble des clinopyroxènes analysés, Mg restant plus ou moins constant.
Une telle évolution est également observée dans la plupart des clinopyroxènes des basaltes des rides (Muir et Tilley 1964, Smith et Lindsley 1971, Bence et al. 1975, Ayuso et al. 1976, Mazzulo et Bence 1976, Mevel et al. 1978, Sinton et Byerly 1980, Rice et al. 1980, Ui et al. 1980).

. *Compositions Molaires* :

Pour le calcul des composants moléculaires des clinopyroxènes analysés, nous avons choisi la méthode Cawthorn et Collerson (1974), parmi plusieurs processus de calculs proposés par de nombreux auteurs, parmi lesquels Banno (1959), Kushiro (1962), Yoder et Tilley (1962), White (1964), Essene et Fyfe (1967) (voir également les chapitres A V.1.1°.1°°).

L'ordre de formation des composants moléculaires ainsi que leurs quantités, calculées en % molaires, par la méthode Cawthorn et Collerson (1974) sont montrées dans le tableau III-52.
On constate ainsi, que :

- *la molécule acmite, (Acm)*, est inexistante en raison de l'entrée de la totalité de Na dans la molécule de jadéite formée avant l'acmite.

- *la molécule de Jadéite, (Jd)*, est assez faible, toujours inférieure à 3 %m.

- *les molécules (Ca, Fe) Ts et (Ca, Ti) Ts* sont toujours inférieures respectivement à 6 % et 3 %. Elles sont assez faibles en raison de la faible valeur du titane et de Fe^{3+} dans les clinopyroxènes analysés.

- *la molécule (Ca Ts)* est toujours inférieure à 6 % et peu variable (2 à 6 %). Cette molécule peut être essentiellement caractérisée par Al^{IV} tétraèdrique en raison de la faible valeur du titane (Nakamura et Coombs) 1963). La faible valeur de cette molécule correspondrait par ailleurs à la coexistence de ces clinopyroxènes - particulièrement de la mésostase - avec les plagioclases reflétant une augmentation en silice dans le liquide (Kushiro 1960, Le Bas 1962).

- *les molécules Wo et En* sont assez élevées. Elles sont supérieures respectivement à 30 % et 40 % mais inférieures à 42 % et 52 %.

- *la molécule Fs* est très variable (2 à 13 ùm), elle atteint un maximum (12,6 %m) dans un grain de clinopyroxène à composition d'augite riche en fer dans un basalte à olivine de Karatas (Tabl. III-52).

Molécules	N° d'ordre :	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Jd	$(Na + K)\ AlSi_2O_6$:	1.5	-	1.0	1.4	2.1	1.8	2.3	1.7	0.6	2.0	1.0	1.8
Acm	$Na\ (Fe^{3+} + Cr)\ Si_2O_6$:	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca Fe Ts	$Ca\ (Fe^{3+} + Cr)_2\ SiO_6$:	2.7	4.0	4.8	1.5	1.7	0.3	5.0	3.9	1.9	4.1	2.6	5.3
Ca Ti Ts	$Ca\ Ti\ Al_2O_6$:	1.1	1.0	1.6	0.9	1.0	1.2	1.3	1.3	0.3	0.8	2.4	2.2
Ca Ts	$Ca\ Al_2\ SiO_6$:	3.5	4.7	4.1	1.4	5.4	3.9	5.0	5.8	4.8	2.8	3.2	6.3
Wo	$Ca\ SiO_3$:	37.8	38.2	33.6	33.2	35.1	37.0	34.0	34.0	41.9	37.3	35.8	31.5
En	$Mg\ SiO_3$:	48.3	47.5	46.4	52.5	47.7	48.0	47.0	47.1	48.4	49.3	44.5	47.6
Fs	$Fe^{2+}\ SiO_3$:	5.1	4.6	6.7	9.1	7.0	8.1	5.4	6.2	2.1	3.7	10.5	5.3

		:	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Jd	$(Na + K)\ AlSi_2O_6$	:	1.7	1.7	1.9	3.1	2.8	1.8	1.7	2.5	1.4	0.9	2.6	1.9
Acm	$Na\ (Fe^{3+} + Cr)\ Si_2O_6$	:	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca Fe Ts	$Ca\ (Fe^{3+} + Cr)_2\ SiO_6$	:	3.3	1.1	1.8	5.8	4.8	6.0	4.0	4.0	5.6	0.6	5.3	4.6
Ca Ti Ts	$Ca\ Ti\ Al_2O_6$	:	2.4	2.4	1.3	1.1	1.6	1.5	1.5	2.5	1.3	1.0	1.8	2.8
Ca Ts	$Ca\ Al_2\ SiO_6$	:	4.9	6.0	3.8	3.7	4.1	5.1	4.0	4.2	4.4	5.9	6.2	5.5
Wo	$Ca\ SiO_3$	:	30.8	31.8	33.8	33.6	33.6	30.5	34.1	33.3	29.6	33.7	35.7	32.2
En	$Mg\ SiO_3$	:	46.0	49.0	48.0	46.6	46.4	49.3	47.8	46.2	51.2	48.0	42.9	40.3
Fs	$Fe^{2+}\ SiO_3$	:	7.9	11.0	9.4	6.1	6.7	5.8	6.9	7.3	6.5	9.9	5.5	12.6

Tableau III-52 - Composants moléculaires (en % m) des clinopyroxènes dans les laves basaltiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti, d'après la méthode de Cawthorn et Collerson (1974).

B V.1.2°) Confirmation du caractère tholéiitique

Les caractères tholéiitiques des clinopyroxènes analysés, fort comparables à ceux des basaltes des rides, ont été ainsi partiellement constatés par les observations faites ci-dessus. Ces constatations seront, à présent, complétées à l'aide de quelques diagrammes caractéristiques :

. *Diagrammes Al_t/Si et Al_t/Ti de Kushiro (1960) :*

Dans ces deux diagrammes, (Fig. III-95 A et B), les points représentatifs des clinopyroxènes se situent tous dans le domaine (1) propre aux roches subalcalines (tholéiitiques), non alcalines.

On constate une nette corrélation positive entre le titane et l'aluminium total, ainsi qu'une corrélation négative entre le silicium et l'aluminium, (Fig. III-95 A et B), et entre le silicium et le titane, (non figuré).
De telles corrélations sont fréquemment constatées dans les clinopyroxènes des basaltes des rides (Sinton et Byerly 1980).

. *Diagramme Ti/Ca + Na de Leterrier et al. (1982) :*

Ce diagramme, tout récemment proposé par Leterrier et al. (1982) permet également de distinguer les deux domaines : Alcalin et Subalcalin (tholéiitique).

Tous les points représentatifs des clinopyroxènes analysés se situent sans exception dans le domaine subalcalin défini par ces auteurs (Fig. III-96).

On observe une évolution négative entre les deux paramètres Ti et (Ca + Na), avec une ligne d'évolution oblique, ce qui est caractéristique des clinopyroxènes des roches alcalines montrent une ligne d'évolution droite et toujours parallèle à l'oordonnée, (Leterrier et al. 1982).

A l'aide des diagrammes précédents, nous avons ainsi constaté l'appartenance des clinopyroxènes analysés à des roches subalcalines (tholéiitiques). Ces caractères tholéiitiques et non alcalins des clinopyroxènes ont été également confirmés à l'aide des diagrammes SiO_2/Al_2O_3 de Le Bas (1962) et SiO_2/TiO_2 de Nisbet et Pearce (1977), (non figurés).

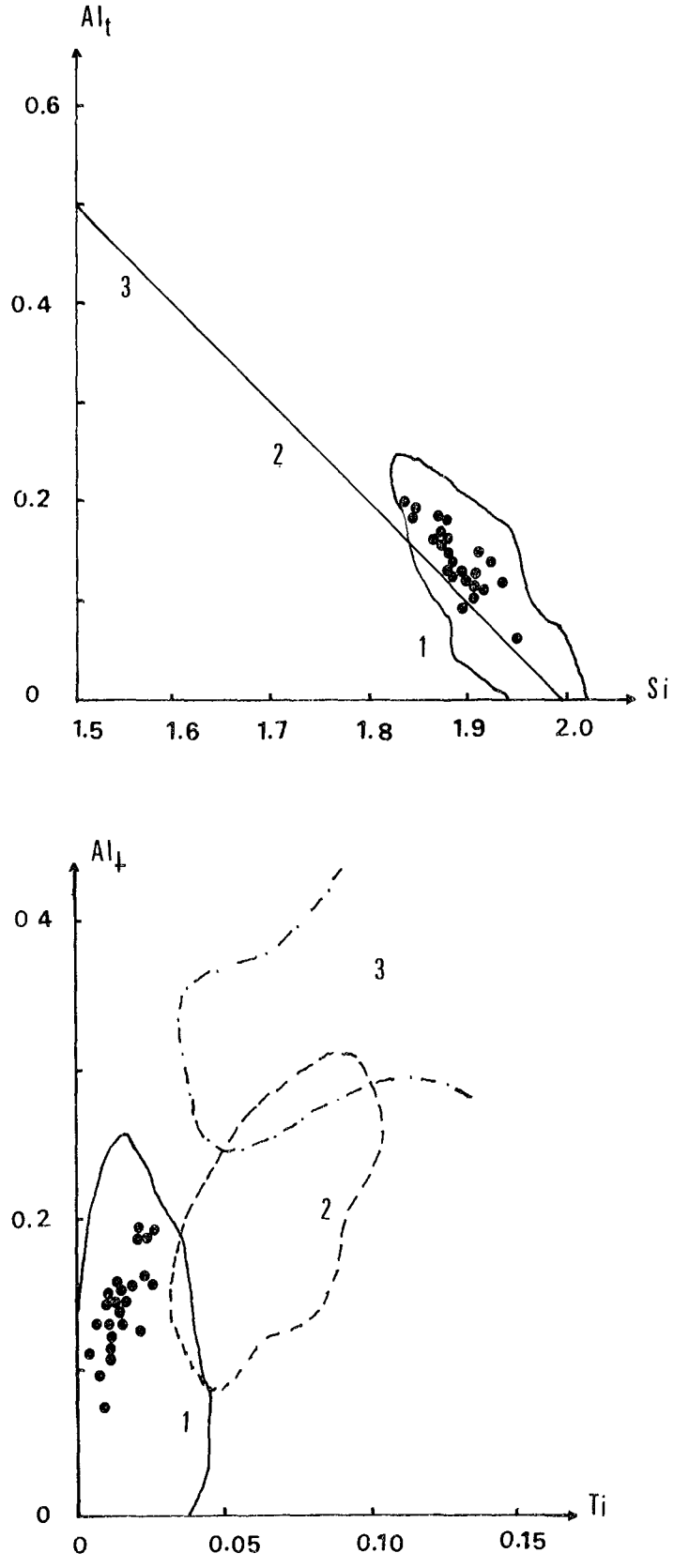


Figure III-95 - Répartition des clinopyroxènes des laves basaltiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans les diagrammes de Kushiro (1960) :

1 - Subalcalin (Tholéiitique)
2 - Alcalin
3 - Très Alcalin.

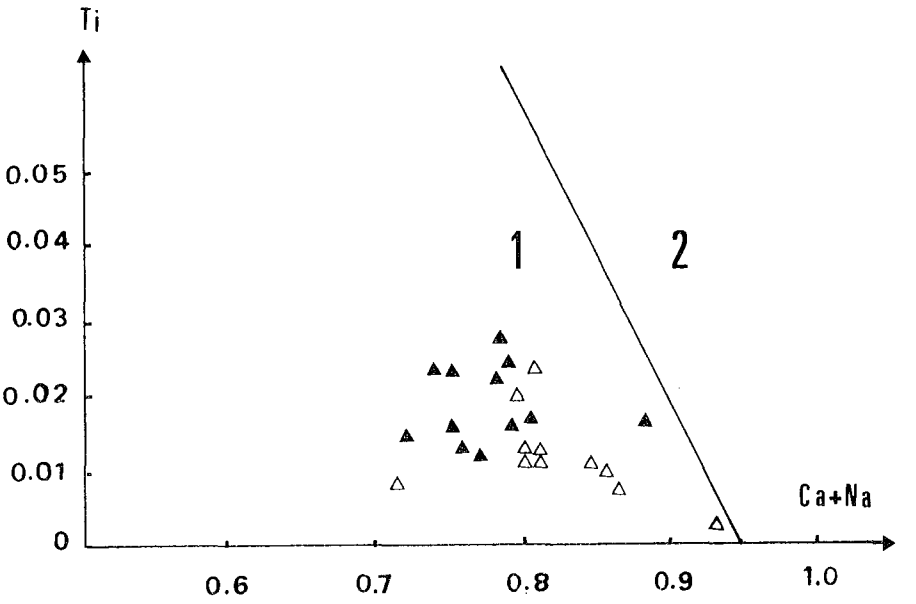


Figure III-96 - Diagramme Ti/Ca + Na de Leterrier et al. (1982), séparant les deux domaines :

1 - Subalcalin (Th - C - Alc)
2 - Alcalin. Les clinopyroxènes des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti se disposent tous dans le domaine subalcalin (1).

(mêmes symboles que la figure III-94).

. *Diagramme Ti + Cr/Ca de Leterrier et al. (1982) :*

Ce diagramme peut nous permettre, en outre, de constater que les clinopyroxènes de ces laves appartiennent à des basaltes tholéiitiques non orogéniques, comme le montre la disposition de la plupart (plus de 80 %) des points représentatifs des clinopyroxènes analysés dans le domaine des basaltes non orogéniques correspondant à ceux des rides (Fig. III-97).

On constate, en outre, que les phéno- microphénocristaux de clinopyroxènes se regroupent dans un champ où Ca est élevé alors que les grains et microlites de clinopyroxènes de la mésostase se regroupent à leur tour dans un domaine où Ca est moins élevé, (Fig. III-97 A). Les courbes d'isodensité des points représentatifs des clinopyroxènes ont un maximum (40 % des points analysés) dont les coordonnées sont :

$(Ti + Cr) = 0,03$

$Ca = 0,78$

Voir Figure III-97 B).

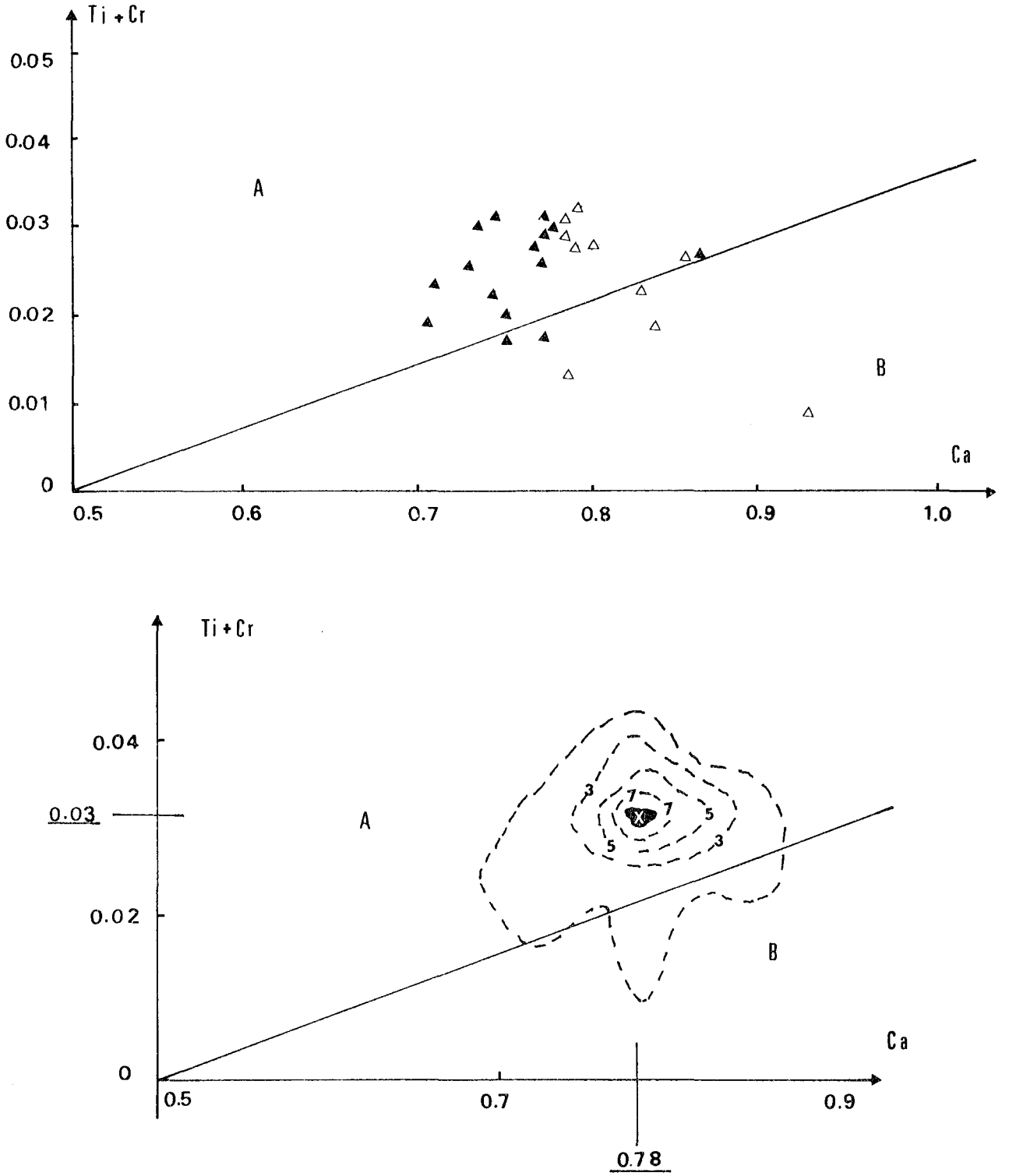


Figure III-97 - A) Répartition des clinopyroxènes des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans le diagramme Ti+Cr/Ca de Leterrier et al. (1982) (plus de 80 % des points représentatifs se situent dans le domaine de Cpx des basaltes non orogéniques -A- (mêmes symboles que la Fig. III-100).
B) Représentation en courbes d'isodensité des points représentatifs des clinopyroxènes (le maximum a des coordonnées: Ti + Cr = 0,03 ; Ca = 0,78).

NB : Le chiffre 3 correspond à 10 %, le 5 à 20 %, le 7 à 30 % et le 9 à 40 % (nombre total des points = 24).

. *Diagrammes F1-F2 et MgO/FeO - TiO_2 de Nisbet et Pearce (1977) :*

Le premier de ces deux diagrammes permet de distinguer 4 types de magmas différents[1] en fonction de leur position géotectonique à l'aide des paramètres F1 et F2[2], (Fig. III-98 A).

Le second diagramme, MgO/FeO en fonction de TiO_2, a été proposé pour la première fois par Glassley (1974) pour les roches volcaniques (données sur roches totales) puis appliqué aux clinopyroxènes par Nisbet et Pearce (1977) afin de distinguer les clinopyroxènes des basaltes des fonds océaniques (OFB) de ceux des autres types de basaltes et en particulier des basaltes alcalins (Alc), (Fig. III-98 B).

Les points représentatifs des clinopyroxènes analysés se situent dans le domaine des clinopyroxènes des basaltes des fonds océaniques ou rides à plus de 90 % dans le diagramme discrimimant F1-F2 et à 100 % dans le diagramme MgO/FeO - TiO_2, (Fig. III-98 A et B).

Nisbet et Pearce (1977) ont souligné que leur méthode discriminante est fiable à 87,8 % pour les clinopyroxènes des basaltes océaniques. Mais, il faut souligner qu'il s'agit évidemment d'un système empirique et que les résultats ne sont donc qu'une indication.
Par ailleurs, on observe une corrélation négative nette entre le rapport MgO/FeO et TiO_2 (Fig. III-98 B).

Tous les diagrammes cités ci-dessus confirment donc le caractère tholéiitique des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.

---

(1) Types de magma : *OFB = Basalte tholéiitique des fonds océaniques*
WAB = Basalte tholéiitique des arcs insulaires
WPT = Basalte tholéiitique intraplaque
WPA = Basalte alcalin intraplaque

(2) $F1 = -0.012\ SiO_2 - 0.0807\ TiO_2 + 0.0026\ Al_2O_3 - 0.0012\ FeO_t$
$- 0.0026\ MnO + 0{,}0087\ MgO - 0.0128\ CaO - 0;0419\ Na_2O$

$F2 = -0.0469\ SiO_2 - 0.0818\ TiO_2 - 0.0212\ Al_2O_3 - 0.0041\ FeO_t$
$- 0.1435\ MnO - 0.0029\ MgO + 0.0085\ CaO + 0.0160\ Na_2O$

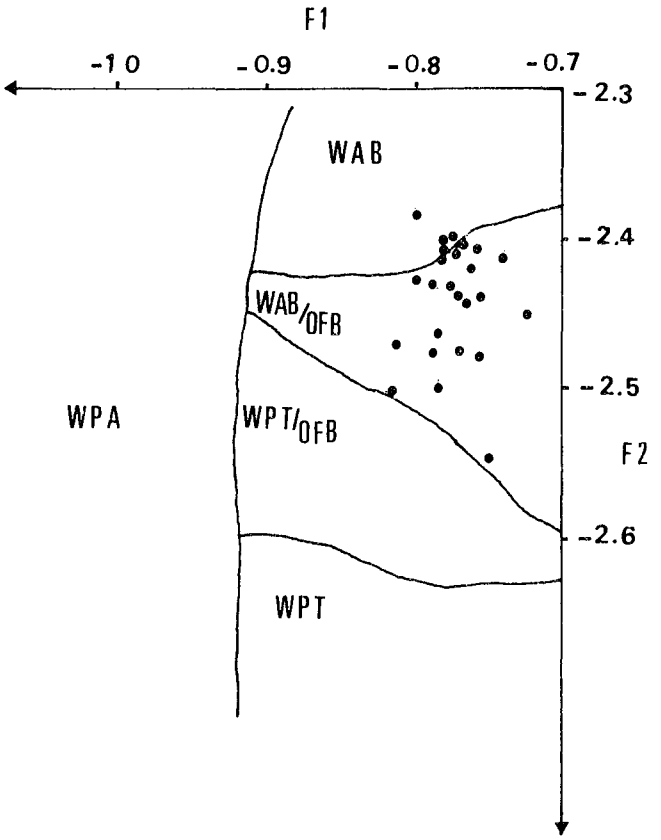


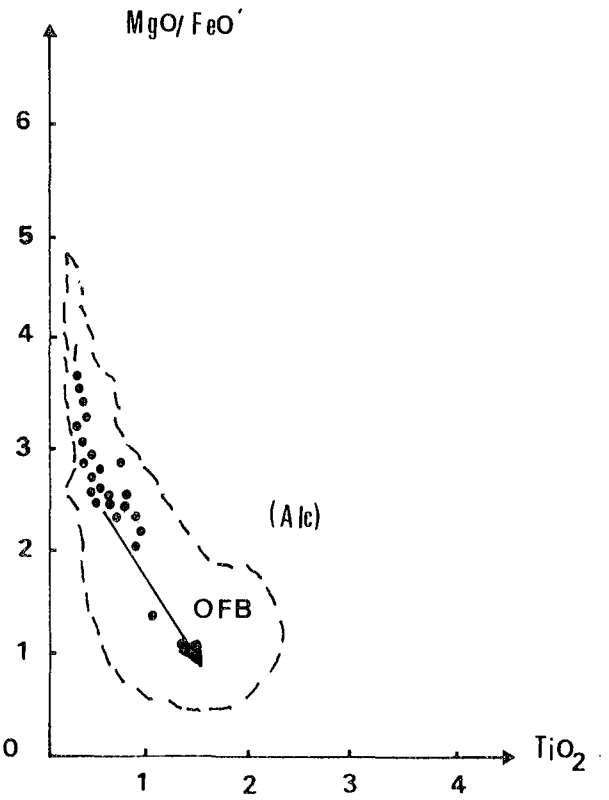
Figure III-98 -

Répartition de l'ensemble des clinopyroxènes (en phénocristaux et en microlites) des laves tholéiitiques ophiolitiques de Pozanti Karsanti sur les diagrammes :

A) F1-F2 de Nisbet et Pearce (1977)

B) MgO/FeO - TiO_2 de Glassley (1974)

(les points représentatifs n'ont pas été discriminés entre les phénocristaux et les microlites de clinopyroxènes) (v. le texte).



B V.1.3°) Variation des éléments significatifs au cours de la différenciation et de la cristallisation.

X_{mg} [1] peut être considéré comme indice de différenciation et de l'évolution de la cristallisation des clinopyroxènes. Il diminue au fur et à mesure qu'avance la différenciation dans le liquide donnant naissance aux clinopyroxènes.

On constate que la valeur de X_{mg} varie de 0,93 à 0,77 dans les phéno- microphénocristaux (en moyenne 0,85) et de 0,83 à 0,70 dans les grains ou microlites de clinopyroxènes de la mésostase (en moyenne 0,81) (Tabl. III-49).

L'étude des variations de quelques éléments caractéristiques, tels que Al, Fe, Mg, Ca, Ti et Cr (atomes), en fonction de X_{mg} va nous conduire à plus de précision sur l'évolution de ces éléments pendant la cristallisation et la différenciation du liquide.

B V.1.3°.1°°) Variation des éléments en fonction de X_{mg}

. *Al_t, Fe, Mg en fonction de X_{mg} :*

On observe une évolution positive très bonne et linéaire du fer et un peu moins nette de Al_t. En revanche Mg montre une évolution négative pendant la différenciation et la cristallisation (Fig. III-99 A, B, C).

Le fer montre un enrichissement très remarquable pendant la différenciation tant au sein des phénocristaux qu'au sein des clinopyroxènes de la mésostase (Fig. III-99 B). Une telle évolution du fer est caractéristique des basaltes océaniques (Bunch et Laborde 1976, Bence et al. 1976).

Le liquide donnant naissance aux clinopyroxènes de la mésostase est beaucoup plus enrichi en fer et en alumine (donc plus différencié) que celui qui a donné naissance aux phéno- microphénocristaux de clinopyroxènes intratelluriques. On constate en outre que le liquide des basaltes de la coulée écaillée de Karatas est nettement plus différencié que celui d'Omeroglu.

Dans l'ensemble des clinopyroxènes, la diminution de Mg avec celle de X_{mg} est à peu près nette.

---

(1) $X_{mg} = Mg/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$ (atomes)

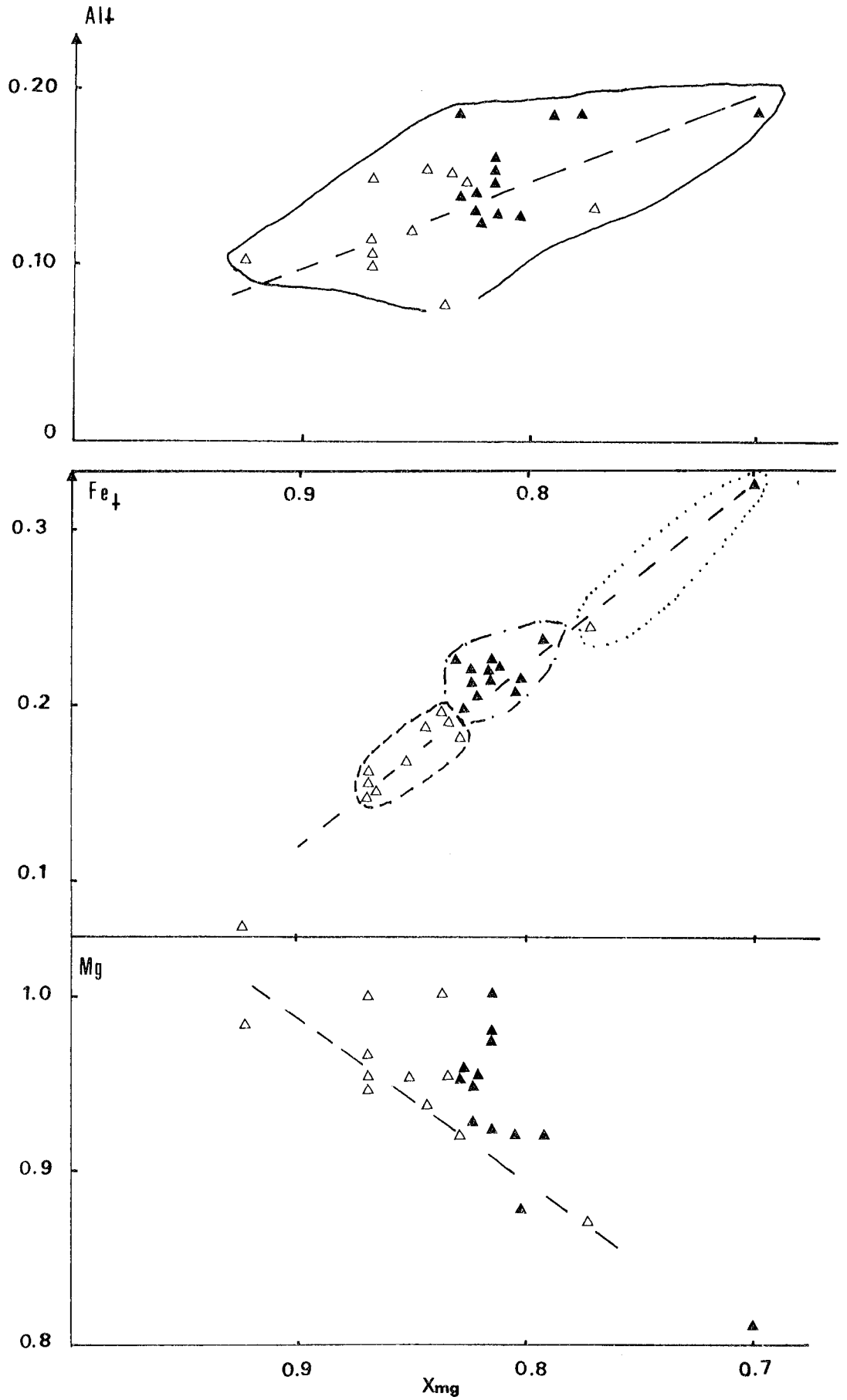


Figure III-99 - Variation de Al_t, Fe_t et Mg (atomes) en fonction de X_{mg} dans les clinopyroxènes des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti (mêmes symboles que la Fig. III-94). ($X_{mg} = Mg/Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$).

On constate cependant, au sein des phéno- microphénocristaux, une évolution négative très marquée et linéaire pendant la différenciation du liquide qui a donc été fractionné dans une chambre magmatique, contrairement aux clinopyroèxnes de la mésostase. Dans ces derniers il n'existe en effet aucune évolution significative probablement en raison de la cristallisation extrêmement rapide du liquide résiduel (Fig. III-99 C).

. *Ti, Cr en fonction de* X_{mg} :

Pendant la différenciation et la cristallisation le titane augmente nettement et le chrome diminue très rapidement jusqu'au niveau $X_{mg} = 0,8$. Au-delà de ce niveau tous les deux restent constants (Fig. III-100 A et B).

L'augmentation initiale du titane dans ces clinopyroxènes avec la diminution de X_{mg} reflète un enrichissement général du titane dans le liquide pendant la différenciation primaire. Cet enrichissement a été contrôlé tout d'abord par la cristallisation de l'olivine et du plagioclase indépendants du titane. Ceci est un trait, tout à fait caractéristique des séries tholéiitiques (Miyashiro 1974, Sinton et Byerly 1980).
De plus, l'augmentation de Ti pendant la différenciation jusqu'à une inflexion à $X_{mg} = 0,8$ et sa constance dans les stades relativement tardifs où $0,8 > X_{mg} > 0,7$ sont également caractéristiques des clinopyroxènes des basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques. Ces faits ont été observés par plusieurs auteurs dont Schweitzer et al. (1979), Sinton et Byerly (1980), Rice et al. (1980), dans les clinopyroxènes des rides médio-océaniques et plus particulièrement la ride médio-atlantique, dans laquelle l'inflexion de la courbe de Ti se situe à $X_{mg} = 0,73$ à $0,80$ (Fig. III-100 A le cartouche ci-joint).
Cette augmentation de Ti - comme celle du fer - est conciliable avec la cristallisation tardive des oxydes de fer et titane. La constance de Ti est également concordante avec le début de la cristallisation de ces oxydes (Mazzulo et Bence 1976, Sinton et Byerly 1980).

L'évolution du Cr pendant la différenciation est tout à fait opposée à celle du Ti (Fig. III-100 B).
La suite d'évolution est exprimée par :

- une chute très rapide de Cr jusqu'au niveau où $X_{mg} = 0,8$

- une constance de Cr au-delà de $Xmg < 0,8$, identique à celle de Ti mais à des valeurs très faibles, (inférieures à 0,003) (Fig. III-100 B).

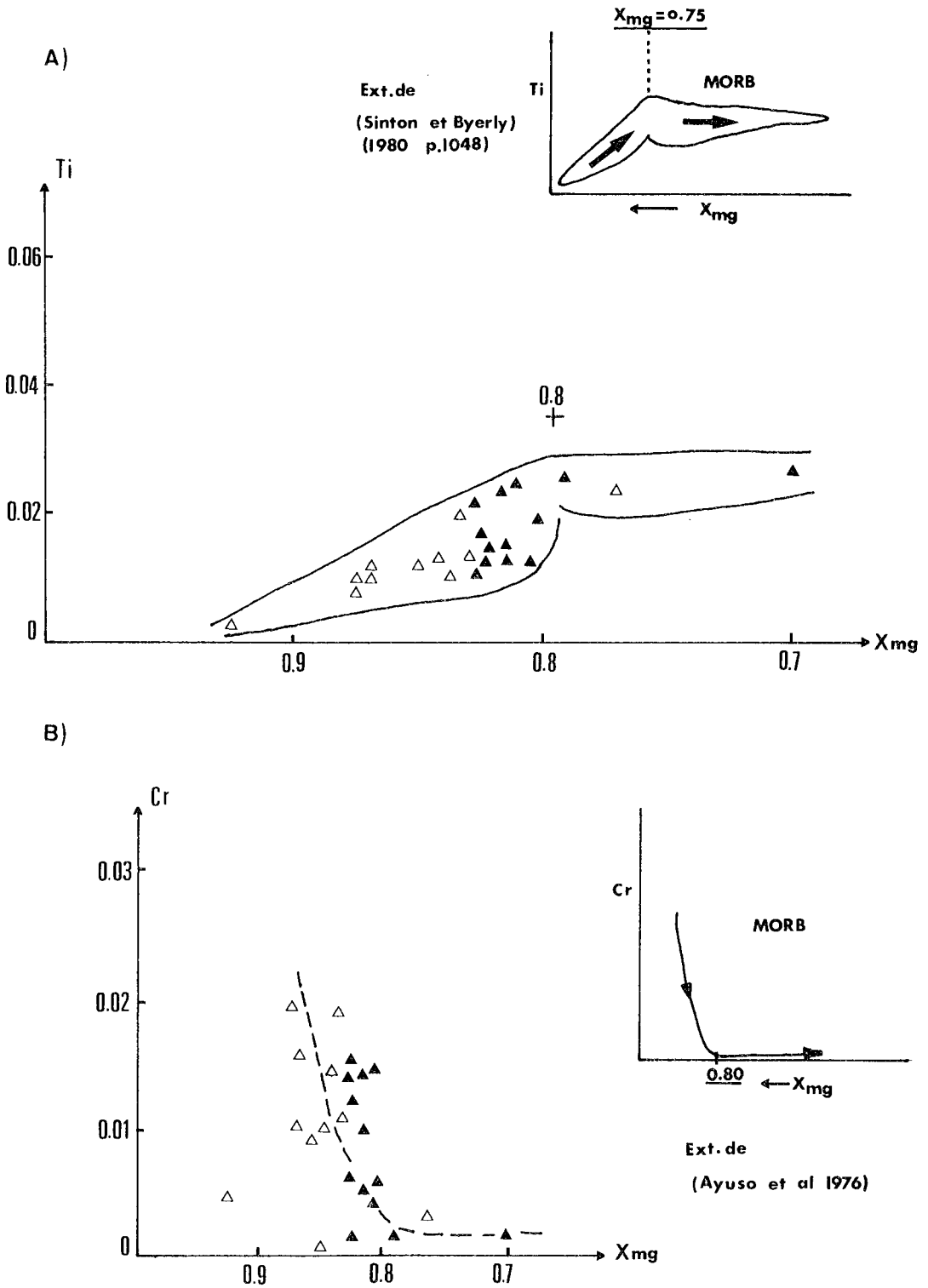


Figure III-100 - Variation de Ti (A) et de Cr (B) en fonction de Xmg pendant la différenciation et la cristallisation dans les clinopyroxènes des laves ophiolitiques de Pozanti Karsanti. Nette augmentation de Ti et diminution de Cr jusqu'à une inflexion où Xmg = 0,8, puis constante de ces deux éléments avec la diminution de Xmg (inf. 0,8), fort similaire à l'évolution de Ti et Cr dans les clinopyroxènes des basaltes des rides (MORB). (v. les cartouches ci-joints). (mêmes symboles que la Fig. III-94).

Une telle évolution du Cr est tout à fait identique à celle qui est observée dans les clinopyroxènes des basaltes des rides médio-océaniques, définie par de nombreux auteurs, entre autres, Mc Sween et Nystrom (1979), Rice et al. (1980), Sinton et Byerly (1980) et Ui et al. (1980), (Fig. III-100 B, voir le cartouche ci-joint).

La concentration importante de Cr dans les clinopyroxènes riches en Mg, cristallisés dans les stades assez précoces, serait due à la forte partition de cet élément entre les clinopyroxènes et le liquide (Seward 1971). Lorsque le stade $X_{mg} < 0,8$ est atteint, le Cr serait pratiquement épuisé dans le liquide résiduel (Seward 1971, Gibb 1973, Dungan et al. 1979). Par conséquent les clinopyroxènes cristallisés dans ces stades tardifs contiendraient naturellement très peu de chrome.
Il est fort probable que la partition sélective de Cr dans les clinopyroxènes n'est pas seule responsable de l'épuisement du Cr dans le liquide résiduel. La cristallisation précoce des spinelles chromifères par exemple en serait également la cause.

Le rapport Na/Ti montre également une évolution identique à celle de Cr dans les clinopyroxènes étudiés :

- diminution rapide jusqu'à $X_{mg} = 0,8$
- constance au-delà de $X_{mg} < 0,8$ (non figuré).

Ce type d'évolution traduit donc un excès de Na dans les clinopyroxènes formés dans les stades assez précoces et un excès de Ti dans ceux qui se forment dans les stades relativement tardifs, jusqu'à l'inflexion observée ($X_{mg} = 0,8$). Ceci est également caractéristique des clinopyroxènes des basaltes des rides (Sinton et Byerly 1980).

Il est à ajouter qu'il existe également une augmentation nette et continue du rapport Ti/Al_t avec la diminution de X_{mg} (non figuré).

. *Ca en fonction de X_{mg}* :

Schweitzer et al. (1979) ont suggéré que Ca - comme Na - est indépendant de X_{mg} pendant la différenciation. Très récemment cependant, Sinton et Byerly (1980) ainsi que Rice et al. (1980) ont mis en évidence la dépendance de cet élément par rapport à X_{mg}. Ceci est également observé dans le cas des clinopyroxènes présentement étudiés.
On constate ainsi :

- une nette diminution de Ca pendant la différenciation, dans les stades de cristallisation assez précoces ($X_{mg} \geq 0,83$), ne concernant que les phéno- microphénocristaux de clinopyroxènes des basaltes de l'affleurement d'Omeroglu.

- une très rapide augmentation de Ca dans l'intervalle $0,80 \leq X_{mg} \leq 0,83$, ne concernant que les clinopyroxènes de la mésostase des basaltes du même affleurement.

- une diminution comparable à la première, dans les stades cette fois relativement tardifs ($0,80 \geq X_{mg} \geq 0,70$), ne concerne que le phénocristal et le grain de clinopyroxène de la mésostase des basaltes de la coulée écaillée de Karatas (Fig. III-101).

Une telle évolution est également observée dans les clinopyroxènes des basaltes de la ride médio-atlantique (Rice et al. 1980, Sinton et Byerly 1980).

. *Synthèse des observations :*

Pendant la différenciation et la cristallisation des clinopyroxènes des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti, on constate :

- une évolution positive et nette du fer et de l'alumine, mais négative du magnésium.

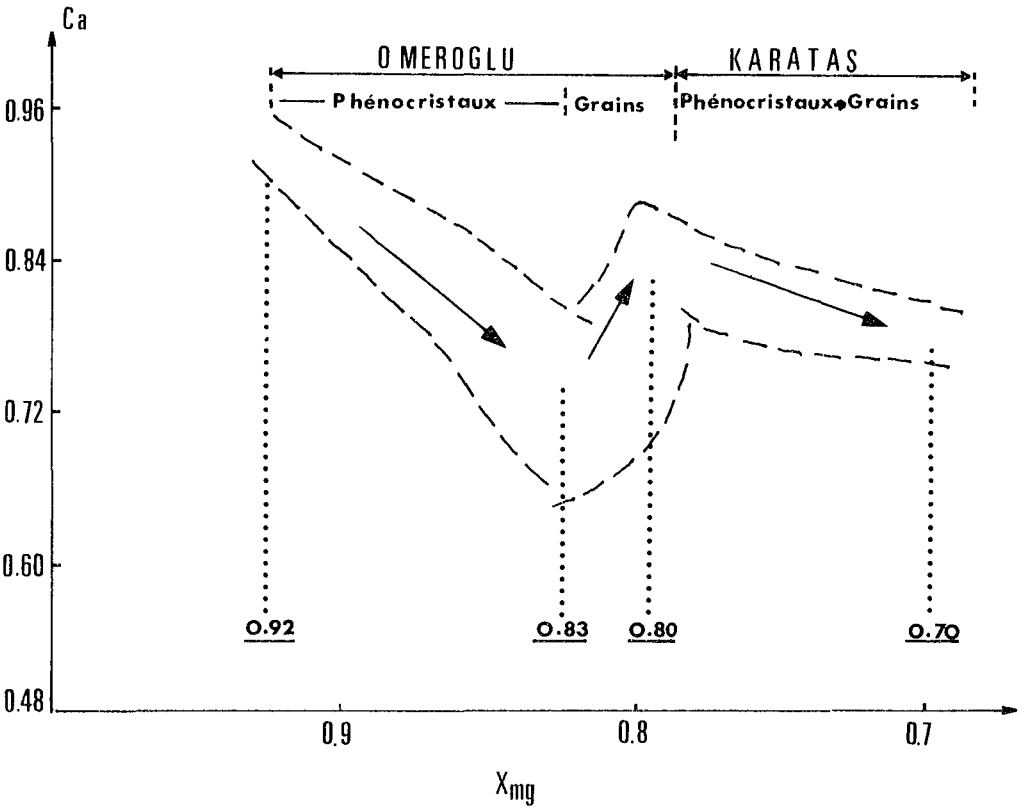
- une évolution positive du titane et négative du chrome jusqu'au niveau Xmg = 0,80, puis la stabilité de ces deux éléments dans les stades relativement tardifs où Xmg < 0,80.

- une diminution importante de Ca dans les stades précoces (Xmg $\geq$ 0,83), puis une augmentation très rapide dans l'intervalle $0,80 \leq$ Xmg $\leq 0,83$ et enfin une nouvelle diminution dans les stades relativement tardifs où Xmg < 0,8.

- une analogie remarquable entre le type d'évolution des éléments Al, Fe, Mg, Ti, Cr et Ca, au cours de la différenciation, dans les clinopyroxènes des laves étudiées et dans ceux des basaltes tholéiitiques des rides. On constate, de plus, que le liquide basaltique des laves de l'affleurement de Karatas est beaucoup plus différencié que celui des laves de l'affleurement d'Omeroglu.

B V.1.3°.2°°) Cursus de cristallisation

En admettant que X_{mg} représente l'indice de l'évolution de la cristallisation des clinopyroxènes à partir d'un liquide



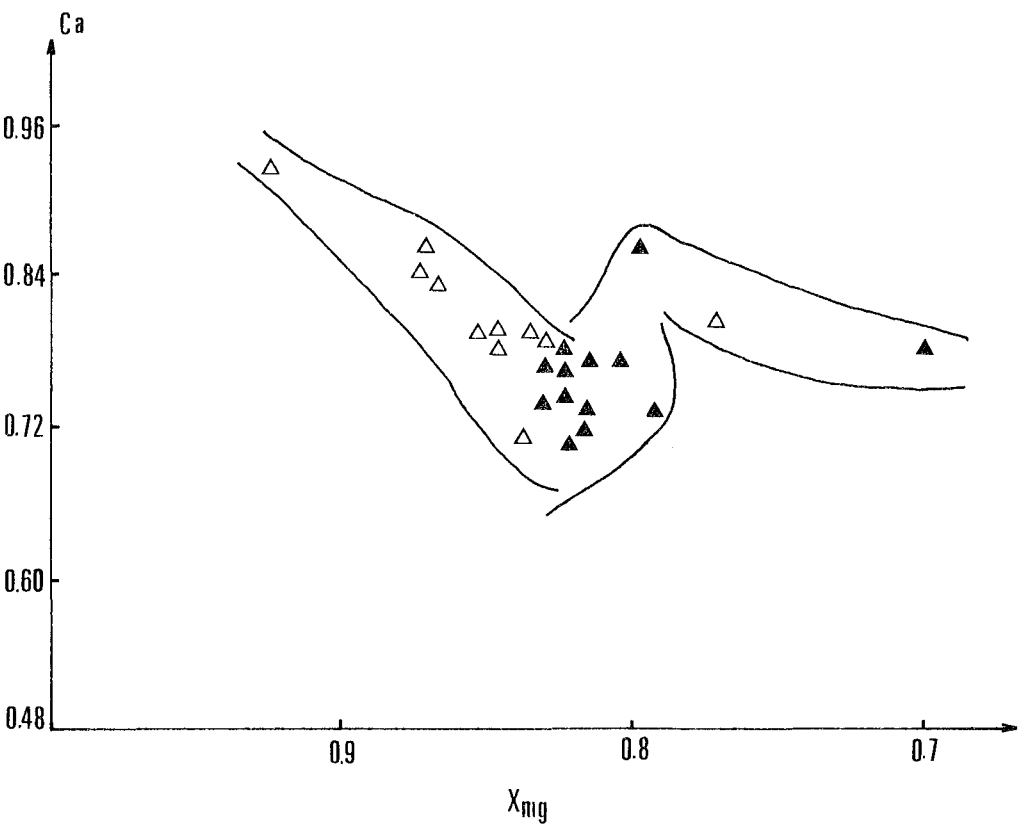


Figure III-101 - Variation de Ca en fonction de Xmg pendant la différenciation et cristallisation des clinopyroxènes des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.
(mêmes symboles que la Fig. III-94).

basaltique différencié, fractionné ou non ; on peut mettre en évidence, à l'aide des diagrammes Fe/X_{mg} , Al_t/X_{mg} et Ti/X_{mg}, (Fig. III-100 A, B et III-101 A) que :

- les clinopyroxènes formés initialement (X_{mg} élevé) sont les phéno- microphénocristaux de clinopyroxènes des basaltes à olivine des coulées en coussin de l'affleurement d'Omeroglu.

- ces phéno- microphénocristaux sont suivis par la cristallisation des clinopyroxènes de la mésostase (grains ou microlites squelettiques) des basaltes à olivine des mêmes coulées d'Omeroglu. Le liquide donnant naissance aux clinopyroxènes de la mésostase de ces basaltes par cristallisation très rapide est plus différencié que celui à partir duquel les phénocristaux ont cristallisé, probablement dans une chambre magmatique.

- les clinopyroxènes de la coulée basaltique de Karatas ont cristallisé (d'abord les phénocristaux suivis des grains de clinopyroxènes de la mésostase) dans des stades beaucoup plus tardifs que les précédents. Le liquide qui a donné naissance aux clinopyroxènes de ces basaltes est en effet relativement plus différencié que celui des basaltes d'Omeroglu. Il s'est par conséquent épanché postérieurement à l'épanchement des basaltes d'Omeroglu.

L'ordre de cristallisation des clinopyroxènes des laves basaltiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti a été, ainsi, résumé schématiquement dans le tableau III-53.

B V.1.4°) Conclusions sur les clinopyroxènes

L'étude des compositions chimiques des clinopyroxènes analysés a nettement mis en évidence le caractère tholéiitique de ces clinopyroxènes, par conséquent celui des roches qui les contiennent.

Les clinopyroxènes des laves ophiolitiques de ce massif étudié sont fort comparables à ceux des basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques, comme l'a confirmé le type d'évolution des éléments significatifs tels que Fe, Ti, Cr et Ca, au cours de la différenciation du liquide.

