



HAL
open science

Etude géologique de la région de Golkoy (Province d'Ordu-Turquie)

Atasever Gedikoglu

► **To cite this version:**

Atasever Gedikoglu. Etude géologique de la région de Golkoy (Province d'Ordu-Turquie). Pétrographie. Université de Grenoble, 1970. Français. NNT: . tel-00760572

HAL Id: tel-00760572

<https://theses.hal.science/tel-00760572>

Submitted on 4 Dec 2012

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

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

Doctorat de 3^{ème} Cycle
N° d'ordre

THESE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

Spécialité : Sciences de la Terre

Mention Géologie appliquée

PAR

Atasever GEDIKOĞLU

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE GÖLKÖY

(PROVINCE D'ORDU - TURQUIE)

Soutenu le Juillet 1970 devant la Commission d'Examen

MM

R. MICHEL

Professeur

Président

P. GIRAUD

Professeur

P. VIALON

Maître de Conférences

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE-SCIENCES
UNIVERSITAIRE

205142
1970
1364

205.142

1970

1364

Double

Doctorat de 3ème Cycle
N° d'ordre

THESE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

205142

POUR OBTENIR

1970

1364

LE GRADE DE DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE

Spécialité : Sciences de la Terre

Mention Géologie appliquée

PAR

Atasever GEDİKOĞLU

T. 70/1279

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE GÖLKÖY

(PROVINCE D'ORDU - TURQUIE)

Soutenu le Juillet 1970 devant la Commission d'Examen

MM

R. MICHEL

Professeur

Président

P. GIRAUD

Professeur

P. VIALON

Maître de Conférences

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE-SCIENCES
UNIVERSITAIRE

AVANT-PROPOS

Ce travail, marquant la fin de ma vie d'étudiant à Grenoble, me permet de remercier tous ceux qui ont collaboré de diverses façons à sa réalisation.

Je tiens tous spécialement à exprimer ma reconnaissance à Monsieur le professeur R. MICHEL, qui a bien voulu diriger mon travail. Il m'a aidé constamment ne ménageant ni son temps, ni ses efforts, ni ses critiques très utiles. Il reste pour moi plus qu'un professeur. C'est avec un profond plaisir que je lui exprime ici mes remerciements.

J'adresse aussi l'expression de ma plus sincère gratitude à Monsieur M. ASLANER. Il a suivi cette étude avec un grand intérêt et il m'a accordé toute sorte de soutien pendant mes sorties sur le terrain. Je ne saurais oublier Madame Güner ASLANER qui m'a toujours encouragé.

Je remercie tout le personnel enseignant et chercheur de l'Institut Dolomieu, à qui je dois ma formation de géologue. Je pense particulièrement à Messieurs P. VIALON, J.P. USELLE, J. GIRAULT et à Madame N. VATIN-PERIGNON. Ils m'ont toujours très bien accueilli.

Merci aussi à M. MEHMET Ali qui me prépara les lames minces, à Madame TELMAT qui a assuré la dactylographie de cette thèse et à Monsieur CHABERT entre les mains duquel ce texte a pris forme.

Je garderai un bon souvenir de mes collègues de 3e cycle et surtout de Madame C. BARBIERI-GILLOT qui fut une camarade exemplaire.

Enfin je rends hommage à GULSEN qui a su être pour moi une compagne idéale durant la préparation de cette thèse.

Juillet 1970

Grenoble

PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION

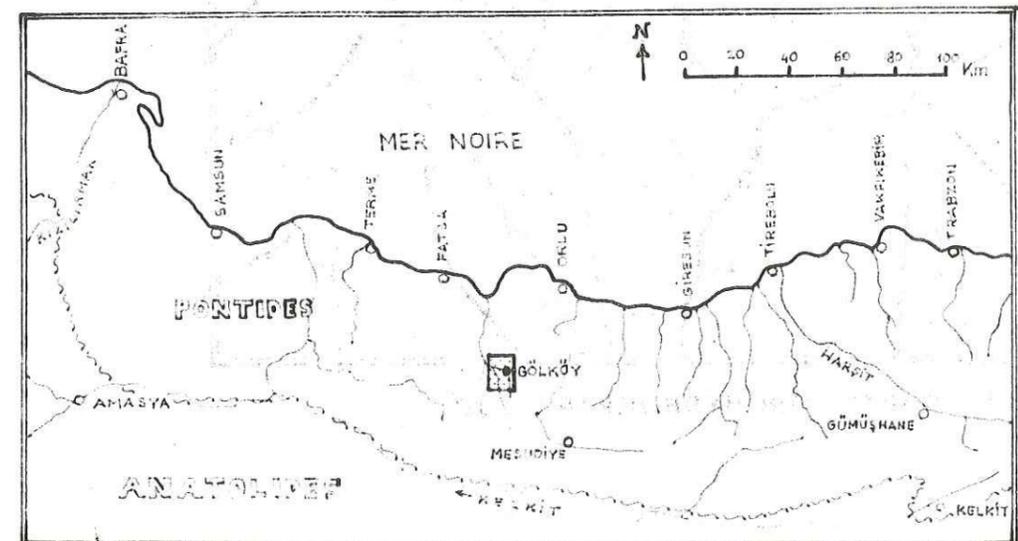
Ce mémoire contient la synthèse des études géologiques, accompagnées d'une prospection minière préliminaire, effectuées sur le terrain au cours de l'été et de l'automne 1968. Lors de ces études, des levés géologiques ont été réalisés :

- au 1/25 000, sur la carte topographique G. 39 D1 et sur une partie de la carte topographique G.39 A4 (T.C Harita genel müdürlüğü) ;
- 1/10 000 sur agrandissement d'une carte au 1/25 000. Cette seconde carte a été effectuée uniquement pour son intérêt minier.

Des photos aériennes ont été utilisées pour les études tectoniques et pour différencier les grandes structures. Le travail réalisé se situait dans un large programme du Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (Institut d'études et de recherches minières de Turquie) et je suis resté en proche collaboration avec une équipe de cet Institut.

A. - CADRE GEOGRAPHIQUE

La région de Gökçöy, objet de cette étude, se situe dans le département de Ordu, au Nord de la Turquie. Gökçöy qui est une sous-préfecture de 3 000 habitants se trouve à 35 km de la préfecture de Ordu, située, elle, sur la côte de la Mer Noire.



- Carte de localisation -

Le terrain relevé couvre une superficie de 215 km² environ et s'inscrit à l'intérieur des coordonnées suivantes :

- au Nord le parallèle N. 40° 46'
- à l'Est le méridien E. 37° 41'
- au Sud le parallèle N. 40° 38'
- à l'Ouest le méridien E. 37° 31'

Cette région est traversée, dans le sens nord-sud par une route reliant les ville de Ordu et de Sivas. D'autre part, une route est-ouest relie Gököy à Aybasti, sous-préfecture située plus à l'Ouest. Ces deux routes sont praticables en toutes saisons. Il y a aussi quelques routes forestières, nécessitant un véhicule tout terrain.

Le pays est principalement constitué de reliefs de moyenne altitude qui sont, vers le Sud, plutôt des petits plateaux et, vers le Nord des sommets arrondis. Les points les plus hauts se situent aux environs de 1550 m. Les montagnes s'élèvent graduellement vers le Nord et vers le Sud à partir de la rivière de Gököy. D'autres cours d'eau plus ou moins importants qui drainent essentiellement les plateaux du Sud rejoignent la rivière de Gököy.

Il existe aussi de nombreux torrents qui empruntent parfois des ravins déterminés par la tectonique ou par la disposition des coulées volcaniques.

La région est parsemée de lacs de très petite superficie. Des sources ascendantes situées au fond même de ces lacs les alimentent, donnant à leurs eaux un bouillonnement perpétuel. Ces eaux artésiennes sont minérales et ont une température assez constante de 20° environ, ce qui démontre leur origine en partie volcanique.

Le réseau hydrographique qui est très dense n'est jamais à sec. En effet, le climat est très humide pendant l'hiver, le printemps et le début de l'été : en effet, des brouillards très fréquents se forment en liaison avec les masses nuageuses qui s'accrochent aux hautes montagnes de Canik situées plus au Sud. Les flancs des plateaux du Sud sont assez boisés. Ailleurs on rencontre surtout des noisetiers qui constituent la principale ressource du pays et en font l'un des plus importants producteurs du monde en noisettes.

L'habitat isolé caractérise cette région, par ailleurs assez peuplée.

B. - CADRE GEOLOGIQUE

B1 - La Turquie

La structure géologique de la Turquie est due surtout à l'orogénèse alpine et l'émersion du pays s'est effectuée vers la fin de l'ère tertiaire. Pourtant au milieu des chaînes anatoliennes liées au système alpin se trouvent des massifs de faibles dimensions appartenant à des orogénèses plus anciennes, hercyniennes et calédoniennes.

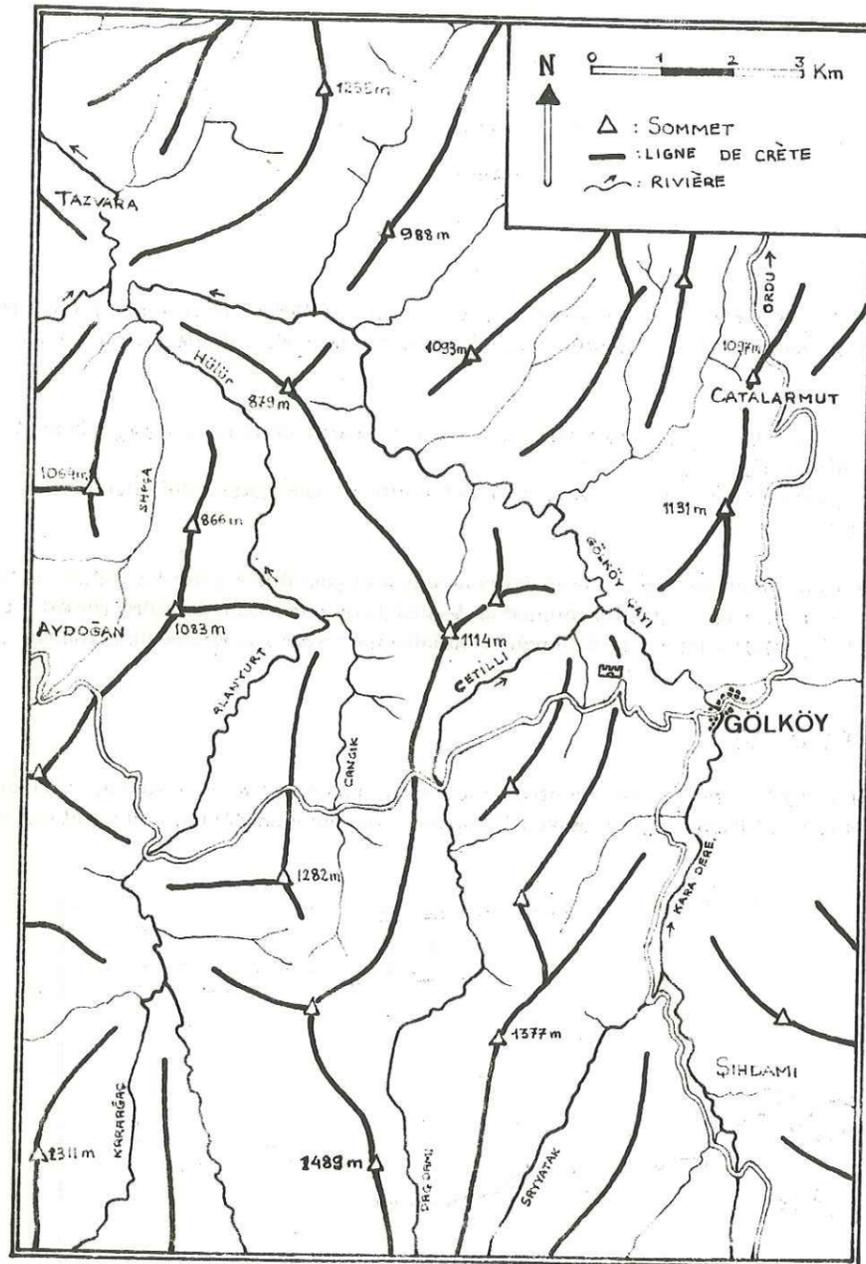
Au Nord de la Turquie, dans les provinces bordant la Mer Noire, les sédiments jurassiques et crétacés inférieurs sont transgressifs sur les formations paléozoïques déjà déformées au cours de l'orogénèse hercynienne.

Les premiers mouvements alpins débutent par la phase austrienne (Forgosau) à la limite du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur. La phase laramienne entre le Crétacé supérieur et l'Yprésien a été plus forte et plus efficace. Des conglomérats de base correspondant à cette époque se sont déposés en discordance sur les formations du Crétacé supérieur dans les provinces de la Mer Noire. La mise en place de batholites cristallins et les plissements sont aussi rattachés à cette phase.

Viennent ensuite dans l'ordre les phases anatolienne (Yprésien), pyrénéenne (Lutétien - Oligocène), helvétique (Oligocène), styrienne (Aquitanién - Tortonien), attique (Tortonien - Pontien) et rhodanienne (Pontien - Pliocène) du plissement alpin.

La Turquie est divisée en six unités tectoniques, qui comportent aussi un caractère géographique. On distingue du Nord au Sud :

- 1 - les chaînes bordières de la Mer Noire ou Pontides ;
- 2 - les chaînes nord anatoliennes ou Anatolides ;
- 3 - les massifs cristallins du centre et de l'Ouest de l'Anatolie ;
- 4 - les chaînes de Taurus ou Taurides ;
- 5 - les chaînes sud-anatoliennes ou zone égéenne et Iranides ;
- 6 - les plissements bordiers sud est anatoliens.



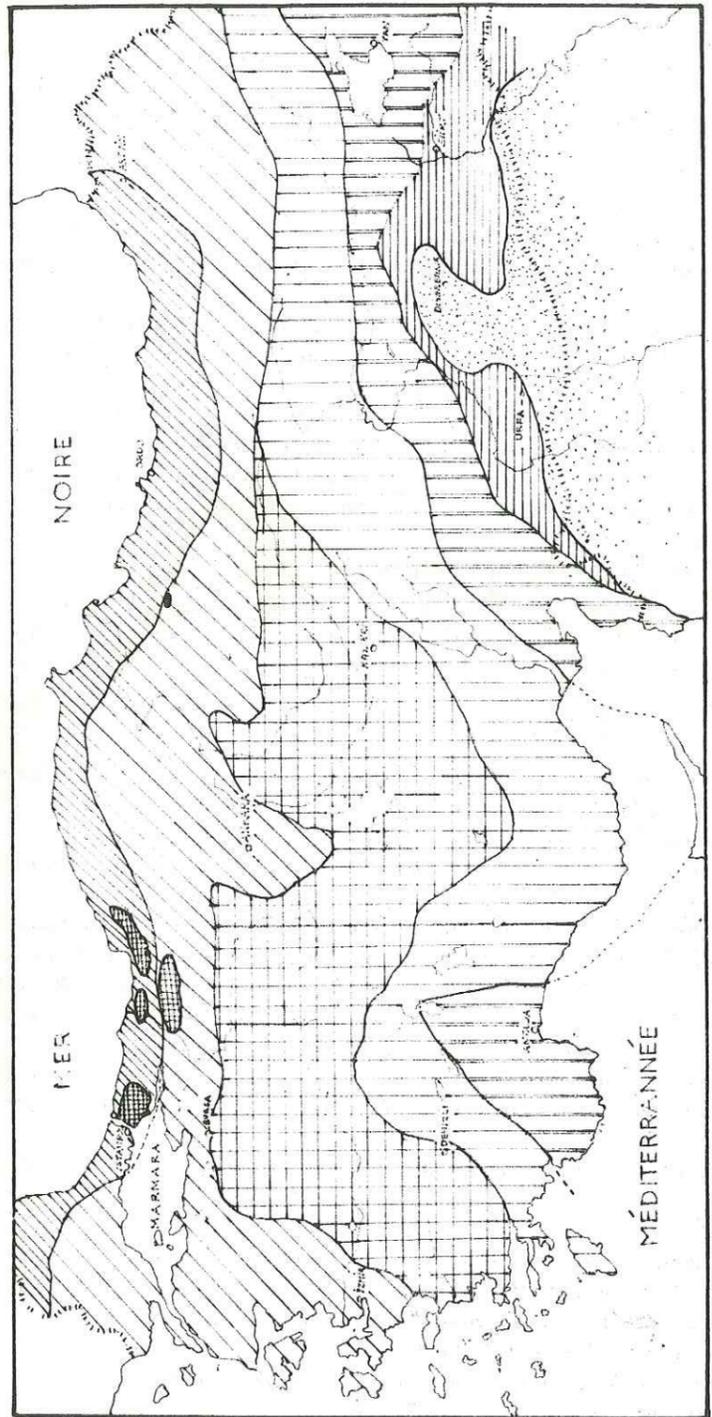
PLA.1 CARTE OROHYDROGRAPHIQUE

La région qui fait l'objet de nos études se situe dans la partie orientale des Pontides de Turquie. Les limites et l'extension des Pontides sont définies différemment suivant les auteurs. Les premiers essais de séparation en unités tectoniques des chaînes anatoliennes ont été entreprises par E. NAUMANN en 1896. Plus tard E. ARGAND (1924), R. STAUB (1924 - 1928), W. SEIDLITZ (1931), L. KOBER (1931 - 1942) ont développé ces études. Mais pour la première fois c'est P. ARNI (1939) qui a pu fournir une classification assez proche de celle qui est acceptée aujourd'hui. Il serait trop long de nommer tous les géologues qui ont travaillé pour délimiter les zones d'Anatolie. M. BLUMENTHAL (1946), N. EGERAN (1947), I. KETIN (1961 - 1970) ont fait des études qui méritent d'être citées.

Les unités tectoniques de la Turquie (du Nord au Sud) selon les différents géologues

P. ARNI (1930)	M. BLUMENTHAL (1946)	N. EGERAN (1947)	I. KETIN (1961-1964)
Pontides { du Nord du Sud	Pontides	Pontides	Pontides
Anatolides	Anatolides Anatolie centrale massifs médians	Anatolides zone médiane ortailides massifs médians icilides	Anatolides
Taurides	Taurides	Taurides	Taurides
Iranides	Iranides	Egée Iranides Thracides Egée-Iranides s. st.	
Anatolie - Iranides		Anatolie-Iranides	Plissements bordiers
Plissements bordiers	Iraquide Bloc syro-arabique	Plissements bordiers	

PLANCHE 2



LES UNITES TECTONIQUES DE LA TURQUIE D'APRES EGERAN - BLUMENTHAL - KETIN

 Les Pontides	 Les Anatolides	 Les Metamorphites	 Les Taurides
 Les Égée - Iranides	 Les plissements Sud-Est Anatóliens	 Le bloc Arabe	 Les massifs héracléens et Calédoniens

B2 - Les Pontides

Il s'agit pour nous de définir et de limiter les Pontides où se trouve notre terrain de thèse. Tous les auteurs ont été d'accord sur un point : au Sud des Pontides, se trouve, une zone qu'ils appellent les Anatolides. Nous essayerons donc de situer les Pontides par rapport aux Anatolides.

En se basant sur des critères de volcanisme, d'intrusion plutonique, de métamorphisme, de phases orogéniques et de séries sédimentaires, les caractères de ces deux zones adjacentes peuvent être résumés dans le tableau suivant :

Les grandes subdivisions des temps géologiques	PONTIDES					ANATOLIDES				
	Volcanisme	Intrusions plutoniques	Métamorphisme	Phases orogéniques	Sédimentation marine	Volcanisme	Intrusions plutoniques	Métamorphisme	Phases orogéniques	Sédimentation marine
QUATERNAIRE										
PLIOCENE	↕									
MIOCENE	↕								~~~~~	—
OLIGOCENE	↕								~~~~~	—
EOCENE	↕	+				↕	++		~~~~~	—
CRETACE SUPERIEUR	↕	+				↕			~~~~~	—
CRETACE INFÉRIEUR			↑					↑		—
MALM										—
DOGGER		+								—
LIAS	↕	+								—
TRIAS										—
PERMIEN										—
CARBONIFERE SUPERIEUR										—
CARBONIFERE INFÉRIEUR		+	↑							—
DEVONIEN		+								—
SILURIEN		+								—
CAMBRIEN		+	?							—

Les Pontides comprennent, en gros, tout le Nord de l'Anatolie. Leur limite nord se trouve dans la Mer Noire. D'après certains auteurs, la partie méridionale de la péninsule de Crimée appartiendrait à la zone des Pontides. Dans ce cas, une grande partie de la Mer Noire doit être considérée comme appartenant à cette zone.

Au Sud, en ce qui concerne les Pontides de Turquie les limites sont assez bien définies. Elles passent par La Thrace, le Sud d'Istanbul et Bolu. Certains auteurs de tendance moderne font débiter cette limite beaucoup plus au Sud, vers Izmir et la continuent vers Balıkesir et Bursa. Plus à l'Est, la ligne de fracture de Kelkit sépare les Pontides des Anatolides. Puis la limite remonte vers le Nord, au Caucase où les Pontides retrouvent leur extension. D'après A.H. GABRIELIAN, les Pontides correspondent en effet aux zones médianes et inférieures (zones Pambar-Gökça) de l'avant-fosse anticauca-sienne. La région surélevée appelée "Meskische Horst" par OSWALD (1912) est considérée comme faisant la frontière entre les Pontides et l'Anticaucase.

A l'Ouest (au Sud des Carpathes) l'avant-fosse balkanique se relie aux Pontides. L'appartenance de la zone de Vardar à cette série est encore un sujet de discussion.

Ainsi il est généralement admis que les Pontides correspondent à une zone à caractère spécial entre deux avant-fosses. Géographiquement il est commode de séparer les Pontides de l'Est et les Pontides de l'Ouest par une ligne nord-sud passant par Samsun.

Il nous est indispensable d'établir l'histoire géologique des Pontides pour pouvoir replacer notre étude dans son contexte général. Les massifs hercyniens et calédoniens doivent être rattachés aux Pontides.

Des formations paléozoïques présentant des degrés divers de métamorphisme se rencontrent en plusieurs endroits à la base des formations plus récentes. Le Silurien - Ordovicien a été daté dans la région d'Istanbul - Kocaeli ; c'est le terme le plus ancien connu dans les Pontides. Il se termine par des calcaires récifaux à Halysites ou par des quartzites à Graptolites.

L'existence d'une discordance très nette entre le Silurien et le Dévonien prouve l'existence de l'orogénèse calédonienne. D'après Cahit ERENTOZ, la mer dévonienne occupait seulement les Pontides de l'Ouest jusqu'à Sinop. Des schistes gréseux et des calcaires fossilifères forment la série dévonienne qui se caractérise, en outre, par de nombreux changements de faciès.

Le Permo-Carbonifère a une étendue beaucoup plus large. Il est surtout marin et par endroit, lagunaire. A l'Ouest, près d'Istanbul, des radiolarites, des schistes sériciteux, des grauwackes, des grès et conglomérats et des calcaires forment une série d'âge tournaisien - viséen. Plus à l'Est, vers Zonguldak, les formations lagunaires sont productives et correspondent au Namurien. Dans cette région où les importantes couches de charbon sont exploitées, le Permien est très mince. A l'Est, vers Bayburt, on rencontre des arkoses, des schistes gréseux, des quartzites, des rhyolites, des tufs et des calcaires à Schwagerina spiriferet crinoïdes. L'orogénèse hercynienne se manifeste par des phases de soulèvement et d'érosion dans le Carbonifère même (entre le Carbonifère inférieur et supérieur d'une part et entre le Namurien et le Westphalien d'autre part), et à la fin du Carbonifère, si bien que les terrains du Secondaire sont partout discordants sur le socle paléozoïque. Les petits massifs de granite plutonique des Pontides occidentales sont considérés comme hercyniens, alors que les intrusions de granite de Gümüşhane ont été déterminées comme post-liasiques. Les granites hercyniens à gros grain et à feldspath rouge ont digéré une grande partie du toit paléozoïque métamorphique formé de gneiss et de micaschistes. Par endroits, ils sont en contact avec les quartzites du Carbonifère supérieur, ce qui suggère que leur mise en place s'est effectuée durant le Permien inférieur ou le Permien moyen. Ici le Lias est transgressif sur une surface d'érosion triasique. L'absence de formations d'âge triasique est un fait général dans les Pontides ; à Kocaeli seulement on trouve les conglomérats de base, les calcaires détritiques et dolomitiques et les schistes à Halobia du Trias, transgressifs sur le Dévonien - Silurien.

La mer liasique s'étendait de la région de Marmara à toute la partie méridionale des Pontides ; les grès de base sont localement charbonneux et des lits de produits pyroclastiques s'y intercalent. Au-dessus viennent dans l'ordre : des calcaires rouges à phylloceras, des produits volcaniques, des schistes à Harpoceras, des laves et des tufs andésitiques intercalés de grès et de marnes, des calcaires rougeâtres à Pentacrinus, bélemnites et inocerames, des laves et tufs rhyolitiques, des grès, des conglomérats et des calcaires à Arietites. Le toit de cette série est constitué par des argiles des marnes à Hammatoceras.

Après la riche sédimentation de la période liasique les dépôts s'interrompent dans les Pontides orientales : une régression a lieu au Dogger. A l'Ouest le Dogger est constitué de conglomérats de base, de grès, et de calcaires détritiques et dolomitiques.

Le Malm est transgressif et repose en nette discordance sur les formations plus anciennes, souvent liasiques. Il est

caractérisé par des conglomérats et des calcaires à calpionelles. Au-dessus, une série formée de conglomérats, de grès, de marnes et de calcaires à Macroscaphites fait la transition entre le Jurassique et le Crétacé. A certains endroits on signale des intercalations de laves basiques au milieu de cette série de transition. C'est le début d'une longue activité volcanique qui va se poursuivre, presque sans interruption, jusqu'au Miocène. Les différents auteurs ont essayé de séparer des séries plus sédimentaires et des séries plus volcaniques. Les études faites sont très locales et manquent de corrélations.

Le Crétacé inférieur a une lithologie très variée suivant les régions. En général il est formé d'une série calcaire-marneuse très zoogène ; celle-ci s'achève dans les Pontides de l'Est, par une grande épaisseur de flysch.

Le Crétacé supérieur a commencé partout dans les Pontides, par une transgression très importante durant le Sénonien. Mais localement, à l'Ouest, cette transgression, qui était progressive, a pu débiter au Turonien et même au Cénomanién. Ce Crétacé supérieur consiste en une épaisse couverture de laves andésitiques et basaltiques, de tufs et d'agglomérats. On y trouve souvent des intercalations lenticulaires de calcaires, de marnes et de grès. Des niveaux de calcaires récifaux à Hippurites se rencontrent aussi en différents endroits. Vers l'Est on trouve des formations de flysch à *Globotruncana* ; ce même flysch contient des *Inocerames* dans les régions médianes des Pontides et ils ont été datés du Maestrichtien. A Giresun, Hans H. SCHULTZE-WESTRUM a observé des calcaires rouges à *Inocerames*. Il signale parallèlement à ces formations l'existence d'une série dacitique alternant avec des tufs ; cette série viendrait après la série de laves andésitiques et basaltiques qu'il appelle la "série basique inférieure". Sur les cartes géologiques des Pontides la notation de "Crétacé non différencié" est utilisée pour des complexes volcano-sédimentaires où tufs et produits détritiques sont mêlés.

Pendant le Crétacé supérieur, dans les Anatolides se développe un volcanisme ophiolitique ; dans les Pontides se manifeste un volcanisme parfois marin, mais beaucoup moins profond.

Le Paléocène dans les Pontides est la suite continue du Crétacé supérieur. Il peut être continental ou marin et est accompagné d'une activité volcanique dont les produits sont des laves basiques et les tufs correspondants : c'est le début de la série basique supérieure de Hans-H. SCHULTZE-WESTRUM.

Au début du Tertiaire, pendant l'Yprésien et surtout le Lutétien, une mer peu profonde a envahi les régions basses des Pontides. Cette mer éocène était séparée en deux bras : l'un au Nord, l'autre dans la zone des Anatolides ; la suite de la série basique supérieure constituée de flysch, de grès, de marnes et de calcaires à nummulites avec intercalations de produits volcaniques (andésites, basaltes, tufs et agglomérats) s'y déposait.

Pendant l'Eocène supérieur et l'Oligocène, le soulèvement des Pontides provoque une régression totale de la mer. Ainsi on constate la présence, vers Sinop, au-dessus du flysch éocène, de grès et de conglomérats avec bancs d'argile et de gypse. Les différents auteurs placent la plupart des intrusions granitiques après le Lutétien, donc à l'Eocène supérieur - Oligocène.

Ce fait reste un sujet de discussion. Ces intrusions granitiques sont toujours accompagnées par d'autres petites intrusions plus granodioritiques et par un réseau de dykes. Formées de roches basiques lamprophyriques, ou d'aprites. Un volcanisme très basique fait suite à ces phénomènes et ainsi débute la série appelée "Les volcanites jeunes". Cette série, après avoir montré une évolution vers un pôle acide, aboutit à nouveau à des termes très basiques pendant le Miocène, époque des dernières manifestations volcaniques importantes ; néanmoins WESTRUM signale des traces d'activité volcanique jusqu'au Quaternaire, au Sud de Giresun.

La mer, qui s'était retirée pendant l'Eocène supérieur et l'Oligocène, envahit de nouveau les zones de dépression au Burdigalien et trouve des voies d'accès pour s'introduire à l'intérieur du pays jusqu'aux Anatolides. Les conglomérats de base, témoins de cette transgression sont surmontés de calcaires et de marnes.

Une dernière régression s'effectue progressivement pendant l'Helvétien et le Tortonien. Le Néogène est caractérisé par des molasses d'eau douce. Des séries de sables, d'argiles et de marnes appartenant aussi à cette sédimentation occupent les versants nord des montagnes côtières, et la vallée de Kelkit au Sud des Pontides. Dans les Pontides de l'Est, le Miocène supérieur est représenté par des formations de sables, d'argiles et de marnes surmontées de gypses et de lignites. Tout à fait à l'Est, le Pliocène présente un faciès volcanique.

Les mouvements de surrection qui s'accroissent fortement au cours du Pliocène provoquent le dessèchement des lacs du Néogène à la suite du rattachement de ces lacs au réseau hydrographique. Les produits de l'érosion, portés ainsi aux rivages de la Mer Noire ont formé des terrasses d'accumulation constituées de sables, de galets et d'argiles. D'après ERENTÖZ ces terrasses sont d'âge pliocène supérieur (Lévantien supérieur).

Les régions très élevées des Pontides ont subi la glaciation pendant le Pléistocène et le Quaternaire. Enfin, des alluvions quaternaires de différente nature se rencontrent sur le bord de la Mer Noire, à l'embouchure des grands fleuves, et dans les principales vallées.

Détail de l'orogénèse alpine dans les Pontides

Les premières traces de l'orogénèse alpine correspondent à la discordance du Lias directement sur le Paléozoïque (İHSANKETIN, 1953). La phase kimeridgienne se caractérise par la superposition directe sur le Lias des conglomérats de base et des calcaires du Crétacé inférieur.

La phase austrienne est un mouvement plus récent qui se traduit par une transgression importante à la limite du Crétacé inférieur et supérieur. La phase laramienne, très fortement ressentie dans les autres unités tectoniques, est absente ou très faible dans les Pontides. Par contre, la phase pyrénéenne correspond au paroxysme principal et la mise en place des structures s'est achevée avant le Lutétien. Ainsi le Lutétien est transgressif et discordant sur les formations antérieures. Les Pontides ont subi des déformations importantes pendant la phase helvétique, à la fin de l'Oligocène. Après une dernière transgression, les mouvements verticaux, surtout au Pliocène supérieur, ont joué dans le sens d'un soulèvement progressif des massifs des Pontides. Même actuellement les Pontides restent une zone instable et sismique.

En liaison avec les phénomènes magmatiques, il y a eu formation dans les Pontides, de plusieurs gisements de cuivre, de plomb et de zinc dont certains ont un intérêt économique réellement important.

Les études antérieures faites dans la région étudiée

Il n'y a aucune étude géologique sur la région de Gökkyöy. Pourtant l'abondance des indices miniers de cette localité a suscité la visite, toujours très courte, de quelques géologues qui se sont satisfaits de décrire sommairement un certain nombre d'affleurements surtout du point de vue minier. Nous avons pris connaissance des travaux du Dr R. PILZ et d'ENVER ALTINLI. D'autre part les gisements miniers de la région de Gokoy sont énumérés dans un rapport de prospection de R. AKOL et de B. ALPAY (*).

Il existe enfin des levés géologiques au 1/100 000 effectués par ENVER ALTINLI (feuille UNYE 27.4). Par la suite nous verrons que je suis en désaccord avec cette feuille, quant à la nature, à l'étendue et à l'âge des formations.

Parmi les feuilles voisines, seule la feuille G.39. D.2 à l'Est de la feuille G.39.D.1 fut levée pendant l'été 1968. Grâce à une heureuse collaboration, le raccord a été établi en ce qui concerne la lithologie

(*) - Le Dr BÜLENT AĞRALI a travaillé dans une région située à l'Est de mon terrain d'étude en vue de délimiter les bancs de lignite.

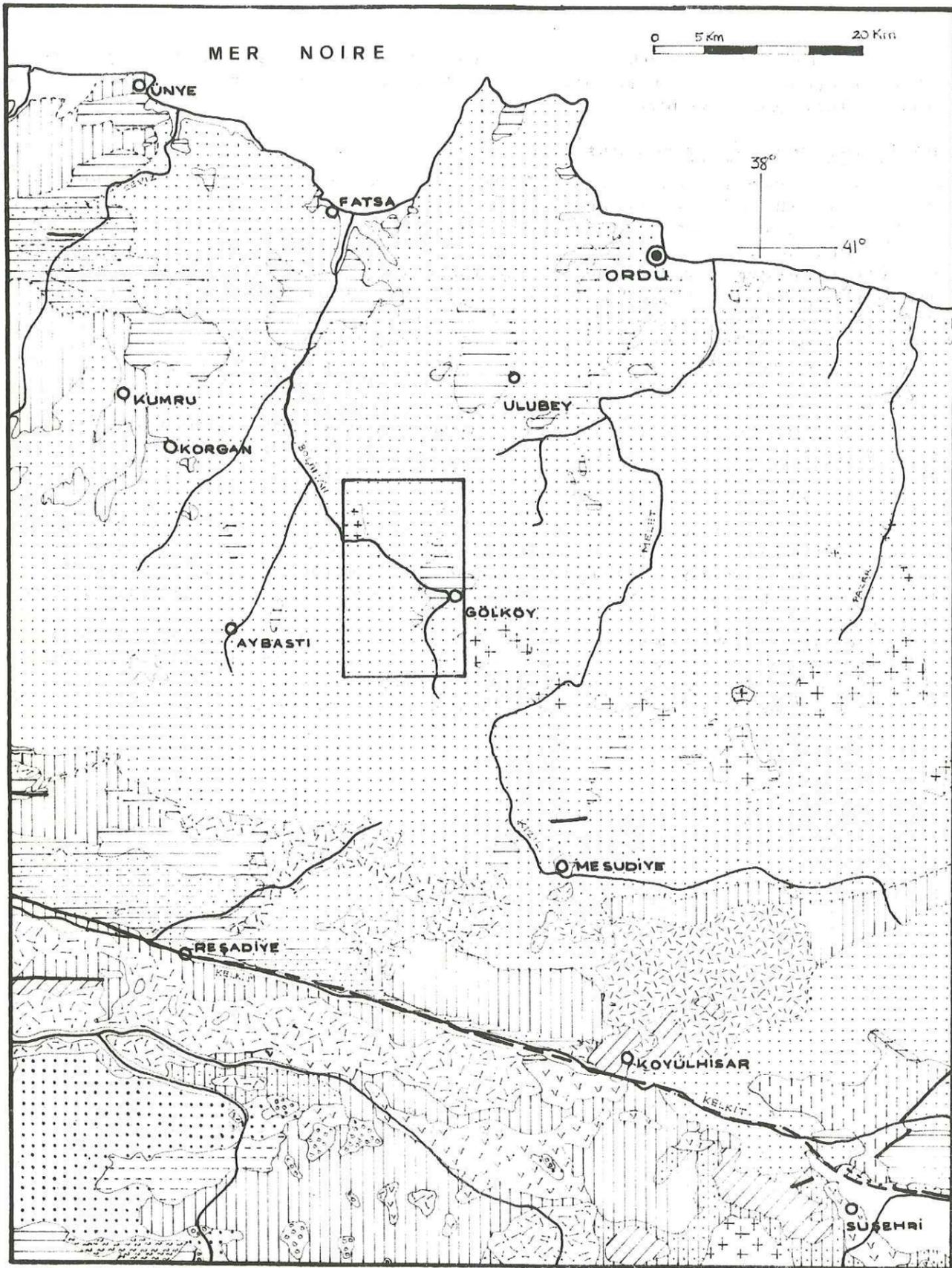
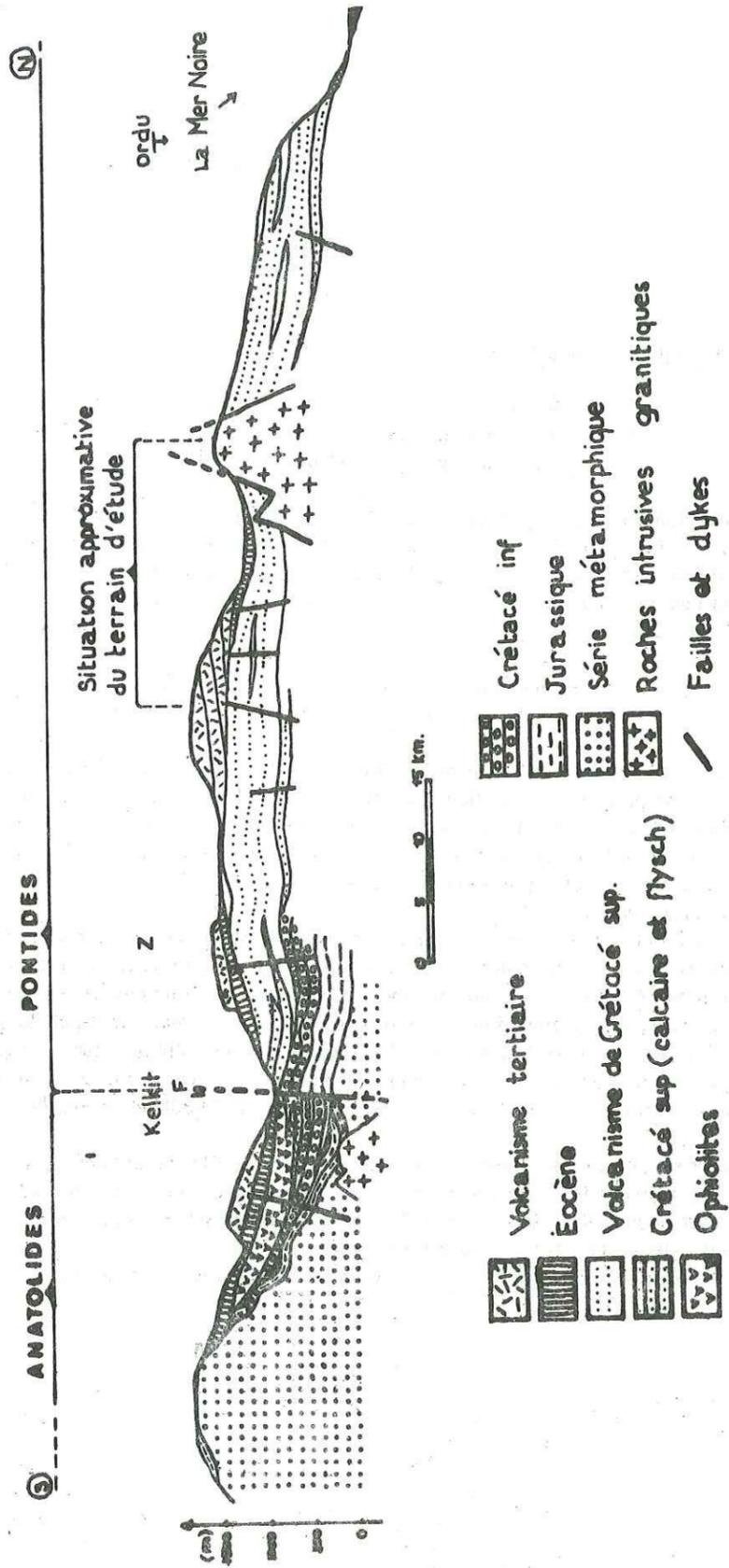


PLANCHE 3. CARTE GÉOLOGIQUE (D'APRES LA FEUILLE SAMSUN) Voir légende de figure 1

Fig 1. COUPE EXPLICATIVE DES PONTIDES



- Volcanisme tertiaire
- Eocène
- Volcanisme de Crétacé sup.
- Crétacé sup (calcaire et flysch)
- Ophiolites

- Crétacé inf
- Jurassique
- Série métamorphique
- Roches intrusives granitiques
- Feuilles et dykes

DEUXIEME PARTIE - ETUDE PETROGRAPHIQUE

Les leviers de terrain on fait apparaître trois grandes catégories de roches :

- les roches volcaniques
- les roches sédimentaires
- les roches plutoniques et hypovolcaniques

Les roches volcaniques couvrent 75 % de la superficie étudiée, tandis que les roches sédimentaires et les roches plutoniques et hypovolcaniques forment, respectivement 15 % et 10 % des affleurements. Ces proportions correspondent en gros à la répartition de ces mêmes roches dans l'ensemble des Pontides de l'Est.

Les roches sédimentaires nous ont été d'une grande utilité, par leur micro et macrofaunes, pour la distinction des deux séries volcaniques :

- l'une ancienne : la série volcanique crétacée
- l'autre, plus jeune : la série volcanique tertiaire.

L'appartenance de certaines roches volcaniques à l'une ou l'autre de ces séries reste douteuse quand aucune formation sédimentaire ne permet la distinction. En effet les roches volcaniques, et plus spécialement les roches volcaniques basiques du Crétacé et du Tertiaire, sont de nature très voisine. Parfois des fenêtres d'érosion laissent voir des affleurements de roches volcaniques de la série ancienne au travers des roches volcaniques plus récentes et il arrive que des appareils volcaniques récents s'installent directement sur la série ancienne dans des régions où les terrains sédimentaires manquent ou ont été érodés.

La description des roches volcaniques de la région de Gökçöy est très délicate, car ces roches ont subi des transformations très poussées, dues à l'action des agents atmosphériques. D'autre part, localement, des actions hydrothermales ont souvent rompu l'équilibre chimique, provoquant une transformation endogène des roches.

En ce qui concerne les roches plutoniques et hypovolcaniques, on connaissait depuis longtemps un petit massif de syénite calcaro-alcaline ; le choix de mon terrain de thèse a d'ailleurs été basé sur sa présence et l'un des objectifs de mon étude était de préciser les relations de ce massif avec son entourage. Par contre, on ignorait jusqu'à présent l'existence de microsyénites au Sud de Gökçöy : ces roches de semi-profondeur sont de nature plutôt hypovolcanique.

Quant aux roches sédimentaires, elles ont naturellement subi l'influence des activités volcaniques. En effet une accumulation volcano-sédimentaire passe verticalement ou latéralement, soit à des tufs volcaniques, soit à des sédiments s. st. qui sont toujours détritiques. Les roches volcano-sédimentaires, et les roches sédimentaires s. st. qui sont fortement associées seront classées et étudiées ensemble.

La nomenclature utilisée sera celle de LACROIX dont la classification est basée sur la nature des feldspaths.