Le liquide donnant naissance aux clinopyroxènes de la mésostase est beaucoup plus enrichi en fer et en aluminium, (donc plus différencié)

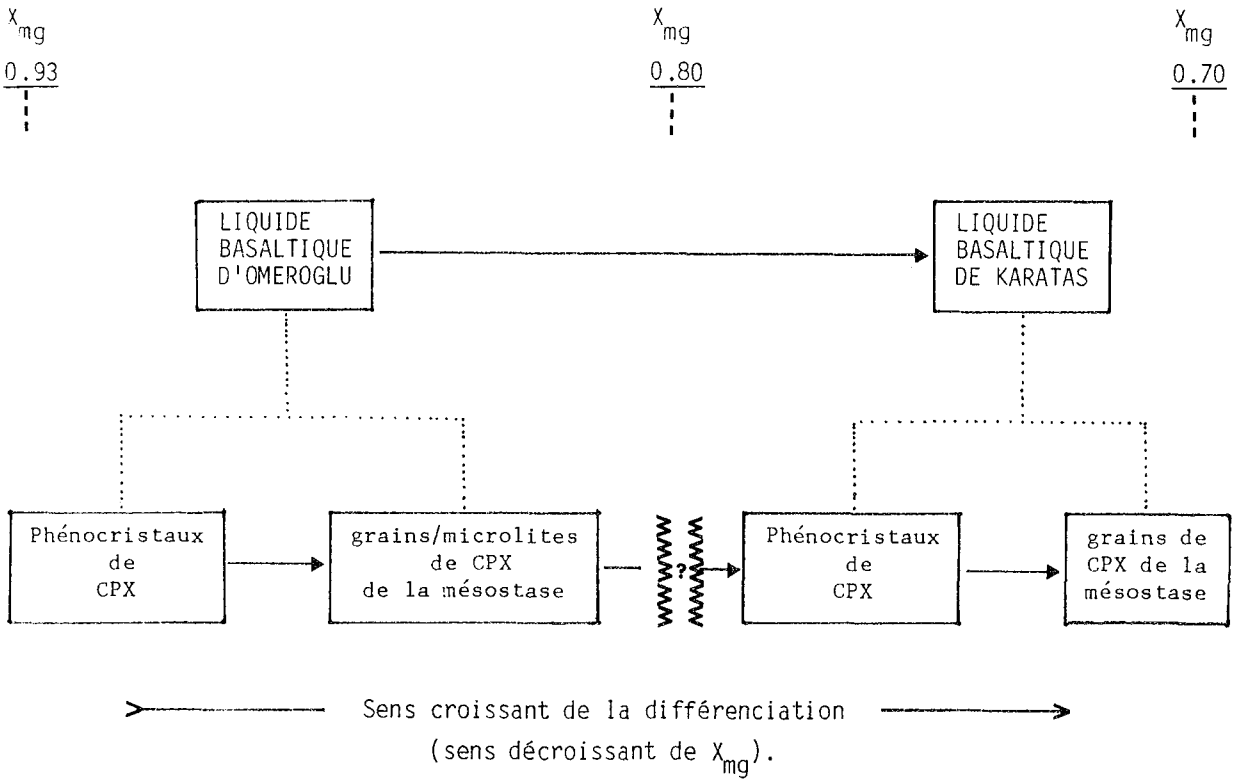


Tableau III-53 - Schéma montrant l'ordre de cristallisation des clinopyroxènes des laves basaltiques ophiolitiques des affleurements d'Omeroglu et de Karatas.

que celui qui a donné naissance aux phéno- microphénocristaux de clinopyroxènes intratelluriques.
Dans ces derniers, Mg montre une nette évolution négative et linéaire pendant la différenciation du liquide. Ceci témoignerait du fractionnement de ce liquide dans une chambre magmatique contrairement au liquide résiduel donnant naissance aux clinopyroxènes de la mésostase.

L'enrichissement initial du titane, constaté dans le liquide pendant la différenciation primaire, est sûrement contrôlé par la cristallisation de l'olivine et du plagioclase ; cet enrichissement est également conciliable avec la cristallisation tardive des oxydes de fer et de titane. La constance du titane dans les stades relativement plus avancés concorde également avec le début de la cristallisation de ces oxydes.

L'épuisement du Cr observé dans le liquide, au cours de la différenciation, est naturellement dû à la partition de cet élément entre les

minéraux ferromagnésiens, (clinopyroxènes par exemple), et le liquide résiduel et aussi à la cristallisation précoce des spinelles chromifères.

Par ailleurs, le type d'évolution du Fe, Al, Ti et Ca, a mis en évidence les faits suivants :

- les premiers clinopyroxènes formés sont les phéno- microphénocristaux de clinopyroxènes des basaltes à olivine de l'affleurement d'Omeroglu ;

- ils sont suivis de la cristallisation extrêmement rapide des clinopyroxènes de la mésostase des basaltes du même affleurement, dont le liquide résiduel est plus différencié ;

- et enfin les clinopyroxènes de la coulée basaltique de l'affleurement de Karatas ont cristallisé dans des stades beaucoup plus tardifs que les précédents.

Ainsi, le liquide donnant naissance aux clinopyroxènes des basaltes de l'affleurement de Karatas, s'est épanché postérieurement à celui des basaltes de l'affleurement d'Omeroglu.

De plus, il faut noter que tous ces caractères typiques des clinopyroxènes étudiés ne sont pas modifiés pendant l'altération hydrothermale à basse température et même à des températures relativement élevées correspondant à celles du début de métamorphisme schiste-vert, qui affecte généralement la plupart des basaltes ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.

Cette étude faite sur les clinopyroxènes confirme ainsi les observations déjà obtenues à partir des études pétrographiques et géochimiques effectuées sur les laves ophiolitiques de ce massif.

B V.2) VERRES BASALTIQUES

La microsonde électronique peut nous permettre d'effectuer des analyses ponctuelles et précises dans les portions fraîches du verre d'un échantillon, même considérablement altéré.

Sachant que les verres représentent les liquides magmatiques au moment du refroidissement très rapide pendant l'épanchement au fond de l'océan, nous avons analysé les parties fraîches de quelques verres. Il s'agit de verres sphérolitiques, de couleur brun-clair provenant des parties externes des pillows-lavas basaltiques, ainsi que les produits cryptocristallins de couleur brun foncé de la mésostase vitreuse des parties internes des mêmes types de pillows (Tabl. III-54).

Cette étude a pour but de confirmer les constatations faites sur ces laves dans les chapitres précédents.

On constate, ainsi que :

1) - les verres basaltiques frais des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti sont de composition tholéiitique, toutefois le produit cryptocristallin de la mésostase vitreuse (Tabl. IV-54, analyse n° 5) noire est plus riche en FeO et en MgO alors qu'il a des teneurs normales en CaO et Al_2O_3.

Les caractères tholéiitiques des verres ont été montrés à l'aide des diagrammes : (Fig. III-102 A – D).

* $(Na_2O + K_2O)/SiO_2$ de Mc Donald et Katsura (1964) et Ol'-Ne'-Qz' d'Irvine et Baragar (1971) dans lesquels les points représentatifs se disposent sans exception dans les domaines subalcalin et tholéiitique, (Fig. III-102 A, B).

* AFM et FeO/MgO - Ol (% normatif) dans lesquels ils se situent tous, dans les domaines propres aux verres basaltiques tholéiitiques des basaltes des rides, définie respectivement par Bryan et Moore (1977), Bougault et Hekinian (1974) et Bryan (1979) (Fig. III-102 C, D).

2) - Les verres sphérolitiques de couleur brun-clair sont plus siliceux, mais moins ferrifères et moins magnésiens que les produits cryptocristallins brun foncé ou noir de la mésostase vitreuse. Bryan et Moore (1977) ont montré une corrélation très nette entre la teneur en SiO_2 et l'indice de réfraction des verres basaltiques :
"plus l'indice de réfraction est faible - par conséquent plus la couleur des verres est claire - plus la teneur en SiO_2 est élevée".
Ils ont de plus ajouté que les produits cryptocristallins vitreux de couleur foncée sont également plus ferrifères.

3) - Les verres analysés contiennent, en majorité, de l'olivine normative à l'exception d'une analyse qui montre 3 % de Quartz normatif. Ceci est fréquent dans les verres basaltiques des Tholéiites à Olivine, qui peuvent avoir, mais rarement, un peu de quartz normatif variant de 1 à 3 % (Bence et al. 1979, Frey et al. 1980).
Les teneurs en olivine normative, inférieure à 10 % dans les verres sphérolitiques analysés, impliqueraient la présence importante de clinopyroxènes dans ces laves comme l'a souligné Bryan (1979).

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	Moyenne
	2- 6	2- 7	2- 9	4- 61	3-111	(5)
SiO_2 :	51.06	51.63	53.89	53.21	49.37	*51.83*
Al_2O_3 :	14.58	14.76	12.77	13.43	13.23	*13.76*
FeO_t :	9.53	9.78	10.02	8.00	12.87	*10.04*
MnO :	-	-	0.01	-	0.28	*0.06*
MgO :	6.48	7.06	6.41	6.32	10.23	*7.30*
CaO :	10.81	11.25	9.24	11.41	10.59	*10.66*
Na_2O :	3.76	2.53	4.82	4.44	2.51	*3.61*
K_2O :	0.06	0.10	0.19	0.10	0.09	*0.11*
TiO_2 :	1.41	1.57	0.83	1.83	1.21	*1.37*
NiO :	-	-	-	0.10	0.08	*0.04*
ZnO :	-	0.12	-	-	-	*0.02*
Cr_2O_3 :	-	0.08	0.02	0.11	-	*0.04*
TOTAL :	97.70	98.88	98.19	98.97	100.46	*98.84*
C.I.P.W.						
Qz :	-	3.10	-	-	-	
Or :	0.36	0.59	1.12	0.56	0.56	
Ab :	31.78	21.38	40.74	37.73	20.96	
An :	22.70	28.59	12.63	16.40	24.74	
Di :	25.18	22.12	27.15	31.41	22.62	
Hy :	7.67	16.86	5.76	2.22	12.72	
Ol :	4.40	-	6.15	3.06	13.21	
Mt :	2.18	2.30	2.21	2.32	2.18	
Il :	2.68	2.98	1.58	3.50	2.28	
An % :	41.67	57.33	23.66	30.30	54.14	*41.40*
FeO/MgO :	1.32	1.25	1.41	1.14	1.13	*1.25*
$mg^{(1)}$:	0.58	0.59	0.56	0.61	0.61	*0.59*

Tableau III-54 - Analyses chimiques des verres basaltiques, sphérolitiques de la partie externe des pillows-lavas (1 à 4) et du produit cryptocristallin de la mésostase vitreuse (5) d'un pillow-lava ophiolitique de Pozanti-Karsanti.

(1) mg = Mg/Mg + Fe_t + Mn (atomiques).

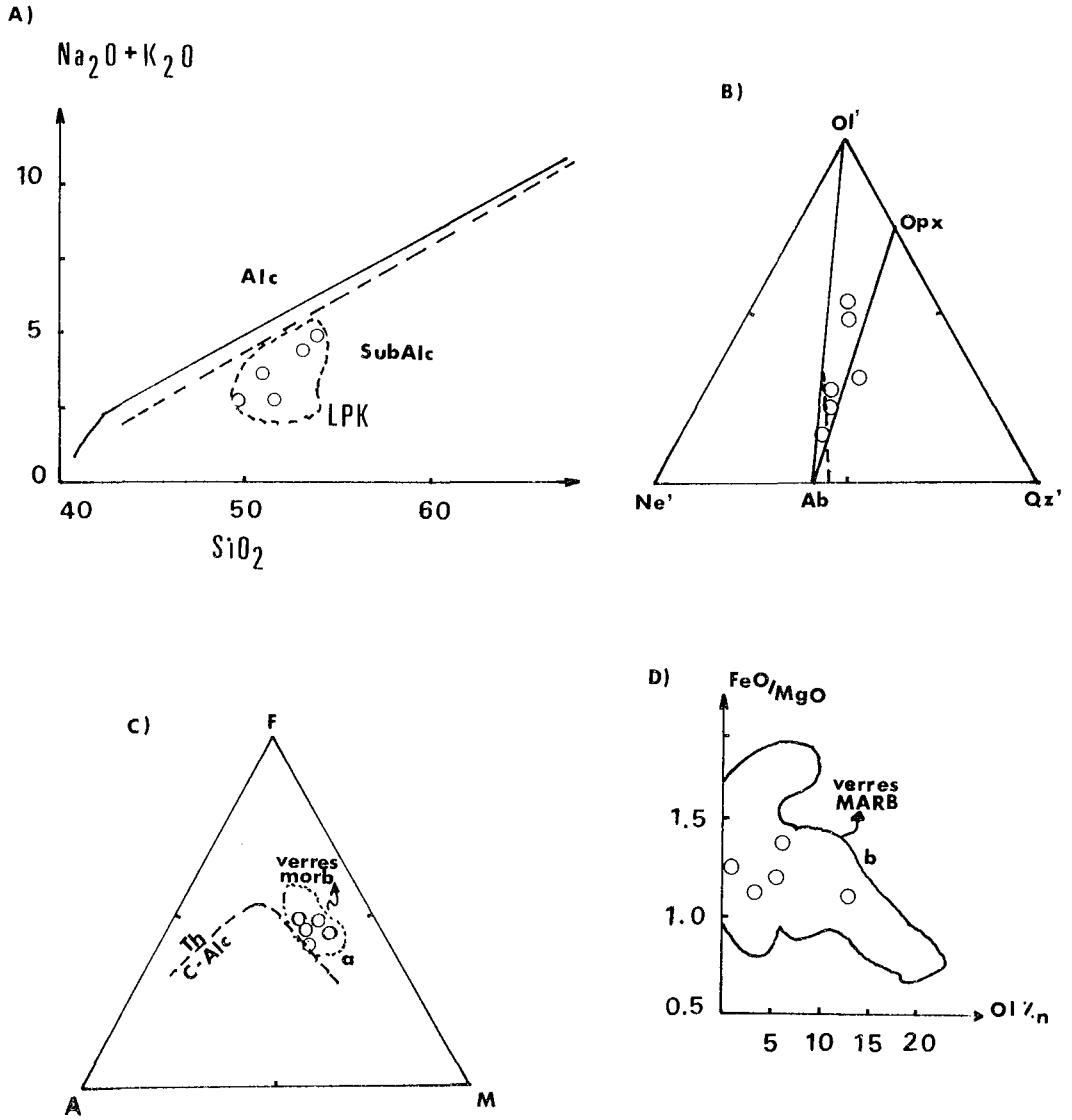


Figure III-102 - Répartition des verres basaltiques des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans les diagrammes suivants :

A) - ($Na_2O + K_2O$)/SiO_2 de Mc Donald et Katsura (1964).

B) - Ol' - Ne' - Qz' d'Irvine et Baragar (1971).

C) - AFM (A = $Na_2O + K_2O$, F = FeO' , MgO = M).

D) - FeO'/MgO - Ol % normative.

a) domaine des verres basaltiques des rides défini par Bryan et Moore (1977).

b) domaine des verres basaltiques de la ride médio-atlantique défini par Bryan (1979).

LPK - domaine des basaltes tholéiitiques de la série volcanique ophiolitique de Pozanti-Karsanti. (v. Fig. III-76).

4) - Il existe une analogie remarquable entre la composition chimique des verres basaltiques frais et celle des basaltes tholéiitiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti, qui les contiennent.
Les teneurs en K_2O, inférieures à 0,19 %, dans les verres frais analysés (en moyenne 0,11 %) confirmeraient inévitablement les caractères tholéiitiques de ces laves. Dans ces dernières, ces teneurs sont par contre assez élevées (en moyenne 0,73 %) en raison de l'altération par l'action de l'eau de mer responsable de la formation des phyllites jaunes, (Tabl. III-55), de laquelle les verres naturels sont souvent indépendants (Byerly et Sinton 1980).

		Verres (5)	*Roches globales (24)*
Brutes -	SiO_2 :	51.83	48.82
	Al_2O_3 :	13.76	13.85
	FeO_t :	10.04	10.80
	MnO :	0.06	0.14
	MgO :	7.30	6.67
	CaO :	10.66	10.90
	Na_2O :	3.61	3.12
	K_2O :	0.11	0.73
	TiO_2 :	1.37	1.30
Recalculés -	SiO_2 :	52.43	52.24
	Al_2O_3 :	13.92	14.83
	Fe_2O_3 :	1.50	1.50
	FeO :	8.66	9.06
	MnO :	0.06	0.15
	MgO :	7.40	7.16
	CaO :	10.79	9.54
	Na_2O :	3.65	3.34
	K_2O :	0.11	0.79
	TiO_2 :	1.39	1.39

Tableau III-55 - Comparaison de la composition chimique moyenne (brute et recalculée) des verres basaltiques, avec celle des basaltes ophiolitiques de Pozanti-Karsanti, qui les contiennent.

5) - La composition chimique (moyenne) de ces verres est fort comparable à celle des verres des basaltes tholéiitiques des rides médio-océaniques et également à celle du verre basaltique de Tholéiites à olivine typique obtenu expérimentalement à 7,5 Kb et à 1200° C par Kushiro (1973, p. 217), (Tabl. III-56).

	Pozanti Karsanti	(A)	(B)	(C)	(D)	(E)
SiO_2 :	*51.83*	52.43	51.89	49.00	50.15	51.70
Al_2O_3 :	*13.76*	13.83	14.55	13.80	13.95	14.70
FeO_t :	*10.04*	10.53	10.25	10.10	10.45	9.91
MnO :	*0.06*	0.18	0.17	0.20	0.16	0.22
MgO :	*7.30*	7.44	7.41	7.30	7.42	7.45
CaO :	*10.66*	11.23	11.71	11.60	10.67	9.62
Na_2O :	*3.61*	2.22	2.43	1.90	3.04	3.39
K_2O :	*0.11*	0.13	0.22	0.20	0.16	0.15
TiO_2 :	*1.37*	1.37	1.23	1.40	1.70	1.97
Cr_2O_3 :	*0.03*	0.03			0.03	0.05

Tableau III-56 - Comparaison de la composition chimique moyenne des verres basaltiques des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti avec celle des verres tholéiitiques :

(A) - des basaltes de la ride médio-atlantique (MARB) "FAMOUS" d'après Bryan (1979, p. 300, Tabl. 4).

(B) - MARB "leg 37" d'après Bryan et Thompson (1977, p. 881, Tabl. 2).

(C) - MARB 'hole 332" (données de Scarfe et Smith 1977) extr. de Juteau et al. (1980, p. 1288, tabl. 4, F4).

(D) - des basaltes de la dorsale Est-Pacifique, d'après Morel (1979, p. 208, p. 120, an n° 25).

(E) - de Tholéiite à Ol obtenue expérimentalement à 7,5 Kb et à 1200° C par Kushiro (1973, p. 217, tabl. III).

Nous en concluons que les compositions chimiques des verres basaltiques, sphérolitiques frais des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti sont tout à fait identiques à celles des laves basaltiques qui les contiennent. Elles confirment ainsi les caractères tholéiitiques des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.

B VI - CONSIDERATIONS PETROLOGIQUES

B VI.1) EVOLUTION ET FRACTIONNEMENT DU LIQUIDE

Les valeurs des éléments TiO_2 , Ni et du paramètre Mg = Mg/Mg + Fe, reflètent le degré de fractionnement et d'évolution du liquide basaltique abyssal à partir d'un magma basaltique tholéiitique primitif non évolué ni fractionné, produit d'une fusion partielle du manteau supérieur (Green et al. 1974, Mazzulo et Bence 1976, Bender et al. 1978, Bougault et al. 1979 a, Rhodes et al. 1979 ou 1980, Sun et al. 1979, Wilkinson 1982). Ce liquide tholéiitique primitif non fractionné ni évolué est caractérisé par les paramètres suivants :

- *TiO_2 : entre 0.6 et 1.0 % : (Ayuso et al. 1976, Bender et al. 1978, Rhodes et al. 1979 ou 1980).*
- *MgO : entre 9 et 10 % : (Rhodes et al. 1979 ou 1980, Wilkinson 1982).*
- *Ni : entre 180 - 300 ppm : (Kay et al. 1970, Bence et al. 1975, Sato 1977, Nicholls 1978, Bougault et al. 1979 a, Wilkinson 1982).*
- *Cr : entre 470 - 900 ppm : (Ayuso et al. 1976).*
- *Al_2O_3/CaO : 1,12 : (Rhodes et al. 1979 ou 1980).*
- *mg : 0,7 $\pm$ 0,02 : (Green et al. 1974, Frey et al. 1974, Ayuso et al. 1976, Hodges et Papike 1976 a, Bryan et Moore 1977, Rhodes et Dungan 1977, Sun et Nesbitt 1977, Bender et al. 1978, Sun et al. 1979, Rhodes et al. 1979 ou 1980, Wilkinson 1982).*

Le liquide basaltique donnant naissance aux laves tholéiitiques ophiolitiques de Pozanti-Karsanti[1] est légèrement plus évolué et

---

(1) Les paramètres caractéristiques :

- *pour les laves TiO_2 = 1,30 % , Mg = 0,59 , Ni = 95 ppm , Cr = 215 ppm , Al_2O_3/CaO = 1,35 (en moyenne)*
- *pour les verres basaltiques TiO_2 = 1,37 % , mg = 0,59.*

fractionné que le liquide tholéiitique primitif, comme le montre la disposition des points représentatifs des laves et des verres basaltiques dans le diagramme TiO_2 - mg (Fig. III-103).

La cristallisation d'olivine et de plagioclase augmenterait en effet la teneur de TiO_2 et diminuerait la valeur de mg.

Ce diagramme montre, en outre, que le liquide de la série volcanique ophiolitique étudiée est comparable à celui des basaltes océaniques des rides médio-océaniques.

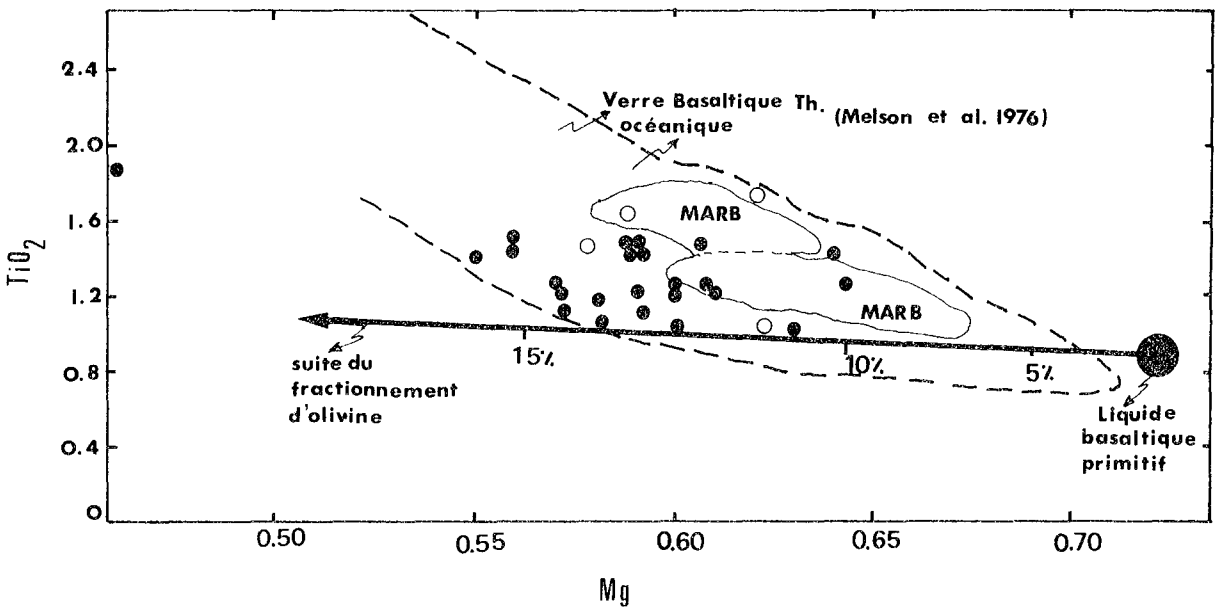


Figure III-103 - Disposition des verres basaltiques (cercles vides) et des laves tholéiitiques ophiolitiques (cercles pleins) de Pozanti-Karsanti dans le diagramme TiO_2 - Mg.
(mg = Mg/Mg + Fe' + Mn). MARB défini par Rhodes et al. (1979 ou 1980).

Une telle composition (TiO_2 = 1,3 % et mg = 0,59) impliquerait que le liquide donnant naissance aux laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti est le produit d'un fractionnement d'au moins 12 % d'olivine (Mazzulo et Bence 1976, Rhodes et al. 1979 ou 1980, Wilkinson 1982) ou bien de 15 % (Emmerman et Puchelt 1980), à partir d'un liquide basaltique primitif à mg = 0,70.

Cependant, les valeurs moyennes de MgO, FeO et CaO pour les laves et les verres(1) de la série volcanique présentement étudiée indiqueraient qu'un simple fractionnement d'olivine n'est pas plausible, comme le confirme, par ailleurs, la disposition des points représentatifs des laves et des verres dans le diagramme TiO_2 - mg. Ils sont, en effet, tous situés légèrement au-dessus de la droite représentant la suite du fractionnement d'olivine (Fig. III-103). Par conséquent, un fractionnement de plagioclase et de clinopyroxène, (peut-être de faible degré) est probablement présent à côté de celui d'olivine.

B VI.2) ESTIMATION DU TAUX D'EXPANSION

Les laves basaltiques et tholéiitiques de l'assemblage ophiolitique de Pozanti-Karsanti se sont donc épanchées au niveau d'une paléodorsale en pleine expansion dans un océan ou dans un bassin marginal.

Le taux d'expansion de cette dorsale fossile, peut être estimé en se basant sur la teneur moyenne en TiO_2 des laves ophiolitiques comme l'ont proposé Nisbet et Pearce (1973), Mazzulo et Bence (1976) et plus récemment, Morel (1979) et Morel et Hekinian (1980).

Ces auteurs ont montré que le titane des laves basaltiques des rides médio-océaniques actuelles est en corrélation positive avec le taux d'expansion des dorsales : plus le titane est élevé, plus le taux d'expansion est rapide(2).

C'est Nisbet et Pearce (1973) qui ont mis pour la première fois en évidence cette corrélation en se basant sur les données des rides médio-atlantique et pacifique. En fait, ils ont établi une droite de régression dans un diagramme logarithmique e TiO_2 en fonction du 1/2 taux d'expansion (Fig. III-104). Plus tard Mazzulo et Bence (1976) et Ayuso et al. (1976) ont confirmé les résultats obtenus par ces auteurs. Enfin Morel (1979),

---

(1) MgO = 6,7 % , FeO = 10,8 % , CaO = 10,9 % pour les laves.
MgO = 7,3 % , FeO = 10,0 % , CaO = 10,7 % pour les verres.

(2) Morel et Hekinian (1980) ont montré que :

- *une valeur moyenne de TiO2 de 1,1 $\mp$ 0,2 % correspondrait à un taux total d'expansion de 2 à 3 cm/an (faible expansion, par exemple : la ride atlantique).*
- *une valeur moyenne de TiO2 de 2,1 $\mp$ 0,4 %, correspondrait à un taux total d'expansion de 11 à 13 cm/an (expansion rapide, par exemple : la ride Pacifique-Est).*

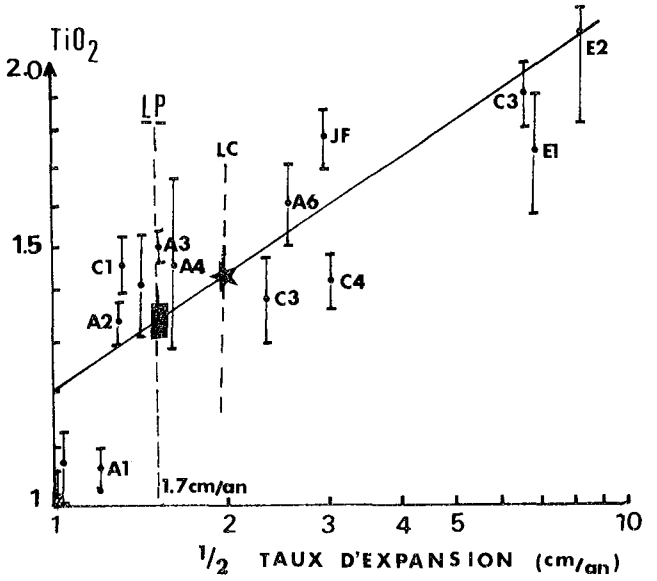


Figure III-104 - Teneur en TiO2 en fonction du 1/2 taux d'expansion. Diagramme de Nisbet et Pearce (1973) - échelle logarithmique.

LP - laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.
LC - laves ophiolitiques de Corse (extr. Ohnenstetter et Ohnenstetter 1975).
A1 à A6 - dorsale médio-atlantique.
C1 à C5 - dorsale de Carlsberg.
E1 à E2 - dorsale de l'Est du Pacifique.

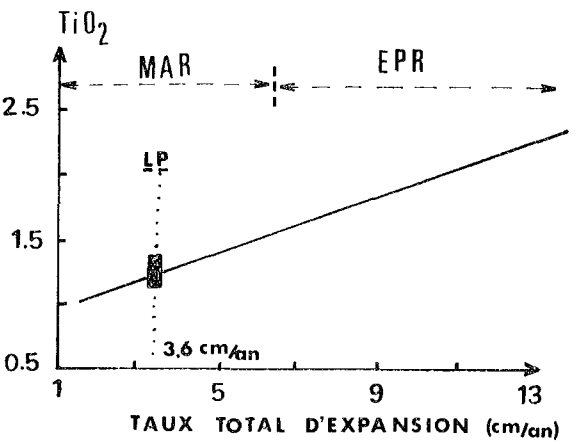


Figure III-105 - Teneur en TiO2 des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti (LP) en fonction du taux total d'expansion. Diagramme de Morel (1979), Morel et Hekinian (1980).

MAR - ride médio-atlantique.
EPR - ride médio-pacifique-est.

Morel et Hekinian (1980), en les confirmant, ont tout récemment établi une autre droite de regression dans un diagramme TiO_2 en fonction du taux total d'expansion, mais à l'échelle non logarithmique (Fig. III-105).

Sachant que le titane est un élément stable dans des conditions de l'altération hydrothermale et du métamorphisme schistes-verts qui affectent très souvent les laves ophiolitiques, on peut l'utiliser afin d'estimer le taux d'expansion des dorsales fossiles des complexes ophiolitiques (Nisbet et Pearce 1973, Mazzulo et Bence 1976, Ayuso et al. 1976, Morel et hekinian 1980).

De l'application de la valeur moyenne de TiO_2 des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti (moyenne 1,30 % avec un écart-type σ = 0,19 et une erreur de standard[1] de 0,04), sur les diagrammes logarithmiques de Nisbet et Pearce (1973) et également non logarithmiques de Morel (1979), Morel et Hekinian (1980), on obtient respectivement un 1/2 taux d'expansion de 1,7 cm/an et un taux total d'expansion de 3,6 cm/an pour les ophiolites de Pozanti-Karsanti (Fig. III-104 et III-105).

Les deux valeurs obtenues sont quasiment identiques.

Ainsi, le taux d'expansion de la paléodorsale de l'assemblage ophiolitique de Pozanti-Karsanti a été probablement assez faible, (1/2 taux = 1,7 à 1,8 cm/an). Il est fort comparable à celui de la ride médio-atlantique à faible expansion (inf. à 2 cm/an) et également à celui de la paléodorsale de Corse, 1/2 taux = 2 cm/an, (Ohnenstetter et Ohnenstetter 1975). En revanche, il est plus faible que celui des Alpes occidentales (3 cm/an, Bickle et Pearce 1975) mais plus élevé que celui du Troodos (0,5 à 1,2 cm/an, Nisbet et Pearce 1973).

REMARQUE : Il est nécessaire de souligner que :

- d'une part, les paramètres tels que FeO/MgO et An (%) des laves sont également en corrélation positive avec le taux d'expansion (Morel 1979, Morel et Hekinian 1980).

- d'autre part, il existe des relations vraisemblables entre le taux d'expansion et la valeur des paramètres An - Ol - Hy (% normatif) des

---

(1) L'erreur de standard = $\frac{\sigma}{\sqrt{N}}$ *d'où* σ = *écart-type*, N = *nombre d'analyse*

basaltes des rides médio-océaniques (Bass 1971) ainsi que la teneur en Ca des plagioclases (Scheidegger 1973).
Cependant, ces paramètres peuvent être facilement modifiés pendant l'altération ou le métamorphisme qui affectent largement la quasi-totalité des laves ophiolitiques. Par conséquent ils ne peuvent pas être utilisés avec sûreté pour estimer le taux d'expansion des paléodorsales des assemblages ophiolitiques.

B VI.3) ESTIMATION DE LA TEMPERATURE DU LIQUIDE

Les températures (T° C) d'un magma basaltique ascendant au-dessous d'une ride médio-océanique et produit de la fusion partielle du manteau péridotitique, peuvent être estimées en connaissant soit le taux d'expansion des dorsales (Scheidegger 1973, Morel 1979, Morel et Hekinian 1980), soit les teneurs de MgO et de FeO (en % moles) des laves et des verres basaltiques les moins altérés (Roeder et Emslie 1970, Hekinian et al. 1976, Hanson et Langmuir 1978, Fisk et al. 1980) ainsi que les rapports FeO/FeO + MgO ou FeO/MgO (Tilley et al. 1963, Scheidegger 1973, Fisk et al. 1980).

. *Estimation de la température en fonction du taux d'expansion* :

Scheidegger (1973) et plus récemment Morel (1979), Morel et Hekinian (1980) ont montré que les magmas basaltiques tholéiitiques les plus chauds sont associés à des rides à expansion lente.
Scheidegger (1973), en utilisant les travaux expérimentaux effectués sur les différentes rides médio-océaniques actuelles, a mis en évidence une corrélation négative entre la température moyenne estimée du magma et le taux total d'expansion. Ces données ont été établies en supposant P_{H2O} nulle, (Fig. III-106) ; en effet, les magmas ascendants au-dessous d'une ride océanique sont probablement secs, (Hart 1971, Moore 1970) et par conséquent P_{H2O} y est extrêmement faible ou nulle (Kudo et Weill 1970, Scheidegger 1973).

Morel (1979), Morel et Hekinian (1980) ont également montré une corrélation négative entre la température estimée du liquide et le taux total d'expansion en se basant sur la température du liquidus de l'Olivine calculée d'après la méthode de Roeder et Emslie (1970) et du plagioclase calculée d'après celle de Kudo et Weill (1970) (non figuré).

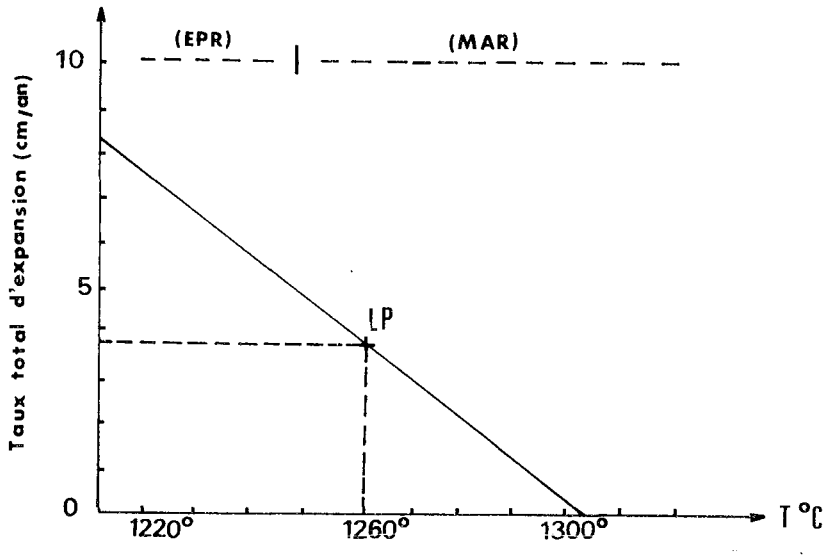


Figure III-106 - Diagramme de Scheidegger (1973). Relation entre le taux total d'expansion (cm/an) et la température (T° C) du liquide.

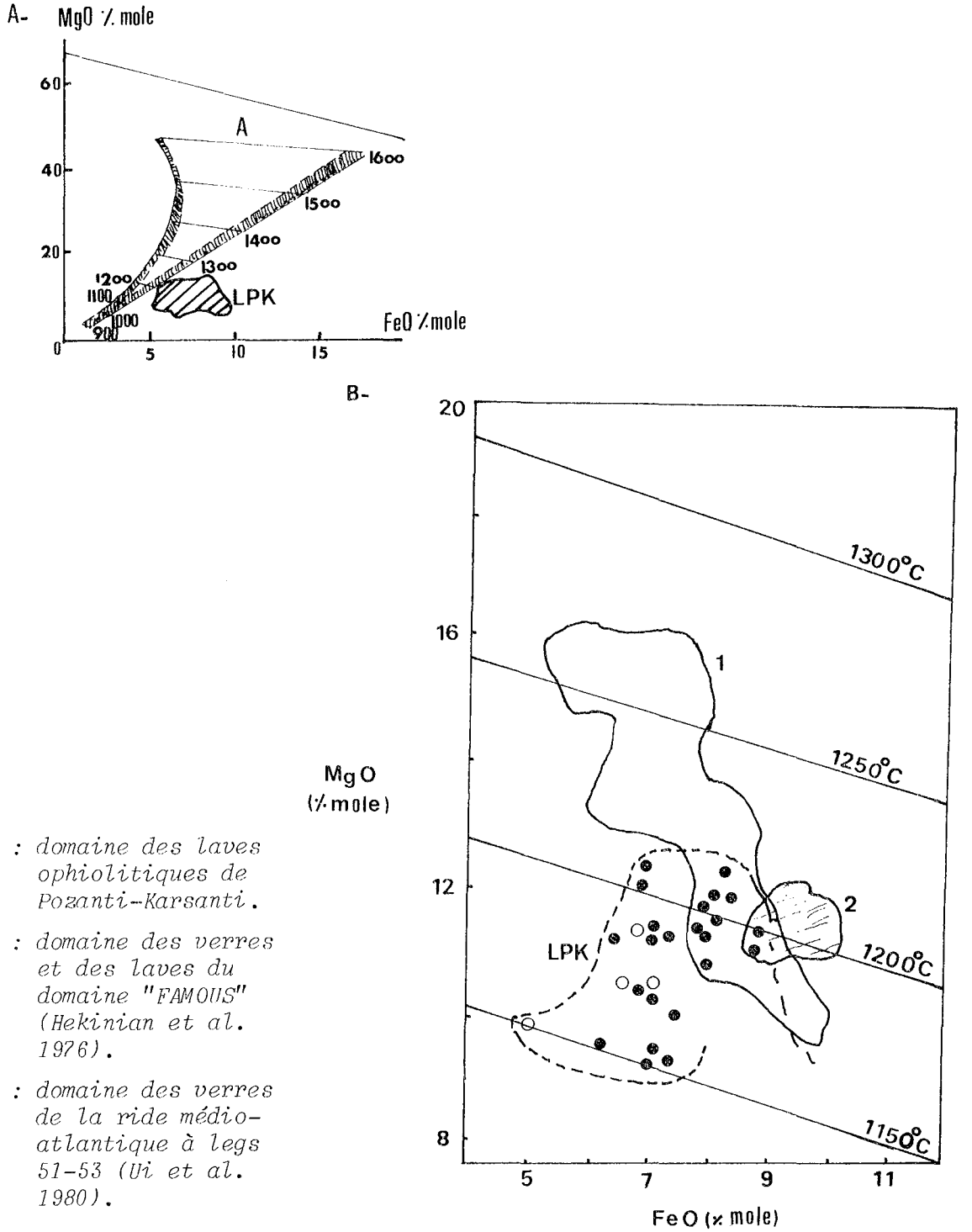
LP - laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.
MAR - ride médio-atlantique.
EPR - ride médio-Pacifique-Est.

L'application du taux total estimé d'expansion obtenu pour la paléodorsale de Pozanti-Karsanti dans le chapitre précédent, (3,6 cm/an), sur ces deux diagrammes indique des températures moyennes respectivement égales à 1260° C, (Fig. III-106) et de l'ordre de 1220° C, (non figuré), pour le magma basaltique tholéiitique qui a donné naissance aux laves ophiolitiques.

. *Estimation de la température en fonction des teneurs en FeO et MgO (% moles)*

Les travaux expérimentaux de Roeder et Emslie (1970) ont précisé l'estimation de la solubilité effective de l'olivine dans un liquide basaltique en fonction de la température. Les résultats obtenus par ces auteurs permettent ainsi d'estimer la température du liquide basaltique en connaissant les teneurs en FeO et en MgO, (en % moles), dans les laves et/ou dans les verres basaltiques les moins altérés en supposant que le liquide est en équilibre avec l'olivine (Hekinian et al. 1976, Hanson et Langmuir 1978, Fisk et al. 1980).

Hanson et Langmuir (1978) ont établi un diagramme MgO - FeO (% moles) pour un système pyrolite-liquide à 1 atm. dans lequel ils ont déterminé les droites de régression correspondant aux températures estimées du liquidus,



LPK : *domaine des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.*

(1) : *domaine des verres et des laves du domaine "FAMOUS" (Hekinian et al. 1976).*

(2) : *domaine des verres de la ride médio-atlantique à legs 51-53 (Ui et al. 1980).*

Figure III-107 - Diagramme MgO (% m)/FeO' (% m) de Hanson et Langmuir (1978), déterminant le domaine du liquide primitif (A) et les droites de régression de la température (T° C) du liquide (B).
Relation entre MgO (% m) et FeO' (% m) des verres basaltiques (cercles vides) et des laves ophiolitiques (cercles pleins) de Pozanti-Karsanti.

ainsi qu'un domaine appartenant au liquide primitif non fractionné, ni différencié, produit initial d'une fusion partielle de pyrolite (Fig. III-107 A).

Par ailleurs, Fisk et al. (1980) ont récemment proposé une autre droite de régression correspondant aux températures estimées du liquidus dans un diagramme FeO/FeO + MgO - T° C, d'après les résultats expérimentaux effectués sur les rides médio-océaniques. Cette droite de régression dont l'équation est $T^{\circ}\ C = 1372 - 306\ (FeO/FeO + MgO)$, illustre donc la suite des températures moyennes avec le changement de ce rapport dans le liquide (Fig. III-116).

L'application des points représentatifs des laves ophiolitiques, ainsi que des verres basaltiques frais, sur ces deux diagrammes met en évidence les faits suivants :

- Ils sont situés entre les droites de régression correspondant à des températures comprises entre 1150° C et 1220° C. (Fig. III-107 B).

- Ils sont regroupés à l'extérieur et en-dessous du domaine du liquide primitif du diagramme de Hanson et Laugmuir (1978), (Fig. III-107 A), ce qui montrerait que le liquide basaltique qui a donné naissance aux laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti n'est pas comparable au liquide primitif non fractionné. Il est par conséquent légèrement plus évolué (v. ch. B VI.1).

- Les températures estimées comprises entre 1150° C et 1220° C dans le diagramme précédent correspondent bien à celles obtenues à l'aide du diagramme de Fisk et al. (1980), qui se rangent entre 1180° C et 1210° C. (Fig. III-108).

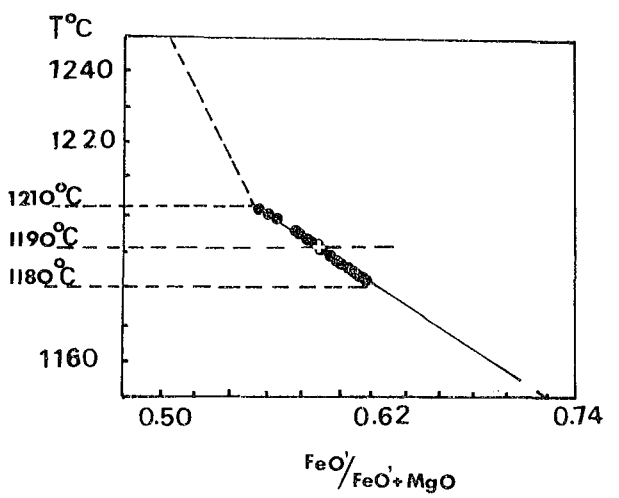


Figure III-108 - Diagramme de Fisk et al. (1980). Relation entre la température (T° C) du liquide et le rapport FeO'- FeO'/MgO dans les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti (v. le texte).

Nous pouvons donc conclure que la température estimée pour le magma basaltique tholéiitique qui a donné naissance aux laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti est de l'ordre de 1200° C à 1260° C. Une telle valeur de T° C est fort comparable à celle obtenue pour les basaltes tholéiitiques océaniques :

- 1200° C selon Kushiro (1973), Dungan et al. (1979).
- 1230° C selon Dimitrian (1979).

Cette valeur est également voisine de celle des laves ophiolitiques de Nouvelle Calédonie (Dupuy et al. 1981).

B VI.4) ESTIMATION DE LA PRESSION DE STABILITE ET DE LA PROFONDEUR DE LA FUSION PARTIELLE.

. *Pression* :

La pression estimée lors de la fusion mantellique qui a donné naissance aux laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti peut être déterminée à l'aide des deux diagrammes suivants :

- *Diagramme triangulaire Pl-Ol'-Qz'*[1] *d'Irvine (1960)* :

Les points représentatifs des laves ophiolitiques se situent quasiment dans le domaine Pl-Ol'-Opx et entre les courbes de stabilité correspondant à 4,5 Kb et 1 atm. (Fig. III-109).

- *Diagramme triangulaire Di-Ol-Qz de Shibata (1976)* :

Ce diagramme est simplement la projection du tétraèdre normatif An-Di-Fo-En-SiO_2 à partir de l'apex An. Ce tétraèdre illustre les relations des différentes phases pour cinq composants : Anorthite, spinelles, Forstérite, pyroxène et quartz, dans le système Ca $Al_2Si_2O_8$ - Ca Mg Si_2O_2 - Mg_2 SiO_4 - SiO_2 d'après Osborn et Tait (1952) et Coombs (1963) (Fig. III-110) Dans ce diagramme, Shibata (1976) a en effet montré le changement possible des courbes du liquidus de Ol - Plag - Pyrox. avec la pression sous des conditions anhydres, (Fig. III-110 A2), en se basant sur les travaux expé-

---

(1) Pl = An + Ab , Ol' = Ol + 3/4 Opx , Qz' = Qz + 1/4 Opx
(Pl, Ol', Qz' sont en % ternaires).

rimentaux de plusieurs auteurs, entre autres Yoder et Tilley (1962), Green et Ringwood (1967), Green et al. (1967), Kushiro et Thompson (1972).

De l'application des données relatives aux laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans ce diagramme, il ressort que les points représentatifs se disposent dans le domaine séparé par des courbes correspondant à 5 Kb et à 1 atm. On constate ainsi qu'ils s'alignent parallèlement à la courbe A qui, (2 ou 3 Kb), correspond à la cristallisation des phases des phénocristaux des basaltes tholéiitiques abyssaux, (Fig. III-110 B), à sec et particulièrement celle d'olivine comme phase précoce et majeure.

La pression estimée pour les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti est donc bien inférieure à 5 Kb.

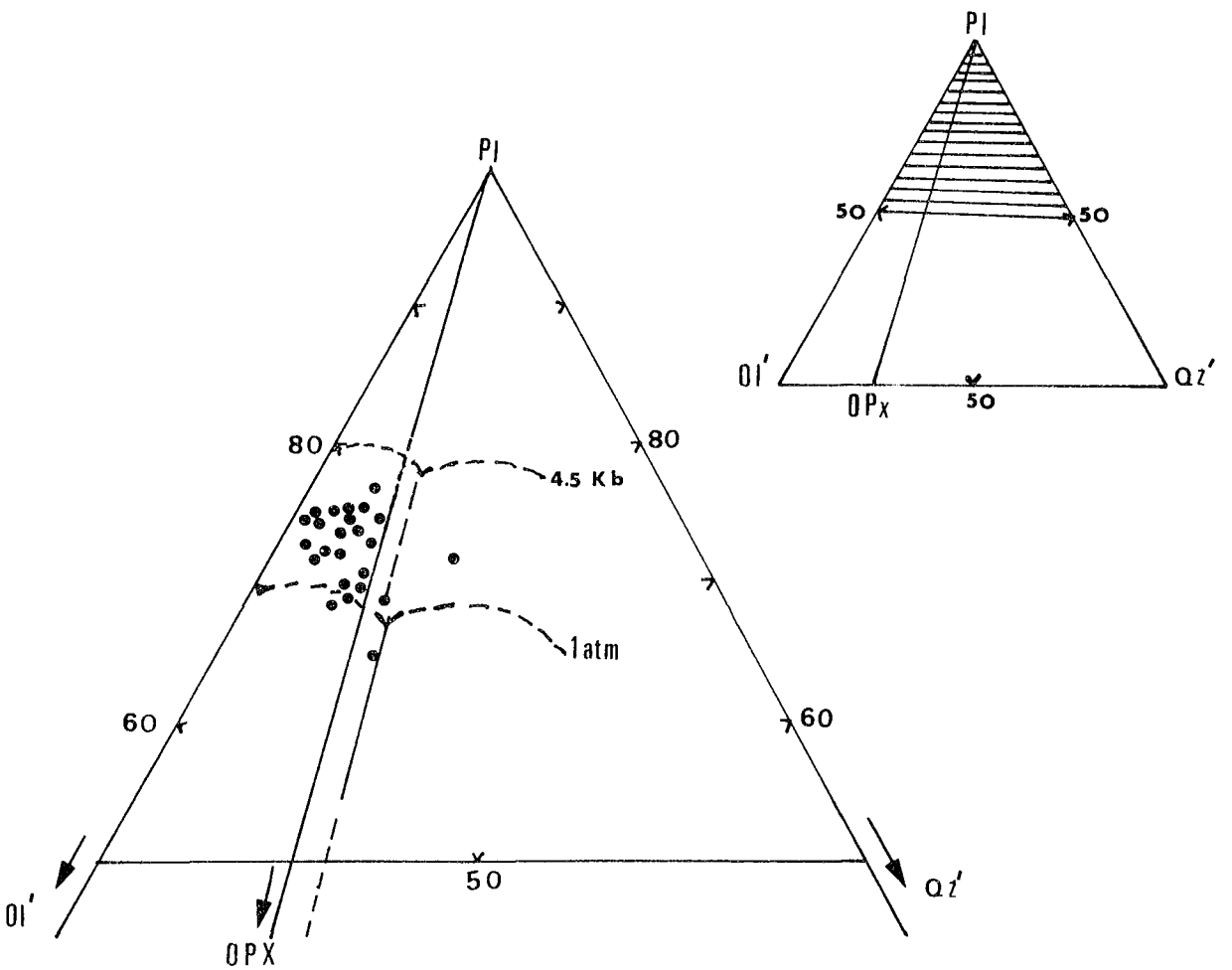


Figure III-109 - Diagramme triangulaire Pl-Ol'-Qz' d'Irvine (1960) montrant les domaines de stabilité situés entre 4,5 Kb et 1 atm pour les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti.

(Pl = An + Ab , Ol'= Ol + 3/4 Opx , Qz'= Qz + 1/4 Opx).

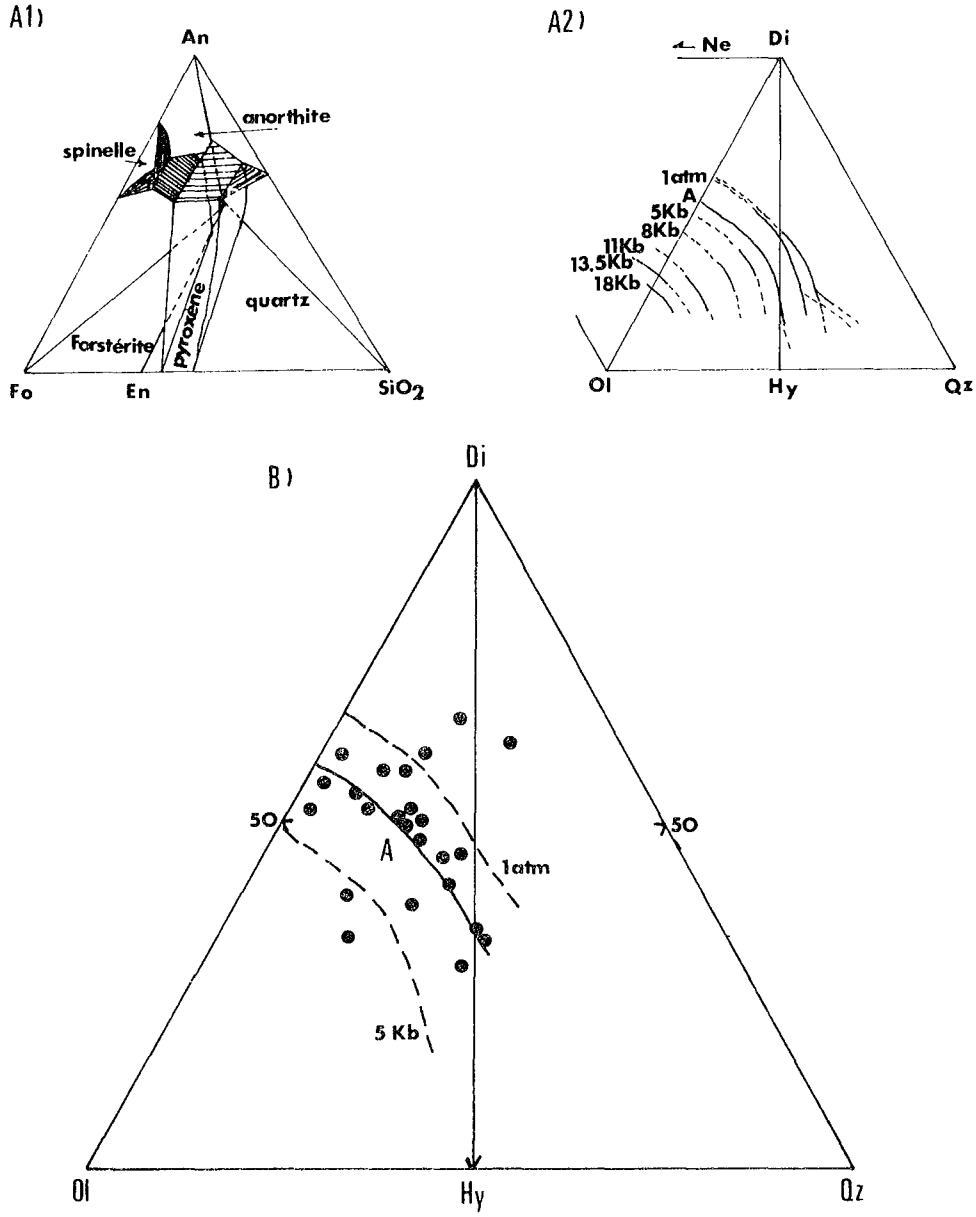


Figure III-110 - Diagramme Di-Ol-Qz de Shibata (1976) :

A1 - qui est la projection du tétraèdre normatif An-Di-Fo-En SiO2 à partir de l'apex An, illustrant les relations des différentes phases.

A2 - qui illustre le changement possible des courbes du liquidus de Ol-Plag-Pyrox avec la pression sous des conditions anhydres.

B - Disposition des laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti dans le domaine séparé par des courbes correspondant à 5 Kb et à 1 atm. Alignement des points parallèlement à la courbe "A" qui, (2 ou 3 Kb), correspond à la cristallisation des phases des phénocristaux des basaltes tholéiitiques abyssaux, particulièrement à celle d'olivine comme phase majeure et précoce (v. le texte).

Elle est fort comparable à celle des Tholéiites à Olivine des rides médio-océaniques (Kushiro 1973, Shibata 1976). En outre, la rareté des basaltes à quartz normatif (O'hara 1968) et les faibles teneurs en MgO des laves étudiées (Cohen et al. 1967, Ito et Kennedy 1967, Green et Ringwood 1967, O'hara 1968, Kay et al. 1970) confirmeraient que la pression du liquide basaltique de l'assemblage ophiolitique de Pozanti-Karsanti est bien assez faible et toujours inférieure à 5 - 6 Kb.

. *Profondeur* :

La profondeur à laquelle le magma prend naissance en-dessous d'une ride par fusion partielle du manteau supérieur, est en corrélation négative avec le taux d'expansion et positive avec la température du magma : les magmas sont produits à des profondeurs plus grandes sous les rides à faible expansion que sous les rides à expansion rapide (Bass 1971, Scheidegger 1973, Morel et Hekinian 1980).

De l'application de la valeur estimée de la température du magma, obtenue pour les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti, (de l'ordre de 1200° C à 1250° C), sur le diagramme expérimental de Green et Ringwood (1970) et sur le diagramme "T° C - Profondeur" de Scheidegger (1973, p. 353), il ressort que la profondeur de la fusion partielle serait respectivement de l'ordre de 30 km et de 25 km (non figurés). Ces valeurs correspondent bien à celles obtenues pour les magmas tholéiitiques à Olivine des rides à faible expansion : 23 à 30 km, par exemple ceux de la ride médio-atlantique (Kay et al. 1970, Bass 1971, Kushiro 1973, Scheidegger 1973, Dimitriev 1979).

B VII - CONCLUSIONS SUR LA SERIE VOLCANIQUE OPHIOLITIQUE

La série volcanique ophiolitique de Pozanti-Karsanti est constituée essentiellement de coulées décamétriques de pillows-lavas basaltiques avec ou sans olivine, intercalées entre des niveaux sédimentaires pélagiques. A ces coulées, s'ajoutent, en faible quantité, des formations brèchiques (hyaloclastiques et/ou brèches de coussin), ainsi que des sills ou filons nourriciers de même nature que les laves.

Les laves basaltiques sont essentiellement caractérisées par :

- une texture et une morphologie des cristaux témoignant d'un refroidissement extrêmement rapide du liquide basaltique résiduel ;

- une paragenèse magmatique typique ne comprenant que des minéraux anhydres ;

- un verre basaltique peu hydraté constituant les sphérolites.

Ces laves se caractérisent, par ailleurs, par l'absence des orthopyroxènes, des minéraux magmatiques hydratés et également des feldspaths sodi-potassiques ou de feldspathoïdes.

Les laves à olivine pauvres en plagioclase et les laves sans olivine mais riches en plagioclase, rencontrées dans cette série, sont sans doute co-magmatiques.
La succession de ces deux types de laves à olivine ou non, peut être due à des éruptions répétitives du même type de magma à partir des niveaux différenciés par gravité dans la chambre magmatique.

Par ailleurs, la présence des formations brèchiques telles que hyaloclastites et brèches de coussin, indiquerait que des phénomènes explosifs ont eu lieu lors de la mise en place des pillows et non au moment de l'épanchement.

Les basaltes ophiolitiques de Pozanti-Karsanti sont issus de la cristallisation extrêmement rapide d'un liquide basaltique résiduel sous les conditions métastables au contact de l'eau de mer froide. Ce liquide est plus évolué que le liquide basaltique primitif non fractionné. Il est donc dérivé d'un fractionnement plus ou moins important de l'olivine, du plagioclase et également du clinopyroxène en quantité moindre.

Les phéno- microphénocristaux intratelluriques d'olivine, de plagioclase ou de clinopyroxène, contenus dans ces basaltes, ont cristallisé, par contre, sous des conditions d'équilibre dans une chambre magmatique.

Le volcanisme de cette série ophiolitique appartient à une souche magmatique tholéiitique à olivine, peu différenciée, et fort comparable à celles des rides médio-océaniques ou des bassins marginaux.

Au cours de la différenciation, les seuls éléments qui présentent une évolution significative sont FeO, TiO_2 et Na_2O qui montrent une évolution positive ainsi que CaO et MgO qui montrent une évolution négative.

Les laves ophiolitiques de Pozanti-Karsanti de par leur minéralogie, leurs textures et leur chimisme s'apparentent bien aux pillows-lavas dragués aux fonds des océans. L'ordre de cristallisation observé dans ces laves est également identique à celui observé dans les basaltes des rides.

Ce magma tholéiitique à olivine s'est donc épanché à la surface du fond de la mer, au niveau d'une dorsale à expansion relativement faible (inférieur à 2 cm/an), située dans un océan ou dans un bassin marginal. (L'épanchement des laves de l'affleurement d'Omeroglu est bien antérieur à celui des laves de Karatas).

Il proviendrait d'une fusion partielle de 20 à 25 % du manteau péridotitique sous les conditions, plutôt, réductrices, (donc f_{O_2} faible), à des profondeurs de l'ordre de 25 à 30 Km.

CONCLUSIONS GENERALES

. Mise en évidence de 3 Unités : "anté-ophiolitique", "ophiolitique" et "post-ophiolitique", associées dans le Massif de Pozanti-Karsanti.

. Mise en évidence d'un système "bassin marginal-arc insulaire".

Nous avons vu que les ophiolites de Pozanti-Karsanti présentaient des caractères à la fois classiques et originaux.

A partir des données obtenues sur les différents éléments du massif nous allons essayer de proposer quelques hypothèses sur l'environnement géotectonique probable dans lequel, les ophiolites de Pozanti-Karsanti se sont mises en place et nous tendrons de définir le rôle qu'elles ont joué dans l'évolution géotectonique méditerranéenne orientale.

Au niveau de réflexion auquel nous invitons maintenant le lecteur à se placer une série de questions viennent à l'esprit que nous examineront successivement afin de tenter d'apporter des éléments de réponse aussi objective que possible.

I - Comment et à partir de quel milieu d'origine s'est formé le massif de Pozanti-Karsanti ?

Notre étude a clairement mis en évidence la présence de 3 Unités[1] dont l'association constitue ce que l'on appelle le massif de Pozanti-Karsanti.
Ce sont dans l'ordre chronologique :

. Unité 1 : "anté-ophiolitique", comprenant la série volcanique et sédimentaire non ophiolitique d'âge triasique supérieur. Ce volcanisme, appartenant à une souche magmatique alcaline, différenciée dans la suite sodique, (basalte alcalin ---- trachyte), est attribué à un environnement de type "rift intra-continental" en voie d'océanisation.

. Unité 2 : "ophiolitique", comprenant l'assemblage ophiolitique complet composé d'un ensemble plutonique, (tectonites et cumulats), d'une association filonienne peu développée et enfin d'une série volcanique tholéiitique, écaillée, d'âge supposé crétacé moyen à supérieur. Cet assemblage s'est formé au niveau d'une zone d'accrétion à faible taux d'expansion située dans un océan ou dans un bassin marginal.

---

(1) L'unité métamorphique infra-péridotitique n'y est pas inclue.

. Unité 3 : "post-ophiolitique", comprenant l'ensemble des dykes de dolérites-diabases, isolés (Types I et II), d'âge crétacé supérieur. Leur magmatisme, de caractère tholéiitique (à Ol ou à Qz), est attribué à un environnement d'arc insulaire immature.

- Sur la genèse de l'Unité 1 :

Les roches volcaniques effusives ou intrusives de l'unité 1 se sont formées à partir d'un magma alcalin, fortement hydraté et riche en volatiles, par une cristallisation fractionnée sous faible pression totale, sous haute température et également sous pression partielle d'eau relativement élevée. Elles sont associées à des sédiments à la fois détritiques et pélagiques.

Ces roches volcaniques et sédimentaires appartiennent donc à une "province volcanique alcaline" triasique connue à travers toute la Méditerranée Orientale depuis le Pinde (Terry 1971) ou Othris (Hynes 1972, 1974, Menzies 1976) en Grèce, jusqu'au Baër-Bassit en Syrie (Parrot 1974, 1976, 1977 a, b) en passant par les Nappes d'Antalya en Turquie (Juteau 1970, 1975) et de Mamonia à Chypre (Lapierre et Rocci 1969, 1976, Lapierre 1972, 1975, Lapierre et Parrot 1972).

Les caractères spécifiques du volcanisme de cette unité 1, suggèrent certainement le début d'une ouverture par fracturation d'une plaque continentale amincie, c'est à dire "un rifting" intracontinental au Trias supérieur. L'origine de ce "rifting", qui s'est produit sans doute au nord de la plaque contientale arabo-africaine, n'est pas encore tout à fait claire.
D'après Lapierre et Rocci (1976), la fracturation du continent européen et africain, peut être liée au contrecoup de l'ouverture de l'Océan Atlantique suivant le modèle proposé par Dewey et al. (1973) et précisé par Biju-Duval et al. (1976, 1977).
Entre l'Afrique et l'Eurasie, au début de l'ouverture Atlantique au Trias moyen, l'existence de nombreuses microplaques s'avère nécessaire pour comprendre la situation géotectonique en particulier celle d'une plaque apulienne comprenant l'ensemble italo-dinarique-hellénique-turc.
Le volcanisme alcalin est sans doute lié à l'ouverture entre la plaque Apulienne et ses extensions, au Trias supérieur. Il serait donc localisé au point triple entre les plaques Apulie, Anatolie et Afrique, comme l'ont

proposé Rocci et al. (1980) pour l'ensemble du volcanisme de la "Province Volcanique Alcaline" du Trias supérieur en Méditerranée Orientale.
Par ailleurs, la présence des sédiments détritiques associés aux laves basiques peu ou pas différenciées et celle des sédiments pélagiques associés plutôt à des laves "intermédiaires" différenciées témoigneraient d'une mise en place de ces formations dans un environnement sédimentaire d'abord terrigène puis marin, voire océanique.
Par conséquent, une océanisation a certainement suivi ce "rifting" qui a pu d'ailleurs durer plus ou moins longtemps. Ensuite, s'amorce une expansion océanique à la fin du Jurassique ou du Crétacé inférieur.

L'Apulie se détache alors nettement de l'Afrique amorçant la formation des bassins océaniques dont les ophiolites de la Méditerranée Orientale représentent le témoin (Biju-Duval et al. 1976, 1977, Rocci et al. 1980). Dans l'état actuel de notre connaissance, il n'y a pas de preuve d'existence d'ophiolites jurassiques. Cependant il est probable que durant la longue période correspondant à cet étage, l'activité volcanique alcaline (Unité 1), s'est poursuivie. La lacune d'activité mantellique pourrait être due selon certains auteurs (Sun et Nesbitt 1978, Rocci et al. 1980), à la subduction de l'océan téthysien permien sous l'Apulie.

Soulignons enfin que cette série volcanique et sédimentaire montre une remarquable analogie pétrographique et géochimique avec celle de l'Afar, réputée caractéristique d'un système de rift intracontinental avant l'océanisation.

- Sur la genèse de l'Unité 2 :

Les cumulats tholéiitiques de l'Assemblage Ophiolitique (Unité 2) se sont formés dans une chambre magmatique située au-dessous d'une zone d'accrétion.
La présence des unités cycliques, l'absence d'une évolution cryptique globale impliqueraient que la chambre magmatique a été alimentée par plusieurs injections successives pendant le refroidissement et la cristallisation du magma.

Le volcanisme de l'assemblage ophiolitique appartient à une souche magmatique tholéiitique à Olivine peu différenciée et fort comparable à celle des rides médio-océaniques.
Le liquide magmatique dérive par fractionnement plus ou moins important

d'olivine, de plagioclase et dans une moindre mesure du clinopyroxène à partir d'un liquide basaltique primitif.

Le magma tholéiitique à Olivine donnant naissance aux Ophiolites de Pozanti-Karsanti (laves, complexes filoniens, cumulats) proviendrait d'une fusion partielle de 20 à 25 % du manteau péridotitique sous faible fugacité d'oxygène à des profondeurs de l'ordre de 25 à 30 km.
Ce magma s'est donc épanché au niveau d'une dorsale à vitesse d'expansion relativement faible (inf. à 2 cm/an) située dans une zone océanique.
Nous pensons que la zone d'accrétion est située plutôt dans un bassin marginal que dans un véritable océan. Les caractères spécifiques des laves s'apparentent en effet à ceux des laves de bassins marginaux actuels.
Dans le cas où les ophiolites sont formées dans un bassin marginal en arrière arc, les fluides aqueux libérés par la déshydratation de la lithosphère océanique subductée abaissent la température de solidus du manteau. Ceci impliquerait une fusion complète du clinopyroxène laissant un résidu harzburgitique.
La prédominance des tectonites harzburgitiques (restites) dans le massif de Pozanti-Karsanti plaide en faveur de ce processus.

Enfin selon Juteau et al. (1977), Çakir (1978) et Juteau (1979), les ophiolites de Pozanti-Karsanti seraient issues du flanc SE d'une paléozone d'accrétion, (de direction N70°E). Sur le flanc nord de cette même paléodorsale, se seraient formées les ophiolites des Nappes d'Antalya.

- Sur la genèse de l'Unité 3 :

Les dykes du type I et II proviendraient de deux magmas différents :

. un magma basaltique tholéiitique saturé, (Th à Ol) produit par la fusion partielle peu poussée de matériaux mafiques hydratés, à des pressions relativement élevées et à des profondeurs relativement grandes, (Type II).

. un magma basaltique tholéiitiques sursaturé, (Th à QZ), produit par la fusion partielle des mêmes matériaux mais à des pressions relativement faibles et à de faibles profondeurs.
La présence simultanée de Tholéiites à Olivine et Tholéiites à Quartz est fréquemment observée dans la plupart des volcanismes d'arcs insulaires immatures, tels que l'arc de Mariana (Dixon et Batiza 1979) ou l'arc des Nouvelles Hébrides (Dupuy et al. 1982). Par conséquent, ces deux magmas appartiennent à un environnement géotectonique identique de type arc insulaire immature. Ceci constitue un élément nouveau.

En effet, jusqu'à présent, on pensait que les dykes de dolérites-diabases isolés tholéiitiques des Taurides étaient typiquement océaniques, (Engin et Hirst 1970, Graciansky De 1972, Juteau 1975, 1979, Sarp 1976, Bingöl 1978 et Çakir 1978).
Cette hypothèse était basée sur des argumentations que nous estimons insuffisantes, manquant en particulier des données que les éléments en traces qui seuls peuvent donner des indications valables sur l'environnement géotectonique.
Notre travail infirme donc cette idée et met en évidence les caractères de tholéiites d'arc de ces dykes et par conséquent l'absence de parenté avec le volcanisme ophiolitique de l'Unité 2.

L'injection de ces deux magmas, issus d'un même environnement est séparée largement par un temps considérable. Celle du magma tholéiitique à Quartz (Type I) est nettement postérieure à la mise en place du magma tholéiitique à Olivine (Type II).
Ainsi, existe-t-il 2 phases majeures de distension, qui ont affecté la croûte océanique taurique écaillée et qui ont entraîné l'ascension des magmas par des milliers de fractures recoupant tout l'ensemble de l'Unité 2 ophiolitique et également l'unité métamorphique écaillée.
Il y a eu, sans doute, une importante phase de compression intermédiaire entre ces deux phases de distension et qui a affecté également les dykes du Type II déja mis en place, (tectonisation, rodingitisation par exemple).

II - Quelle place les Ophiolites de Pozanti-Karsanti occupent-elles dans le Contexte Géodynamique de la Méditerranée ?

L'existence de deux types d'Ophiolites mésozoïques en Méditerranée a été pour la première fois mise en évidence par Rocci et al. (1975) et confirmée ensuite par de nombreux auteurs dont tout récemment, Ohnenstetter M. (1982). Ce dernier auteur a nettement montré ce fait en se basant particulièrement sur les caractères spécifiques des Ophiolites de Corse (Méditerranée Occidentale) et du Vourinos (Méditerranée Orientale).

. le premier type est essentiellement marqué par les caractères tholéiitiques à Olivine des laves ophiolitiques rencontrées en Méditerranée Occidentale (Corse ou Apennins par exemple), analogues à ceux des basaltes des rides médio-océaniques (MORB).

. le second est marqué par les caractères de Tholéiites à Olivine et à Quartz à tendance calco-alcaline des laves ophiolitiques rencontrées en Méditerranée Orientale (Troodos ou Vourinos par exemple), comparables cette fois à ceux des basaltes des arcs insulaires immatures.

On peut se demander quelle est la place des ophiolites de Pozanti-Karsanti dans ce modèle qui a été élaboré alors qu'on ignorait l'existence des laves ophiolitiques de ce massif.
Notre étude sur ces ophiolites, (laves, complexes filoniens surtout), nous a conduit à penser que ces formations ont des caractères intermédiaires entre ces deux types :

- les laves tholéiitiques, de type dorsale océanique, sont comparables à celle du Type 1 (Méditerranée Occidentale).

- les cumulats tholéiitiques sont partiellement comparables à ceux du Type 1 (présence importante des ferrogabbros riches en titane), mais présentent aussi des analogies avec ceux du Type II (prédominance des gabbronorites).

Cependant, le magmatisme de l'Unité 3, (dykes), est incontestablement analogue à celui des laves et complexes filoniens du Type 2, tels que ceux du Troodos.

Ainsi nous pensons qu'il existe 2 types d'Ophiolites dans la Méditerranée Orientale :

. Type intermédiaire entre les 2 types d'ophiolites définis par Rocci et al. (1975) et Ohnenstetter M. (1982) : formation au niveau d'une zone d'accrétion située dans le bassin marginal, (cas des ophiolites de Pozanti-Karsanti).

. Type 2 de Rocci et al. (1975) et Ohnenstetter M. (1982) : formation au niveau d'un arc insulaire immature (cas des ophiolites du Vourinos par exemple).

Cette hypothèse est renforcée par le fait que les ophiolites écaillées de Pozanti-Karsanti formées dans un bassin marginal en arrière arc sont recoupées par des dykes dont le magmatisme est issu d'un arc insulaire immature.

En conséquence le massif de Pozanti-Karsanti correspond à un système "bassin marginal - arc insulaire".

De tels assemblages sont également signalés dans d'autres complexes ophiolitiques du Monde. Ce sont par exemple :

- Le complexe ophiolitique de South Lake, situé au sud de la Baie Notre Dame dans la zone Exploits du Centre de Terre-Neuve où les fragments ophiolitiques de type bassin marginal sont recoupés tardivement par un réseau de dykes de basaltes tholéiitiques de type arc insulaire (Lorenz et Fountain 1982).

- Ophiolite Jurassique de Josephine au NW de la Californie, formée dans un bassin marginal à proximité d'un arc et recoupée ultérieurement par des dykes de basaltes andésitiques ou andésites (calco-alcalins) de type arc insulaire (Harper 1980).

III - Selon quel schéma chronologique se sont déroulés les évènements les plus marquants de l'histoire de la région ?

Les conclusions tirées de l'analyse objective des faits nous conduisent à imaginer le schéma évolutif suivant :

1 - Les ophiolites de Pozanti-Karsanti (Unité 2 d'âge Crétacé moyen à supérieur) se sont formées au niveau d'une zone d'expansion située dans un bassin marginal après un "rifting" intracontinental triasique et une océanisation, (formation de l'Unité 1).

2 - Ce bassin marginal, de type "Mariana" selon les conceptions de "subductologie comparative" d'Uyeda (1979, 1981) et Uyeda et Kanamori (1979), est sans doute limité au nord par la microplaque anatolienne et au sud, très probablement, par une zone de subduction supposée où se forme un arc insulaire immature.

3 - Les écaillages intra-océaniques de l'Unité 2 (au Crétacé supérieur) ont amené les péridotites à chevaucher des éléments de la partie sommitale de l'assemblage ophiolitique (laves, complexes filoniens) ainsi qu'une partie de ses cumulats.

4 - Deux phases majeures de distension séparées par une phase importante de compression et probablement dues au fonctionnement de cette zone de subduction supposée ont entraîné l'injection des magmas (Th à Ol et puis Th à Qz) d'arc insulaire (71 MA), - Unité 3 -, issus de la fusion partielle de la croûte descendante.

5 - Enfin, au Crétacé terminal, s'est produit le charriage général des Unités 2 et 3, sur les calcaires d'Aladag-Akdag, par l'intermédiaire de semelles de la série volcanique et sédimentaire, (Unité 1), fortement tectonisée.

Pour finir, nous nous demandons si les autres ophiolites de l'alignement médian ne se sont pas toutes formées dans des bassins marginaux comparables à celui que nous avons mis en évidence. De même, celles de l'alignement méridional ne sont-elles pas dérivées de l'arc insulaire immature dont nous supposons l'existence. Nous sommes convaincu que les ophiolites de ces deux alignements (Taurides d'une part, Vourinos, Troodos, Baër-Bassit d'autre part) n'ont pas une patrie unique comme le confirme l'absence totale d'ophiolites dans la chaîne de Pentadaktylos qui les sépare, (Baroz 1979, Rocci 1980).

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES (M à V)

(TOME II)

. *Photo M1* : *Vue générale de la Série Volcanique et Sédimentaire non Ophiolitique de la Région de Tirak.*

Cette série (VS) repose au nord sur le calcaire autochtone d'Aladag et plonge au sud sous les tectonites harzburgitiques (TC) de Kaldi Dag par l'intermédiaire d'une écaille métamorphique (M).

Noter les cumulats ultramafiques (CU) du NE de Ziyaret Dag (au premier plan) recoupés par des dykes de dolérites-diabases isolés, (D) :

Contacts :
φ1 - entre la série VS et le calcaire,
φ2 - entre la série VS et l'écaille métamorphique,
φ3 - entre l'écaille métamorphique et les tectonites.

. *Photo M2* : *Série volcanique et sédimentaire non ophiolitique de Kuzukiran (VS Alc) se présentant en fenêtre au sein des tectonites harzburgitiques (HZ) de Celolugu au SW de Lorut Dag.*

Remarquer l'écaille d'une coulée de pillows-lavas brèchiques ophiolitiques (BTh) au NNE de la fenêtre.

. *Photo M3* : *Brèches porphyroclastiques remaniées de la série volcanique et sédimentaire non ophiolitique (VS) de la Région de Celolugu.*

Cette série brèchique repose au nord sur le calcaire autochtone d'Aladag (φ2) et plonge au sud sous les tectonites harzburgitiques (HZ) de Celolugu (φ1).

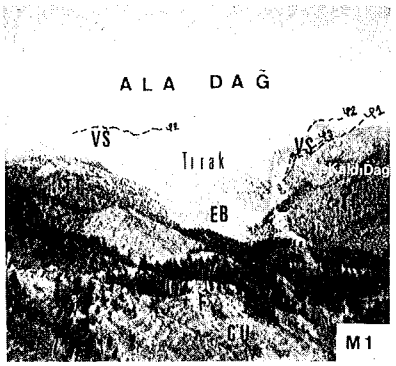
. *Photo M4* : *Coulée massive prismée (A) de basalte alcalin de la Région de Bezedag*, (Zone occidentale, niveau C2 du log de la Fig. III-2).

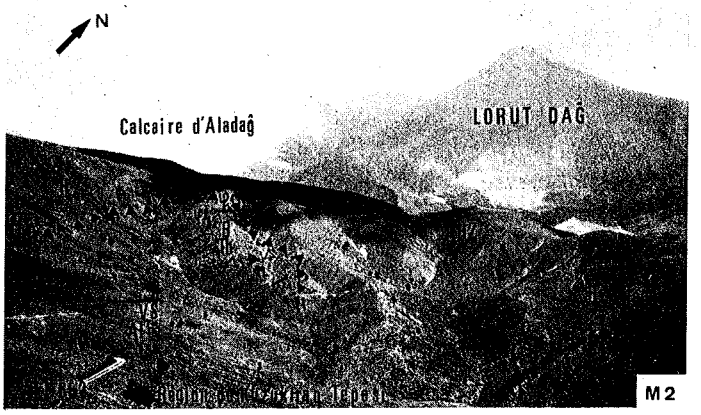
Cette coulée prismée, dont la base est constituée d'un niveau brèchique (C) grossier (cf. photo M6), est surmontée par un niveau brèchique fin (B).

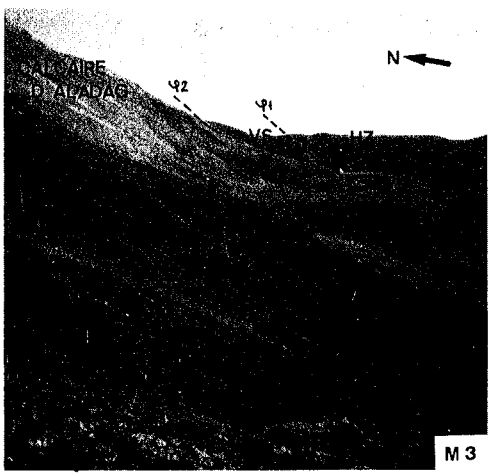
. *Photo M5* : *Idem.*

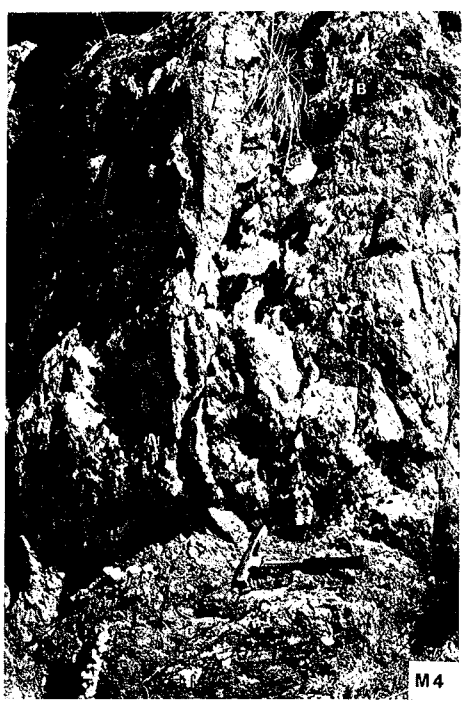
. *Photo M6* : *Niveau brèchique grossier, C,* (cf. photo M4), *comprenant des fragments de pillows-lavas (PL) isolés ou de laves massives (L) basaltiques, cimentés par de la chlorite (Chl) ou des carbonates (Carb).*

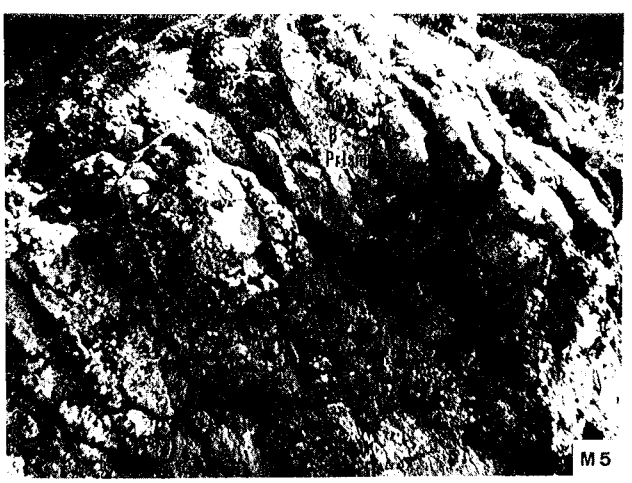
. *Photo M7* : *Pillow-lava basaltique alcalin, vacuolaire à structure concentrique.* (Zone de mélange de Bezedag, cf. Fig. III-1, niveau ZM).


ALA DAĞ
VS
Tırak
EB
M1


N
Calcaire d'Aladağ
LORUT DAĞ
M2


N
M3


B
A
M4


M5

M7

M6

PLANCHE : N . Partie : III-A

. *Photo N1* : *Porphyro-Ankaramite.* (Lame mince AC 506A, L.N.). *Texture microlitique porphyrique sans vacuoles.*

Phénocristaux de clinopyroxène titanifère (Cpx) et d'olivine intratellurique pseudomorphosée en calcite (en blanc) et en minéraux opaques (magnétite) symplectitiques (en noir) dans une matrice constituée de microlites enchevêtrés de plagioclases et de grains d'augite titanifère.

. *Photo N2* : *Basalte alcalin ankaramitique sans amphiboles, (Faciès A) : Texture microlitique à intersertale, porphyrique sans vacuoles.* (Lame mince AC 650B, L.P.).

. *Photo N3* : *Basalte alcalin ankaramitique à amphiboles, (Faciès B) : Texture typiquement microlitique, porphyrique vacuolaire. V = vacuoles isolés de calcites.* (Lame mince AC 37/1, L.P.).

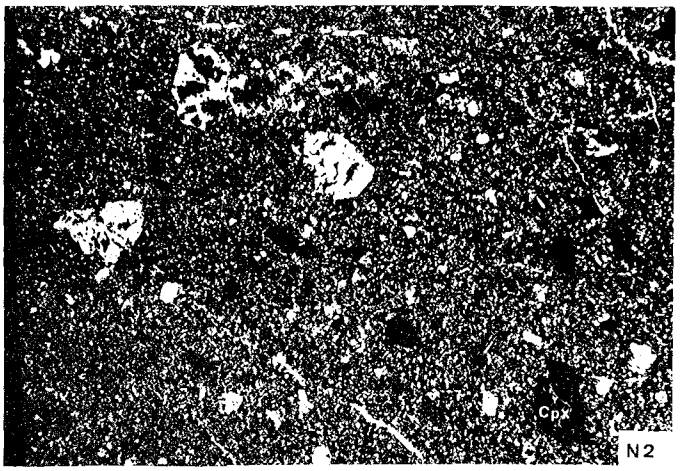
. *Photo N4* : *Phénocristal d'olivine intratellurique pseudomorphosée en calcite ferrifère et chlorite (en blanc) et en magnétite symplectitique (en noir) dans un basalte alcalin ankaramitique de faciès B.* (Lame mince AC 37/1, L.N.).

. *Photo N5* : *Mésostase du basalte alcalin ankaramitique (faciès B) à amphibole.* (Lame mince AC 37/1, L.N.).

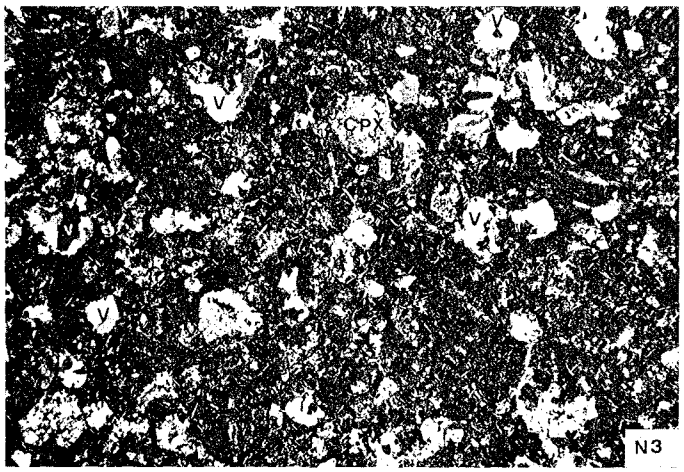
Plagioclases (PL) s'exprimant en microlites allongés et enchevêtrés et amphiboles calciques et titanifères, kaersutites (K) se présentant sous forme de baguettes allongées.

. *Photo N6* : *Minéraux opaques (M = titanomagnétite) du basalte alcalin ankaramitique, s'exprimant soit en grains arrondis (M1), soit en microlites allongés (M2) ou arborescents (M3).* (Lame mince AC 37/1, L.N.).

0 2.5mm

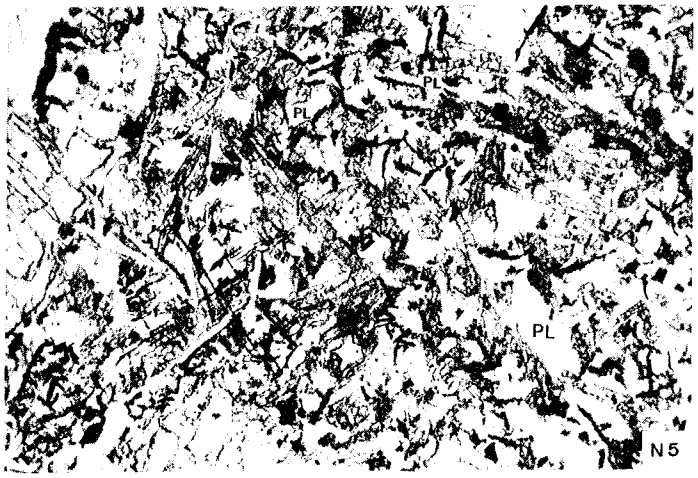


0 6mm



0 6mm

0 0.5mm



0 0.2mm

0 0.1mm

PLANCHE : 0 . Partie : III-A

. Photo 01 : *Basalte alcalin s.s. microlitique à intersertal porphyrique et vacuolaire, (Variété A) :*

Phénocristaux de clinopyroxènes (Cpx) calcitisés et d'olivine pseudomorphosée (Ol) en chlorites vertes, dispersés dans une matrice chloriteuse et analcimitique (en noir) comprenant des microlites de plagioclases (en blanc).
(Lame mince AC 675 A, coulée prismée A de Bezedag oriental, cf. photos M4 et M5, L.P.).

. Photo 02 : *Basalte alcalin s.s. microlitique, porphyrique, légèrement brèchique, (Variété B) :*
(Lame mince AC 101B2, partie supérieure de la coulée massive CB2 de Kuruca, cf. Fig. III-7, L.P.).

. Photo 03 : *Fragment de verre palagonitisé (en gris) contenant des phénocristaux de clinopyroxènes et des microlites de plagioclases dans un basalte alcalin s.s. (variété B), localement brèchique.*
(Lame mince AC 101B2, L.N.).

. Photo 04 : *Microphénocristaux de clinopyroxène (en blanc) imbriqués avec ceux de plagioclase altéré (en gris) dans un basalte alcalin s.s. (variété B) :* (Lame mince AC 101 B2, L.P.).
Témoin d'une cristallisation simultanée.

. Photo 05 : *Basalte alcalin s.s. aphanitique.* (Lame mince AC 630PL, L.P.).

Microlites de plagioclases altérés (PL), allongés et grains de clinopyroxènes (Cpx) dispersés dans une mésostase chloriteuse et vacuolaire.

. Photo 06 : *Leucobasalte alcalin porphyrique, (Labradorite) :*

Phéno- et microphénocristaux de plagioclase calcitisé (PL) et microphénocristaux d'augite titanifère (Cpx) dispersés dans une mésostase microlitique fine et chloriteuse.
(Lame mince AC 37/C, L.P.).

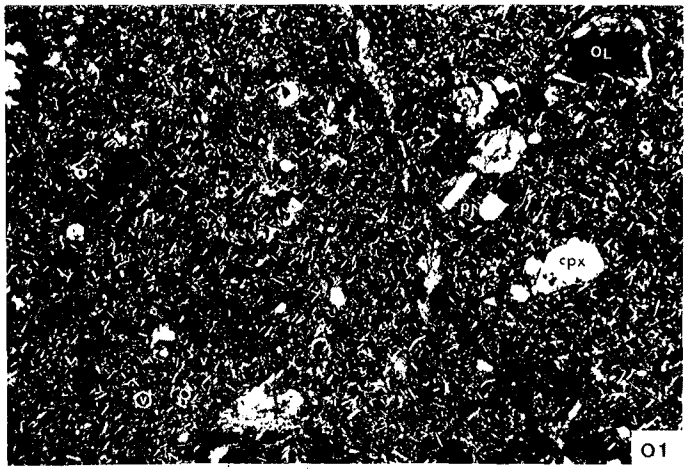
. Photo 07 : *Apatite, (Ap), se présentant en prisme automorphe et allongé dans la matrice d'une labradorite.* (Lame mince AC 37/C, L.P.).

. Photo 08 : *Apatite, (Ap), se présentant en prisme automorphe, trapu, visible en section basale hexagonale et corrodé par la mésostase d'une labradorite.* (Lame mince AC 37/C, L.P.).

. Photo 09 : *Deux zones de refroidissement différentes dans une labradorite :*

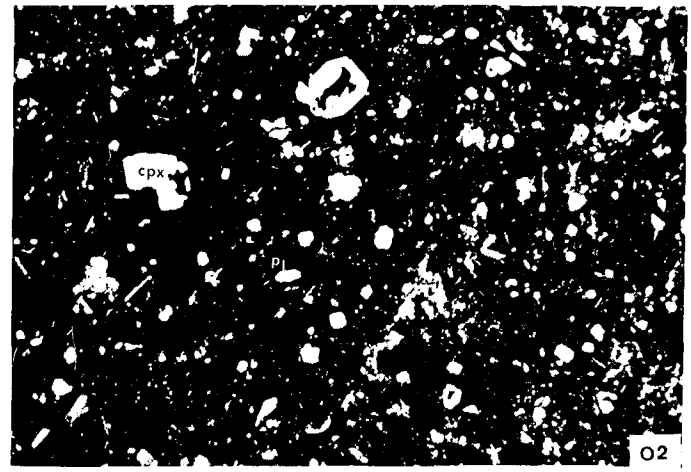
- *Zone A, à refroidissement rapide : marquée par des microlites de plagioclases très fins et allongés (en blancs) et des microlites arborescents de minéraux opaques (en noirs).*
- *Zone B, à refroidissement lent : marquée par des microlites de plagioclases trapus (en blancs) et des grains arrondis de minéraux opaques (en noirs).*

(Lame mince AC 37/C, L.N.).



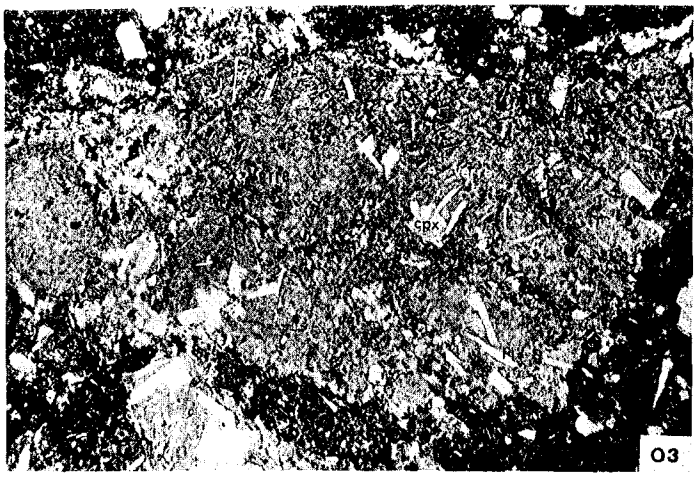
O1

0 3 mm



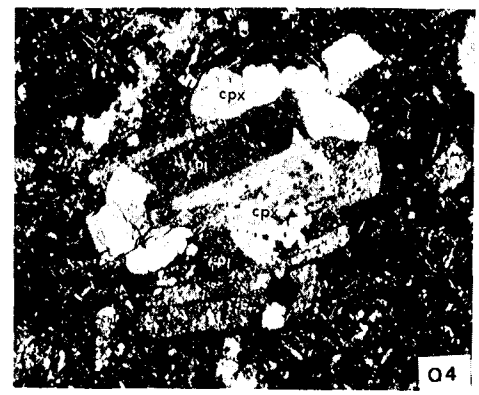
O2

0 3mm



O3

0 0.5mm

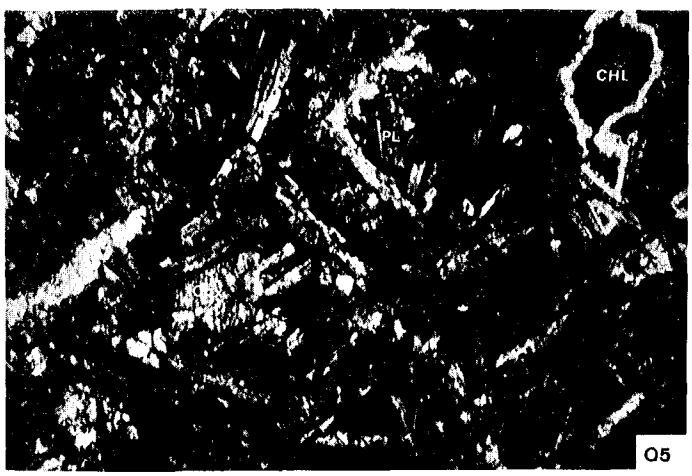


O4

0 0.2 mm

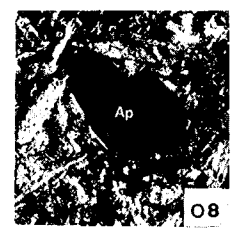
O7

0 0.2 mm



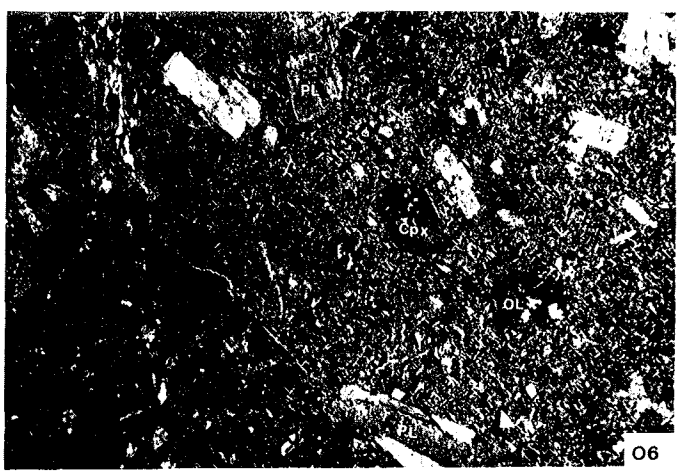
O5

0 0.2 mm



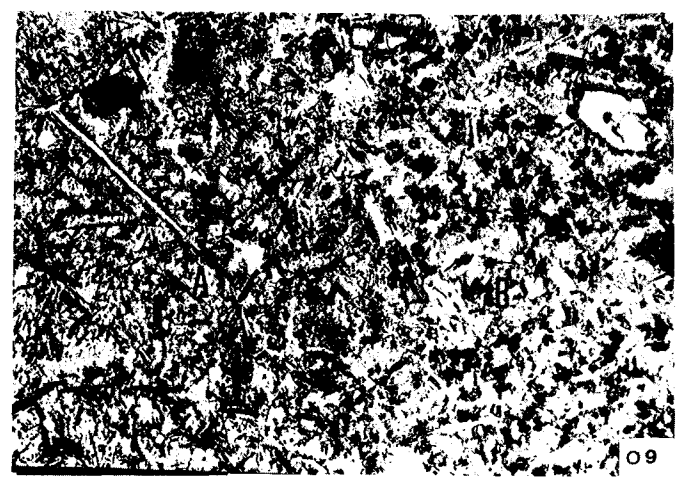
O8

0 0.4mm



O6

0 7mm



O9

0 2.5mm

PLANCHE : P . Partie : III-A

. *Photo P1* : *Phénocristal de magnétite (MT), automorphe, corrodé poecilitique englobant des inclusions de verre (V) palagonotisé ou dévitrifié en chlorite.*
(Labradorite. Lame mince AC 37/C, L.P.).