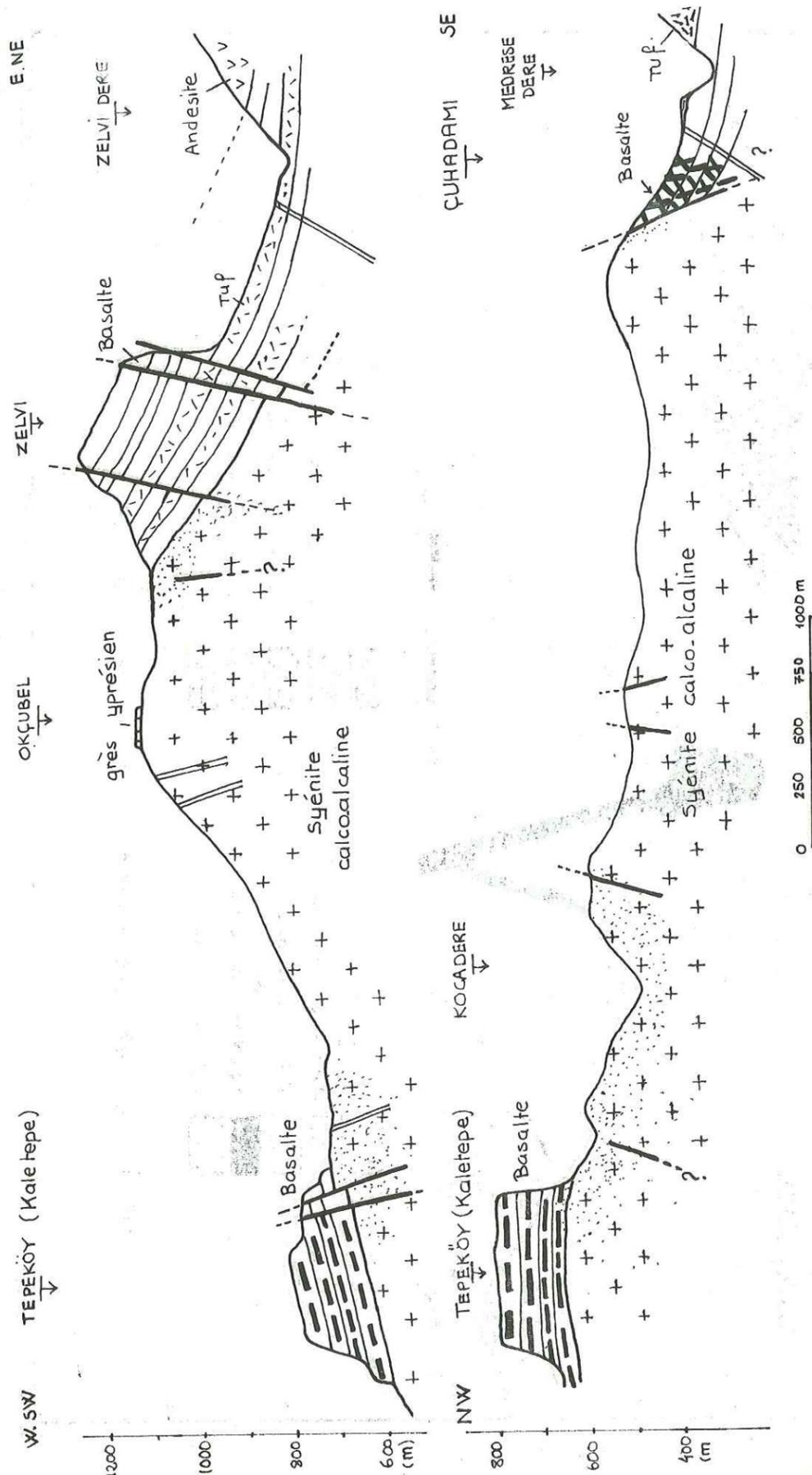
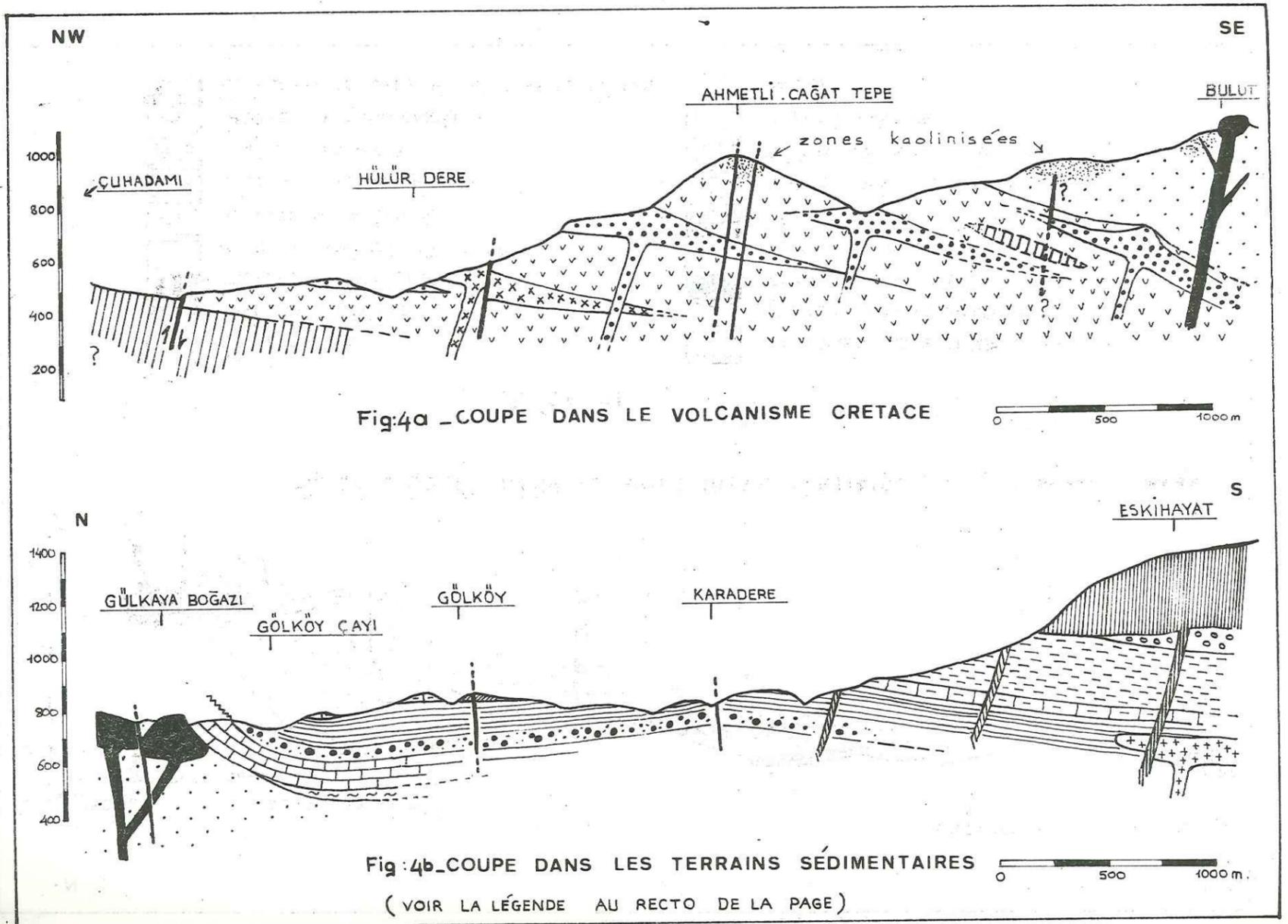
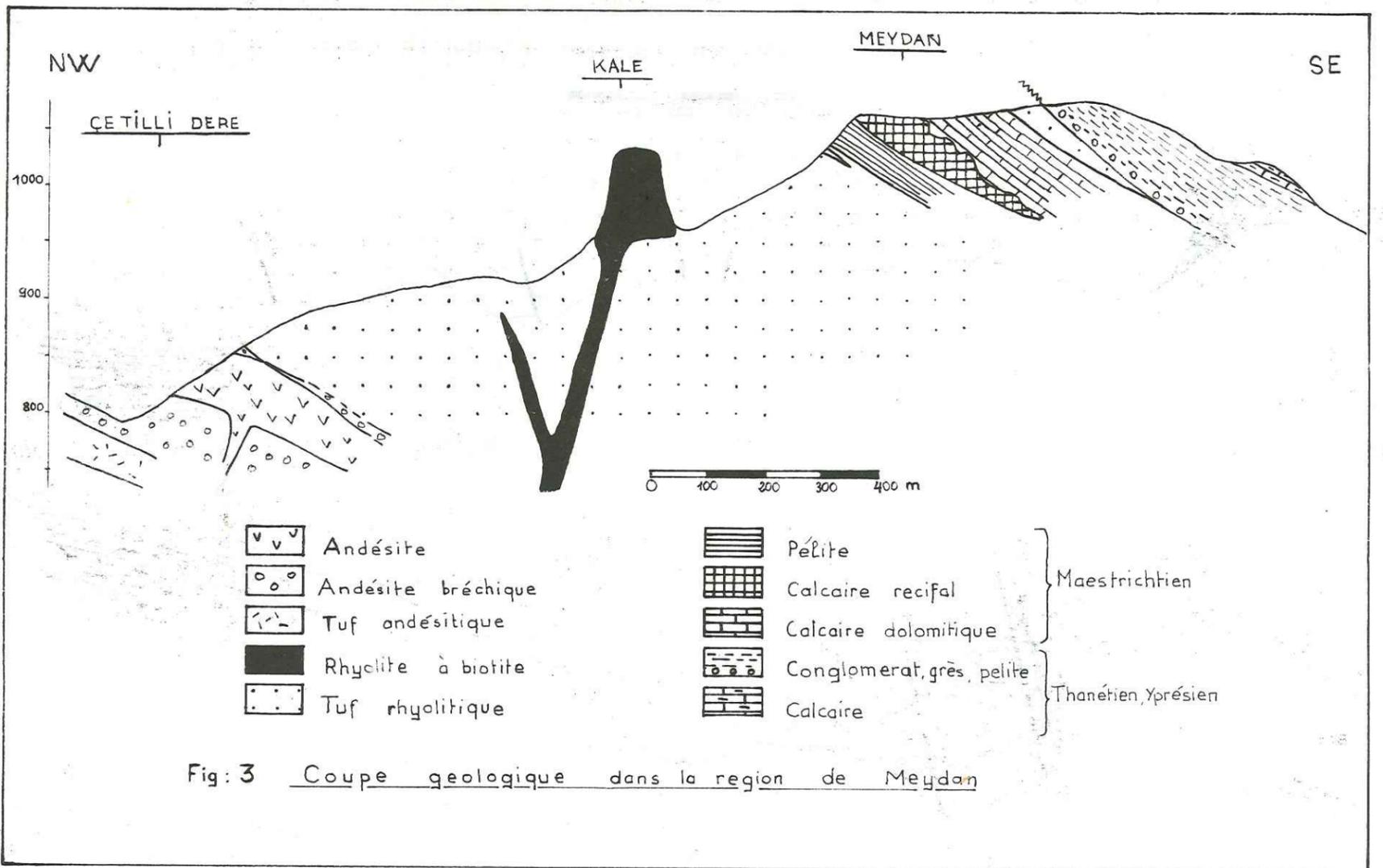


Fig : 2 Coupes géologiques montrant les syénites calco-alcalines et les roches encaissantes
 [stippled] Zone kaolinisée, [diagonal lines] Filon minéralisé, [dashed line with arrows] Diaclasage des basaltes.



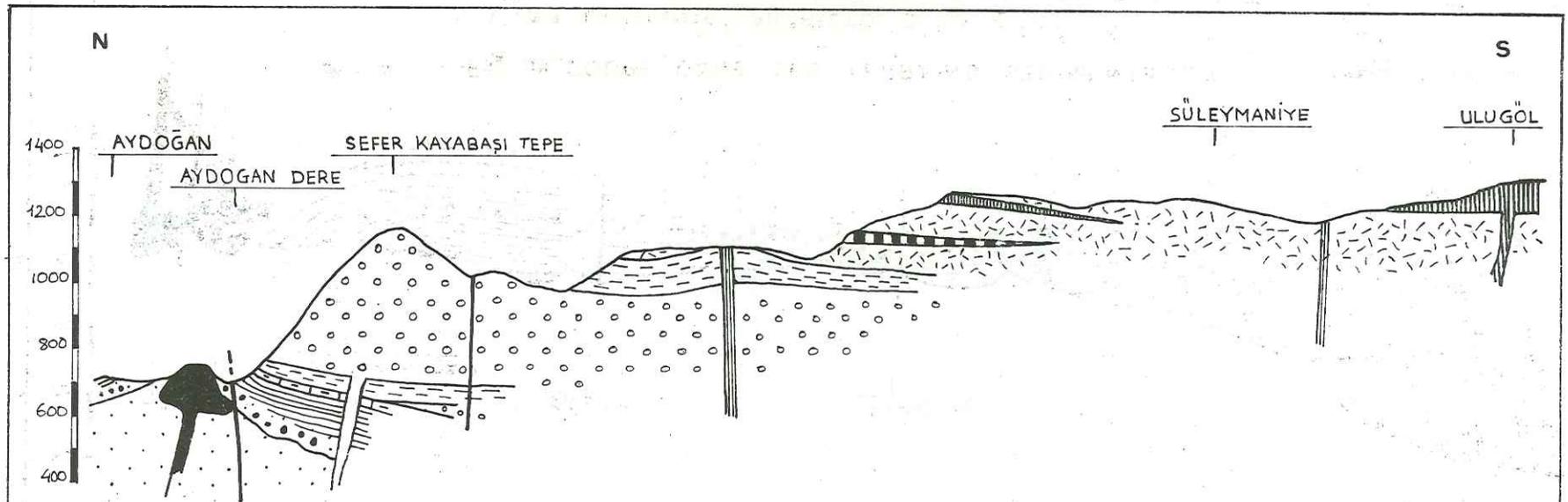


Fig 4c - COUPE DANS LE VOLCANISME TERTIAIRE

0 500 1000 m.

LÉGENDE

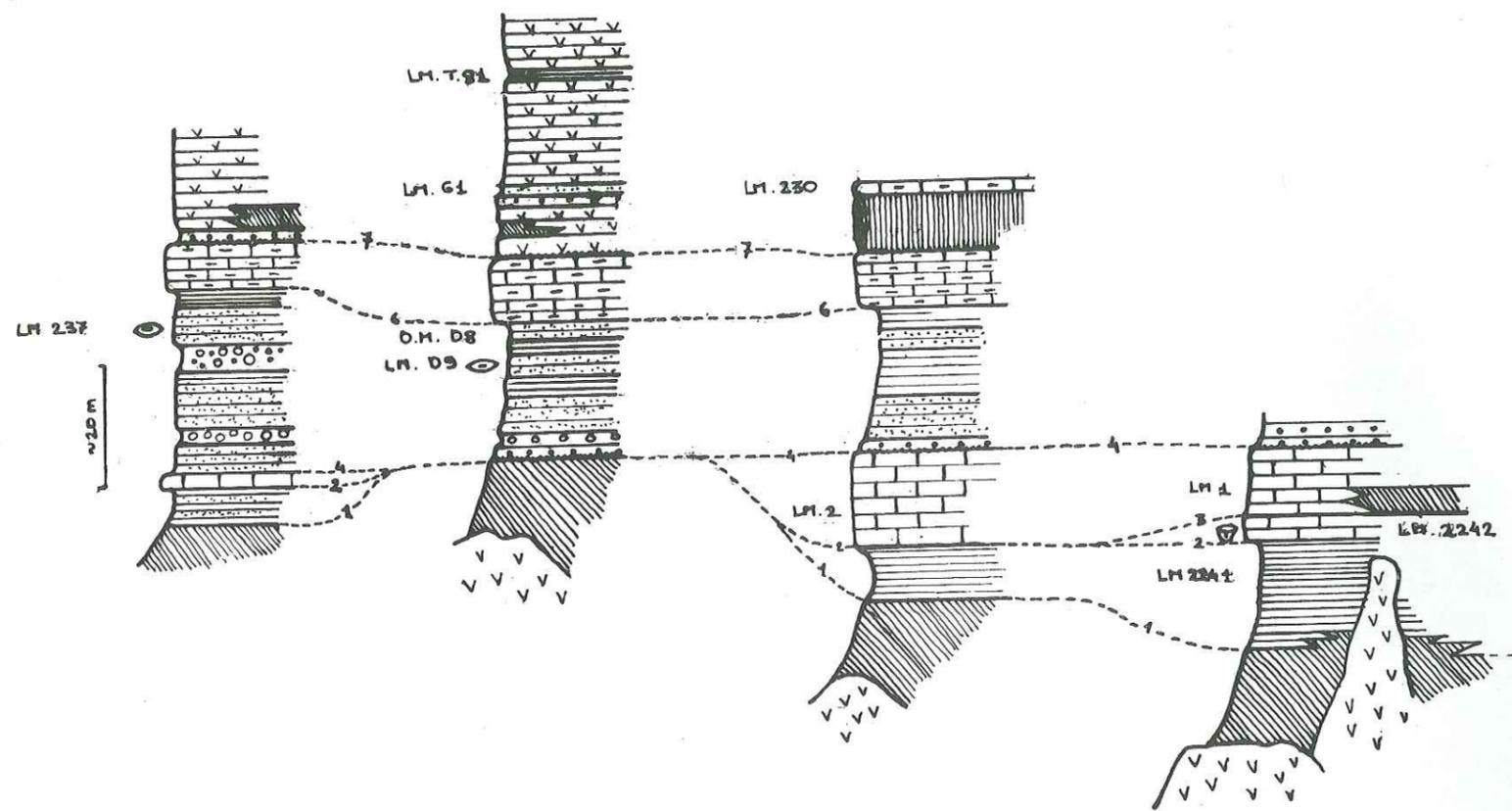
- | | | | |
|---|--|---|------------------------------------|
|  | TRAVERTIN |  | CALCAIRES DOLOMITIQUE ET RECIFEAUX |
|  | BASALTE TERTIAIRE |  | PÉLITES MAESTRICHIENNES |
|  | TRACHYTE CALCO-ALCALIN |  | RHYOLITE A BIOTITE |
|  | TUFS ET BRÈCHES TRACHYTIQUES |  | TUFS RHYOLITIQUES |
|  | ANDESITE PORPHYRIQUE |  | ANDESITE |
|  | VOLCANO-SEDIMENTAIRE |  | TUFS ET BRÈCHES ANDESITIQUES |
|  | CALCAIRE MARNEUX |  | TRACHY-ANDESITE A ZEOLITES |
|  | ROCHES HYPOVOLCANIQUES |  | BASALTE CRETACE |
|  | CONGLOMERATS, GRÈS ET PÉLITES TERTIAIRES |  | FAILLE |

CİHADİYE

PINARGÖZÜ

LE SOMMET 1097

MEYDAN



ÇATALARMUT

OKÇUBEL

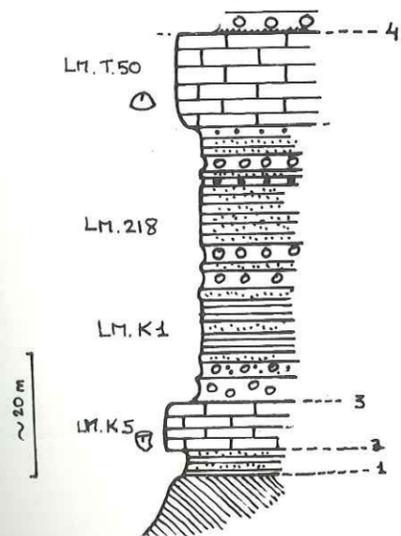
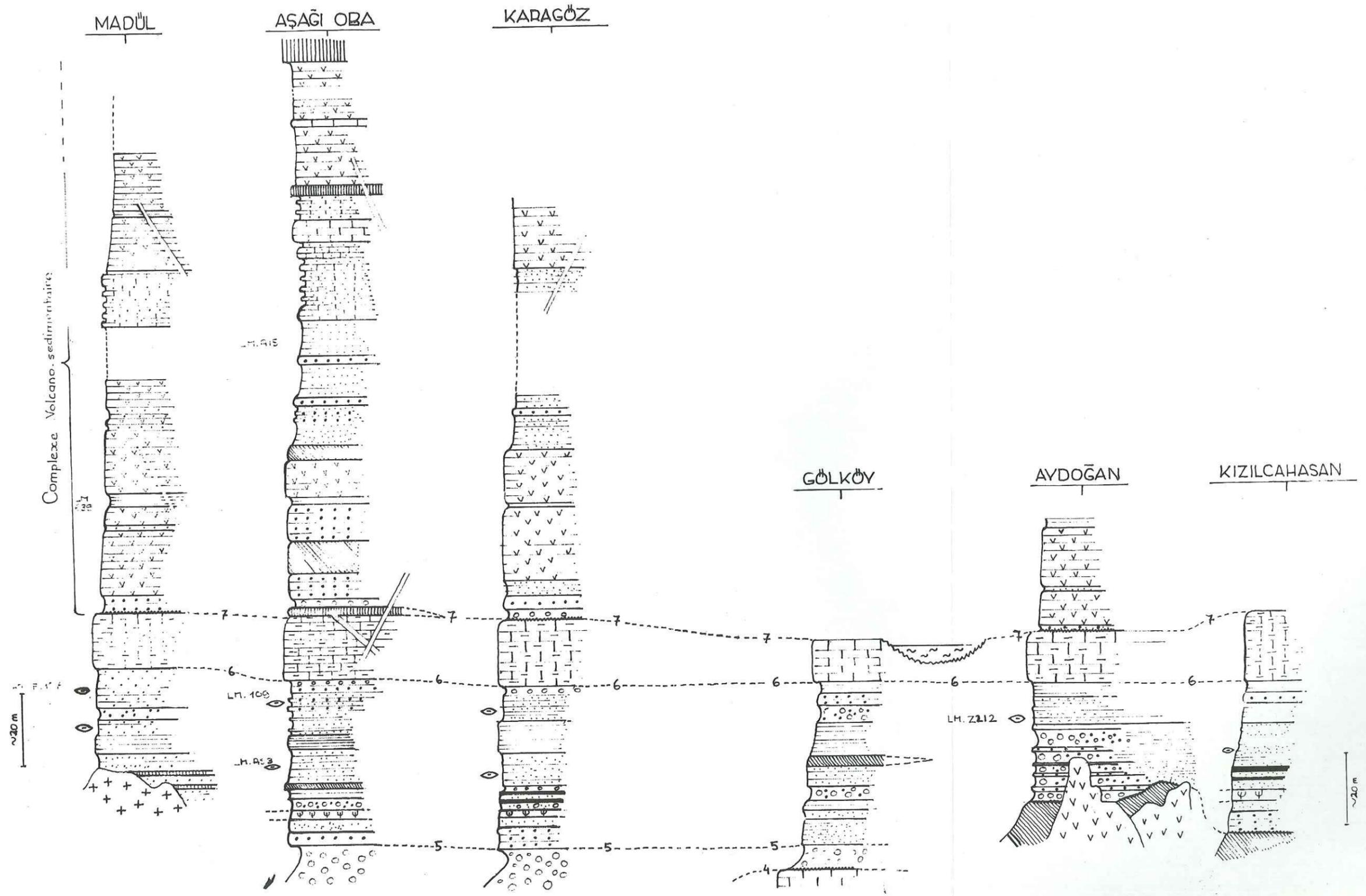


planche 4. LOGS STRATIGRAPHIQUES

LEGENDE

- | | | | |
|--|-----------------------|--|--------------------------|
| | Calcaire | | Nummulites |
| | Marno calcaire | | Echinoderms |
| | Pélite | | Hippurites |
| | Grès grossier | | Subdivisions principales |
| | Grès, sable | | |
| | Conglomérat | | |
| | Niveau à gastéropodes | | |
| | Lignite | | |
| | Travertin | | |
| | Tuf | | |
| | Volcano-sédimentaire | | |
| | Dyke | | |
| | Trachyte, andésite | | |
| | Coullée de lave | | |
| | Cristallin | | |

- | | |
|---|-----------------------|
| 7 | volcano-sédimentaire |
| 6 | Calcaire marneux |
| 5 | Formation grés-pélite |
| 4 | Conglomérat |
| 3 | calcaire dolomitique |
| 2 | Calcaire récifal |
| 1 | Pélite |



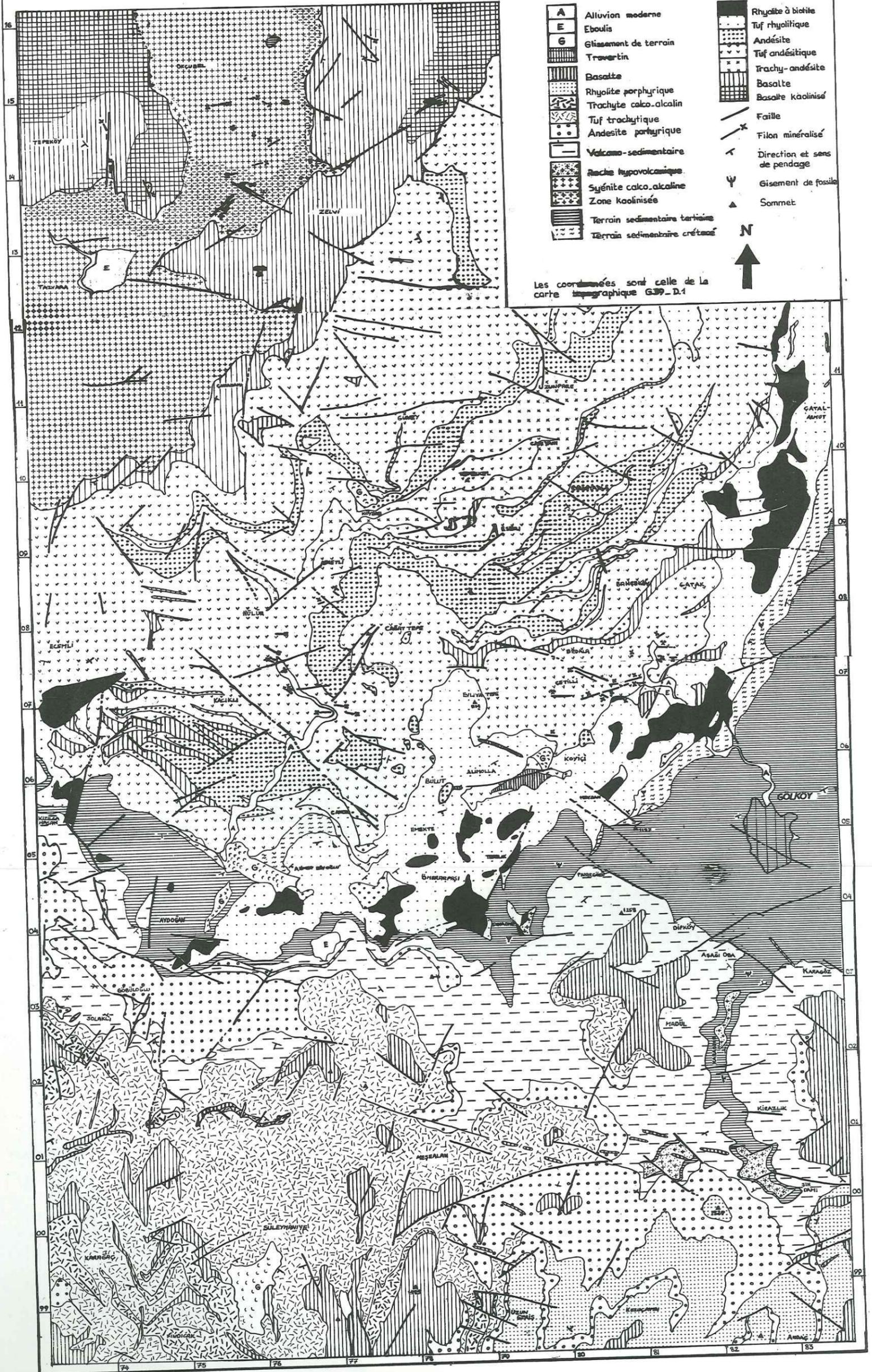
CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE GÖLKÖY

0 200 400 600 800 m

LEGENDE

	Alluvion moderne		Rhyolite à biotite
	Eboulis		Tuf rhyolitique
	Glissement de terrain		Andésite
	Travertin		Tuf andésitique
	Basalte		Trachy-andésite
	Rhyolite porphyrique		Basalte
	Trachyte calco-alcalin		Basalte kaolinisé
	Tuf trachytique		Faille
	Andésite porphyrique		Filon minéralisé
	Volcano-sédimentaire		Direction et sens de pendage
	Roche hypovolcanique		Gisement de fossiles
	Syénite calco-alcaline		Sommet
	Zone kaolinisée		
	Terrain sédimentaire tertiaire		
	Terrain sédimentaire crétacé		

Les coordonnées sont celle de la carte topographique G39-D.1



CHAPITRE I

LES TERRAINS SEDIMENTAIRES ET VOLCANO-SEDIMENTAIRES

Les terrains sédimentaires affleurent essentiellement au voisinage des routes Gököy - Aybastı, Gököy-Ordu et de la rivière Karadere. On remarque que les formations sédimentaires constituent un ensemble localisé dans le temps et dans l'espace entre deux grandes séries volcaniques.

A. - MESOZOIQUE

1 - Les pélites maestrichtiennes

Elles constituent la formation sédimentaire la plus ancienne connue dans cette région. On les rencontre à Meydan et à Aydoğan dere. Les pélites sont toujours déposées sur les tufs ou les tephres de la série volcanique ancienne qui sont d'ailleurs parfois entrecroisés avec les bancs inférieurs. L'épaisseur de ces roches ne semble pas dépasser 30 m.

Ces pélites sont des roches argileuses mal consolidées. En effet elles sont faites de matériaux détritiques très fins qui s'effritent facilement. Ces matériaux proviennent probablement du remaniement des formations tuffacées, qui sont très abondantes dans la région. Les pélites ont un débit schisteux dû à l'alternance de lits extrêmement fins. La couleur est généralement jaune-brun, mais très localement les pélites peuvent devenir mauves ou verdâtres.

Ces roches ne contiennent aucun macrofossiles, par contre elles renferment de rares Orbitoïdes qui ont été datées du Maestrichtien (LM 2241). (*)

2 - Les calcaires récifaux maestrichtiens

Ils affleurent à Meydan et à Çatalarmut. Ces roches, qui ont une couleur rouge, n'ont aucun débit particulier. Elles semblent être massives et sans litage. Elles constituent des crêtes très minces alignées approximativement dans une même direction. Ces calcaires sont, par endroits, très fossilifères. Ils se présentent alors sous forme de véritables édifices constitués par une faune récifale. On y trouve essentiellement des Coelentérés, des Lamellibranches et des Gastéropodes. Deux espèces d'Hippurites du Crétacé supérieur ont été déterminées :

Vaccinites loftusi

Orbignya cf. sulcoïdes.

On y rencontre aussi des Foraminifères :

Orbitoïdes sp. (LM 2242)

Orbitoïdes medius (LM. K 5)

(*) - Les déterminations des microfossiles ont été effectuées par A. BLONDEAU, Maître-Assistant à l'Université de Paris. Les macrofossiles ont été déterminées par le service paléontologique du M. T. A.

D'après une règle générale, l'édifice récifal s'établit sur un fond consolidé. Pour cette raison, bien que ces roches semblent surmonter les pélites de même âge, on peut envisager qu'elles s'enracinent sur les rhyolites à biotites qui constituent les dernières formations de la série volcanique ancienne. Dans ce cas, les pélites couvriraient seulement les pentes de l'édifice récifal dont elles seraient contemporaines ; ceci est confirmé par leur âge.

La forme complète de l'ancien édifice récifal est difficile à établir. Il peut s'agir :
- d'atolls. La faible étendue de la formation et sa forme légèrement arquée dans la région de Meydan plaident en faveur de cette hypothèse.
- de récifs-barrières. Le fait que toutes les formations récifales soient situées approximativement sur une même ligne et qu'une formation de calcaire dolomitique vienne s'appuyer sur ces roches étaye cette hypothèse.

3 - Les grès grossiers et les calcaires dolomitiques maestrichtiens

Cet ensemble présente différents aspects. Vers Meydan, les calcaires dolomitiques s'appuient directement sur les formations récifales. Ici les calcaires ont une allure détritique et méritent plutôt le nom de grès à ciment calcaire ; ce sont des roches très compactes, rouges, à gros grain déterminant un relief. Vers le Sud Ouest, en l'absence de formations récifales, elles reposent directement sur les pélites, tandis que vers le Nord on trouve, à leur base une série de grès grossiers. Ces derniers n'ont pas un caractère homogène. En effet plusieurs niveaux de conglomérats contiennent surtout des galets émoussés de roches volcaniques. A Çoban dere, les conglomérats sont directement sur des formations volcaniques : ici les pélites de base et les calcaires récifaux manquent.

L'ensemble de ces roches contient des échinodermes et des lamellibranches. Quelques lames minces (LM K1 et LM 218) ont aussi révélé des foraminifères :

- Orbitoïdes sp. remaniées du Maestrichtien (LM 1 et LM 2)
- Orbitoïdes medius (d'Archiac), Maestrichtien ou Crétacé supérieur.

Les différents niveaux de conglomérats qui se répètent et le fait que ces formations viennent en contact avec les roches volcaniques évoquent un phénomène de lente subsidence qui a permis, par la suite, la formation de calcaire dolomitique.

B. - TERTIAIRE

L'épaisseur et l'extension des roches sédimentaires deviennent plus importantes pendant le Tertiaire (fig. 4).

1 - Les roches détritiques grossières de base

Le Tertiaire est partout transgressif sur les formations antérieures avec une discordance plus ou moins nette. En effet, vers le Sud, à Aşağı Oba et à Karagöz, il débute avec des conglomérats de base dont l'épaisseur dépasse parfois 20 mètres. Ces conglomérats contiennent des galets de calcaire dolomitique, de calcaire récifal et plus rarement de roches volcaniques. Vers le Nord et vers l'Est, nous avons à la base plutôt des microconglomérats ou des grès grossiers qui marquent davantage une discordance angulaire. A Pinargözü et à Aydoğan, ces formations de base reposent directement sur les tufs volcaniques. L'hypothèse d'une érosion intense postérieure au Maestrichtien dans la région de Gököy est à rejeter, car à Aydogan on observe un mode de dépôt qui respecte les reliefs des formations volcaniques. Ceci nous laisse supposer que les éléments détritiques proviennent des régions plus lointaines.

2 - Les grès et les pélites

Ces roches forment un ensemble assez hétérogène. Les pélites, les grès fins et grossiers et même des conglomérats se succèdent en quelques mètres. A Aydogan, on observe également des changements latéraux de la granulométrie et de la nature de ces roches. On remarque qu'elles deviennent plus fines et plus marneuses vers le Nord, ce qui évoque un rivage situé plus au Sud. L'épaisseur de l'ensemble de ces formations atteint parfois 40 mètres.

Généralement il y a un passage progressif aux conglomérats de base par l'intermédiaire de grès grossiers. Ceci prouve une subsidence progressive. Les grès grossiers deviennent également plus fins toutefois avec plusieurs fluctuations. Un banc de 1,5 m, très fossilifère, se situe dans ces niveaux inférieurs. Ce banc est assez caractéristique et on le retrouve d'une façon constante en différents endroits. Il fournit de nombreux gastéropodes et lamellibranches dont certaines espèces ont été déterminées :

- Natica semipatula
- Turitella vermicularis
- Lucina contorta
- Venericardia multicostata
- Ostrea sp.
- Ostrea gigantea

Ces fossiles indiquent un âge thanétien et cuisien (= Yprésien). Nous placerons donc le début de la transgression entre le Maestrichtien et le Thanétien.

Le banc fossilifère semble être suivi d'une légère transgression qui se caractérise par des conglomérats associés aux grès et surtout par des couches très minces de charbon. Les couches charbonneuses s'intercalent avec des couches de grès et elles se répètent plusieurs fois sur une hauteur approximative de 8 mètres à Karagöz. Elles ont été exploitées à Kizilcahasan où l'épaisseur des bancs atteint parfois un mètre. La répétition des couches charbonneuses évoque une condition de formation rythmique. Ceci fait intervenir des reprises du cycle d'érosion à la suite du déplacement du niveau de base de la mer et des rivières. Ce déplacement est certainement causé par un mouvement tectonique. On remarque souvent que des bancs de tufs volcaniques accompagnent ces formations. Il a été montré en France que dans tous les bassins houillers, il existait un très fort apport volcanique. Les effondrements des bassins correspondraient ainsi aux effondrements volcano-tectoniques qui accompagnent toujours les extrusions de matériel volcanique. Certains auteurs lient également la destruction des forêts aux activités volcaniques.

Ces formations sont suivies, vers le haut, par des grès verts et des pélites. Les grès verts sont des roches grossièrement litées. Ils contiennent des nummulites. Elles sont particulièrement abondantes dans certains niveaux moyens où leur diamètre atteint parfois 2 cm. Les déterminations des microfaunes ont donné (A. BLONDEAU, in litt.) :

- LM AS 3 nummulites granuleuses (gr. aquitanicus) : Cuisien supérieur à Lutétien basal
- nummulites granuleuses (gr. laevigatus) : même âge
- LM 109 a et LM 109 b
- nummulites gr. aquitanicus : Yprésien
- LM 237 a, LM 237 b et LM D 9
- nummulites granuleuses (gr. aquitanicus) : Cuisien
- Assilina sp. : Cuisien

A Aydoğan, on trouve sur les rhyolites à biotite une épaisse couche de conglomérats et de grès grossiers mal consolidés. Ils contiennent de petits gastéropodes, des lamellibranches, des piquants d'oursin, des débris d'algues, des bryozoaires et des foraminifères. Le lavage de l'échantillon Z 212 a donné :

- Nummulites aff. rotularius : Cuisien
- Nummulites aff. nitidus : Cuisien

On y trouve aussi quelques foraminifères à test agglutiné, avec des Miliolidés (*Quinqueloculina* sp., *pyrgo* sp., *Triloculina* sp.) et *Globulina* sp., *Rotalia* sp.. Ces microfaunes sont accompagnés de turitelle et de cerithium.

A Okçubel, loin des autres formations sédimentaires, on retrouve les mêmes grès qui ont ici une couleur blanche. Les syénites calco-alcalines sont surmontées très localement par 20 cm de conglomérats de base qui sont eux-mêmes sous un mètre de grès à nummulites. Les poudingues contiennent des galets de roches volcaniques et de roches calcaires blanches qui n'existent pas dans la région de Gölköy. Les grès d'Okçubel sont très riches en nummulites.

LM 182 *Nummulites granuleuses affinis aquitanicus*
Nummulites karamani Daci - Dizer

Ces fossiles indiquent un âge cuisien (= Yprésien).

A Karadere les niveaux supérieurs des grès sont très pauvres en microfaunes. Ces grès contiennent des boules dont le diamètre est de l'ordre de 20 cm. Ces boules sont faites de la même matière gréseuse, mais mieux consolidée. Elles sont dues à des petits paquets de boue roulés sur une pente encore vaseuse. Les activités volcaniques ont probablement joué un rôle dans le déclenchement de ces petites avalanches de boules.

Les niveaux pélitiques intercalés entre les couches gréseuses ont une assez grande importance aux environs du village de Gölköy, tandis que vers le Sud, dans le Karadere, ils sont réduits à quelques mètres. Il s'agit des roches à grain très fin, qui constituent des masses terreuses, parfois sans stratification apparente. Souvent les pélites ont une couleur rouge ou mauve. Entre Gölköy et Kizilcahasan, on remarque un niveau constant de pélite jaune. La couleur rouge des sédiments est généralement considérée comme un bon critère du milieu continental.

La disposition des pélites par rapport aux grès et l'emplacement des conglomérats de base montrent que la mer a avancé du Nord vers le Sud. Ceci fixe un âge limite thanétien pour la transgression. Le manque des niveaux de base en plusieurs endroits et l'importance des sédiments dans certaines zones bien déterminées, évoquent la présence d'anciens rias, par lesquels la mer s'est fauillée à l'intérieur du pays. La région de Karadere correspond certainement à l'un de ces rias.

Les différents niveaux de grès grossiers et de conglomérats qui se répètent sur toute la hauteur de la série, démontrent l'instabilité de ces régions qui peut être liée comme nous l'avons évoqué plus haut à des phénomènes volcano-tectoniques.

3 - Les calcaires marneux

Il s'agit de roches à grain très fin, compactes, bien litées, de couleur gris-noir. Les calcaires marneux ont généralement une épaisseur d'environ 15 à 20 mètres. Ils s'amincissent vers le Sud de Karadere et dans la région de Cihadiye. Ils forment partout un niveau homogène à caractère assez constant. Bien qu'ils contiennent des traces noires d'origine organique nous n'avons trouvé aucun fossile qui puisse être déterminé. Pourtant nous pouvons dire que par rapport aux éléments détritiques auxquels ils succèdent, les calcaires marneux correspondent à une mer devenue relativement plus profonde.

4 - La série volcano-sédimentaire

Il s'agit d'un ensemble qui contient des niveaux successifs :

- de roches sédimentaires : grès fins ou grossiers, pélites, calcaires marneux ;
- de roches pyroclastiques : tufs fins ;
- de roches de caractère mixte, volcano-détritiques.

Ces dernières sont les plus abondantes. Elles représentent le mieux cette série. Ce sont des roches détritiques, bien litées. Elles ont une couleur brune ou grise. Elles sont surtout reconnaissables par leur graded-bedding. En effet, on note un granuloclasement de matériaux grossiers, moyens ou fins. La nature des parties fines est indéterminable, tandis que l'origine volcanique des gros grains est indiscutable. Il est possible de voir, à l'œil nu, des cristaux de plagioclase et, plus rarement, d'augite. L'étude au microscope montre que ces cristaux peuvent avoir soit des formes automorphes, soit des formes irrégulières cassées et érodées. On note aussi de minuscules fragments de lave cimentés par un matériel apha-

nitique probablement pélitique. Dans le cas où les fragments de lave deviennent très abondants, la roche mérite plutôt le nom de tuf ou de cinérite suivant la grosseur des grains.

Le graded-bedding a plusieurs aspects. Parfois il s'agit de pélites mouchetées de grains sableux uniquement sur la surface des bancs. Dans d'autres cas, les grains constituent une mince pellicule au-dessus de bancs franchement pélitiques. Mais souvent on constate un mode de sédimentation rythmique avec des cycles pélitiques suivis de cycles à grains sableux. Dans ces roches le granuloclasement n'est pas très net. Les petits et les gros grains peuvent s'associer sans polarité particulière. Parfois même, le granuloclasement peut être inversé, c'est-à-dire qu'on peut avoir de bas en haut des grains fins, moyens puis gros. En effet, d'après R. BROUSSE (1968) lorsque des scories volcaniques retombent sur des nappes d'eau, ce sont les plus gros débris, et aussi les plus riches en vacuoles qui flottent le plus longtemps.

L'ensemble de la série volcano-sédimentaire a une épaisseur qui dépasse 100 m. Elle est en très légère discordance angulaire sur les calcaires marneux. Elle débute à Aşağı Oba et à Karagöz par une mince couche de conglomérat qui contient des éléments gréseux de la série grésopélitique du Tertiaire. Les conglomérats sont surmontés de grès. Ce sont ces mêmes grès qui sont en discordance avec les calcaires marneux à Madül et à Aydoğan. Plus haut la série acquiert un caractère volcanique, toutefois avec certaines intercalations franchement sédimento-détritiques. On note également quelques minces passages de calcaire marneux noir. Vers l'Ouest une très importante coulée d'andésite porphyrique s'intercale entre les roches volcano-détritiques.

Sur les flancs de Solaklı Dere les roches volcano-détritiques sont percées et remodelées par ces mêmes andésites porphyriques (fig. 5).

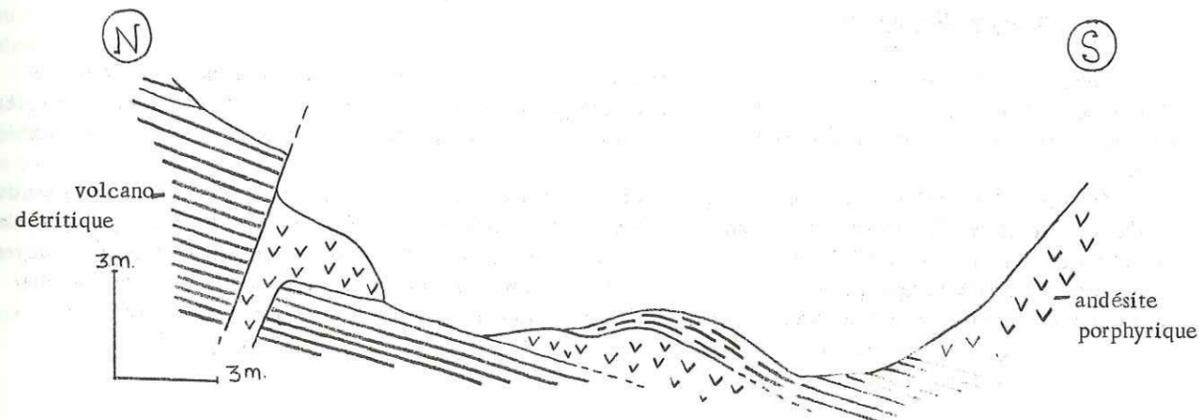


Figure 5 - Coupe dans Solaklı Dere (cote 775 m) -

A l'intérieur des sédiments nous avons observé quelques lentilles constituées par des accumulations de matériel grossier entre deux bancs pélitiques et des microdiscordances qui résultent des stratifications obliques.

Ces différentes observations évoquent le caractère flyschoidé de ces formations qu'il convient d'appeler *grauwackes*. Mais le manque d'arguments qui prouveraient une mer profonde nous empêche d'être affirmatif à ce sujet.

Certaines lames minces taillées dans ces roches ont fourni quelques microfossiles :

- LM. G 1 - *Nummulites granuleuses* (gr. *Laevigatus*) - Lutétien basal.
- LM. 639 et T 19 - *Globigerina* sp.
- *Bolivina* sp.
- *Textularia* sp.
- débris de Bryozoaires
- débris d'algues

Dans ces lames minces qui contiennent des microfossiles remaniés, on constate une très nette influence de mer ouverte. Ceci confirme en partie le caractère flysch de ces roches d'âge lutétien.

La discordance qui se trouve à la base de la série se situe obligatoirement entre le Lutétien et l'Yprésien et cor-

respond probablement à la phase pyrénéenne. Ce fait est en contradiction avec le caractère flysch des roches volcano-détritiques qui devraient être des formations anté-tectoniques. Mais ceci n'empêche pas la possibilité d'une autre phase ultérieure qui n'apparaît pas dans la région de Gököy.

C. - QUATERNAIRE

1 - Travertins

Ce sont des roches blanches, très grossièrement litées, ayant très souvent une stratification entrecroisée. Elles sont vacuolaires. Ces vacuoles ont parfois la forme d'un tube vertical et donne à la roche l'aspect d'un nid d'abeilles. Les travertins contiennent des empreintes de feuilles et des débris de tiges indéterminables.

L'emplacement d'une partie du village de Gököy se situe sur ces travertins qui ont une épaisseur approximative de 15 mètres. Comme on le sait ces roches sont formées aux griffons des résurgences. En effet, quelques sources pétrifiantes, au sein même de ces travertins, existent encore, derniers témoins de l'activité volcanique de cette région.

On note également quelques formations très locales de travertins plus anciens dans l'Eyseri Dere.

2 - Les alluvions modernes

Les éboulis et les brèches de pente ont une importance minime. De même les alluvions des rivières sont peu abondantes, ces dernières coulant souvent sur la roche en place. Il y a quelques accumulations alluviales très locales notamment au Nord Ouest du village de Gököy, à Ortaköy et à Eyseri. On note aussi quelques petites terrasses surélevées de 1 ou 2 mètres.