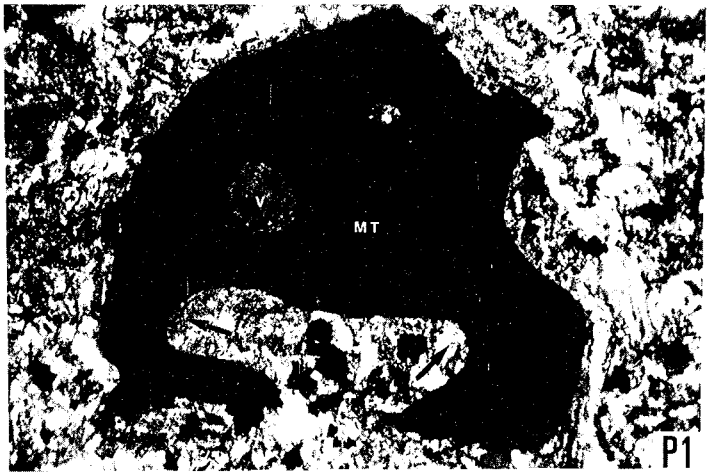
. *Photo P2* : *Inclusions contenant soit :*
A)- des microlites de kaersutite, d'opaques et une matrice chloriteuse,
B)- du verre (V) palagonitisé ou dévitrifié en chlorites dans un phénocristal centimétrique de plagioclase.
(Labradorite. Lame mince AC 37/C, L.P.).

. *Photo P3* : *Idem* (Lame mince AC 37/C, L.P.).
Inclusion A contenant des baguettes de kaersutites (K) et des grains d'opaques dans une matrice chloriteuse.

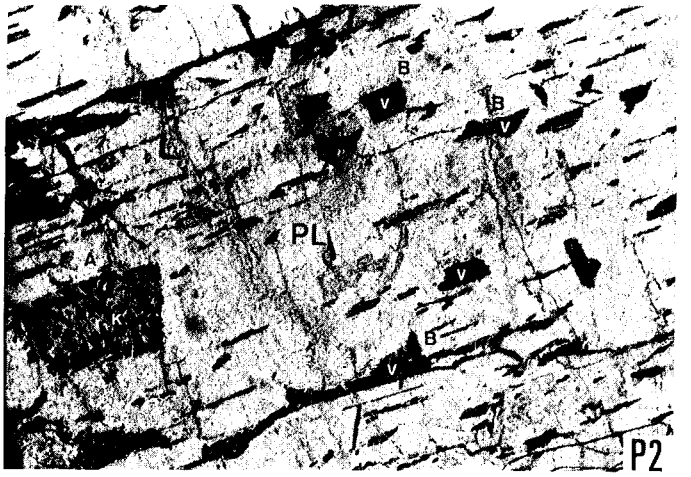
. *Photo P4* : *Lave intermédiaire à faciès basique (groupe 1) : Texture microlitique fine vacuolaire et légèrement porphyrique.* (Lame mince AC 72 L1, L.P.).

. *Photo P5* : *Lave intermédiaire à faciès basique (groupe 2) : Texture microlitique, porphyrique, hypervacuolaire.*
(Lame mince AC 664 V2, L.P.).

. *Photo P6* : *Lave intermédiaire à faciès basique (groupe 3) : Texture microlitique, localement fluidale, hypervacuolaire et porphyrique mais sans phénocristaux de minéraux colorés.* (Lame mince AC 79 BV1, L.P.).

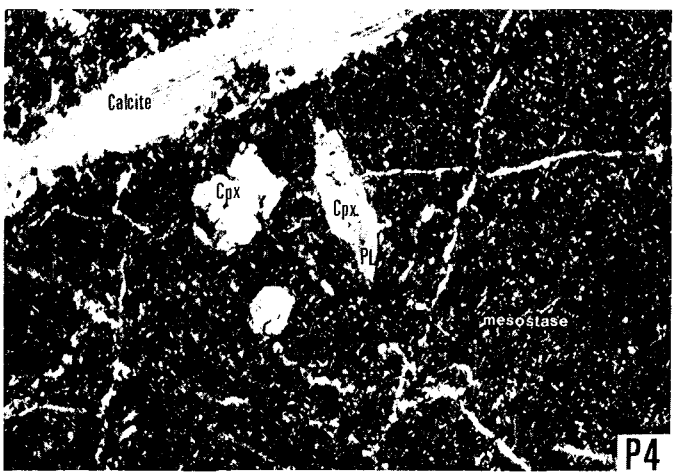


0 0.2 mm

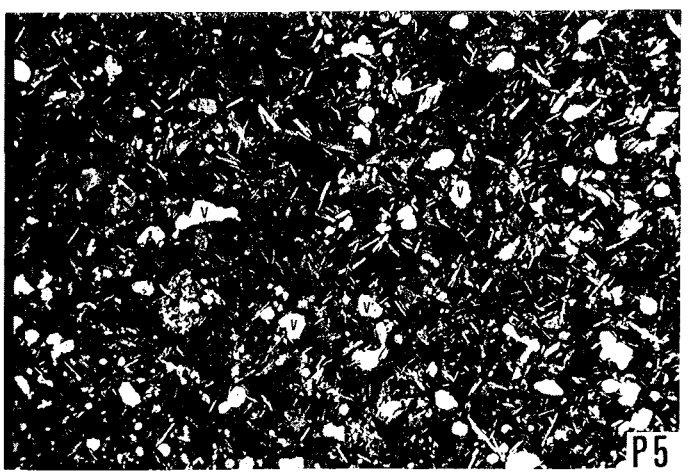


0 0.8 mm

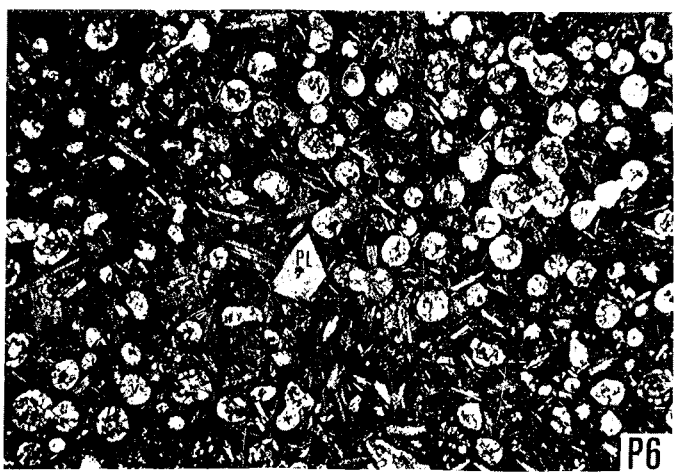
0 0.2 mm



0 0.8 mm



0 4 mm



0 4 mm

. Photo Q1 : *Phénocristal de plagioclase (PL) englobant un minéral opaque (Mt), imbriqué avec le clinopyroxène (Cpx) et montrant des franges anorthosiques (Anorth) à aspect perthitique.*
(Lave intermédiaire à faciès basique du groupe 1. Lame mince AC 72 L1, L.P.).

. Photo Q2 : *Microlites arborescents de minéraux opaques (en noirs) dispersés dans la mésostase chloriteuse (en blanc).*
(Lave intermédiaire à faciès basique du groupe 1. Lame mince AC 670 V1, L.N.).

. Photo Q3 : *Lave intermédiaire à faciès acide : Texture trachytique, aphanitique, hypervacuolaire.* (Lame mince AC 37/3, L.P.).

Remarquer les vacuoles isolées remplies de calcite et alimentées par des microfractures remplies également de calcite.

. Photo Q4 : *Vacuoles communicantes de calcite, présentant des auréoles (en noir) comprenant des fins microlites de plagioclases allongés associés à un grand nombre d'opaques dans une lave intermédiaire à faciès acide.* (Lame mince AC 649 PL1, L.P.).

. Photo Q5 : *Idem* (Lame mince AC 649 PL1, L.P.).

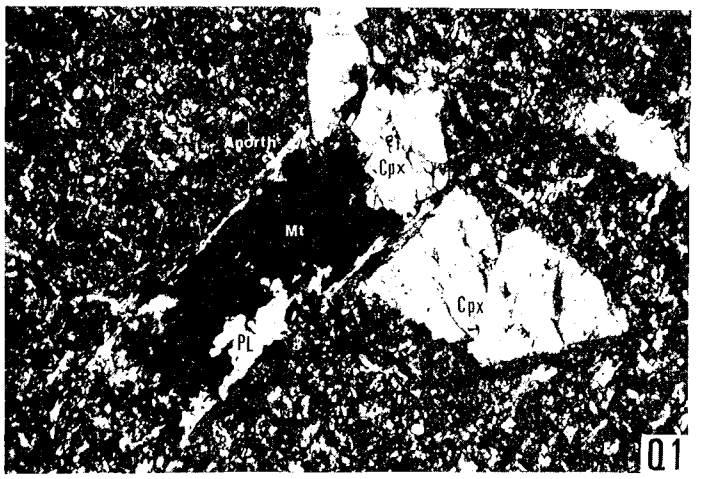
Auréole (détail) évoquant une zone à refroidissement rapide autour des vacuoles.

Remarquer la disposition tangentielle des microlites de plagioclases (PL) entourant les auréoles.

. Photo Q6 : *Trachyte albitique : Texture trachytique, fluidale, porphyrique.* (Lame mince AC 661 V1, L.P.).

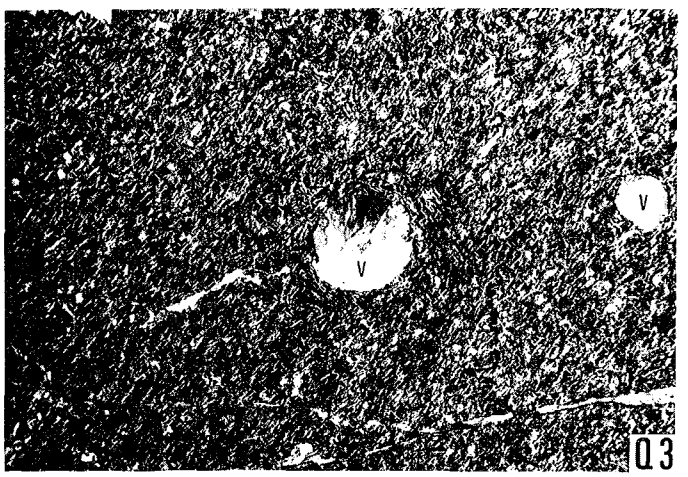
. Photo Q7 : *Idem* (Lame mince AC 676 B3, L.N.).

Amphiboles sodiques, (Arfvedsonites), existant à la fois en grandes plages à cristallisation précoce (1) et en fibres à cristallisation tardive (2).

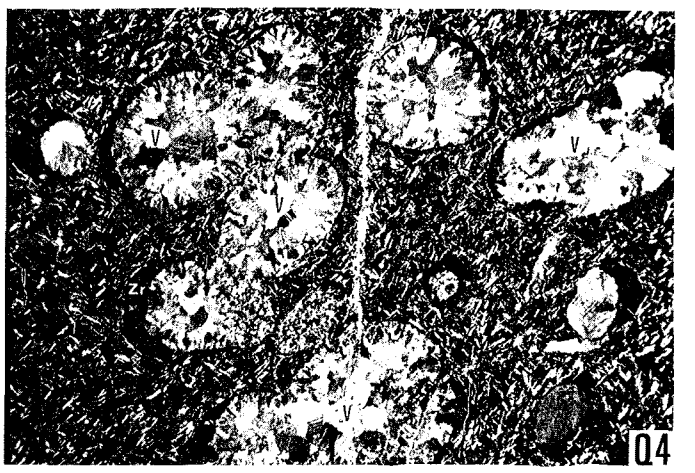


0 0.2mm

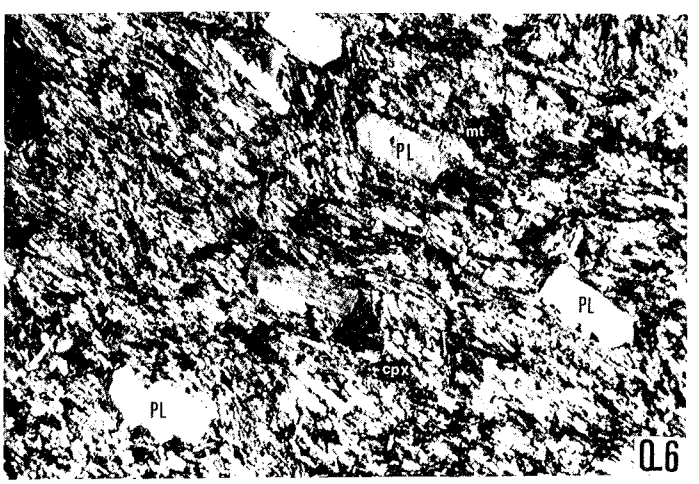
0 0.1mm



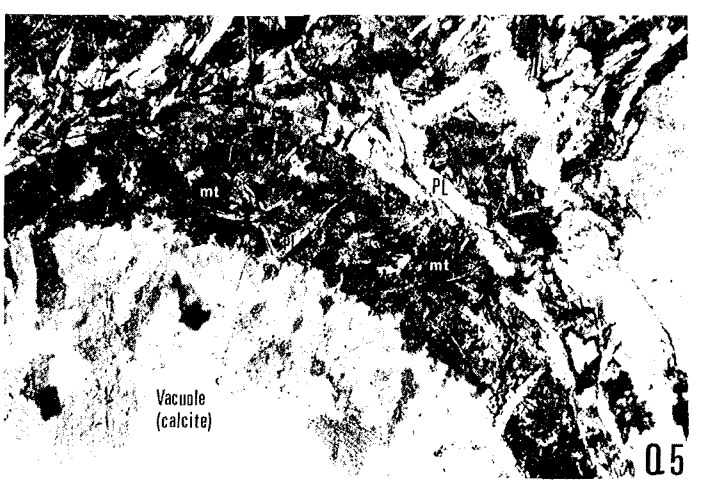
0 5mm



0 5mm



0 0.8mm



0 0.5mm

0 0.5mm

PLANCHE : R . Partie : III-A

. *Photo R1* : *Brèche autoclastique, monogénique.* (Lame mince AC 142 B, L.P.).

Fragments de laves de nature basaltique alcaline porphyrique, cimentés entre eux et dont les limites sont oxydées en fer (en noir) ou silicifiées (en gris).

. *Photo R2* : *Brèche autoclastique, polygénique, (type A2-1°), à fragments de laves basaltiques ankaramitiques et à ciments céladonitiques et chloriteux.* (Lame mince AC 85DB2, L.P.).

. *Photo R3* : *Idem* (type A2-1°, Lame mince AC 85 DB2, L.N.).

Fragment de verre basaltique dévitrifié à l'état chaud : Individualisation de cristallites à composition de clinopyroxène titanifère, se présentant à la fois sous forme de cheveux d'allure souple (trichites = 1) et de petits prismes à points triples (2).

. *Photo R4* : *Idem* (type A2-1°, Lame mince AC 85 DB2, L.N.).

Fragment de verre basaltique palagonitisé, à structure perlitique avec de petites fissures de retrait, remplies d'oxydes de fer (en gris foncé).

. *Photo R5* : *Idem* (type A2-1°, Lame mince AC 85 DB2, L.N.).

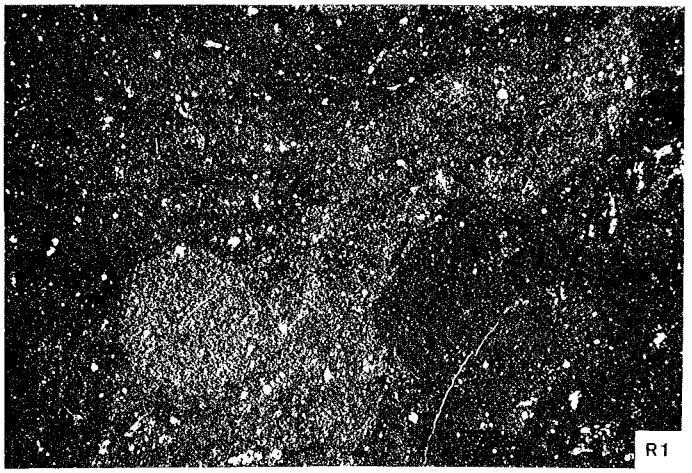
Fragment de verre sphérolitique localement dévitrifié en chlorite verte (Chl) et contenant des vacuoles (V) sphériques isolées remplies de chlorite verte.

. *Photo R6* : *Idem* (type A2-1°, Lame mince AC 85 DB2, L.N.).

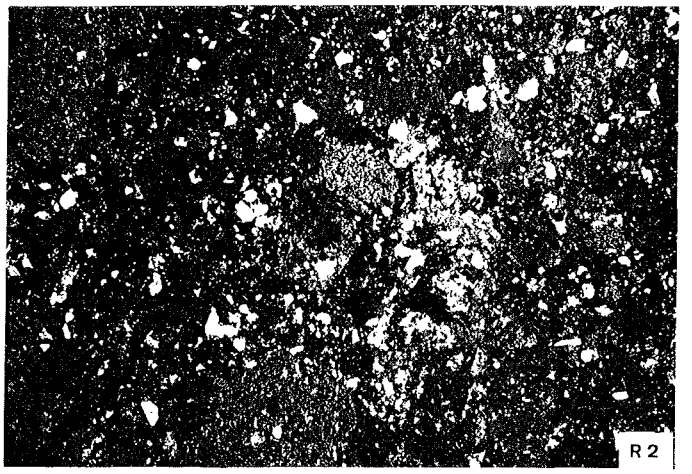
Vacuoles isolées, amiboïdes, désoordonnées et fluidales, remplies de chlorite verte et de phyllites ou de quartz.

. *Photo R7* : *Brèche autoclastique, polygénique, (type A2-2°), à fragments de lave basaltique alcaline s.s. et à ciment analcimitique.*
(Lame mince AC 675 B2, L.N.).

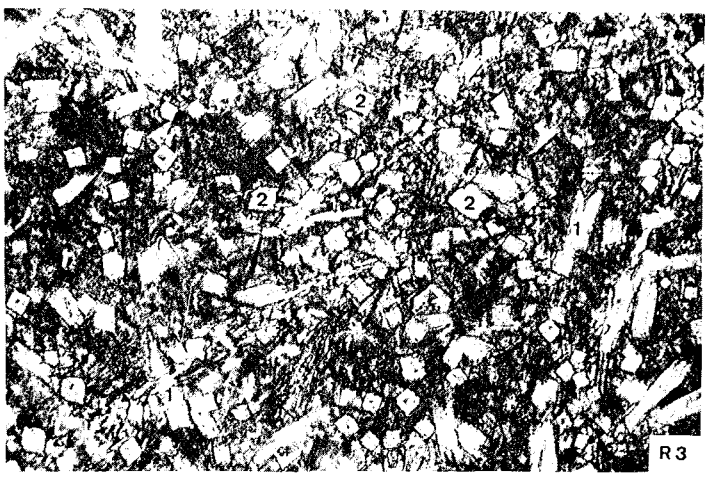
Fragment de lave microlitique vitreuse, amiboïde et intensément corrodé par le ciment analcimitique (A), donc cimenté à l'état chaud et consolidé en même temps que les produits du ciment.



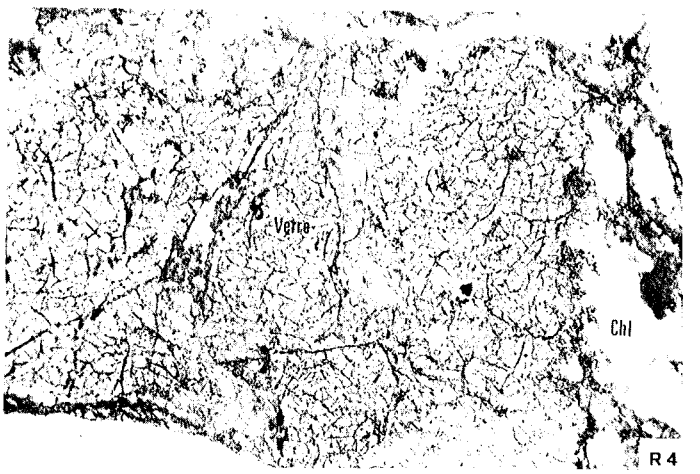
0 6mm



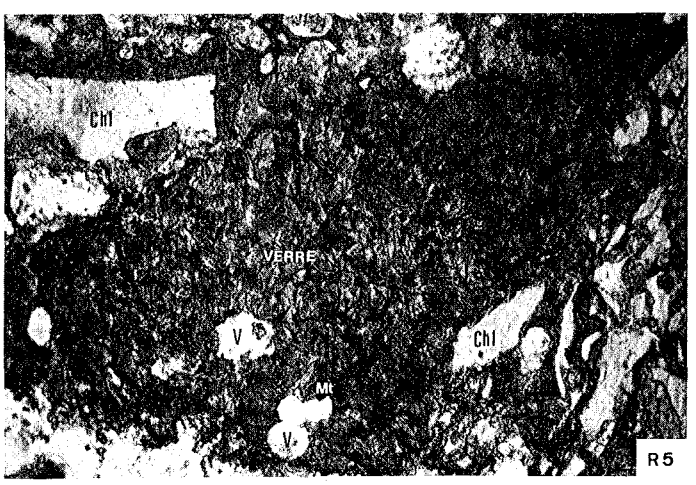
0 6mm



0 0.2mm



0 0.2mm



0 2.5mm

0 0.5mm

0 0.5mm

. *Photo S1* : *Brèche autoclastique, polygénique, (type A2-3°), à fragments de lave intermédiaire et à ciment carbonaté.* (Lame mince AC 86B, L.P.).

Fragments de lave aphanitique ou porhyrique à texture typiquement fluidale (trachytique).

. *Photo S2* : *Brèche autoclastique, polygénique, (type A2-4°), à fragments doléritiques et à ciment de lave basaltique alcaline.* (Lame mince AC 101 B3, L.P.).

Fragments doléritiques, cimentés par une lave basaltique microlitique, porphyrique, broyée, bréchifiée et puis recimentée ultérieurement.

. *Photo S3* : *Brèche pyroclastique, remaniée et granoclassée, (catégorie B).* (Lame mince AC 165 B1, L.N.).

Fragments de lave basaltique ankaramitique porphyrique ou non et de verre basaltique. Ils sont cimentés par des cristaux isolés et par des débris sédimentaires, (R = radiolaires silicifiés, C = carbonates), ainsi que par du quartz néoformé.

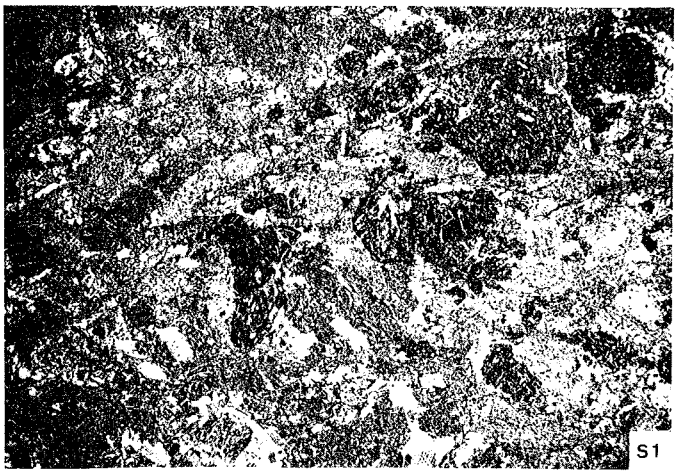
Noter le granoclassement positif des éléments volcaniques ou sédimentaires.

. *Photo S4* : *Filon de basalte ankaramitique porphyrique, (type A).* (Lame mince AC 631 DV, L.P.).

. *Photo S5* : *Filon de basalte alcalin s.s., porphyrique, (type B).* (Lame mince AC 91 DB, L.P.).

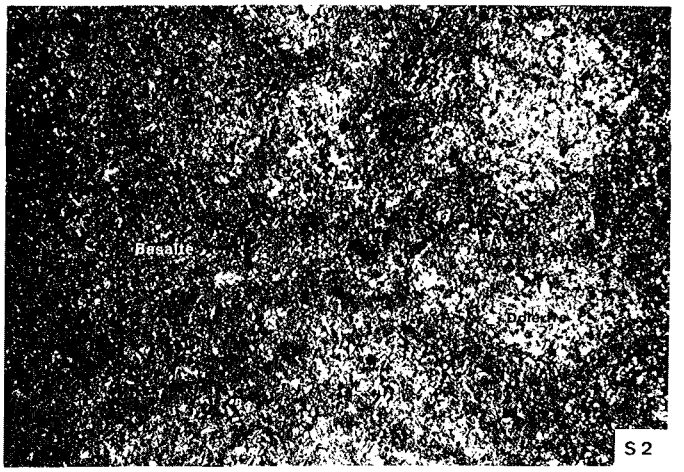
Phénocristaux d'olivine ou de clinopyroxène, dispersés dans une mésostase chloriteuse (gris) ou localement analcimitique et broyée.

. *Photo S6* : *Filon de leucobasalte porphyrique, (type C) : Texture microlitique fine, porphyrique et vacuolaire.* (Lame mince AC 87 B1, L.P.).



S1

0 7mm

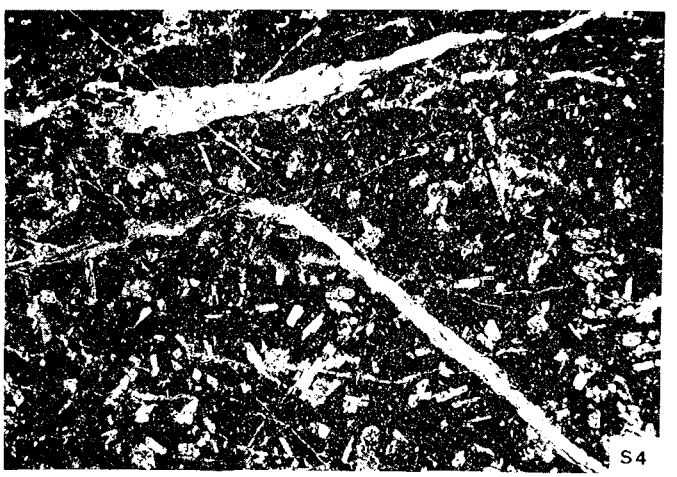


S2

0 7mm

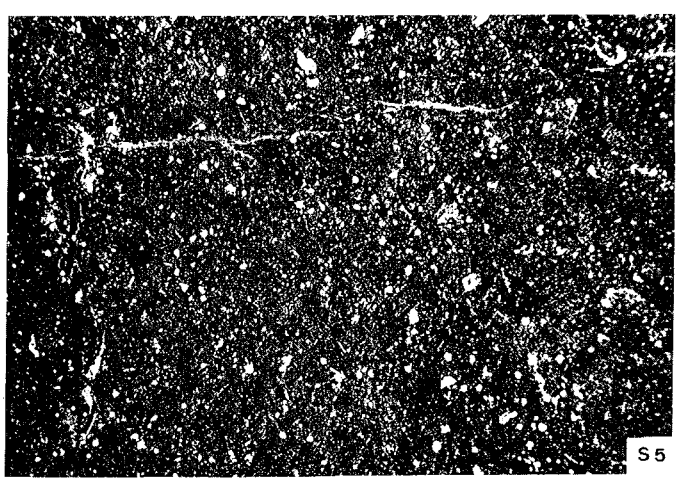
S3

0 7mm



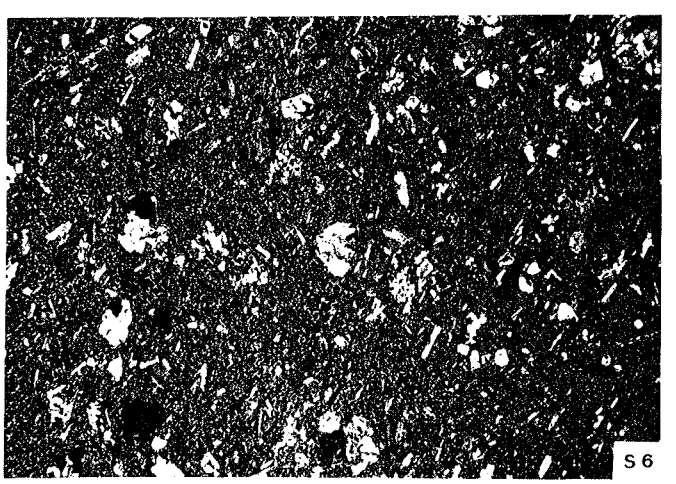
S4

0 5mm



S5

0 5mm



S6

0 5mm

PLANCHE : T . Partie : III-B

. *Photo T1* : *Pillows-lavas tholéiitiques ophiolitiques, écrasés, aplatis et fracturés de la Coulée d'Omeroglu.* (Région de Bezedag, Affleurement n° 657).

B = écorce inférieure du pillow
S = écorce supérieure du pillow
C = partie centrale du pillow
Pd = pédoncule du pillow.

. *Photo T2* : *Idem* (Coulée n° 1 d'Omeroglu, Bezedag, Affleurement n° 666).

Contact de la coulée de pillows-lavas écrasés (coulée n°1) avec le niveau sédimentaire (Calc) qui la surmonte.

. *Photo T3* : *Pillow-lava basaltique tholéiitique, à carapace chloriteuse et à microfractures radiales remplies de calcite ou d'oxydes de fer.* (Omeroglu, Affleurement n° 657).

Noter le pédoncule du pillow, (flèche), constituant un critère de polarité, ainsi que l'absence de matrice dont la disparition est due à l'effet des eaux météoriques.

. *Photo T4* : *Idem* (Affleurement n° 476).

Mini pillow-lava à tendance spilitique, (coulée d'Omeroglu).

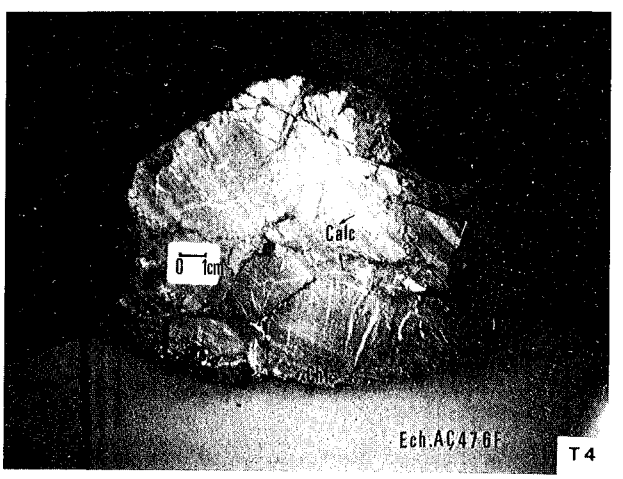
. *Photo T5* : *Niveau bréchique (BR) surmontant le niveau sédimentaire (CALC) à la base de la coulée n° 3 d'Omeroglu (non visible sur la photo).*

Remarquer l'existence constante entre les brèches et les sédiments, d'un horizon constitué par une seule couche de pillow-lava.

OMEROGLU
S
PL
Th
T1

PL
PL
Aff.666
T2

Aff.657
T3


Calc
0 1cm
Ech.AC476f
T4

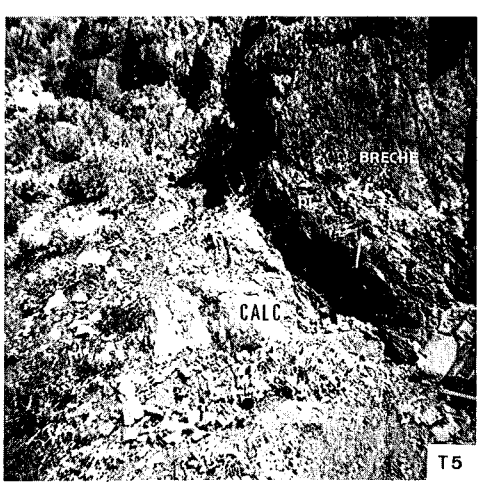

BRECHE
CALC
T5

PLANCHE : U . Partie : III-B

. *Photo U1* : *Basalte tholéiitique sans olivine : Type A.* (Lame mince AC 480 C1, L.N.).

Ecorce des pillows : Texture microlitique dendritique lolement de type "plumose texture".

Noter les deux phases de microfracturation (phase I précoce et phase II tardive).

. *Photo U2* : *Idem* (Type A, écorce, Lame mince AC 488 A1, L.N.).

Noter l'intercroissance radiale des plagioclases (gris clair) avec les clinopyroxènes (gris foncé).

. *Photo U3* : *Idem* (Type A, coeur, Lame mince AC 488 B2, L.N.).

Coeur des pillows : Texture microlitique voire dendritique dans les parties centrales des mini pillows-lavas.

. *Photo U4* : *Idem* (Type A, coeur, Lame mince AC 505 A2, L.P.).

Coeur des pillows : Texture microlitique fine à intersertale porphyrique dans les parties centrales des méga pillows-lavas.

. *Photo U5* : *Basalte tholéiitique à olivine : Type B.* (Lame mince AC 476F, L.N.).

Ecorce des pillows : Texture typiquement sphérolitique.

. *Photo U6* : *Idem* (Type B, écorce, Lame mince AC 476F, L.N.).

Noter les sphérolites jointifs, bien individualisés, constitués d'un ensemble de fibres cristallines à disposition fibroradiée, ainsi que leurs contours nets, soulignés par un liseré de minéraux opaques et de sphène (en noir).

. *Photo U7* : *Idem* (Type B, écorce, Lame mince AC 476F, L.N.).

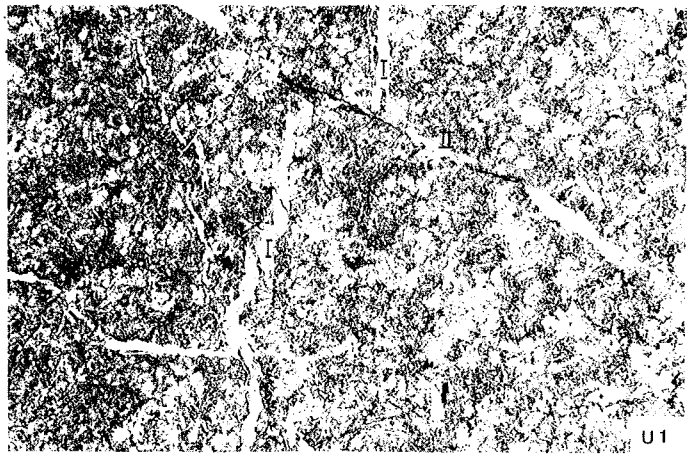
Spinelles à composition de picotites, s'exprimant sous forme de cristaux isolés automorphes.

. *Photo U8* : *Idem* (Type B, écorce, Lame mince AC 476F, L.N.).

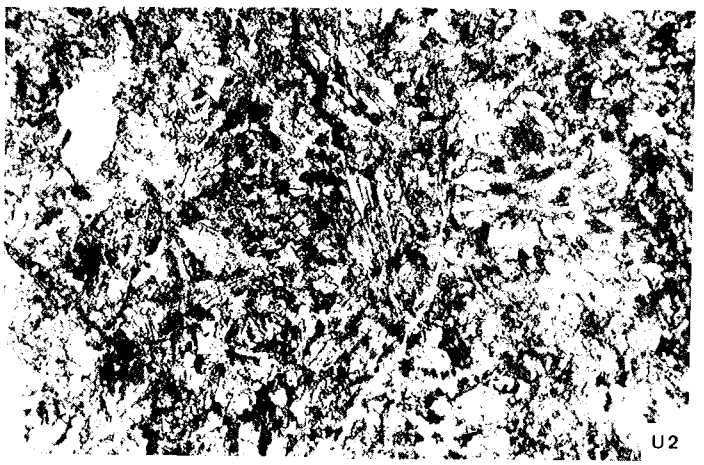
Noter le regroupement des microphénocristaux de clinopyroxène (Cpx) au centre des sphérolites vitreux et la vacuole isolée (V) remplie de chlorite incolore verdâtre.

. *Photo U9* : *Idem* (Type B, coeur, Lame mince AC 461 PL, L.N.).

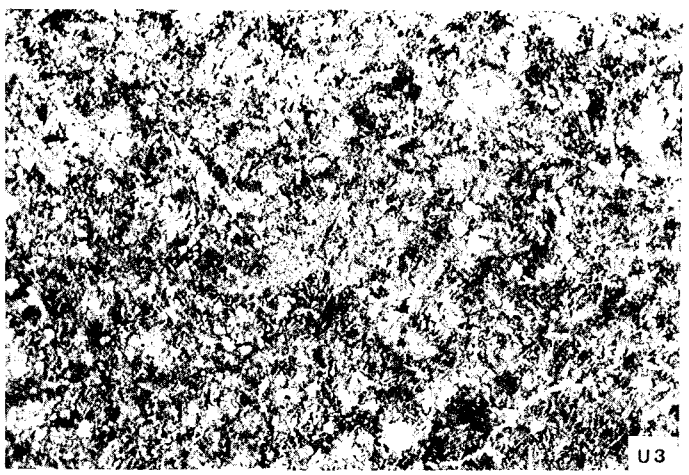
Coeur des pillows : Texture sub-sphérolitique. Les sphérolites sont ouverts, non sphériques et sont formés de fibres grossières à composition de plagioclase ou de clinopyroxène qui rayonnent autour d'un centre.



0 3mm



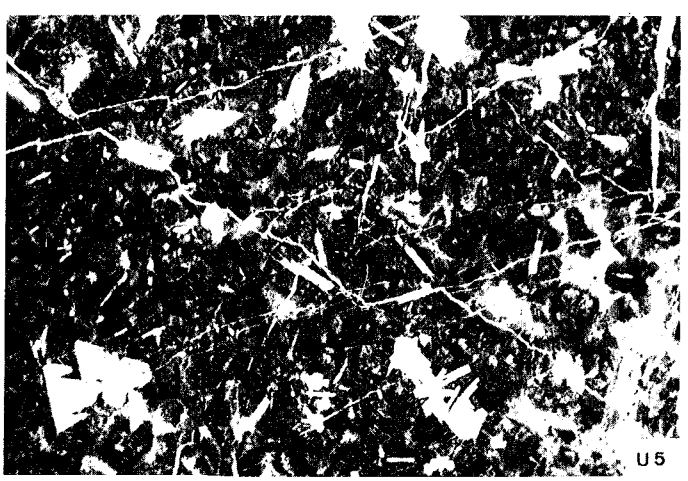
0 0.3mm



0 1.5mm

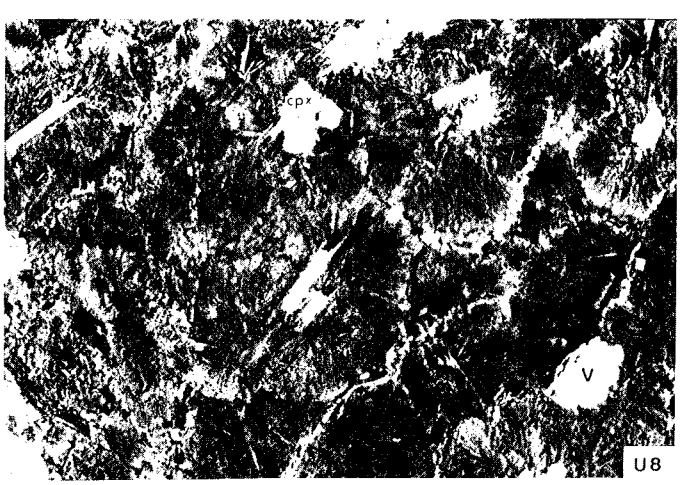
0 2.5mm

0 0.08mm

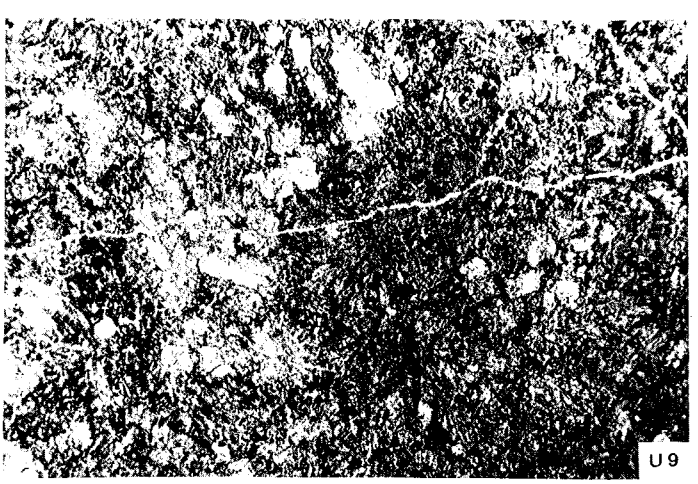


0 1.5mm

0 0.2mm



0 0.5mm



0 0.5mm

PLANCHE : V . Partie : III-B

. *Photo V1* : *Morphologie des microlites de plagioclases dans les écorces des pillows-lavas du type A.*
(Lame mince AC 650 C, L.P.).

. *Queues d'hirondelles ou "swallow tails".*

. *Boucles de ceintures ou "belt-buckles".*

. *Photo V2* : *Idem* (Lame mince AC 650 C, L.P.).

. *Aspect branchu des extrémités.*

. *Intercroissance radiale avec les clinopyroxènes "amorce de plumose texture".*

. *Photo V3* : *Sphérolites se développant à partir d'un microlite ou d'un microphénocristal de plagioclase.*
(Basalte sphérolitique à olivine, Type B, Lame mince AC 476 F, L.N.).

. *Photo V4* : *Idem* (Lame mince AC 476 F, L.N.).

Noter le cristal tabulaire (A) de plagioclase, constitué à ses extrémités par une zone amincie à partir de laquelle se développent des fibres cristallines divergentes formant ainsi des sphérolites (cf. Fig. III-69, ch. B III-1-4°).

. *Photo V5* : *Regroupement des microphénocristaux de clinopyroxène (Cpx) dans une matrice vitreuse (noir) dendritique, contenant des vacuoles (V) isolées, remplies de verre basaltique (en noir), et de phyllites jaune vert (en gris).*
(Basalte tholéiitique du type B, coeur, Lame mince AC 461 PL, L.P.).

. *Photo V6* : *Deux phases de microfracturation :* (Lame mince AC 489 D2, L.P.).

. *Phase I, (précoce) : remplissage de quartz et de calcite.*

. *Phase II, (tardive) : remplissage de calcite.*

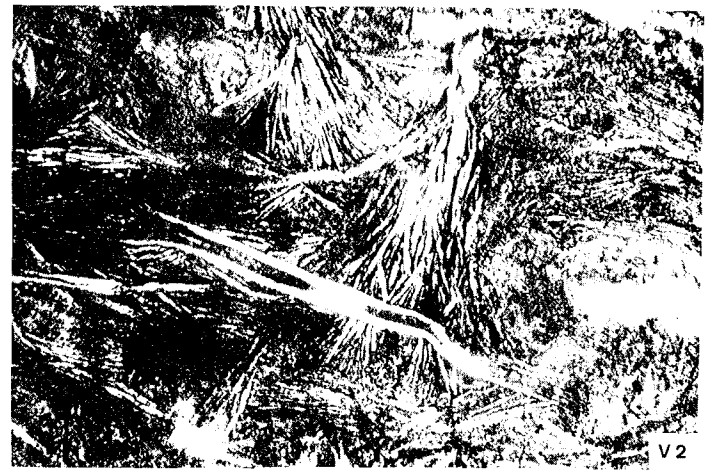
. *Photo V7* : *Idem* (Lame mince AC 489 D1, L.P.).

. *Phase I, (précoce) : remplissage d'épidote.*

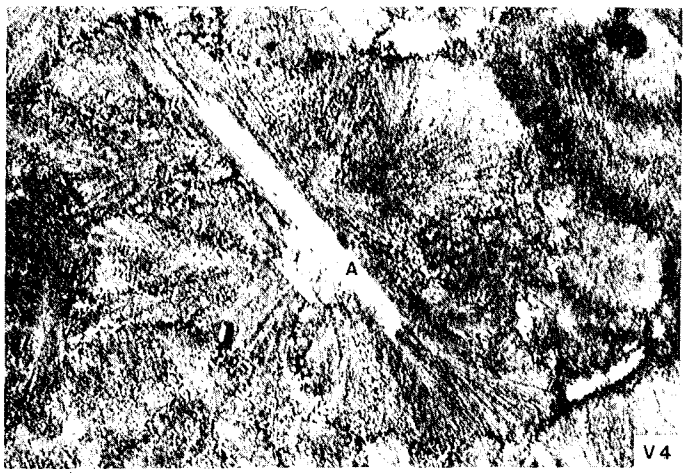
. *Phase II, (tardive) : remplissage de quartz ou de calcite.*

. *Photo V8* : *Pillow-lava brèchique, -"brèche de coussins"-.*
(Lame mince AC 653 PL, L.N.).

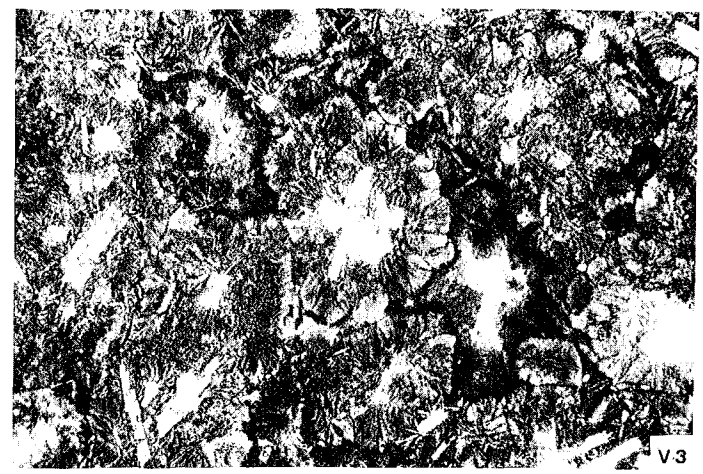
0 0,1 mm



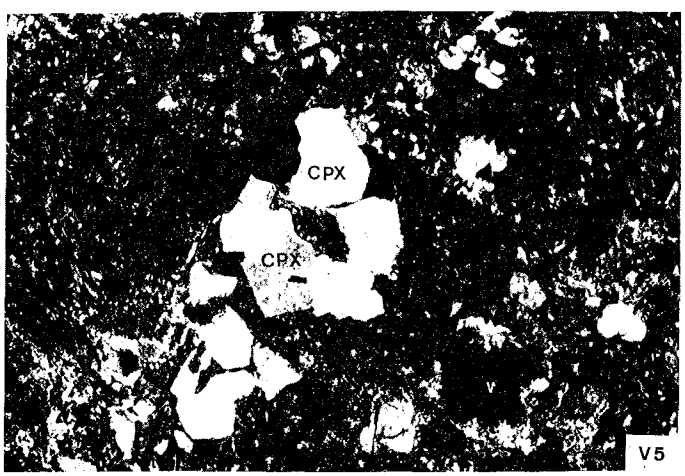
0 0,2 mm



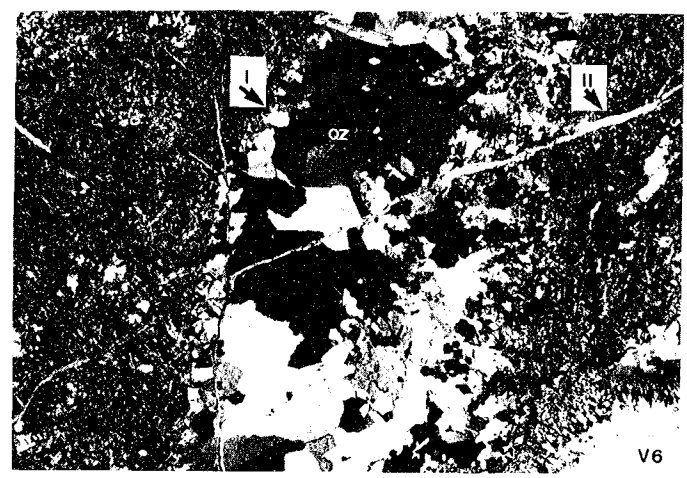
0 0,1 mm



0 0,5 mm

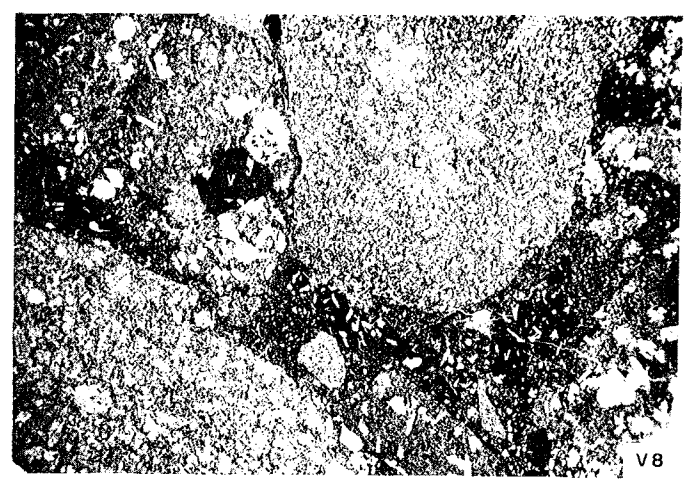


0 0,6 mm



0 0,8 mm

0 15 mm



0 7 mm

ANNEXES

Annexe n° I - METHODES et CONDITIONS ANALYTIQUES.

Annexe n° II - COLORATION SELECTIVE des FELDSPATHS.

Annexe n° III - MODE de CONSTRUCTION du DIAGRAMME Fe^{3+}/Fe^{2+} + Mg + Mn en fonction de Ti proposé dans ce travail.

Annexe n° IV - VACUOLES, PHENOMENE de la PALAGONITISATION et PSEUDOMORPHOSE des OLIVINES dans les Roches Volcaniques de la Série Volcanique et Sédimentaire "alcaline" non Ophiolitique.