Les glissements de terrains, par contre, ont une très grande importance à Süleymaniye, à Yanikoglu, à l'Est de Çayirköy et à Ahmetli. Ces glissements encore très actifs mériteraient d'être l'objet d'étude spéciale. Le hameau de Süleymaniye installé sur une telle région présente un vrai danger. Ces terrains sont toujours constitués de tufs grossiers mal consolidés surmontant les surfaces de roches volcaniques, compactes, inclinées, qui jouent le rôle d'un miroir. L'intervention des eaux de circulation souterraines devient décisive dans le déclenchement des glissements.

CHAPITRE II

LA SERIE VOLCANIQUE CRETACEE

Elle couvre la moitié nord du terrain étudié. La route Gököy - Aybasti peut être considérée comme la limite approximative entre la série volcanique ancienne, d'âge crétacé et la série volcanique d'âge tertiaire. Une mince bande de sédiments nous sert d'ailleurs dans cette zone pour distinguer les deux séries. La série ancienne s'étend vers le Nord où elle forme des collines de moyenne altitude, s'opposant aux falaises formées par des roches plus récentes ; au Sud de ces dernières le volcanisme tertiaire donne une morphologie différente surtout représentée par de petits plateaux.

Le Gököy a creusé son lit, entièrement dans la série volcanique ancienne.

Cette série est caractérisée par des laves basaltiques rhyolitiques accompagnées de leurs produits pyroclastiques (brèches, agglomérats, tufs, etc.). Nous allons décrire ici une série incomplète : en effet, la base de la série n'affleure pas dans la région étudiée. Il faut aussi remarquer que l'évolution de la série, qui se fait dans le sens basique acide n'est pas absolument régulière et continue : en certains endroits les coulées andésitiques et les coulées basaltiques se succèdent, bien qu'elles soient issues d'un même appareil volcanique. On constate parfois, à l'intérieur même d'une coulée, le passage progressif des roches de nature andésitique à des roches de nature basaltique.

Nous avons classé les différentes laves crétacées en quatre types, chacun accompagné par son cortège pyroclastique.

- basaltes
- trachy-andésites à zéolites
- andésites
- rhyolites

A. - LES BASALTES

En ce qui concerne la répartition on peut distinguer :

- une masse homogène de basaltes qui constitue la base de la série crétacée. On rencontre ces basaltes uniquement au Nord Ouest, dans les localités de Çuhadami, Zelvi, Kale Tepe. Ils sont tous en contact avec les syénites calco-alcalines ;
- des épisodes basaltiques au sein des émissions à dominante andésitique qui viennent au-dessus. Tel est le cas des basaltes de Kizilcahasan, de Bogmalı, de Bahceköy et d'Eskiköy.

1 - Mode de gisement

Les basaltes se présentent à l'état de coulées d'aspect et d'épaisseur variés. Les basaltes les plus anciens sont en couches compactes qui donnent une morphologie à relief accentué. Elles peuvent être bien observées surtout dans les gorges creusées par les rivières qui les rencontrent.

- Pour les basaltes de la base, l'épaisseur totale n'a pu être évaluée, puisque l'on n'a pas observé de formation plus ancienne. A Çuhadami on a une coulée unique dont l'épaisseur doit dépasser 30 mètres. Leur cortège pyroclastique est absent ou de faible épaisseur, se limitant à quelques mètres de basaltes bréchiques (si on peut appeler ainsi une lave avec de rares blocs de même nature, d'environ 3 à 10 cm de diamètre). La grande épaisseur des tufs sus-jacents se rattache plutôt, par sa composition minéralogique aux andésites et aux andésites vacuolaires (fig. 2).

Les basaltes de Zelvi et de Kale Tepe sont beaucoup plus épais. A Kale Tepe, il existe une superposition de plusieurs coulées dépassant 60 m d'épaisseur. A Zelvi, les différentes coulées sont séparées par d'importantes couches de brèches et de tufs. Les filons cuprifères se localisent dans ces dernières formations.

Nous n'avons jamais observé une prismation dans ces laves anciennes. Par contre, les basaltes de Çuhadami sont découpés par des plans de division d'une façon qui rappelle les diaclases des granites. Ce débit particulier est secondaire et dû aux compressions et aux torsions qui sont les conséquences directes de la mise en place des syénites calco-alcalines à côté de ces roches. Les basaltes de Kale Tepe qui semblent surmonter les syénites (qui leur sont pourtant postérieures) ont un débit en bancs, assez réguliers appelés "lauze" lorsqu'ils sont rapprochés et "trapps" lorsqu'ils donnent à la roche une allure en marches d'escalier. Ces sortes de débits sont souvent dus aux conditions spéciales dans lesquelles le refroidissement s'est opéré. Ici ces "trapps" et "lauzes" semblent avoir une origine plutôt mécanique, comme les diaclases de Çuhadami, et être liées à l'intrusion batholitique des syénites. Les basaltes de Zelvi sont plus compacts et massifs. La présence de matériaux pyroclastiques intercalés avec les coulées, même assez cimentées, a certainement amorti l'influence mécanique de l'intrusion. Ainsi dans cette dernière région aucun débit spécial n'a été constaté en dehors des joints.

Au voisinage de certaines failles les basaltes deviennent cataclastiques : les roches sont broyées, mylonitisées et des actions hydrothermales entraînent leur décomposition bien visible.

Aucun basalte en filon (dyke ou neck) lié à ces anciennes roches n'a été observé. Il est très possible que tous les affleurements actuels soient assez loin des appareils volcaniques qui pourraient être à l'emplacement actuel des massifs syénitiques ou encore plus au Nord Est. Les effets d'une tectonique complexe nous empêchent, dans cette région, de procéder par mesure des pentes pour rechercher les centres d'activité. Par contre, la concentration des matériaux pyroclastiques à Zelvi est un indice qui permet de situer les centres d'émission, plutôt dans la direction du Nord Est.

Les levés de terrains nous permettent de dire que les basaltes anciens se sont épanchés sur des distances supérieures à 5 km.

- Dans le cas des basaltes liés au volcanisme andésitique, les coulées de laves compactes ont des épaisseurs qui varient suivant l'endroit. Des coulées andésitiques et basaltiques se sont épanchées successivement à partir des mêmes cheminées ou fractures. Il serait très long d'énumérer tous les gisements de ces roches qui, parfois, constituent des bancs de quelques mètres d'épaisseur seulement. Elles se distinguent dans la morphologie par des reliefs plus accentués par rapport aux laves andésitiques et aux produits pyroclastiques. Il est aussi intéressant de noter que, dans cet assemblage basaltico-andésitique, les tufs et les brèches sont plutôt de nature andésitique. Ces basaltes n'ont aucun débit particulier. Le phénomène de prismation n'a pas été observé, par contre les fissures subverticales sont très fréquentes. Certains y verront peut-être des colonnes très irrégulièrement et grossièrement prismées dans un style de "fausse colonnade". Pour les basaltes du Crétacé de la région de Gököy la vraie colonnade manque. Nous pouvons en déduire que pendant le passage du verre de l'état pâteux à l'état rigide, les fissures ont été dues uniquement à la vague de refroidissement irrégulière, descendue très rapidement depuis la surface de la coulée. Le peu d'épaisseur relatif des coulées a certainement joué un rôle dans ce phénomène. En effet, ces basaltes se sont répandus sur une topographie rendue souvent parfaitement plate par d'énormes épaisseurs de tufs andésitiques. Or, comme le montrent les exemples des environs, ce sont les basaltes canalisés dans des dépressions topographiques ou les basaltes des cheminées (dans ce cas on constate des colonnes en gerbes, qui montrent de "vraies colonnades").

La plupart des basaltes du Crétacé ont donné des coulées à surface lisse, non scoriacée ; la lave a donc trouvé assez de temps pour se dégazifier. Les gaz actifs qui remplissaient les vacuoles sont alors remplacés par de l'air ; ces vacuoles s'affaissent et la lave devient compacte. Mais il y a d'autres coulées basaltiques dont la surface est très finement bulleuse : on a alors affaire à des laves vacuolaires ou scoriacées comme celles de Çegillik Tepe ou d'Öteyüz.

2 - Etude pétrographique

a) Aspect macroscopique

Sur le terrain, en se basant sur les critères macroscopiques, nous avons distingué :

- basaltes très compacts aphanitiques,
- basaltes à phénocristaux d'augite;
- basaltes gris-vert

Les basaltes de Çuhadami et de Kaletepe qui sont au contact des syénites calco-alcalines, sont gris-verdâtre. Les pyroxènes et les plagioclases visibles à l'œil nu sont d'une couleur pâle et n'ont pas la même brillance que ceux des basaltes frais.

- Basaltes chloritisés.

Les basaltes de Zelvi sont verts avec de minuscules plages vert-jaune dues à la chloritisation et à l'épidotisation de la roche. Des baguettes d'épidotes en gerbes, quand elles sont très abondantes donnent à la roche leur couleur caractéristique.

- Roches kaolinisées (dont la nature est indéterminable en lames minces mais qui doivent être normalement d'anciens basaltes transformés par l'action des agents hydrothermaux et atmosphériques).

b) Aspect microscopique

L'observation au microscope permet de distinguer dix types de basaltes d'âge crétacé suivant la présence d'olivine, microlites, la richesse en feldspaths et la structure.

b 1) Basaltes assez feldspathiques

Ils se caractérisent par la prédominance des plagioclases sur les autres minéraux. La taille des minéraux est inférieure à 1 mm.

La pâte est formée par des microlites qui sont souvent plus sodiques que les phénocristaux de plagioclase. Par exemple, dans la lame mince T 17, nous avons pour les phénocristaux de plagioclase An 42 - 65 et pour les microlites An 30.

La structure est microlitique porphyrique. Mais parfois la pâte est formée par un agrégat cryptocristallin de feldspath, d'augite, de chlorite, et de minéraux opaques entourant de rares microlites ; il peut s'agir d'un faciès de dévitrification. Donc, à l'origine certains basaltes comportaient une mésostase vitreuse.

b 2) Basaltes peu feldspathiques sans olivine

Ils se caractérisent par la prédominance des autres minéraux sur les plagioclases. Ces basaltes sont riches en augite et magnétite. Les phénocristaux de plagioclase sont petits. Parfois ils manquent, et, sur une pâte microlitique, il n'y a que des phénocristaux d'augite en agrégats. Très souvent des microcristaux d'augite accompagnent les microlites dans la matrice. On observe une structure microlitique fluidale ; en effet, les microlites sont grossièrement orientées et ils sont parallèles aux contours des plus gros minéraux (LM 654).

b 3) Basaltes peu feldspathiques à olivine (fig. 6)

Ces basaltes diffèrent du type précédent par la présence de cristaux d'olivine en plus ou moins grande quantité. Parfois les olivines sont si abondantes que leurs cristaux seuls constituent les barylites, si on fait abstraction des microcristaux d'augite qui forment la matrice avec les microlites (T. 92).

Les cristaux d'olivine, sauf rare exception, sont assez petits et il n'est jamais possible de les voir à l'œil nu ou à la loupe. Dans les basaltes à olivine la structure est moins fluidale. Les microlites sont disposés d'une façon quelconque.

b 4) Mélabasaltes

Les mélabasaltes se distinguent des basaltes précédents en ce qu'ils renferment plus de minéraux noirs que de plagioclases ; autrement dit, ils appartiennent au groupe des roches mélanocrates. (T. 106).

Les pyroxènes de ces mélabasaltes sont des aegyrines. Il y a aussi de petits cristaux d'olivine, de biotite et quelques cristaux d'amphibole, probablement des hornblendes vertes (T. 10).

Un essai de calcul d'indice de coloration fait sur 3 lames minces nous a donné une moyenne de 65 % de barylites ; ceci est surtout dû à l'abondance des minéraux opaques et des pyroxènes. La pâte des mélabasaltes est rarement finement microlitique et souvent cryptocristalline. La présence de microcristaux d'olivine dans cette pâte est probable, mais ces olivines ne sont pas déterminables.

b 5) Basaltes uniquement microlitiques

Ce sont des basaltes qui contiennent uniquement des microlites, flottant au sein d'une mésostase cryptocristalline. Il s'agit d'une structure microlitique aphanitique. La taille des microlites varie entre 25 et 100 μ . Il s'agit de labrador (An : 60).

Exceptionnellement quelques autres petits cristaux, dont la taille ne dépasse pas 200 μ flottent au milieu des microlites. Ces rares petits cristaux sont des augites aegyriniques (2 V = + 72°) et des plagioclases : andésine (An 32), labrador (An 60) (ex. T. 54).

b 6) Basaltes porphyriques à grands phénocristaux (fig. 7)

Cette variété, la plus représentée dans les anciens basaltes, est caractérisée par la présence de grands phénocristaux automorphes. Ces phénocristaux sont des pyroxènes : augite, augite aegyrinique (LM 275) ou des plagioclases : andésine (An 31), labrador (An 60) (ex. T. 70). Les phénocristaux de pyroxène et de plagioclase peuvent coexister dans la même lame mince (LM 344). Nous avons constaté que les basaltes à phénocristaux de pyroxène ont une pâte cryptocristalline, tandis que les basaltes à phénocristaux de plagioclase ont une pâte formée de microlites plus ou moins grands. Ces derniers ont donc une structure microlitique porphyrique.

Dans les basaltes microlitiques porphyriques, on observe fréquemment des plagioclases correspondant à des temps de formation différents. Ce phénomène, à un moindre degré, existe aussi dans les autres types de basaltes.

b 7) Basaltes trachy-doléritiques

Les minéraux sont groupés de façon à engendrer une structure caractérisée par la forme en baguettes des plagioclases et leur présence à l'état d'inclusions dans les pyroxènes (LM 354 et 3). Il s'agit de laves présentant nettement deux temps de cristallisation et les qualificatifs d'ophitique et de doléritique ne peuvent pas être attribués à ces basaltes où les cases polygonales délimitées par les lattes feldspathiques, caractéristiques des dolérites, n'existent pas. Nous avons plutôt une structure intermédiaire entre la structure microlitique et la structure doléritique, appelée trachy-doléritique par ELLIOT (1952) et sporophytique par WALTER (1957).

b 8) Basaltes vacuolaires

Ces basaltes contiennent des bulles microscopiques, invisibles à l'œil nu, remplies par de la chlorite et de la calcite et plus rarement par de la calcédoine, de la tridymite et des matières isotropes (ex. 267). Il s'agit des basaltes cités plus haut, mais à structure particulière.

Pour ces basaltes, la lave n'a pas eu le temps de se dégazifier et s'est solidifiée en emprisonnant les éléments volatils.

Les agents hydrothermaux ont trouvé un milieu favorable à leur propagation dans ces basaltes, qui sont donc très décomposés. Les vacuoles ne sont pas toujours sphériques et souvent elles ont des formes irrégulières capricieuses, présentant même des bourgeons dus à un éclatement avorté des vacuoles. Le remplissage des vacuoles peut être homogène ou formé de plusieurs minéraux. Il est intéressant de noter que l'ordre de remplissage n'est pas fixe pour tous les basaltes. Ainsi dans la lame mince 275, la calcite qui se trouve au cœur des vacuoles est postérieure à la chlorite qui en tapisse les bords, tandis que dans la lame mince 463, le remplissage s'établit dans le sens inverse (fig. 8).

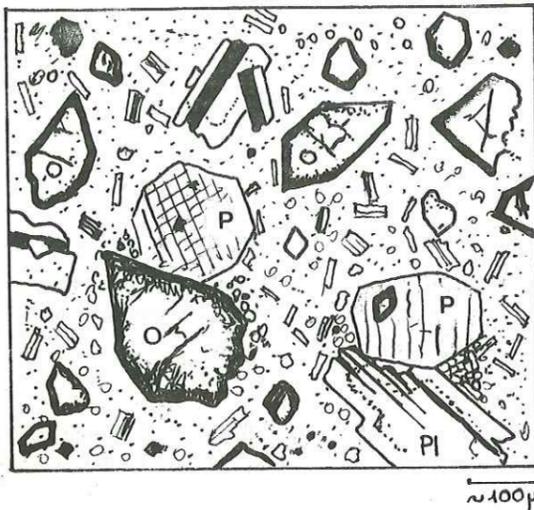


Fig: 6 Basalte peu feldspathique à olivine

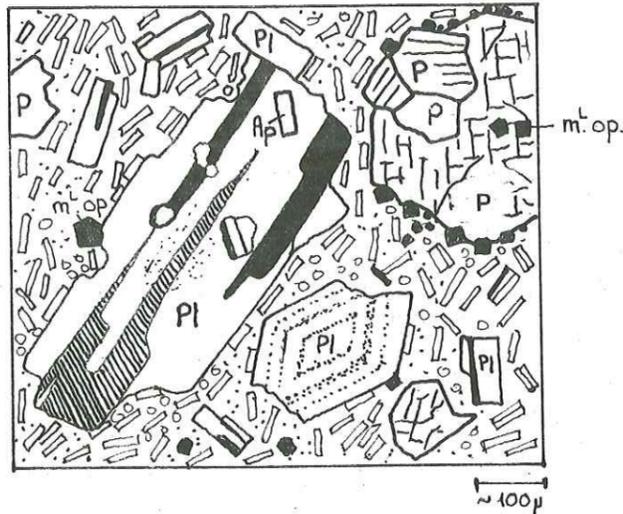


Fig 7 Basalte porphyrique à grands phénocristaux

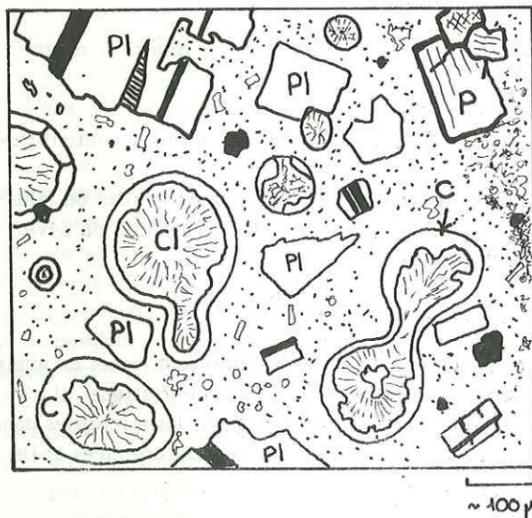


Fig: 8 Basalte vacuolaire



Fig:10 Basalte saussurité

- | | |
|---------------|--|
| Ap : Apatite | m ^{op} : minéral opaque |
| C : Calcite | O : olivine |
| Cl : chlorite | P : Pyroxène (ouralitise' dans fig 10) |
| E : Epidote | Pl : Plagioclase |

Dans la même lame mince 316, un minéral (probablement pyroxène) complètement altéré et transformé en chlorite jaune-vert semble mouler des microvacuoles, ce qui pourrait faire penser à la postériorité de ce minéral par rapport aux microvacuoles. En fait nous pensons qu'il s'agit plutôt de golfes de corrosion occupés ensuite par les vacuoles.

On observe parfois des microcristaux de minéraux opaques au sein des vacuoles. Ces minéraux opaques peuvent être d'anciens cristaux englobés par des poches de matières volatiles ou des dépôts de ces matières volatiles mêmes (LM 316).

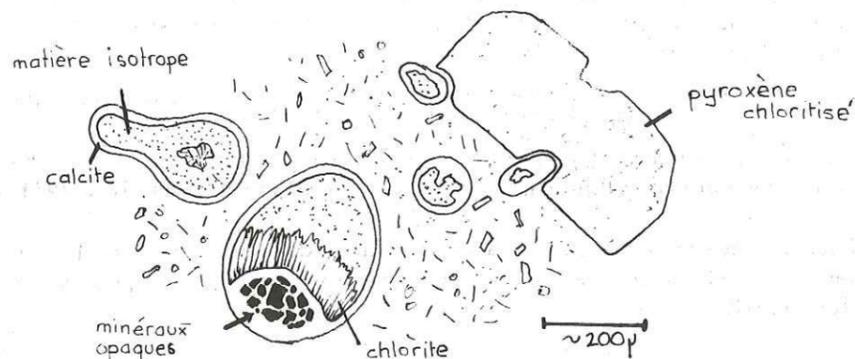


Figure 9 - Vacuoles dans L.M. 316 -

La taille des vacuoles varie entre 300 μ et 10 μ . Elles sont invisibles à l'œil nu, sauf à la surface supérieure des coulées qui est parfois finement scoriacée.

La pâte des basaltes vacuolaires est généralement cryptocristalline et très altérée. Elle comporte des microplages de calcite et de chlorite résultant d'une dévitrification suivie d'une altération très poussée. La mésostase de la lame 316 contient aussi de petits microlites rares et dispersés.

A part les 8 types des anciens basaltes frais (au moins relativement), nous avons aussi étudié les lames minces des basaltes très transformés par les agents hydrothermaux et atmosphériques en les classant sous deux types qui s'ajoutent aux 8 précédents.

b 9) Basaltes saussuritisés (fig. 10)

Les basaltes les plus anciens au contact des syénites calco-alcalines ont subi une transformation métasomatique sous les actions hydrothermales, pendant la dernière phase de mise en place de l'intrusion batholitique. Ceci se traduit par une saussuritisisation des roches volcaniques dans une zone située en auréole autour du batholite. La saussuritisisation a aussi influencé les différentes parties du massif syénitique.

Dans les basaltes qui ont subi l'action de vapeur d'eau diversement minéralisée, il y a eu formation de nouveaux cristaux au sein des anciens minéraux et aussi dans la pâte. Tous les cristaux de néoformation sont typiquement hydrothermaux. Cette transformation est progressive et s'accroît quand on s'approche du massif syénitique : là les vapeurs hydrothermales ont pu se propager grâce au réseau de cassures qui a aidé et accompagné l'intrusion syénitique.

Ainsi nous observons les transformations suivantes dans les lames minces 560 - 588 - 571.
 plagioclase --> calcite, chlorite, séricite (damourite), albite, matière isotrope fine (argile ?)
 pyroxène --> calcite, pistachite, chlorite, amphibole (ouralitisation)
 amphibole --> chlorite, épidote
 olivine --> serpentine, chlorite, minéral opaque (limonite)
 biotite --> chlorite
 pâte --> calcite, chlorite, zoïsite, pistachite.

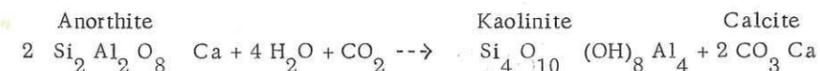
Il reste souvent des témoins des anciens minéraux, ce qui nous permet d'être affirmatif sur la nature originelle de la roche. Mais il y a des cas où la roche est complètement occupée par les minéraux hydrothermaux de basse

température et de basse pression (ex. LM 567 - 568 - 510). Les contours des anciens minéraux ne sont pas nets car les minéraux hydrothermaux se sont formés aux dépens de la pâte et de ces anciens minéraux à la fois.

Le terme de propylitisation peut être utilisé pour ce phénomène. La propylite qui est le signe d'une minéralisation hydrothermale sulfurée se caractérise par des agrégats d'épidote, de séricite, de chlorite, de calcite, de plagioclases sodiques et de minéraux opaques sulfurés. En effet, les gisements filoniens, contemporains des actions hydrothermales, qui ont pris place dans les anciens basaltes altérés, ne contiennent que des minéraux de la classe des sulfures et des sulfosels (pyrite, galène, chalcopryrite, tétraédrite, etc.). Il ne peut donc s'agir en aucun cas de phénomènes de spilitisation, tels qu'on en connaît dans d'autres secteurs des Pontides.

b 10) Roches volcaniques kaolinisées

Ces roches correspondent à un lessivage par des vapeurs d'eau chargées de gaz carbonique. Les roches volcaniques, probablement d'anciens "basaltes assez feldspathiques" sont très altérées au voisinage des grandes cassures. Les plagioclases très calciques de ces basaltes initiaux ont été transformés à basse température et à basse pression suivant la formule :



En réalité la transformation hydrothermale a été beaucoup plus complexe étant donné la présence des minéraux ferro-magnésiens et de leurs produits d'altération. La kaolinisation est souvent accompagnée par une silicification et par la formation de minéraux opaques (sulfures et sulfosels visibles à la loupe). L'altération atmosphérique et les eaux de circulation ont pu agir ensuite dans ce milieu qui avait déjà subi une altération hydrothermale : la limonitisation et la chloritisation de ces roches sont liées à ces dernières actions. Le résultat est une roche blanche, parfois limoniteuse, très friable.

L'examen au microscope n'amène pas de grandes précisions sur la nature initiale de la roche (LM 562, 693). Les contours des anciens phénocristaux témoignent quand même de la structure de la roche ; ces cristaux sont totalement occupés par la chlorite, la calcite, la séricite (ou la damourite), le quartz, la limonite et par des inclusions qui semblent être isotropes. La kaolinite a été déterminée au diffractomètre RX (échantillon F. 4).

La pâte est envahie aussi par des plages de calcite, de chlorite, de quartz xénomorphe et de micro-particules isotropes qui donnent à la lame son aspect très sale et très chaotique.

c) Etude des minéraux des basaltes d'âge crétacé

Les études faites au microscope normal, à la platine universelle et au diffractomètre RX ont donné les résultats suivants :

- Les feldspaths :

Ils se présentent en cristaux automorphes ou subautomorphes dont la taille va de quelques microns (microlites) à 2 mm (phénocristaux). Pour leur détermination, nous avons mesuré à la platine universelle l'angle d'extinction des sections normales de $g^1(010)$ par rapport à n_p . La fréquence de répartition des 73 mesures effectuées est la suivante : (fig. 11).

On constate que les plagioclases ont une composition assez étalée, entre An 30 et An 90, avec toutefois une prédominance de An 55 - 60. Les plagioclases sont donc essentiellement des labradors mais aussi des andésines et des bytownites. La présence d'une gamme de plagioclase aussi large est habituelle dans les roches volcaniques. LARSEN et IRVINE (1938) ont montré que dans les laves de la région de San Juan la composition des plagioclases variait entre An 11 et An 83. Ceci met en évidence, que beaucoup de plagioclases n'étaient pas cristallisés dans le magma de départ et qu'ils sont les produits d'une différenciation progressive et continue qui s'est effectuée, pendant la montée du magma et pendant l'épanchement des laves. Nous verrons par la suite que plusieurs autres observations confirment cette hypothèse.

BIBLIOTHÈQUE
 GRENOBLE-SCIENCES
 UNIVERSITAIRE

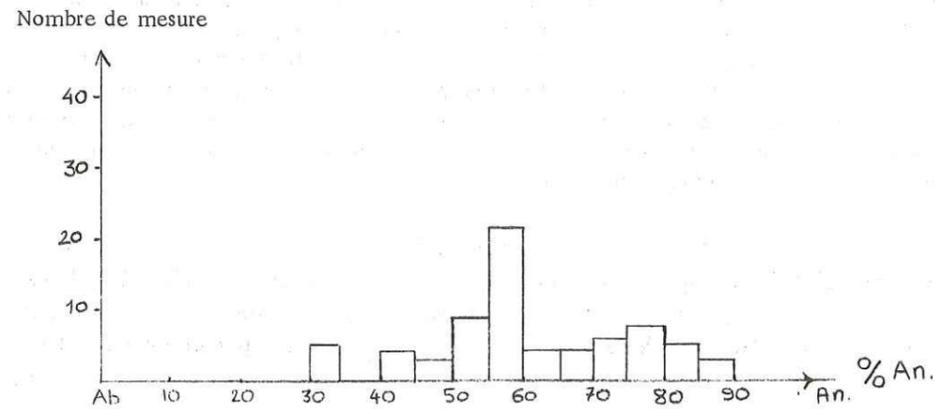


Figure 11 - Histogramme de fréquence -

Bien que l'angle des axes optiques ait une valeur accessoire dans l'identification des plagioclases, nous avons effectué quelques mesures dans le but de vérifier la nature "haute température" des plagioclases. Mais l'imprécision des mesures ne nous permet pas de trancher facilement.

La grande majorité des macles observées sont polysynthétiques. Ce sont des macles de l'albite auxquelles s'associent parfois les macles du péricline et la macle de type Carlsbad. Nous avons aussi observé des macles plus complexes résultant de l'interpénétration de deux ou plusieurs individus.

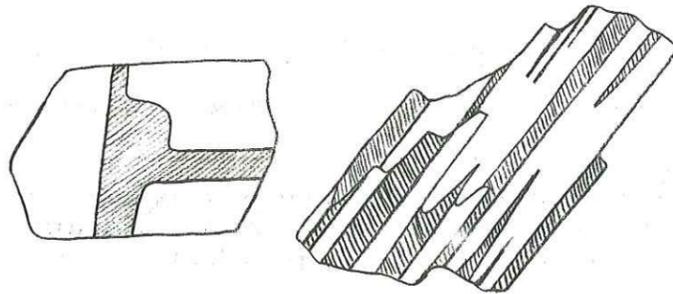


Figure 12 - Interpénétration de deux individus de plagioclase (LM, T. 78) -

La plupart des macles ont dû être formées spontanément pendant la croissance du minéral. Mais d'après DONNAY (1943) les lamelles fines des macles polysynthétiques sont d'origine mécanique et secondaire; elles sont produites pendant les mouvements laminaires du magma sous l'action des agents externes thermodynamiques comme la pression et la température (il est aussi possible que quelques très fines lamelles soient produites pendant la préparation de la

UNIVERSITÄT
GÖTTINGEN
GEOL. INSTITUT

lame mince). Nous pensons que les lamelles aussi fines qu'un simple trait ont une origine mécanique. EMMONS et GATES (1943) ainsi que beaucoup d'autres auteurs pensent que les macles de la plupart des plagioclases se développent très tard dans l'histoire de la cristallisation des laves. Ils notent aussi que les phénocristaux de plagioclases n'ont pas de fines lamelles quand ils se trouvent dans une pâte micro ou cryptocristalline. Les plagioclases de la région de Gölköy ne confirment pas cette observation.

Pendant les mouvements laminaires de la lave, certains plagioclases ont été fissurés. La photo 1 montre un plagioclase cassé longitudinalement en deux. La fracture est remplie par la pâte (T. 5).

La photo 2 montre la fracturation d'un plagioclase au contact d'un autre phénocristal plus solide. Ceci démontre que les plagioclases sont fragiles pendant les mouvements de la lave et que leurs macles sont antérieures à la fracturation, elle-même antérieure à l'immobilisation de la lave. Mais il faut prendre en considération que la fracturation se produit presque toujours transversalement au grand axe des plagioclases. Il nous est permis alors de penser que les autres fractures dans le sens longitudinal peuvent se traduire par des macles mécaniques secondaires. Nous observons dans la lame mince 267 un plagioclase cassé et déplacé. Dans la zone de cassure le plagioclase est très frais tandis que le reste du cristal est altéré et contient beaucoup d'inclusions. La zone fraîche est maclée de la même façon que le reste. Deux hypothèses sont possibles :

- le plagioclase frais est postérieur à la cassure. Il s'est formé plus tard, mais en suivant le réseau cristallin ancien ;
- les plagioclases de la zone fraîche et de la zone altérée ne font qu'un seul individu dont l'origine est identique. Nous gardons cette seconde hypothèse car les plagioclases des deux zones ont la même teneur en anorthite. Or un plagioclase postérieur aurait dû avoir une composition chimique différente, vu la différenciation très rapide que subissent ces roches. Il s'agit ici d'un lessivage de la zone de fracture qui a digéré préférentiellement les inclusions du minéral primitif.

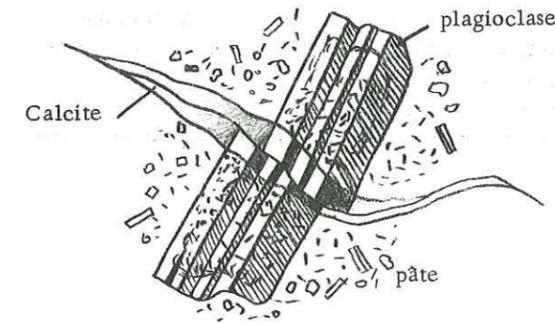


Figure 13 - Plagioclase cassé dans LM 267 -

Les différentes lamelles d'un plagioclase maclé polysynthétiquement n'ont pas forcément le même pourcentage d'anorthite. Ce fait a été déjà signalé par EMMONS et GATES (1943). De même HOUCMAND-ZADEH (1969) a fait des observations analogues dans des amphibolites. Il rapporte les mesures de HUNASCHI (1968) qui démontre que "les plagioclases de composition An 22, An 27, An 33, An 43, An 50, An 55, An 62, An 67, et An 78 cristallisent plus facilement que d'autres dans les roches naturelles". HOUCMAND-ZADEH lie la différence de la teneur en anorthite entre les individus d'un même cristal à des conditions métamorphiques. Mais nos observations prouvent que ces conditions peuvent exister dans une roche naturelle, non métamorphique. Dans un matériel igné une composition de An 60

se traduirait ainsi par deux individus différents ayant les teneurs An 78 et An 43. En effet, le diagramme de répartition des mesures pour les basaltes anciens de Gölköy (fig. 13) montre une fréquence maximale pour la teneur An 55-60, mais aussi des modes pour les teneurs An 40-45 et An 75-80.

Les plagioclases contenant plusieurs individus de teneur différente sont toujours maclés d'une façon irrégulière. Certaines macles en biseau n'apparaissent que sur une partie du plagioclase. On a souvent un faciès intermédiaire entre l'interpénétration et la macle de l'albite (fig. 12). Ces plagioclases semblent être plus trapus que les autres.

Les plagioclases se présentent dans le basalte, soit en cristaux isolés, soit en assemblage de plusieurs minéraux. Dans ce dernier cas, il est fréquent de voir les plagioclases former une figure en croix.

Souvent de petits cristaux de plagioclase sont attachés aux phénocristaux de même composition. Ces cristaux sont parallèles ou subparallèles. De même parfois un phénocristal de plagioclase englobe entièrement un petit plagioclase. De telles associations sont aussi décrites par HILLS (1940) et FRIES (1939) dans les roches volcaniques.

Dans certaines lames minces nous avons observé des plagioclases zonés (LM. T. 55). Les constatations quant à cette zonation sont les suivantes :

- tous les plagioclases d'une lame mince ne sont pas forcément zonés;
- les plagioclases non maclés sont zonés plus souvent que les autres (mais il s'agit souvent des sections parallèles à (010) ;
- les zonages normaux graduels sont très rares. Les zonages discontinus oscillatoires sont plus fréquents ;
- les zones chimiques se succèdent : ou bien régulièrement avec la même épaisseur, ou bien avec des épaisseurs variées ;
- les zonages fins sont situés vers les bords du cristal ;
- j'ai pu compter jusqu'à 22 zones dans un même plagioclase ;
- malgré le grand nombre de zones, il y a seulement deux ou trois teneurs en anorthite qui se répètent ;
- les plagioclases zonés sont souvent absorbés partiellement par la mésostase ;
- les plagioclases zonés contiennent beaucoup d'inclusions disposées toujours parallèlement aux zones ;
- parfois dans un groupe de plagioclase un seul cristal est zoné ;
- certains zonages d'origine secondaire dus à une altération n'intéressent que les bords extrêmes du cristal dans le sens d'une décalcification. C'est un début d'albitisation des roches soumises aux conditions hydrothermales. Parfois cette albitisation avance dans les cassures et les clivages des cristaux, allant dans le cas extrême jusqu'à une albitisation complète du plagioclase. En même temps une altération complexe accompagne cette transformation ;
- le noyau est presque toujours plus calcique ;
- nous avons essayé de représenter le zonage de deux plagioclases dans les lames minces T. 55 et T. 78 (fig. 14).

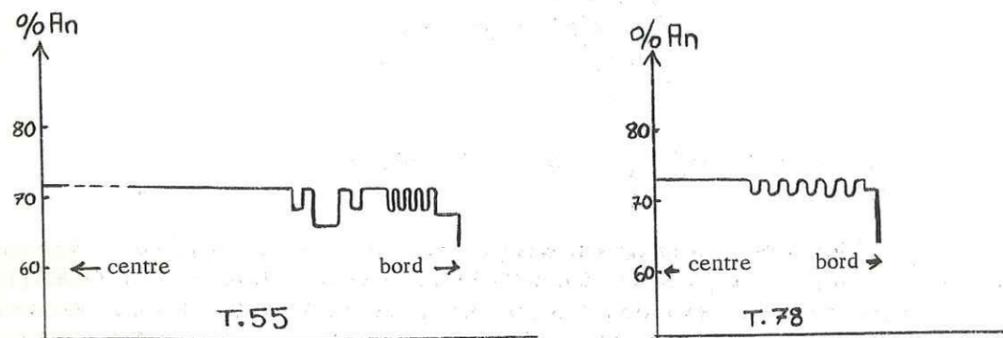


Figure 14 - Diagramme de zonage de deux plagioclases

On voit que la variation de teneur chimique des zones est très faible. Elle est comprise entre 5 An et 1 An. Aussi la périodicité de variation est assez régulière, surtout vers les bords ;

- le zonage se développe indépendamment des macles ;
- les plagioclases, cités plus haut, qui sont formés d'individus de composition très différente ne sont jamais zonés.

Ces observations confirment l'évolution très compliquée du milieu, au cours de la croissance de ces minéraux. Il en ressort d'abord que les plagioclases se sont formés en plusieurs stades ; les plagioclases zonés sont plus anciens (ils sont partiellement absorbés) que les plagioclases non zonés plus frais, moins absorbés et formés dans un milieu chimiquement plus stable.

Certains auteurs pensent que la variation de la basicité des feldspaths peut provenir de la cristallisation ou de la redissolution de minéraux calco-ferro-magnésiens, ce qui influence la quantité de chaux mise à la disposition du plagioclase. Les inclusions également sont très utiles pour pouvoir expliquer les diverses étapes qui ont marqué le cristal. Nous distinguerons :

- les inclusions dont l'origine est antérieure à la cristallisation finale du plagioclase ;
- les inclusions dont l'origine est postérieure à la cristallisation finale du plagioclase.

Dans le premier cas les inclusions sont liées à la croissance du minéral. Elles sont placées parallèlement au bord du cristal automorphe, ou bien elles sont au centre du cristal. Quand le plagioclase est zoné, elles sont parallèles aux zones. L'absorption du cristal par la pâte est postérieure à l'apparition de ces inclusions. Les inclusions sont formées de particules isotropes non définissables, de minéraux opaques, de petites enclaves de verre, de petits cristaux de pyroxène et plus rarement d'apatite. Les inclusions sont aussi grossièrement ordonnées selon les clivages du feldspath. La bordure et le cœur du cristal restent généralement limpides : c'est le type "dust-inclusion" de H. KUNO (1950). D'après G. BAHER (1949) les inclusions de cette nature sont des particules que les plagioclases n'ont pu absorber à la suite de changement de température et de composition du magma.

Dans le second cas, on ne peut parler d'une inclusion au sens propre puisque les particules que contient le plagioclase n'étaient pas "incluses" dans le cristal pendant sa croissance. Il s'agit ici des produits d'altération du plagioclase qui sont des particules isotropes, des minéraux opaques, de fines paillettes de damourite, de chlorite, des cristaux de calcite, d'épidote, de quartz et d'albite.

L'arrangement des inclusions n'est jamais affecté par les macles. L'extinction des plagioclases est parfois masquée par les inclusions qui rendent difficile, même impossible, la détermination de la teneur en anorthite.

Il existe fréquemment, en plus des phénocristaux de plagioclase déjà décrits, des microlites essaimés dans la pâte des anciens basaltes. Leur taille varie entre quelques et 0,1 mm. Ces microlites sont des cristaux automorphes simples ou maclés en un très petit nombre d'individus. Ils sont disposés d'une façon quelconque ou grossièrement orientés indiquant ainsi une fluidité de la lave. Par contre ils s'accroissent souvent aux phénocristaux de la roche.

Dans beaucoup de lames minces la composition des microlites est différente de celle des phénocristaux de plagioclase : ils sont moins calciques, ex. : dans la lame mince 654 :

- phénocristaux de plagioclase An 59 (labrador)
- microlites An 43 (andésine).

Ceci démontre que les microlites, postérieurs aux phénocristaux, ont cristallisé dans un milieu appauvri en calcium. Dans les roches altérées les microlites sont aussi bourrées de particules de néoformation, mais d'une façon plus uniforme.

Les pyroxènes

Ils se présentent :

- en phénocristaux automorphes ou subautomorphes
- en microcristaux à contours irréguliers dans la mésostase.

La taille des phénocristaux atteint 2 mm. Ils sont souvent, en amas de plusieurs cristaux et cristallisent en bouquets avec les feldspaths.

Tous les pyroxènes mesurés sont monocliniques et pour la plupart des augites.

Les mesures à la platine de Fédorof ont donné en moyenne $2V = +58^\circ$ et $ng \wedge c = 40^\circ$. Le résultat d'une analyse effectuée aux rayons X mène aussi à l'augite. SCHAIRER et BOYD (1957) ont établi une courbe représentative de la raie pour laquelle nous avons $2\theta (Cu K\alpha) = 56^\circ 75$ (fig. 15)

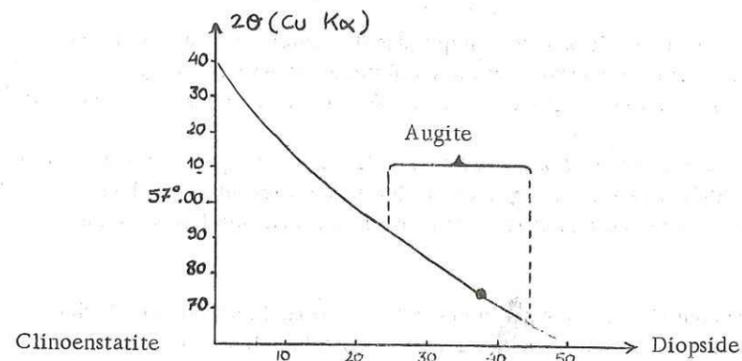


Figure 15 - Variation de $2\theta (Cu K\alpha)$ suivant la nature des pyroxènes -

Ceci montre que nous avons une augite assez calcique proche du diopside. Le résultat d'une analyse qualitative du même échantillon en fluorescence X a relevé l'existence de fer, mais aussi de titane (bien que la couleur ne soit pas violette).

En lumière naturelle la couleur des augites varie entre un vert clair et un vert-jaune clair. Certaines sont légèrement pléochroïques (Ng, Nn vert clair, Np : vert jaune clair). Leur relief varie entre moyen fort et fort. Le relief croît proportionnellement à la teneur en fer (HESS, 1949). Elles sont parfois maclées suivant $h^1 (100)$.

Souvent les augites ont un aspect particulier en lumière polarisée : l'intérieur du cristal a des couleurs normales de biréfringence élevée, mais la bordure du cristal et les régions voisines des cassures, parfois même les clivages, présentent une couleur beige. Les directions optiques de ces zones restent pourtant identiques à celles de l'ensemble et elles ne sont pas perceptibles en lumière naturelle. D'après DEER HOWIE et ZUSSMAN c'est un début d'ouralitisation des pyroxènes. En effet, on trouve dans certaines lames minces très altérées des phénocristaux d'augite presque totalement transformés en hornblende verte. Les contours cristallographiques des augites restent généralement nets, mais il y a des cas où elles sont morcelées, corrodées. L'altération en calcite, chlorite et serpentine de l'augite est plus fréquente que l'ouralitisation. Dans les augites soumises aux solutions hydrothermales il y a aussi formation d'épidote.

Certaines augites présentent des couleurs onduleuses en lumière polarisée. Il s'agit d'un léger zonage du cristal. Ce phénomène qui rend difficile la détermination du minéral à la platine de microscope Fédorof est l'indice d'une cristallisation relativement lente de l'augite dans le magma.

Nous avons rencontré aussi des augites aegyriennes, mais beaucoup plus rarement.

Cette augite aegyrienne possède les caractéristiques suivantes :

$2V = -70$, $Np \wedge c = 35$. Relief un peu supérieur à celui de l'augite, couleur légèrement plus intense, et surtout pléochroïsme plus net. Ce minéral se rencontre surtout dans les basaltes les plus anciens. Il est généralement de taille plus petite que les augites ordinaires.

Il est impossible d'établir un ordre d'apparition de certains pyroxènes et de certains plagioclases. Bien que la plupart des pyroxènes soient antérieurs à la majorité des plagioclases nous trouvons exceptionnellement de petits cristaux de pyroxènes englobés dans des phénocristaux de plagioclases. Par contre, dans des basaltes à structure trachy-doléritique ce sont les grands cristaux de pyroxène qui renferment des petits plagioclases. Les pyroxènes et les feldspaths les plus anciens se sont donc formés en même temps dans l'histoire de la cristallisation du magma.

- Les olivines

Ces minéraux très abondants dans certains basaltes sont parfois absents, au moins à l'échelle de la lame mince. Ils ont toujours des tailles assez petites (maximum 0,5 mm). Certaines olivines se présentent à l'état de microcristaux dans la pâte.

Les mesures effectuées ont donné en moyenne : $2V = -62^\circ$ (extinction droite, positive). Suivant le tableau représentant les propriétés optiques des périclites (KENNEDY, 1947) il s'agit de ferro-hornblende (70 à 90 % de fayalite). Il faut donner ce nom sous réserve, car d'après R. BROUSSE (1960), l'angle des axes optiques des olivines altérées est fortement réduit, ce qui est malheureusement le cas pour la plupart de nos olivines.

Les olivines, quand elles sont fraîches, se présentent en losanges ou prismes courts, bipyramidés. Les contours cristallographiques très réguliers sont toujours altérés en une matière ferrugineuse. Ceci augmente le relief déjà fort du cristal. Les olivines sont incolores. Elles possèdent des cassures courbes qui sont souvent grossièrement parallèles aux plans (001) et (010). Les clivages ne sont pas distincts mais les cassures (010) ont certainement repris les mêmes plans que ces clivages invisibles.

Toutes les olivines sont plus ou moins altérées. Les olivines complètement transformées constituent même la majorité de ces cristaux. L'altération a des aspects différents selon les lames minces.

L'altération ferrugineuse

Elle aboutit souvent à la formation d'un matériel ferrugineux (magnétite et limonite probables) suivant les contours et les cassures basales de l'olivine. Dans d'autres cas il y a formation de l'iddingsite cryptocristalline rouge, de bowlingite rouge brique, de goéthite orangée. Parfois la silice de l'ancienne olivine forme des plages de calcédoine à l'intérieur du minéral.

L'altération serpentineuse

Elle s'avance à partir des contours et des cassures sous forme de fuseaux. La serpentinisation est souvent liée à l'action hydrothermale. Mais elle peut être causée aussi bien lors d'une altération normale.

L'altération chloriteuse

Elle se caractérise par de très fines paillettes de chlorite qui accompagnent les altérations serpentineuses et ferrugineuses. Ceci donne à l'ancien minéral un aspect très sale et brouillé.

Certaines lames minces présentent ce type d'altération bien que les autres constituants soient très clairs et non altérés. Il ne s'agit donc pas d'altération par voie superficielle, mais plutôt d'une décomposition des minéraux les plus basiques par des solutions hydrothermales retenues dans le magma. Il faut noter que les actions hydrothermales liées à l'intrusion syénitique sont postérieures et d'une autre nature.

Comme les feldspaths et les pyroxènes, les olivines appartiennent aux deux phases de cristallisation des roches basaltiques. En effet, les grands cristaux sont automorphes et sans inclusions primaires, mais des microcristaux d'olivine se sont modelés parfois sur les contours des plagioclases antérieurs.

- Les amphiboles

Les amphiboles primaires sont assez rares dans les anciens basaltes. Elles se présentent en cristaux aciculaires toujours corrodés. Ceci montre que les cristaux d'amphiboles étaient instables dans le magma. L'angle d'extinction est voisin de $+15^\circ$. Il s'agit d'hornblende commune. Les minéraux sont pléochroïques : Ng, Nm : vert foncé, Np : vert clair.

Ils sont très altérés. L'altération se traduit par une pigmentation noire d'oxydes de fer sur les contours, et par la chloritisation du minéral. Certains cristaux fantômes complètement occupés par la chlorite peuvent être d'anciennes hornblendes.

Il y a aussi des hornblendes vertes qui sont les produits d'ouralitisation d'anciens pyroxènes : ils se distinguent par leurs contours plus réguliers et par leur aspect légèrement fibreux. Ils ont des angles d'extinction analogues à ceux des hornblendes vertes. L'ouralitisation dans les roches volcaniques est souvent décrite comme une action des solutions hydrothermales pendant le dernier stade de cristallisation.

- La biotite

C'est un minéral accessoire qui n'existe que dans certaines lames minces. Il se présente en prismes trapus souvent corrodés par la pâte. Cette corrosion est comme pour les hornblendes vertes, l'indice de l'instabilité du minéral dans le magma.

Nous avons pu mesurer l'angle des axes optiques d'une biotite : $2V = -8^\circ$. L'extinction est droite. L'allongement est positif. La bordure toujours ferrugineuse exagère le relief de ce minéral. La biotite est fortement colorée avec un pléochroïsme très intense : Ng, Nm : brun rouge foncé, Np : brun clair, parfois très clair.

Certaines biotites montrent une chloritisation qui donne au minéral un aspect vert-brun, fibreux.

- L'apatite

Ce minéral toujours très petit présente des sections rectangulaires ou hexagonales. Il se trouve dans la pâte ou en inclusion dans les phénocristaux.

- Les minéraux opaques

Ils sont toujours présents et souvent très abondants dans les anciens basaltes. Comme les feldspaths et les pyroxènes, ils ont cristallisés en diverses étapes lors de la consolidation du magma. Ainsi ils sont, ou bien en assez grands cristaux subautomorphes corrodés, ou bien en petits grains très nombreux dans la pâte. Ces derniers forment généralement une couronne autour des cristaux de pyroxène. Ils sont aussi presque toujours présents en inclusions dans les pyroxènes et, plus rarement, dans les feldspaths.

Ces cristaux noirs, absolument opaques, sont probablement des magnétites. En effet, nous avons pu vérifier au séparateur électromagnétique l'existence, en abondance de ces minéraux.

Il faut noter que les altérations ferrugineuses des olivines donnent aussi des minéraux opaques mais d'un aspect différent; ils ont des contours flous et sont d'un noir moins franc.

- Les minéraux d'altération (autres que la hornblende verte et les minéraux opaques).

- Calcite

Elle remplace partiellement les minéraux altérés. Sous forme de cristaux aux contours réguliers, engrenés ou en plages irrégulières. La pâte contient souvent des mouches de calcite d'origine secondaire. La calcite remplit aussi les vacuoles des basaltes scoriacés. Ce remplissage s'effectue très tard, après la consolidation de la roche. Ceci est démontré par un colmatage analogue des micro-fissures de la roche.

- chlorite

Elle a des couleurs très variées suivant sa teneur en fer. Elle peut être verte, brune ou jaune. Elle forme des plages ou zones à contours irréguliers dans les minéraux altérés et dans la pâte. Parfois elle remplace totalement les anciens minéraux ferro-magnésiens réduits ainsi à l'état de fantômes. Les vacuoles contiennent aussi de la chlorite cryptocristalline ou à structure fibroradiée.

- Epidote

Ce minéral est très abondant quand la roche est altérée sous l'action hydrothermale. Il se présente en agrégats, en bouquets de petits prismes irréguliers dans les phénocristaux ou dans la pâte. Il est jaune légèrement verdâtre, pléochroïque. Il s'agit de pistachite. On le trouve aussi dans certaines vacuoles.

- Damourite

De très fines paillettes occupent partiellement et même parfois complètement les plagioclases basiques. Elles sont grossièrement orientées suivant les clivages des plagioclases.

- Serpentine

(Antigorite probable).

- Iddingsite

- Quartz

Rare. Il se présente en cristaux xénomorphes dans la pâte ou en microcristaux dans les autres minéraux, surtout dans les olivines et les plagioclases. Il existe aussi des formes fibreuses de la silice (calcédoine probable).

Des particules extrêmement petites constituent des taches aux aspects isotropes nébuleux. Ces particules peuvent être des micro-agrégats de minéraux argileux ultra-microscopiques.

Ordre de cristallisation des minéraux des anciens basaltes

- Minéraux opaques, apatite, olivine.
- Phénocristaux de pyroxène et de plagioclase.
- Biotite, hornblende (instables).
- Plagioclases.
- Microlites d'olivine, de pyroxène et de plagioclase.
- Hornblende verte, ouralite.
- Remplissage des vacuoles (si elles existent).
- Minéraux d'altération hydrothermale.
- Minéraux d'altération superficielle.

3 - Etude pétrochimique

N° d'analyse	22
Si O ₂	44,60
AbrO ₃	16,40
Fer O ₃	7,40
Fe O	4,15
Mn O	0,20
Mg O	7,55
Ca O	13,75
Na ₂ O	2,50
K ₂ O	0,30
Fi O ₂	0,75
L ₂ O ₅	0,30
H ₂ O +	2,30
H ₂ O -	0,20
Perte	-
Total	100,40

a) Calcul des normes virtuelles et des paramètres

C.I.P.W. - Lacroix

N° 22. Basalte porphyrique à olivine :

Cuhadami : X = 75,9 ; Y = 10,7

Analyste F. KELLER, 20/2/1970 (521)

Un dosage au calcimètre Bernard a donné une moyenne de 1,20 % de CO₂ pour l'échantillon 22 (opérateur REVOL11/3/1970). Nous avons tenu compte de ce résultat dans le calcul des paramètres en transformant une partie de H₂ O + en 1,20 % de CO₂.

Le calcul de la norme a donné les pourcentages de minéraux virtuels suivants :

N° analyse	Q	or	Ab	An	Pyr	olivine	Ap	ilm	Mag	calcite	total
22	-	1,67	20,96	32,80	22,60	5,60	0,67	1,37	10,67	2,70	99,04

Les paramètres C.I.P.W. Lacroix sont :

	P	Q	R	S	H	K	L	M
22	III	5	4	'5	2	2	2	2

Ces résultats placent l'échantillon dans les basaltes très légèrement sous-saturés.

b) Autres caractères

Les anciens basaltes contiennent très peu de verre dans la pâte qui est souvent microlitique ou finement grenue. Ceci les place dans les roches oligohyalines de la classification de JUNG et BROUSSE (1959). Mais il faut noter que les roches volcaniques très anciennes ont subi une dévitrification.

4 - Le cortège pyroclastique

Les basaltes, par rapport aux autres formations volcaniques, ont un cortège pyroclastique moins important. A Zelvi les basaltes les plus anciens sont accompagnés de brèches et de tufs volcaniques qui forment des couches plus ou moins épaisses entre les différentes coulées. La granulométrie des éléments varie latéralement et verticalement et se situe entre 10 cm et quelques mm. Quand les tufs sont fins, on distingue un aspect sédimenté avec empilement de bancs successifs. Les tufs et les brèches mal cimentés sont très altérés par les agents superficiels. Leur couleur est toujours plus terne que les coulées.

Les basaltes de Çuhadami sont surmontés de tufs fins basaltiques qui passent progressivement aux tufs andésitiques.

L'examen des lames minces amène certaines précisions :

- Les fragments sont cimentés par un matériel chloriteux, ferrugineux, calciteux, d'origine secondaire.
- Les fragments sont souvent de nature différente. Ainsi dans une même lame mince sont réunis des éléments plus ou moins ferrugineux, de diverses structures.
- Les formations pyroclastiques semblent contenir plus d'éléments ferro-magnésiens.

B. - LES TRACHY-ANDESITES A ZEOLITES

Ces andésites constituent une unité différente parmi les andésites du Crétacé. Elles correspondent à une différenciation acide du magma. Leur étendue est moins importante que les autres formations volcaniques. On les rencontre uniquement aux flancs sud de Uzunpare. La tranchée de la route de Gökky-Tazvara nous a permis de bien les observer.

1 - Mode de gisement

Ces roches forment des coulées d'une épaisseur de 10 m environ. Elles sont très souvent accompagnées de produits de projection qui sont noyés dans la coulée compacte. Il semble que la lave débordait de la cheminée volcanique par petites quantités et que ces émissions s'accompagnaient d'explosions.

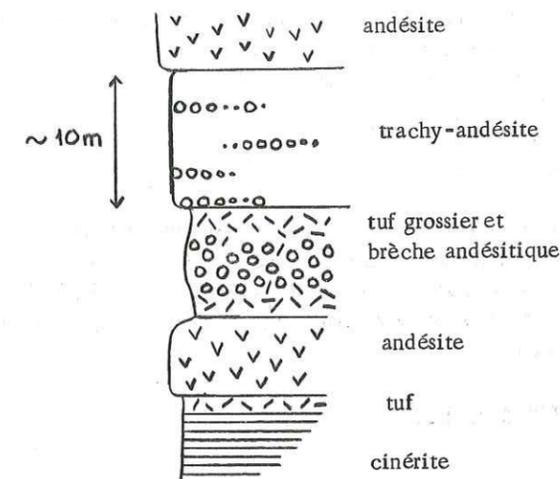


Figure 16 - Profil stratigraphique dans la rivière de Uzunpare -

L'activité volcanique correspondant à ces trachy-andésites semble être du type strombolien. Il est impossible de localiser parfaitement les principaux points d'émission. Nous avons pourtant rencontré des points où les blocs intercalés dans les coulées sont relativement plus gros. Ainsi le Nord du hameau Tevekkel et l'emplacement du hameau Ortaköy peuvent être considérés comme d'anciens centres d'émission.

Les levés de cartes font apparaître une disposition nord est - sud ouest de ces roches. Ceci peut correspondre à un volcanisme de type labial, suivant une ou plusieurs fractures rectilignes. Contrairement aux basaltes, les trachy-andésites ne se sont pas épanchées sur de grandes surfaces. Les coulées se perdent à moins de 500 m et la granulométrie des matériaux de projection varie très rapidement. Il y avait certainement plusieurs centres d'émission très proches les uns des autres.

2 - Etude pétrographique

a) Aspect macroscopique

Les trachy-andésites sont des roches grises ou vertes suivant le degré de leur altération. Mais on les reconnaît surtout grâce aux vacuoles remplies de zéolites roses et aux feldspaths également roses. Les zéolites se présentent en baguettes fibreuses, allongées, disposées en rosettes dans les vacuoles.

A certains endroits les cristaux d'augite noirs sont très abondants ; la roche prend alors un aspect multicolore, avec un fond vert bouteille tacheté de minéraux roses et noirs. Les trachy-andésites sont moins compactes que les basaltes ; ils se débitent facilement suivant des diaclases qui sont également à remplissage zéolitique, calcitique, et gypsifère rose.

Sur le terrain, nous avons distingué macroscopiquement :

- les trachy-andésites fines ;
- les trachy-andésites porphyriques à phénocristaux de feldspaths potassiques très visibles.

b) Aspect microscopique:

On remarque tout de suite l'extrême décomposition de ces roches. Les produits d'altération qui ont envahi la roche empêchent une bonne observation microscopique. D'autre part, les échantillons pris dans des formations compactes, ayant l'apparence de coulées homogènes se sont révélés tuffacés.

D'après leur structure, on distingue :

- trachy-andésites porphyriques mésohyalines fluidales ;
- trachy-andésites finement microlitiques fluidales.

Seul le premier type est franchement vacuolaire. La fluidité se remarque à la position des microcristaux, des microplages et des cristallites, en forme d'aiguilles. Les très petits paquets de lave de projection, mélangés dans la pâte suivent la fluidité. Dans certaines lames cette fluidité est très turbulente (LM 454).

Le deuxième type est plus rare (LM 455). Il se distingue du premier par son caractère oligohyalin (0 - 10 % de matière vitreuse) et par la rareté des vacuoles.

c) Etude des minéraux des trachy-andésites

- Les feldspaths

Très peu de feldspaths ont pu être déterminés à cause de l'altération très poussée. Nous avons pu pourtant distinguer :

- feldspath potassique : $2V = -38^\circ$, $np \wedge c = 5^\circ$ (LM 454).

Il s'agit probablement de sanidine. Ces feldspaths sont maclés Carlsbad. Ils sont très peu altérés en particules très fines suivant les cassures.

- plagioclases : ce sont des albites et des oligoclases (An 5 - An 38). Les feldspaths potassiques manquent dans la plupart des lames (LM 614), par contre, les plagioclases sont toujours présents et plus abondants. Ils sont assez trapus et toujours très altérés en : damourite, chlorite, particules isotopes, calcites et rares microcristaux de quartz.

- Les pyroxènes

Ils existent seulement dans certains échantillons. La lame mince 609 en est particulièrement riche. Il s'agit d'augite : $2V = 60^\circ$, $ng \wedge c = 44^\circ$. Souvent, les pyroxènes sont complètement transformés en chlorite vert ou brun et en calcite. Dans la lame mince 463 on voit des reliquats de pyroxène au milieu d'une masse altérée où l'on distingue les anciens contours automorphes. Les pyroxènes (titane, augite probable) existent aussi en microcristaux dans la lame mince 609.

- Les minéraux opaques (magnétite probable)

Ils sont moins abondants et plus petits que ceux des basaltes. Ils se présentent en cristaux subautomorphes ou en taches irrégulières dans la pâte.

- Apatite

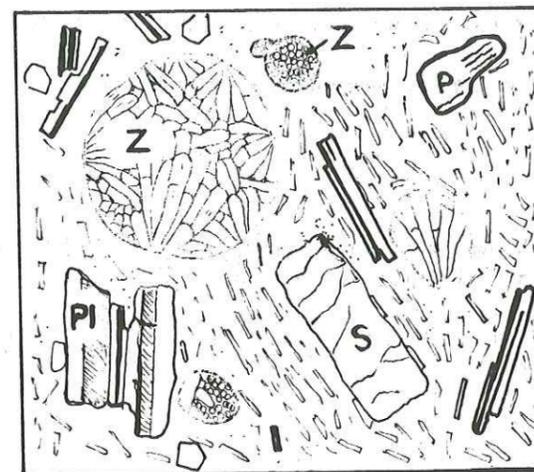
Très rare.

- Le remplissage des vacuoles

Il est formé de calcite, de chlorite et surtout de zéolite. L'ordre de remplissage semble être dans le sens calcite, chlorite, zéolite.

Dans la lame mince 463 les vacuoles sont tapissées par la calcite, la chlorite occupe le centre. Dans la lame mince 614 les vacuoles qui sont plus étirées sont tapissées par la chlorite jaune brun, la zéolite occupant le centre.

Dans les lames minces 609 et 454 la zéolite occupe seule les vacuoles. Les cristaux de zéolite se présentent en lamelles fibreuses disposées en gerbes (fig. 17) ou bien en agrégats cryptocristallins.



P : Pyroxène
Pl : Plagioclase
S : Sanidine
Z : Zéolite

~ 200µ

Figure 17 - LM 609 -

Il nous a été impossible de déterminer avec précision la nature des zéolites au microscope. Les zéolites de la lame mince 609 sont incolores en lumière naturelle. Elles contiennent en inclusions de très fines particules résultant d'une seconde altération. En lumière polarisée, elles sont gris-brun, avec $ng \wedge c = \pm 0$ (thomsonite probable).

Une analyse du remplissage^{*} des vacuoles au diffractomètre R X a donné : laumontite - léonhardite (d'après la fiche établie par KALEY et HANSON, 1955, avec la radiation au $K\alpha$). La composition chimique de ce minéral est : $Ca Al_2 Si_4 O_{12} \cdot 4 - 3 \frac{1}{2} H_2O$.

Il appartient au groupe de zéolites fibreuses. Ces fibres étant invisibles au microscope, cela explique l'impossibilité de mesurer l'angle $2V$ sur des sections très petites 001 qui donnent alors un aspect cryptocristallin.

La laumontite-léonhardite a été déjà signalée dans les roches volcaniques comme un produit provenant de la dégradation des plagioclases et remplissant les vacuoles (HUTTON 1944, COOMBS 1952, etc.) comme c'est le cas ici.

La calcite, la chlorite et la zéolite existent également en petites taches dans la pâte, et en remplissages dans les microfissures de la roche.

- Autres produits d'altération

Damourite, matière ferrugineuse opaque, quartz.

Ordre de cristallisation des minéraux

- Apatite, minéraux opaques
- Pyroxènes
- Feldspaths

* Le même échantillon passé en fluorescence X pour une analyse qualitative a révélé la présence de strontium en l'absence de fer (d'après Ray Fluorescent Spectrometer conversion tables. PHILIPS, 1957). On peut supposer, avec réserve, que la coloration rose des zéolites et des feldspaths est due au strontium. Ce strontium peut être un produit de transformation du Rubidium 87. Mais une prospection au scintillomètre n'a pas révélé de radioactivité dans les échantillons trachy-andésitiques.

- Microlites
- Minéraux d'altération (calcite - chlorite - zéolite).

Le peu de variété des minéraux, l'absence de plagioclase zoné et absorbé, la présence de vacuoles démontrent une consolidation assez rapide des trachy-andésites.

Vu la grande altération de ces roches, nous n'avons pas fait effectuer d'analyse chimique.

3 - Le cortège pyroclastique

Les tufs et les brèches sont très fréquents. Le passage entre les divers produits volcaniques est d'ailleurs progressif et très répété. La granulométrie des éléments varie entre 20 cm et quelques mm. Le ciment peut être constitué par des tufs plus fins ou par la lave même.

L'étude au microscope montre que le matériel pyroclastique est encore plus altéré (L.M. 456) que les laves.

C. - LES ANDESITES

Elles constituent les formations les plus importantes de la série volcanique crétaée. Les gisements s'échelonnent dans le temps et dans l'espace. Les premières émissions, qui couvrent les basaltes les plus anciens, sont des projections tuffacées. Ces tufs couvrent de grandes surfaces au Nord Ouest à Sapça, Hacıbayram, Hülür et Isevli dere. Souvent, les couches de cinérites alternent avec les tufs. Ensuite, des émissions de laves et de projections plus ou moins grossières se succèdent plusieurs fois. Les dernières manifestations de ce volcanisme consistent en laves et brèches qui donnent des affleurements plus épais.

Comme nous l'avons noté plus haut, les andésites ne forment pas une unité homogène. Elles sont souvent accompagnées par des venues basaltiques.

Il serait trop long d'énumérer toutes les localités de la vaste région où les formations affleurent. Je renvoie le lecteur à la carte géologique.

1 - Mode de gisement

Les andésites sont sorties par de nombreux centres éruptifs de mode alternativement hawaïen et strombolien.

Coulées : Nous avons observé de puissantes coulées de lave, mais aussi des véritables coulées bréchiformes. Ces roches ont flué soit par gravité, soit à l'aide d'un coussinet de lave. En effet, la partie inférieure des brèches passe progressivement à une lave compacte ; à ce niveau, les blocs de brèche sont cimentés par la lave même. La lave, parsemée de brèches, présente les formes caractéristiques de coulée par bourrelets (fig. 18).

Ces bourrelets sont très grossiers et souvent leur diamètre atteint plusieurs mètres. Le passage direct des coulées de laves aux brèches témoigne d'un volcanisme très actif, ininterrompu.

Dans la partie supérieure des coulées de brèches ce sont les tufs qui cimentent les éléments plus gros.

Généralement à chaque coulée de lave correspond une formation pyroclastique, d'une épaisseur plus grande. Par contre, à Yahyaoğlu les coulées de lave se sont empilées les unes sur les autres sans intercalation pyroclastique.

A Cancik dere, nous avons pu observer la partie frontale d'une coulée particulièrement riche en blocs engloutis dans la lave reposer directement sur une coulée andésitique antérieure. Les blocs du bourrelet terminal semblent être entraînés à la manière d'un glacier (fig. 19).

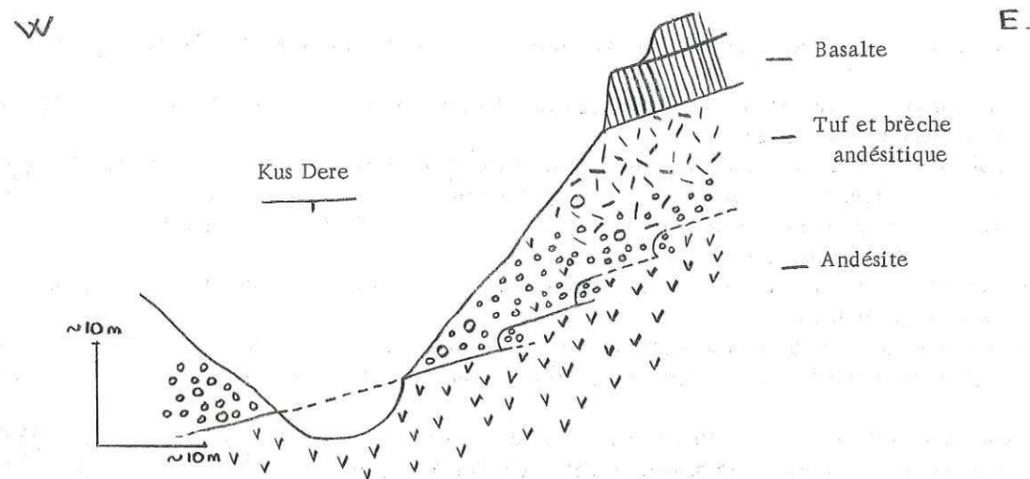


Figure 18 - Coupe à Kus Dere -

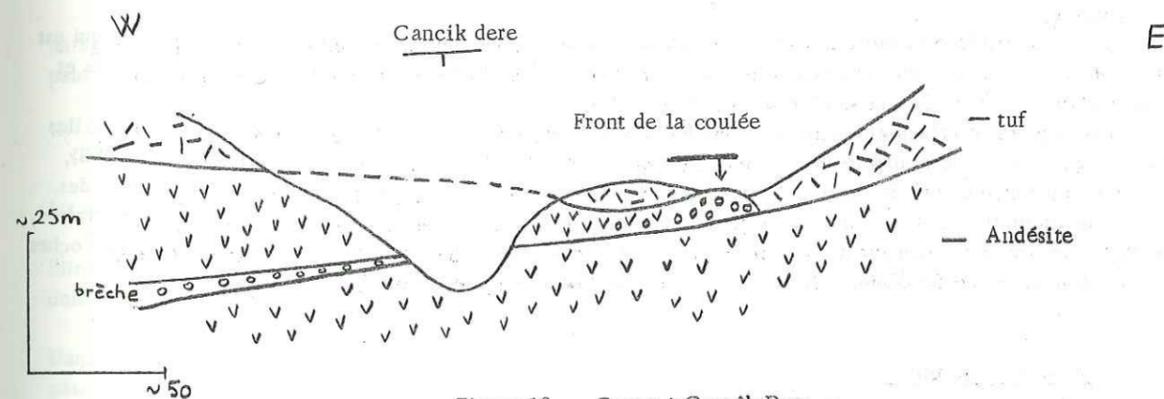


Figure 19 - Coupe à Cancik Dere -

Près d'Esenli, les coulées andésitiques contiennent des traînées de matières cinéritiques cuites et kaolinisées. Ces traînées correspondent certainement à des enclaves arrachées pendant la montée dans la cheminée, ou pendant l'écoulement sur une pente cinéritique mal consolidée.

L'écoulement des laves cinéritiques n'est jamais canalisé dans un corridor étroit ; les coulées occasionnaient peut-être quelques reliefs de faible puissance, mais les projections de blocs, de tufs et de cendres, qui succédaient aux coulées, nivelaient la topographie tout de suite après. Les flancs de Cancik Dere, en dessous de Evliya Tepe nous montrent, grâce à l'érosion, les coupes transversales de plusieurs coulées qui s'intercalent dans les formations pyroclastiques. On voit nettement les coulées, larges de 400 à 500 m s'amincir et disparaître latéralement des deux côtés. Ailleurs, les coulées peuvent avoir des étendues encore plus larges. La longueur des coulées est plus difficile à évaluer, car plusieurs coulées de sources différentes et de sens opposé peuvent se superposer et avoir l'aspect d'un unique épanchement. Néanmoins, les andésites et les basaltes qui leur sont associés semblent pouvoir avancer jusqu'à 4-5 km à partir des centres d'émission. Nous avons observé dans Koç Dere sous Camiyani deux coulées longues seulement de 100 m environ.

Centres d'émission

Nous pouvons avancer ces chiffres grâce à la localisation de certains anciens centres d'émissions. Ces centres s'identifient :

- soit par la grosseur relative des brèches qui remplissent l'évent d'un ancien volcan. Ex. : Kiryazi tepe, au-dessus de Çetilli, Esenli ;
- soit par les necks à section circulaire ou irrégulière dénudés par l'érosion. Ex. : les deux pitons au Nord de Kiryazi tepe (ils correspondent aux cheminées adventives du volcan dont le centre se situe plutôt au sommet actuel de Kiryazi tepe) ; les trois pitons entre Cağat Tepe et Güney pınar ; les trois pitons entre Kalasu et le cimetière de Emekte.

Il est intéressant de noter que ces pitons sont toujours groupés ; ceci prouve que les appareils volcaniques andésitiques avaient plusieurs cheminées.

Les necks ont un diamètre qui varie entre 20 et 150 m. On constate aussi que leur bordure est assez bréchique sur une profondeur de quelques mètres. Ces brèches alloclastiques correspondent aux enclaves arrachés aux parois de la cheminée.

Les coulées du Nord de Yahyaoğlu forment une exception à ce mode d'émission. Ici, les coulées semblent s'épancher à partir d'une fracture. Nous remarquons qu'elle a une direction nord est - sud ouest, analogue à l'orientation du volcanisme trachy-andésitique, que les émissions basaltiques associées aux andésites sont plus abondantes et que le cortège pyroclastique manque relativement.

Dykes.

Les dykes sont peu nombreux. Ils sont toujours plus ou moins inclinés. On y observe un système de cassures perpendiculaires aux épontes, ces cassures passent parfois dans la roche encaissante.

Cortège pyroclastique

Les épaisseurs des différentes formations pyroclastiques dépassent dans certains cas 50 m. La stratification qui est assez vague pour les brèches devient très évidente pour les cinérites. Ces dernières se sont déposées en lits minces et réguliers, de couleur variable. Ce qui semble lié à leur granulométrie.

Les tufs andésitiques se présentent souvent en boules pouvant atteindre 1,5 de diamètre et constituées d'écailles concentriques. Cette texture se rencontre aussi, mais plus rarement, dans les autres tufs. D'après PITMANN (1963), "une exfoliation concentrique en écailles d'oignon est à l'origine des blocs arrondis dont la forme rappelle celle des pillows... Une desquamation concentrique de ce genre se rencontre dans des coulées de lave subaériennes ; spécialement lorsqu'elles ont été épanchées sur des marais ou des cours d'eau, ainsi que dans des dykes injectés dans des roches aquifères". Or, dans la région de Gökkyöy, la matière de ces boules est toujours tuffacée.

2 - Etude pétrographique

a) Aspect macroscopique

Nous avons distingué sur le terrain :

- les andésites à grain fin (M1) : c'est le faciès le plus courant. Ce sont des roches compactes à cassure tranchante. La couleur de la patine varie entre gris-vert pâle et vert sombre, suivant le degré d'altération. Parfois il se forme une croûte d'altération de plusieurs centimètres d'épaisseur, ayant une couleur brunâtre. La taille des feldspaths est inférieure à 1 mm. Quand les feldspaths sont très abondants, ils donnent à la roche une couleur plus grisâtre. Les cristaux d'augite sont plus rares par rapport aux basaltes. On voit aussi de petites vacuoles remplies de calcite blanche.
- les andésites presque aphanitiques, dans lesquelles seules les microfacettes brillantes sont visibles à la loupe ;
- les andésites porphyriques (ech. K 10). Les phénocristaux de feldspath sont très abondants (> 3 mm). La matrice de ces roches semble être plus hyaline ;
- les andésites qui sont au voisinage des failles et des régions kaolinisées acquièrent des couleurs très variées. Ainsi, les andésites d'Ali Molla sont vert-jaune, les épontes de la mine de Çatak sont gris-violet.

b) Aspect microscopique

Les andésites montrent une grande similitude avec les basaltes auxquels elles passent d'ailleurs sans cesse progressivement. Ainsi, suivant la nature et la proportion des plagioclases mesurés, on peut parler d'andésite, d'andésite basaltique et de basaltes andésitiques. Nous avons appelé "andésite" au sens large, les roches volcaniques feldspathiques dans lesquelles la majorité des plagioclases est formée par l'oligoclase et l'andésine (An 10 - An 50).

Composition minéralogique de l'ensemble des andésites :

plagioclase	{	éléments constitutifs communs
minéraux opaques		
pyroxène	{	éléments accessoires
olivine		
biotite		
apatite		
minéraux d'altération		

Les éléments accessoires sont plus rares que dans les basaltes. Ceci permet de distinguer un moins grand nombre de faciès. Les transitions d'un faciès à l'autre sont fréquents. Les différents faciès sont :

b 1) Andésites porphyriques à petits phénocristaux (L.M. 261)

La taille des cristaux est généralement inférieure à 1 mm. Il y a prédominance des plagioclases sur les autres minéraux (L.M. M1). Dans certaines lames minces, les minéraux ferro-magnésiens manquent complètement.

La pâte comporte de petits microlites plus ou moins abondants. Le reste de la pâte est vitreuse. Mais souvent, un agrégat, très finement microgrenu, constitué de minéraux d'altération et de dévitrification, remplace le verre. On peut qualifier ces roches de mésohyalines, vaguement fluidales.

b 2) Andésites porphyriques à grands phénocristaux

Les phénocristaux sont généralement des pyroxènes (L.M. 477). Dans beaucoup de lames on ne peut observer que les contours automorphes des fantômes d'anciens minéraux ferro-magnésiens.

Certaines andésites contiennent également des phénocristaux de plagioclase toujours très altérés (L.M. 508). Les minéraux accessoires sont relativement plus abondants dans les andésites porphyriques. L'apatite ne se rencontre que dans ces andésites.

La pâte comporte des microlites ou des cryptocristaux résultant de l'altération et de la dévitrification du verre. Dans quelques lames, des cristaux assez grands et xénomorphes de calcite peuvent être développés aux dépens de la pâte qui semble être vitreuse à l'origine (L.M. 508).

b 3) Andésite trachy-doléritique (L.M. 504)

Cette roche se caractérise par de très fins microlites de plagioclase enchevêtrés et par des lamelles de plagioclase incluses dans les phénocristaux d'augite. Elle contient également une proportion assez élevée d'olivine très altérée. Ce type correspond à un dyke.

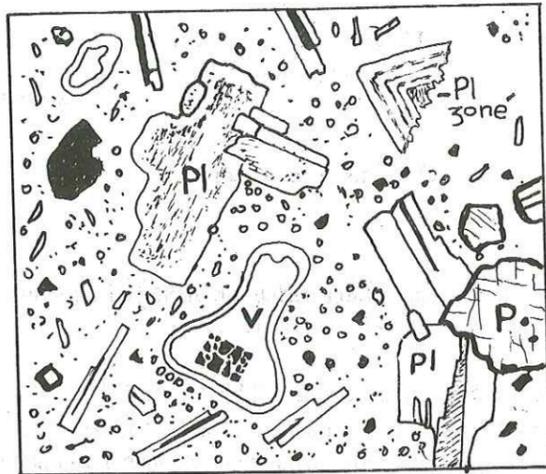
b 4) Andésite à pâte hyaline (L.M. 475)

La proportion du fond vitreux est particulièrement élevée dans ces roches qui sont assez rares. Les agrégats de microcristaux d'altération et de dévitrification salissent la pâte hyaline, imprégnée de matière ferrugineuse, ce qui donne à la roche une couleur plus sombre. Les feldspaths sont souvent entourés de particules opaques xénomorphes.

b 5) Andésites vacuolaires (L.M. 470)

Ces andésites constituent une variété des types précédents. Le remplissage, la proportion et la forme des vacuoles varient d'une roche à l'autre.

L'exemple de L.M. 652 montre que certaines vacuoles ont formé une poche autour des anciens minéraux primaires. Mais souvent, ces minéraux n'ont pu résister à l'attaque des gaz compris dans la vacuole. Seuls quelques minéraux opaques ont subsisté à l'état de résidus qui ont pourtant gardé les contours anciens.



P : Pyroxène
Pl : Plagioclase
V : Vacuole
~200µ

Figure 20 - L.M. 470 -

b 6) Les tufs soudés andésitiques (L.M. 511)

Ces roches sont formées de plusieurs fragments de lave soudés. Leurs contours, assez réguliers, s'emboîtent les uns contre les autres. Ceci démontre que les lapillis et les cendres grossières étaient incandescentes ou qu'ils avaient encore une certaine plasticité lors de leur arrivée au sol. Souvent une même lame mince contient des fragments de nature différente, surtout au point de vue de contenance en matière ferrugineuse de la pâte. De même, certains paquets peuvent avoir une structure vacuolaire, tandis que les autres ne l'ont pas (L.M. 512).

b 7) Les tufs cinérites (L.M. 353)

Les fragments de lave, ainsi que des cristaux isolés corrodés, flottent dans un ciment de cendre ; ces roches sont particulièrement altérées.

Aucun critère (cristaux morcelés, fragments éclatés, etc.), ne permet de supposer un dépôt de ces tufs en milieu aquatique. Quelques fissures à remplissage calcitique, chloriteux ou quartzitique semblent être d'origine tectonique (L.M. 493).

b 8) Les cinérites (L.M. 478)

Ces roches, très altérées, sont constituées d'agrégats cryptocristallins correspondant aux cendres très fines, et de matériaux d'altération. A un premier stade, l'altération a dû jouer dans le sens d'une consolidation de la roche.

* A part les huit types ci-dessus, nous avons aussi des andésites très transformées par les agents hydrothermaux au même titre que les vieux basaltes. Nous ne reviendrons pas sur la description de ces roches qui présentent les mêmes caractères de décomposition. Notons seulement qu'il y a :

1. Des andésites saussuritisées
2. Des roches volcaniques kaolinisées, probablement andésitiques (seuls les arguments de lever de terrain font supposer une appartenance de ces roches au volcanisme andésitique). Les roches très altérées sont souvent tuffacées. Les formations andésitiques, bien qu'elles soient souvent assez loin des centres d'activité hydrothermaux, ont été plus altérées que les basaltes, ceci à cause de leurs plagioclases plus acides.

c) Etude des minéraux des andésites

- Les feldspaths

Ils se présentent en cristaux automorphes ou subautomorphes, à cause de la corrosion par la pâte. Leur taille va de quelques microns (microlites) à 4 mm (phénocristaux).

Un histogramme de fréquence, établi à partir de 33 mesures effectuées à la platine de Fédorof dans des roches ayant une proportion de An 10-50 plus importante, donne le résultat suivant :

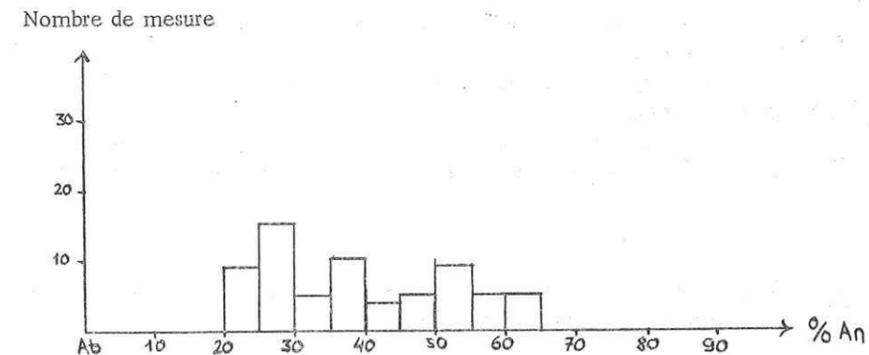


Figure 21 - Histogramme de fréquence des plagioclases dans les andésites -

On constate que, comme pour les basaltes, les plagioclases ont une composition étalée et qu'ils varient entre An 20 et An 65, avec une prédominance de l'oligoclase 25-30.

Les feldspaths ont cristallisé à différents stades de l'évolution du magma. Ainsi la même lame mince contient généralement plusieurs feldspaths de basicité différente.

Les plagioclases sont maclés albite, albite-Carlsbad, et plus rarement albite-péricline. Les macles par inter-pénétration de plusieurs individus sont aussi très fréquentes.

Ainsi, les lamelles d'un même cristal de plagioclase peuvent avoir des teneurs en anorthite différentes.

Le zonage est moins fréquent que chez les basaltes. On l'observe surtout dans les plagioclases en tablettes non maclés. Quand il existe, le zonage n'intéresse que quelques plagioclases d'une même lame mince, ex. L.M. 476. Dans certaines roches, il existe trois sortes de plagioclases correspondant aux différents stades de consolidation, ex. L.M. 476.

- phénocristaux de plagioclase très altérés ;
- plagioclases petits et sains (An 48) ;
- plagioclases zonés.

Les phénocristaux très altérés semblent être plus acides. Il existe dans les plagioclases diverses inclusions résultant de l'altération de ces minéraux : damourite, calcite, chlorite, albite, particules submicroscopiques indéterminables (probablement matériel argileux), épidote, particules ferrugineuses et quartz. Les inclusions peuvent être disposées :

- en pigmentation diffuse (particules ferrugineuses) ;
- selon les clivages (surtout les minéraux phylliteux) ;
- en taches irrégulières (albite, chlorite) ;
- selon une zone parallèle aux contours laissant souvent le cœur et la bordure limpides. Cette disposition peut souligner une ancienne structure zonaire.

Certains plagioclases ont une bordure calcitisée (L.M. 512). Cette altération peut aller jusqu'à la transformation complète du plagioclase.

Les plagioclases sont parfois cassés sous l'action des forces extérieures, mais ils peuvent aussi réagir d'une façon plus souple en se courbant. Il s'agit dans tous les cas d'andésites très altérées, ex. L.M. 589, 586, 153.

- Les pyroxènes

Ils forment généralement des phénocristaux relativement gros ou de taille moyenne, plus rarement petits ou très petits. Parfois, dans la pâte, ils se présentent sous forme de microlites. Ils sont automorphes ou subautomorphes. Même quand ils sont réduits à l'état de résidus ou de fantômes, on devine les anciens contours cristallographiques automorphes. Très exceptionnellement, les pyroxènes peuvent former des inclusions en grains dans certains phénocristaux de plagioclase.

Les pyroxènes mesurés sont tous des augites : $2V = +60^\circ$, $ng \wedge c = 42^\circ$. Ces cristaux sont verts ou vert clair. Parfois les sections longitudinales présentent un très léger pléochroïsme (ng , nm = vert clair, np = vert très clair). Les sections (001) à double clivage sont un peu vert jaunâtre.

La macle h^1 est assez fréquente. Parfois les pyroxènes se présentent en agrégats de plusieurs cristaux de taille variable. Ils sont toujours plus ou moins fissurés.

Les pyroxènes, surtout en phénocristaux, s'altèrent en calcite, en chlorite et plus rarement en ouralite. Les zones, au bord des contours et des cassures, de teinte claire en lumière polarisée, indice d'un début d'ouralitisation, sont très fréquentes.

- L'olivine

Elle est relativement rare chez les andésites, et presque toujours complètement altérée en matière chloriteuse, ferrugineuse ou serpentineuse. On la reconnaît seulement grâce aux anciens contours caractéristiques automorphes.

- Les micas

Ils sont très rares. Il s'agit surtout de biotite en partie chloritisée.

- L'apatite

Baguettes automorphes en inclusions dans les phénocristaux ou dans la pâte.

- Les minéraux opaques

Ils se présentent :

- . en petits cristaux automorphes et subautomorphes, parfois en inclusions dans les minéraux ferro-magnésiens : pyrite et magnétite probables ;
- . en grains qui pigmentent la pâte : magnétite probable ;
- . en microcristaux aciculaires : hématite.

- Les minéraux d'altération

Chlorite, calcite, épidote, serpentine, ouralite, quartz, calcédoine (dans les vacuoles).

Ordre de cristallisation des minéraux des andésites

- Minéraux opaques, apatite, olivine.
- Phénocristaux de pyroxène et de plagioclase.
- Biotite.
- Plagioclase zoné.
- Plagioclase non zoné et petit.
- Microlites.
- Minéraux d'altération.

3 - Etude pétrochimique

Calcul des paramètres et des normes virtuelles

N° 469. Andésite à petits cristaux. Cegelelma (X = 80,6 ; Y = 08,7)
Analyse : F. KELLER 21/2/1970 (524).

	469	469 bis
SiO ₂	46,75	52,9
Al ₂ O ₃	15,40	17,4
Fe ₂ O ₃	4,75	5,4
FeO	2,70	3,1
MnO	0,20	0,2
MgO	3,45	3,9
CaO	10,90	9,2
Na ₂ O	3,05	3,45
K ₂ O	2,90	3,3
TiO ₂	0,70	0,8
P ₂ O ₅	0,30	0,35
H ₂ O ⁺	8,00	---
H ₂ O ⁻	0,60	---
Perte	---	---
Total	99,70	100,00

Note : On remarque la proportion très élevée de H₂O⁺ dans l'analyse 469. Nous avons pensé à la présence de calcite secondaire dont le CO₂ serait inclus dans les 8 % de H₂O⁺. Les dosages de CO₂ n'ont pas été satisfaisants ; nous nous sommes donc basé sur le pourcentage volumétrique de calcite (6,2 % au compteur de points), qui a été converti en poids (2,2 %) et déduit des pourcentages analysés. 469 bis correspond à l'analyse ainsi recalculée.

Le calcul de la norme, suivant 469 bis, a donné les pourcentages de minéraux virtuels :

Q	Or	Ab	An	Pyr	Ilm	Mag	Ap	Total
0,18	19,46	28,82	22,52	18,89	1,52	7,89	0,67	99,95

Paramètres C.I.P.W. Lacroix

II : 5. 3. 3' [2' 1 2 (3) 2]

La valeur du paramètre s conduirait à déterminer un trachyte plutôt qu'une andésite, ce qui confirme le pourcentage élevé d'orthose virtuelle.

Cependant l'absence de feldspath alcalin ne permet pas de conserver cette diagnose. La composition minéralogique réelle correspond à celle d'une andésite, le potassium étant contenu à l'état potentiel dans le verre, actuellement transformé en chlorite. Une telle roche devrait donc être dénommée trachyandésite dans la nomenclature de Lacroix. Cependant son faciès typiquement andésitique nous conduit à conserver le terme d'andésite, utilisé pour la diagnose sur le terrain.

D. - RHYOLITES A BIOTITE

La mise en place des rhyolites marque la fin de la série volcanique du Crétacé et témoigne d'un volcanisme beaucoup plus homogène qu'auparavant. Tous les gisements de rhyolites se situent sur un arc passant par Ecemli, Aydoğan, Ahmet-Beyoğlu, Ömer Arpasi, Meydan, Gulkaya boğazi, Alagüney tepe et Çatalarmut.

1 - Mode de gisement

Il s'agit d'un volcanisme à extrusions dominantes, qui peut être rattaché au type d'activité péleén. Il existe quelques dômes simples, extrusions à aspect massif, ayant des formes plus ou moins régulières, sans trace d'écoulement apparente ; la section basale est circulaire dans le cas des très petits dômes dont le diamètre varie entre 50 et 100 m (Omer Arpasi). Mais, plus souvent, les extrusions s'accompagnent de coulées assez courtes dont l'extension varie entre 100 et 1000 mètres. Ces dômes-coulées ont leur surface supérieure en coupes bombées ou (Ahmetbeyoğlu) plates-formes* de quelques centaines de mètres carrés (Meydan, fig. 3, Gulkaya-Boğazi) ; on y voit parfois des prismes verticaux, très grossiers, irréguliers, qui peuvent atteindre 30 x 2 m.