Annexe n° I - METHODES et CONDITIONS ANALYTIQUES

1) - *Analyses des éléments majeurs des Roches :*

Les roches étudiées ont été analysées au Laboratoire d'analyses des Sciences de la Terre à l'Université de Nancy I.
Analystes : M. Montanari et Mme Perrin.

Tous les éléments ont été dosés par "Spectrométrie de fluorescence X", à l'exception de SiO_2 et Na_2O dont les teneurs ont été déterminées par "absorption atomique".

Les conditions analytiques et les précisions sont présentées dans une note de Govindaraju et Montanari (1978).

REFERENCE : GOVINDARAJU (K) et MONTANARI (R) - (1978) Routine perfomance of a matrix-correction free X-Ray fluorescence spectrometric method for rock analysis. X-Ray Spectrometry, 7, 3, p. 148-151.

2) - *Analyses des éléments en traces des Roches :*

Les roches (hypabyssales et volcaniques) étudiées ont été analysées par 3 méthodes et dans 3 lieux différents. Ce sont :

- Spectrométrie de fluorescence X à l'Université de Rennes (Analyste : M. Auvray).

- Quantométrie au C.R.P.G. à Nancy (Analyste : M. Marchal).

- Absorption atomique au Laboratoire d'analyses des Sciences de la Terre à Nancy (Analystes : M. Montanari et Mme PERRIN).

La précision des analyses et les limites de détection des éléments en traces dosés par ces 3 procédés différents, sont données dans le tableau Anx. 1.

REMARQUE : Dans les tableaux d'analyses du texte, les valeurs annoncées inférieures aux limites de détection, donnent l'ordre de grandeur et ne représentent pas une concentration exacte.
Par exemple : le cas du Rb et Nb, dans les dykes de dolérites-diabases isolés (v. ch. A. IV-2 ; partie II-A), qui sont en faibles quantités (inférieures à leurs limites de détection).

	A		B		C	
	a	b	a	b	a	b
Ba :	nd	nd			nd	nd
Cu :	nd	nd			nd	nd
Zn :	nd	nd			nd	nd
Co :	5	5			nd	nd
Cr :	5	5				
Ni :	5	5				
Sr :	3	10			nd	nd
V :	5	5			nd	nd
Rb :	3 (1)	10			nd	nd
Nb :	3	5	nd	nd	nd	nd
Y :	3	5	nd	nd	nd	nd
Zr :	3	10	nd	nd	nd	nd

TABLEAU Anx.1 - Précisions (a) en % et limites de détection (b) en ppm des éléments en traces, dosés par :

A - Spectrométrie de FX (à Rennes),
B - Quantométrie (C.R.P.G. à Nancy),
C - Absorption atomique (à Nancy).

nd - non dosés
(1) - 10 % pour les teneurs inférieures à 20 ppm.

3) - Analyses des minéraux :

Les analyses des minéraux ont été effectuées sur la microsonde "Camebax" du Service Commun de Micro analyses de Nancy-Besançon-Strasbourg.

Les conditions analytiques sont les suivantes :

- *courant échantillon 10 nA*
- *tension d'accélération : 15 KV*
- *temps d'analyse : 6 s par couple de 3 éléments*
- *taille de faisceau : 1 à 3 µm*

programme de correction MBXCOR de Henoc et Tong (1978).

Trois spectromètres sont utilisés :

1)- L I F : fluorure de lithium, domaine d'analyse pour les raies K du Sc au Sr et pour les raies L du Te à l'U.

2)- Quartz : SiO_2, domaine d'analyse pour les raies K du S au Zn et pour les raies L du Mo au Re, ainsi que pour les raies M du Tl à l'U.

3)- T A P : phtalate acide de thallium $C_8 H_5 O_4 Tl$, domaine d'analyse pour les raies K du F au P, pour les raies L du Mn au M et pour les raies M du La au Hg.

Sur le LIF ont été dosées les raies Fe Kα, Mn Kα, Ni Kα, Zn Kα.
Sur le TAP ont été dosées les raies Si Kα, Al Kα, Mg Kα, Na Kα.
Sur le PET ont été dosées les raies Ti Kα, Ca Kα, K Kα, Cr Kα.

Les éléments alcalins ont été dosés en premier.

Les standards sont les suivants :

Na : albite

K : orthose

Al : corindon ou albite

Si : albite

Fe : hématite

Mg : forstérite

Ca : apatite

Cr : chromite

Ti : rutile

Mn : rhodonite

Ni : busénite

Zn : zincite

Les résultats analytiques ont été placés dans les parties concernées de ce texte.

REFERENCE : HENOC (J) et TONG (M) (1978) - Automatisation de la microsonde Journ. Microsc. Spectrosc. Electron., 3, p. 247-254.

Annexe n° II - COLORATION SELECTIVE des FELDSPATHS

"Méthode de Bailey - Stewens 1960"

La coloration sélective permet de déterminer la nature des Feldspaths, tels que Albites, Orthoses et Plagioclases calciques.

Le processus de la manipulation est le suivant :

- Attaque de la surface sciée de l'échantillon aux vapeurs d'Acide Fluohydrique (HF) à la température ambiante, pendant 10 secondes.

- Immersion de la surface de l'échantillon, après le rinçage à l'eau dans une solution de "Cobaltinitrite de Sodium" (6g/10 cc) pendant 15 secondes. (Ainsi l'Orthose et l'Adulaire se colorent en jaune).

- Plongée immédiate dans une solution de "BaCl" à 5 %; (Afin d'enlever l'excès de la solution précédente).

- Immersion après le rinçage à l'eau distillée, dans une solution de "Rhodizonate de Potassium (5g/20 cc)" ou de "l'Amaranthe"(1) *pendant 5 à 10 secondes. (Ainsi les Plagioclases Calciques se colorent en rose et les Albites restent incolores).*

---

(1) L'Amaranthe que j'ai utilisée à la place de "Rhodizonate de Potassium" est proposée pour des raisons économiques, par Laniz et al. (1964). Elle colore, non seulement les plagioclases, mais aussi d'autres minéraux calciques ; tels que la Vésuvianite, la Wollastonite, la Calcite, la Dolomite ....etc...

Annexe n° III - MODE de CONSTRUCTION du DIAGRAMME "Fe^{3+}/Fe^{2+} + Mg + Mn" en fonction de "Ti" proposé dans ce travail.

1) - *Objectifs*

Ce diagramme a deux objectifs essentiels : le premier est de séparer les différents domaines concernant les Kaersutites s. sl. non oxydées, les Kaersutites oxydées et les Oxykaersutites ; le deuxième est de montrer les différents degrés d'oxydation (en %) des Kaersutites aux Oxykaersutites.

On sait que les Kaersutites sont des Amphiboles calciques hautement titanifères dans lesquelles le cation Ti, toujours supérieur à 0,5 atomes, peut atteindre 1 atome au maximum dans la formule structurale qui est la suivante :

$$-\ (Na,\ K)\ Ca_2\ \underbrace{(Mg_3,\ Fe^{2+})}_{"X"}\ \underbrace{(Fe^{3+},\ Ti)_1}_{"Y"}\ \underbrace{(Al^{IV}_2,\ Si_6)}_{"T"}\ O_{23}\ (OH) \quad ....(1)$$

(sans substitution de $Mg\text{-}Fe^{2+}$).

Avec la substitution de $Mg\text{-}Fe^{2+}$, elle devient :

$$-\ (Na,\ K)\ Ca_2\ (Mg,\ Fe^{2+})_4\ (Fe^{3+},\ Ti)_1\ T_8\ O_{23}\ (OH) \quad .....(2)$$

Certaines Kaersutites, (en général, les phénocristaux intratelluriques), peuvent être partiellement et/ou complètement oxydées. Cette oxydation se fait par une dissociation des ions $(OH)^-$ des Kaersutites à la suite du remplacement de Fe^{2+} $(OH^-,\ F)$ par Fe^{3+} O^{2-}.
En effet, ces Kaersutites hautement oxydées sont appelées "Oxykaersutites" dans lesquelles les caractères optiques changent et leur formule structurale devient :

$$-\ (Na,\ K)\ Ca_2\ \underbrace{Mg_3}_{"X"}\ \underbrace{(Fe^{3+},\ Ti)_2}_{"Y"}\ T_8\ O_{23}\ (OH) \quad .....(3)$$

(quand l'oxydation est complète).

Par contre, les Kaersutites partiellement oxydées ont des formules structurales variables : par exemple, pour 50 % d'oxydation, ce sont :

$$- (Na, K)\ Ca_2\ \underbrace{Mg_3, Fe^{2+}_{0.5}}_{"X"}\ \underbrace{(Fe^{3+}, Ti)_{1.5}}_{"Y"}\ T_8\ O_{23}\ (OH) \quad \ldots\ldots\ldots (4)$$

(sans tenir compte de la substitution).

ou

$$- (Na, K)\ Ca_2\ \underbrace{(Mg, Fe^{2+})_{3.5}}_{"X"}\ \underbrace{(Fe^{3+}, Ti)_{1.5}}_{"Y"}\ T_8\ O_{23}\ (OH) \quad \ldots\ldots\ldots (5)$$

(en tenant compte de la substitution).

2) - *Choix des paramètres*

Deux éléments caractéristiques des Kaersutites et Oxykaersutites ont été choisi : le fer et le titane.

Dans le cas des Kaersutites, le fer ferrique (Fe^{3+}) est toujours très faible contrairement au cas des Oxykaersutites où il est très élevé.

Dans les deux cas, le titane est toujours important et supérieur à 0,5 atome dans la forme structurale.

Le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} et la valeur de Ti avaient tout d'abord été choisis comme paramètres permettant de distinguer les différents domaines. Mais étant donné qu'il y a aussi une substitution importante $Mg \rightleftharpoons Fe^{2+}$ dans le groupe "X" du site "C", le paramètre Fe^{3+}/Fe^{2+} a été corrigé en prenant en considération cette substitution, les deux paramètres finalement choisis pour construire le diagramme sont donc les suivants :

- *x = Ti (entre 0.5 et 1 atome).*

- *Y = Fe^{3+}/Fe^{2+} + Mg + Mn*

"Ti, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg et Mn étant exprimés en atomes dans la formule structurale" .....(6)

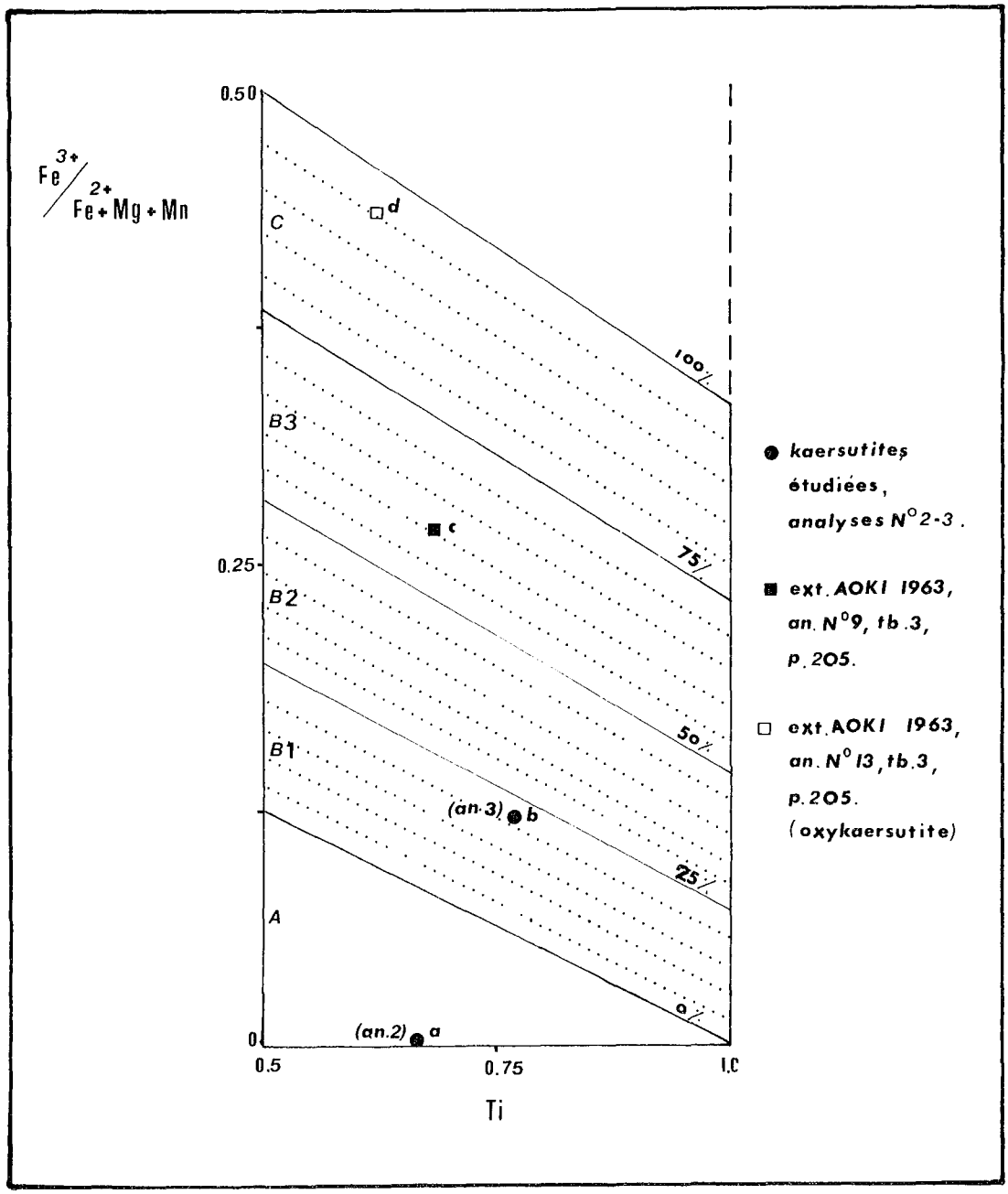


Figure Anx. 1 - Diagramme de "Fe^{3+}/Fe^{2+} + Mg + Mn", "Ti" séparant les trois domaines :

A - Kaersutites non oxydées
B - Kaersutites oxydées
C - Oxykaersutites

à l'aide des droites d'oxydation montrées par des paliers de 5 %.

3) - *Construction du diagramme*

Les différents domaines ont été distingués à l'aide des droites d'oxydation calculées à partir de la formule structurale typique des Kaersutites (2) non oxydées, en tenant compte de la substitution $Mg \rightleftarrows Fe^{2+}$. *L'équation de ces droites est de la forme : "*$y = ax + b$*" (x et y ayant les valeurs indiquées en (6)).*

Exemples de processus de calcul :

1° - *Pas d'oxydation*

La formule structurale est :

$$A \quad B_2 \quad (Mg, Mn, Fe^{2+})_4 \quad (Fe^{3+}, Ti)_1 \quad T_8 \quad O_{23} \quad (OH)$$

si $x = 0.500$, $y = 0.125$

si $x = 1.000$, $y = 0.000$

..... *on a* $a = -0.250$, $b = 0.250$ *donc la droite a l'équation suivante :*

$$y = -0.250x + 0.250$$

2° - *Oxydation de 25 %*

La formule structurale est :

$$A \quad B_2 \quad (Mg, Mn, Fe^{2+})_{3.75} \quad (Fe^{3+}, Ti)_{1.25} \quad T_8 \quad O_{23} \quad (OH)$$

si $x = 0.500$, $y = 0.200$

si $x = 1.000$, $y = 0.067$

..... *on a* $a = -0.267$, $b = 0.333$ *donc la droite a l'équation suivante :*

$$y = -0.267x + 0;333$$

Par le même processus toutes les équations des droites d'oxydation (en %) ont été calculées et établies par paliers successifs de 5 %, (Tabl. Anx. 2, Fig. Anx. 1).

La démarche de calcul et le choix des paramètres peuvent d'ailleurs se justifier selon le raisonnement suivant :

Sachant que le Fe^{2+} initial est :

- $Fe^{2+}_{int} = 4 - (Mg, Mn)$

Le pourcentage d'oxydation peut s'exprimer par :

- *% d'oxyd.* $= (Fe^{2+}_{int} - Fe^{2+}_{actuel}) / Fe^{2+}_{int} \cdot 100$ *, en tenant compte de la substitution de Mg par* Fe^{2+}.

C'est ainsi que j'ai choisi 4 exemples pour la justification.

EXEMPLE 1 : "point a, fig. Anx. 1" (analyse n° 2 de Kaersutite étudiée, tombant dans le domaine A non oxydé du diagramme".

- *Données :* $Ti = 0.664$, $Mg = 2.364$, $Mn = 0.031$; $Fe^{3+}_{actuel} = -$, $Fe^{2+}_{actuel} = 1.605$

donc $Fe^{2+}_{int} = \underline{1.605} = Fe^{2+}_{actuel}$ *et* *l'oxydation est nulle.*

EXEMPLE 2 : "point b, fig. Anx. 1" (analyse n° 7 de Kaersutite étudiée, tombant dans le domaine B1 oxydé à 21 % du diagramme".

- *Données :* $Ti = 0.773$, $Mg = 2.281$, $Mn = 0.226$; $Fe^{3+}_{actuel} = 0.491$, $Fe^{2+}_{actuel} = 0.612$

donc $Fe^{2+}_{int} = \underline{1.493}$ *et* *le % d'oxydation = 21 %.*

EXEMPLE 3 : "point c , fig. Anx. 1" (analyse n° 9 de Kaersutite extraite de AOKI (1963) p. 205, tabl. 3, tombant dans le domaine B3, oxydé à 60 %).

- *Données :* $Ti = 0.664$, $Mg = 2.418$, $Mn = 0.226$; $Fe^{3+}_{actuel} = 1.044$, $Fe^{2+}_{actuel} = 0.612$

donc $Fe^{2+}_{int} = \underline{1.561}$ *et* *le % d'oxydation = 61 %.*

EXEMPLE 4 : "point d, fig. Anx. 1" (analyse n° 13 d'Oxykaersutite extraite de AOKI (1963), p. 205, tabl. 3, tombant dans le domaine C, oxydé à 96 %).

- *Données :* $Ti = 0.615$, $Mg = 2.903$, $Mn = 0.012$, $Fe^{3+}_{actuel} = 1.283$, $Fe^{2+}_{actuel} = 0.042$

donc $Fe^{2+}_{int} = \underline{0.085}$ *et* *le % d'oxydation = 96 %.*

Ainsi, le calcul établi ci-dessus justifie le choix des paramètres, fait pour la construction de ce diagramme.

A) - Equations des Droites d'Oxydation par paliers de 5 %.

- Oxydation à 0 %	$y = 0$	"Domaine A"
- " " "	$y = -0.250x + 0.250$	
- " " 5 %	$y = -0.253x + 0.266$	
- " " 10 %	$y = -0.256x + 0.282$	
- " " 15 %	$y = -0.260x + 0.300$	
- " " 20 %	$y = -0.262x + 0.315$	
- " " 25 %	$y = -0.267x + 0.333$	
- " " 30 %	$y = -0.270x + 0.351$	
- " " 35 %	$y = -0.274x + 0370$	"Domaine B"
- " " 40 %	$y = -0.278x + 0.389$	
- " " 45 %	$y = -0.282x + 0.409$	
- " " 50 %	$y = -0.286x + 0.429$	
- " " 55 %	$y = -0.289x + 0.448$	
- " " 60 %	$y = -0.295x + 0.471$	
- " " 65 %	$y = -0.298x + 0.492$	
- " " 70 %	$y = -0.304x + 0.516$	
- " " 75 %	$y = -0.308x + 0.539$	
- " " 80 %	$y = -0.312x + 0.562$	
- " " 85 %	$y = -0.318x + 0.588$	"Domaine C"
- " " 90 %	$y = -0.324x + 0.614$	
- " " 95 %	$y = -0.328x + 0.639$	
- " " 100 %	$y = -0.333x + 0.666$	

B) - Conditions pour la Nomenclature des Kaersutites (Amphiboles Calciques Titanifères) d'après LEAKE (1978).

- $(Ca + Na)_B$ *supérieur à 1.34*
- Ca_B *supérieur à 1.34*
- Na_B *inférieur à 0.67*
- $(Na + K)_A$ *supérieur à 0.5*
- *Si inférieur à 6.5*
- *Ti supérieur à 0.5 et inférieur à 1.0 atome*

TABLEAU Anx. 2 - Equations des Droites d'Oxydation séparant les différents domaines (a) et conditions indispensables pour l'application des données dans le diagramme "Fe^{3+}/Fe^{2+} + Mg + Mn / Ti".

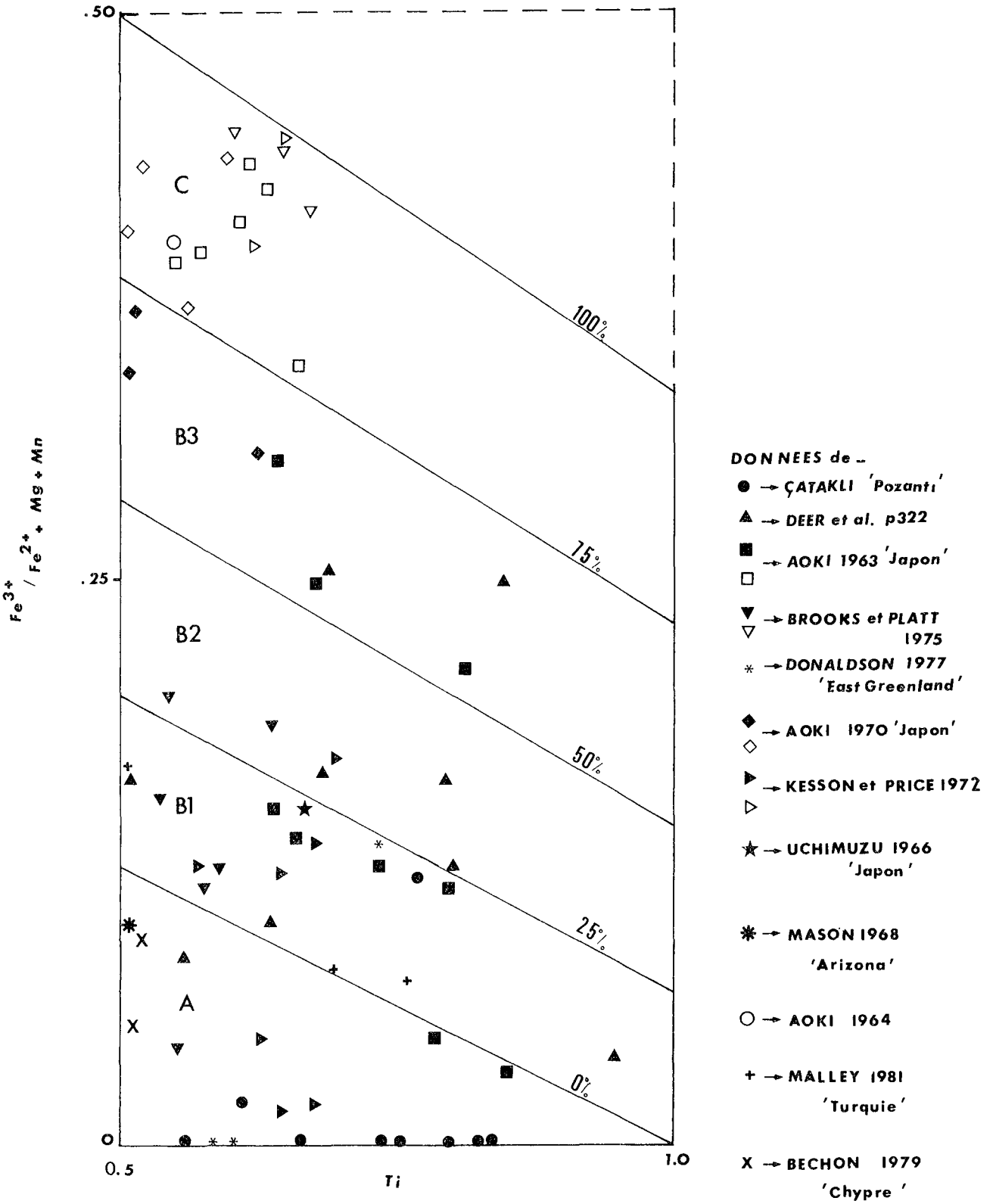


Figure Anx. 2 - Application des différentes données des Kaersutites et des Oxykaersutites extraites de travaux de plusieurs auteurs, sur le diagramme

"Fe^{3+}/Fe^{2+} + Mg + Mn / Ti".

4) - Résultats et conclusions

Ainsi, trois domaines caractéristiques séparés par des droites d'oxydation, ont été mis en évidence.

- Domaine "A" : celui des Kaersutites non oxydées, séparé par des lignes dont les équations sont les suivantes :

- limite inférieure : $y = 0$ (x entre 0.5 et 1.0 atome).
- limite supérieure : $y = -0.250x + 0.250$

- Domaine "B" : celui des Kaersutites oxydées, (oxydation partielle entre 0 et 75 %. B1, entre 0 et 25 % ; B2, entre 25 et 50 % ; B3, entre 50 et 75 %), séparé par des lignes dont les équations sont les suivantes :

- limite inférieure : $y = -0.250x + 0.250$
- limite supérieure : $y = -0.308x + 0.539$

- Domaine "C" : celui des Oxykaersutites (oxydation entre 75 et 100 %), séparé par des lignes dont les équations sont les suivantes :

- limite inférieure : $y = -0.308x + 0.539$
- limite supérieure : $y = -0.333x + 0.666$

La limite de 75 % d'oxydation est choisie pour distinguer les Oxykaersutites, des Kaersutites partiellement oxydées, car en dessous de 75 % d'oxydation ces dernières montrent des caractères optiques plus ou moins identiques à ceux des Kaersutites non oxydées.

D'ailleurs, l'application des données extraites des travaux de plusieurs auteurs, montre que toutes les Oxykaersutites décrites par ces auteurs se disposent bien dans le domaine "C" où l'oxydation est supérieure à 75 %, (Fig. Anx. 2).

ANNEXE n° IV -

1) - VACUOLES

2) - PHENOMENE de la PALAGONITISATION

3) - PSEUDOMORPHOSE des OLIVINES INTRATELLURIQUES, dans les Roches Volcaniques de la Série Volcanique-Sédimentaire "alcaline" non Ophiolitique de Pozanti-Karsanti.

ANNEXE n° IV : 1) - VACUOLES

Les vacuoles, dans l'ensemble des roches de la série volcanique et sédimentaire non ophiolitique, sont très abondantes et font 0.2 à 7 mm de diamètre. Elles sont soit isolées, rondes et légèrement allongées et développées dans ce cas surtout dans les termes basiques, soit communicantes et présentes alors dans les termes différenciés de la série.

Les vacuoles, dont la plupart englobent peu d'opaques, sont remplies, généralement de 8 types de minéraux d'origine sécondaire :

- *1) - CHLORITES : Il existe deux types de chlorite :*
  - *. type 1 : il s'agit d'une chlorite incolore, d'allongement positif et de teinte de polarisation gris-clair.*
  - *. type 2 : il s'agit d'une chlorite verte, d'allongement négatif et de teinte de polarisation bleu-foncé.*
- *2) - ZEOLITES : On distingue également deux variétés de zéolites :*
  - *. type 1 : zéolite uniaxe négatif, d'allongement positif à extinction droite et à biréfringence faible, (chabasite)(1).*
  - *. type 2 : zéolite fibreuse, biaxe positif, d'allongement également positif, mais à biréfringence relativement élevée, (mésotype).*
- *3) - PHYLLITES VERTES : fibreuses, à allongement positif et biréfringence de l'ordre de 0.015 en moyenne.*
- *4) - CELADONITE : Variété potassique des phyllites vertes.*
- *5) - CALCITE : très pure dans le cas où elle remplit les vacuoles. Cette pureté a été d'ailleurs signalée par plusieurs auteurs entre autres Humphris et al. (1980).*
- *6) - ANALCIME : isotrope à faible biréfringence anormale.*
- *7) - OXYDE DE FER : "hématites".*

---

(1) Un tel type de zéolite est aussi rencontré dans les vacuoles des basaltes alcalins de l'Ouest Deccan en Inde (Sukheswala et al. 1974).

- 8) - QUARTZ et CALCEDOINE : La calcédoine est une variété fibro-radiée de silice montrant toujours une croix de polarisation fixe pendant la rotation complète de la platine du microscope.

Il existe, dans l'ensemble, trois types de remplissage des vacuoles, par les minéraux cités ci-dessus. Ce sont :

1er type : Remplissage monominéral.

Les minéraux remplissant individuellement les vacuoles sont :

- *la calcite, très développée dans les basaltes alcalins ankaramitiques et dans les laves intermédiaires,*
- *la chlorite de type 1 et 2,*
- *la zéolite de type 1,*
- *la céladonite,*
- *et enfin un peu de quartz, très abondant cette fois dans les basaltes alcalins s.s. (Tabl. Anx. 3A et Anx. 4).*

2ème type : Remplissage séquentiel.

Plusieurs types de minéraux, tels que les chlorites (1 et 2), l'analcime, la calcite, les phyllites vertes, la zéolite (2) et enfin l'oxyde de fer et le quartz, ont rempli concentriquement les vacuoles de l'extérieur vers l'intérieur. Les différents assemblages de minéraux (au nombre de 9) sont montrés dans les tableaux Anx. 3B et Anx. 5. Ce type de remplissage est surtout développé dans les basaltes alcalins s.s. et aussi dans une moindre mesure dans les laves intermédiaires à faciès plus basique (Tabl. Anx. 4).

L'ordre de remplissage de l'extérieur vers l'intérieur, correspond également à l'ordre de cristallisation de ces minéraux (Scheidegger et Stakes, 1977). Par exemple, dans l'assemblage n° 7 (Tabl. Anx. 3B et Fig. Anx. 3), la calcite remplissant le centre de la vacuole, est bordée par de la chlorite verte (2). Le premier minéral cristallisé est donc la chlorite verte (2), suivie de la calcite (Fig. Anx. 3, n° 7).
La précipitation séquentielle des produits dans les vacuoles est sans doute due au changement temporaire des caractères des fluides interstitiels (Scheidegger et Stakes, 1977, 1980).

3ème type : Remplissage simultané.

Les minéraux, tels que la calcite, l'analcime, la chlorite

incolore (1), la zéolite (1) et la céladonite, remplissent les vacuoles en s'imbriquant entre eux (Fig. Anx. 3 et Tabl. Anx. 3C).
Ils ont donc cristallisé simultanément. Ce type de remplissage (au nombre de 5) est surtout développé dans les basaltes alcalins s.s. ainsi que dans les laves intermédiaires à faciès plus basique (Tabl. Anx. 4).
L'analcime, en effet, cristallise simultanément avec de la zéolite (1), de la chlorite (1), de la céladonite, ainsi qu'avec de la calcite.

A)

1er type : REMPLISSAGE MONOMINERAL

1- Chlorite vt.(2)
2- Calcite
3- Chlorite inc.(1)
4- Zéolite (1)
5- Céladonite
6- Quartz

B)

2ème type : REMPLISSAGE SEQUENTIEL

7- Chlorite vt.(2) ⟶ Calcite
8- Chlorite vt.(2) ⟶ Analcime
9- Chlorite vt.(2) ⟶ Chlorite inc.(1)
10- Chlorite vt.(2) ⟶ Chlorite inc.(1) ⟶ Quartz
11- Chlorite vt.(2) ⟶ Phyllite vt. ⟶ Chlorite inc.(1) ⟶ Quartz
12- Chlorite vt.(2) ⟶ Quartz
13- Calcite ⟶ Oxyde de fer
14- Calcite ⟶ Zéolite (2) ⟶ Oxyde de fer
15- Zéolite (2) ⟶ Oxyde de fer ⟶ Quartz

C)

3ème type : REMPLISSAGE SIMULTANE

16- Calcite ∼ Analcime
17- Calcite ∼ Analcime ∼ Chlorite inc.(1)
18- Calcite ∼ Zéolite (1)
19- Calcite ∼ Céladonite
20- Analcime ∼ Chlorite inc.(1) ∼ Zéolite (1) ∼ Céladonite

TABLEAU Anx. 3 - Types de remplissage et d'assemblage dans les vacuoles de l'Ensemble des Roches Volcaniques de la Série volcanique et sédimentaire Alcaline non Ophiolitique.

⟶ l'ordre de cristallisation

∼ cristallisation simultanée

- *BASALTES ALCALINS ANKARAMITIQUES*

  - *n° 2 du 1er type*
  - *minéral dominant : calcite*

- *BASALTES ALCALINS S.S.*

  . *à Olivines pseudomorphosées en calcite et iddingsite :*

  - *n° 2 du 1er type*
  - *minéral dominant : calcite*

  . *à liquide hydraté :*

  - *n° 3, 7, 16 du 1er et 2ème et 3ème type*
  - *minéral dominant : Chlorite vt. et inc.*
    Calcite
    Analcime

  . *à Olivines pseudomorphosées en chlorite vt. (2) :*

  - *n° 1, 8, 11 du 1er et 2ème type*
  - *minéral dominant : Chlorites vt. et inc.*
    Zéolites (1) et (2)
    Analcime

- *LEUCOBASALTES*

  - *n° 2, 4, 14 du 1er et 2ème type*
  - *minéral dominant : Calcite*
    Zéolite (1)

- *LAVES INTERMEDIAIRES*

  . *faciès plus basique :*

  - *n° 2, 6, 9, 10, 17, 19 du 1er et 2ème et 3ème type*
  - *minéral dominant : Calcite*
    Analcime
    Chlorite inc.

  . *faciès plus acide :*

  - *n° 2 du 1er type*
  - *minéral dominant : calcite*

TABLEAU Anx. 4 - Fréquence de la nature du remplissage des vacuoles en fonction de la nature des Laves de la Série Alcaline.

Cette dernière est associée en très petite quantité à de la zéolite (1), ainsi qu'à des oxydes de fer.
En fait, la cristallisation contemporaine de l'analcime et de la calcite avec les minéraux cités ci-dessus est tout à fait possible (Deer et al. 1963, Scarfe et Muehlenbachs 1977, Humphris et al. 1980, Mevel 1980 et Pertsev et Rusinov 1980).

L'ordre général de cristallisation et d'apparition de ces minéraux dans l'ensemble des roches étudiées peut être mis en évidence en se basant sur les types d'assemblage et sur l'ordre de remplissage des vacuoles.
En effet, on en déduit que le premier minéral qui cristallise est de la chlorite verte (2). Elle est suivie par la cristallisation simultanée de phyllite verte, calcite, analcime, chlorite incolore (1), céladonite et enfin de zéolite (1). La calcite est à son tour, suivie par la cristallisation de la zéolite (2), plutôt sodique, qui est d'ailleurs suivie par celle de l'oxyde de fer. Enfin le quartz (ou la calcédoine) cristallise en dernier lieu (Tabl. Anx. 5).
La cristallisation de la chlorite verte, plutôt magnésienne, (le cas est assez rare), en tant que premier minéral formé dans les vacuoles, nécessite une température relativement élevée. Elle peut être reliée à des transformations du verre, ainsi qu'à la pseudomorphose d'olivines intratelluriques, (v. Annexe n° IV-3), dans les stades assez précoces où la lave n'est pas encore, totalement refroidie. En fait, Bass (1976) et Mevel (1980) ont supposé que cette chlorite verte peut être considérée comme un minéral plutôt deutérique.

La précipitation des minéraux, tels que la chlorite incolore (1), la zéolite (1), la céladonite, l'analcime et enfin la calcite, succédant à celle de la chlorite verte (2), se fait sous condition réductrice et alcaline (Humphris et al. 1980). La formation des oxydes de fer, elle est sûrement causée par des solutions oxydantes (Humphris et al. 1980 et Pritchard 1980).
La présence et le développement importants de la calcite, de la céladonite, ainsi que des différentes formes de silice (quartz et calcédoine) impliquent nettement des conditions fortement alcalines de la solution (Sukheswala et al. 1974, Scarfe et Muehlenbachs 1977, Pertsev et Rusinov 1980). Tandis que la pauvreté du quartz dans l'assemblage des produits remplissant les vacuoles, indique concrètement la faible activité de silicium dans la solution, pendant la cristallisation (Hay, 1964).

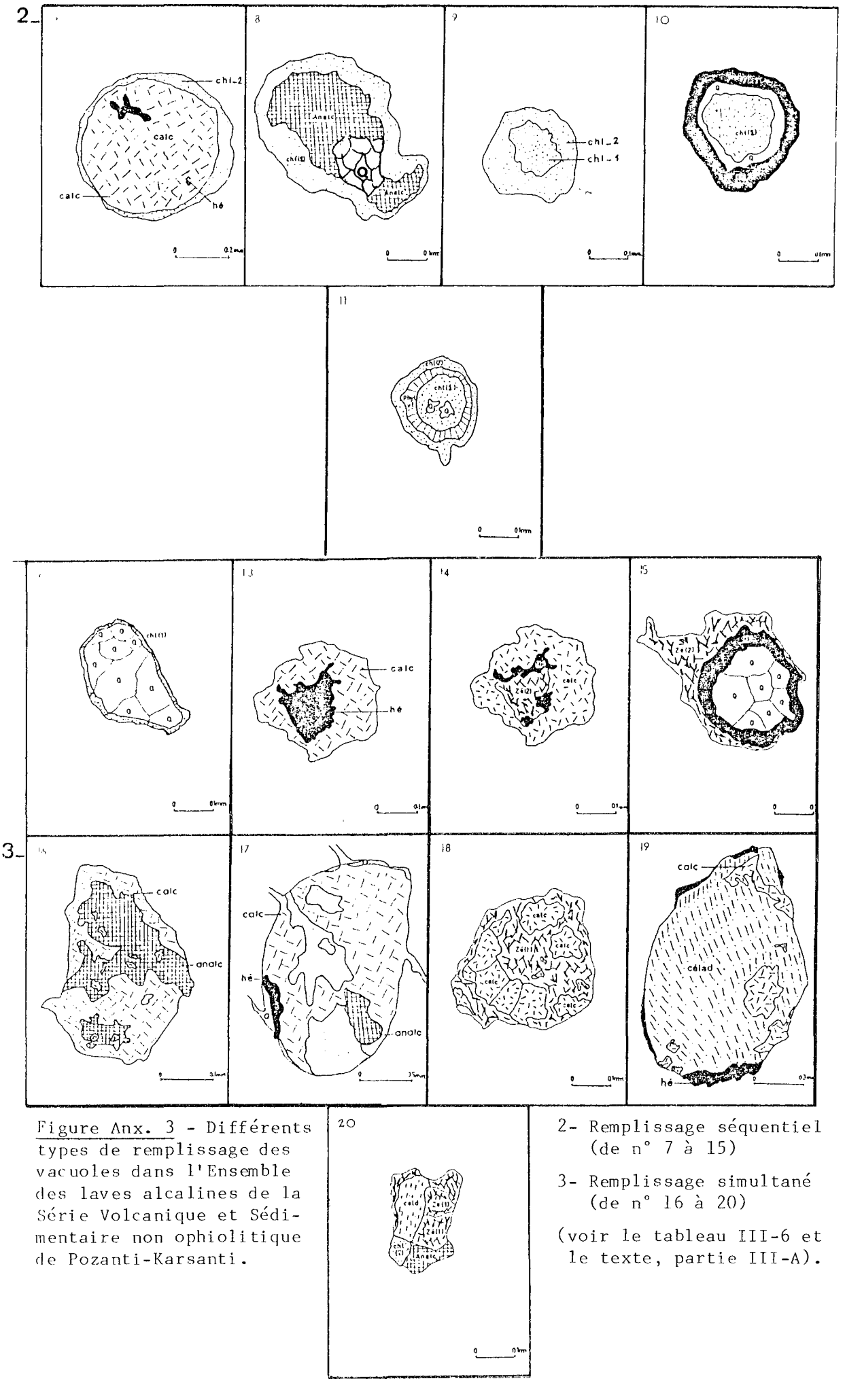


Figure Anx. 3 - Différents types de remplissage des vacuoles dans l'Ensemble des laves alcalines de la Série Volcanique et Sédimentaire non ophiolitique de Pozanti-Karsanti.

2- Remplissage séquentiel (de n° 7 à 15)

3- Remplissage simultané (de n° 16 à 20)

(voir le tableau III-6 et le texte, partie III-A).

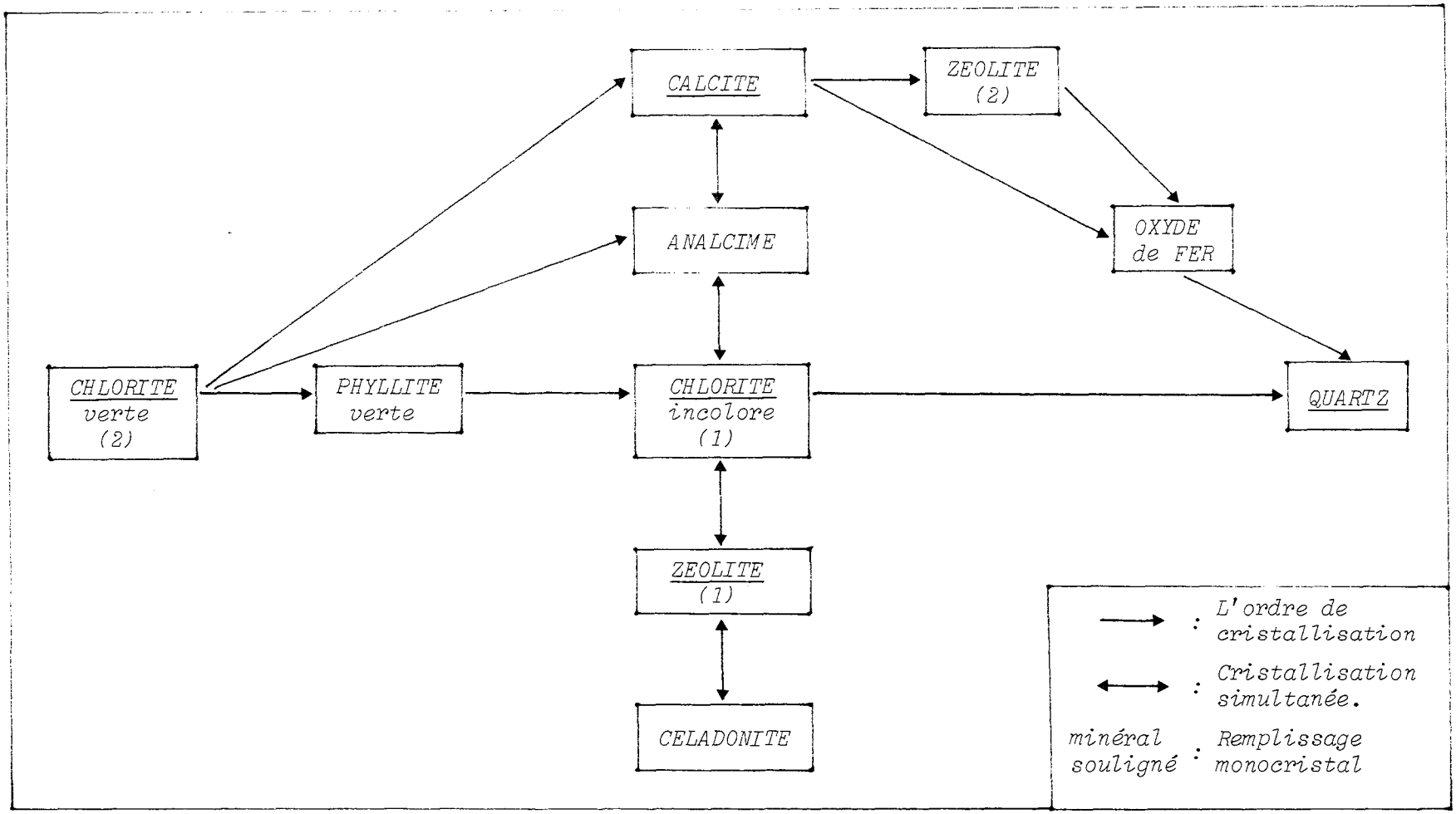


TABLEAU Anx. 5 - Ordre de cristallisation des minéraux secondaires remplissant les vacuoles dans l'Ensemble des Roches Volcaniques vacuolaires de la Série volcanique et sédimentaire Alcaline non Ophiolitique.

Plus la calcite se développe, plus la formation de zéolite (2) sodique et de chlorite verte (2) diminue. Inversement la zéolite (1) calcique, peut être associée largement à la calcite.
Donc, le développement de la calcite et la quasi-absence de la zéolite (2) sodique, sont dûs à des conditions de haute activité de CO_2, (Bass et al. 1973, Scarfe et Muehlenbachs 1977, Scheidegger et Stakes 1977, 1980, Mevel 1980, Pritchard 1980 et Scarfe 1980), ainsi qu'à des conditions de haute pression de CO_2 dans la solution (Thompson 1971 et Mevel 1980). L'augmentation de CO_2 provoque la diminution du développement de zéolite (2) sodique. Simultanément l'enrichissement de la solution en potasse entraîne le développement de la céladonite (Scarfe 1980). Ainsi, la calcite pourrait-elle coexister avec la céladonite.

En conclusion, le développement de ces minéraux remplissant les vacuoles, ainsi que les microfractures qui alimentent se fait dans un environnement hydrothermal à faible température ($\sim$100° C) ; (Walker 1960, Senderov 1965, Seki 1966, Miyashiro et Shido 1970, Sukheswala et al. 1974, Scarfe et Muehlenbachs 1977, Mevel 1980 et Scarfe 1980) ; à l'exception de la chlorite verte (2), plus magnésienne, qui implique des températures plus élevées. Il est probable - dans notre cas - que la chlorite verte (2), toujours en relation avec la transformation du verre et avec la pseudomorphose (type 2) d'olivines intratelluriques, soit d'origine deutérique.

ANNEXE n° IV - 2) - PHENOMENE de la PALAGONITISATION

La palagonitisation du verre basaltique est fortement développée dans les fragments du verre, contenus dans les brèches volcaniques polygéniques (v. ch. A-VI-1, Partie III-A). Elle est peu importante dans les basaltes alcalins s.s. de la série étudiée.

La palagonite de couleur variable (brun-verdâtre clair à brun foncé), est issue de l'altération du verre basaltique en milieu aquatique. Sa formation est souvent contrôlée par une structure cristalline ; probablement par celle des argiles, comme Pritchard et al. (1979) l'ont démontrée expérimentalement. Le processus de la palagonitisation dépend à la fois de la composition chimique du verre et de la température (Bonatti 1965, Moore 1966, Hay et Iijima 1968 a, Jakobsson 1972 et Furnes 1975). En effet, la couleur de la palagonite dépend de la température (Furnes 1975). Lorsque la température est légèrement supérieure à 90° C, la couleur devient intensément foncée (Tomasson et Kristmansdottir 1972 et Furnes 1975).
Ceci se rencontre dans les verres palagonitisés des basaltes alcalins s.s. Si la température est nettement inférieure à 90° C, la couleur devient très claire (Hay et Iijima 1968 a, b, Iijima et Harada 1969, Stokes 1971, Jakobsson 1972, Furnes 1975, Pritchard et al. 1979). Ce cas se rencontre uniquement dans les fragments de verre des brèches, où la palagonite montre localement une faible zonation dans la couleur. Cette zonation est très probablement due à la fluctuation de la température.
Quelques minéraux d'origine hydrothermale, tels que la zéolite et les phyllites vertes, sont souvent associés aux palagonites dans certains basaltes alcalins s.s. Etant donné la similitude d'origine, cette association est sans doute possible (Hay et Iijima 1968 a, b, Jakobsson 1972, Pritchard et al. 1979).

En fait, d'après ses travaux expérimentaux, Furnes (1975) a conclu que le processus de la palagonitisation peut se déclencher à n'importe quel moment, à condition que le verre soit situé dans un environnement aqueux.

Les observations montrent que, la palagonitisation entraîne une augmentation de H_2O, TiO_2, FeO *et* K_2O *et une diminution de* SiO_2, Al_2O_3, CaO, MgO *et* Na_2O *dans la composition du verre (Scarfe et Smith*

1977, Mevel 1980 et Scarfe 1980), comme le montre la palagonite appartenant à la série volcanique alcaline étudiée(1). *Par contre, la palagonitisation dans les basaltes océaniques, ne modifie pas les teneurs en* Al_2O_3, TiO_2 *et FeO (Juteau et al. 1979).*

---

(1) L'étude chimique des palagonites de la série en question est actuellement en cours, elle sera publiée ultérieurement.

ANNEXE n° IV - 3) - PSEUDOMORPHOSE des OLIVINES INTRATELLURIQUES

Les olivines intratelluriques dans les roches volcaniques étudiées sont quasi-totalement pseudomorphosées en grande partie en calcite et iddingsite et dans une plus faible proportion en chlorite verte (2).
Il existe deux types de pseudomorphoses :

1er type : Pseumorphose en calcite et iddingsite

Ce type est très développé dans les ankaramites, dans les basaltes alcalins ankaramitiques, dans la plupart des basaltes alcalins s.s. et laves intermédiaires de la série étudiée.

Il est aussi souvent rencontré dans les olivines d'autres séries alcalines, entre autres : la série alcaline

- *de "Hawaî" (Mc Donald et Katsura 1964),*
- *de Pise-Livourne en Italie (Crivelli 1976),*
- *de Nappes d'Antalya en Turquie (Juteau 1975),*
- *de "Basin Range Province" en U.S.A. (Leeman et Rogers 1970),*
- *de "The Nandewar Volcano" en Australie (Abbott 1969),*
- *et enfin de l'Ouest d'Othris en Grèce (Courtin 1979, Lapierre et al., à paraître).*

La calcite provenant de la pseudomorphose est fortement ferrifère faiblement magnésienne. Ce caractère est très fréquent (Humphris et al. 1980).
L'iddingsite, associée à la calcite, est un minéral assez complexe constitué d'un mélange d'oxyde de fer et de phyllosilicates (Brown et Stephen 1959, Gay et LeMaître 1961 et Fawcett 1966). Plus précisément, il s'agirait d'un mélange de goethite et de montmorillonite (Juteau et al. 1979).
La calcitisation et l'iddingsitisation des olivines sont, sans doute, dues à une activité importante de H_2O et de CO_2 (Scheidegger et Stakes 1977).

2ème type : Pseudomorphose en chlorite verte (2) uniquement

Ce type, très rarement fréquent, n'est observé que dans quelques basaltes alcalins ankaramitiques, et dans les basaltes alcalins s.s. où la calcitisation est pratiquement nulle. Dans ces basaltes alcalins s.s. le développement des amphiboles, ainsi que celui de la dévitrification du verre en chlorites, sont très importants. Les fluides sont donc particulièrement pauvres en CO_2 et riches en H_2O.

La chlorite (2), identique à celle remplissant les vacuoles, est associée à de très petites quantités de phyllites vertes.

Les produits de ces deux types, sont très souvent accompagnés de magnétites symplectitiques associées également à un peu de sphène. La formation de ces magnétites est due à une altération à haute température dans les stades assez précoces (Muir et al. 1957, LeMaître 1962, Haggerty et Baker 1967).

La pseudomorphose (type 2) des olivines en chlorite verte (2) associée ou non à des magnétites se produit très probablement dans des stades assez précoces, avant et/ou pendant l'éruption. En effet, la cristallisation de cette chlorite, plutôt magnésienne, nécessite une température assez élevée (Altération deutérique(1)) (Haggerty et Baker 1967).

La pseudomorphose (type 1) des olivines en calcite et en iddingsite peut se produire tardivement à de faibles températures et peut être reliée à la circulation d'eau dans la roche déjà refroidie (Altération hydrothermale) (Smith 1961, Baker et Haggerty 1967, Haggerty et Baker 1967, Wilkinson 1974 et Mevel 1980).
La quasi-absence de produits magnésiens dans ce type 1 peut être due à un lessivage du Mg des olivines, simplement par action de l'eau circulant dans la roche pendant l'altération des olivines (Hart 1970, Thompson 1973).

En résumé, il existe donc deux types d'altération :

. le premier, nettement deutérique, implique la formation de la chlorite verte (2) et de la magnétite symplectitique juste avant et/ou pendant l'éruption lorsque la roche n'est pas encore refroidie.

. le second, succédant au premier, est certainement hydrothermal. L'olivine non ou partiellement altérée deutériquement, se transforme donc : soit totalement en calcite si le fluide est riche en CO_2, soit en iddingsite si le fluide est riche en H_2O, soit un mélange de ces deux produits.

Quels que soient les types d'altération, les magnétites symplectitiques, après le stade de réduction (R) causant la formation de la calcite, sont

---

(1) Le terme d'altération deutérique est, ici, utilisé dans le sens proposé par Sederholm (1929) : "il s'agit des altérations qui se produisent au moment de la solidification du magma".

oxydées en hématite dans les stades oxydants (O) ; contemporains à la cristallisation de l'oxyde de fer dans les vacuoles, ainsi qu'à l'hématisation de la mésostase (v. Tabl. III-6, partie III-A).

REMARQUE : A propos de la calcitisation des olivines intratelluriques, Irving et Wyllie (1973, 1975), Wyllie et Huang (1976), Brey et Green (1976) et Newton et Sharp (1975), ont proposé une autre hypothèse qui est la suivante :

"La calcitisation se fait dans le réservoir magmatique grâce au CO_2 libéré du fait de la décarbonatation du manteau supérieur. Ce CO_2 est ensuite emmagasiné sous forme de carbonates dans les conditions normales de 'géotherme' suivant la réaction :

$$Mg_2\ SiO_4 + CO_2 \rightleftharpoons Mg\ CO_3 + Mg\ SiO_3$$ "

Cette hypothèse n'est pas applicable à notre cas, en raison de la composition plus ferrifère de cette calcite. L'hypothèse concernant l'altération hydrothermale est donc retenue pour notre cas.

BIBLIOGRAPHIE

ABBOT M.J. (1969) - Petrology of the Nandewar Volcano NSW Australia. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 20, pp. 115-134.

ABBOTTS I.L. (1981) - Masirah (OMAN) Ophiolite sheeted dykes and pillow lavas : geochemical evidence of the former ocean ridge environment. *Lithos*, vol. 14, pp. 283-294.

ABDUSSELAMOGLU S. (1962) - Kayseri-Adana dogu toroslar bölgesinin jeolojisi hakkinda rapor. M.T.A. Enst., Derleme n° 3264, Ankara, (non publ.).

ACKERMAND D. et RAASE P. (1973) - Coexisting zoisite and clinozoisite in Biotite Schists from the Hohe Tavern, Austria. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 42, pp. 333-341.

ADIB D. et PAMIC J. (1980) - Rodingites from the Southeastern parts of the Neyriz Ophiolite Complex in the Zagros Range, Iran. *Archives des Sciences*, vol. 33, fasc. 2-3, pp. 281-290.

AKELLA J. et BOYD F.R. (1973) - Partitioning of Ti and Al between coexisting silicates, oxides and liquids. *Proc. Fourth Lun Conf. Geochim. Cosmochim. Acta*, suppl. 4, vol. 1, pp. 1049-1059.

ALBEE A.L. et CHODOS A.A. (1970) - Microprobe in investigations on Apollo 11 samples. *Geochimi. Cosmochim. Acta*, vol. 1, pp. 135-158.

ALLEN C.R. (1976) - The petrology of a portion of the Troodos Plutonic Complex, Cyprus. Thèse Ph. D. Cambridge.

ANDERSON T.F., DONNELLY T.N., DREVER J.I., ESLINGER E., GIESKES J.M., KASTNER M., LAWRENCE J.R. et PERRY E.A. (1976) - Geochemistry and diagenesis of deep-sea sediments from leg 35 of the Deep Sea Drilling Project. *Nature*, vol. 261, pp. 473-476.

ANDREWS A.J. (1977) - Low Temperature fluid alteration of oceanic layer 2 basalts DSDP Leg 37. *Can J. Earth Sci.*, vol. 14, pp. 911-926.

AOKI K. (1959) - Petrology of alkali rocks of the Iki Island and Higashi Matsuura district, Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rept. Ser. III*, 6, pp. 261-310.

AOKI K. (1962) - The clinopyroxenes of the Otaki dolerite sill. *J. Japan. Ass. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 47, pp. 41-45.

AOKI K. (1963) - The Kaersutites and Oxykaersutites from Alkalic Rocks of Japan and Surrounding Areas. *Journ. Petrol.*, vol. 4, n° 2, pp. 198-210.

AOKI K. (1964) - Clinopyroxenes from Alkaline rocks of Japan. *Amer. Min.*, vol. 49, pp. 1199-1223.

AOKI K.I. (1970) - Petrology of Kaersutite-bearing ultramafic and mafic inclusions in Iki Island, Japan. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 25, pp. 270-283.

AOKI K. et MARSUMOTO H. (1959) - On Kaersutite from the Iki Island Nagasaki Prefecture. *Journ. Jap. Ass. Mineralog.*, vol. 43, pp. 248-253.

AUGUSTITHIS S.S. (1978) - Atlas of the Textural patterns of basalts and their genetic significance. Els. Sc. Pub. Company Amst. Oxford-New York, 323 p.

AUMAITRE R. et BUFFET G. (1974) - Minéralogie, pétrographie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du Massif des Ecrins-Pelvous (Alpes Françaises Occidentales). Thèse de 3ème Cycle, Grenoble, 301 p.

AUMENTO F. et LOUBAT H. (1971) - The Mid-Atlantic Ridge near 45°N. XVI - Serpentinized ultramafic intrusions. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 8, pp. 631-663.

AYUSO R.A., BENCE A.E. et TAYLOR S.R. (1976) - Upper Jurassic Tholéiitic basalts from DSDP Leg 11. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 81, n° 23, pp. 4305-4325.

BAILEY D.K. (1974) - Continental rifting and alkaline magmatism. In "ed. Sorenson (H), the alkaline rocks", pp. 148-159.

BAILEY D.K. et SCHAIRER J.F. (1964) - Feldspar-liquid equilibria in peralkaline liquids - the orthoclase effect. *Amer. J. Sci.*, vol. 262, pp. 1198-1206.

BAILEY E.B. et THOMAS (1924) - Tertiary and post-tertiary geology of Mull, Loch Aline, and Oban. Mem. Geol. Surv. Scotland, 445 p.

BAKER I. (1969) - Petrology of the volcanic rocks of St Helena Island, South Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 80, p. 1283.

BAKER L. et HAGGERTY S.E. (1967) - The alteration of Olivine in Basaltic and associated lavas. Post. II, Intermediate and low temperature alteration. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 16, pp. 258-273.

BAKER P.E. (1968) - Comparative volcanology of the Atlantic island arcs. *Bull. Volcanol.*, vol. 32, pp. 189-206.

BAKER P.E., GASS I.G., HARRIS P.G. et LEMAITRE R.W. (1964) - The volcanological report of the Royal Society expedition of Tristan da Cunha. *Phil. Trans. Roy. Soc., London*, vol. 256, p. 439.

BANNO S. (1959) - Aegerinangites from crystalline schists in Sikoku. *Geol. Soc. Jap. Journ.*, vol. 65, pp. 652-657.

BARAGAR W.R.A., PLANT A.G., PRINGLE G.J. et SCHAU M. (1977) - Petrology and alteration of selected units of Mid-Atlantic Ridge basalts sampled from sites 332 and 335 DSDP. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 14, pp. 837-874.

BARBERI F., BIZOUARD H. et VARET J. (1971) - Nature of the clinopyroxene and iron enrichment in Alkalic and transitional basaltic magmas. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 33, pp. 93-107.

BARBERI F., FERRARA G., SANTACROCE R., TREUIL M. et VARET J. (1975) - A transitional Basalt-Pantellerite sequence of Fractional Crystallization the Boina Centre (Afar Rift Ethiopie). *Journ. Petrol.*, vol. 16, n° 1, pp. 22-56.

BARNES V.E. (1930) - Changes in hornblende at 800° C. *Amer. Min.*, vol. 15, pp. 393-417.

BARNES I. et O'NEIL J.R. (1969) - The relationship between fluides in some fresh Alpine - Type Ultra-mafics and possible modern serpentinization, Western United States. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 80, pp. 1947-1960.

BAROZ F. (1979) - Etude géologique dans le Pendadaktylos et la Mésaoria (Chypre Septentrionale). Thèse d'Etat, Univ. Nancy I, Tome 1 : 434 p., Tome 2 : 365 p.

BASS M.N. (1971) - Variable abyssal basalt population and their relation to sea-floor spreading rates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 11, pp. 18-22.

BASS M.N. (1973) - Occurence of transitional abyssal basalts. *Lithos 5*, pp. 57-67.

BASS M.N. (1976) - Secondary minerals in oceanic basalt, with special reference to Leg 34, DSDP. In "Hart RS, Yeats SR et al. Initial Reports of DSDP, vol. 34, Wash., pp. 393-432.

BASS M.N., MOBERLY R., RHODES J.M., SHIH C. et CHURCH S.E. (1973) - Volcanic rocks cored in the central Pacific Leg 17 DSDP. In DSDP U.S. Govt. Prtg. Off. 17, pp. 429-503.

BAXTER A.N. (1975) - K/Rb ratios in some volcanic rocks from Mauritius, Indian Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 39, n° 11, pp. 1573-1576.

BAYLY A. (1976) - Introduction à la Petrologie. Masson Paris, 356 p.

BEBIEN J. (1972) - Teneurs en TiO_2 des roches volcaniques. Comparaison de volcanismes actuels et ophiolitiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 275, série D, pp. 1967-1970.

BEBIEN J. (1980) - Magmatismes basiques dits "orogéniques" et "anorogéniques" et teneurs en TiO_2 : Les Associations "isotitanées" et "anisotitanées". *Journ. of Volcanology and Geothermal Res.*, vol. 8, pp. 337-342.

BEBIEN J. (1982) - L'association ignée de Guévguéli (Macédoine Grecque). Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse d'Etat, Univ. Nancy I, 467 p.

BEBIEN J., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., PAUPY A. et ROCCI G. (1975) - The role of hypabyssal magmatic rocks in our understanding of ophiolite models. *Pétrologie*, t. I, n° 2, pp. 157-168.

BECCALUVA L., VENTURELLI G. et ZANZUCCHI G. (1975) - Dati geologici e geochimici sui basalti di associazone ofiolitice dell'Appennino ligure-emiliano. *Ateneo Parmense, Acta Nat. II*, pp. 789-802.

BECCALUVA L., MACCIOTA G. et VENTUELLI G. (1976) - Differenziazione e caratteri geochimici delle vulcaniti basaltiche oceaniche dell'Appennino ligure-emiliano. *Ofioliti*, vol. 1, pp. 33-65.

BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et VENTURELLI G. (1977) - The trace element geochemistry of Corsican Ophiolites. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 64, pp. 11-31.

BECCALUVA L., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1979) - Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites - application to some ophiolites. *Canad. J. Earth. Sci.*, vol. 16, n° 9, pp. 1874-1882.

BECHON F. (1979) - Etude minéralogique et géochimique de quelques laves de Mamonia (Chypre Occidentale). D.E.A. rapport de stage, Univ. Nancy I, 47 p.

BELYANKIN D.S. et PETROV V.P. (1941) - On Hibschite and plazolite. *Doklady. Acad. Sci. USSR*, vol. 32, 66 p.

BENCE A.E. (1966) - The differenciation history of the earth by rubidium-strontium isotopic relationships. Fourteenth Annual Progress Reports for 1966, pp. 35-78.

BENCE A.E. et PAPIKE J.J. (1973 a) - Petrology of basalts from Leg 15 of the D.S.D.P. : The central Carribean. *Eos Trans. AGU*, vol. 54, pp. 996-998.

BENCE A.E. et PAPIKE J.J. (1973 b) - Petrology of basalts from Leg 17 of the D.S.D.P. : Central Pacific basin. *Eos Trans. AGU*, vol. 54, pp. 998-1001.

BENCE A.E., CAMERON K. et PAPIKE J.J. (1970) - Sector zoning in calcic clinopyroxenes. *Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 52, p. 435.

BENCE A.E., PAPIKE J.J. et AYUSO R.A. (1975) - Petrology of submarine basalts from the Central Carribean, DSDP Leg 15, *Journ. Geophys. Res. 80*, pp. 4775-4804.

BENCE A.E., PAPIKE J.J. et AYUSO R.A. (1976) - Petrology of submarine basalts from the central Caribean : DSDP Leg 15, *Journ. Geophys. Res.*, vol. 80, p. 4775.

BENCE A.E., BAYLISS C.M., BENDER J.F. et GROVE T.L. (1979) - Controls of the major minor-element chemistry of mid-ocean ridge basalts and glasses. In "S. Talwani et al. editors". Deep Drilling Results in Atlantic ocean : Ocean Crust. Am. Geophys. Union (Maurice Ewing Series), vol. 2, pp. 331-341.

BENDER J.F., HODGES F.N. et BENCE A.E. (1978) - Petrogenesis of basalts from the Project FAMOUS area : experimental study from 0 to 15 Kb. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 41, n° 3, pp. 277-303.

BENSON W.N. (1926) - The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. Mem. Nat. Acad. Sci. Wash., vol. 19/1.

BENSON W.N. et TURNER F.J. (1940) - Mugearites in the Dunedin district. Royal. Soc. *New Zealand Trans.* ; vol. 70, pp. 188-199.

BERGER E. (1977) - Sur l'existence et l'origine de deux séries magmatiques alcalines dans le secteur des Boutières (Velay Oriental, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 285, série D, pp. 127-130.

BERGOUGNAN H. (1975 a) - Présence de trois unités charriées à la bordure sud des Pontides, dans le Haut-Kelkit. Ages et sens de mises en place. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 280, série D, pp. 2199-2201.

BERGOUGNAN H. (1975 b) - Dispositif des ophiolites N-E Anatoliennes, origine des nappes ophiolitiques et sud-pontiques. Jeu de la faille N-anatolienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 281, série D, pp. 107-110.

BERGOUGNAN H. (1976) - Structure de la chaîne pontique dans le Haut-Kelkit (NE de l'Anatolie). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t. XVIII (7), n° 3, pp. 675-686.

BERLIN R. et HENDERSON C.M.B. (1969) - The distribution of Sr and Ba between the alkali feldspar, plagioclase and groundmass phases of porphyrite trachytes and phonolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 33, pp. 247-255.

BERMAN H. (1937) - Constitution and classification of natural silicates. *Amer. Min.*, vol. 22, pp. 333-415.

BERTRAND J. et SARP H. (1976) - Sur la présence de vuagnatite dans un gabbro ophiolitique du Guatémala. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, vol. 56, pp. 540-544.

BERTRAND J. et VUAGNAT M. (1980) - Inclusions in the serpentinite melange of the Motagna Fault Zone, Guatemala. *Archives des Sciences*, vol. 33, fasc. 2-3, pp. 320-335.

BERTRAND J., ECONOMOU C. et SKOUNAKIS S. (1980) - Rodingites et autres inclusions du complexe ophiolitique de l'Eubée Centrale (Grèce) : Région Mont-Kandyli - Col d'Aghios - Pagonda. *Archives des Sciences*, vol. 33, fasc. 2-3, pp. 225-255.

BERTRAND J., COURTIN B. et VUAGNAT M. (1982) - Elaboration d'un secteur de Lithosphère océanique Liguro - Piemontais d'après les données de l'ophiolite du Montgenèvre (Hautes Alpes, France et province de Turin, Italie). *Ofioliti*, vol. 2/3, pp. 155-196.

BESSON M. et 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. Minéral. Cristallogr.*, vol. 97, pp. 445-449.

BICKLE M.J. et PEARCE J.A. (1975) - Oceanic Mafic Rocks in the Eastern Alpes. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 49, pp. 177-189.

BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et le PICHON X. (1976) - La genèse de la Méditerranée. *Recherche*, vol. 7, n° 71, pp. 811-822.

BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977) - From the Tethys ocean to the Mediterranean seas : a plate tectonic model of the évolution of the western alpine system. In "Intern. Symp. on the structural history of the Mediterranean basins". Split, oct. 1976, Eds. Biju-Duval B. et D. Montadert. Technip, Paris pp. 143-164.

BINGOL A.F. (1978) - Pétrologie du massif ophiolitique de Pozanti-Karsanti (Taurus-Cilicien - Turquie). Etude de la partie orientale. Thèse de Spécialité. Univ. Strasbourg, 227 p.

BINGOL A.F. et JUTEAU Th. (1977) - Mise en evidence d'une discordance entre tectonites et cumulats dans le Massif Ophiolitique de Karsanti (Chaîne du Taurus, Turquie). 5ème R.A.S.T., Rennes, p. 76.

BINNS R.A. (1962) - Metamorphic pyroxenes from the Broken Hill district, New South Wales. *Mineral. Mag.*, vol. 33, pp. 320-338.

BINNS R.A. (1965) - The Mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Wales. Part I - Hornblendes. *Mineral. Mag.*, vol. 35, n° 270, pp. 306-327.

BINNS R.A., DUGGAN M.B. et WILKINSON J.F.G. (1970) - High pressure megacrysts in alkaline Lavas from mortheastern New South Wales. *Amer. J. Sci.*, vol. 269, pp. 132-158.

BIRD D.K. et HELGESON H.C. (1981) - Chemical interaction of aqueous solutions with epidote - feldspar mineral assemblages in geologic systems. II - Equilibrium constraints in metamorphic/geothermal processes. *Amer. J. Sci.*, vol. 281, n° 5, pp. 576-614.

BISCHOFF J.L. et DICKSON F.W. (1975) - Seawater-basalts interaction at 200° C and 500 bars : implications for origin of seafloor heavy metal deposits and regulation of seawater chemistry. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 25, pp. 385-397.

BIZOUARD H., BARBERI F. et VARET J. (1976) - Minéralogie de séries volcaniques axiales de l'Afar : précisions sur les processus et les conditions de fractionnement des magmas basaltiques dans les zones en accrétion. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t. 18, n° 4, pp. 837-840.

BIZOUARD H., BARBERI F. et VARET J. (1980) - Mineralogy and Petrology of Erta Ale and Boina Volcanic Series, Afar Rift Ethiopia. *Journ. Petrol.*, vol. 21, n° 2, pp. 401-436.

BLANCHARD D.P., RHODES J.M., DUNGAN M.A., RODGERS K.V., DONALSON C.H., BRANNON J.C., JACOBS J.W. et GIBSON E.K. (1976) - The chemistry and petrology of basalts from Leg 37 of the DSDP. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 81, pp. 4231-4246.

BLOXAM J.W. et LEWIS A.D. (1972) - Ti, Zr and Cr in some British pillow lavas and their petrogenetic affinities. *Nature Phys. Sci.*, vol. 237, pp. 134-136.

BLUMENTHAL M.M. (1941) - Un aperçu de la géologie du Taurus dans les Vilayets du Niğde et d'Adana. *M.T.A. Enst. Publ.*, série B, n° 6, 95 p.

BLUMENTHAL M.M. (1946) - Der Karanfil Dag, ein markantes Baughied des cilicischen Taurus. *M.T.A. Enst. Bull. Ankara*, n° 2, pp. 273-286.

BLUMENTHAL M.M. (1947) - Das paläzoische Fenster von Belemedik und sein mesoïscher Kalkrahmen. *M.T.A. Enst. Bull. Ankara*, série D, n° 3, pp. 47-93 (en allemand et en turc).

BLUMENTHAL M.M. (1949) - Les lambeaux de recouvrement du Taurus Occidental. *Türkiye, Jeol. Kur. Bull. Ankara*, vol. 2, n° 1, pp. 31-40.

BLUMENTHAL M.M. (1952) - Das Taurische Hochgebirge des Aladag, neuere Forschungen zu seiner Geographie, Stratigraphie und Tektonik. *M.T.A. Enst. Bull. Ankara*, série D, n° 6, 136 p.

BLUMENTHAL M.M. (1955) - Geologie des Holen Bolkardag seiner nordlicher Rondgebiete und westlichen Auslaufer. *M.T.A. Enst. Bull. Ankara*, série D, n° 7, 169 p.

BLUMENTHAL M.M. (1960-63) - Le système structural du Taurus sud Anatolien. In "livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot". Mémoire hors-série Soc. Géol. Fr., tome II, pp. 611-661.

BOESEN R.S. (1964) - The clinopyroxenes of a monzonitic complex at Mount Dromedary, New South Wales. *Amer. Min.*, vol. 49, pp. 1435-1457.

BOLLINGER C. et SEMET M. (1980) - Chemical Zonation of Plagioclase phenocrysts from Leg 51-52 and 53 Basalts. In "Initial reports of D.S.D.P., vol. 51-52-53, part II, pp. 1055-1062.

BONATTI E., HONNOREZ J., KIRST P. et RADICATI F. (1975) - Metagabbros from the mid-Atlantic ridge at 66° N : contact hydrothermal dynamic metamorphism beneath the axial valley. *Journ. Geol. 83*, pp. 61-78.

BONNICHSEN B. (1969) - Metamorphic pyroxenes and amphiboles in the Biwabik Iron Formation, Dunka River area, Minnesota. *Min. Soc. America. Spec. paper 2*, pp. 217-239.

BORCHERT H. (1959) - Das Ophiolitgebiet von Pozanti und seine Chromierzlagerstaetten (Pozanti ofiolitik bölgesi ve krom yataklari). *M.T.A. Enst. Bull. Ankara*, n° 104, 70 p.

BOTTINGA Y., KUDO A. et WEILL D. (1966) - Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase. *Amer. Min.*, vol. 51, pp. 792-806.

BOUDIER F. et COLEMAN R.G. (1981) - Cross section through the peridotite in the Semail Ophiolite, SE Oman Moutains. *Journ. Geophys. Res. 86*, pp. 2573-2592.

BOUGAULT H. (1980) - Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. Thèse Doctorat d'Etat. Univ. Paris VI, 221 p.

BOUGAULT H. et HEKINIAN R. (1974) - Rift valley in the Atlantic Ocean near 36° 50' N : Petrology and geochemistry of basaltic rocks. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 24, pp. 249-261.

BOUGAULT H., TREUIL M. et JORON J.L. (1979 a) - Trace elements in basalts from 23° N and 36° N in the Atlantic Ocean : fractional crystallization, partial melting and heterogeneity of the upper mantle. In "Initial Reports of D.S.D.P.", vol. XLV, pp. 493-506.

BOUGAULT H., CAMBON P., JORON L. et TREUIL M. (1979 b) - Trace elements : Fractional Crystallization and partial melting processes, heterogeneity of upper mantle material. In "Initial Reports of D.S.D.P.", vol. XLVI, pp. 247-252.

BOWEN N.L. (1945) - Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of the alkaline rocks. *Amer. J. Sci. Daly*, vol. 243 - A, pp. 75-89.

BOYD F.R. (1959) - Hydrothermal investigations of amphiboles. Researches in geochemistry, Wiley-Sons, New York, pp. 377-396.

BOYD F.R. et ENGLAND J.L. (1963) - Some effects of pressure on phase relations in the system MgO - Al_2O_3 - SiO_2. In "Carnegie Inst. Wash.", vol. 62, pp. 121-124.

BOYD F.R. et SMITH D. (1971) - Compositional zoning in pyroxenes from lunar rock 12021. Oceanus Procellarum. *Journ. Petrol.*, vol. 12, pp. 439-464.

BREY G.P. et GREEN D.H. (1976) - Solubility of CO_2 in Olivine Melilitite at high pressures and role of CO_2 in the Earth's upper mantle. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 55/2, pp. 217-230.

BROWN G.M. (1967) - Mineralogy of basaltic rocks. In "Basalts ed. Hess-Poldewart", vol. 1, pp. 103-162.

BROWN G.M. et VINCENT E.A. (1963) - Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion east Groenland. *Journ. Petrol.*, vol. 4, p. 2, pp. 175-197.

BROWN G.M., HOLLAND J.G., SIGURDSSON H., TOMBLIN J.F. et ARCULUS R.J. (1977) - Geochemistry of the lesser Antilles volcanic island arc. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 41, pp. 785-801.

BROWN G. et STEPHEN I. (1959) - A structural study of iddingsite from New South Wales, Australia. *Amer. Min.*, vol. 44, p. 251.

BROWN F.H. et CARMICHAEL I.S.E. (1969) - The quaternary Volcanoes of the Lake Rudolph Region. I - The basanite-tephrite series of the Korath Range. *Lithos*, vol. 2, pp. 239-260.

BROWN W.L., MACAUDIERE J., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1980) - Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Haris, Scotland : textural and compositional changes in plagioclase. *Journ. Structural Geology*, vol. 2, n° 1/2, pp. 281-287.

BRUNN J.H. (1961) - Sutures ophiolitiques. Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. 14, fasc. 2, pp. 81-96.

BRYAN W.B. (1972 a) - Textural and mineralogical relations of basalts from sites 100 and 105. Reprinted from Hollister - Ewing et all. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XI, n° 29, pp. 873-876.

BRYAN W.B. (1972 b) - Morphology of Quench Crystal in submarine basalts. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 77, n° 29, pp. 5812- 5819.

BRYAN W.B. (1974) - Fe-Mg relationships in sector-zoned submarine basalt plagioclase. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 24, pp. 157-165.

BRYAN W.B. (1979) - Regional variation and petrogenesis of basalt Glasses from the FAMOUS Area, Mid Atlantic Ridge. *Journ. Petrol.*, vol. 20, n° 2, pp. 293-326.

BRYAN W.B. et MOORE J.C. (1977) - Compositional variations of young basalts in the Mid Atlantic Ridge rift valley near 36°49'N. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 88, n° 4, pp. 556-570.

BRYAN W.B. et THOMPSON G. (1977) - Basalts from D.S.D.P. Leg 37 and the FAMOUS area : Compositional and Petrogenetic comparaisons. *Can. J. Earth. Sci.*, vol. 14, pp. 875-885.

BRYAN W.B., THOMPSON G., FREY F.A. et DICKEY J.S. (1976) - Inferred geologic settings and differenciation in basalts from the D.S.D.P. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 81, n° 23, pp. 4285-4304.

BUCKNER D.A., ROY D.M. et ROY R. (1960) - Studies in the System CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O; II - The System CaSi O_3H_2O. *Amer. J. Sci.*, vol. 258, n° 2, pp. 132-147.

BUNCH T.E. et LABORDE R. (1976) - Mineralogy and compositions of Selected basalts from D.S.D.P. Leg 34. In "Yeats R.S., Hart S.R. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 34, Wash (U.S. Government Printing Office), pp. 263-275.

BURNS R.G. (1966) - Origin of optical pleochroïsme in orthopyroxene. *Mineral. Mag.*, vol. 35, pp. 715-719.

BURNS R.G. (1970) - Mineralogical applications of crystal field theory. Cambridge Univ. Press. England.

BURNS R.G. et FYFE W.S. (1967) - Crystal field theory and the geochemistry of transition elements. In 'Researches in Geochemistry 2" ed. ABELSON P.H., New-York, Wiley and Sons.

BURNS R.G., CLARKE R.H. et FYFE W.S. (1964) - Chemistry of the earth's crust. Proc. Vernadsky Centen. Symp. 2, Vinogradov A.P., ed., pp. 88-106.

BUTLER J.R. et THOMPSON A.J. (1967) - Cadmium and zinc in some alkalic acidic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 31, p. 97.

BYERLY G.R. (1980) - The nature of differentiation trends in some volcanic rocks from the Galapagos spreading centre. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 85, pp. 3797-3810.

BYERLY G.R. et SINTON J.M. (1980) - Compositional Trends in natural basaltic glasses from deep sea drilling project Holes 417 D and 418 A. In "Initial Report of the Deep Sea Drilling Project", vol. 51-52-53, part II, pp. 957-972.

ÇAKIR U. (1978) - Pétrologie du Massif de Pozanti-Karsanti (Taurus Cilicien, Turquie). Etude de la partie centrale. Thèse Doctorat d'Ingénieur, Univ. Strasbourg, 251 p.

ÇAKIR U., JUTEAU Th. et WHITECHURCH H. (1977) - Découvertes de dykes de diabases tholéiitiques recoupant les amphibolites infra-péridotitiques du Massif de Karsanti. 5ème R.A.S.T., Rennes, p. 125.

ÇAKIR U., JUTEAU Th. et WHITECHURCH H. (1978) - Nouvelles preuves de l'écaillage intra-océanique précoce des ophiolites téthysiennes : les roches métamorphiques infra-péridotitiques du massif de Pozanti-Karsanti. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, t. XX, n° 1, pp. 61-70.

CAMPBELL I.H. et BORLEY G.D. (1974) - The geochemistry of pyroxenes from the Lower layered series of the Jimberlana Intrusion, Western Australia. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 47, pp. 281-297.

CANN J.R. (1969) - Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. *Journ. Petrol.*, vol. 10, n° 1, pp. 1-19.

CANN J.R. (1970) - Rb - Sr - Y - Zr and Ni in some ocean floor basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 10, n° 1, pp. 7-11.

CANN J.R. (1971) - Major element variations in ocean-floor basalts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 268, pp. 495-506.

CAPREDI S. et VENTURELLI G. (1980) - Clinopyroxenes from Mediterranean Ophiolitic metabasalts and their relation to the host rock chemistry. *Ofioliti*, vol. 5, n° 2/3, pp. 195-204.

CAPREDI S., VENTURELLI G., BOCCHI G., DOSTAL J., GARUTI G. et ROSSI A. (1980) - The geochemistry and petrogenesis of an Ophiolitic sequence from Pindos Greece. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 74, n° 2, pp. 189-200.

CARMICHAEL I.S.E. (1967) - The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Leucite Hills Wyoming. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 15, pp. 24-66.

CARMICHAEL I.S.E., NICHOLLS J. et SMITH A.L. (1970) - Silica activity in igneous rocks. *Amer. Min.*, vol. 55, pp. 246-263.

CARMICHAEL I.S.E., TURNER F.J. et VERHOOGEN J. (1974) - Igneous Petrology. Mc. Graw Hill, New-York.

CARR M.H. et TUREKIAN K.K. (1961) - The geochemistry of Cobalt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 23, pp. 9-60.

ÇATAKLI A.S. (1978) - Pétrographie et Géochimie des filons de la partie occidentale du massif ophiolitique de Pozanti-Karsanti (Turquie). 6ème R.A.S.T. Orsay, Paris. p. 94.

ÇATAKLI A.S., ROCCI G. et LAPIERRE H. (1977) - Nouvelles données pétrographiques et structurales sur l'assemblage ophiolitique et les roches associées de la partie occidentale du Massif de Pozanti (Turquie). 5ème R.A.S.T., Rennes, p. 139.

CAWTHORN R.G. (1976) - Some chemical controls on igneous amphibole compositions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 40, pp. 1319-1328.

CAWTHORN R.G., CURRAN E.B. et ARCULUS R.J. (1973) - A petrogenetic Model for the Origin of the Calc-alkaline suite of Grenada, Lesser Antilles. *Journ. Petrol.*, vol. 14, n° 2, pp. 327-337.

CAWTHORN R.G. et COLLERSON K.D. (1974) - The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *Amer. Min.*, vol. 59, pp. 1203-1208.

CAWTHORN R.G. et O'HARA M.J. (1976) - Amphibole fractionation in Calc-Alkaline magma genesis. *Amer. Sci.*, vol. 276, pp. 309-329.

CHAYES F. (1964) - The silica-alkali balance in basalts of the submarine ridges. Carnegie Inst. Wadh. Yr Book vol. 64, p. 155.

CHESNOKOV B.V. (1959) - Spectral absorption curves of certain minerals colored by titanium. Akad. Nank. SSSR Doklady, vol. 129 (résumé en anglais), pp. 1162-1163.

CHIKHAOUI M. (1981) - Les roches volcaniques de Protérozoïque supérieur de la chaîne Pan-Africaine (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des Iforos). Thèse d'Etat, Univ. Montpellier, 183 p.

CHURCH W.R. et COISH R.A. (1976) - Oceanic versus island arc origin of ophiolites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 3, pp. 8-14.

CHURCH W.R. et RICCIO L. (1977) - Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland : polycyclic cumulate sequences in ophiolites and their clarification. *Can. Earth Sci.*, vol. 14, n° 5, pp. 1156-1166.

CIVETTA L., FINO de M., GASPARINI P., GHIARA M.R., VOLPE La. L. et LIRER L. (1975) - Structural meaning of east-central Afar Volcanism (Ethiopie T.F.A.I.). *Journ. Geol.*, vol. 83, n° 3, pp. 363-373.

CLARK R.H. (1952) - The significance of flow structure in the microporphyritic olivine basalts of Arthur's Seat. *Geol. Soc. Edinburgh Trans.*, vol. 15, pp. 69-83.

CLARKE D.B. (1970) - Tertiary basalts of Baffin Bay : possible primary magma from the mantle. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 25, pp. 203-324.

CLARKE F.W. et WASHINGTON H.S. (1924) - The composition of the Earth's Crust. U.S. Geol. Surv. Profess. paper, vol. 124.

ÇOGULU E. (1967) - Etude pétrographique de la région de Mihaliccik (Turquie). *Bull. Suisse Min. Petrol.*, 47 (2), pp. 683-824.

COHEN L.H., ITO K. et KENNEDY G.C. (1967) - Melting and phase relations of an anhydrous natural basalt to 40 Kilobars. *Amer. Sci.*, vol. 265, p. 475.

COISH R.A. et CHURCH W.R. (1979) - Igneous geochemistry of Mafic Rocks in the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 70, n° 1, pp. 29-39.

COLEMAN R.G. (1966) - New Zealand serpentinites and associated metasomatic rocks. *New Zealand Geol. Survey Bull.*, vol. 76, pp. 1-102.

COLEMAN R.G. (1967) - Low-temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, n° 1247, pp. 1-49.

COLEMAN R.G. (1973) - Ophiolites in the earth's crust : A symposium, field excursions and cultural exhange in the U.S.S.R. *Geology*, vol. 7, pp. 51-54.

COLEMAN R.G. (1977) - Ophiolites : ancient oceanic lithosphère ? Berlin - New-York, Springer-Verlag, 229 p.

COMPSTON W., Mc DOUGALL I. et HEIER K.S. (1966) - Geochemical comparaison of the mesozoïc basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America and Tasmania. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 32, p. 129.

COOMBS D.S. (1963) - Trends and affinites of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside - olivine - silica diagram. *Mineralog. Soc. Amer. Spec. paper 1*, pp. 227-250.

COOMBS D.S. et LAUDER W.R. (1960) - Note on xonotlite from Acheron River, Mid-Canterbury. *New Zealand Journ. Geol. Geophys.*, vol. 3, pp. 72-74.

COOMBS D.S. et WILKINSON J.F.G. (1969) - Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from the East Otago Volcanic Province (New Zealand) and related rocks. *Journ. Petrol.*, vol. 10, pp. 440-501.

COOPER A.F. (1972) - Progressive metamorphism of the metabasic rocks from the Haast Schist group of southern New-Zealand. *Journ. Petrol.*, vol. 13, pp. 457-492.

CORLETT M. et RIBBE P.H. (1967) - Electron probe microanalysis of minor elements in plagioclase feldspars. *S.M.P.M.*, vol. 47, pp. 317-332.

COTTIN J.Y. (1982) - Sur l'origine des filons et lentilles de gabbros associés aux tectonites lherzolitiques de l'association ultramafique-mafique du Bracco (Apennin Ligure - Italie). *Ofioliti*, 2/3, pp. 231-232.

COURTIN B. (1979) - Etude géologique de la Région de Domokos (Grèce) : le front des zones internes et les massifs ophiolitiques d'Othrys Occidentale. Thèse 3ème cycle, Univ. Lille, 295 p.

COX K.G., BELL J.D. et PANKHURST R.J. (1980) - The interpretation of Igneous Rocks. George Allen - UNWIN LTD, 450 p.

CRIVELLI N. (1976) - Etude minéralogique et pétrographique des ophiolites situées dans les Provinces de Pise et Livourne. Thèse Genève, n° 1737.

CUCUZZA SILVESTRI S. (1963) - Proposal for a genetic classification of hyaloclastites. *Bull. Volcanol.*, vol. 25, pp. 315-321.

CURTIS C.D. (1964) - Application of the crystal field theory to the inclusions of trace-transition elements in minerals during magmatic differentiation. *Geochim. Cosmichim. Acta*, vol. 28, pp. 389-403.

CURTIS L.W. et GITTINS J. (1979) - Aluminous et titaniferous clinopyroxenes from regionally metamorphosed agpaitic rocks in Central Labrador. *Journ. Petrol.*, vol. 20, n° 1, pp. 165-186.

DAL PIAZ G.V. (1967) - Le "granatiti" (rodingiti l.s.) nelle serpentine delle Alpi occidentali italiane. *Mem. Soc. Geol. It.*, vol. 6, pp. 267-331.

DALY R.A. (1925) - The geology of Ascension Island. Proc. *Am. Acad. Arts. Sci.*, vol. 60, pp. 3-80.

DALY R.A. (1927) - The geology of Saint Helena Island. *Am. Acad. Arts. Sci.*, vol. 62, pp. 31-92.

DALY R.A. (1933) - Igneous rocks and the depths of the earth. New-York, Mc Graw Hill Book, 598 p.

DASCH E.J., HEDGE C.E. et DYMOND J. (1973) - Effect of sea water interaction on the strontium isotope composition of deep-sea basalts. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 19, pp. 177-183.

DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMANN J. (1962-63) - Rock forming minerals. Longman Green and Co Ltd, vol. 4 et 2.

DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMANN J. (1978) - Rock forming minerals. Single-Chain Silicates. Longman Group Limited, London, vol. 2A, 661 p.

DELANEY P.T. et POLLARD D.D. (1982) - Solidification of basaltic magma during flow in a dike. *Amer. J. Sci.*, vol. 282, pp. 856-885.

DELONG S.E. et HOFFMAN M.A. (1975) - Alkali/Silica distinction between Hawaiian Tholeiites and Alkali Basalts. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 86, pp. 1101-1108.

DESMET A. (1977) - Contribution à l'étude de la croûte océanique mésozoïque de Méditerranée Orientale : Pillows-lavas du Troodos. Thèse de Spécialité, Univ. Nancy I, 222 p.

DESMET A. et LAPIERRE H. (1977) - Les manifestations magmatiques du Troodos et des Nappes de Mamonia (Chypre). Comparaison et discussion géotectonique. *Sci. de la Terre*, t. XXI, n° 1, pp. 3-16.

DESMET A., GAGNY Cl., LAPIERRE H. et ROCCI G. (1980) - Organisation spatio-temporelle du complexe filonien du Troodos : son enracinement dans la chambre magmatique. In "Ophiolites" Proceed. Intern. Ophiolites Symp., Chypre 1979, ed. A. Panayiotou., pp. 66-72.

DESMET A., GAGNY Cl., LAPIERRE H., PARROT J.F., ROCCI G. et WAGNER J.J. (1980 a) - Pétrogenèse et évolution d'un complexe filonien ophiolitique : Exemple du Troodos (Chypre). Colloques Intern. du C.N.R.S., Assoc. Mafiques-Ultramafiques dans les Orogenès., Grenoble 1977, n° 272.

DESMONS J., DELALOYE M., DESMET A., GAGNY Cl., ROCCI G. et VOLDET P. (1980) - Trace and rare earth element abundance in Troodos lavas and sheeted dikes, Cyprus. *Ofioliti.*, vol. 5, n° 1, pp. 35-56.

DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F. et BONNIN J. (1973) - Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 84, p. 3137.

DICK H.J.B. (1982) - The petrology of two back-arc basins of the northern Philippine Sea. *Amer. J. Sci.*, vol. 282, pp. 644-700.

DICKINSON W.R. (1967) - Circum-Pacific andesite types. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 73, pp. 2261-2269.

DICKINSON W.R. et HATHERTON T. (1974) - Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. *Sciences*, vol. 157, pp. 801-803.

DIETRICH V., EMMERMANN R., OBERHANSLI R. et PUCHELT H. (1978) - *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 39, pp. 127-144.

DIMITRIEV L.V. (1979) - Petrology of the basalts : Legs 45, 46. In "Initial Reports of The Deep Sea Drilling Projects. (DSDP)., Wash. U.S. Government Printing. Office.", vol. XLVI, pp. 143-150.

DIXON T.H. et BATIZA R. (1979) - Petrology and chemistry of recent lavas in the lorthern Marianas : implications for the origin of island arc basalts. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 70, pp. 167-181.

DIXON B.E. et KENNEDY W.Q. (1933) - *Z. Kristallogr.*, vol. 86, pp. 112-120.

DONNERMES O. et SCHILLING J.G. (1976) - Olivine from Reykjanes Ridge and Iceland tholeiites, and its significance to the two-mantle source model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 28, p. 345.

DOLLASE W.A. (1968) - Refinement and comparaison of the structures of zoisite and clinozoisite. *Amer. Min.*, vol. 53, pp. 1882-1898.

DOLLASE W.A. (1971) - Refinement of the crystal structures of epidote, allanite and hancockite. *Ibid.*, vol. 56, pp. 447-464.

DONALDSON C.H. (1974) - Olivine crystal types in harrisitic rocks of the Rhum pluton and in Archaean spinifex rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 85, pp. 1721-1726.

DONALDSON C.H. (1975) - Calculated diffusion coefficients and the growth rate of olivine in a basalt magma. *Lithos*, vol. 8, pp. 163-174.

DONALDSON C.H. (1976) - An experimental investigation of olivine morphologie. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 57, pp. 187-213.

DONNELY T.W., THOMPSON G. et SALISBURY M.H. (1980) - The chemistry of altered basalts at site 417, DSDP Leg 51. In "Initial Reports of the Drilling Project (DSDP), Wash., U.S. Government. Printing, Office". Vol. LI-LII-LIII, part. II, pp. 1319-1330.

DOWNES M.J. (1974) - Sector and oscillatory zoning in calcic augites from M. Etna, Sicily. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 47, n° 3, pp. 187-196.

DOWTY E. (1976) - Crystal structure and crystal growth. I-The influence of internal structure on morphology. *Amer. Min.*, vol. 61, pp. 448-459.

DOWTY E. et CLARK J.R. (1973) - Crystal structure refinement and optical properties of Ti^{3+} fassaïte from the Allende meteorite. *Amer. Min.*, vol. 58, pp. 230-242.

DRAKE M.J. et WEILL D.F. (1975) - Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu^{2+}, Eu^{3+} and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid : an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 39, pp. 689-712.

DUKE J.M. (1974) - The effects of oxidation on the crystallization of an alkali basalt from the Azores. *Journ. Geol.*, vol. 82, pp. 524-528.

DUNGAN M.A., RODES J.M., LONG P.E., BLANCHARD D.P., BRANNON L.C. et RODGERS K.V. (1979) - Petrology et geochemistry of basalts from site 396 legs 45 and 46 of the DSDP. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP), Wash., U.S. Government Printing Office". Vol. XLVI, pp. 89-113.

DUPUY C., DOSTAL J. et LEBLANC M. (1981) - Geochemistry of an Ophiolitic Complex from New Caledonia. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 76, pp. 77-83.

DUPUY C., DOSTAL J., MARCELOT G., BOUGAULT H., JORON J.L. et TREUIL M. (1982) - Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc : Implication for their source rock composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 60, pp. 207-225.

EDWARDS A.B. (1938) - The Tertiary volcanic rocks of central Victoria. *Q.J. Geol. Soc. London*, vol. 94, pp. 243-318.

EHLERS E.G. (1953) - An investigation of the stability relations of the Al-Fe members of the epidote group. *Journ. Geol.*, vol. 61, pp. 231-251.

EMMERMANN R. et PUCHELT H. (1980) - Major and trace element chemistry of basalts from Holes 417 D and 418 A, DSDP, Legs 51-53. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, (DSDP), Wash., U.S. Government Printing Office., vol. LI-LII-LIII, part. II, pp. 987-1000.

ENGEL A.E.J. et ENGEL C.G. (1962) - Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibole, northwest Adirondack Mountains, New-York. *Bull. Soc. Geol. Amer.*, vol. 73, pp. 1499-1514.

ENGEL A.E.J. et ENGEL C.G. (1964 a) - Composition of basalts from the Mid-Atlantic Ridge. *Sciences*, vol. 144, pp. 1330-1333.

ENGEL A.E.J. et ENGEL C.G. (1964 b) - Igneous rocks of the East Pacific rise. *Sciences*, vol. 146, pp. 477-485.

ENGEL A.E.J., ENGEL C.G. et HAVENS R.G. (1965 a) - Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 79, pp. 719-734.

ENGEL C.G., FISHER R.L. et ENGEL A.E.J. (1965 b) - Igneous rocks of the Indian Ocean Floor. *Sciences*, vol. 150, pp. 605-610.

ENGIN T. et HIRST D.M. (1970) - The alpine chrome ores of the Andizlik-Zimparalik area, Fethiye, SW Turkey. *Inst. Ming. Metall. Trans.*, sect. B, vol. 79, pp. 16-29.

ERLANK A.J. et KABLE E.J.D. (1976) - The significance of incompatible elements in Lid-Atlantic Ridge basalts from 45° N with particular reference to Zr/Nb. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 54, pp. 281-291.

ERLANK A.J., SMITH H.S., MARCHANT J.W., CARSOSO M.P. et AHRENS L.H. (1978) - Zirconium. In "Handbook of Geochemistry", vol. II-4, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg.

ERNST W.G. (1964) - Petrochemical study of coexisting minerals from low grade schists eastern Shikoku, Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 28, pp. 1631-1668.

ERNST W.G. (1968) - Amphiboles : crystal chemistry, phase relations and occurence. Springer-Verlag, Berlin, 125 p.

ESSENE E.J. et FYFE W.S. (1967) - Omphacite in Californian metamorphic rocks. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 15, pp. 1-23.

EVANS B.W. et MOORE J.G. (1968) - Mineralogy as a function of depth in the prehistoric Makaopuhi tholeiitic lava lake, Hawaii. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 17, pp. 85-115.

EVANS B.W. et WRIGHT T.L. (1972) - Composition of liquidus chromite from the 1959 (Kilauea Iki) and 1965 (Makaopuhi) eruption of Kilauea Volcano, Hawaii. *Amer. Min.*, vol. 57, pp. 217-230.

EWART A. (1976) - Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas-some statistics and implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 31, n° 3, pp. 417-432.

EWART A. et TAYLOR S.R. (1969) - Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, central north Island, New Zealand. Phenocryst data. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 22, pp. 127.

EWART A. et BRYAN W.B. (1972) - Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tonga Islands. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 83, pp. 3281-3298.

EWART A., BRYAN W.B. et GILL J.B. (1973) - Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, SW Pacific. *Journ. Petrol.*, vol. 14, n° 3, pp. 429-465.