Les produits pyroclastiques sont constitués par des brèches et des tufs, souvent mal ou non consolidés. Ils s'appuient contre les parois des dômes et semblent avoir une épaisseur peu importante, laissant découvert le sommet. A Kalasu, Ahmetbeyoğlu et Bulut, ils laissent même apparaître les anciens reliefs constitués par les cônes andésitiques qui leurs sont antérieurs. Ceci démontre en même temps qu'il n'y a pas eu de période d'érosion importante entre les deux types de volcanismes qui se sont succédés.

Les projections rhyolitiques sont dispersées n'importe comment près des dômes. Par contre, loin des centres d'émission, elles présentent une certaine stratification sous forme de bancs réguliers, ex. : Çetilli Dere.

Les tufs rhyolitiques ne se présentent jamais en "pelures d'oignons", assez fréquentes chez les autres tufs.

A plusieurs endroits, la lave pâteuse a laissé les traces de fluidité qui s'identifient par les traînées de couleur sombre ou claire. A ce propos, la disposition caractéristique des rhyolites au Sud Est de Emekte et les mesures systématiques de sens de fluidalité ont révélé, à cet endroit, la présence d'une ancienne petite caldeira. Statistiquement, la fluidalité est dirigée vers le centre de la fosse qui correspond à la caldeira. Les failles qui apparaissent sur la bordure sud est sont relativement récentes. Elles ont certainement repris la zone de faiblesse périphérique (fig. 22).

Les dômes de rhyolites se distinguent par rapport aux restes du volcanisme crétacé par leur fraîcheur et par leurs reliefs qui ont résisté à l'érosion. Par contre, dans les tufs rhyolitiques, on distingue des surfaces grossièrement circulaires qui ont subi l'action des agents hydrothermaux, et qui ont été partiellement ou totalement kaolinisées. Parfois le diamètre d'une zone kaolinisée est inférieur à 20 mètres. Ceci démontre l'origine parfois très locale des émanations gazeuses qui ont été des manifestations posthumes du volcanisme rhyolitique.

2 - L'âge des rhyolites à biotite

Les rhyolites à biotite sont les seules formations de la série volcanique ancienne qui ont pu être datées. A Meydan, les tufs rhyolitiques sont interstratifiés dans les niveaux inférieurs des pélites maestrichtiennes. De même, on trouve les mêmes tufs en placages sur les calcaires récifaux et dolomitiques également maestrichtiens. Ces faits prouvent donc l'âge maestrichtien de ce volcanisme rhyolitique.

* Ces plates-formes, à cause de leur position surélevée, ont eu une valeur stratégique. Ainsi, les ruines d'une forteresse sur les rhyolites de Meydan et les vestiges d'anciennes villes au pied des parois des plates-formes ont un intérêt archéologique.

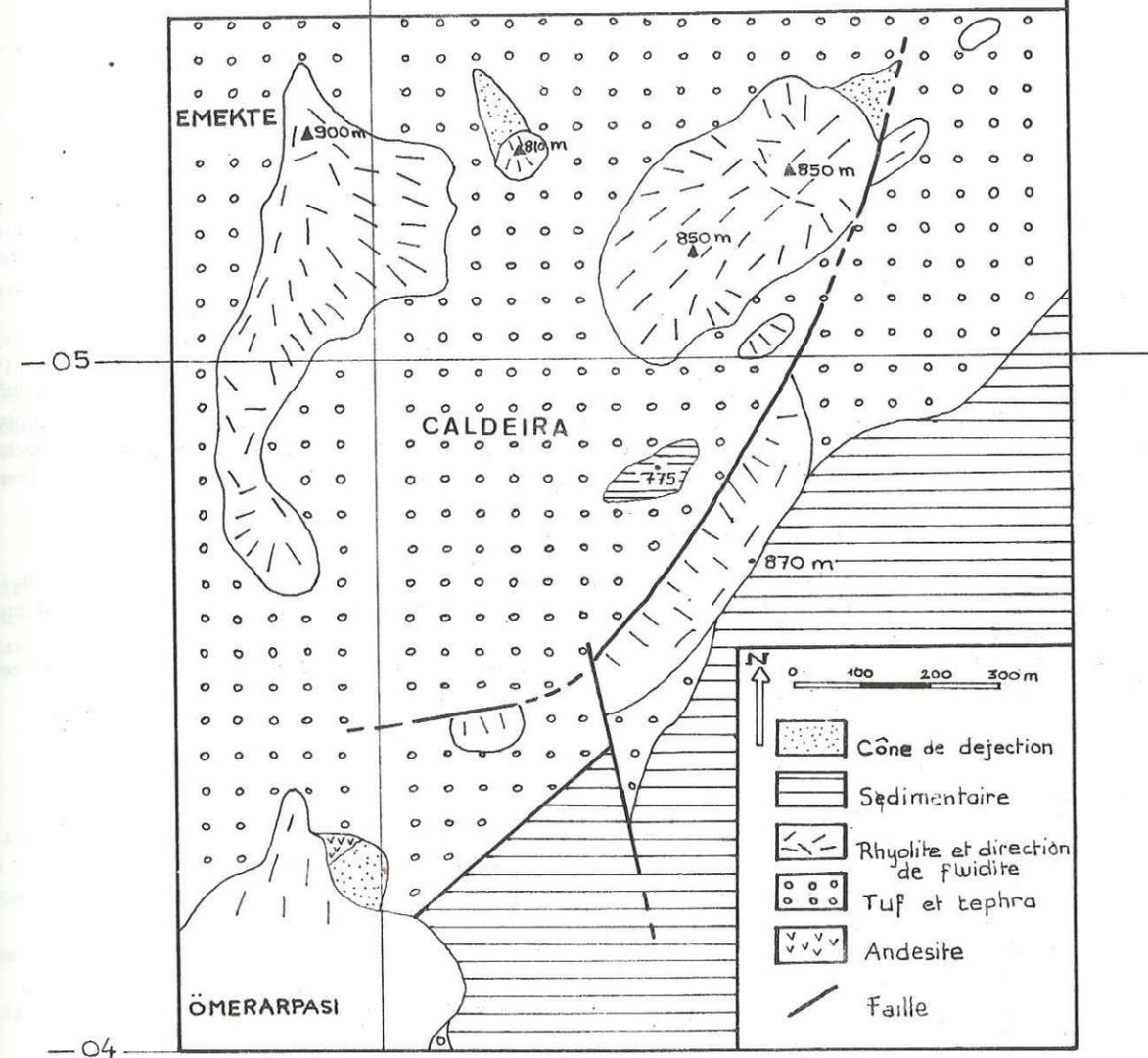
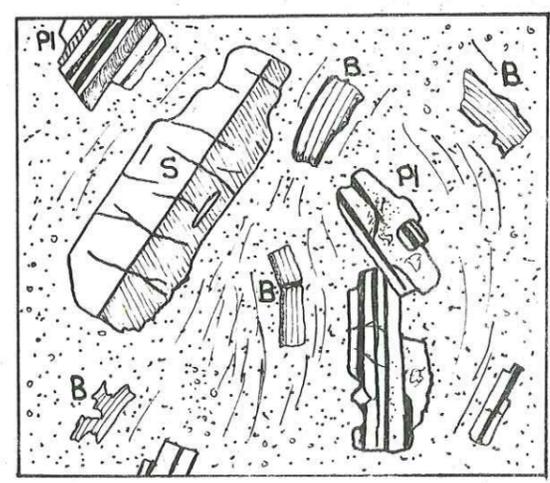


Fig. 22 Carte géologique des environs d'Emekte



B : Biotite
Pl : Plagioclase
S : sanidine
~ 50µ

Fig 23 Rhyolite porphyrique

3 - Etude pétrographique

a) Aspect macroscopique

Nous avons distingué :

a 1) Des rhyolites porphyriques très compactes

La cassure est tranchante. La couleur de la pâte varie entre gris, brun et rouge, suivant la teneur en fer du verre. Les phénocristaux qui atteignent 3 mm sont des feldspaths potassiques ou des plagioclases. Les pyroxènes sont très rares, par contre, la biotite caractérise bien cette roche. La silice apparaît parfois en concrétions dans de petites amygdales.

a 2) Les rhyolites à texture fluidale

Elles sont parfois porphyriques mais souvent à petits grains. La composition minéralogique est identique à la précédente. La couleur, plus claire, varie entre café au lait et rouge. Les traînées qui marquent la fluidalité sont composées de couleurs différentes. Dans la région de Gölköy, les meules de très nombreux moulins sont faites de cette roche qui se casse parallèlement au sens de la fluidalité. Les rhyolites à texture fluidale sont spécifiques des dômes-coulées.

a 3) Les matériaux pyroclastiques

Les dimensions des grains des tufs et des tephras sont assez grandes. Dans les tephras, les cristaux de feldspaths automorphes dégagés sont très fréquents. Au Nord de Terelik, les tufs et les tephras riches en silice font l'objet d'une exploitation pour la fabrication artisanale de briques et de tuiles.

Dans les zones kaolinisées, les tufs peuvent avoir une couleur totalement blanche. Parfois, on distingue dans ces tufs l'emplacement des anciens phénocristaux occupé par un matériel ferrugineux.

b) Aspect microscopique

Composition minéralogique des rhyolites :

feldspath potassique	}	éléments constitutifs communs
plagioclase		
biotite		
quartz	}	éléments accessoires
minéraux opaques		
pyroxène		
apatite		
minéraux d'altération		

Les différents faciès observés sont :

b 1) Rhyolites porphyriques (L. M. B6)

La pâte est formée d'un agrégat cryptocristallin indéterminable. Les grands phénocristaux sont surtout des feldspaths alcalins ; leur proportion par rapport aux plagioclases varie d'une roche à l'autre. Ainsi, on peut distinguer : des rhyolites calco-alcalines potassiques (Or > Pl) et des rhyodacites (Or < Pl). Ces dernières sont plus fréquentes. Un comptage de points a donné pour l'échantillon B. 6 les pourcentages volumétriques suivants :

plagioclase	: 16,0	} Pl > Or
feldspath potassique	:: 8,2	
biotite	: 4,1	
pyroxène	: 1,7	
pâte	: 70,0	
total	100,0	

Le quartz reste virtuel : il s'agit donc de "rhyolitoïdes". On observe aussi quelques rares pyroxènes qui sont d'ailleurs complètement absents chez les autres types.

Les rhyolites porphyriques caractérisent les dômes simples.

b 2) Rhyolites à microlites (ex. : K. 2)

La pâte est formée d'un agrégat microgrenu feldspathique et de microlites subautomorphes de sanidine. Les rhyolites de ce type, très pauvres en verre, peuvent être appelées "liparites". Ce faciès est assez rare.

b 3) Rhyolites à quartz (ex. : T. 62)

La pâte est en grande partie vitreuse, mais elle contient aussi des plages d'agrégats cryptocristallins. La structure est fluidale. L'écoulement est mis en évidence par les traînées dans le verre et par la disposition des cristaux. La silice est individualisée sous forme de très petits cristaux de quartz souvent xénomorphes, isolés dans le verre ou bien en agrégats. La proportion des feldspaths potassiques par rapport aux plagioclases est particulièrement élevée. Ceci montre le caractère plus alcalin de ces roches.

Les rhyolites hyalines à quartz caractérisent les dômes-coulées.

b 4) Rhyolites vitreuses (ex. : L. M. 6)

Le verre, très abondant, a conservé des traces d'écoulement turbulent ; les cristaux sont corrodés et cassés. A certains endroits, on distingue des fissures ouvertes contenant des fragments anguleux de verre à aspect presque ignimbritique. Ces fissures ont un remplissage quartzique cryptocristallin. Ces rhyolites vitreuses contiennent plus de feldspaths potassiques que de plagioclases.

c - Etude des minéraux des rhyolites à biotite

Les feldspaths potassiques

Il s'agit toujours de sanidine : $2V = 24^\circ$, $N \wedge C = 0^\circ$, qui se présente en grands phénocristaux maclés, mais aussi en microlites (rhyolites microlitiques). Les phénocristaux peuvent être automorphes, mais ils sont très souvent corrodés par la pâte. Les cassures perpendiculaires à l'allongement sont très fréquentes. Dans les rhyolites fluidales, les cristaux peuvent être fragmentés suivant ces cassures (fig. 23).

Contrairement aux plagioclases, la sanidine reste généralement d'une très grande fraîcheur. En effet, les inclusions dues à l'altération restent localisées dans les cassures ou sur les contours du minéral.

Les cristaux automorphes de feldspaths dégagés dans les tephras ont été analysés au diffractomètre R X. La position de la raie caractéristique 201 a donné une composition : Or 55 Ab 45.

Les plagioclases

Ce sont des albites, des oligoclases et des andésines. L'oligoclase An 24 est le plus fréquent. Les plagioclases se présentent en phénocristaux automorphes parfois corrodés. Il existe aussi quelques rares microlites d'oligoclase en inclusions dans les phénocristaux de sanidine. On distingue deux sortes de plagioclases : les uns maclés albite ; les autres non maclés mais zonés. Ces derniers sont souvent plus corrodés et plus sodiques que les autres. Les zones correspondent ici à une très faible variation de teneur en anorthite. Ces plagioclases sont surtout fréquents dans les rhyolites à quartz et dans les rhyolites vitreuses.

Les plagioclases sont toujours plus altérés (damourite, chlorite et matière ferrugineuse) que la sanidine. Souvent les produits d'altération occupent le cœur du minéral laissant une couronne limpide. On distingue aussi une disposition préférentielle des inclusions suivant les clivages.

Biotite

Ce minéral se présente en paillettes dans la pâte, parfois corrodées. Dans la lame mince B. 6 on distingue quelques biotites courbées suivant la fluidalité et des microcristaux de biotite en inclusions dans les phénocristaux de plagioclases.

Les biotites s'altèrent suivant leurs bordures en particules opaques d'oxyde de fer. Cette altération a blindé les minéraux dont les parties intérieures sont restées relativement saines.

Quartz

Il se présente toujours en très petits cristaux. Nous avons distingué deux sortes de quartz ;

- les uns, hypidiomorphes, isolés dans la pâte, semblent avoir une place assez tardive dans l'histoire de la consolidation de la lave,
- les autres, xénomorphes souvent en agrégats, ont une extinction onduleuse ; ces cristaux ont une origine secondaire. Ils correspondent aux concrétions siliceuses de la pâte pendant la dévitrification.

Minéraux opaques

Relativement rares (magnétites probables). Ils se présentent en cristaux corrodés dans la pâte ou en inclusions dans les phénocristaux de plagioclase.

Pyroxènes

On observe quelques rares phénocristaux de pyroxène indéterminable. Ces cristaux sont verts, pléochroïques, à fort relief ; certains sont complètement altérés en chlorite.

Apatite

Très rare, en très petits cristaux automorphes dans la pâte ou en inclusions dans les phénocristaux.

Minéraux d'altération

Calcite, chlorite incolore ou vert brun, damourite, micropertithe, particules submicroscopiques indéterminables. En plus des cristaux individualisés, le verre contient souvent un matériel ferrugineux virtuel qui le rend presque opaque.

Ordre de cristallisation des minéraux de rhyolites

- Minéraux opaques, apatite,
- Biotite, pyroxène,
- Plagioclase,
- Sanidine,
- (Microlites),
- Quartz hypidiomorphe,
- Quartz à extinction onduleuse,
- Minéraux d'altération.

4 - Etude pétrochimique

Calcul des normes virtuelles et des paramètres C.I.P.W. -Lacroix

Deux échantillons ont été analysés :

327 : rhyolite porphyrique compacte ; Kale : X = 80,8 ; Y = 05,6

Analyste F. KELLER, 27/2/1970 (525)

6 : rhyolite à quartz ; Ecemli : X = 74,2 ; Y = 07,3

Analyste : F. KELLER, 6/9/1969 (527)

N°	327	6
SiO ₂	63,60	67,15
Al ₂ O ₃	15,90	16,55
Fe ₂ O ₃	3,50	1,70
Fe O	0,30	0,25
Mn O	0,10	0,05
Mg O	1,10	1,10
Ca O	2,70	1,00
Na ₂ O	2,00	3,55
K ₂ O	5,75	7,20
TiO ₂	0,50	0,15
P ₂ O ₅	0,25	0,35
H ₂ O ⁺	3,85	1,05
H ₂ O ⁻	0,55	0,25
Perte	-	-
Total	100,10	100,35

Pourcentages des minéraux virtuels :

N°	Q	Or	Ab	An	Pyr	Ilm	Mag	Hem	Ap	Cor	Total
327	24,6	35,6	17,6	12,3	2,95	0,85	-	3,7	0,75	2,25	99,60
6	15,78	42,81	29,87	3,34	2,80	0,30	0,46	1,44	0,67	1,63	99,10

Le calcul des paramètres C.I.P.W. - Lacroix donne :

$$\begin{array}{l}
 327 : 1' . 4' . 2' . 2 (3) \left[\begin{array}{l} 3' . 1 . 1 (1) . 2 \\ 6 : 1 . 4' . 1 (2) . '3 \left[\begin{array}{l} 3 . 1 . 1 (1) 2 \end{array} \right] \end{array} \right]
 \end{array}$$

Ces résultats montrent que le type porphyrique (N°327) correspond à une rhyolite calco-alcaline, tandis que le type à quartz (N° 6) est une rhyolite alcaline.

CHAPITRE III

LES ROCHES VOLCANIQUES, HYPOVOLCANIQUES ET PLUTONIQUES TERTIAIRES

Les roches volcaniques et hypovolcaniques couvrent approximativement la moitié sud du terrain étudié, tandis que les roches plutoniques forment un massif au Nord Ouest de la région de Gököy.

Les différentes formations volcaniques sont les suivantes :

- Andésites porphyriques
- Trachytes calco-alcalins
- Rhyolites porphyriques
- Basaltes.

Nous verrons par la suite que les roches hypovolcaniques, constituées par des microsyténites calco-alcalines et des trachytes calco-alcalins à biotite, et les roches plutoniques ont une relation assez étroite avec les roches volcaniques.

A. - ANDESITES PORPHYRIQUES

1 - Mode de gisement

Ces roches forment des coulées épaisses qui s'étendent sur de grandes surfaces. L'ensemble, d'aspect très massif, a une épaisseur approximative de 150 m environ. Les dykes sont très abondants. Par contre, le cortège pyroclastique a une importance mineure.

A l'Ouest, quelques niveaux d'andésites porphyriques s'intercalent dans les formations volcano-détritiques. Quelques lentilles de faibles dimensions, également dans les roches volcano-détritiques, peuvent être considérées comme des sills.

Bien qu'aucun débit en pillow-lavas n'ait été observé, l'association étroite des andésites porphyriques avec les roches volcano-sédimentaires semble indiquer leur origine sous-marine.

Les niveaux inférieurs et moyens ont un caractère assez homogène. Par contre, on observe un passage progressif des niveaux supérieurs soit à des trachytes calco-alcalins à l'Ouest, soit à des rhyolites porphyriques à l'Est.

2 - L'âge des andésites porphyriques

Ces roches ont certainement le même âge lutétien que la série volcano-sédimentaire à laquelle elles sont associées.

3 - Etude pétrographique

a) Aspect macroscopique

Les andésites porphyriques sont facilement reconnaissables sur le terrain par la présence de phénocristaux de feldspath dont la taille dépasse parfois 1 cm. Ces feldspaths sont très abondants dans une pâte vert-noir ou vert-gris suivant le degré d'altération.

- Andésites porphyriques proprement dites à feldspaths très abondants
- Andésites porphyriques de passage aux roches plus récentes.

b) Aspect microscopique

L'étude au microscope confirme la grande homogénéité de ces roches à structure porphyrique. Seule la nature de la pâte permet de distinguer quelques variétés.

- . Pâte constituée d'un agrégat cryptocristallin de feldspaths, de pyroxène et d'une pigmentation de minéraux opaques : ex : L.M. T.2.
. Pâte constituée de microlites disséminés et d'agrégats cryptocristallins : ex : L.M. T.9.
. Pâte uniquement microlitique. Généralement dans une même lame mince les microlites ont des tailles voisines.

On distingue aussi, mais rarement des vacuoles dont le remplissage est de différente nature ; elles ne sont jamais assez abondantes pour caractériser un faciès.

Composition minéralogique :

- Plagioclase ; élément constitutif commun
- Pyroxène
- Olivine
- Apatite
- Minéraux opaques
- Minéraux d'altération

c) Etude des minéraux des andésites porphyriques

Les plagioclases

Ils se présentent d'une part en très grands phénocristaux et d'autre part en microlites. Un histogramme de fréquence des résultats de 90 mesures montre que la composition des plagioclases varie entre An 25 et An 65.

On distingue deux sortes de phénocristaux de plagioclase d'après leur forme : des plagioclases automorphes et des plagioclases réactionnels aux contours arrondis par résorption dans la pâte et relativement plus basiques.

Les deux types peuvent coexister dans une même lame mince, ce qui prouve que les phénocristaux correspondent au moins à deux phases de cristallisation. Les plagioclases primitivement automorphes se sont trouvés à un moment donné dans une instabilité chimique dans le magma.

Mais on remarque aussi que, dans une phase ultérieure, la corrosion a repris cette fois les deux types de plagioclase. Les contours légèrement dentelés et les golfes de corrosion caractéristiques (L.M. T.2) correspondent à cette phase.

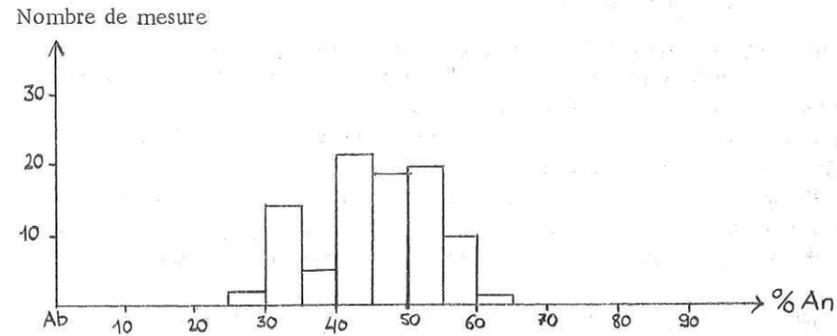


Figure 24 - Histogramme de fréquence des plagioclases des andésites porphyriques -

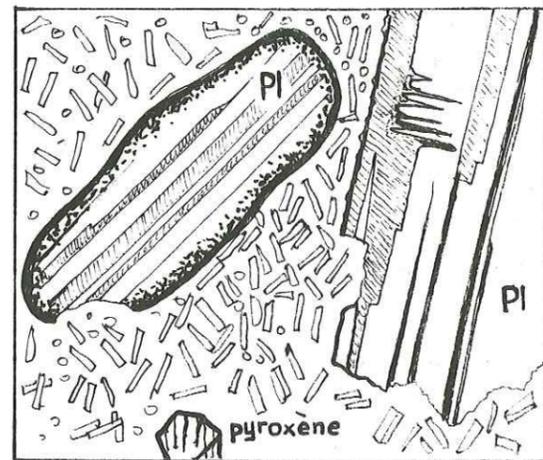
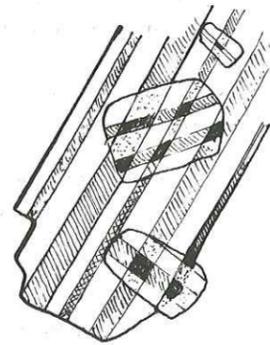


Figure 25 - L.M. T. 11 -



~ 100 μ

Figure 26 - L.M. 631 -

Les phénocristaux de plagioclase sont maclés albite, albite Carlsbad et albite-péricline. Cette dernière est particulièrement abondante dans les andésites porphyriques.

Dans la L.M. 631, les grands phénocristaux de plagioclase contiennent d'autres petits plagioclases aux contours irréguliers ou subautomorphes. On remarque que les macles du phénocristal et du petit plagioclase se superposent en forme de damier (fig. 26).

Il s'agit de deux individus très minces qui se superposent dans l'épaisseur de la lame mince. Mais le fait que ce phénomène se rencontre très fréquemment dans une même lame mince laisse supposer un mode de concentration des feldspaths très aplatis dans un milieu précis du magma.

Le zonage est assez fréquent. Il se présente sous différentes formes :

- . Zonage simple : seul le cœur du minéral a une composition différente par rapport à la bordure (L.M. 631).

- . Zonage en tache dû à une altération secondaire (L.M. 16).
- . Zonage concentrique régulier : c'est le type le plus fréquent. Il est surtout visible dans les sections parallèles à (010).
- . Zonage concentrique irrégulier (voir photo). Les différentes zones ne sont plus parallèles entre elles et montrent plusieurs vicissitudes de croissance.

Ces cristaux ont été corrodés ou fracturés à un moment de leur croissance. On remarque que la zone suivante a cicatrisé la blessure du cristal. R. GAY (1959) explique ainsi ce phénomène de cicatrisation : un cristal qui a été blessé efface sa blessure lorsqu'il est plongé dans une solution légèrement sursaturée. Car les faces cristallines correspondent aux plans réticulaires de faible vitesse de croissance. La blessure a découvert les plans réticulaires de grande vitesse de croissance. Elle se comble rapidement pour reconstituer la face principale.

- . Zonage entrecroisé. Ici la croissance par zonage a repris un cristal déjà zoné mais à un moment irrégulièrement corrodé.

Tous ces phénomènes prouvent que les plagioclases sont passés par plusieurs phases instables dans le magma avant la consolidation finale des andésites porphyriques. On remarque aussi que les plagioclases zonés sont particulièrement corrodés. Il est fréquent de trouver dans la pâte uniquement un fragment de plagioclase zoné dont le reste est résorbé. Ceci probablement parce que les plagioclases zonés correspondent à un stade antérieur par rapport aux plagioclases non maclés et moins touchés.

Les plagioclases contiennent de nombreuses inclusions d'origine primaire : petits cristaux de plagioclase, d'apatite, de minéraux opaques et de pyroxènes. Ces inclusions sont réparties sans règle générale, tandis que les minéraux d'altération sont disposés suivant certains modes. Dans les plagioclases les plus anciens, ils occupent la bordure du cristal déjà corrodé dans un premier temps (fig. 25). Dans d'autres plagioclases, leur arrangement évoque une structure zonaire. Enfin dans les plagioclases plus récents, les inclusions peuvent être diffuses ou localisées dans les clivages, les cassures et le cœur du minéral. Les plagioclases s'altèrent en calcite, chlorite, en particules submicroscopiques probablement argileuses et ferrugineuses. Parfois, il se produit aussi une albitisation par petites plages (L.M. 352).

Pyroxènes

Ils se présentent soit en phénocristaux très altérés, soit en petits grains subautomorphes dans la pâte et en inclusions dans les phénocristaux de plagioclase. Les phénocristaux sont très rares. Ils sont altérés en une matière ferrugineuse isotrope, en chlorite et en calcite. Seuls quelques reliquats ont pu échapper à l'altération. Il s'agit probablement d'augite très riche en fer.

Olivine

Les phénocristaux d'olivine très rares sont toujours complètement altérés en chlorite vert brun. Ils sont reconnaissables uniquement grâce à leurs contours caractéristiques. Dans la L.M. 632, il y a aussi des microcristaux d'olivine également très altérés.

Apatite

Très rare.

Minéraux opaques

Ils se présentent en petits grains (magnétite probable) et en microcristaux aciculaires (hématite probable) qui pigmentent la pâte.

Minéraux d'altération

Calcite, chlorite, particules submicroscopiques argileuses et ferrugineuses. On remarque aussi de rares vacuoles à remplissage chloriteux, calcitique et quartzique.

Ordre de cristallisation des minéraux des andésites porphyriques

- Apatite, minéraux opaques, olivine.
- Phénocristaux de pyroxène.
- Plagioclases zonés et arrondis (minéraux réactionnels).

- Plagioclases non zonés.
- Microlites
- Minéraux d'altération.

4 - Etude pétrochimique

Calcul de la norme virtuelle et des paramètres C.I.P.W. - Lacroix

14. Andésite porphyrique ; Andaç : X = 83,3 ; Y = 99,1.
Analyste : F. KELLER, 6/2/1970 (512).

N°	14
Si O ₂	51,00
Al ₂ O ₃	18,85
Fe ₂ O ₃	4,05
Fe O	4,30
Mn O	0,15
Mg O	3,75
Ca O	10,95
Na ₂ O	2,30
K ₂ O	2,20
Ti O ₂	0,35
P ₂ O ₅	0,35
H ₂ O ⁺	2,00
H ₂ O ⁻	0,40
Total	100,65

Pourcentages des minéraux virtuels :

N°	Q	Or	Ab	An	Pyr	Ap	Ilm	Mag	Cal	Total
14	4,98	12,79	19,39	34,47	17,46	0,67	0,61	6,03	3,20	99,60

Les paramètres C.I.P.W. - Lacroix :

II. '5.4.3 (4) [2.1.'2. (2)3] placent l'échantillon dans le domaine des andésites.

B. - LES TRACHYTES CALCO-ALCALINS

Ces roches donnent de larges affleurements au Sud Ouest de la région étudiée.

1 - Mode de gisement

Elles se caractérisent par leur aspect très hétérogène. En effet, elles sont souvent accompagnées d'émissions de caractère plus basique. De même, elles passent latéralement aux rhyolites porphyriques et verticalement soit aux andésites porphyriques dans les niveaux inférieurs, soit aux basaltes dans les niveaux supérieurs. Nous avons donc un volcanisme à caractère mixte.

Les trachytes calco-alkalins donnent des coulées peu épaisses surtout dans les régions de Karaağaç et de Haruniye. On remarque souvent que ces coulées s'amincissent vers le Sud, avant de se perdre dans les formations bréchiqes. Ceci évoque un sens d'écoulement privilégié du Nord vers le Sud sur une paléo-pente. Il nous a été impossible de déterminer avec précision les anciens points d'émission qui sont recouverts par des matériaux pyroclastiques. Ces derniers ont une très grande importance et constituent la grande majorité des trachytes calco-alkalins. On note souvent plusieurs niveaux successifs formés uniquement de brèches et de tufs volcaniques. Ceci montre le caractère à dominante explosive de ce volcanisme.

L'épaisseur de l'ensemble est difficile à évaluer, car il existait certainement plusieurs appareils volcaniques contemporains dont les produits se sont associés dans l'espace avec des épaisseurs variables suivant l'endroit. Néanmoins, nous pensons que à Süleymaniye ces formations ont une épaisseur qui dépasse 200 mètres.

2 - L'âge des trachytes calco-alkalins

Au Sud de Alekin et à Modül, ces roches reposent directement sur les formations volcano-sédimentaires. Elles sont donc soit lutéliennes, soit post-lutéliennes. On remarque que la fin des formations volcano-sédimentaires correspond au début de ce volcanisme. Ceci évoque un changement de milieu et probablement une régression rapide de la mer lutétienne.

3 - Etude pétrographique

a) Aspect macroscopique

Les trachytes calco-alkalins présentent des caractères macroscopiques intermédiaires entre les andésites porphyriques et les rhyolites calco-alkalines porphyriques quand ils constituent des termes de passage à ces formations. Ailleurs, ils sont à grain fin. La couleur de la patine varie entre vert et brun, suivant l'endroit et le degré d'altération. Vers l'Ouest, où les rhyolites calco-alkalines manquent, ils ont des analogies macroscopiques avec les basaltes tertiaires. Dans ces régions, ils ont une couleur verte plus foncée et les minéraux ferro-magnésiens visibles à l'œil deviennent plus abondants. Ceci rend difficile leur distinction par rapport aux basaltes. On distingue ainsi sur le terrain :

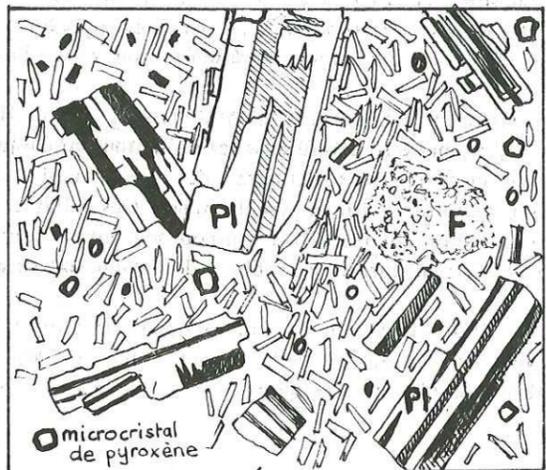
- Trachytes calco-alkalins porphyriques. Les phénocristaux de plagioclases ressortent bien sur un fond de patine aphanitique.
- Trachytes calco-alkalins verts à grain fin. Les cristaux de plagioclase très abondants ont une taille inférieure à 1 mm. On distingue aussi de rares pyroxènes vert noir.
- Trachytes calco-alkalins vert noir, riches en phénocristaux de pyroxène.
- Matériaux pyroclastiques constituant des brèches et des tufs. Ces roches sont relativement plus altérées.

b) Aspect microscopique

L'étude au microscope confirme les caractères variés de ces roches. Les différents faciès sont :

b1) Les trachytes calco-alcalins à grain fin

La pâte constituée par un agrégat cryptocristallin et des microlites plus ou moins abondants (L. M. T. 89). Les microlites sont souvent plus petits que 0,2 mm. Dans la pâte, on distingue des grains de minéraux opaques et des microcristaux de pyroxène (titanaugite probable). Les phénocristaux, toujours de petite taille, sont constitués par des plagioclases. Il existe parfois des plages fantômes aux contours automorphes soulignant une origine ferro-magnésienne. Ce type qui est le plus fréquent correspond au faciès moyen des trachytes calco-alcalins (fig. 27).



F : cristal fantôme
Pl : plagioclase
~ 100 μ

Figure 27 - Trachyte calco-alcalin à grain fin -

b2) Les trachytes calco-alcalins porphyriques

Les phénocristaux peuvent être des plagioclases (L. M. 406) ou des pyroxènes (L. M. T. 71). Ces roches sont plus franchement microlitiques.

b3) Les trachytes calco-alcalins porphyriques à gros microlites de sanidine et d'albite (L. M. T. 74). Ces microlites sont disposés en lattes constituant des cloisons. Les interstices sont occupés soit par une matière brune chloriteuse et limoniteuse, soit par de très petits grains de plagioclase et de pyroxène. Ces roches sont particulièrement riches en pyroxènes. On remarque aussi de nombreux cristallites allongés.

b4) Certains échantillons contiennent de nombreuses vâcuoles dont les formes sont très capricieuses et dont le remplissage est constitué par de la chlorite et de la calcite concrétionnée (L. M. T. 8). Souvent, des particules noires et opaques accompagnent les zones de concrétion de la calcite.

b5) Les tufs soudés (L. M. T. 90)

Il s'agit de fragments de lave, parfois de nature différente, réunis sans ciment pour former une roche cohérente.

b6) Les tufs-cinériles (L. M. T. 83)

Des cristaux isolés, arrondis et de petits fragments de lave flottent dans un matériel plus fin constitué par des cendres.

Composition minéralogique de l'ensemble des trachytes calco-alcalins :

- Feldspath	}	Eléments constitutifs communs
- Pyroxènes		
- Minéraux opaques		
- Olivine	}	Eléments accessoires
- Biotite		
- Apatite		
- Minéraux d'altération		

Ces roches par leur composition minéralogique et par la variété de leurs faciès ressemblent aux trachytes calco-alcalins d'âge crétacé.

c) Etude des minéraux des trachytes calco-alcalins

- Les feldspaths potassiques

Les feldspaths potassiques sont constitués uniquement par des microlites de sanidine automorphes ou subautomorphes. On peut les identifier dans certaines roches où ils sont relativement grands. Ils se présentent alors en baguettes trapues, maclées Carlsbad.

- Les plagioclases

Les plagioclases se présentent soit en phénocristaux automorphes, soit en microlites. Le fait que ces roches constituent aussi des termes de passage progressif aux autres formations volcaniques suscite une diversité assez large dans la composition chimique des plagioclases. Nous avons pu mesurer des plagioclases variant entre An 0 et An 70. Mais on remarque que les phénocristaux de plagioclase, correspondant aux trachytes calco-alcalins à grain fin, qui constituent le faciès moyen, sont souvent des andésines An 30 - An 40.

Des plagioclases de différente composition peuvent coexister dans une même lame mince. L'association de An 35 et de An 68 est particulièrement fréquente. Ces compositions peuvent caractériser soit les cristaux séparés d'une lame mince (L. M. T3), soit les lamelles d'un même cristal.

Les plagioclases sont maclés albite et Carlsbad-albite.

Certains plagioclases présentent un zonage. Toutefois, on remarque que les compositions chimiques correspondant aux différentes zones présentent une variation qui est inférieure à 5 % d'anorthite (L. M. 408). Les cristaux ayant des lamelles de composition différente n'ont pas été affectés par le zonage. Le phénomène de corrosion par la pâte s'observe surtout pour les plagioclases zonés qui étaient donc assez instables pendant l'évolution du magma.

Le degré d'altération change suivant la teneur en anorthite. Ainsi souvent on observe dans une lame mince deux sortes de plagioclases : les uns relativement plus sodiques et très altérés (damourite, calcite, chlorite), les autres relativement plus calciques et sains.

A part les minéraux d'altération les plagioclases contiennent des inclusions de microcristaux de pyroxène, de minéraux opaques, d'apatite et d'autres plagioclases. Dans la L. M. 408, des microcristaux de pyroxène en inclusions dans un plagioclase zoné semblent être disposés parallèlement aux zones.

- Les pyroxènes

On distingue deux générations de pyroxènes, les uns en phénocristaux et les autres en microcristaux intégrés dans la pâte. Les phénocristaux mesurés sont des augites : $2V = +68^\circ$; $Ng \wedge C = 38^\circ$. Ils sont verts ou vert jaune, légèrement pléochroïque dans les sections parallèles à l'allongement. Ils sont parfois maclés suivant (100). L'altération en calcite et en chlorite brune est très fréquente. Souvent ils sont réduits à l'état de fantômes. Certains phénocristaux, en lumière polarisée, ont une couleur jaunâtre sur la bordure et près des cassures ; ceci correspond à un début d'ouranisation.

Les pyroxènes peuvent être légèrement corrodés par la pâte et perdent ainsi la netteté de leurs contours.

On remarque que les microcristaux de pyroxènes sont plus sains et d'une couleur verte plus foncée. Il s'agit probablement d'augite aegyrinique.

- Minéraux opaques (magnétite probable)

Ils se présentent en phénocristaux corrodés ou en grains disséminés dans la pâte.

- Olivine

Généralement il ne s'agit que de fantômes reconnaissables grâce aux contours caractéristiques. Les anciens cristaux sont transformés en serpentine et en chlorite. Parfois, quelques reliquats ont pu subsister.

- Biotite

Elle existe rarement dans certaines lames minces en très petites baguettes.

- Apatite

Ce minéral existe toujours, mais en très faible quantité dans tous les trachytes calco-alcalins, soit dans la pâte, soit en inclusions dans les phénocristaux.

- Minéraux de remplissage des vacuoles

Chlorite, calcite, minéraux opaques.

- Minéraux d'altération

Damourite, calcite, chlorite, quartz, albite, quartz, serpentine et particules submicroscopiques indéterminables. Il faut noter que la chlorite qui remplit les interstices dans les trachytes calco-alcalins à gros microlites semble être d'origine primaire. Dans ces mêmes roches, comme nous l'avons signalé plus haut, il existe des cristallites en fines baguettes allongées qui sont probablement de nature quartzique et feldspathique.

Ordre de cristallisation des minéraux des trachytes calco-alcalins

- Apatite, olivine, minéraux opaques.
- Phénocristaux de pyroxène.
- Phénocristaux de plagioclase
- Microcristaux de pyroxène
- Microlite d'albite et de sanidine
- Chlorite d'interstices
- Minéraux des vacuoles et d'altération

4 - Etude pétrochimique

Calcul de la norme virtuelle et des paramètres C.I.P.W. - Lacroix

N° 387. Trachyte calco-alcalin à grain fin. Karahasan : X = 74,5 ; Y = 01,2
 Analyste : F. KELLER, 13/2/1970 (514)

Analyse N° 368

N°	387
Si O ₂	50,30
Al ₂ O ₃	19,75
Fe ₂ O ₃	4,60
Fe O	2,55
Mn O	0,15
Mg O	2,60
Ca O	7,70
Na ₂ O	3,80
K ₂ O	3,20
Ti O ₂	0,40
P ₂ O ₅	0,55
H ₂ O ⁺	3,55
H ₂ O ⁻	1,35
Total	100,50

Pourcentages de minéraux virtuels :

N°	Q	Or	Ab	An	Pyr	Per	Ap	Ilm	Mag	Total
387	-	18,90	31,96	27,24	5,08	3,77	1,34	0,76	6,73	95,78

Paramètres C.I.P.W. - Lacroix :

II. 5. 3. (3) 4. [3. '3. 2. 2 (3)]

Ces résultats placent l'échantillon dans le domaine des trachytes calco-alcalins.

C. - LES RHYOLITES PORPHYRIQUES

Bien que ces roches soient contemporaines des trachytes calco-alcalins auxquels elles passent latéralement par l'intermédiaire des appareils à nature mixte, nous allons les étudier séparément à cause de leur extension importante et de leur aspect pétrographique bien défini. Elles affleurent surtout dans la région de Kuzuçayiri.

1 - Mode de gisement

Malgré leur caractère acide, les rhyolites porphyriques donnent des coulées très larges qui peuvent s'étendre jusqu'à deux ou trois kilomètres du lieu d'émission. Les coulées sont souvent divisées en dalles très régulières qui donnent à la roche un aspect stratiforme.

A Şihdami et à Sayyatak dere, les rhyolites porphyriques ont une texture vacuolaire. Nous avons mesuré systématiquement en différents points la direction des vacuoles allongées et des tablettes de plagioclases qui indiquent le sens de l'écoulement. Les résultats n'ont pas permis de délimiter avec précision les points d'émission. Cependant, on remarque nettement que la majorité des directions se disposent vers Karadere (fig. 28). Ceci peut laisser supposer la présence d'un ancien couloir à l'emplacement de Karadere vers lequel les coulées ont été canalisées.

Le cortège pyroclastique a une importance minime. Il s'agit uniquement de matériaux fins bien lités qui forment quelques couches approximativement de 1,5 m d'épaisseur. On les trouve tout à fait au Sud de la région étudiée, au-dessus des coulées. Nous avons donc un volcanisme essentiellement effusif.

2 - L'âge des rhyolites porphyriques

Les constatations faites pour les trachytes calco-alcalins sont également valables pour ces roches que nous placerons donc dans une période lutétienne ou post-lutétienne.

3 - Etude pétrographique

a) Aspect macroscopique

Les rhyolites porphyriques sont caractérisées par des phénocristaux de plagioclase disséminés dans une pâte brun rouge rarement verdâtre. Parfois les plagioclases sont si rares que la roche prend un aspect aphanitique. Les plagioclases sont minces et allongés. Leur taille est généralement aux environs de 2-3 mm. Ils sont souvent très altérés. On observe aussi, mais beaucoup plus rarement, des cristaux de pyroxènes vert noir ne dépassant pas 1 mm.

Certaines rhyolites porphyriques contiennent de grandes vacuoles, vides ou remplies de diverses matières. Ces remplissages siliceux, chloriteux et ferrugineux donnent un aspect multicolore à la roche. Les vacuoles dont le diamètre dépasse parfois 1 cm, peuvent être sphériques ou allongées et aplaties. Ces vacuoles allongées et la disposition des phénocristaux de plagioclases soulignent souvent une structure fluidale de la roche.

Les matériaux pyroclastiques correspondant aux rhyolites porphyriques constituent des roches assez consolidées, brunes et aphanitiques.

b) Aspect microscopique

Une structure porphyrique et fluidale est commune à toutes les roches de cette formation. Mais on distingue quelques variétés suivant la nature de la pâte et la présence des vacuoles.

b1) Rhyolites ayant une pâte cryptogrenue (ex : L.M. 411)

Certaines lames minces contiennent aussi de très petits microlites disséminés dans la pâte. Le rapport volumétrique de la pâte par rapport aux phénocristaux est particulièrement élevé. Les minéraux ferro-magnésiens sont pratiquement absents. Certaines plages aux contours réguliers occupées par le verre et les minéraux d'altération laisse supposer que des minéraux ferro-magnésiens existaient aux premiers stades de l'évolution du magma. D'après les contours losangiques, nous pouvons supposer qu'il s'agissait probablement d'olivine complètement transformée.

b2) Rhyolites porphyriques franchement microlitiques (ex : L.M. T. 80)

La pâte contient également une pigmentation de minéraux opaques sous forme de grains ou de microaiguilles. Les cristaux de pyroxène sont relativement abondants.

b3) Rhyolites vacuolaires à pâte très fine ou vitreuse (ex : L.M. 627)

Les vacuoles sont généralement très grandes et remplies de quartz ou de calcédoine. Ces roches sont caractérisées par une silicification postérieure et par une altération très poussée qui correspondent probablement aux actions des

- : Direction des vacuoles
 - ▭ : Direction des plagioclases
 - : Direction probable des écoulements
 - ⋯ : Affleurement des rhyolites porphyrique.
- } 49 Mesures.