FAWCETT J.J. (1966) - Alteration products of olivine and pyroxene in basalts lavas from the Isle of Mull. *Mineral. Mag.*, vol. 35, pp. 55-69.

FAWCETT J.J. et YODER H.S.Jr. (1966) - Phase relationships of chlorites in the system MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O. *Amer. Min.*, vol. 51, pp. 353-380.

FAURE G. (1978) - Strontium. In "Handbook of Geochemistry". Springer-Verlag, Berlin, vol. II-4.

FAURE G. et HURLEY P.M. (1963) - The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts. Application to the origin of igneous rocks. *Journ. Petrol.*, vol. 4, pp. 31-50.

FERGUSON A.K. (1973) - On hour-glass sector zoning in clinopyroxenes. *Mineral. Mag.*, vol. 39, n° 303, pp. 321-325.

FERGUSON A.K. (1978) - The crystallization of pyroxenes and amphiboles in some Alkaline Rocks and the presence of a pyroxene compositional gap. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 67, pp. 11-15.

FERRARA G., INNOCENTI F., RICCI C.A. et SERRI G. (1976) - Ocean floor affinity of basalts from North Apennine ophiolites : geochemical evidence. *Chem. Geol.*, vol. 17, pp. 101-111.

FIALA J., HANUS V., JUREK K. et PALIVCOVA M. (1974) - Pyroxene in spheroidal gabbro of the central Bohemian Pluton Magmatic or metamorphic ? *Krystalinikum*, vol. 10, pp. 101-112.

FINGER L.W. (1972) - The uncertainty in the calculated ferric iron content of a microprobe analysis. Carnegie Inst. Wash. Year Book., vol. 71, pp. 600-603.

FISHER R.V. (1960) - Classification of volcanic breccias. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 71, pp. 973-982.

FISHER R.V. (1961) - Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 72, pp. 1409-1414.

FISK M.R., SCHILLING J.G. et SIGURDSSON H. (1980) - An experimental investigation of Iceland and Reykjanes Ridge Tholeiites. I-Phase relations. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 74, pp. 361-374.

FITTON J.G. (1971) - The generation of magmas in island arcs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 11, n° 1, pp. 63-69.

FLINT E.P., Mc MURDIE H.F. et WELLS L.S. (1938) - Formation of hydrated calcium silicates at elevated temperatures and pressures. *Journ. Res. U.S. Nat. Bur. Std.*, vol. 21, pp. 617-638.

FLOWER M.F.J. (1973 a) - Evolution of basaltic and differentiated lavas from Anjouan, Comores Archipelago. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 38, pp. 237-260.

FLOWER M.F.J. (1973 b) - Trace-element distribution in lavas from Anjouan and Grande Comore, Western Indian Ocean. *Chem. Geol.*, vol. 12, p. 81.

FLOYD P.A. et WINCHESTER J.A. (1975) - Magma type and tectonic setting descrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 27, pp. 211-218.

FOSHAG W.F. (1920) - Plazolite, a new mineral. *Amer. Min.*, vol. 5, pp. 183.

FOSTER M. (1962) - Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. Geol. Surv. Prof. paper, vol. 414 A, 33 p.

FREY F.A., BRYAN W.B. et THOMPSON G. (1974) - Atlantic Ocean Floor : geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 od the DSDP. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 79, pp. 5507-5527.

FREY F.A., DICKEY J.S., THOMPSON G.Jr., BRYAN W.B. et DAVIES H.L. (1980) - Evidence for heterogeneous primary MORB and mantle sources NW Indian Ocean. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 74, n° 4, pp. 387-402.

FRYER P., SINTON J.M. et PHILPOTTS J.A. (1981) - Basalt from active back-arc basins, a comparaison with MORB. Amer. Geophys. Union, (abstract). Chapman Conf. on Oceanic Lithosphere.

FUJII T. et FUJIOKA K. (1979) - Petrology of dolerites, Hole 395 A. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, (DSDP)". Wash. U.S. Government Printing Office., vol. XLV, pp. 519-528.

FUJII T., KUSHIRO I. et HAMURO K. (1979) - Melting relations and viscosity of an abyssal olivine tholeiite. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, (DSDP)". Wash. U.S. Government Printing Office., vol. XLV, pp. 513-517.

FURNES H. (1975) - Experimental palagonitization of basaltic glasses of varied compositions. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 50, pp. 105.

FURNES H. (1978) - Element mobility during palagonitization of a subglacial hyaloclastite in Iceland. *Chem. Geol.*, vol. 22, pp. 249-264.

FURNES H. (1980) - Chemical changes during palagonitization of an alkaline olivine basaltic hyaloclastite, Santa Maria, Azores. *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, vol. 138, pp. 14-30.

FURNES H. et EL-ANBAAWY M.I.H. (1980) - Chemical changes and authigenic mineral formation during palagonitization of a basanite hyaloclastite. Canary Island. *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, vol. 139, pp. 279-302.

GANSSER A. (1959) - Ausseralpine Ophiolithprobleme. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 52/2, pp. 659-680.

GANSSER A. (1974) - The ophiolitic melange, a world wide problem on Tethyan example. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 67/3, pp. 479-507.

GAMBLE R.P. et TAYLOR L.A. (1980) - Crystal/liquid partitioning in augite : effects of cooling rate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 47, pp. 21-33.

GASS I.G. et SMEWING J.D. (1973) - Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins : Evidence from the Troodos massif, Cyprus. *Nature*, vol. 242, n° 5392, pp. 26-29.

GAST P.W. (1965) - Terrestial ratio of potassium to rubidium and the composition of the earth's mantle. *Sciences*, vol. 147, pp. 858-860.

GAST P.W. (1968) - Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 32, pp. 1057-1086.

GERASIMOWSKII V.I. et NESMEYANOVA L.I. (1960) - Lead and zinc distribution in the rocks of the Lovozero massif. *Geochemistry*, vol. 7, p. 704.

GIANELLI G., PASSERINI P. et SCUAZZONI G. (1972) - Some observations on mafic and ultramafic complexes north of the Bolkardag, (Taurus, Turkey). *Bull. Soc. Geol. It.*, t. 91, pp. 439-488.

GIBB F.G.F. (1973) - The zoned clinopyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland. *Journ. Petrol.*, vol. 14, n° 2, pp. 203-230.

GILL J.B. (1970) - Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evaluation as an island arc. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 27, pp. 179-203.

GILL J.B. (1976) - Composition and age of Lau Basin and ridge volcanic rocks : implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 87, pp. 1384-1395.

GILL R.C.O. (1979) - Comparative petrogenesis of Archean and modern low-K tholeiites. Acritical review of some geochemical aspects. In "Origin and Distribution od the Elements. ed. Ahrens". Phys. Chem. Earth, vol. II, pp. 431-447.

GLASSLEY W.E. (1974) - Geochemistry and tectonics of the Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula Washington. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 85, pp. 785-794.

G.L.O.M. (1977) - I complessi ofiolitici e le unita cristalline della Corsica alpina. *Ofioliti*, vol. 2, pp. 265-324.

GOLDSCHMIDT V.M. (1954) - Geochemistry. University Press. Oxford, London., 730 p.

GOODE A.D.T. (1977) - Vertical igneous layering in the Ewarara layered intrusion, central Australia. *Geol. Mag.*, vol. 114, pp. 365-374.

GORTON M.P. (1977) - The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hebrides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 41, pp. 1257-1270.

GOTTINI V. (1967) - The TiO_2 frequency in volcanic rocks. *Geol. Rundsch.*, vol. 57, pp. 930-935.

GRACIANSKY M.Ch.De. (1972) - Recherche géologique dans le Taurus lycien. Thèse d'Etat, Orsay, Paris, n° 896.

GRACIANSKY P.Ch.De. (1973) - Le problème des "coulered melange" à propos de formations clastiques associées aux ophiolites de Lycie Occidentale, (Turquie). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, vol. XV, fasc. 5, pp. 555-566.

GRANGE L.I. (1927) - On the "rodingite" of Nelson. *Trans. New Zealand Inst.*, vol. 58, pp. 160-166.

GRAPES R.H. (1975) - Petrology of the Blue Mountain Complex, Marlborough, New Zealand. *Journ. Petrol.*, vol. 16, pp. 371-428.

GRAPES R.H., HASHIMOTO S. et MIYASHITA M. (1977) - Amphiboles of metagabbro-amphibolite sequence Mikaka metamorphic belt, Hokkaido. *Journ. Petrol.*, vol. 18, pp. 285-318.

GREEN D.H. (1973) - Contrasted melting relations in pyrolite upper mantle under mid-oceanic ridge, stable crust and island arc environments. *Tectonophysics*, vol. 17, pp. 285-297.

GREEN D.H. et RINGWOOD A.E. (1967 a) - The stability fields of alumineous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 3, pp. 151-160.

GREEN D.H. et RINGWOOD A.E. (1967 b) - The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 15, pp. 103-190.

GREEN D.H. et RINGWOOD A.E. (1969) - Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions. *Phys. Earth Planet. Int.*, vol. 3, pp. 359-371.

GREEN D.H. et HIBBERSON W. (1970) - Experimental duplication of conditions of precipitation of high pressure phenocrysts in a basaltic magma. *Phys. Earth. Planet Int.*, vol. 3, pp. 247-254.

GREEN D.H., EDGAR A.D., BEASLEY P., KISS E. et WARE N.G. (1974) - Upper mantle source for some Hawaiites, Mugearites and Benmorites. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 48, pp. 33-43.

GREEN T.H. (1968) - Experimental fractional crystallization of quartz diorite and its application to the problem of anorthosite origin. In "Origin of Anorthosite and related rocks". Mem. 18, Isachen Y.W. ed., New-York.

GREEN T.H. (1980) - Island-arc and continent building magmatism-a review of petrological models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, vol. 63, pp. 367-385.

GREEN T.H., GREEN D.H. et RINGWOOD A.E. (1967) - The origin of high-alumina basalts and their relation ship to Qz tholeiite and alkali basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 2, pp. 41-51.

GUNN B.M. (1963) - Layered intrusions in the Ferrar Dolerites, Antarctica. *Mineral. Soc. Amer. Spec. paper*, vol. 1, pp. 124-133.

GUNN B.M. (1965) - K/Rb and K/Ba ratios in Antarctic and New Zealand tholeiites and alkali basalts. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 70, pp. 6241-6247.

GUPTA A.K., ONUMA K., YAGI K. et LIDIAK E.G. - Effect of silica concentration on the diopsidic pyroxenes in the system Diopside-$CaTiAl_2O_6$ - SiO_2. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 41, pp. 333-344.

HAGGERTY S.E. et BAKER I. (1967) - The alteration of olivine in basaltic and associated lavas. Part I : high temperature alteration. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 16, pp. 233-257.

HAJASH A. (1975) - Hydrothermal processes along mid-ocean ridges : an experimental investigation. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 53, pp. 205-266.

HAKLI A. (1963) - Distribution of nickel between the silicate and sulphide phases in some basic intrusions in Finland. *Geol. Comm. Find. Bull.*, vol. 209, 54 p.

HAMILTON D.L. et NADERSON G.M. (1967) - Effects of water and oxygen pressures on the crystallization of basaltic magmas. In "Basalts, ed. Hess-Poldervaart", vol. 1, pp. 445-482.

HAMM H.M. et VIETEN K. (1971) - Zur Berechnung des Kristallchemichen Formel und des Fe^{3+} Gehaltes von Klinopyroxen aus Elektronenstrahl-Microanalysen. *Neues Jahrb. Min. Mh.*, pp. 310-314.

HANSON G.N. et LANGMUIR C.H. (1978) - Modelling of major elements in mantle-melt system using trace element approaches. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 42, pp. 725-742.

HARKER A. (1904) - The Tertiary igneous rocks of Skye. Mem. Geol. Surv. Scotland, 481 p.

HARKER A. (1908) - The geology of the Small Isles of Inverness-Shire. Mem. Geol. Surv. Scotland, 60 p.

HARKINS E. et HOLLISTER L.S. (1977) - Sector zoning of clinopyroxene from a weakly metamorphosed diabase. *Amer. Min.*, vol. 62, pp. 390-394.

HARPER G.D. (1980) - The Josephine Ophiolite-Remains of Late Jurassic marginal basin in north-western California. *Geology*, vol. 8, n° 7, pp. 333-337.

HART R.A. (1970) - Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 9, pp. 269-279.

HART R.A. (1973) - A model for chemical exchange in the basalt-seawater system of oceanic layer II. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 10, pp. 799-816.

HART S.R. (1969) - K, Rb, Cs contents and K/Rb, K/Cs ratios of fresh and altered submarine basalts. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 6, n° 4, pp. 295-303.

HART S.R. (1971) - K, Rb, Sr, Cs and Ba contents and Sr isotopic ratios of ocean floor basalts. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, vol. 268 A, pp. 573-578.

HART S.R., GLASSLEY W.E. et KARIG D.E. (1972) - Basalts and sea-floor spreading behind the Mariana Island Arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 15, pp. 12-18.

HART S.R., ADE-HALL J.M., BASS M.N., BENSON W.E., HART R.A., QUILTY P.G., SACHS H.M., SALISBURY M.H. et VALLIER T.L. (1974) - Leg 34, DSDP : oceanic basalt and the Nazca Plate. *Geotimes*, vol. 19, pp. 20-25.

HATHERTON T. et DICKINSON W.R. (1969) - The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the lesser Antilles and other island arcs. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 74, pp. 5301-5310.

HAWKESWORTH C.S., O'NIONS R.K., PANKHURST R.J., HAMILTON P.J. et EVENSEN N.M. (1977) - A geochimical study of island arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, pp. 253-262.

HAWKINS J.W.Jr. (1976) - Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 28, n° 3, pp. 283-299.

HAWKINS J.W.Jr. (1977) - Petrologic and chemical characteristics of marginal basin basalts. In "Island Arcs, Deep Sea Trenchs and Back-Arc Basins" ed. Talwani M. - Pitman W., Am. Geophys. Union Maurice Ewing Ser. 1, pp. 355-365.

HAWKINS J.W.Jr. (1979-80) - Petrology of back-arc basin and island arcs : Their possible role in the origin of ophiolities. In "Ophiolites Proceed. Intern. Ophiolites Symp., Chypre 1979". Ed. A. Panayiotou, pp. 244-254.

HAWKINS J.W.Jr., MELCHIOR J., BLOOMER S. et EVANS C. (1979) - Petrology and geochemistry of basalts from the Mariana trough and Mariana Arc. *EOS Trans. AGU*, vol. 60, p. 413.

HAY R.L. (1964) - Phillipsite of saline lakes and soils. *Amer. Min.*, vol. 49, pp. 1366-1387.

HAY S.R. et IIJIMA A. (1968) - Petrology of palagonite tuffs of Koko Craters, Oahu, Hawaii. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 17, pp. 141-154.

HEBERT R. (1982) - Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros : some comparaisons with ophiolite examples. *Ofioliti*, vol. 2/3, pp. 299-324.

HEDGE C.E. (1966) - Variations in radiogenetic strontium found in volcanic rocks. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 71, pp. 6119-6126.

HEIER K.S. (1962) - Trace element in feldspar a review. *Norsk. Geol. Tiddsk.*, vol. 42, pp. 413-454.

HEIER K.S. (1970) - The rubidium. In "Handbook of Geochemistry", Springer-Verlag, Berlin, vol. II-4.

HEKINIAN R. et AUMENTO F. (1973) - Rocks from the Gibbs Fracture Zone and the Minia Seamounts near 53° N in the Atlantic Ocean. *Marin. Geol.*, vol. 14, pp. 47-72.

HEKINIAN R., MOORE J.G. et BRYAN W.B. (1976) - Volcanic rocks and processes of the Mid-Atlantic Ridge Rift Valley near 36°49'N. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 58, pp. 83-110.

HESS H.H. (1949) - Chemical composition and optical properties of cmmon clinopyroxenes. *Amer. Min.*, vol. 34, pp. 621-666.

HEVESY G. von, ALEXANDRE E. et WURSTLIN K. (1930) - Die Häufigkeit der Elemente der Vanadiumgruppe in Eruptivgestein. *Z. Amorg. Allgem. Chem.*, vol. 194, p. 316.

HEWINS R.H. (1974) - Pyroxene crystallization trends and constrasting augite zoning in the Sudbury Nickel Irruptive. *Amer. Min.*, vol. 59, n° 1/2, pp. 120-126.

HEY M.H. (1954) - A new review of the chlorites. *Mineral. Mag.*, vol. 30, pp. 277-292.

HIGUCHI H. et NAGASAWA H. (1969) - Partition of trace elements between rock-forming mineral and the host volcanic rocks. *Earth. Plant. Sci. Lett.*, vol. 7, pp. 281-287.

HIESSLEITNER G. (1954-55) - Neue beiträge zur Geologie chromerzfpuhrender Peridotit-serpentine des südanatolienischen Taurus. *M.T.A. Enst. Bull., Ankara,* n° 46-47, pp. 17-43.

HIETANEN A. (1974) - Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite and plagioclase in metamorphique rocks, Northern Sierra Nevada, California. *Amer. Min.*, vol. 59, n° 1/2, pp. 22-40.

HODGES F.N. et PAPIKE J.J. (1976) - DSDP, site 334 : magmatic cumulates from oceanic layer 3. *Journ. Gephys. Res.*, vol. 81, pp. 4135-4151.

HOLDAWAY M.J. (1966) - Hydrothermal statibily of clinozoisite plus quartz. *Amer. J. Sci.*, vol. 264, pp. 643-667.

HOLDAWAY M.J. (1972) - Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of fO_2 and Fe content. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 37, pp. 307-340.

HOLLISTER L.S. (1970) - Origin, mechanism and consequences of compositional sector-zoning in staurolite. *Amer. Min.*, vol. 55, pp. 742-766.

HOLLISTER L.S. et HARGRAVES R.B. (1970) - Compositional zoning and its significance in pyroxenes from two coarse grained Apollo 11 samples. *Geochim. Cosmochim. Acta,* suppl. vol. 1, n° 1, pp. 541-550.

HOLLISTER L.S. et GANCARZ A.J. (1971) - Compositional sector-zoning in clinopyroxene from the Narce Area, Italy. *Amer. Min.*, vol. 56, n° 5/6, pp. 959-979.

HOLMES A. (1918) - The pre-cambrian and associated rocks of the District of Mozambic. Quart. *J. Geol. Soc. London,* vol. 74, pp. 31-98.

HONEGGER K., DIETRICH V., FRANK W., GANSSER A., THONI M. et TROMMSDORFF V. (1982) - Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (The Indus-Tsangpo suture zone). *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 60, pp. 253-292.

HONNOREZ J. (1963) - Sur l'origine des hyaloclastites. *Bull. Vulcanol.*, vol. 25, pp. 253-258.

HONNOREZ J. et KIRST P. (1975) - Petrology of rodingites from the Equatoriel Mid-Atlantic Fracture zones and their geotectonic significance. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 49, pp. 233-257.

HOPSON C.A. et PALLISTER J.S. (1980) - Semail ophiolite magma chamber : I- Evidence from gabbro phase variation, internal structure and layering. In "Ophiolites Proceed. Intern. Symp., Chypre 1979". Ed. A. Panayiotou, pp. 402-405.

HUCKENHOLZ H.G. (1965) - Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Pikritbasalte (Ankaramite). *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 12, pp. 73-95.

HUGUES D.J. et BROWN G.C. (1972) - Basalts from Madeira : A petrochemical contribution to the genesis of oceanic alkali rock series. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 37, pp. 91-109.

HUMPHRIS S.E. (1976) - The hydrothermal alteration of oceanic basalts by sea water. Thèse Ph.D, W.H.O.I./M.I.T.

HUMPHRIS S.E. et THOMPSON G. (1978) - Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta,* vol. 42/1, pp. 107-125.

HUMPHRIS S.E., THOMPSON R.N. et MARRINER G.F. (1980) - The mineralogy and geochemistry of basalt weathering, Holes 417 A and 418 A. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP)", Wash. U.S. Government Printing Office, vol. LI-LII-LIII, part II, pp. 1201-1218.

HUTTON C.O. (1943) - Hydrogrossulair, a new mineral of the garnet-hydrogarnet series. *Trans. Roy. Soc. New Zealand,* vol. 73, p. 174.

HYNDMAN D.W. (1972) - Petrology of igneous and metamorphic rocks. Mc Graw Hill, New-York, 533 p.

HYNES A.J. (1972) - The geology of part of the western Othris mountains, Greece. Thèse Ph. D, Univ. Cambridge.

HYNES A.J. (1974 a) - Notes on the petrology of some ophiolites, Othris Mountains Greece. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 46, pp. 233-239.

HYNES A.J. (1974 b) - Igneous activity at the birth of an ocean basin in Eastern Greece. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 11, pp. 842-853.

IIJIMA A. et HARADA K. (1969) - Authigenic zeolites in zeolitic palagonite tuffs on Oahu, Hawaii. *Amer. Min.*, vol. 54, pp. 182-197.

IISHI K. et SAITO M. (1973) - Synthesis of antigorite. *Amer. Min.*, vol. 58, pp. 915-919.

IIYAMA J.T. (1968) - Etude expérimentale de la distribution d'éléments en traces entre deux feldspaths. Feldspaths potassiques et plagioclases coexistants. 1- Distribution de Rb, Cs, Sr et Ba à 600° C. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, vol. 91, pp. 130-140.

IRVINE T.N. - Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions. I- olivine-pyroxene-plagioclase relations. *Geol. Soc. South Africa, spec. Publ.*, vol. 1, pp. 441-476, (1970).

IRVINE T.N. et BARAGAR W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 8 (5), pp. 523-548.

IRVING A.J. (1974) - Megacrysts from the Newer Basalts and other basaltic rocks of southeastern Australia. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, vol. 120, pp. 147-167.

IRVING A.J. et WYLLIE P.J. (1973) - Melting relationships in CaO - CO_2 and MgO - CO_2 to 36 kilobars with comments on CO_2 in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 20, pp. 220-225.

IRVING A.J. et WYLLIE P.J. (1975) - Subsolidus and melting relationships for calcite, magnesite and the join. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 39, pp. 35-53.

ITO K. et KENNEDY G.C. (1967) - Melting and phase relations in a naturel peridotite to 40 kilobars. *Amer. J. Sci.*, vol. 265, p. 519.

ITO T., MORIMOTO N. et SADANAGA R. (1954) - On the structure of epidote. *Acta Crystallogr.*, vol. 7, pp. 53-59.

IWAO S. (1939) - Petrology of the alkaline rocks of the Nayosi District, Sakhalin, Japan. *Jap. Journ. Geol. Geogr.* vol. 16, p. 155.

JACKSON E.D. (1967) - Ultramafic cumulates in the Stilwater, Great Dyke and Bushweld Intrusions. In "Ultramafic and related Rocks". Ed. P.J. WYLLIE, John Wiley and Sons, New-York, pp. 20-38.

JACKSON E.D. (1971) - The origin of the ultramafic rocks by cumulus processes. *Fortschr. Miner.*, vol. 48/1, pp. 128-174.

JACKSON E.D., GREEN H.W. et MOORES E.M. (1975) - The Vourinos ophiolite, Greece : cyclic units of lineated cumulates overling harzburgite tectonite. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 86, pp. 390-398.

JAFFE H.W. (1947) - Reexamination of sphene (titanite). *Amer. Min.*, vol. 32, p. 637.

JAKES P. et GILL J. (1970) - Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Plant. Sci. Lett.*, vol. 9, pp. 17-28.

JAKES P. et WHITE A.J.R. (1970) - K/Rb ratios of rocks from island arcs. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 34, pp. 849-856.

JAKES P. et WHITE A.J.R. (1971) - Compositions of island arcs and continental growth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 12, n° 2, pp. 224-230.

JAKES P. et WHITE A.J.R. (1972) - Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 83, pp. 29-40.

JAKOBSSON S.P. (1972) - Chemistry and distribution pattern of Recent basaltic rocks in Iceland. *Lithos*, vol. 5, n° 4, pp. 365-386.

JAKOBSSON S.P., JONSSON J. et SHIDO F. (1978) - Petrology of the Western Reykjanes Peninsula, Iceland. *Journ. Petrol.*, vol. 19, pp. 669-705.

JAMES R.S., TURNOCK A.C. et FAWCETT J.J. (1976) - The stability and phase relations of iron chlorite below 8.5 Kb P_{H2O}. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 56, pp. 1-25.

JOPLIN G.A. (1957) - The problem fo the quartz-dolerites : some significant facts concerning mineral volume grain size and fabric. *Royal Soc. Tasmania Proc.*, vol. 91, pp. 129-143.

JORON J.L., BOLLINGER C., QUISEFIT J.P., BOUGAULT H. et TREUIL M. (1980) - Trace elements in Cretaceous basalts at 25°N in the Atlantic Ocean : alteration, mantle compositions and magmatic processes. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP), Wash. U.S. Government Printing Office". Vol. LI-LII-LIII, part II, pp. 1087-1098.

JUNG J. et BROUSSE R. (1962) - Les provinces volcaniques néogènes et quaternaires de la France. *Bull. Serv. Carte Geol. France*, vol. 58, n° 267, pp. 1-61.

JUTEAU Th. (1970) - Pétrogenèse des ophiolites des Nappes d'Antalya (Taurus Lycien Oriental, Turquie), leurs liaisons avec une phase d'expansion océanique au Trias supérieur. *Sci. de la Terre*, vol. 15, n° 3, pp. 265-288.

JUTEAU Th. (1975) - Les ophiolites des Nappes d'Antalya (Taurides Occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. *Sci. de la Terre*, mémoire n° 32, 692 p.

JUTEAU Th. (1979) - Ophiolites des Taurides : Essai sur leur histoire océanique. *Rev. Geol. Dyn. et Geogr. Phys.*, vol. XXI, fasc. 3, pp. 191-214.

JUTEAU Th., NICOLAS A., DUBESSY J., FRUCHARD J.C. et BOUCHEZ J.L. (1977) - Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey : possible model for an oceanic ridge. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 88, n° 12, pp. 1740-1748.

JUTEAU Th. et WHITECHURCH H. (1980) - The magmatic cumulates of Antalya (Turkey) : evidence of multiple intrusions in an ophiolitic magma chamber. In "Ophiolites Proceed., Intern., Ophiolites, Symp., Chypre 1979". Ed. A. Panayiotou, pp. 377-391.

JUTEAU Th., NOACK Y., WHITECHURCH H. et COURTOIS C. (1980) - Mineralogy and geochemistry of alteration products in holes 417 A - 417 D basements samples DSDP leg 51. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP)", Wash. U.S. Government Printing Office, vol. LI-LII-LIII, part II, pp. 1273-1297.

KARAMATA S. (1968) - Zonality in contact metamorphic rocks around the ultramafic mass of Brezovica (Serbia Yugoslavia). Rep. 23 th Intern. Geol. Congr. Praha, sect. 1, pp. 197-207.

KARAMATA S. (1974) - Dynamo-thermal metamorphism related to emplacement of ultramafics on examples from the Dinarides. *Ann. Soc. Geol. Belgique*, vol. 97, pp. 541-545.

KAY R., HUBBARD N.J. et GAST P.N. (1970) - Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 75, n° 8, pp. 1585-1613.

KEAYS R.R. et SCOTT R.B. (1976) - Precious metals in ocean ridge basalts : implications for basalts as source rocks for gold mineralization. *Econ. Geol.*, vol. 71, pp. 705-720.

KEHLENBECK M.M. (1972) - Deformation textures in the lac Rouvray Anorthosite Mass. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 9, n° 9, pp. 1087-1098.

KEMPE D.R.G. (1973) - Basalts from the southern Indian Ocean : DSDP leg 26. *EOS Trans. AGU*, vol. 54, pp. 1008-1011.

KEMPE D.R.G. (1975) - Normative mineralogy and differenciation patterns of some drilled and dredged oceanic basalts. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 50, pp. 305-320.

KENNEDY W.Q. (1933) - Trends of differenciation in basaltic magmas. *Amer. J. Sci.*, vol. XXV, n° 147, pp. 239-256.

KESSON S.E. (1973) - The primary geochemistry of the Monaro Alkaline volcanics, Southeastern Australia - evidence for upper mantle heterogeneity. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 42, pp. 93-108.

KESSON S.E. et PRICE R.C. (1972) - The major and trace element chemistry of kaersutite and its bearing on the petrogenesis of alkaline rocks. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 35, pp. 119-124.

KING B.C. et SUTHERLAND D.S. (1966) - The carbonatite complexes of eastern Uganda. In "Carbonatites", ed. Tuttle et Gittins, Intersciences New-York, pp. 73-126.

KIRPATRICK R.J. (1975) - Crystal growth from the melt : a review. *Amer. Min.*, vol. 60, pp. 798-814.

KIRPATRICK R.J. (1979) - Petrology of basalts : Hole 396 B DSDP, leg 46. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP)", Wash. U.S. Government Printing Office., vol. XLVI, pp. 165-178.

KITAMURA M. et TOKONOMI M. (1971) - *Sci. Reps. Tohoku Univ.*, ser. III, vol. 11, pp. 125-141.

KITHARA S. et KENNEDY G.C. (1967) - The calculated equilibrium curves for some reactions in the system MgO - SiO_2 - H_2O at pressures up to 30 Kb. *Amer. J. Sci.*, vol. 265, pp. 211-217.

KLEIN C. et ITO J. (1968) - Zincian and manganoan amphiboles from Franklin, New Jersey. *Amer. Min.*, vol. 53, p. 1264.

KOGARKO L.N. (1974) - Role of volatiles. In "The Alkaline Rocks", ed. H. Sorenson, John Wiley Sons Ltd., pp. 474-487.

KONDA T. et GREEN J.C. (1974) - Clinopyroxenes from the Keweenawan lavas of Minnesota. *Amer. Min.*, vol. 59, pp. 1190-1197.

KRETZ R. (1978) - Distribution of Mg, Fe^{2+} and Mn in some calcic pyroxene - hornblend - biotite - garnet gneisses and amphibolites from the Grenville Province. *Journ. Geol.*, vol. 86, pp. 599-619.

KUDO A.M. et WEILL D.F. (1970) - An igneous plagioclase thermometer. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 25, pp. 52-65.

KUNIYOSHI S. (1972) - Petrology of the Karmutsen group northeastern Vancouver Island, British Columbia. Ph. D Thèse, Univ. Californie, Los-Angeles.

KUNO H. (1950) - Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 61, pp. 957-1020.

KUNO H. (1955) - Ion substitution in the diopside - ferropigeonite series of the clinopyroxenes. *Amer. Min.*, vol. 40, pp. 70-93.

KUNO H. (1968) - Differnciation of basalt magmas. In "Basalts", ed. H.H. Hess et A. Poldervaart, tome 2, Inter science, New-York, pp. 623-688.

KUNO H., YAMASAKI K., IIDA C. et NAGASHIMA K. (1957) - Differnciation of Hawaiian magmas. *Jap. J. Geol. Geogr.*, vol. 28, pp. 179-218.

KUSHIRO I. (1960) - Si-Al relation in clinopyroxene from igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, vol. 258, pp. 548-554.

KUSHIRO I. (1962) - Clinopyroxene solid solutions. Part I - The $CaAl_2SiO_6$ composent. *Japan J. Geol. Geogr.*, vol. 33, pp. 213-220.

KUSHIRO I. (1973) - Origin of some magmas in oceanic and circum-oceanic regions : *Tectonophysics*, vol. 17, pp. 211-222.

KUSHIRO I. et THOMPSON R.N. (1972) - Origin of some abyssal tholeiites from the Mid-Atlantic Ridge. Carnegie Inst. Year Book, vol. 71, pp. 403-406.

LA ROCHE H. De (1978) - La chimie des roches présentées et interprétées d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques : Fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent - applications aux roches ignées. *Chem. Geol.*, vol. 21, pp. 63-87.

LA ROCHE H. De et LETERRIER J. (1973) - Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, vol. 276, pp. 3116-3118.

LAMBERT R. Jr. et HOLLAND J.G. (1977) - Trace elements and petrogenesis of DSDP 37 basalts. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 14, pp. 809-836.

LANDERGREN L.S. (1974) - The Vanadium (23). In "Handbook of Geochemistry II-2", Springer-Verlag Berlin.

LAPIERRE H. (1972) - Les formations sédimentaires et éruptives des Nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif de Troodos (Chypre). Thèse d'Etat, Univ. Nancy I, 420 p.

LAPIERRE H. (1975) - Les formations sédimentaires et éruptives des Nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif de Troodos (Chypre). *Mém. Soc. Geol. Fr.*, tome LIV, n° 123, pp. 1-132.

LAPIERRE H. et PARROT J.F. (1972) - Identité géologique des régions de Paphos (Chypre) et Baër-Bassit (Syrie). *C.R. Acad. Sci., Paris*, n° 274, pp. 1999-2002.

LAPIERRE H. et ROCCI G. (1969) - Un bel exemple d'association cogénétique laves-radiolarites-calcaires : la formation triasique de Petra tou Romiou, (Chypre). *C.R. Acad. Sci.*, n° 268, pp. 2637-2640.

LAPIERRE H. et ROCCI G. (1976) - Le volcanisme alcalin du sud-ouest de Chypre et le problème de l'ouverture des régions téthysiennes au Trias. *Tectonophysics*, vol. 30, pp. 299-313.

LAPIERRE H., COURTIN B. et FERRIERE J. (1983) - Petrographic and mineralogic study of the Triassic volcanic rocks from Western Othris. Its geodynamic implications. A paraître.

LARSEN L.M. (1976) - Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the Alkaline Ilimaussaq Intrusion, south Greeland. *Journ. Petrol.*, vol. 17, pp. 258-290.

LARSEN L.M. et STEENFELT A. (1974) - Alakli loss and retention in an iron-rich peralkaline phonolite dyke from the Gardar Province South Atlantic. *Lithos*, vol. 7, pp. 81-90.

LARSEN E.S., IRVING J. et GONYER F.A. (1937) - Petrological results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan Region, Colorado. *Amer. Min.*, vol. 22, pp. 889-905.

LARSEN E.S., IRVING J., BONYER F.A. et LARSEN F.S. (1938) - Petrological results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan Region, Colorado. *Amer. Min.*, vol. 23, pp. 227-257.

LAURENT R. (1980) - Regimes of serpentinization and rodingitization in Quebec Appalachian Ophiolites. *Archives des Sciences*, vol. 33, fasc. 2-3, pp. 311-320.

LAURENT R., DELALOYE M., VUAGNAT M. et WAGNER J.J. (1980) - Composition of parental magma of ophiolites. In "Ophiolites", Proceed. Intern., Ophiolites Symp., Chypre 1979, ed. A. Panayiotou, pp. 172-181.

LE BAS M.S. (1962) - The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Amer. J. Sci.*, vol. 260, pp. 267-288.

LE MAITRE R.W. (1962) - Petrology of volcanic rocks, Gough Island, South Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 73, p. 283.

LEAKE B.E. (1965) - The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. *Amer. Min.*, vol. 50, pp. 843-851.

LEAKE B.E. (1968) - Calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. Geol. Soc. Amer. Spect. paper, vol. 98, 220 p.

LEAKE B.E. (1971) - On aluminous and edenitic hornblendes. *Miner. Mag.*, vol. 38, pp. 389-407.

LEAKE B.E. (1978) - Nomenclature of amphiboles. *Amer. Min.*, vol. 63, pp. 1023-1052.

LEEMAN W.P. et ROGERS J.J.W. (1970) - Late Cenozoic alkali-olivine basalts of the basin-range Province, U.S.A. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 25, pp. 1-25.

LEHMANN E. (1965) - Non metasomatic chlorite in igneous rocks. *Geol. Mag.*, vol. 102, pp. 24-35.

LESSING P. et CATANZARO E.J. (1964) - Sr^{87}/Sr^{86} ratios Hawaiian lavas. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 69, p. 9599.

LETERRIER J. et MAURY R.C. (1978) - Représentation graphique de la cristallisation fractionnée des séries volcaniques. Application aux séries alcalines. *Geol. Rundsch.*, vol. 67, pp. 943-953.

LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D. et MARCHAL M. (1982) - Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinites of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 69, pp. 139-154.

LEUNG I.S. (1974) - Sector zoned titanaugites : Morphology, crystal chemistry and growth. *Amer. Min.*, vol. 59, n° 1/2, pp. 127-138.

LIOU J.G. (1971) - P, T stabilities of laumontite, wairalite, lawsonite and related minerals in the system $CaAl_2Si_2O_8$ - SiO_2 - H_2O. *Journ. Petrol.*, vol. 12, pp. 379-411.

LIOU J.G. (1973) - Synthesis and stability relations of epidote, $Ca_2Al_2FeSi_3O_{12}$ (OH). *Journ. Petrol.*, vol. 14, pp. 381-413.

LIOU J.G. (1974) - Mineralogy and chemistry of glassy basalts, Coastal Range Ophiolites, Taïwan. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 85, p. 1.

LOFGREN G. (1974) - An experimental study of plagioclase crystal morphology : isothermal crystallization. *Amer. J. Sci.*, vol. 274, pp. 243-273.

LOPEZ RUIZ J. (1970) - Sobre la genesis de las augites zonadas y con estructuras en reloj de arena. *Estud. Geol.*, vol. 26, pp. 237-244, (en espagnol).

LORDKIPANIDZE M.B., ZAKARIADZE G.S. et POPOLITOV E.I. (1979 ou 1980) - Volcanic evolution of the marginal and interarc basins. *Tectonophysics*, vol. 57, pp. 71-83 ; ou In "Oceanic Ridges and Arcs", Elsevier 1980, pp. 395-408.

LORENZ B.E. et FOUNTAIN J.C. (1982) - The South Lake Igneous Complex, Newfoundland : a marginal basin-island arc association. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 19/3, pp. 490-503.

LORENZON J. (1884) - Untersuchungen grönlandischer mineralien. *Z. Kristallogr.*, vol. 11, pp. 315-318.

LOVERING J.F. et WHITE A.J.R. (1969) - Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate Australia. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 21, pp. 9-52.

LOWDER G.C. (1973) - Late Cenozoic transitional alkali olivine-tholeiitic basalt and andesite from the margin of the margin of the Great Basin, southwest Utah. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 84, pp. 2993-3012.

LOWDER G.C. et CARMICHAEL I.S.E. (1970) - The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain : Geology and Petrology. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 81, p. 17.

MAALOE S. (1979) - Compositional range of primary tholeiitic magmas evaluted from major-element trends. *Lithos*, vol. 12, pp. 59-72.

MAGONTHIER M.C. et VELDE D. (1976) - Mineralogy and petrology of some Tertiary leucite-rhönite basanites from Central France. *Mineral. Mag.*, vol. 40, pp. 817-826.

MALLEY P. (1981) - Le faciès zéolite des basaltes sous-marins du Calbalidag (Ophiolites d'Altalya, Turquie). Contribution à l'étude du métamorphisme océanique. Thèse de spécialité (3ème Cycle), Univ. Strasbourg, 197 p.

MANNING P.G. et NICKEL E.H. (1969) - A spectral study of the origin of colour and pleochroism of a titanaugite from Kaiserstuhl and of a riebeckite from St. Peter's Dome, Colorado. *Can. Miner.*, vol. 10, pp. 71-83.

MARCELOT G. (1980) - Contribution à l'étude du volcanisme des Nouvelles Hébrides : pétrographie, minéralogie et géochimie des laves d'Erromango. Thèse 3ème Cycle, Univ. Orsay, 252 p.

MARCELOT G., LEFEVRE C., MAILLET P. et MAURY R.C. (1980) - Contribution à l'étude du volcanisme de l'arc des Nouvelles Hébrides : caractérisation de deux séries magmatiques de l'Ile d'Erromango. *Bull. Geol. Soc. Fr.*, (7), t. XXI, n° 5, pp. 631-641.

MARSHALL P. (1911) - Geology of the Dun Mountain Subdivision. In "Bell, New Zeal. Geol. Survey Bull.", vol. 12, pp. 1-71.

MASON B. (1966) - Principles of geochemistry. Wiley New-York. 3d ed.

MATTHEWS D.H. (1971) - Altered basalts from Swallow Bank an abyssal hill in the NE Atlantic and from a nearby seamount. *Roy. Soc. London Phil. Trans.*, vol. 268 A, pp. 551-571.

MAURY R.C. (1976) - Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines, continentales (Massif Central Français) et océaniques (Pacifique Centrale) : l'origine des laves acides. Thèse d'Etat, Univ. Orsay-Paris, 455 p.

MAURY R.C., BROUSSE R., VILLEMANT B., JORON J.L., JAFFREZIC H. et TREUIL M. (1980) - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). I - Petrologie. *Bull. Mineral.*, vol. 103, pp. 250-266.

MAZZULLO L.J. et BENCE A.E. (1976) - Abyssal tholeiites from DSDP leg 34 : The Nazca Plate. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 81, pp. 4327-4351.

Mc BIRNEY A.R. et AOKI K. (1966) - Petrology of the Galapagos Islands. In "The Galapagos ed., R.I. Bowman", Univ. California Press., pp. 71-77.

Mc BIRNEY A.R. et AOKI K. (1968) - Petrology of the Island of Tahiti. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, vol. 116, pp. 524-556.

Mc BIRNEY A.R. et NOYES R.M. (1979) - Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion. *Journ. Petrol.*, vol. 20, pp. 487-554.

Mc CONNELL D. (1942) - Griphite, a hydrophosphate garnetoïde. *Amer. Min.*, vol. 27, pp. 452.

Mc DONALD G.A. (1949) - Hawaiian petrographic province. *Ibid.*, vol. 60, pp. 1541-1596.

Mc DONALD G.A. (1960) - Dissimilarity of continental and oceanic rocks types. *Journ. Petrol.*, vol. 1, pp. 172-177.

Mc DONALD G.A. (1968) - Composition and origin of Hawaiian lavas. In "Studies in Volcanology" eds. Coats R.R., Hay R.L., Anderson C.A., *Geol. Soc. Amer. Mem.*, vol. 116, pp. 477-522.

Mc DONALD G.A. et KATSURA T. (1964) - Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journ. Petrol.*, vol. 5, pp. 82-133.

Mc DONALD R., BAILEY D.K. et SUTHERLAND D.S. (1970) - Oversaturated peralkaline glassy trachytes four Kenya. *Journ. Petrol.*, vol. 11, pp. 507-517.

Mc DOUGALL I. (1961) - Optical and chemical studies of pyroxenes in a differenciated Tasmanian dolerite. *Amer. Min.*, vol.46, pp. 661-687.

Mc ONIE A.W., FAWCETT J.J. et JAMES R.S. (1975) - The stability of intermediate chlorites of the clinochlore-daphnite series at 2 Kbar PH_2O. *Amer. Min.*, vol. 60, pp. 1047-1062.

Mc SWEEN H.Y.Jr. et NYSTROM P.G.Jr. (1979) - Mineralogy and petrology of the Dutchmans Greek gabbroic intrusion, South Carolina. *Amer. Min.*, vol. 64, pp. 531-545.

MELSON W. et THOMPSON G. (1971) - Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments. *Phil. Trans. Roy. Soc. London.*, vol. 268 A, pp. 423-441.

MELSON W.G. et THOMPSON G. (1973) - Glassy abyssal basalts, Atlantic seafloor near St. Pauls rocks : petrography and composition of secondary clay minerals. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 84, pp. 703-716.

MELSON W.G., VALLIER T.L., WRIGHT T.L., BYERLY G. et NELEN J. (1976) - Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian ocean sea-floor spreading centers. In "G.H. Sutton, M.H. Manghani, R. Moberly eds. The Geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin. Amer. Geophys. Union Wash. DC, pp. 351-367.

MENZIES M. (1976) - Rifting of the Tethyan continent-rare earth evidence of an accreting plate margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 28, pp. 427-439.

MERCIER J. et VERGELY P. (1972) - Les mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce) : décrochements d'âge antécrétacé supérieur. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, vol. 123 S, pp. 469-489.

MERLINO S. (1965) - Applicazione della teoria del campo cristallino allo studio della ripartizione di elementi in trace. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Pisa Proc. Verb. Mem., sér. A, vol. 72, pp. 1-14.

MERRILL R.B. et WYLLIE P.J. (1975) - Kaersutite and Kaersutite eclogite from Kakanui, New Zealand - water excess and water deficient melting at 30 Kb. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 86, pp. 555-570.

MERVOYER B., MAURY R.C. et VARET J. (1973) - Un mécanisme possible d'évolution des trachyandésites du Massif Central par cristallisation fractionnée sous pression d'eau. *C.R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, t. 277, pp. 9-12.

MESORIAN H. (1973) - Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), t. XV, pp. 478-493.

METZ K. (1939) - Beiträge zue Geologie des Kilikischen Taurus im gebiete des Aladag. Sitz. *Ber. Ak. Wiss. Wien. Abt.*, 1, vol. 148, pp. 7-10.

METZ K. (1956) - Ein Beitragzur Kenntnis des Gebirgsbaues von Aladag und Karanfil Dag und Ihres Westrandes (Kilikisher Taurus). *M.T.A. Enst. Bull.* Ankara, n° 48, pp. 68-78.

MEVEL C. (1975) - Les pillows lavas spilitiques des massifs ophiolitiques du Chenaillet et des Gets (Alpes Françaises). Thèse 3ème Cycle, Univ. Paris VI, 223 p.

MEVEL C. (1980) - Mineralogy and chemistry of secondary phases in low temperature altered basalts from DSDP legs 51-52 and 53. In 'Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP)", Wash. U.S. Government Printing Office, vol. LI-LII-LIII, part II, pp. 1299-1318.

MEVEL C. et VELDE D. (1976) - Clinopyroxenes in mesozoïc pillow lavas from the French Alps . *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 32, n° 2, pp. 158-165.

MEVEL C., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1978) - Mineralogy and petrography of Leg 46 Basalts. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP)", Wash. U.S. Government Printing Office., vol. XLVI, pp. 151-184.

MISCH P. et RICE J.M. (1975) - Miscibility of tremolite and hornblende in progressive Skagit metamorphic suite, North Cascades, Washington. *Journ. Petrol.*, vol. 16, pp. 1-21.

MITCHELL R.H. (1980) - Pyroxenes of the Fen Alkaline Complex Norway. *Amer. Min.*, vol. 65, pp. 45-54.

MITCHELL R.H. et PLATT R.G. (1978) - Mafic mineralogy of ferroaugite syenite from the Coldwell Alkaline Complex, Ontario Canada. *Journ. Petrol.*, vol. 19, pp. 627-651.

MIYASHIRO A. (1973) - The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 19, pp. 218-224.

MIYASHIRO A. (1974) - Volcanic rock serie in island arcs and active continent marginal. *Amer. J. Sci.*, vol. 274, pp. 321-355.

MIYASHIRO A. (1975) - Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journ. Geol.*, vol. 83, pp. 249-281.

MIYASHIRO A. et SEKI Y. (1958) - Enlargement of the composition field of epidote and piemontite with rising temperature. *Amer. J. Sci.*, vol. 256, pp. 423-430.

MIYASHIRO A. et SHIDO F. (1970) - Progressive metamorphism in zeolite assemblages. *Lithos*, vol. 3, pp. 251-260.

MIYASHIRO A. et SHIDO F. (1975) - Tholeiitic and calco-alkalic series in relation to the behaviors of Ti-V-Cr-Ni. *Amer. J. Sci.*, vol. 275, pp. 265-277.

MIYASHIRO A., SHIDO F. et EWING M. (1969) - Petrology of the Mid-Atlantic Ridge near 24° north latitude. *Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 50, p. 353.

MIYASHIRO A., SHIDO F. et EWING M. (1970) - Crystallization and differenciation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 7, pp. 361-365.

MONOD O. (1977) - Recherches geologiques dans le Taurus Occidental au sud de Beysehir, (Turquie). Thèse, Univ. Paris sud, 511 p.

MONTIGNY R. (1975) - Géochimie comparée des cortèges des roches océaniques et ophiolitiques. Problèmes de leur genèse. Thèse d'Etat, Univ. Paris VI-VII.

MONTIGNY R., BOUGAULT H., BOTTINGA Y. et ALLEGRE C.J. (1973) - Trace element geochemistry and genesis of the Pindos Ophiolite suite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 37, pp. 2135-2147.

MOREL J.M. (1979) - Evolution magmatique le long des dorsales médio-altalntique et est-pacifique. Thèse 3ème Cycle, Univ. Brest, 237 p.

MOREL J.M. et HEKINIAN R. (1980) - Compositional variations of volcanics along segments of recent spreading ridges. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 72, pp. 425-436.

MOORE J.G. (1965) - Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. *Amer. J. Sci.*, vol. 263, pp. 40-52.

MOORE J.G. (1966) - Rate of palagonitisation of submarine basalt adjacent to Hawaii. Prof. paper U.S. Geol. Surv., vol. 550 D, pp. 163-171.

MOORE J.G. (1970) - Water content of basalt erupted on the Ocean floor. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 28, pp. 272-279.

MOORE J.G. et SCHILLING J.G. (1973) - Vesicles, water and sulfur in Reykjanes ridge basalts. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 41, pp. 105-118.

MORITA Y. (1955) - Distribution of copper and zinc in various phases of earth materials. *Journ. Earth Sci.*, vol. 3, pp. 33-57.

MOROHASHI T., BANNO S. et YAMASAKI M. (1974) - Plagioclase zoning in the Setogawa Ash-Flow Sheet of the Nohi Rhyolite Complex, Central Japan. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 45, pp. 187-196.

MORRISON M.A. (1978) - The use of "immobilë trace elements to distinguish the palaeotectonic affinities of metabasalts : applications to the paleocene basalts of mull and skye northwest Scotland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 39, pp. 407-416.