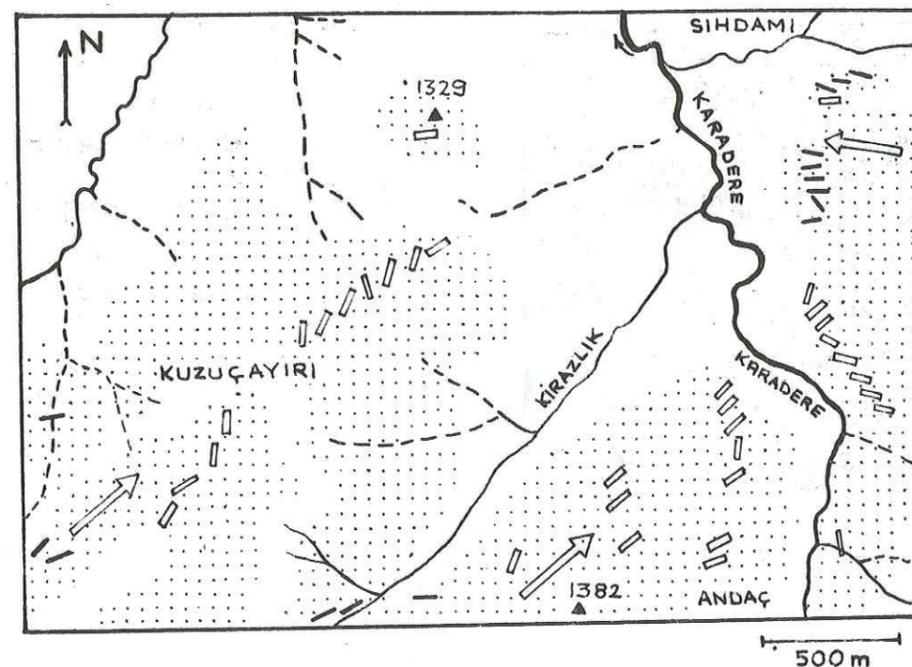


Fig 28 : L'écoulement vers Karadere des rhyolites porphyriques

vapeurs hydrothermales de la dernière phase de l'activité volcanique. Ainsi, les plagioclases et les minéraux ferromagnésiens envahis par les produits d'altération ne sont plus déterminables.

b4) Rhyolites vacuolaires à pâte cryptocristalline et microlitique (ex : L. M. T. 75)

La forme des vacuoles est très capricieuse. On remarque que les microfissures ont un remplissage identique à celui des vacuoles.

b5) Tufs rhyolitiques

Dans ces roches très altérées et imprégnées de matière ferrugineuse, on remarque l'assemblage de plusieurs fragments de lave et de cristaux de nature différente.

c) Etude des minéraux des rhyolites porphyriques

- Les feldspaths potassiques

Ils sont constitués uniquement de microlites et de petits cristaux de sanidine existant seulement dans certaines lames minces (L. M. T. 104). Ces cristaux sont automorphes et maciés Carlsbad.

- Les plagioclases

Ils se présentent soit en phénocristaux automorphes, soit en microlites. Nous avons rencontré l'albite uniquement en microlite. Les phénocristaux ont des teneurs en anorthite qui varie entre An 24 et An 70. La majorité des plagioclases se situe entre An 30 et An 46. Il s'agit donc surtout d'andésine. On remarque que les plagioclases des rhyolites porphyriques et des trachytes calco-alcalins ont des compositions assez analogues. Ceci confirme la parenté de ces deux formations.

La macle de l'albite est la plus fréquente, mais on trouve aussi des macles par interpénétration et des macles albite-Carlsbad. L'examen au microscope de Fédorof a également révélé la présence de la macle Manebach-Ala pour un plagioclase An 68 dans la L. M. 102.

On observe très fréquemment des phénomènes de corrosion et de zonage surtout pour les plagioclases de petite taille.

Des microcristaux de plagioclases, des minéraux opaques peuvent exister sous forme d'inclusions primaires dans les plagioclases qui sont par ailleurs très altérés en calcite, quartz, chlorite et particules submicroscopiques probablement argileuses.

- Les pyroxènes

Ils se présentent en phénocristaux et en microcristaux dans la pâte des faciès microlitiques. Bien qu'ils aient en lumière naturelle une couleur vert jaune identique aux augites banales très courantes dans les autres formations, ils ont : $2V = +52^\circ$; $Np \wedge C = 35^\circ$. Ces valeurs correspondent à une augite titanifère. Ils sont souvent automorphes.

Certains cristaux complètement transformés en calcite et chlorite sont aussi probablement d'anciens pyroxènes. Il semble qu'il y ait deux générations de pyroxènes ; les uns antérieurs aux plagioclases, les autres plus petits, postérieurs aux plagioclases.

- Minéraux opaques

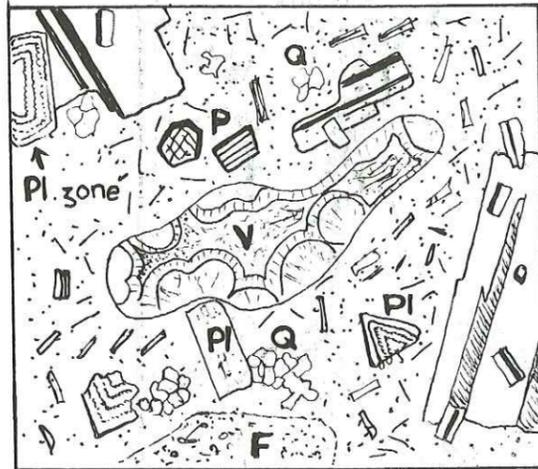
Ils se présentent en petits cristaux corrodés en grains (magnétite probable) et en aiguilles (hématite probable).

- Biotite

Les cristaux de biotite en petites lamelles se rencontrent surtout dans le faciès à pâte cryptogrenue ou vitreuse.

- Apatite

Les cristaux d'apatite sont relativement grands dans les rhyolites porphyriques.



- F: Cristal fantôme
- Q: Quartz en moucheture
- P: Pyroxène
- Pl: Plagioclase
- V: Vacuole (Chlorite au coeur
Calcedoine et quartz sur
les bords)

~ 100 μ

Fig. 29 Rhyolite vacuaire à pâte cryptocristalline et microlitique

- Quartz

Très petits cristaux légèrement biaxes, en mouchetures dans la pâte qui semble être d'origine secondaire.

- Les minéraux de remplissage des vacuoles

Les bords des vacuoles sont tapissés par une matière ferrugineuse isotrope, par la chlorite et par la calcédoine fibreuse. L'intérieur est souvent occupé par la chlorite brune et par le quartz, surtout pour les grandes vacuoles.

- Minéraux d'altération

Quartz, calcédoine en sphérolite, calcite, chlorite, matière ferrugineuse isotrope, particules submicroscopiques.

Ordre de cristallisation des minéraux des rhyolites porphyriques

- Apatite, minéraux opaques (olivine résorbée).
- Phénocristaux de pyroxène complètement altérés ?
- Plagioclases
- Pyroxène.
- Microlites.
- Minéraux de remplissage des vacuoles et d'altération.

4 - Etude pétrochimique

Calcul de la norme virtuelle et des paramètres C.I.P.W. - Lacroix

N° 412. Rhyolite porphyrique microlite. Uzungeris : X = 79,4 ; Y = 98,7.
Analyste : F. KELLER, 6/2/1970 (511).

N°	412
Si O ₂	60,90
Al ₂ O ₃	18,70
Fe ₂ O ₃	3,00
Fe O	1,40
Mn O	0,10
Mg O	1,75
Ca O	7,60
Na ₂ O	3,25
K ₂ O	1,80
Ti O ₂	0,30
P ₂ O ₅	0,25
H ₂ O ⁺	1,30
H ₂ O ⁻	0,30
Total	100,65

Pourcentages des minéraux virtuels :

N°	Q	Or	Ab	An	Pyr	Al	Ilm	Mag	Hem	Total
412	18,66	10,56	27,77	30,86	5,30	0,67	0,61	3,71	0,48	98,62

Paramètres C.I.P.W. - Lacroix :

I (II) .4 .3 (4) 4 [3.1.2 (2) 3]

Ces résultats placent l'échantillon dans le domaine des rhyolites calco-alcalines, à la limite des dacites. Pour cette raison, la roche peut être appelée aussi une rhyodacite.

D. - LES BASALTES

1 - Mode de gisement

On distingue :

- les basaltes qui sont les derniers termes de la série volcanique tertiaire formant les petits plateaux du Sud ;
- les basaltes qui accompagnent le volcanisme à dominante trachytique. Ils se présentent en minces coulées intercalées dans les laves ou les brèches de trachyte calco-alcalins ;
- les basaltes de Köyiçi et de Meydan. Ces roches reposent directement sur les rhyolites à biotite maestrichtiennes, mais elles ne sont recouvertes par aucun autre formation. Il s'agit probablement des mêmes basaltes que ceux du premier cas. En effet, ces roches ont un caractère pétrographique identique à celui de quelques basaltes qui terminent la série volcanique tertiaire (basaltes à très grands phénocristaux d'augite). Nous pouvons supposer dans ces régions soit une érosion antérieure à l'épanchement des basaltes, soit tout simplement une absence d'émissions jusqu'aux basaltes, ce qui est moins probable.

Au Sud, les basaltes ont donné des coulées tabulaires qui sont restées en relief dans la morphologie.

L'absence de formations sédimentaires au-dessus des basaltes nous empêche de préciser l'âge de ces roches. Néanmoins, il faut signaler qu'elles appartiennent à une série continue et progressive de roches volcaniques qui a débuté pendant le Lutétien.

2 - Etude pétrographique

a) Aspect macroscopique

Les basaltes tertiaires sont des roches fraîches très compactes. Ils se distinguent des basaltes crétacés par leur couleur vert noir plus foncé, moins touchée par l'altération. Nous avons distingué sur le terrain :

- basaltes à petits cristaux, Les phénocristaux de pyroxène noirs et les baguettes de plagioclase brillantes sont visibles à l'œil. C'est le faciès banal des basaltes ;
- basaltes aphanitiques. Les cristaux sont tellement petits qu'ils sont seulement visibles à la loupe. Ces basaltes ont une teinte encore plus sombre ;
- basaltes à très grands phénocristaux d'augite. Les cristaux d'augite, longs parfois de plus de un centimètre, se présentent en prisme caractéristique.

b) Aspect microscopique

La nature de la pâte et des phénocristaux permet de distinguer les variétés suivantes :

b1) Basaltes à pâte cryptogrenue et microlitique (ex : L. M. T. 72)

La pâte est constituée par des microlites de plagioclase et des granules de minéraux ferro-magnésiens. Les phénocristaux sont de petite taille. L'olivine est toujours présente. La disposition des plagioclases surtout souligne parfois une structure fluidale.

b2) Mélabasaltes (ex : L. M. T. 106)

La matrice est très finement grenue avec des microcristaux de pyroxène très abondants. Les phénocristaux sont des pyroxènes ou des olivines. Les plagioclases sont très rares, voire même absents dans certaines lames minces.

b3) Basaltes porphyriques (ex : L. M. T. 22)

Cette variété se distingue par de grands phénocristaux de pyroxène. L'olivine est présente mais elle est souvent de petite taille.

b4) Basaltes à gros microlites (ex : L. M. T. 105)

Les microlites de plagioclase (An 49) sont disposés en lattes. Les interstices sont occupés par de la chlorite brune. Les phénocristaux sont constitués par des pyroxènes et des plagioclases. L'olivine est rare. Ce faciès correspond aux basaltes des dykes.

b5) Basaltes tuffacés à matrice très ferrugineuse (ex : L. M. T. 76)

Ces roches, très altérées contiennent des fragments de lave englobés dans la matrice.

b6) Tufs soudés (ex : L. M. 416)

Des fragments de lave de nature différente se sont soudés sans ciment. Parfois la calcite d'origine secondaire a pu s'infiltrer entre les différents blocs. On remarque que ces tufs sont très riches en minéraux ferromagnésiens.

Composition minéralogique des basaltes tertiaires

- Plagioclases
 - Pyroxène
 - Olivine
 - Apatite
 - Biotite
 - Minéraux opaques
 - Minéraux d'altération
- } éléments constitutifs communs
- } éléments accessoires

c) Etude des minéraux des basaltes tertiaires

- Plagioclases

Ils se présentent en microlites ou phénocristaux automorphes. Un ensemble de 82 mesures effectuées sur les phénocristaux de plagioclase a montré que la teneur en anorthite varie entre An 30 et An 80.

Les plagioclases sont donc essentiellement des labradors, mais aussi des andésines et des bytownites. On remarque toutefois l'absence de An 45-50 entre les deux groupes de plagioclase. On peut interpréter cette observation de deux façons :

- pour une composition donnée du magma, les plagioclases cristallisent préférentiellement en deux groupes ayant des teneurs en anorthite différentes,
- ou bien le magma, pendant son évolution, a eu deux phases essentielles qui ont donné chacune un groupe de plagioclase différent.

Nombre de mesure

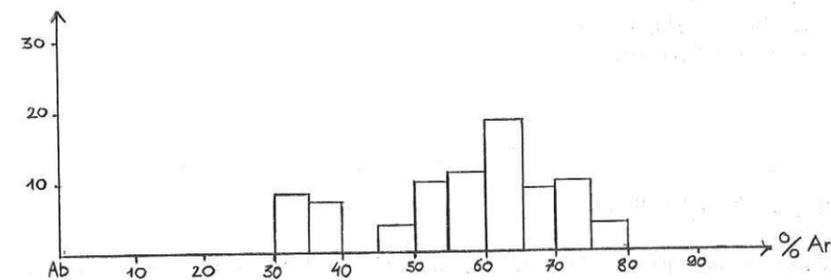


Figure 30 - Histogramme de fréquence des plagioclases dans les basaltes tertiaires -

Les plagioclases sont maclés albite et albite-Carlsbad. Rarement les macles du type péricline s'ajoutent aux précédentes.

Les inclusions primaires sont constituées par des microcristaux de pyroxène et d'olivine. Les produits d'altération sont des particules submicroscopiques, de la calcite et de la chlorite. Il faut noter que les plagioclases des basaltes tertiaires sont beaucoup moins altérés que ceux des autres formations volcaniques.

- Pyroxènes

Ils se présentent en microcristaux dans la pâte et en phénocristaux plus ou moins grands. Il s'agit d'augite titani-fère (2 V = + 55° et Ng \wedge C = 35°). Les analyses effectuées au diffractomètre R X et par fluorescence X ont confirmé la nature de ces pyroxènes.

Les cristaux de pyroxène sont souvent groupés. La macle (100) est très fréquente. Les pyroxènes s'altèrent en chlorite et en calcite. On observe aussi dans certains cristaux un début d'ouraltisation qui se caractérise par des zones blanchâtres en lumière polarisée.

- Olivine

C'est un minéral qui est souvent complètement altéré, même dans une roche qui apparaît saine. On le reconnaît alors grâce à ses contours et à son altération caractéristique en serpentine, en iddingsite et en matière ferrugineuse.

- Biotite

Ce minéral existe seulement dans certaines lames minces en petites lamelles. Il est souvent très chloritisé.

- Apatite

Très rare.

- Minéraux opaques

Ils sont toujours présents en petits grains dans la pâte, mais ils se présentent aussi en phénocristaux subautomorphes corrodés. On remarque qu'ils sont particulièrement abondants autour des cristaux de pyroxène.

- Minéraux d'altération

Calcite, chlorite, serpentine, particules submicroscopiques, particules ferrugineuses. La calcite et la chlorite forment aussi des mouchetures dans une pâte altérée.

Ordre de cristallisation des minéraux des basaltes tertiaires

- Apatite, minéraux opaques, olivine
- Phénocristaux de pyroxène
- Phénocristaux de plagioclase
- Microcristaux de pyroxène
- Microlites de plagioclase
- Minéraux d'altération.

E. - LES ROCHES HYPOVOLCANIQUES

Elles affleurent en des endroits très localisés, dans le Karadere et dans le Sayyatak dere.

1 - Mode de gisement

Il est difficile à définir, car on observe les roches hypovolcaniques sur une épaisseur réduite et uniquement au fond de lits de rivières très étroits. On note quand même que la surface supérieure de ces roches est régulière et assez plate. Vers le Sud, les grès et les pélites rouges les surmontent d'une façon légèrement discordante, tandis que, vers le Nord, ce sont les calcaires marneux qui les recouvrent directement. Dans certains cas, les contacts latéraux sont tectoniques. Près de ces contacts, les grès et les pélites ont été redressés et laminés. Il est intéressant de noter que les failles ainsi observées se perdent très facilement dans les grès et n'intéressent nullement les formations postérieures, tels que les calcaires marneux et les roches volcano-sédimentaires. Ceci prouve que les mouvements tectoniques sont contemporains (ou légèrement postérieurs) de la mise en place des roches hypovolcaniques. Il faut signaler toutefois que certaines cassures ont été reprises beaucoup plus tard, pendant le volcanisme basaltique du Tertiaire. Ainsi, quelques dykes de basalte, qui traversent toutes les roches, sont sensiblement parallèles à ces anciennes cassures (fig. 31).

Les roches hypovolcaniques sont, par endroit, très compactes et sans orientation privilégiée. Elles ont un débit par diaclasage. Ces roches ont l'aspect propre aux roches cristallines. Elles correspondent probablement à un mode de cristallisation et de mise en place qui se sont effectués sous une faible profondeur. Le fait qu'on n'ait jamais observé la base de ces roches nous empêche d'avancer l'hypothèse d'un sill.

Les roches hypovolcaniques passent progressivement et latéralement à des roches de caractère volcanique qui présentent une orientation stratiforme plus ou moins accusée. A quelques endroits, ces roches se débitent à la façon de pilow-lavas. Ces derniers sont cimentés soit par les mêmes roches volcaniques bréchiques (hyaloclastiques), soit, ce qui est plus intéressant, par des grès à nummulites qui contiennent également des fragments de brèche. Ceci évoque une mise en place sous-marine.

2 - L'âge des roches hypovolcaniques

Ce dernier fait prouve indubitablement que les roches hypovolcaniques sont contemporaines des grès à nummulites. Elles datent donc de l'Yprésien et probablement de l'Yprésien moyen, car les niveaux supérieurs de la formation grésopélitique redeviennent subhorizontaux au-dessus des sédiments dérangés localement par leur mise en place.

3 - Etude pétrographique

a) Aspect macroscopique

Les microsyrénites calco-alcalines et les trachytes calco-alcalins qui leur sont associés sont des roches à aspect macroscopique très ressemblant. Ils sont gris et à grain fin. Ils constituent des roches très compactes, à cassure difficile. On distingue quand même :

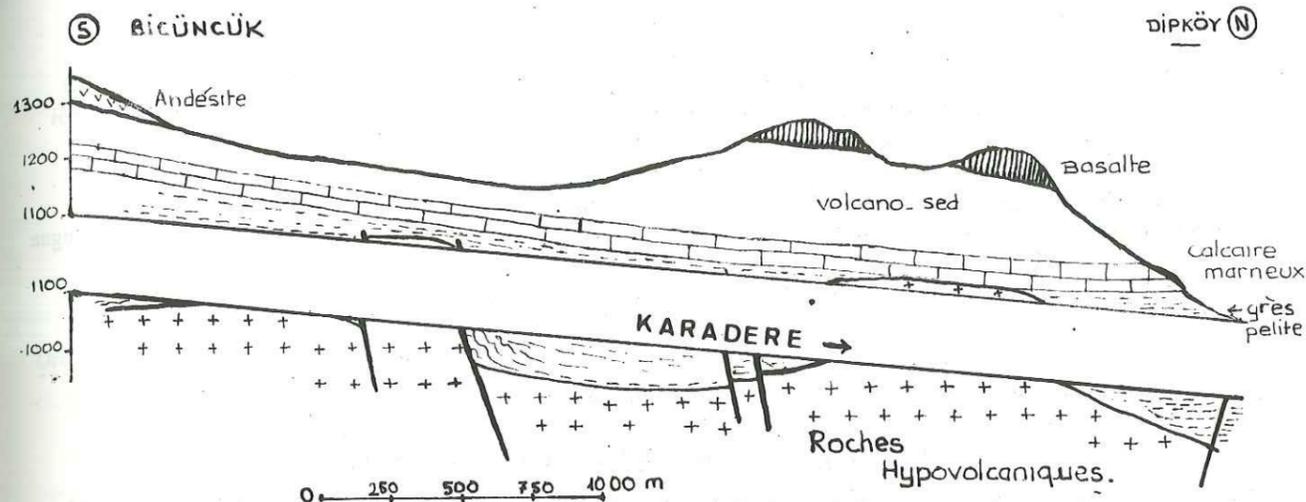


Fig 31 Coupe dans la région de Karadere

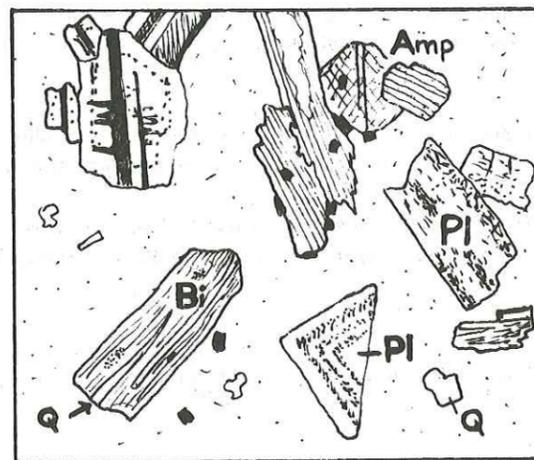


Fig: 32 Trachyte calco-alcalin à Biotite

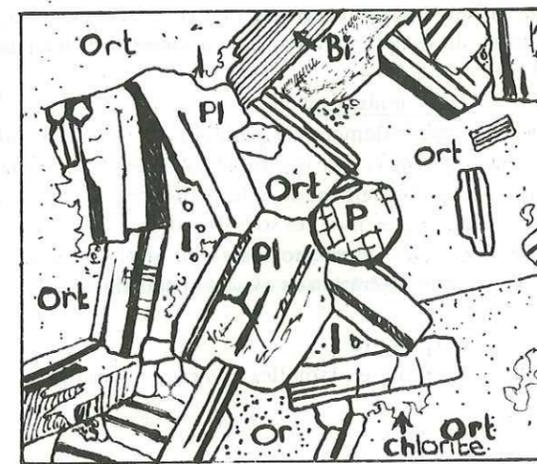


Fig: 33 Microsyrénite calco-alcaline (I : Interstices)

- le faciès franchement volcanique qui se caractérise par de petits cristaux de biotite et d'amphibole vert noir. Ces roches ont une teinte relativement plus claire. Exceptionnellement, l'amphibole peut être très abondante sous forme de baguettes dont la taille atteint 1 cm,
- le faciès intermédiaire, difficile à classer macroscopiquement,
- le faciès franchement microgrenu. La couleur est légèrement plus foncée.

Les minéraux ferromagnésiens, sauf quelques rares pyroxènes, ne sont plus visibles à l'œil. Par contre, on distingue à la loupe les cristaux de feldspath blancs et gris sur fond vert bleu.

Toutes ces roches contiennent en plus ou moins grande quantité de très petits cristaux de pyrite.

b) Aspect microscopique

L'étude au microscope nous permet de distinguer les termes suivants :

b1) Trachyte calco-alkalin à biotite (ex : L. M. S.5) (fig. 32)

Ces roches ont une structure felsitique. La pâte est constituée par des individus cristallins submicroscopiques indéterminables. La composition minéralogique est la suivante :

- | | | |
|--------------------|---|-------------------------------|
| - Feldspaths | } | éléments constitutifs communs |
| - Biotite | | |
| - Amphibole | | |
| - Pyroxène | } | éléments accessoires |
| - Quartz | | |
| - Apatite | | |
| - Minéraux opaques | | |

L'abondance des minéraux pneumatogènes comme la hornblende et la biotite prouve que ces roches ont cristallisé dans un milieu à basse température et riche en gaz, et qu'elles n'ont pas subi une phase d'effusion, par suite de la chute de pression, la température monte brutalement et les minéraux pneumatogènes sont détruits.

- Les feldspaths

Ce sont généralement des plagioclases de petite taille, mais certaines lames minces contiennent des feldspaths relativement grands et non maclés. Ces feldspaths automorphes sont très altérés, ce qui rend impossible leur détermination. Il s'agit probablement de feldspaths potassiques (L. M. T. 14).

Les plagioclases mesurés sont des oligoclases et des andésines. Les plagioclases sont maclés albite, Carlsbad-albite et albite-péricline. Les plagioclases sont altérés en damourite ou en particules très fines indéterminables. Les produits résultant de cette altération se disposent suivant les clivages.

- La biotite

Elle se présente en lamelles brunes pléochroïques. L'altération chloriteuse donne à la biotite un aspect fibreux.

- Amphibole

Il s'agit de hornblende verte ($2V = -68^\circ$ et $Ng \wedge C = 14^\circ$). Elle est fortement colorée avec un pléochroïsme très net : Ng, Nm : vert foncé, Np : vert brun clair. La macle (100) est assez fréquente.

Les cristaux de hornblende verte s'altèrent en calcite qui occupe parfois tout le cœur du minéral ne laissant intacte qu'une mince bande sur les bords.

- Les pyroxènes

Ils sont rares et n'existent que dans certaines lames minces.

- Le quartz

Il se présente en petits cristaux hypidiomorphes ou xénomorphes. Ce minéral est relativement rare dans les trachytes calco-alkalins.

- Apatite

Elle est rare.

- Minéraux opaques

Ils se présentent soit en petits phénocristaux corrodés (magnétite probable), soit en microcristaux dans la pâte.

- Minéraux d'altération

A part les minéraux déjà cités, il existe aussi dans certaines lames minces, des mouchetures de calcite.

Ordre de cristallisation des minéraux trachytes calco-alkalins :

- apatite, minéraux opaques,
- pyroxène (pseudomorphosé ?),
- biotite, amphibole,
- feldspaths
- quartz.

b2) Microsyénite calco-alkaline

Dans le faciès franchement microgrenu, les plagioclases en cristaux rectangulaires et les minéraux ferromagnésiens automorphes sont englobés dans des plages d'orthose (ex : L. M. 56) (fig. 33). Il s'agit d'une structure microgrenue de type monzonitique. La disposition des cristaux semble correspondre à un décalage notable, dans le temps, entre la cristallisation du plagioclase et celle du feldspath potassique.

Dans le faciès intermédiaire, les interstices sont occupés par une pâte constituée de microlites, de plagioclase, de microcristaux, de minéraux ferromagnésiens et de particules très fines indéterminables. Certaines plages sont remplies par de la chlorite et de la calcite cryptocristalline. Les feldspaths potassiques se sont individualisés sous forme de petits cristaux de sanidine subautomorphe, absents dans le faciès franchement microgrenu (ex : L. M. 11).

On remarque que dans les microsyénites calco-alkalines, les amphiboles sont pratiquement absentes. De même, la proportion de biotite est faible. Par contre, le pyroxène devient assez abondant.

L'absence des minéraux pneumatogènes peut s'expliquer par un milieu à basse pression, ne possédant pas de volatils. En effet, d'après RITMANN (1963), dans un tel milieu on a les pseudomorphoses suivantes :

- Hornblende --- plagioclase, augite, pigeonite, olivine, magnétite ;
- Biotite --- sanidine, pigeonite, magnétite.

Dans notre cas, la pigeonite et l'olivine manquent ; ceci est certainement dû à un magma relativement riche en chaux et en silice, dans lequel l'augite a cristallisé aux dépens des minéraux ferromagnésiens non calciques.

Composition minéralogique des microsyénites calco-alkalines

- | | | |
|------------------------|---|-------------------------------|
| - Feldspath potassique | } | éléments constitutifs communs |
| - Plagioclase | | |
| - Pyroxène | | |
| - Biotite | } | éléments accessoires |
| - Quartz | | |
| - Apatite | | |
| - Epidote | | |
| - Minéraux opaques | | |

- Les feldspaths potassiques

Ils sont soit des orthoses dans le faciès franchement microgrenu, soit des sanidines dans le faciès intermédiaire.

L'orthose (2 V = -72°) se présente en phénocristaux xénomorphes. On remarque qu'elle est plus altérée que les plagioclases.

La sanidine (2 V = -30°, Np \wedge C = 6°) se présente en petits cristaux subautomorphes maclés Carlsbad. Elle est moins altérée que les plagioclases. Nous croyons avoir affaire plutôt à des sanidines de basse température, donc plus orthosiques qu'à albitiques.

Les plagioclases

Le même problème de température existe pour les plagioclases. Bien qu'il y ait une grande différence de la valeur de 2 V pour les séries de haute et basse température, dans le cas des plagioclases assez sodiques on ne peut pas trancher facilement, puisqu'on ignore la composition chimique exacte des rares sections où on peut mesurer l'angle 2 V. En effet, les mesures d'angle d'extinction montrent que les plagioclases varient entre An 10 et An 46.

Les plagioclases se présentent en phénocristaux automorphes et aussi en microcristaux dans les interstices du faciès intermédiaire. Ils sont maclés albite, Carlsbad-albite et péricline. On remarque que la corrosion est pratiquement absente dans ces roches. Par contre, certains plagioclases sont très légèrement zonés.

Les plagioclases sont altérés en chlorite, en calcite et en particules submicroscopiques. Les produits d'altération sont disposés au cœur du minéral suivant les clivages ; souvent une bordure régulière est restée limpide.

Les pyroxènes

Il s'agit d'augite (2 V = +58°) qui se présente en petits cristaux subautomorphes ou en microcristaux ellipsoïdaux à contours réguliers.

La biotite

Assez rare. Elle se présente en petites lamelles souvent très altérées en chlorite.

Le quartz

Il se présente en petits cristaux hypidiomorphes ou xénomorphes.

Apatite

Elle reste rare.

Epidote

Elle existe en petite quantité dans la L. M. 56 ; son origine primaire est discutable. Elle peut être due aux actions pneumatolytiques qui succèdent aux phases de consolidation.

Minéraux opaques

Ils sont assez abondants. On remarque qu'ils sont de deux sortes : les uns automorphes, les premiers cristallisés, les autres qui remplissent certaines plages comprises entre deux plagioclases ; ces derniers qui ont cristallisé après les plagioclases sont probablement des pyrites, avec une origine analogue aux épidotes.

Ordre de cristallisation des minéraux des microsyénites calco-alcalines et des faciès intermédiaires

- Apatite, minéraux opaques
- Phénocristaux de pyroxène
- Biotite
- Plagioclase
- Feldspath potassique ou microcristaux des interstices
- Quartz
- Epidote, pyrite.

Les comptages de points effectués ont donné les proportions volumétriques suivantes, pour deux échantillons franchement microgrenus :

N°	S. G.	N. 1
Orthose	25,6	23,0
Plagioclase	47,8	57,8
Ferromagnésien	19,0	14,1
Quartz	2,1	2,0
Minéraux opaques	4,9	2,6
Apatite	-	0,5
Epidote	0,6	-
Total	100,0	100,0

4 - Etude pétrochimique

Z 30. Trachyte calco-alcalin à biotite. Bicüncük : X = 81,3 ; Y = 00,6

Analyste : F. KELLER, 20/2/1970 (522).

Z 1. Faciès intermédiaire Karadere : X = 82,3 ; Y = 02,6

Analyste : F. KELLER, 13/2/1970 (515)

Z 8. Microsyénite calco-alcaline. Karadere : X = 82,3 ; Y = 02,7

Analyste : F. KELLER, 27/2/1970 (526).

N°	2.30	Z. 1	Z. 8
Si O ₂	62,15	58,60	55,45
Al ₂ O ₃	18,10	16,70	17,20
Fe ₂ O ₃	1,70	4,25	4,60
Fe O	1,20	1,30	2,05
Mn O	0,10	0,15	0,20
Mg O	1,20	2,70	2,70
Ca O	3,75	6,25	6,30
Na ₂ O	4,00	2,60	3,70
K ₂ O	6,30	4,15	3,45
Ti O ₂	0,50	0,30	0,55
P ₂ O ₅	0,20	0,30	0,35
H ₂ O ⁺	0,15	2,45	3,10
H ₂ O ⁻	0,20	0,65	0,50
Total	100,40	100,55	100,15

Pourcentages de minéraux virtuels :

N°	Q	Or	Ab	An	Pyr	Ap	Ilm	Mag	Hem	Total
Z. 30	6,24	37,25	34,06	12,51	5,33	0,34	0,91	2,55	-	99,19
Z. 1	12,54	24,46	22,01	21,68	10,55	0,67	0,61	3,71	1,60	97,33
Z. 8	6,00	20,02	31,44	20,29	10,74	0,67	1,06	5,57	0,80	96,59

Les paramètres C.I.P.W. - Lacroix sont :

Z. 30 : I'. 5; 2. 3 [2 (3). 1 . 2. (2) 3]

Z. 1 : II. 4 (5). 3 . 3 [2 (3). 1 . 2. 2]

Z. 8 : II . 5 . 3 . 3 (4) ['3 . 1 . 2 . 2'] .

- L'échantillon Z. 30 est un trachyte calco-alcalin légèrement sursaturé. On remarque qu'il est hololeucocrate. Ce caractère, ainsi que la composition minéralogique rapprochent cette roche de la sancyite des Monts Dore.
- L'échantillon Z. 1, qui caractérise le faciès intermédiaire, se situe entre un microgranite calco-alcalin et une microsyrénite calco-alcaline (branche monzonitique).
- L'échantillon Z. 8 correspond à une microsyrénite calco-alcaline légèrement sursaturée et assez sodique. En effet, les comptages de points ont également montré qu'il y a plus de plagioclase que d'orthose. Ce caractère rapproche l'échantillon de la mangérite qui est une syénite calco-alcaline riche en plagioclase.

F. - LES SYENITES CALCO-ALCALINES (fig. 2)

Ces roches affleurent à Okçubel, au Nord Ouest de la région étudiée, où elles forment un massif dont les dimensions n'ont pu être déterminées bien que nous ayons largement débordé sur la feuille G 39 A 4, située au Nord de la feuille de Gököy. D'après la carte au 1/100 000, ce massif semble avoir approximativement 3 km de largeur dans le sens est-ouest et 5 km de longueur dans le sens nord-sud, Or, la seule partie sud est étudiée par nous dépasse cette surface. A une échelle plus petite, on constate que ce massif est le dernier vers l'Ouest de la série est-ouest des massifs cristallins des Pontides. De même les dimensions de ces massifs sont réduites progressivement de l'Est vers l'Ouest. Le massif de Okçubel semble être l'un des plus petits.

1 - Mode de gisement

Les syénites calco-alcalines forment, dans la partie étudiée, un massif circonscrit, bien individualisé et relativement homogène. Elles sont intrusives dans la série des roches volcaniques anciennes, comme le montrent les observations suivantes (fig. 2) :

a) La forme du massif

Les flancs du massif semblent plonger dans les roches encaissantes suivant une pente inclinée vers l'extérieur du massif. Ceci suggère une forme de coupole s'élargissant en profondeur ;

b) Le bord du massif

Il est souvent assez net et précis, bien qu'à certains endroits il faille quelques mètres pour passer de la syénite franche aux roches encaissantes qui sont presque toujours des basaltes anciens. A Çuhadami et à Tazvara, qui se

situent relativement bas, le massif est discordant par rapport aux assises encaissantes. A ces endroits, les basaltes, qui sont par ailleurs subhorizontaux, ont été coupés et redressés. Plus haut, à Zelvi et à Tepeköy, les mêmes basaltes, qui semblent concordants par rapport à la surface du massif syénitique, ont été probablement surélevés par son intrusion.

c) Les contacts tectoniques avec les roches encaissantes

Par endroit, les limites entre les syénites et les basaltes se caractérisent par des contacts faillés. Au voisinage de ces contacts, les roches volcaniques et plutoniques sont diaclasées et parfois mylonitisées. D'autres failles, les unes radiales, les autres grossièrement parallèles au contour du massif, s'individualisent dans les roches de la série volcanique ancienne.

d) L'étude microscopique des basaltes encaissants

Nous avons déjà évoqué la saussuritisation et la kaolinisation des anciens basaltes (p. 24). Ces phénomènes, qui s'observent dans une zone située en auréole autour du batholite, sont les conséquences d'un lessivage hydrothermal à la fin de la mise en place de l'intrusion. La saussuritisation et la kaolinisation s'observent également dans les syénites sur la bordure du massif. Ces phénomènes sont particulièrement intenses au voisinage des cassures qui ont pu servir de voie d'accès.

On constate, en outre, une recristallisation des roches encaissantes sur une épaisseur de quelques dizaines de centimètres seulement, en bordure du massif syénitique. Ainsi la L.M. Z. 17 (fig. 37), taillée dans une roche qui se situe à quelques centimètres de la syénite, présente une structure granoblastique. Aux dépens des phénocristaux des basaltes, dont il reste quelques témoins, et de la pâte, on observe la néoformation des minéraux suivants : quartz, plagioclase (An 46) rarement et très finement maclé, augite, hornblende brune, biotite et chlorite.

Nous avons donc un métamorphisme de contact en auréole très mince.

e) Les enclaves dans les syénites calco-alcalines

Les syénites contiennent des enclaves énallogènes de roches basaltiques qui sont certainement arrachées aux anciens basaltes encaissants.

Nous les avons rencontrées jusqu'à 800 m du bord, uniquement dans les zones où les basaltes encaissants sont discordants à la bordure du massif.

Les enclaves ont une forme arrondie ou diffuse. Ceci montre qu'elles sont en partie digérées et recristallisées par les syénites. Par contre, la L.M. 596 bis, taillée au cœur d'une enclave, représente un basalte porphyrique à pâte cryptogrenue tout à fait normal. Il est intéressant de noter que cette lame mince ne possède pas de trace de saussuritisation et de pneumatolyse.

f) Le diaclasage des syénites calco-alcalines

Les diaclases sont particulièrement abondantes près de la bordure du massif. La présence de certaines directions privilégiées est mise en évidence par les mesures, quand celles-ci sont effectuées dans une zone bien limitée. Dans d'autres endroits, les directions privilégiées locales ont toujours d'autres valeurs. On peut en conclure que les diaclases sont les effets mécaniques surtout marginaux liés à la mise en place du massif syénitique.

L'arénisation assez poussée des syénites de Gököy empêche généralement de bonnes observations. En effet, la désagrégation en boules et encore plus souvent la désagrégation granulaire de la syénite s'observent presque partout, à l'exception des lits de rivière où la roche a pu garder sa fraîcheur.

Ces différentes constatations ne nous permettent pas de résoudre tous les problèmes posés par les syénites calco-alcalines de Gököy. Ainsi, il reste à élucider :

- l'origine et l'état physique de la syénite avant sa cristallisation,
- le mécanisme de la mise en place de la syénite dans l'espace et dans le temps.

Nous penchons à la faveur d'une hypothèse qui appelle un déplacement des formations antérieures. Les cassures de la bordure et la disposition des anciens basaltes évoquent un refoulement de ces derniers par un magma qui monterait à la manière d'un dôme diapirique. Nous pensons que la masse de syénite a ainsi écarté (basaltes discordants) et trans-

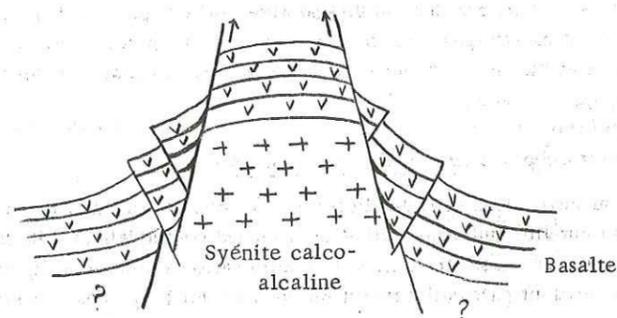


Figure 34 - Mise en place théorique des syénites calco-alkalines -

porté (basaltes concordants) vers le haut les couches au travers desquelles elle s'est insérée (fig. 34). La présence d'enclaves en partie digérées prouverait que la syénite, pendant sa mise en place, a arraché des fragments aux formations basaltiques encaissantes.

L'emplacement du massif correspond probablement à une caldeira d'effondrement. Nous reviendrons sur ce sujet dans le chapitre concernant la tectonique.

2 - L'âge des syénites calco-alkalines et leur relation avec les roches hypovolcaniques

A Okçubel, les syénites calco-alkalines sont surmontées d'un mince niveau de grès yprésiens. Ces grès ne présentent aucun signe de métamorphisme, au contraire, ils contiennent des fragments anguleux de minéraux (quartz, plagioclase : An 30-40, orthose, amphibole, augite, biotite) qui proviennent probablement, au moins en partie, du massif syénitique.

On peut donc en conclure, que les syénites calco-alkalines sont soit yprésiennes, soit anté-yprésiennes. Nous pencherons plutôt pour l'âge yprésien, à cause de la parenté de ces roches avec les formations hypovolcaniques qui sont indiscutablement yprésiennes. En effet, ces deux roches présentent :

- une analogie de composition chimique,
- une analogie de composition minéralogique,
- une analogie de structure (structure micro-monzonitique pour les microsyténites calco-alkalines et structure monzonitique pour les syénites calco-alkalines).

Bien que entre ces deux roches, nous ne voyons pas une continuité dans l'espace, les roches hypovolcaniques correspondent certainement à un faciès marginal des syénites calco-alkalines. Nous envisageons ainsi une suite de roches avec des particularités communes qui se sont mises en place à des niveaux différents et qui peut être accompagnée d'une très légère différenciation.

3 - Etude pétrographique

a) Aspect macroscopique

Les syénites calco-alkalines sont des roches compactes à cassure difficile. Elles ont une structure grenue non orientée. Les dimensions des grains varient de quelques fractions de millimètre à un centimètre. Les cristaux les plus grands sont des orthoses laiteuses roses. Cette couleur domine l'ensemble de la roche. Les plagioclases sont gris blanc avec un éclat légèrement vitreux. On distingue aussi des minéraux ferro-magnésiens, vert noir, plus petits et de rares biotites altérées.

Les syénites calco-alkalines sont assez homogènes dans l'ensemble du massif. Il faut noter cependant, que vers la périphérie le grain est légèrement plus fin.

b) Aspect microscopique

Les syénites calco-alkalines sont des roches grenues et microgrenues. Elles sont parsemées de porphyroblastes d'orthose et de phénocristaux de plagioclase qui constituent de loin les deux éléments essentiels.

Composition minéralogique des syénites calco-alkalines

- Orthose	}	Eléments constitutifs communs
- Plagioclase		
- Amphibole		
- Pyroxène	}	Eléments accessoires
- Biotite		
- Quartz (par places)		
- Sphène		
- Apatite		
- Minéraux opaques		
- Minéraux d'altération		

L'étude au microscope a révélé, dans certaines lames minces, la présence très abondante de microcristaux de quartz. On a donc affaire là à un faciès franchement granitique. Cependant pour la commodité de l'étude et comme le quartz reste absolument invisible à l'œil nu, nous ne parlons que d'un ensemble syénitique.

Suivant l'arrangement et la nature des minéraux abondants, on distingue trois faciès essentiels :

b1) Syénites calco-alkalines à structure porphyroïde (fig. 35)

Elles sont les plus fréquentes (L. M. AS7). Comme leur nom l'indique, les porphyroblastes d'orthose remplissent de grands espaces entre les phénocristaux de plagioclase et de rares ferromagnésiens. Cette disposition, qui peut être appelée aussi monzonitique, correspond à un décalage important, dans le temps, entre la cristallisation du plagioclase et celle de l'orthose. On remarque que, dans ces roches, le quartz est très rare, même absent, et que certains interstices entre les cristaux de plagioclases sont remplis par de la chlorite au lieu d'orthose. On peut envisager dans ces interstices la présence, à l'origine, de résidus vitreux qui par altération ont donné la chlorite.

b2) Syénites calco-alkalines à structure grenue

Ces roches se distinguent des précédentes par le fait que les espaces entre les phénocristaux sont remplis de plusieurs petits cristaux d'orthose non idiomorphes, au lieu d'un seul porphyroblaste (ex : L. M. 572). Ces roches ont donc une structure grenue normale.

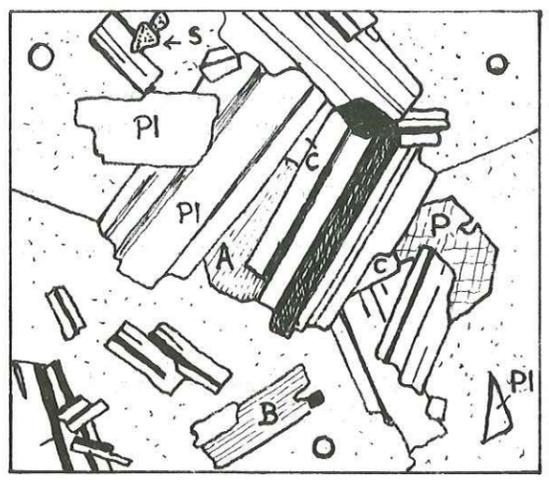


Fig 35 Syénites calco-alcaline à structure porphyroïde (A: amphibole, B: biotite, C: chlorite, O: orthose, P: pyroxene, Pl: plagioclase, S: sphène) L.M. AS 7

Fig: 37. Recristallisation des basaltes au contact du massif syénitique (B: Biotite, C: chlorite, Pl: Plagioclase, ○: Quartz ou plagioclase, ⊞: Augite, ⊞: hornblende brune)

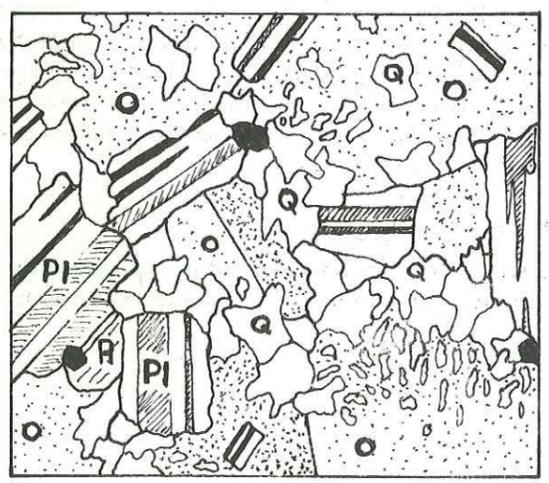
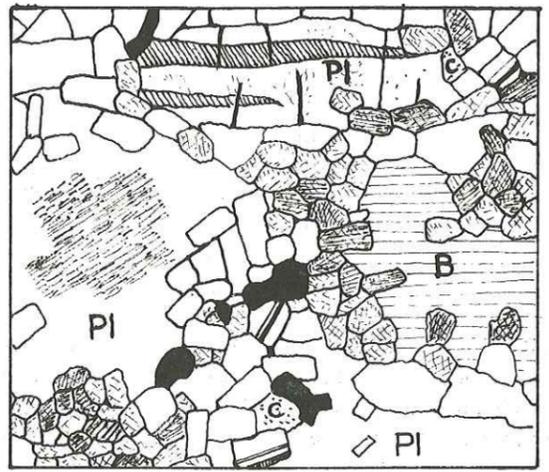


Fig 36 "Granite à grain très fin et à quartz (A: amphibole, O: Orthose, Pl: plagioclase, Q: Quartz)

b3) Les "granites" à grain très fin et à quartz (fig. 36)

Les phénocristaux de plagioclase sont entourés par des agrégats microgrenus de feldspath potassique et de quartz (L.M. 601). Parfois, l'orthose est assez grande. Dans ce cas, les microcristaux de quartz xénomorphes flottent dans l'orthose. Ces roches riches en quartz et relativement pauvres en minéraux ferromagnésiens se trouvent surtout dans les faciès de bordure. Elles représentent le produit de la cristallisation des derniers résidus magmatiques.

c) Etude des minéraux des syénites calco-alcalines

- Feldspath potassique

Il s'agit d'orthose. L'angle des axes optiques a une valeur moyenne de -68° , ce qui correspond approximativement à Or 65 - Ab 35 (ROUBAULT, 1963). L'orthose se présente en porphyroblastes ou en microcristaux suivant le faciès. Dans tous les cas, elle est xénomorphe et l'une des dernières à se cristalliser. En effet, ses contours sont accidentés d'apophyses s'insinuant entre les cristaux avoisinants. Dans certaines lames minces, on remarque qu'elle remplit les golfes de corrosion d'autres phénocristaux.

La macle de Carlsbad est fréquente surtout dans les porphyroblastes. Les cristaux d'orthose sont plus altérés que les plagioclases. Ils s'altèrent en très fines particules submicroscopiques qui sont dispersées sur toute la surface du cristal. Il semble que la couleur rose est due à ces particules. Les feldspaths potassiques sont parfois finement perthitisés.

- Plagioclase

Les mesures effectuées montrent que la teneur en anorthite varie entre An 30 et An 55 avec une prédominance de An 48. Il s'agit donc surtout d'andésine. On remarque que ces valeurs sont moins étalées que celles des roches volcaniques. Les plagioclases se présentent en phénocristaux à section automorphe ou subautomorphe. Suivant leur abondance, ils peuvent être jointifs ou isolés dans de grandes plages d'orthose. Souvent, des cristaux plus petits, parfois partiellement corrodés et réduits à des sections triangulaires flottent dans l'orthose. Les plagioclases sont maclés albite, ou albite péricline.

- Amphibole

C'est le minéral ferromagnésien le plus fréquent. Il s'agit d'hornblende verte : $2V = -78^\circ$; $Ng \wedge C = 22^\circ$. Les cristaux sont fortement pléochroïques (Ng, Nm : vert foncé ; Np : vert très clair).

La hornblende verte se présente en cristaux subautomorphes ou xénomorphes. L'ordre de cristallisation des plagioclases et de la hornblende verte est sujet à discussion. Dans plusieurs lames minces, on remarque facilement que la hornblende épouse la forme cristallographique des plagioclases qui sont donc les plus anciens (L.M. AS.11). Il y a donc une inversion partielle de l'ordre normal de cristallisation de Rosenbuch. Ceci se confirme aussi par le manque d'inclusions amphiboliques dans les plagioclases. Par contre, dans la L.M. 596, les cristaux de hornblende sont partiellement contemporains des plagioclases, car à leur contact, ils restent xénomorphes, alors que, libres, ils acquièrent leurs formes propres (fig. 35 bis).

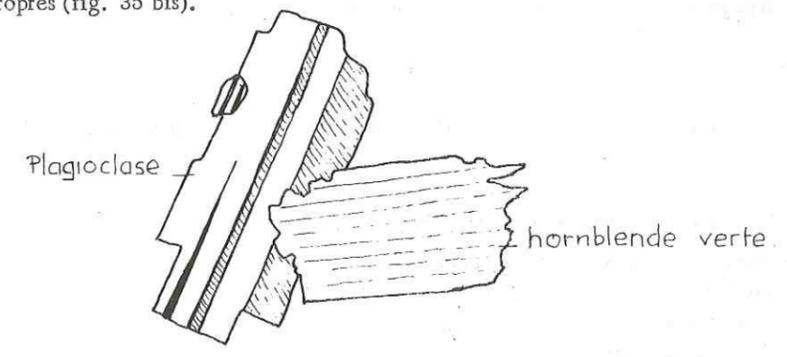


Figure 35-bis - L.M. 596 -

La hornblende verte s'altère en chlorite et parfois en calcite et en épidote. Souvent elle contient aussi de nombreux très petits microcristaux de minéraux opaques disséminés sur toute la surface.

- Pyroxène

Il est beaucoup plus rare et n'existe que dans certaines lames minces. Il s'agit d'augite vert jaune clair, non pléochroïque, qui se présente en petits cristaux subautomorphes parfois corrodés ou morcelés. Comme les hornblendes, certaines augites semblent correspondre à une inversion partielle de l'ordre de cristallisation. En effet, dans la L.M. 695 et la L.M. T. 48, les cristaux d'augite moulent les contours automorphes des plagioclases. L'inversion de l'ordre de cristallisation peut s'expliquer par un enrichissement tardif en Fe et Mg du magma, peut-être dû probablement à un phénomène d'assimilation des roches basaltiques.

Les cristaux d'augite s'altèrent facilement en chlorite et parfois en calcite et en épidote.

- Biotite

Ce minéral n'existe que dans certaines lames minces. Sa proportion volumétrique est toujours inférieure à 2 %. Il se présente en lamelles très corrodées, parfois partiellement chloritisées. Les cristaux de biotite très altérés prennent un aspect fibreux.

- Quartz

Il se présente toujours en très petits cristaux xénomorphes. Dans les faciès riches en quartz, la proportion volumétrique de celui-ci peut s'élever jusqu'à 23 %. Le quartz semble être contemporain de l'orthose. On remarque souvent un passage progressif entre ces deux cristaux qui se traduit par de fines vermiculures de quartz incurvées dans l'orthose (fig. 36)

- Sphène

Il se présente en petits grains informes. Il est souvent associé à la biotite ou à la hornblende.

- Apatite

Très rare.

- Chlorite

Ce minéral en agrégats enchevêtrés remplis parfois, au même titre que l'orthose, les interstices entre les cristaux de plagioclase. Il est probablement d'origine secondaire et dû à l'altération des minéraux ferromagnésiens ou à l'altération de résidus vitreux de certains interstices.

- Minéraux opaques

Ils se présentent soit en très petits grains en inclusions dans la hornblende ou l'augite, soit en petits cristaux très corrodés.

- Epidote

Ce minéral, toujours xénomorphe, est dans la plupart des cas indiscutablement un produit d'altération d'autres minéraux.

Ordre de cristallisation des minéraux des syénites calco-alkalines

- Minéraux opaques, sphène, apatite ;
- Biotite,
- Plagioclase,
- Augite, amphibole,
- Orthose, quartz,
- Epidote.

Les comptages de points effectués sur 10 échantillons ont donné les pourcentages volumétriques suivants :
Faciès à structure porphyroïde :

N°	AS 7	AS 11	T 48	593	596	599	600	695	Valeurs moyennes
Orthose	24,9	38,1	36,2	0,4	33,4	37,9	46,2	46,6	37,9
Plagioclase	62,0	48,0	47,8	43,0	48,5	48,1	41,2	35,7	46,8
Quartz	2,2	0,3	--	0,8	1,2	0,6	--	--	0,7
Hornblende + augite	4,8	5,9	12,5	13,1	12,9	8,8	7,2	14,7	10,0
Chlorite (interstice)	4,4	6,4	0,4	--	2,5	1,2	--	--	1,8
Biotite	0,5	--	--	0,8	--	0,4	2,1	1,2	0,6
Epidote	0,5	--	1,4	0,5	--	--	0,7	--	0,4
Sphène	--	--	1,3	--	--	--	0,6	0,2	0,3
Apatite	--	--	--	0,1	0,1	0,2	--	0,2	0,1
Minéraux opaques	0,7	1,3	0,4	1,3	1,4	2,8	2,0	1,4	1,4

On constate que Or/pl = 0,81.

Faciès à grain fin :

N°	598	601	Valeurs moyennes
Orthose	28,8	45,3	37,0
Plagioclase	34,7	26,1	30,4
Quartz	19,5	23,0	21,3
Hornblende + augite	14,7	4,3	9,5
Minéraux opaques	2,3	1,3	1,8

Ces roches riches en quartz peuvent être considérées comme des granites calco-alkalins potassiques, car :
Or > pl.

4 - Etude pétrochimique

Deux échantillons ont été analysés :

N° 181. Syénite calco-alkaline à structure porphyroïde - Okçubel - X = 76,3 ; Y = 14,9

Analyste : F. KELLER, 6/2/1970 (513).

N° 207. Syénite calco-alkaline à structure porphyroïde - Tazvara - X = 74,6 ; Y = 12,1

Analyste : F. KELLER, 20/2/1970 (523).

N°	181	207
Si O ₂	59,25	55,30
Al ₂ O ₃	16,80	17,50
Fe ₂ O ₃	3,95	4,65
Fe O	1,65	2,50
Mn O	0,10	0,10
Mg O	2,70	3,30
Ca O	4,70	5,65
Na ₂ O	3,50	3,90
K ₂ O	6,10	4,55
Ti O ₂	0,30	0,55
P ₂ O ₅	0,35	0,30
H ₂ O ⁺	0,75	0,85
H ₂ O ⁻	0,40	0,80
Total	100,55	99,95

Pourcentages des minéraux virtuels :

N°	Q	Or	Alb	An	Pyr	Ap	Ilm	Mag	Hem	Total
181	4,26	36,14	29,34	12,23	10,74	0,67	0,61	4,64	0,80	99,43
207	1,08	26,69	33,01	16,96	12,14	0,67	1,06	6,73	-	98,34

Paramètres C.I.P.W. - Lacroix :

N° 181 : 'II. 5. 2. 3 [2 (3). 1. 2. 2.]

N° 207 : II. 5. (2) 3. 3' [(2) 3. 1. 2. 2.]

Les deux échantillons sont donc des syénites calco-alcalines. Si l'on tient compte de la proportion or/pla on peut considérer ces roches comme des monzonites qui se situent sur la branche orthosique des syénites calco-alcalines (classification R. FREY, 1937).

On remarque que l'échantillon N° 181 est légèrement plus leucocrate et plus potassique que l'échantillon N° 207.

N° d'analyse	181	207
Paramètres Niggli	193 32 27 16 21 0,8 0,4 0,5 0,5	177 31 31 18 20 1,2 0,3 0,4 0,5
Paramètre Jung-Brousse	+5 46,5 18	+1,4 35 21,5
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	174 32 29 21 18 1,3 0,4 0,4 0,45	195 33 28 22 21 0,8 0,2 0,5 0,5
Triangle K.N.C.	233 40 15,5 15 30 0,8 0,2 0,5 0,4	238 40 15,5 15 30 1,3 0,2 0,5 0,4
Triangle Q.A.P.	212 38 18 28,5 25 0,8 0,4 0,25 0,35	212 38 18 28,5 25 0,8 0,4 0,25 0,35
Triangle An Or Ab	143 33 27 23,5 16 0,1 0,07 0,35 0,4	143 33 27 23,5 16 0,1 0,07 0,35 0,4
Triangle Q.L.M.	132 28,5 32 30 9,3 0,06 0,03 0,4 0,5	132 28,5 32 30 9,3 0,06 0,03 0,4 0,5
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	+7 19 28	+7 19 28
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	305 44 14,5 5 36 0,5 0,5 0,6 0,5	305 44 14,5 5 36 0,5 0,5 0,6 0,5
Triangle K.N.C.	284 42 20,4 13 25 1,6 0,5 0,6 0,4	284 42 20,4 13 25 1,6 0,5 0,6 0,4
Triangle Q.A.P.	139 27 33 26 14 1,6 0,3 0,4 0,5	139 27 33 26 14 1,6 0,3 0,4 0,5
Triangle An Or Ab	94 21 43 31 5,5 0,1 0,04 0,1 0,5	94 21 43 31 5,5 0,1 0,04 0,1 0,5
Triangle Q.L.M.	+0 3 43,5	+0 3 43,5
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	+0,02 21 29	+0,02 21 29
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	0,03 0,08 0,61 75	0,03 0,08 0,61 75
Triangle K.N.C.	1,5 20,5 78	1,5 20,5 78
Triangle Q.A.P.	0 3 97	0 3 97
Triangle An Or Ab	59 3 38	59 3 38
Triangle Q.L.M.	24,5 36 39,5	24,5 36 39,5
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	83,1 44,60	83,1 44,60
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	1,29 1,43 0,10 17	1,29 1,43 0,10 17
Triangle K.N.C.	50,7 37,5 11,8	50,7 37,5 11,8
Triangle Q.A.P.	17,2 46,6 36,2	17,2 46,6 36,2
Triangle An Or Ab	4,4 56,3 39,3	4,4 56,3 39,3
Triangle Q.L.M.	47 48 5	47 48 5
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	8,6 67,15	8,6 67,15
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	1,19 2,02 0,41 57	1,19 2,02 0,41 57
Triangle K.N.C.	43,3 22,7 34,0	43,3 22,7 34,0
Triangle Q.A.P.	27,3 39,5 33,2	27,3 39,5 33,2
Triangle An Or Ab	18,7 54,4 26,9	18,7 54,4 26,9
Triangle Q.L.M.	50,1 42 8	50,1 42 8
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	18,9 63,60	18,9 63,60
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	0,38 0,68 0,44 59	0,38 0,68 0,44 59
Triangle K.N.C.	20 31 49	20 31 49
Triangle Q.A.P.	0,2 27,3 72,5	0,2 27,3 72,5
Triangle An Or Ab	32 27 41	32 27 41
Triangle Q.L.M.	27 52 21	27 52 21
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	57,7 46,75	57,7 46,75
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	0,32 0,59 0,46 62	0,32 0,59 0,46 62
Triangle K.N.C.	16,6 29,8 53,6	16,6 29,8 53,6
Triangle Q.A.P.	0 24,2 75,8	0 24,2 75,8
Triangle An Or Ab	34,9 24,2 40,9	34,9 24,2 40,9
Triangle Q.L.M.	32 50 18	32 50 18
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	52,4 50,30	52,4 50,30
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	0,18 1,09 0,27 41	0,18 1,09 0,27 41
Triangle K.N.C.	37,2 36,1 26,7	37,2 36,1 26,7
Triangle Q.A.P.	6,9 41,4 51,7	6,9 41,4 51,7
Triangle An Or Ab	14,9 44,4 40,7	14,9 44,4 40,7
Triangle Q.L.M.	40 52 8	40 52 8
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	26,7 62,15	26,7 62,15
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	0,56 1,11 0,49 65	0,56 1,11 0,49 65
Triangle K.N.C.	20,6 34,3 45,1	20,6 34,3 45,1
Triangle Q.A.P.	7,5 27,6 64,0	7,5 27,6 64,0
Triangle An Or Ab	15,6 30,3 54,1	15,6 30,3 54,1
Triangle Q.L.M.	39 46 15	39 46 15
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	48,1 58,60	48,1 58,60
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	0,87 1,23 0,29 44	0,87 1,23 0,29 44
Triangle K.N.C.	37,1 32,0 30,9	37,1 32,0 30,9
Triangle Q.A.P.	5,2 44,1 50,7	5,2 44,1 50,7
Triangle An Or Ab	15,7 46,7 37,6	15,7 46,7 37,6
Triangle Q.L.M.	38 46 16	38 46 16
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	32,9 59,25	32,9 59,25
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	0,80 1,09 0,27 41	0,80 1,09 0,27 41
Triangle K.N.C.	37,2 36,1 26,7	37,2 36,1 26,7
Triangle Q.A.P.	6,9 41,4 51,7	6,9 41,4 51,7
Triangle An Or Ab	14,9 44,4 40,7	14,9 44,4 40,7
Triangle Q.L.M.	40 52 8	40 52 8
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	26,7 62,15	26,7 62,15
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	0,32 0,59 0,46 62	0,32 0,59 0,46 62
Triangle K.N.C.	16,6 29,8 53,6	16,6 29,8 53,6
Triangle Q.A.P.	0 24,2 75,8	0 24,2 75,8
Triangle An Or Ab	34,9 24,2 40,9	34,9 24,2 40,9
Triangle Q.L.M.	32 50 18	32 50 18
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	52,4 50,30	52,4 50,30
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	0,18 1,09 0,27 41	0,18 1,09 0,27 41
Triangle K.N.C.	37,2 36,1 26,7	37,2 36,1 26,7
Triangle Q.A.P.	6,9 41,4 51,7	6,9 41,4 51,7
Triangle An Or Ab	14,9 44,4 40,7	14,9 44,4 40,7
Triangle Q.L.M.	40 52 8	40 52 8
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	26,7 62,15	26,7 62,15
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	0,56 1,11 0,49 65	0,56 1,11 0,49 65
Triangle K.N.C.	20,6 34,3 45,1	20,6 34,3 45,1
Triangle Q.A.P.	7,5 27,6 64,0	7,5 27,6 64,0
Triangle An Or Ab	15,6 30,3 54,1	15,6 30,3 54,1
Triangle Q.L.M.	39 46 15	39 46 15
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	48,1 58,60	48,1 58,60
Or/Pl Or/Ab An/Pl An %	0,87 1,23 0,29 44	0,87 1,23 0,29 44
Triangle K.N.C.	37,1 32,0 30,9	37,1 32,0 30,9
Triangle Q.A.P.	5,2 44,1 50,7	5,2 44,1 50,7
Triangle An Or Ab	15,7 46,7 37,6	15,7 46,7 37,6
Triangle Q.L.M.	38 46 16	38 46 16
Diagramme de calco-alcalinité de Jung	32,9 59,25	32,9 59,25

CHAPITRE IV

CONCLUSIONS AUX ETUDES PETROGRAPHIQUES

Il est impossible d'établir un log stratigraphique détaillé comprenant tous les faciès décrits dans les chapitres précédents. En effet, à un moment donné de l'histoire géologique de la région, il existait certainement plusieurs appareils volcaniques qui intéressaient chacun un périmètre assez restreint.

Ainsi, les faciès sont souvent caractéristiques de telle ou telle localité. Nous signalerons pourtant que dans le cas d'un volcanisme assez basique (basaltes et andésites du Crétacé, andésites porphyriques du Tertiaire) des épanchements homogènes se sont répandus sur des surfaces relativement plus grandes.

Nous avons représenté sous forme d'un schéma (fig. 38) les diverses formations observées dans la région de Gökky. Ce profil reste incomplet en ce sens qu'il faut ajouter un réseau très dense de cheminées, de dykes, de sillons et de filons métallifères, que les matériaux pyroclastiques ne sont pas représentés et que les épaisseurs sont très aléatoires puisqu'elles varient d'un point à l'autre.

Nous pouvons résumer les caractéristiques des formations volcaniques de Gökky en examinant leurs différents types de dynamisme.

A. - LES DIVERS DYNAMISMES

1 - Les époques des émissions

En dehors des rhyolites à biotite (Maestrichtien), des roches hypovolcaniques (Yprésien) et des andésites porphyriques (Lutétien), les formations volcaniques n'ont pu être datées à cause de l'absence de niveaux sédimentaires. Nous avons dû nous référer aux travaux effectués par Karl NEBERT (1961 et 1964), H. SCHULTZE-WESTRUM (1961), T. E. GATTINGER (1962) pour avoir une idée sur l'âge probable des roches volcaniques les plus anciennes et les plus récentes. Ces auteurs attribuent aux formations volcaniques les plus anciennes, des âges assez divers, mais qui se situent toujours dans le Crétacé et souvent dans le Crétacé supérieur. Pour ce faire, ils se basent sur un niveau de calcaires à Inocerames d'âge sénonien, qui manque ou qui n'affleure pas chez nous. H. SCHULTZE-WESTRUM, qui a travaillé au Sud de Giresun, distingue une série basique inférieure (Crétacé inférieur, Sénonien) et une série basique supérieure (Sénonien - Eocène) séparée de la première par des dacites et par des calcaires à Inocerames.

Pour les anciens basaltes de la région de Gökky, nous adapterons donc un âge crétacé sans pouvoir préciser davantage.

Les mêmes auteurs signalent une activité volcanique qui a duré jusqu'au Néogène supérieur. Ils sont tous d'accord pour la présence des roches basaltiques au sommet de la série volcanique tertiaire. Les basaltes les plus jeunes de la région de Gökky sont donc probablement d'âge pliocène.

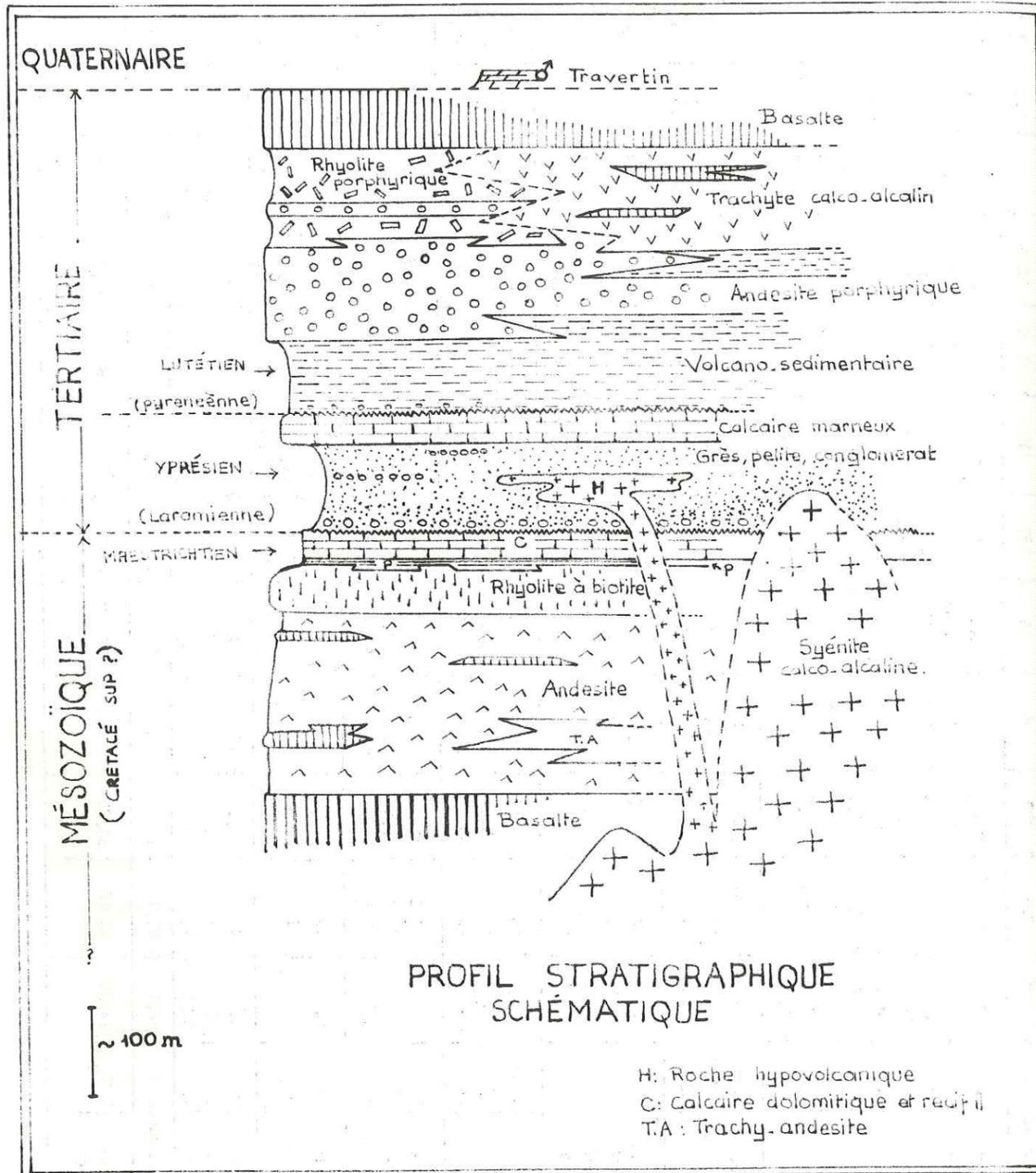


Fig: 38

2 - Les lieux d'émission

Les trachytes calco-alcalins qui font partie des roches hypovolcaniques et qui sont associés aux grès, les andésites porphyriques associées aux sédiments volcano-détritiques et les tufs rhyolitiques à biotite associés aux calcaires récifaux correspondent certainement à des activités volcaniques sous-marines. Les autres formations ne présentent aucune preuve d'une activité dans un tel milieu.

La texture en pelure d'oignon des tufs de différentes formations témoigne par contre d'un milieu subaérien humide (marais ou cours d'eau).

3 - La construction des appareils

Les trachy-andésites à zéolites d'Uzunpare et les andésites de la région de Hülür Tepe semblent être issus de volcans fissuraux. Pour les premiers, les centres d'émission sont alignés sur une ancienne fracture probable, pour les seconds les laves se sont épanchées tout au long d'une faille encore visible. Dans d'autres endroits nous avons pu observer des appareils volcaniques ponctuels, mais l'érosion et l'empilement des différentes formations nous empêchent souvent de faire ces observations. En effet, nous avons affaire surtout à des volcans polygéniques (ou stratovolcans) édifiés par l'empilement des produits de nombreuses éruptions. Même les dômes-coulées de rhyolites à biotite, qui semblent être des volcans monogéniques, peuvent correspondre en réalité à plusieurs phases successives.

La disposition des appareils volcaniques à l'échelle régionale, voire à l'échelle des Pontides reste à étudier. Par contre, la disposition des rhyolites à biotite semble indiquer les contours d'une ancienne caldeira.

4 - Les produits volcaniques

On peut distinguer en fonction des matériaux prédominants :

- des émissions essentiellement effusives (type hawaïen) : basaltes crétacés, trachy-andésites à zéolite, andésites porphyriques, basaltes tertiaires,
- des émissions essentiellement explosives (type mixte strombolien) : andésites crétacés, trachytes calco-alcalins tertiaires,
- volcanisme extrusif dominant (type péleén ou doméen) : rhyolites à biotite crétacées,
- un volcanisme avorté (roches hypovolcaniques) ne représentant que très rarement un caractère effusif spécial (pillow-lavas et brèches de Karadere).

B. - ETUDE DE LA FILIATION

Les relations dans l'espace entre les différentes laves, qui correspondent à un moment donné à l'histoire géologique de la région, sont difficiles à établir. Il semble que la nature des émissions des divers appareils volcaniques est, en gros, homogène pour une période donnée. Toutefois, il faut signaler l'exception des trachytes calco-alcalins et des rhyolites porphyriques, qui sont contemporains et qui présentent des formes de passage entre eux (fig. 38).

Nous insisterons davantage sur les relations dans le temps entre les différentes laves de la région de Gökçöy. On s'aperçoit que les laves ont suivi une certaine évolution pétrochimique qui établit ainsi la notion de série magmatique. Déjà sur le profil stratigraphique, on peut noter la présence de deux suites magmatiques :

- la suite volcanique crétacée qui a évolué dans le sens : basique --> acide (basaltes --> rhyolites à biotite),
- la suite volcanique tertiaire qui a évolué dans le sens : basique --> acide --> basique (andésites porphyriques --> rhyolites porphyriques et trachytes calco-alcalins --> basaltes).

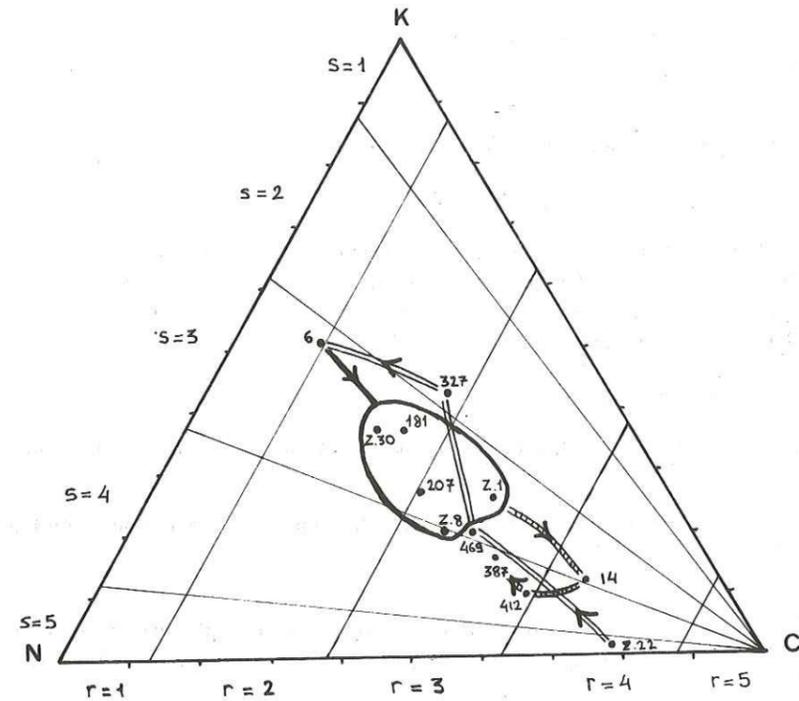


Fig 39 : Triangle K.N.C.

— Evolution des roches volcaniques crétacées
 - - - Roches hypovolcaniques et syénites calco-alcalines
 . . . Evolution des roches volcaniques tertiaires

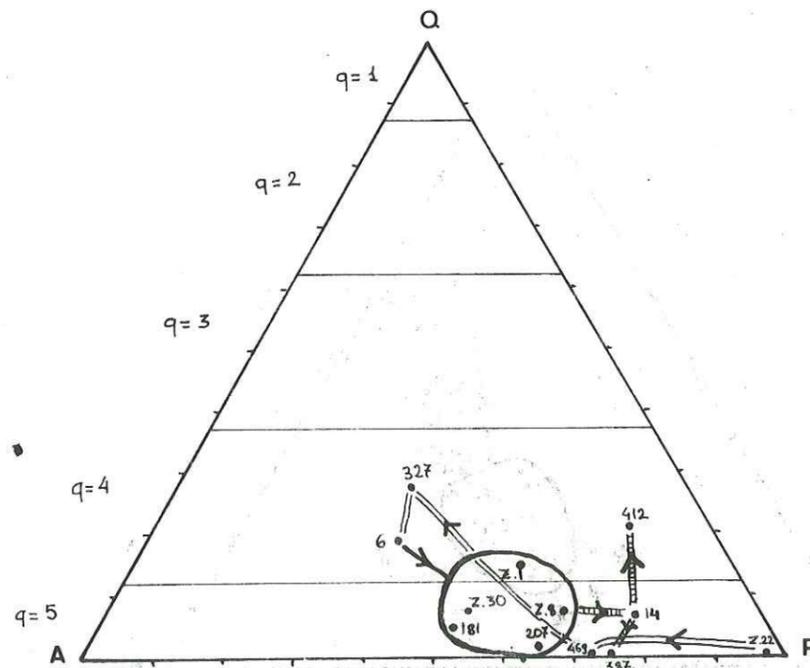


Fig 40 : Triangle Q.A.P.

Les roches hypovolcaniques et plutoniques se placent entre ces deux suites. Nous prendrons en considération leurs caractères pétrochimiques pour mieux les situer par rapport aux autres formations.

1 - Représentations graphiques des caractères pétrochimiques

a) Triangle K.N.C. de R. Frey (1937) (fig. 39)

Les paramètres r et s de Lacroix peuvent être représentés dans un triangle K.N.C. (K_2O , Na_2O , CaO). On remarque que l'évolution magmatique est surtout soulignée par les valeurs du paramètre r. Le rapport $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO}$ augmente progressivement pendant le Crétacé. Il diminue pendant la mise en place des roches hypovolcaniques et plutoniques. Il réaugmente pendant le Tertiaire.

b) Triangle Q.A.P. (fig. 40)

(Quartz, feldspaths alcalins, plagioclases). Nous l'avons utilisé pour examiner l'évolution de la teneur en silice des différentes formations volcaniques.

On remarque que le rapport $\frac{Q+A}{P}$ paraît être plus représentatif. Ce rapport représente une évolution grossièrement parallèle à celle de $\frac{K_2O + Na_2O}{CaO}$.

Il faut signaler que les roches volcaniques, hypovolcaniques et plutoniques de la région de Gökçöy ne présentent jamais un déficit important en silice et le paramètre q reste toujours soit égal, soit inférieur à 5. Elles sont donc au voisinage de la saturation.

c) Triangle An. Or. Ab de O' Connor (1965) (fig. 41)

Ce triangle (anorthite, orthose, albite) a l'intérêt de montrer la variation de la composition des plagioclases qui sont les meilleures caractéristiques des roches. Le rapport $\frac{Or}{Ab + An}$ représente une variation conforme à l'évolution qu'on retrouve dans les autres triangles.

On remarque que le rapport $\frac{Ab}{Or + An}$ semble être assez constant autour de la valeur 1,5.

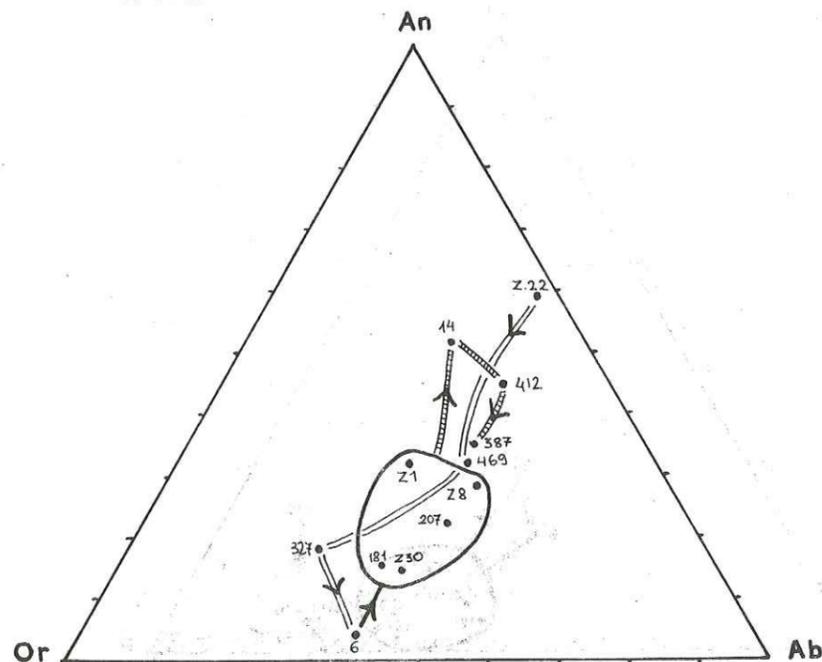


Figure 41 - Triangle An. Or. Ab -

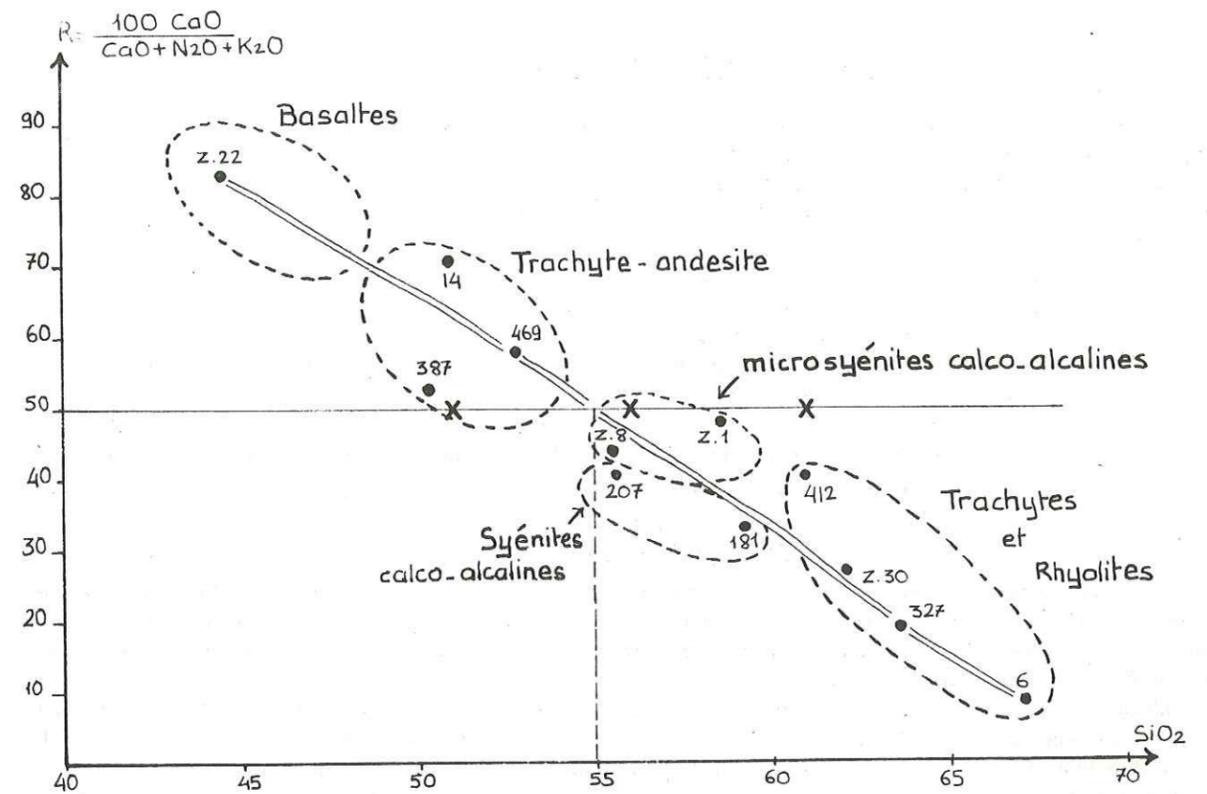


Fig 42 : Diagramme de calco-alcalinité

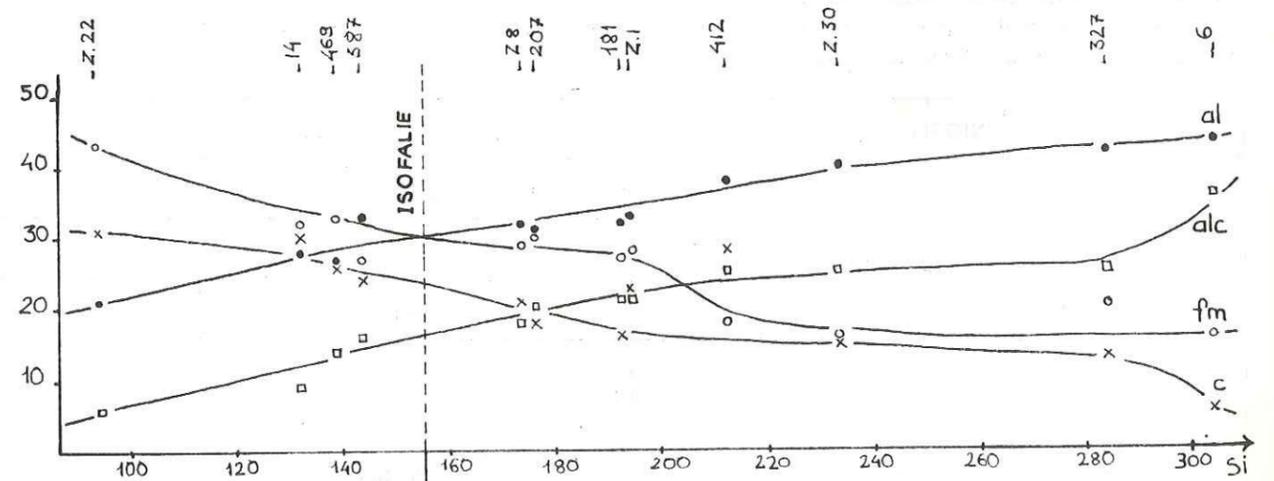


Fig 43 : Diagramme de variation magmatique.

b) Classification de Peacock

A. PEACOCK (1931) a défini un "alkali-lime index" qui permet d'établir une classification des séries magmatiques plus précise que celle de NIGGLI. Les subdivisions de Peacock peuvent être précisées avec les valeurs de l'indice de calco-alkalinité. Cette dernière est déterminée à partir du diagramme de J. Jung. Elle correspond à la valeur du paramètre si, pour laquelle on a R = 50. Dans le cas des roches éruptives de Gölköy, l'indice de calco-alkalinité est 55. Sa place dans les subdivisions est la suivante :

Province	Série	Indice de calco-alkalinité
Pacifique	calcique	61
	calco-alkaline	56
	alcalino-calcique	51
Atlantique	alcaline	

Les roches éruptives de Gölköy se rangent donc dans la série alcalino-calcique à la limite de la série calco-alkaline.

3 - Conclusion

Les différentes représentations graphiques montrent dans la région de Gölköy, la présence d'une série magmatique alcalino-calcique, très légèrement saturée, dans laquelle se sont effectuées des évolutions analogues pendant le Crétacé et le Tertiaire.

TROISIEME PARTIE - TECTONIQUE ET PALEOGEOGRAPHIE

La tectonique de la région est très simple, car on n'y observe que des mouvements cassants et des mouvements à très grand rayon de courbure. Il nous faudra pourtant prendre en considération plusieurs cas particuliers.

Les plis ayant un rayon de courbure petit ou moyen sont pratiquement absents dans la région. Quelques plis très locaux à l'échelle du mètre sont les résultats des mouvements cassants qui ont laminé et ondulé les sédiments qui, probablement, n'étaient pas encore consolidés. Ces phénomènes s'observent dans les formations grésopélitiques et volcano-détritiques du Tertiaire. Ils sont donc contemporains des failles qui les accompagnent et qui sont elles-mêmes de même âge que les sédiments (fig. 31). De même quelques faux plis résultent du dépôt des sédiments sur un bombement préexistant ou de dérangements très locaux des sédiments pas tout à fait consolidés pendant la mise en place des roches volcaniques et hypovolcaniques (fig. 5).

A. - L'ANTICLINAL DE GÖLKÖY

La recherche d'une tectonique souple à l'intérieur des formations volcaniques est très délicate. En effet, les pentes des couches de lave ou de matériel pyroclastique soulignent plutôt les formes d'une topographie ancienne, modelée par la présence des appareils volcaniques qui ont dû avoir des reliefs coniques plus ou moins accentués. Par contre, les pentes des formations sédimentaires d'âge crétacé et partiellement tertiaire évoquent la présence d'un anticlinal dont le rayon de courbure serait supérieur à 15 km. En effet, toutes ces formations présentent des pentes inclinées vers le Sud ou vers le Sud Ouest, à partir du massif de syénite de Okçubel. Vers le Nord de ce dernier, dans la région de Taşoluk (en dehors de notre terrain de thèse) nous avons pu retrouver la même série géologique, mais pentée vers le Nord (fig. 46).

A Gölköy, les pentes des sédiments crétacés sont de moins en moins raides quand on se déplace du Nord Ouest vers le Sud Est. Nous avons donc une structure plus accentuée quand on se rapproche du massif de syénite.

On ne peut se baser sur le critère de pentes des sédiments postérieurs au massif de syénite, car ceux-ci affleurent toujours dans des régions relativement éloignées. Ils sont soit subhorizontaux, soit légèrement pentés dans diverses directions. Cette dernière disposition peut être due aux mouvements tectoniques postérieurs ou tout simplement à la morphologie du milieu préexistant. Pourtant une certaine fréquence des pentes vers le Sud dans les sédiments volcano-détritiques montre la possibilité d'un mouvement postérieur qui a accentué la structure anticlinale. Cette structure peut être interprétée de deux façons différentes :

- la surrection du massif syénitique a joué un rôle déterminant pour l'établissement de l'anticlinal,
- l'anticlinal est antérieur à la surrection du massif syénitique. Il serait probablement contemporain de la discordance post-maestrichtienne. Dans ce cas, on peut envisager la mise en place du massif syénitique au cœur de l'anticlinal. Cette deuxième explication semble être plus plausible.