MORSE S.A. (1979) - Influence of augite on plagioclase fractionation. *Journ. Geol.*, vol. 87, pp. 202-208.

MOTTAY G. (1976) - Contribution à l'étude géologique de la Polynésie française : Archipel des Australes ; Mehetia (Archipel de la Société). Thèse 3ème Cycle, Univ. Paris XI, Orsay, 217 p.

MOTTL M.J., CORR R.F. et HOLLAND H.D. (1974) - Chemical exchange between sea water and mid-ocean ridge basalt during hydrothermal alteration : an experimental study. G.S.A. Abstr. with progr., 6, p. 879.

MOTTL M.J. et HOLLAND H.D. (1978) - Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. I - Experimental results for major and minor components of seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 42, pp. 1103-1115.

MOTTL M.J., HOLLAND H.D. et CORR R.F. (1979) - Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. II - Experimental results for Fe, Mn and sulfur species. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 43, pp. 869-884.

M.T.A. ENSTITUSU (1966) - Chromite ore deposits of Turkey. *M.T.A. Enst. Bull.*, Ankara, n° 132, 108 p.

MUEHIENBACHS K. et CLAYTON R.N. (1976) - Oxygen isotope composition of the oceanic crust and its bearing on seawter. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 81, pp. 4365-4369.

MUIR I.D. (1954) - Crystallization of pyroxenes in an iron diabase from Minnesota. *Minreal. Mag.*, vol. 30, pp. 376-388.

MUIR I.D. et TILLEY C.E. (1961) - Mugearites and their place in alkali igneous rock series. *Journ. Geol.*, vol. 69, pp. 185-203.

MUIR I.D. et TILLEY C.E. (1964) - Iron enrichment and pyroxene fractionation trend in tholeiites. *Journ. Geol.*, vol. 4, pp. 143-156.

MUIR I.D., TILLEY C.E. et SCOON J.H. (1957) - Contribution of the petrology of Hawaiian basalts. I - The picrite basalts of Kilauea. *Amer. J. Sci.*, vol. 255, pp. 241-253.

MUIR I.D., TILLEY C.E. et SCOON J.H. (1964) - Basalts from the Northern Part of the rift zone of the Mid-Atlantic Ridge. *Journ. Petrol.*, vol. 5, pp. 409-434.

MUNOZ M. et SAGREDO J. (1974) - Clinopyroxenes as geobarometric indicators in mafic and ultramafic rocks from Canary Islands. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 44, pp. 139-147.

MURRAY R.J. (1954) - The clinopyroxenes of the Garbh Eilean Sill. Shiant Isles. *Geol. Mag.*, vol. 91, pp. 17-31.

MYER G.H. (1966) - New data on zoisite and epidote. *Amer. J. Sci.*, vol. 264, pp. 364-385.

NAKAMURA Y. (1973) - Origin of sector-zoning of igneous clinopyroxenes. *Amer. Min.*, vol. 58, pp. 986-990.

NAKAMURA Y. et COOMBS D.S. (1973) - Clinopyroxenes in the Tawhiroko tholeiitic dolerite at Moeraki, North-Eastern Otago, New Zealand. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 42, pp. 213-228.

NASH W.P. et WILKINSON J.F.G. (1970) - Shonkin Sag Laccolith Montana. I - Mafic minerals and estimated of temperature, pressure, oxygen fugacity and silica activity. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 25, pp. 241-269.

NATLAND J.H. (1979) - Crystal morphologies in basalts from DSDP site 395, 23°N, 46°W mid-atlantic ridge. In "Initial Reports of the Deep sea Drilling Project (DSDP)", Wash., U.S. Government Printing Office., vol. XLV, pp. 423-446.

NELSON B.W. et ROY R. (1958) - Synthesis of the chlorites and their structural and chemical constitution. *Amer. Min.*, vol. 43, pp. 707-725.

NESBITT R.W. et HAMILTON D.L. (1970) - Crystallization of an alkali olivine basalt under controlled PO_2, PH_2O conditions. *Phys. Earth Planet. Interiors*, vol. 3, pp. 309-315.

NEUMANN E.R. (1976 a) - Two refinements for the calculation of structural formulae for pyroxenes and amphiboles. *Norsk. Geol. Tiddskr.*, vol. 56, pp. 1-6.

NEUMANN E.R. (1976 b) - Compositional relations among pyroxenes amphiboles and other mafic phases in the Oslo region plutonic rocks. *Lithos*, vol. 9, n° 2, pp. 85-109.

NEWTON R.C. et SHARP W.E. (1975) - Stability of forsterite + CO_2 and its bearing on the role of CO_2 in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 26, pp. 239-244.

NICHOLLS G.D. (1965) - Basalts from the deep ocean floor. *Mineral. Mag.*, vol. 34, pp. 373-388.

NICHOLLS G.D. et ISLAM M.R. (1971) - Geochemical investigations of basalts and associated rocks from the ocean floor and their implications. *Phill. Trans. Roy. Soc. London.*, sér. A, vol. 268, p. 461.

NICHOLLS J.A. (1978) - Primary basaltic magmas for the pre-caldera volcanic rocks of Santorini. Acta of the 2 nd. Intern. Scientific Congr. on the Volcano of Thera, Athens, 1978.

NICHOLLS J.A. et CARMICHAEL I.S.E. (1969) - Peralkaline acid liquids : a petrological study. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 20, pp. 268-294.

NICHOLLS J.A. et RINGWOOD A.E. (1972) - Production of silica saturated tholeiitic magmas in island arcs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 17, pp. 243-247.

NICOLAS A. et LE PICHON X. (1980) - Thrusting of young lithosphere in subduction zones with special reference to structures in ophiolitic peridotites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 46, pp. 397-406.

NICOLAS A. et PORIER J.P. (1976) - Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley ed. Londres, 444 p.

NISBET E.G. et PEARCE J.A. (1973) - TiO_2 and a possible guide to part oceanic spreading rates. *Nature*, vol. 246, n° 5434, pp. 468-470.

NISBET E.G. et PEARCE J.A. (1977) - Clinopyroxene compositions in mafic lavas from different tectonic setting. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 63, pp. 149-160.

NISHIKAWA M. et KUSHIRO I. (1967) - Breakdown of hornblende under high temperature and pressure. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, vol. 12, p. 153.

NITSCH K.H. et WINKLER H.G.F. (1965) - Bildungsbedingungen von epidot und orthozoisit. *Beitr. Mineral. Petrol.*, vol. 11, pp. 470-486.

NOBLE D.C. (1970) - Loss of sodium from crystallized comendite welded tuffs of the Miocene Grouse Canyon member of the Belted Range tuff-Nevada. *Bull. Soc. Geol. Amer.*, vol. 81, pp. 2677-2688.

NOBLE D.C., SMITH V.C. et PECK L.C. (1967) - Loss of halogens from crystallized and glassy silicic volcanic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 31, pp. 215-223.

NOCKOLDS S.R. et ALLEN R. (1953) - The geochemistry of some igneous rocks series. I - Calc-alkalic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 4, p. 105.

NOCKOLDS S.R. et ALLEN R. (1954) - The geochemistry of some igneous rocks series. II - Alkalic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 5, p. 245.

O'BRIEN J.P. et RODGERS K.A. (1973) - Xonotlite and rodingites from Wairere, New Zealand. *Mineral. Mag.*, vol. 39, n° 302, pp. 233-240.

O'HARA M.J. (1968) - Are ocean floor basalts primary magma. *Nature*, vol. 220, pp. 683-686.

O'HARA M.J., RICHARDSON S.W. et WILSON G. (1971) - Garnet-peridotite stability and occurrence in crust and mantle. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 32, pp. 48-68.

OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1975) - Le puzzle ophiolitique Corse. Un bel exemple de paléo-dorsale océanique. Thèse 3ème Cycle, Univ. Nancy I, 418 p.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., PAUPY A. et ROCCI G. (1979) - La diversité des ophiolites : importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques. In "Facteurs contrôlant les minéralisations sulfurés de Nickel", Mémoire du B.R.G.M., n° 97, pp. 47-61.

OHNENSTETTER M. (1982) - Importance de la nature et du role des discontinuités au sein des ophiolites lors du developpement d'un orogène. Thèse d'Etat, Univ. Nancy I, 590 p.

O'NIONS R.K. et PANKHURST R.J. (1974) - Petrogenetic significance of isotope and trace element variations in volcanic rocks from the Mid-Atlantic. *Journ. Petrol.*, vol. 15, pp. 603-634.

ORGEL L.E. (1966) - An introduction to transition metal chemistry : ligandfield theory. Metheun, London.

OSBORN E.F. (1959) - Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Amer. J. Sci.*, vol. 257, pp. 609-647.

OSBORN E.F. (1962) - Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. *Journ. Mineral. Soc. Amer.*, vol. 47, n° 3-4, pp. 211-226.

OSBORN E.F. et TAIT D.B. (1952) - The system diopside-forsterite-anorthite. *Amer. J. Sci.*, Bowen volume, pp. 413-433.

OVALIOGLU R. (1963) - Die chromerzlagerstätten des Pozanti-Reviers und ihre ophiolitischen Muttergesteine. M.T.A. Enst. Publ., Ankara, n° 114, 86 p.

OZGUL N., METIN S., ERDOGAN B., BOGER E., BINGOL I. et BAYDAR O. (1973) - Cambrian - Tertiary rocks of the Tufanbeyli region, eastern Taurus, Turkey. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, vol. 16, n° 1, pp. 82-100, (en turc, résumé en anglais).

PAPEZIK V.S. et BARR S.M. (1981) - The Shelbrune dike, an early Mesozoic diabase dike in Nova Scotia : mineralogy chemistry and regional significance. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 18, pp. 1346-1355.

PARROT J.F. (1974) - L'assemblage ophiolitique du Baër-Bassit (NW de Syrie), étude pétrographique et géochimique du complexe filonien et des laves en coussins qui lui sont associées. Cah. O.R.S.T.O.M., vol. 6, pp. 97-126.

PARROT J.F. (1976) - Assemblage ophiolitique du Baër-Bassit et termes effusifs du volcano-sédimentaire. Pétrologie d'un fragment de la croûte océanique téthysienne charriée sur la plate-forme syrienne. Thèse d'Etat, Univ. Nancy I, 333 p.

PARROT J.F. (1977 a) - Ophiolite du NW Syrie et évolution de la croûte océanique téthysienne au cours du Mésozoïque. *Tectonophysics*, vol. 41, n° 4, pp. 251-268.

PARROT J.F. (1977 b) - Assemblage ophiolitique du Baër-Bassit et termes effusifs du volcano-sédimentaire. Pétrologie d'un fragment de la croûte océanique téthysienne charriée sur la plate-forme syrienne. O.R.S.T.O.M., n° 72, Paris, 333 p.

PARROT J.F. (1980) - The Baër-Bassit (Northwestern Syria) ophiolitic area. *Ofioliti*, special issue, ed. G. Rocci, "Tethyan Ophiolites", eastern area, vol. 2.

PARROT J.F. et WHITECHURCH H. (1978) - Subductions antérieures au charriage NS de la croûte téthysienne : Facteur de métamorphisme des séries sédimentaires et volcaniques liées aux assemblages ophiolitiques syro-turcs. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.* (2), vol. XX, fasc. 2, pp. 153-170.

PASTER T.P. (1968) - Petrologic variations within submarine basalt pillows of the South Pacific-Antarctic. Thèse Ph. D., Univ. Florida State.

PASTER T.P., SCHAUWECKER D.S. et HASKIN L.A. (1974) - The behavior of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 38, pp. 1549-1577.

PAUPY A. (1976) - Nouvelles données sur un type de différenciation du magma ophiolitique : Le massif du Vourinos (Grèce). Thèse 3ème Cycle, Univ. Nancy I, 173 p.

PENROSE CONFERENCE (1972) - Ophiolites. *Geotimes*, vol. 17, n° 12, pp. 24-25.

PEARCE J.A. (1975) - Basalt geochemistry used to investigate paste tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, vol. 25, pp. 41-67.

PEARCE J.A. (1976) - Statistical analysis of major elements patterns in basalts. *Journ. Petrol.*, vol. 17, pp. 15-43.

PEARCE J.A. (1980) - Geochemical evidence for genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In "Ophiolites" Proceed. Intern. Ophiolites Symp. Chypre 1979, ed. A. Panayiotou, pp. 261-272.

PEARCE J.A. et CANN J.R. (1971) - Ophiolite origin investigations by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 12, pp. 339-349.

PEARCE J.A. et CANN J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 19, pp. 290-300.

PEARCE J.A., GORMAN B.E. et BIRKET T.C. (1977) - The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, pp. 121-132.

PERTSEV N.N. et RUSINOV V.L. (1980) - Mineral assemblage and processes of alterations in basalts at DSDP sites 417 and 418. In "Unitial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP)", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. LI-LII-LIII, part II, pp. 1219-1242.

POLDERVAART A. (1962) - Aspects of basalt petrology. *Geol. Soc. India Journ.*, vol. 3, pp. 1-14.

POLDERVAART A. (1964) - Chemical definition of alkali basalts and tholeiites. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 75, pp. 229-232.

POLDERVAART A. et HESS H.H. (1951) - Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *Journ. Geol.*, vol. 59, p. 472.

PRINGLE G.J., TREMBATH L.T. et PAJARI G.E. Jr. (1974) - Crystallization history of a zoned plagioclase. *Mineral. Mag.*, vol. 39, n° 308, pp. 867-877.

PRINZ M. (1967) - Geochemistry of basaltic rocks : trace elements. In "Basalts", eds. Hess-Poldervaart., vol. 1, pp. 271-324.

PRINZ M., KEIL K., GREEN J.A., REID A.M., BONATTI E. et HONNOREZ J. (1976) - Ultramafic and mafic dredge samples from the Equatorial Mid-Atlantic Ridge and Fracture Zone. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 81, pp. 4087-4103.

PRITCHARD R.G. (1980) - Alterations of basalts from DSDP, Legs 51, 52 and 53, Holes 417 A and 418 A. In "Initial Reports of the Deep Dea Drilling Project (DSDP)", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. LI-LII-LIII, pp. 1185-1200.

PRITCHARD R.G., CANN J.R. et WOOD D.A. (1979) - Low temperature alteration of oceanic basalts, DSDP leg 49. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP)", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. XLIX, pp. 709-714.

PUCHELT H. (1972) - Barium. In "Handbook of Geochemistry", n° II-4, Springer Verlag Berlin.

RAASE P. (1974) - Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 45, pp. 231-236.

RAHMAN S. (1975) - Some aluminous clinopyroxenes from Vesuvius and Monte Somma, Italy. *Mineral. Mag.*, vol. 40, pp. 43-52.

RAITH M. (1976) - The Al-Fe (III) epidote miscibility gap in a metamorphic profile through the Penninic series of the Tauern Window, Austria. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 57, pp. 99-117.

RANKAMA K. et SAHAMA T.C. (1950) - Geochemistry. Univ. Chicago Press.

REUBER I. (1982) - Générations successives de filons grenus dans le complexe ophiolitique d'Antalya, (Turquie) : Origine, évolution et mécanismes d'injection des liquides. Thèse de spécialité (3ème cycle), Univ. Strasbourg, 246 p.

REUBER I. et WHITECHURCH H. (1982) - Chronologie et conditions de formation des filons grenus dans les tectonites et cumulats ophiolitiques, complexes côtiers d'Antalya. 9ème R.A.S.T., Paris, p. 538 (résumé).

REUBER I., WHITECHURCH H. et CARON J.M. (1981) - Were gabbroic dikelets in the peridotite tectonites liquids coming from the overlying magmatic chamber rather than from underneath partial fusion. In "Terra Cognita", The Journ. of Eutope Union of Geose. Strasbourg meeting, p. 23, (résumé).

RHODES J.M. et DUNGAN M.A. (1977) - The nature of primary icean-floor basalts. In "Basaltic Volcanism Study Project.", Lunar Sci. Inst., Houston, pp. 50-52.

RHODES J.M., BLANCHARD D.P., DUNGAN M.A., RODGERS K.V. et BRANNON J.C. (1978) - Chemistry of basalts from leg 45 of DSDP. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP)", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. 45, pp. 447-450.

RHODES J.M., BLANCHARD D.P., DUNGAN M.A., RODGERS K.V. et BRANNON J.C. (1979 a) - Chemistry of leg 45 basalts. In "Initial Reports of Deep Sea Drilling Project", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. XLV, pp. 447-459.

RHODES J.M., DUNGAN M.A., BLANCHARD D.P. et LONG P.E. (1979 b ou 1980) - Magma mixing at Mid-Ocean Ridges : evidence from basalts drilled near 22°N on the Mid-Atlantic Ridge. *Tectonophysics*, vol. 55, n° 1/2, pp. 35-61 ou In "Oceanic Ridges and Arcs", Elsevier, pp. 251-278.

RIBBE P.H. et SMITH J.V. (1966) - X-ray emission microanalysis of rocks-forming minerals : IV - Plagioclase feldspars. *Journ. Geol.*, vol. 74, pp. 217-233.

RICCIO L. (1977) - Ophiolites and the nature of the oceanic crust. *Ofioliti*, vol. 2, n° 1, pp. 169-179.

RICE S., LANGMUIR C.H., BENDER J.F., HANSON G.N., BENCE A.E. et TAYLOR S.R. (1980) - Basalts from DSDP, Holes 417 A and 417 D, fractionated melts of a hight rare-earth depleted source. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. LI-LII-LIII, part II, pp. 1099-1112.

RICOU L.E., ARGYRIADIS I. et MARCOUX J. (1975) - L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenêtres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), t. XVII, n° 6, pp. 1024-1044.

RIDLEY W.I. (1970) - The petrology of the Las Canadas Volcano, Tenerife, Canary Islands. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 26, pp. 124-160.

RIDLEY W.I. (1970) - *Ibid.*, vol. 26, pp. 124-160.

RIDLEY W.I., RHODES J.M., REID A., JAKES P., SHIH C. et BASS M.N. (1974) - The geology and petrology of basalts from Leg 6 of the Deep Sea Drilling Project. *Journ. Petrol.*, vol. 15, pp. 149-159.

RINGWOOD A.E. (1959) - Genesis of the basalt-trachyte association. *Beitr. Min. Petrogr.*, vol. 6, pp. 346-351.

RIOU R. et OHNENSTETTER D. (1981) - Mineralogy of coexisting stongly under saturated, alkaline and calc-alkaline lavas from northern Azrbaidjan, NW Iran. In "Terra Cognita", Journ. of Europ. Union Geosci., Strasbourg meeting, p. 59, (résumé).

RIOU R. et OHNENSTETTER D. - (à paraître).

RITTMANN A. (1960) - Vulkane und ihre Tätigkeit. F. Enke éd., Stuttgart, Trad. françasi par H. Tazieff, Masson 1963, 460 p.

RITTMANN A. (1971) - The probable origin of high-alumina basalts. *Bull. Volcanol.*, vol. 34, pp. 414-420.

ROBINSON K. (1971) - The crystal structures of zircon, clinohumite and the hornblends. A determination of polyhedral distorsion and order-disorder. Thèse Ph. D., Univ. Virginia.

ROBINSON P. et JAFFE H.W. (1969) - Chemographic exploration of maphibole assemblages from central Massachusetts and southwestern New Hampshire. Min. Soc. Amer. Spec. papers, vol. 2, pp. 251-274.

ROCCI G. (1973) - On mesogeen ophiolites with special reference to the role of sheeted intrusive complexes. Pré-Print Congr. des Sciences de la Terre, M.T.A. Enst., Ankara (1975), p. 424.

ROCCI G. (1980) - Ophiolites 80 : Une formation géologique élevée au rang de marqueur géodynamique. Mém. Hors Série, Soc. Geol. Fr., n° 10, pp. 39-50.

ROCCI G. et LAPIERRE H. (1969) - Etude comparative de diverses manifestation du volcanisme préorogénique au sud de Chypre. *Bull. Suisse Min. Petrogr.*, vol. 49/1, pp. 31-46.

ROCCI G., OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1975) - La dualité des ophiolites téthysiennes. *Pétrologie*, t. I, n° 2, pp. 172-174.

ROCCI G., BAROZ F., BEBIEN J., DESMET A., LAPIERRE H., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et PARROT J.F. (1980) - The Mediterranean ophiolites and their related Mesozoic volcanosedimentary sequences. In "Ophiolites", Proceed. Intern. Ophiolites Symp. Chypre 1979, ed. A. Panayiotou, pp. 273-286.

ROEDER P.L. et EMSLIE P.F. (1970) - Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 29, pp. 275-289.

ROEDER P.L. et OSBORN E.F. (1966) - Experimental data for the system MgO - FeO - Fe_2O_3 - $CaAl_2Si_2O_8$ - SiO_2 and their petrologic implications. *Amer. J. Sci.*, vol. 264, pp. 428-480.

ROEX A.P. et DICK H.J.B. (1981) - Petrography and geochemistry of basaltic rocks from the Conrad fracture zone on the America-Antarctica Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 54, pp. 117-138.

SAGGERSON E.P. et WILLIAMS L.A.V. (1964) - Ngurumanite from southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyika alkaline district. *Journ. Petrol.*, vol. 5, pp. 40-81.

SARP H. (1976) - Etude géologique et pétrographique du cortège ophiolitique de la région située au NW de Yesilova (Burdur, Turquie). Thèse d'Etat, Univ. Genève-Suisse, n° 1731, 408 p.

SARP H. et DEFERNE J. (1980) - Les nouveaux minéraux des rodingites et leur signification dans les processus de rodingitisation. *Archives des Sciences*, vol. 33, fasc. 2-3, p. 355.

SARP H., BERTRAND J. et Mc NEAR E. (1976) - Vuagnatite, $CaAl(OH)SiO_4$, a new natural clacium aluminium nesosilicate. *Amer. Min.*, vol. 61, pp. 825-830.

SATO H. (1977) - Nickel content of basaltic magmas : identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos*, vol. 10, pp. 113-120.

SAUNDERS A.D., TARNEY J., STERN C.R. et DALZIEL I.W.D. (1979 a) - Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from Southern Chile. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 90, pp. 237-258.

SAUNDERS A.D., TARNEY J., MARSH N.G. et WOOD D.A. (1979 b ou 1980) - Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust. In "Ophiolites", Proceed. Intern. Ophiolites Symp. Chypre 1979, ed. A. Panayiotou, pp. 193-204.

SCARFE C.M. (1980) - Secondary minerals in some basaltic rocks from DSDP legs 52 and 53, hole 418 A. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. LI-LII-LIII, part II, pp. 1243-1252.

SCARFE C.M. et MUEHLENBACHS K. (1977) - Low temperature alteration of old oceanic crust : secondary minerals from DSDP legs 11, 26 and 27. *EOS Trans. AGU*, vol. 58, p. 1174.

SCARFE C.M. et SMITH D.G.W. (1977) - Secondary minerals in some basaltic rocks from DSDP leg 37. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 14, pp. 903-910.

SCHEIDEGGER K.F. (1973) - Temperatures and compositions of magmas ascending along mid-ocean ridges. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 78, pp. 3340-3355.

SCHEIDEGGER K.F. et STAKES D.S. (1977) - Mineralogy, chemistry and crystallization sequence of clay minerals in altered tholeiitic basalts from the Peru Trench. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, pp. 413-423.

SCHEIDEGGER K.F. et STAKES D.S. (1980) - X-ray diffraction and chemical study of secondary minerals from DSDP leg 51 holes 417 A and 417 D. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. LI-LII-LIII, part II, pp. 1253-1264.

SCHMID R. (1981) - Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. *Geol. Runsch.*, vol. 70/2, pp. 794-799.

SCHARZER R.R. et ROGERS J.J.W. (1974) - A worldwide comparaison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 23, pp. 286-296.

SCHWEITZER E.L., PAPIKE J.J. et BENCE A.E. (1979) - Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *Amer. Min.*, vol. 64, pp. 501-513.

SCIENTIFIC PARTY D.S.D.P. Leg 46 (1976) - Glass-rich basaltic sand and gravel within the oceanic crust at 22°N. *Nature*, vol. 262, n° 5571, pp. 768-770.

SCOTT P.W. (1970) - Ferromagnesian minerals from the volcanic suite of Tenerife Canary Islands. Thèse Ph. D., Univ. Londres.

SCOOT P.W. (1976) - Crystallization trends of pyroxenes from the alkaline volcanic rocks of Tenerife, Canary Island. *Mineral. Mag.*, vol. 40, n° 316, pp. 805-816.

SEDERHOLM J.J. (1929) - The use of the term "deuteric". *Econ. Geol.*, vol. 24, pp. 869-871.

SEITSAARI J. (1953) - A lue-green hornblende and its genesis from Tampere schist belt, Findland. *Bull. Comm. Geol. Findlande*, n° 159, p. 83.

SEKI Y. (1959) - Relation between chemical composition and lattice constants of epidote. *Amer. Min.*, vol. 44, pp. 720-730.

SEKI Y. (1966) - Rock alteration in some geothermal areas of Japan. *Journ. Jap. Ass. Min. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 55, pp. 212-219.

SEKI Y. (1972) - Lower grade stability limit of epidote in the light of natural occurrences. *Journ. Geol. Soc. Japan*, vol. 78, pp. 405-413.

SENDEROV E.E. (1965) - Features of the conditions of zeolite formation. *Geochim. Intern.*, vol. 2, pp. 1143-1155.

SERRI G. (1980) - Chemistry and petrology of gabbroic complexes from the northern Apennine ophiolites. In "Ophiolites" Proceed. Intern. Ophiolites Symp., Chypre 1979, ed. A. Panayiotou, pp. 296-313.

SERRI G. (1981) - The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes : A key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 52, pp. 203-212.

SERRI G. et SAITTA M. (1980) - Fractionation trends of the gabbroic complexes from high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of major oceanic basins : A comparaison. *Ofioliti*, vol. 5, n° 2/3, pp. 241-264.

SEWARD T.M. (1971) - The distribution of transition elements in the system $CaMgSi_2O_6$ - $Na_2Si_2O_5$ - H_2O at 1000 bars pressures. *Chem. Geol.*, vol. 7, pp. 73-95.

SEYFRIED W.E.Jr. et BISCOFF J.L. (1979) - Low temperature basalt alteration by seawater : an experimental study at 70°C and 150°C. *Geochim. Cosmocgim. Acta*, vol. 43, pp. 1937-1947.

SHERVAIS J.W. (1982) - Ti - V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 59, pp. 101-118.

SHIBATA T. (1976) - Phenocryst-bulk rock composition relations of abyssal tholeiites and their petrogenetic significance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 40, pp. 1407-1417.

SHIDO F., MIYASHIRO A. et EWING M. (1971) - Crystallization of abyssal tholeiites. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 31, pp. 251-266.

SHIDO F., MIYASHIRO A. et EWING M. (1974) - Composition variation in pillow-lavas from the Mid-Atlantic Ridge. *Marine Geol.*, vol. 16, pp. 177-190.

SHIDO F., MIYASHIRO A. et EWING M. (1974 a) - Basalts and serpentinite from the Puerto Rico Trench. I - Petrology. *Marine Geol.*, vol. 16, pp. 191-203.

SHIMIZU N. (1978) - Analysis of the zoned plagioclase of different magmatic environments : a preliminary ion-microprobe study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 39, pp. 398-406.

SHIRAKI K. (1978) - The Chromium (24). In "Handbook of Geochemistry, II-3", Springer Verlag Berlin.

SIGVALDASON G.E. (1968) - Structure and products of subaquatic volcanoes in Iceland. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 18, pp. 1-16.

SIMPSON E.S.W. (1954) - The Okonjeje igneous complex, South-West Africa. *Trans. Geol. Soc. South. Africa*, vol. 57, pp. 126-172.

SINTON J.M. et BYERLY G.R. (1980) - Mineral compositions and crystallization trends in Deep Sea Drilling Project, holes 417 D and 418 A. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP)", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. LI-LII-LIII, part II, pp. 1039-1054.

SMEWING J.D. (1980) - Regional setting and petrological characteristics of the Oman ophiolite in North Oman. *Ofioliti*, special issue, ed. G. Rocci, vol. 2, pp. 335-377.

SMEWING J.D. et POTTS P.J. (1976) - Rare-earth abundances in basalts and metabasalts from the Troodos Massif, Cyprus. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 57, pp. 245-258.

SMITH A.G. (1971) - Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 82, pp. 2039-2070.

SMITH J.V. (1974) - Feldspar Minerals. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, vol. 2, 68 p.

SMITH W.W. (1961) - Structural relationships within pseudomorphs of olivine. *Mineral. Mag.*, vol. 32, pp. 823-825.

SMITH A.L. et CARMICHAEL I.S.E. (1969) - Quaternary trachybasalts from SE California. *Amer. Min.*, vol. 54, pp. 909-923.

SMITH D. et LINDSLEY D.H. (1971) - Chemical variations in pyroxene and olivine from Picture Gorge basalt. Carnegie Inst. Wash. Year Book, vol. 69, pp. 269-274.

SMITH R.E. et SMITH S.E. (1976) - Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 32, pp. 114-121.

SPOONER E.T.C., CHAPMAN H.J. et SMEWING J.D. (1977) - Strontium isotopic contamination and oxydation during ocean floor hydrothermal metamorphism of the ophiolitic rocks of the Troodos massif, Cyprus. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 41, pp. 873-890.

STEINER A. (1968) - Clay minerals in hydrothermal altered rocks at Wairakei, New Zealand. Clays and Clay Minerals, vol. 16, pp. 193-213.

STEIMANN G. (1926) - Die ophiolitischen zonen in dem mediterranean Keltenge birgen. 14ème Congr. Geol. Intern. Madrid, 2, pp. 638-667.

STEWART F.H. (1947) - The gabbroic complex of Belhelvie in Aberdeenshire. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 102, p. 465.

STOKES K.R. (1971) - Further investigations into the nature of the materials chlorophaeite and palagonite. *Mineral. Mag.*, vol. 38, pp. 205-214.

STONE G.T. (1965) - Petrology of upper Cenozoic basalts of the Western Snake River Plain, Idaho. *Geol. Soc. Amer. Spec. papers*, vol. 87, p. 168.

STONELEY R. (1975) - On the origin of ophiolite complexes in the southern Tethys region. *Tectonophysics*, vol. 25, pp. 303-322.

STORM T.W. et HOLLAND H.D. (1957) - The distribution of nickel in the Lambertville diabase. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 11, pp. 335-347.

STRECKEISEN A.L. (1967) - Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Mineral. Abh., Stuttgart*, vol. 107, n° 2, pp. 144-240.

STRECKEISEN A.L. (1974) - Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geol. Rundsch.*, vol. 63, pp. 773-785.

STRECKEISEN A.L. (1976) - To each plutonic rocks, its paper name. *Earth Sci. Rev.*, vol. 12, pp. 1-33.

STRENS R.G.J. (1965) - Stability and relations of the Al-Fe epidotes. *Mineral. Mag.*, vol. 35, pp. 464-475.

STRONG D.F. (1972) - Petrology of the Island of Moheli, western Indian Ocean. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 48, pp. 1589-1610.

SUBBARAO K.V. et HEDGE C.E. (1973) - K, Rb, Sr and Sr^{87}/Sr^{86} in rocks from the Mid-Indian Ocean ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 18, p. 223.

SUBBARAO K.V., CLARK G.S. et FORBES R.B. (1973) - Strontium isotopes in some seamounts basalts from the northeastern Pacific Ocean. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 10, p. 1479.

SUBBARAO K.V., KEMPE D.R.C., REDDY V.V., REDDY G.R. et HEKINIAN R. (1979) - Review of the geochemistry of Indian and other oceanic rocks. In "Origin and Distribution of the elemnts" ed. Ahrens, pp. 367-399.

SUKHESWALA R.N., AVASIA R.K. et GANGOPADHYAY M. (1974) - Zeolites and associated secondary minerals in the Deccan Traps of Western India. *Mineral. Mag.*, vol. 39, pp. 658-671.

SUN S.S et NESBITT R.W. (1977) - Chemical heterogenety of the Archaen mantle, composition of the earth and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 35, pp. 429-448.

SUN S.S. et NESBITT R.W. (1978) - Geochemical regularities and genetic significance of ophiolite basalts. *Geology*, vol. 6, pp. 689-693.

SUN S.S., NESBITT R.W. et SHARASKIN A.Y. (1979) - Chemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 44, pp. 119-138.

SUNG C.M., ABU-EID R.M. et BURNS R.G. (1974) - Ti^{3+}/Ti^{4+} ratios in lunar pyroxenes : Implications to depth of origin of mare basalt magma. Proc. fifth Lunar Sci. Conf., pp. 717-726.

SUZUKI J. (1953) - On the rodingitic rocks within the serpentinite masses of Hokkaido, Japan. *Journ. Fac. Sci. Hokkaido, Imp. Univ.*, vol. 3, pp. 419-430.

TARNEY J., SAUNDERS A.D. et WEAVER S.D. (1977) - Geochemistry of volcanic rocks from the islands arcs and marginal basins of the Scotia Arc Region. In "Island arcs, Deep Sea Trenchs, and Back-Arc Basins" Maurice Ewing, sér. 1, Amer. Geophys. Union, pp. 367-377.

TARNEY J., SAUNDERS A.D., WEAVER S.D., DONNELLAN N.B.C. et HENDRY G.L. (1979) - Minor-element geochemistry of basalts from leg 49, North Atlantic Ocean. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. XLIX, pp. 657-691.

TARNEY J., SAUNDERS A.D., MATLEY D.P., WOOD D.A. et MARSHN.G. (1980) - Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and West Pacific. The Royal Soc., extr. "Extensional tectonics ass. with convergent plate boundaries", p. 3, (résumé).

TAYLOR S.R. (1965) - The application of the elements data to problems in petrology. *Phys. Chem. Earth*, vol. 6, pp. 133-213.

TAYLOR S.R. (1968) - Geochemistry of Australian impact glasses and tektites. In "Origin and Distribution of the Elements", Ed. Ahrens L.H., Pergamon Press.

TAZIEFF H. (1972) - A bout deep sea volcanism. *Geol. Rundsch.*, vol. 61 (2), pp. 470-480.

TERRY S. (1971) - Sur l'âge triasique des laves associées à la Nappe ophiolitique du Pinde Septentrional (Epine et Macédoine, Grèce). *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, pp. 384-386.

THOMPSON A.B. (1971) - P_{CO2} in low-grade metamorphism, zeolites, carbonate, clay mineral, prehnite relations in the system $CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O$. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 33, pp. 145-161.

THOMPSON R.N. (1974) - Some high-pressure pyroxenes. *Mineral. Mag.*, vol. 39, pp. 768-787.

THOMPSON G. (1973) - A geochemical study of the low-temperature interaction of seawater and oceanic igneous rocks. *Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 54, pp. 1015-1019.

THOMPSON G. et HUMPHRIS S.E. (1977) - Seawater-rock interactions in the oceanic basement. In "Proc. of the Second Intern. Symp. on Water-Rock Interaction I.A.G.C., Strasbourg", p. III, pp. 13-18.

THOMPSON G., SHIDO F. et MIYASHIRO A. (1972) - Trace element distributions in fractioned oceanic basalts. *Chem. Geol.*, vol. 9, p. 89.

THORNTON C.P. et TUTTLE O.F. (1960) - Chemistry of igneous rocks. I - Differenciation index. *Amer. J. Sci.*, vol. 258, pp. 664-684.

THUIZAT R., MONTIGNY R., CAKIR U. et JUTEAU Th. (1978) - K-Ar investigations on two Turkisch Ophiolites. Short Pap. of the fourth Intern. Conf. Geochr. Cosmochim. Isot. Geol., Edit. Zantman, 78-701, pp. 430-432.

TILLEY C.E. (1950) - Some aspects of magmatic evolution. *Q.J. Geol. Soc. London*, vol. 106, pp. 37-61.

TILLEY C.E. (1952) - "Nepheline paragenesis". In "Sir Douglas Manson Anniversary vol. 3, Hassell Press. Adelaide, pp. 167-177.

TILLEY C.E. et MUIR I.D. (1967) - Tholeiite and tholeiitic series. *Geol. Meg.*, vol. 104, pp. 337-343.

TILLEY C.E., YODER H.S. et SCHAIRER J.F. (1963-64) - New relations on melting of basalts. Carnegie Inst. Wash. Year Book, vol. 63, pp. 92-97.

TOMASSON J. et KRISTMANNSDOTTIR H. (1972) - High temperature alteration minerals and thermal brines Reykjanes, Iceland. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 36, pp. 123-134.

TOMKEIEFF S.I. (1937) - Petrochemistry of the Scottish Carboniferous-Permian igneous rocks. *Bull. Volcanol.*, vol. 1, pp. 59-87.

TRACY R.J. et ROBINSON P. (1977) - Zoned titanium augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite. *Amer. Min.*, vol. 62, pp. 634-645.

TREUIL M. et VARET J. (1973) - Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : Exemple de l'Afar. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), t. XV, n° 5-6, pp. 506-539.

TREUIL M. , BILLHOT M., VARET J. et BARBERI F. (1971) - Distribution of nickel, copper and zinc in the volcanic series of Erta'Ale, Ethiopia. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 30, pp. 84-94.

TROGER W.E. (1952) - Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinbildenden Minerale. Stuttgart.

TSCHERMAK G. (1891) - Die Chloritgruppe ; Teil II ; Akad. Wiss. Wien Sitzungsber Math. Naturw. Kl. Abt., I, vol. 100, pp. 29-107.

TUREKIAN K.K. (1963) - The chromium and nickel distribution in basaltic rocks and eclogites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 27, pp. 835-846.

TUREKIAN K.K. (1978) - The Nickel. In "Handbook of geochemistry II-3", Springer-Verlag, Berlin.

TUREKIAN K.K. et KULP J.L. (1956) - The geochemistry of strontium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 10, pp. 245-296.

TUREKIAN K.K. et WEDEPOHL K.H. (1961) - Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 72, pp. 175-192.

TURNER F.J. (1933) - The metamorphic and intrusive rocks of southern Westland. Trans. Proc. New Zealand Inst., vol. 63, pp. 178-284.

TURNER F.J. et VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw Hill, New York, 622 p.

TURNOCK A.C. et EUGSTER H.P. (1958) - Iron rich chlorites. Carnegie Inst. Wash. Year Book, vol. 57, p. 191.

TYLER R.C. et KING B.C. (1967) - The pyroxenes of the alkaline igneous complexes of Eastern Uganda. *Mineral. Mag.*, vol. 36, pp. 5-21.

UI T., HARAMURA H. et NAGAI H. (1980) - Major element chemistry and picroprobe studies of basalt from Deep Sea Drilling Project, leg 51, site 417. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. LI-LII-LIII, part II, pp. 1001-1020.

UPTON B.G.J. (1964) - The geology of Tugtutôq and neighbouring Islands, South Greenland. *Meddr. Grondland.*, vol. 169, n° 2-4, pp. 1-62.

UYEDA S. (1979) - Subduction zones : facts, ideas and speculations. *Oceanus*, vol. 22, pp. 52-62.

UYEDA S. (1981) - Subduction zones and back arc basins. A review. *Geol. Rundsch.*, vol. 70/2, pp. 552-569.

UYEDA S. et KANAMORI H. (1979) - Back-arc opening and the mode of subduction. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 84, pp. 1049-1061.

VANCE J.A. (1962) - Zoning in igneous plagioclase ; normal and oscillatory zoning. *Amer. J. Sci.*, vol. 260, n° 10, pp. 746-760.

VENTURELLI G., CAPEDRI S., THORPE R.S. et POTTS P.J. (1979) - Rare-earth and other elements distribution in some ophiolitic metabasalts of Corsica, Western mediterranean. *Chem. Geol.*, vol. 24, pp. 339-353.

VERHOOGEN J. (1962) - Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, vol. 260, n° 3, pp. 211-220.

VERNON R.H. (1976) - Metamorphic processes, Reactions and microstructure development. George Allen-Unwin Ltd. 247 p.

VUAGNAT M. (1946) - Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillows-lavas. *B.S.M.P.*, vol. 26, pp. 116-228.

VUAGNAT M. (1966) - Les coussins éclatés du Lago-Nero (Massif du Mt Genèvre, Prov. de Turin) et le problème des brèches ophiolitiques. C.R. Séances SPHN, Genève NS, vol. 1, fasc. 3, pp. 163-167.

VUAGNAT M. (1967) - Quelques réflexions sur les ophisphérites et les rodingites. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, vol. 23, pp. 471-482.

VUAGNAT M. et PUSZTASZERI L. (1964) - Ophisphérites et rodingites dans diverses serpentinites des Alpes. *Schweiz. Mineral. Petrogr., Mitt.*, vol. 44/1.

VUAGNAT M. et COGULU E. (1967) - Quelques réflexions sur le massif basique-ultrabasique du Kizildag (Hatay, Turquie). *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 18, pp. 210-216.

WAGER L.R. et BROWN G.M. (1968) - Layered igneous rocks. Oliver and Boyd, London, 588 p.

WAGER L.R., BROWN G.M. et WADSWORTH W.J. (1960) - Types of igneous cumulates. *Journ. Petrol.*, vol. 1, pp. 73-85.

WAGER L.R. et MITCHELL R.L. (1951) - The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma a further study of the Skaergaard Intrusion, East Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 1, pp. 129-208.

WALKER F. (1952) - Differenciation in a quartz-dolerite sill at Northfield quarry, Stirlingshire. Geol. Soc. Edinburgh Trans., vol. 15, pp. 393-405.

WALKER G.P.L. (1960) - The amygdale minerals in the Tertiary lavas of Ireland. III - Regional distribution. *Mineral. Mag.*, vol. 32, p. 503.

WALKER D., KIRPATRICK R.J., LONGHI J. et HAYS J.F. (1976) - Crystallization history of lunar picritic basalt 12002 : Phase equilibrium and cooling-rate studies. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 87, pp. 646-656.

WARREN B.E. et BISCOE J. (1931) - The crystal structure of the monoclinic pyroxenes. *Zeitschr. Kristallogr.*, vol. 80, pp. 391-401.

WASHINGTON H.S. et WRIGHT F.E. (1908) - On kaersutite from Linosa and Greenland. *Amer. J. Sci.*, vol. 26, pp. 187-211.

WASS S.Y. (1973) - The origin and petrogenetic significance of hour-glass zoning in titaniferous clinopyroxenes. *Mineral. Mag.*, vol. 39, n° 302, pp. 133-144.

WASS S.Y. (1979) - Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, vol. 12, pp. 115-132.

WEAVER S.D., SCEAL J.S.C. et GIBSON I.L. (1972) - Trace-element data relevant to the origin of trachytic and pantelleritic lavas in the East African Rift system. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 36, pp. 181-194.

WEDEPOHL K.H. (1953) - Untersuchungen zur Geochemie des Zinks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 3, p. 93.

WEDEPOHL K.H. (1961) - Geochemische nd petrographische Untersuchungen an einigen jungen Eruptivgesteinen Nordwest deutschlands. *Forstschr. Mineral.*, vol. 39, p. 142.

WEDEPOHL K.H. (1969) - Composition and abundance of common igneous and sedimentary rocks. In "Handbook of Geochemistry", vol. I, ch. 7 and 8.

WEDEPOHL K.H. (1974) - The Copper (29). In "Handbook of Geochemistry", vol. II-3, Springer-Verlag, Berlin.

WEILL D.F., GRIEVE R.A., Mc CALLUM I.S. et BOTTINGA Y. (1971) - Mineralogy-petrology of the lunar samples. Microprobe studies on samples 12021 and 12022. Proc. Sec. Lunar Sci. Conf., vol. 1, pp. 413-430.

WENTWORTH C.K. et WILLIAMS H. (1932) - The classification and terminology of the pyroclastic rocks. *Nat. Res. Coun. Rept. Comm. Sedimentation Bull.*, vol. 89, pp. 19-53.

WHITE A.J.R. (1964) - Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites. *Amer. Min.*, vol. 49, pp. 883-888.

WHITECHURCH H. (1977) - Les roches métamorphiques infrapéridotitiques du Baër-Bassit (NW Syrie). Témoins de l'écaillage intra-océanique téthysien. Etude pétrologique et structurale. Thèse de spécialité (3ème Cycle), Univ. Nancy I, 94 p.

WHITECHURCH H. et PARROT J.F. (1974) - Les écailles métamorphiques infrapéridotitiques du Baër-Bassit (NW Syrien) Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol., vol. 6, pp. 173-184.

WHITEHEAD R.E.S. et GOODFELLOW W.D. (1978) - Geochemistry of volcanic rocks from the Tetagouche Group, Bathurst, New Brunswick, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 15, pp. 207-219.

WILSHIRE H.G. (1958) - Alteration of olivine and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusions. *Amer. Min.*, vol. 43, pp. 120-147.

WILKINSON J.F.G. (1957) - The clinopyroxenes of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, New South Wales. *Geol. Mag.*, vol. 94, pp. 123-134.

WILKINSON J.F.G. (1961) - Some aspects of the calciferous amphiboles, oxyhornblendes, kaersutites and barbevikites. *Amer. Min.*, vol. 46, pp. 304-354.

WILKINSON J.F.G. (1966) - Clinopyroxenes from the Square Top Intrusion, Nundle, New south Wales. *Mineral. Mag.*, vol. 35, pp. 1061-1071.

WILKINSON J.F.G. (1974) - The mineralogy and petrography of alkali basaltic rocks. In "Alkaline Rocks", ed. Sorenson, pp. 67-95.

WILKINSON J.F.G. (1982) - The genesis of Mid-Ocean Ridge basalt. *Earth Sci. Rev.*, vol. 18, pp. 1-57.

WINCHELL A.N. (1926) - Chlorite as a polycomponent system. *Amer. J. Sci.*, vol. 11, pp. 283-300.

WINCHELL A.N. (1951) - Elements of optical mineralogy. Pt. II - Description of minerals. Wiley, New York.

WINCHESTER J.A. et FLOYD P.A. (1976) - Geochemical magma type dsicrimination : application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 28, pp. 459-469.

WOOD D.A., VARET J., BOUGAULT H., CORRE O., JORON J.L., TREUIL M., BIZOUARD M.J., NORRY M.J., HAWKESWORTH C.J. et RODDICK J.C. (1979) - The petrology, geochemistry and mineralogy of the north atlantic basalts : A discussion based on ipod leg 49. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. XLIX, pp. 597-655.

WRIGHT A.E. et BOWES D.R. (1963) - Classification of volcanic breccias : a discussion ; *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 74, pp. 79-86.

WYLLIE P.J. et HUANG W.L. (1976) - Carbonation and melting reactions in the system CaO - MgO - SiO_2 - CO_2 at mantle pressures with géophysical and petrological applications. *Contrib. Min. Petrol.*, vol. 54/2, pp. 79-107.

YAGI K. (1953) - Petrochemical studies of the alkalic rocks of the Morotu district, Sakhalin. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 64, pp. 769-809.

YAGI K. et ONUMA K. (1967) - The join $CaMgSi_2O_6$ - $CaTiAl_2O_6$ and its bearing on the titanaugite. *Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser., vol. 13, pp. 117-138.

YAGI K., HARIYA Y., ONUMA K. et FUKUSHIMA N. (1975) - Stability relations of kaersutites. *Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. IV, vol. 16, pp. 331-342.

YODER H.S.Jr. (1955) - Role of water in metamorphism. In "The Crust of the Earth", *Geol. Soc. Amer. Spec.* paper, vol. 62, pp. 505-524.

YODER H.S.Jr. et TILLEY C.E. (1957) - Basalt magmas. Ann. Rept. Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash. Year Book, vol. 56, pp. 156-161.

YODER H.S.Jr. et TILLEY C.E. (1962) - Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journ. Petrol.*, vol. 3, pp. 342-532.

ZLOBIN B.I. et GORSHKOVA M.S. (1961) - Lead and zinc in alkalic rocks and their bearing on some petrological problems. *Geochemistry*, vol. 4, p. 317.

ZOLOTAREV B.P. et CHOPOROV D. Ya. (1979) - Petrochemistry of basalts D/V Glomar Challenger ; leg 45, holes 395, 395 A and 396. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. XLV, pp. 479-492.

ZOLOTAREV B.P., CHOPOROV D.Ya. et VOITOV G.I. (1979) - Petrochemistry of basalts and distribution of orogenic gases. Holes 407, 408, 409, 410 A, 411, 412 and 413, DSDP leg 49. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. XLIX, pp. 727-744.

Additif :

JUTEAU Th., BINGOL F., NOACK Y., WHITECHURCH H., HOFFERT M., WIRRMANN D. et COURTOIS Ch. (1979) - Preliminary results : Mineralogy and geochemistry of alteration products in Leg 45 basement samples. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (DSDP)", Wash., U.S. Government Printing Office, vol. XLV, pp. 613-645.

WHITECHURCH H., REUBER I. et ÇAKIR U. (1982) - Une lentille magmatique dans les tectonites harzburgitiques du Massif Ophiolitique de Pozanti-Karsanti, (Taurus, Turquie). 9ème R.A.S.T., Paris, p. 635, (résumé).

NOM DE L'ETUDIANT : CATAKLI Ahmet Sevket

NATURE DE LA THESE : Doctorat ès sciences

VU, APPROUVE ET PERMIS D'IMPRIMER

NANCY, le 28 NOV. 1983 1984

LE PRESIDENT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I

R. MAINARD

UNIVERSITE
NANCY
BIBLIOTHEQUE-SCIENCES