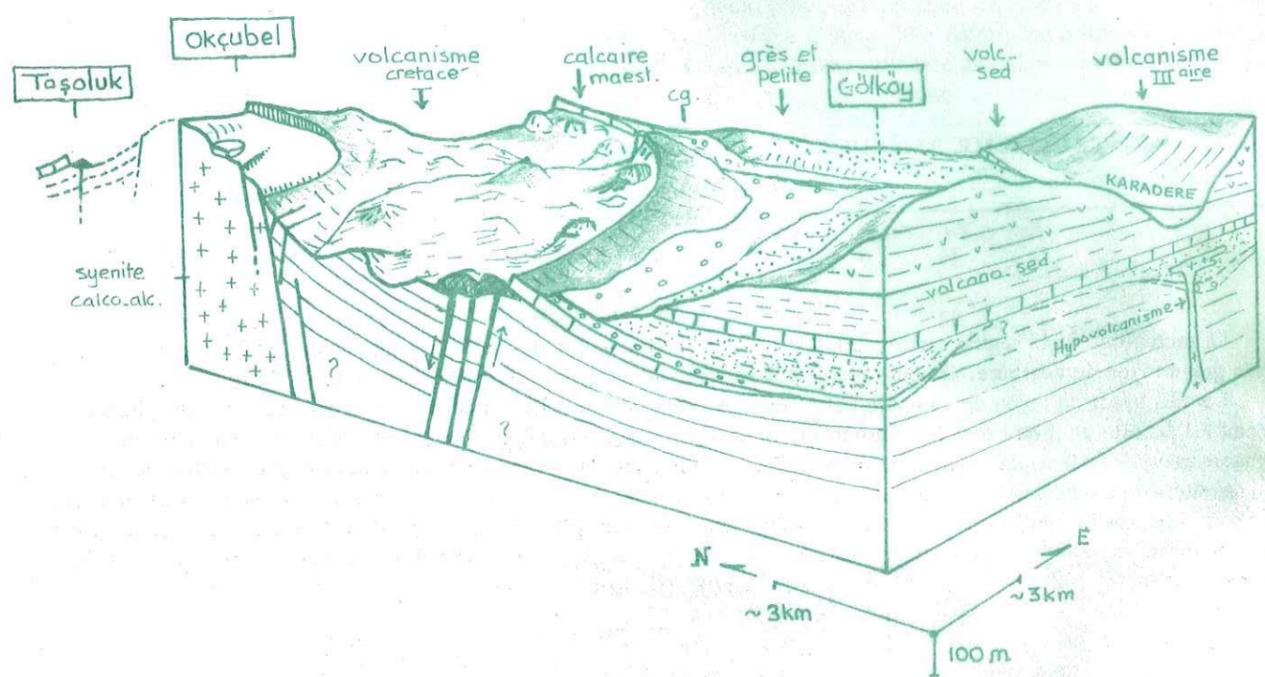


Figure 46 - Bloc diagramme simplifié de la région de Gököy

La relation du massif syénitique avec les autres formations s'identifie mieux par l'étude de la tectonique cassante.

B. - TECTONIQUE CASSANTE

Cette tectonique est très intense dans la région de Gököy. Bien que la couverture végétale et l'altération gênent considérablement l'observation, on note plusieurs cassures dont la nature et l'importance sont très variées. Au voisinage de ces dernières, dont certaines sont minéralisées, les roches sont souvent mylonitisées et parfois kaolinisées. Il serait trop long d'examiner le cas de chaque faille. Nous noterons cependant que la possibilité d'une grande fracture rectiligne qui traverserait toute la région de Gököy est à exclure. En effet, toutes les failles observées semblent avoir une longueur inférieure à 2 ou 3 km. La plus importante est celle qui se trouve dans la région de Kehaçayiri, suivant une direction N. 75° et qu'on peut suivre pendant 2,5 km. Il faut signaler aussi celle de Akçayari tepe N. 95° et celle de Güney N. 87°, toutes les deux moins importantes.

La plupart des failles sont orientées entre les directions N. 70° et N. 100°, donc pratiquement dans le sens est-ouest. Celles-ci sont les plus importantes et parmi les plus récentes, puisqu'elles affectent toutes sortes de formations. Les trois failles citées plus haut sont de ce groupe. Un autre groupe relativement plus ancien est orienté dans le sens nord nord est - sud sud ouest.

Les autres failles, moins importantes, forment un système multi-directionnel dont la maille est assez serrée. Souvent, il n'est guère possible de conférer un âge relatif précis aux différentes directions. Mais certains cas particuliers peuvent être interprétés :

- une faille de direction N. 135°, qui recoupe les travertins, peut être considérée comme la plus récente. Elle prouve que les mouvements tectoniques ont continué pendant le Quaternaire ;
- la direction des dykes peut être un excellent indicateur d'âge. Mais dans le cas des roches volcaniques d'âge crétacé, les directions de dykes sont tout à fait dispersées. Par contre, pendant le Tertiaire les dykes des andésites porphyriques (N. 20° - N. 30°), des rhyolites (N. 110°) et des basaltes (N. 100° - N. 110°) sont assez bien orientés suivant certaines directions privilégiées. Ceci est particulièrement évident pour les basaltes les plus récents, dont les dykes absolument parallèles constituent un réseau très dense aux environs de Karadere. Les fractures, dans lesquelles les dykes se sont installés sont soit contemporaines du volcanisme correspondant, soit antérieures. On peut s'attendre donc à avoir un âge relatif de ces directions. Or, ce n'est pas le cas, car on observe toujours des fractures de même direction qui intéressent des formations plus récentes. Prenons le cas des dykes qui traversent les andésites porphyriques et aussi les basaltes plus jeunes. On peut conclure que certaines directions ont été reprises par les mouvements tectoniques ultérieurs. Cela veut aussi dire que toutes les cassures ayant une direction définie ne sont pas forcément de même âge. Nous trouvons ainsi toutes sortes de directions dans les formations tertiaires sans qu'on puisse dire qu'elles sont spécifiquement tertiaires ;
- les cassures minéralisées à l'exception de celles qui sont liées au massif syénitique sont toujours dans les andésites du Crétacé. Nous reviendrons sur ce sujet dans le chapitre concernant les minéralisations ;
- un réseau de failles au voisinage des syénites calco-alcalines est certainement contemporain de leur mise en place. Ce réseau est formé par des failles de contact, des failles parallèles à ce contact et des failles radiales.

L'hypothèse d'une caldeira dans la région de Gököy

Nous avons pensé à la présence d'une grande caldeira dans le secteur nord ouest de la région de Gököy, à cause de la disposition en ceinture des appareils volcaniques rhyolitiques maestrichtiens (voir la carte géologique). Cette disposition est aussi confirmée par les observations faites à Taşoluk (15 km au Nord du terrain étudié) à la limite nord de la caldeira hypothétique. On peut supposer les stades successifs suivants : un réservoir magmatique alimente de très importantes émissions andésitiques au Crétacé supérieur. La partie haute de ce réservoir se vidant progressivement, le toit s'effondre dans la chambre magmatique. De nouvelles éruptions, cette fois rhyolitiques, se produisent en bordure de la caldeira où existe une zone de faiblesse entre le matériel effondré et celui qui est resté en place. Ces nouveaux appareils sont dans une position surélevée par rapport à la fosse volcano-tectonique. Malheureusement, les cassures périphériques sont invisibles puisqu'elles sont occupées et recouvertes par le volcanisme rhyolitique ; par contre, nous observons plus à l'intérieur, un certain nombre de cassures parallèles aux contours supposés de la caldeira. Nous remarquons que les filons minéralisés qui se situent dans les formations pyroclastiques andésitiques sont aussi grossièrement parallèles aux bordures. Mais il est surtout très intéressant de noter que les syénites calco-alcalines de Okçubel occupent le centre de la caldeira supposée. Nous aboutissons ainsi à la notion d'un complexe volcanique comprenant des épanchements superficiels et des roches hypovolcaniques auxquelles on peut rattacher l'intrusion des syénites calco-alcalines. En effet, cette dernière a atteint les basaltes crétacés probablement sous une couverture andésitique dont l'épaisseur ne dépasse pas 250 m.

Ainsi se précise l'image d'une venue diapyrique vers les zones très superficielles, à partir d'un réservoir magmatique qui a déjà alimenté les volcanismes antérieurs de la région.

Le réseau de failles des roches encaissantes prouve que cette montée a été accompagnée de mouvements tectoniques dont les effets mécaniques se traduisent également par des diaclases dans les zones marginales des syénites calco-alcalines et dans les basaltes encaissants (fig. 2).

Conclusion

La relation de la tectonique cassante avec le volcanisme de la région de Gököy semble être évidente. Nous laisserons pourtant au soin d'une étude plus poussée de dire s'il s'agit d'une tectonique (conséquence du volcanisme ou d'un volcanisme conséquence de mouvements tectoniques). Nous croyons que les deux notions sont intimement liées dans le région de Gököy.

C. - RELATION DE LA TECTONIQUE AVEC LA STRATIGRAPHIE

Nous ne pouvons tirer aucune conclusion de la stratigraphie détaillée des formations volcaniques. Par contre, les discordances qu'on observe entre certains niveaux sédimentaires sont les conséquences régionales des phases orogéniques correspondantes. Ces discordances s'identifient par des différences angulaires entre deux niveaux stratigraphiques et par des dépôts de matériaux détritiques grossiers. Nous en avons distingué deux :

- discordance entre les calcaires dolomitiques maestrichtiens et les sédiments grésopélitiques thanétiens ;
- discordance entre les calcaires marneux qui se trouvent au-dessus des grès yprésiens et des formations volcano-sédimentaires lutétiennes.

La première semble être beaucoup plus importante. Elle correspond à la phase laramienne des Pontides.

La seconde, très légère correspond, probablement à la phase pyrénéenne. Nous sommes là en désaccord avec plusieurs auteurs en ce qui concerne l'importance attribuée à chacune de ces phases dans les Pontides. Mais bien sûr nous ne pouvons généraliser les résultats de nos observations régionales et les interpréter à l'échelle des Pontides. Par contre, nous avons effectué plusieurs mesures de direction de diaclase pour examiner la corrélation éventuelle de la tectonique cassante régionale avec cette seconde discordance. (*) (fig. 47).

Les diaclases subverticales des formations volcano-sédimentaires sus-jacentes ont les orientations privilégiées suivantes :

- Direction N 66 pentée NW 88
- Direction N 106 pentée N 86
- Direction N 160 pentée NNE 84

Les diaclases des calcaires marneux sous-jacents donnent un nuage assez étalé entre N 65 et N 110 avec une inclinaison dominante N 86. On note aussi une orientation privilégiée correspondant à une direction N 164 pentée N 86.

Si on compare les répartitions statistiques des diaclases pour les deux formations, on remarque que les directions sont à peu près identiques. Ces dernières sont plus évidentes pour les roches postérieures à la discordance, elles sont plus dispersées pour les autres. Ce fait peut être interprété soit comme nous l'avons évoqué pour les failles, par des mouvements tectoniques qui ont repris les anciennes directions, soit par des directions spécifiquement postérieures à la discordance en l'absence de directions privilégiées anciennes, ce qui est moins probable. Toutefois, on peut supposer une famille de diaclases approximativement N 90 dont la direction n'a pas été reprise par les mouvements tectoniques ultérieurs.

(*) - Malheureusement dans le cas de la première discordance, ni les calcaires dolomitiques, ni les sédiments grésopélitiques ne présentent des diaclases franches mesurables.

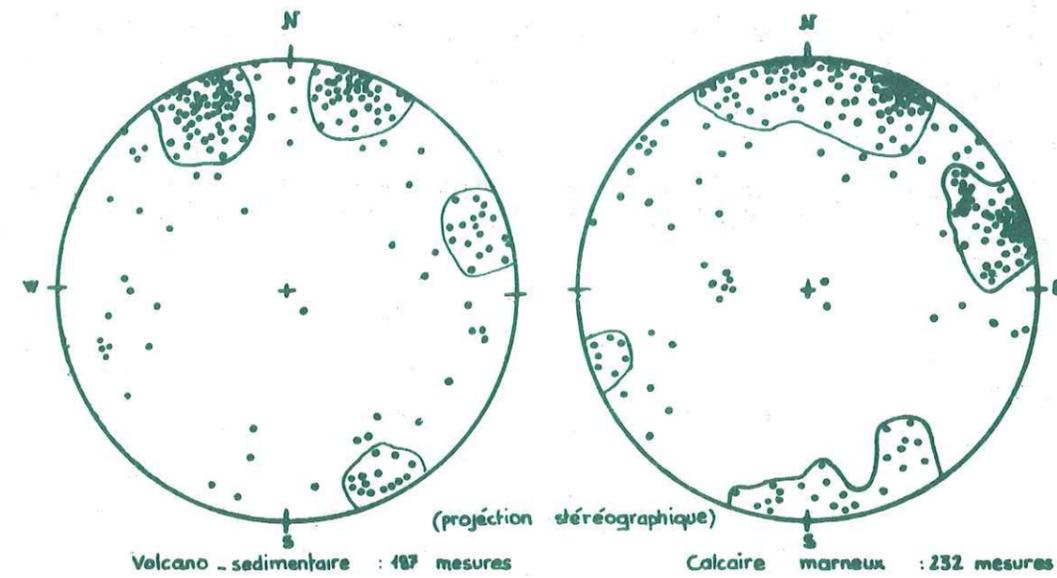


Figure 47 - Diagrammes de répartition des diaclases

Il faut aussi signaler que dans les deux cas les directions des diaclases semblent être assez parallèles à celles de la majorité des failles.

A part le cas des deux discordances, les effets de la tectonique s'individualisent également par les niveaux répétés de conglomérats au sein des formations sédimentaires, témoignant des reprises de l'érosion en liaison avec les mouvements tectoniques verticaux.

D. - ESSAI PALEOGEOGRAPHIQUE

Nous ferons commencer l'histoire géologique de notre région, à une époque non précisée du Crétacé, par un volcanisme subaérien très intense. Nous pouvons donner l'image d'une multitude d'appareils volcaniques juxtaposés sur de très grandes surfaces. Les divers produits volcaniques s'entassent et constituent une épaisseur assez importante. Vers la fin du Crétacé il y a la formation d'une grande caldeira à la suite de l'effondrement circulaire du Nord Ouest de la région. Un volcanisme rhyolitique prend place dans les zones périphériques de la caldeira. En même temps, ou peu après la mer maestrichtienne envahit certains endroits. Les dômes ou les dômes-coulées rhyolitiques forment alors des flots au voisinage desquels il y a constitution des édifices récifaux. Les calcaires dolomitiques qui surmontent les calcaires récifaux semblent indiquer l'approfondissement de la mer maestrichtienne.

Nous avons ensuite une régression suivie très rapidement par une nouvelle transgression assez progressive (phase laramienne). Les reliefs des appareils rhyolitiques conservés en l'absence d'une érosion intense et la disposition des conglomérats qui indiquent un rivage avançant progressivement du Nord vers le Sud, soulignent ces conditions qui aboutissent à l'établissement du rias de Karadere. Dans celui-ci prend place une mer yprésienne caractérisée par sa faune de nummulites. Au cours de cette période le volcanisme ne s'exprime plus que rarement en surface et engendre nos appareils

hypovolcaniques. Les pilow-lavas trachytiques se mettent en place au fond des rias, au milieu des sédiments non consolidés. Pendant tout l'Yprésien la région reste assez instable. La mer se retire et revient plusieurs fois à la suite de mouvements volcano-tectoniques régionaux. Mais vers la fin de l'Yprésien, la formation des calcaires marneux prouve l'installation d'une mer relativement profonde.

Une nouvelle phase tectonique (pyrénéenne) se traduit par notre seconde discordance, suivie du dépôt des sédiments volcano-détritiques. Ceux-ci indiquent une mer lutétienne encore plus profonde dans laquelle débute le volcanisme tertiaire. Après le Lutétien nous n'avons aucune trace de l'existence d'une mer dans la région de Gököy. Par contre, l'activité volcanique continue probablement jusqu'au Pliocène avec des caractères pétrographiques analogues à ceux du volcanisme crétacé.

Les dernières séquelles de ce volcanisme se voient encore aujourd'hui sous forme de sources thermo-minérales qui ont donné lieu à des dépôts de travertin dont le plus important se trouve près du village de Gököy.

QUATRIEME PARTIE - LES MINERALISATIONS

LES MINERALISATIONS

La région de Gököy présente un très grand intérêt au point de vue de ses minéralisations. Il existe en effet de nombreux gisements mésothermaux d'importance plus ou moins grande (*) qui ont une relation étroite avec l'histoire géologique de la région. Nous avons distingué :

1 - Les gisements filoniens liés au volcanisme crétacé

Leurs minéralisations sont constituées surtout de la blende et de la galène, mais aussi de la chalcopryrite et des minéraux de la zone d'oxydation. On les rencontre principalement dans les régions de Çetilli et de Çatak où ils sont l'objet d'une exploitation artisanale. Les filons se présentent sous forme de remplissage mésothermal, à gangue quartzreuse et argileuse, dans des fractures rectilignes qui se situent toujours dans des tufs ou des brèches andésitiques. Les filons ont des longueurs et des épaisseurs très variées. Celui de Çetilli qui est le plus important est long de 1500 m, avec une épaisseur qui peut atteindre 4 m. La profondeur de ces filons est difficile à évaluer, toutefois, dans le cas de Çetilli elle semble être supérieure à 200 mètres.

Les directions des filons sont assez caractéristiques. A l'Ouest, vers Hüfür, elles sont ouest nord ouest - est sud est, tandis que, à l'Est elles sont ouest sud ouest - est nord est. Ces directions sont grossièrement parallèles au contour de la caldeira dont la constitution a donc un rapport avec les fractures minéralisées. De même le fait que les rhyolites à biotite, ainsi que les roches volcaniques tertiaires ne comportent jamais de filon minéralisé nous oblige à placer l'âge des minéralisations à une époque qui correspond à la mise en place de la caldeira.

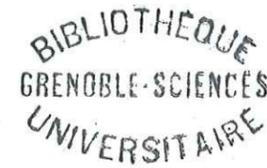
2 - Les gisements de pyrite disséminés dans les zones kaolinisées

En plusieurs endroits (Bulut, Eyseri, etc.) les roches volcaniques, surtout pyroclastiques, qui ont subi des actions pneumatolytiques contiennent de la pyrite secondaire disséminée. Il peut s'agir de zones circulaires (Bulut) ou du voisinage d'une faille. Ces gisements n'ont aucun intérêt économique.

3 - Les gisements filoniens liés à l'intrusion du massif syénitique

On les rencontre au voisinage de Okçubel. Les filons sont placés soit dans la partie apicale des syénites calco-alcalines, soit dans les basaltes encaissants. Il semble qu'il y a eu plusieurs phases hydrothermales successives ; certains

(*) - Nous avons fourni à M. T. A. un rapport concernant les minéralisations. On peut y trouver les descriptions détaillées des affleurements, les résultats des analyses chimiques, l'étude des sections polies effectuées par Mme ASLANER et les calculs de réserve.



filons ont une minéralisation constituée de chalcopryrite, de pyrite et de tétraédrite. La galène et la blende existent aussi mais en moindre quantité. D'autres filons contiennent surtout de l'hématite et de la psilomélane.

Les filons liés aux syénites calco-alcalines, au point de vue de leurs dimensions, sont beaucoup moins importants que ceux du Crétacé. Nous avons proposé pour ces derniers à M. T. A. une prospection géophysique qui permettra de les mieux connaître.



CINQUIEME PARTIE - CONCLUSION

La présente étude effectuée dans une région non explorée avant nous, peut se résumer par les grandes lignes suivantes :

- 1 - Nous avons établi une série stratigraphique clé qui comprend du haut vers le bas :
 - suite volcanique tertiaire,
 - formations volcano-sédimentaires lutétiennes,
 - calcaires marneux,
 - sédiments conglomératiques et grésopélitiques thanétiens - yprésiens,
 - calcaires récifaux, dolomitiques et pélites maestrichtiens,
 - suite volcanique crétacée.
- 2 - En établissant cette série stratigraphique nous avons pu mettre en évidence deux discordances :
 - l'une entre le Maestrichtien et le Thanétien : phase laramienne,
 - l'autre entre l'Yprésien et le Lutétien : phase pyrénéenne.
- 3 - Nous avons montré la relation chronologique des roches hypovolcaniques et des syénites calco-alcalines avec les sédiments yprésiens.
- 4 - L'étude pétrographique et pétrochimique a abouti à l'identification d'une seule série magmatique alcalino-calcique dans laquelle se sont effectuées des évolutions répétées pendant le Crétacé et le Tertiaire.
- 5 - Cette série magmatique se présente sous forme d'un complexe volcanique au sens large, comprenant les roches volcaniques superficielles, les roches hypovolcaniques et les syénites calco-alcalines de semi-profondeur.
- 6 - Nous avons souligné l'importance de la tectonique cassante et la présence d'un grand anticlinal dans la région de Gölköy.
- 7 - Nous avons émis l'hypothèse d'une caldeira et étudié sa relation avec la mise en place des syénites calco-alcalines.
- 8 - Les minéralisations de Gölköy ont une relation étroite avec l'histoire géologique de la région.

Tous ces faits qui résultent d'un premier survol de notre région peuvent et doivent être l'objet d'études plus poussées. Nous voulons particulièrement insister sur la nécessité d'études ultérieures concernant la pétrographie et la structurologie du massif syénitique et la métallogénie des environs de Gölköy. Enfin nous souhaitons pour le futur, une synthèse à une échelle beaucoup plus large à partir d'études des régions avoisinant la nôtre.

BIBLIOGRAPHIE

- AKOL (R.) et ALPAY (B.), 1949. - Les listes des gisements B.P.G. d'Ordu et de Giresun.
M.T.A. Rapport N° 2216 inédit.
- ALPAY (B.), 1948. - Pyrite et chalcopryrite dans les vallées d'Aksu et de Harsit.
M.T.A. Rapport N° 2070, inédit.
- ALTINLI (E.), 1952. - La géologie des régions d'Ordu et de Giresun.
M.T.A. Rapport N° 1629, inédit
- ARGAND (E.), 1942. - La tectonique de l'Asie. C.R. Congrès géol. intern. Belgique, XIII sess. fasc. 1
- ARNI (P.), 1937. - Les lignes tectoniques de l'Est d'Anatolie.
Public. M.T.A. N° 4, Ankara.
- BAKER (G.), 1949. - Note on volcanic rocks, with special reference to plagioclase feldspars from Mt Bogane.
Bovgarnwille Island. American geophysical union, vol. 30, p. 250-262.
- BAZIN (D.) et HUBNER (H.), 1969. - Copper deposits in Iran. Geological survey of Iran. Report N° 13.
- BENTOR (Y.), 1951. - On the formation of cloudy zones in plagioclases. Extrait de Schweiz. Min. Petr., vol. 31/2.
- BEUF (S.), BIJU-OUVAL (B.) et GUBLER (Y.), 1961. - Les formations volcano-détritiques du Tertiaire de Thones (Savoie), du Champsaur (Hautes-Alpes) et de Clumanc (Basses-Alpes). Trav. Lab. géol. Grenoble. t. 37, pp. 143-156.
- BLUMENTHAL (M.M.), 1946. - Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch - tectonischen Grundzüge. Eclogae. Geol. Helv., vol. 39, n° 2.
- BOCQUET (J.), ALSAC (C.) et BODELLE (J.), 1969. - Les roches volcaniques tertiaires du synclinal de Saint-Antonin (Alpes maritimes). Extrait du Bull. B.R.G.M., 2e série, sect. 1, n° 3
- BROUSSE (R.), 1953. - Sur la présence de plagioclase de haute température dans les roches volcaniques d'Auvergne. C.R. Acad. Sci. Fr., T. 236, pp. 2523-2525.
- 1960. - Minéralogie et Pétrographie des roches volcaniques du massif du Mont-Dore (Auvergne)
Thèse, Paris.
- CHAPUT (E.), 1931. - Une vue d'ensemble sur l'histoire tectonique de la Turquie. Public. Université Istanbul. N° 6.
- CHENEVOY (M.), 1958. - Sur l'importance et les caractères du Paléo-volcanisme en Limousin septentrional. B.S.G.F., 6e série, t. 8, n° 2, pp. 113-122, Paris.
- DEER (W.A.), HOWIE (R.A.) et ZUSSMAN (J.), 1952. - Rock forming minerals. Longmans, London.
- EGERAN (N.), 1947. - Tectonique de la Turquie et relations etc. impr. G. Thomas, Nancy.
- ERENTOZ (C.), 1966. - Etudes nouvelles sur la stratigraphie de la Turquie. Bull. M.T.A., n° 66, pp. 1-19.
- FREY (R.), 1937. - La classification moderne des roches éruptives. Protectorat de la République française au Maroc. Direction générale des Travaux Publics. Service des Mines et de la Carte géologique. Note et mémoire n° 44.

- GABRIELYAN (A.H.), 1964. - The tectonic structure of Anticaucasus (the Minor Caucasus) and its position in the Mediterranean orogenic belt. Report of the 22 intern. Geol. Cong. New Delhi.
- GATTINGER (T.E.), 1962. - Texte explicatif de la carte géologique de Trabzon (1/500 000) Publication M.T.A. Ankara.
- GAY (R.), 1958. - Cristallographie géométrique. Gauthier - Villars. Paris.
- GLANGEAUD (L.) et LEMONNIER (J.C.), 1958. - L'évolution volcano-tectonique du massif du Mont-Dore (Auvergne) pendant le Miocène-Pliocène. B.S.G.F., 6e série, t. 8, n° 7. Paris
- GRANGEON (P.), 1960. - Contribution à l'étude des terrains tertiaires de la tectonique et du volcanisme du massif de Coiron (SE du Massif Central français). Trav. lab. géol. Grenoble, T. 36, pp. 143-284.
- HOUCHMAND-ZADEH (A.), 1969. - Métamorphisme et granitisation du massif Chapedony (Iran central). Grenoble thèse Docteur-Ingénieur. Sci. Nat.
- JUNG (J.) et BROUSSE (R.), 1959. - Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le compteur de points. Masson et Cie. Paris.
- KETIN (I.), 1966. - Les unités tectoniques de l'Anatolie. Bull. M.T.A., n° 66, Ankara. pp. 20-34.
- 1959. - L'évolution orogénique de la Turquie. Bull. M.T.A., n° 53, Ankara, pp. 78-86.
- KOBER (L.), 1931. - Das Alpine Europa. Berlin.
- KRAEFF (A.), 1963. - Les gisements et la géologie de la région Hopa-Murgi. Bull. M.T.A., n° 60, Ankara, pp. 44-59.
- 1963. - La géologie de la région comprise entre Sirya et Ardanuç. Bull. M.T.A., n° 60, Ankara, pp. 37-43.
- MICHEL (R.), 1953. - Contribution à l'étude pétrographique des pépérites et du volcanisme tertiaire de la grande Limagne. Mem. Soc. Hist. Nat. Auvergne, n° 5, Clermont.
- MICHEL (R.) et JUNG (J.), 1955. - Caractères pétrographiques et magmatiques du volcanisme de l'Auvergne. Extrait du Bull. volcanologique. Napoli. Série II, t. XVII, pp. 91-106.
- MICHEL (R.), JUNG (J.) et BROUSSE (R.), 1957. - Caractères magmatiques régionaux du volcanisme récent de l'Auvergne (Massif Central français). Bull. Congrès géol. intern. Mexico. Section 1, t. II, pp. 439-459.
- MOORHOUSE (W.), 1959. - The study of rocks in thin sections. New-York. Evanston.
- NEBERT (K.), 1961. - Structure géologique dans les bassins de réception de Kelkit çayı et de Kizilirmak. M.T.A. Bull. n° 57, Ankara, pp. 1-49.
- 1964. - Contribution à la géologie de l'amont de Kelkit Çayı. M.T.A., Bull. n° 62, pp. 41-57.
- PILZ (R.), 1936. - La géologie d'Ordu et de Giresun et l'étude des gisements. M.T.A. Rapport n° 562, inédit.
- POLLAK (A.), 1961. - Les gisements de Lahanos (Giresun). M.T.A. Bull. n° 56, Ankara, pp. 40-52.
- RAGUIN (E.), 1957. - Géologie du granite. Masson et Cie. Paris.
- RITTMANN (A.), 1963. - Les volcans et leur activité. Masson et Cie. Paris.
- 1952. - Nomenclature of volcanic Rocks. Bull. volcanologique 12.75.
- SAGATZKY (J.), 1959. - Contribution à l'étude géologique de l'île Espiritu Santo (Nouvelles-Hébrides). B.S.G.F. 7e série, t. 1, n° 6, pp. 588-593, Paris.
- SCHULTZE-WESTRUM (H.), 1961. - Profil géologique d'Aksu dere près de Giresun. M.T.A. Bull n° 57 Ankara, pp. 63-71.
- SEIDLITZ (W.), 1931. - Diskordanz und orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Berlin.
- SHAW (D.M.), 1964. - Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Masson et Cie. Paris.

- STAUB (R.), 1924. - Der Bau der Alpen. Bern.
- STRECKEISEN (A.L.), 1967. - Classification and nomenclature of igneous Rocks. Berne.
- TANE (J.L.), 1961. - Contribution à l'étude des laves d'âge triasique de la zone alpine externe. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble. t. 37, pp. 157-166.
- VOLSON (F.J.), 1953. - Les problèmes posés par l'étude des gîtes hydrothermaux. Publié par l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S. (traduction V. KOVENKO. Alger 1957).
- Volcanisme and Tectogenesis, 1968. - Report of the twenty-third session. Czechoslovakia international Geol. Congress. Academia Prague.

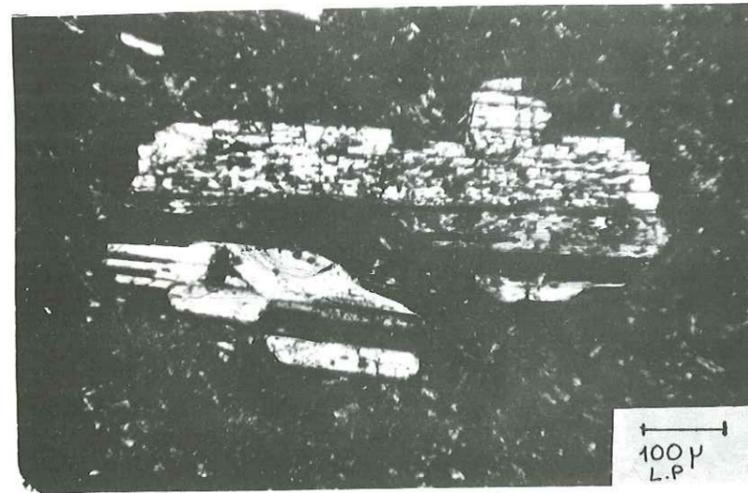


Photo 1
L. M. T 5 - Plagioclase cassé.
La fracture est remplie par la pâte.
(voir p. 27).

Photo 2
La fracturation d'un plagioclase au
contact d'un autre phénocrystal plus
solide - L. M. 584.

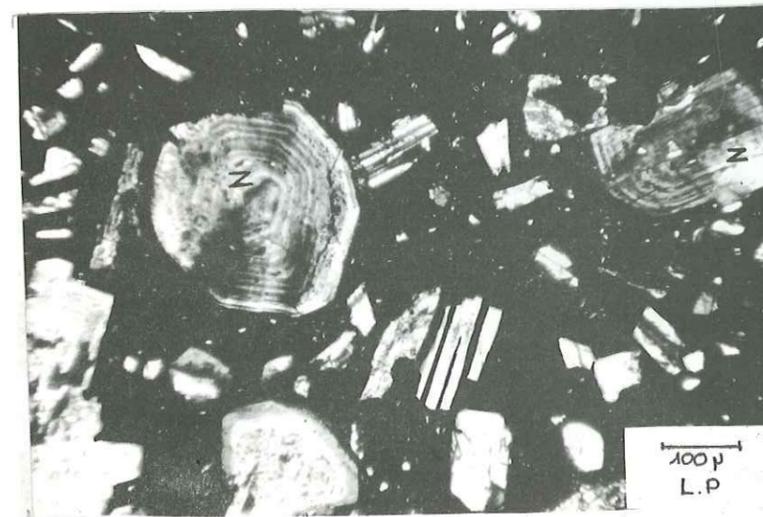
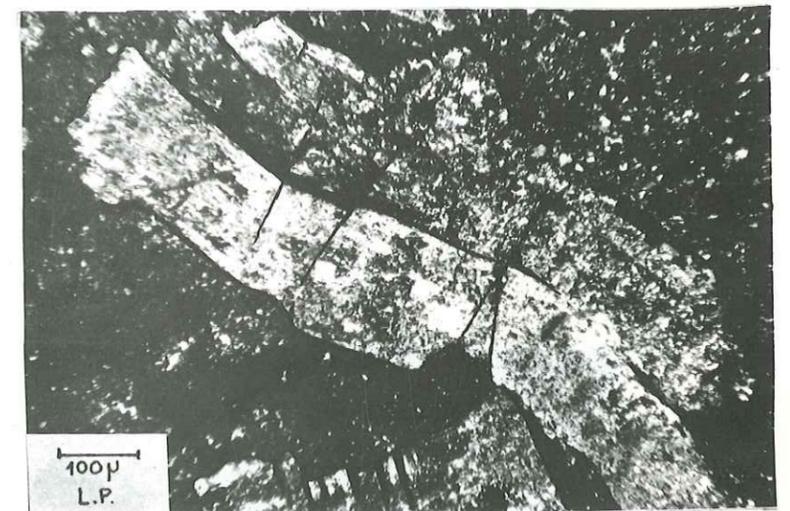


Photo 3
L. M. T 55 - Plagioclases zonés (z)
et partiellement absorbés par la
mésostase dans un basalte.

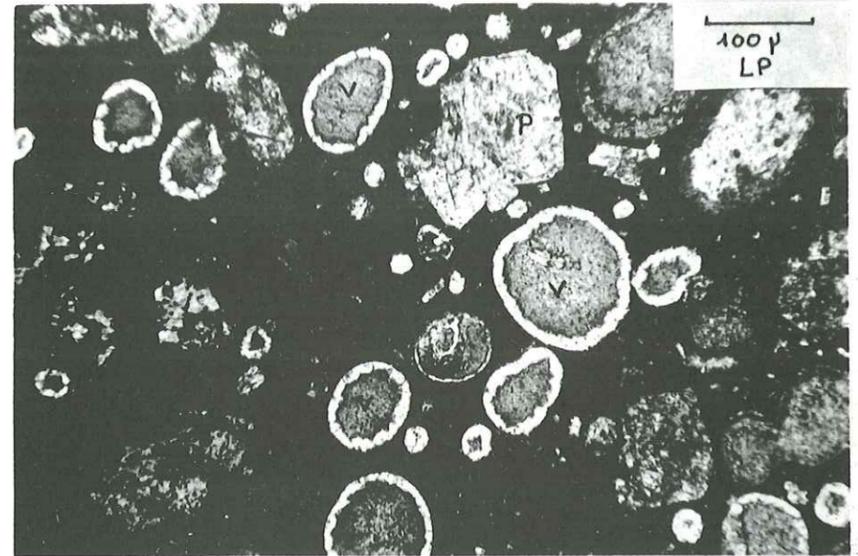


Photo 4

L.M. 470 - Andésite vacuolaire. P : Plagioclases ; V : Vacuoles
(Calcédoine sur la bordure, chlorite dans le cœur).

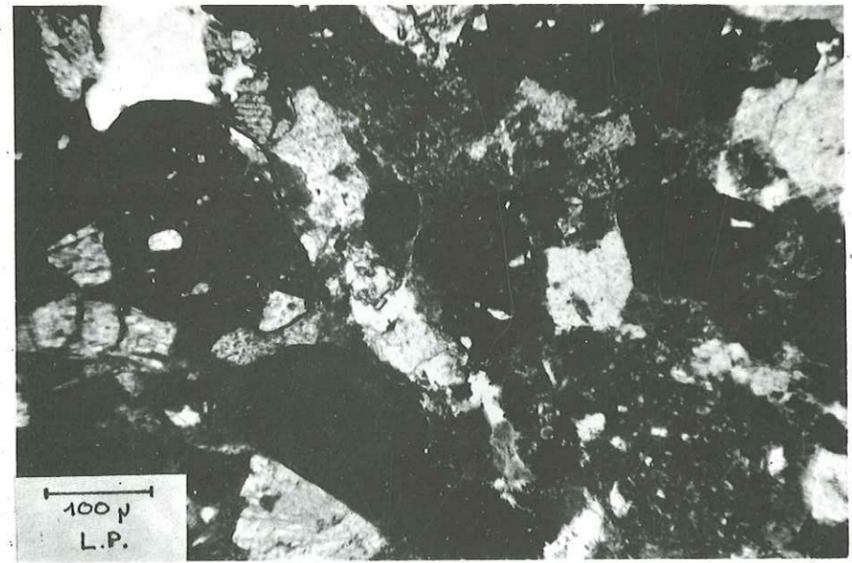


Photo 5

L.M. 353 - Tuf-cinérite andésitique. On remarque les fragments de
lave et de cristaux.

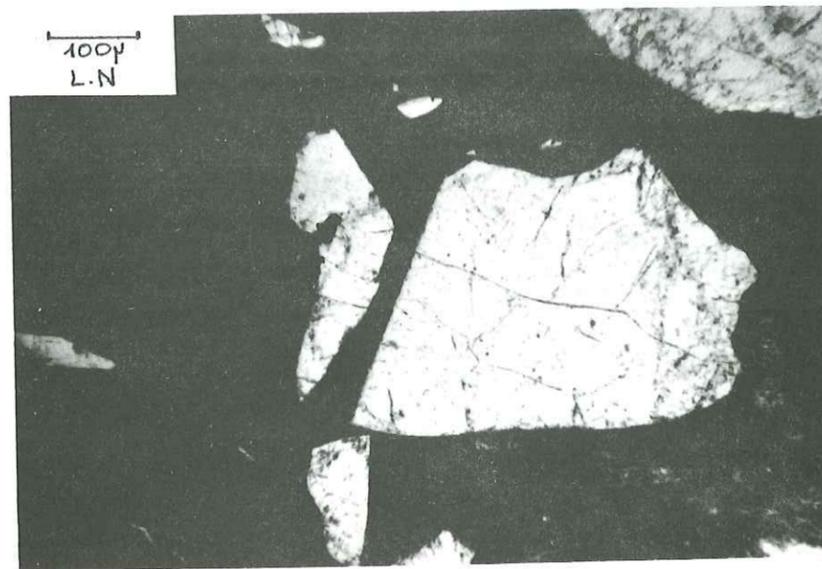


Photo 6
L. M. 6 - Rhyolite vitreuse (maastrichtienne). On distingue les traces
d'écoulement du verre et les cristaux de plagioclase cassés et
corrodés.



Photo 7
L. M. T 9 - Zonage entrecroisé d'un phénocrystal de plagioclase dans une
andésite porphyrique.

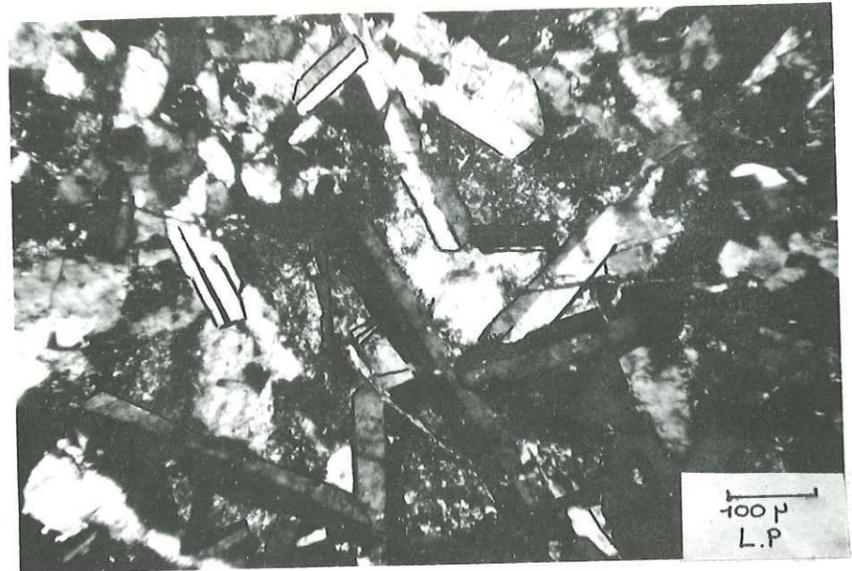


Photo 8

L.M. T 74 - Trachyte calco-alcalin à gros microlites de sanidine et d'albite. Les microlites sont disposés en lattes. Les interstices sont occupés par de la chlorite et de très petits grains de plagioclase et de pyroxène.

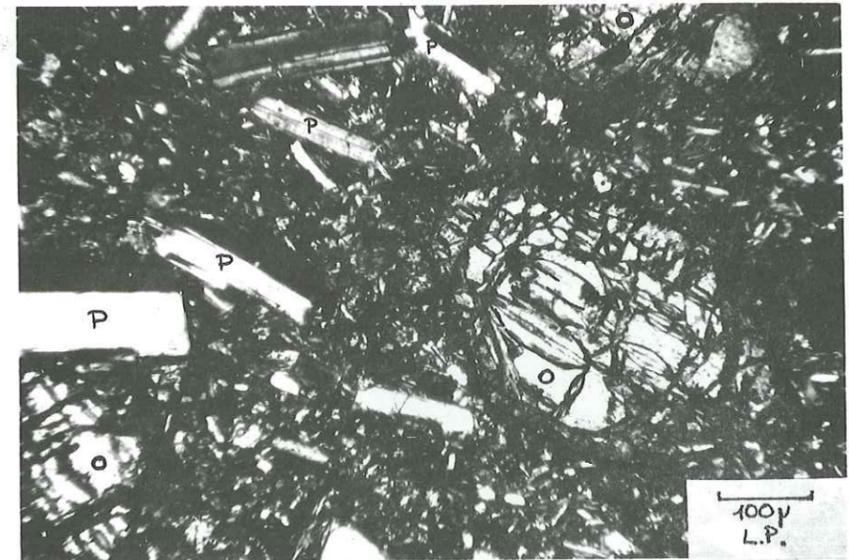


Photo 9

L.M. T 72 - Basalte à pâte cryptogrenue (Tertiaire).
(P : Plagioclase, O : Olivine). On remarque l'altération serpentiniteuse en fuseau de l'olivine.

Photo 10
Deux pitons d'andésite dans la région de Kalasu. On remarque les cônes de matériaux pyroclastiques autour les pitons (hauteur apparente des pitons : 10 m)

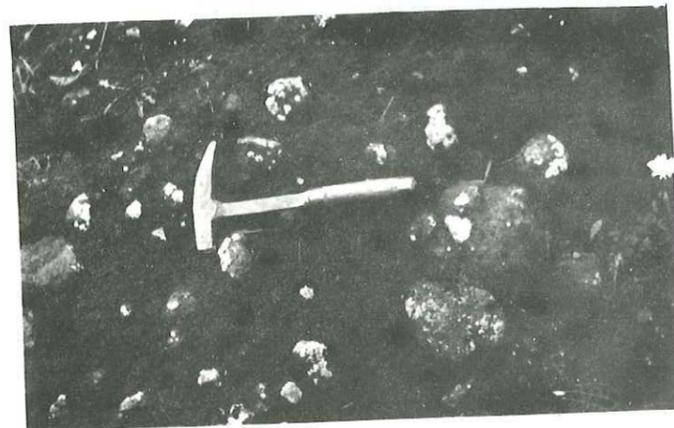
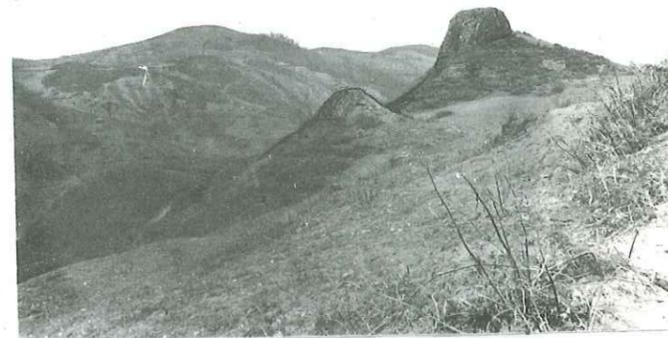


Photo 11
Brèche andésitique

Photo 12
Tuf andésitique en boule constituée d'écaille concentrique.





Photo 13 - Vue de Meydan à partir de Cetilli -
 (V : roches volcaniques tertiaires, B : Basaltes,
 S : roches sédimentaires tertiaires, c : calcaires récifaux
 et dolomitiques, R Rhyolites à biotite, t : tufs rhyolitiques)

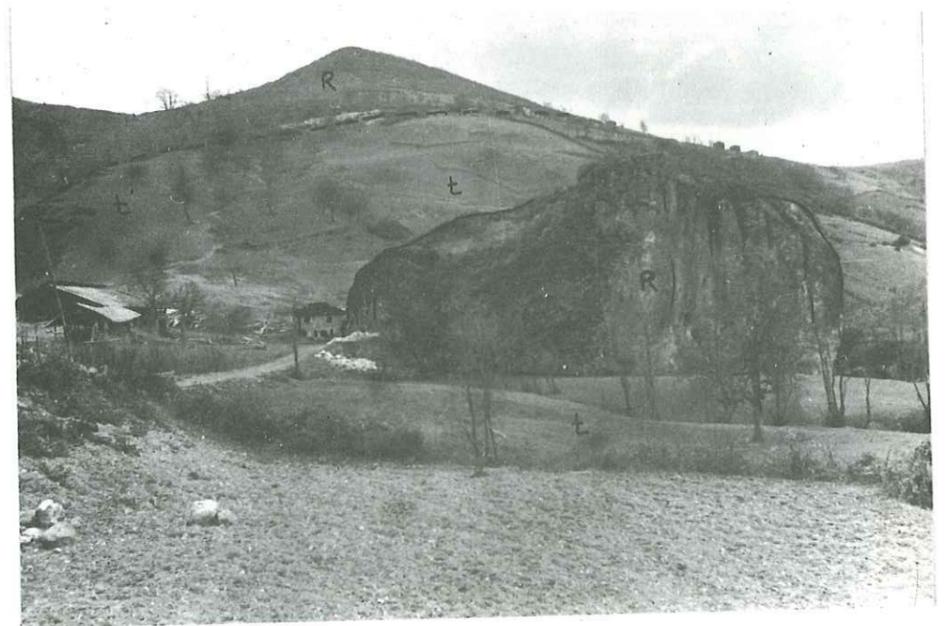


Photo 14 - Petit dôme rhyolitique à Ömer Arpasi
 (la maison d'à côté donne l'échelle). En arrière
 plan la colline est également constituée de rhyolite.

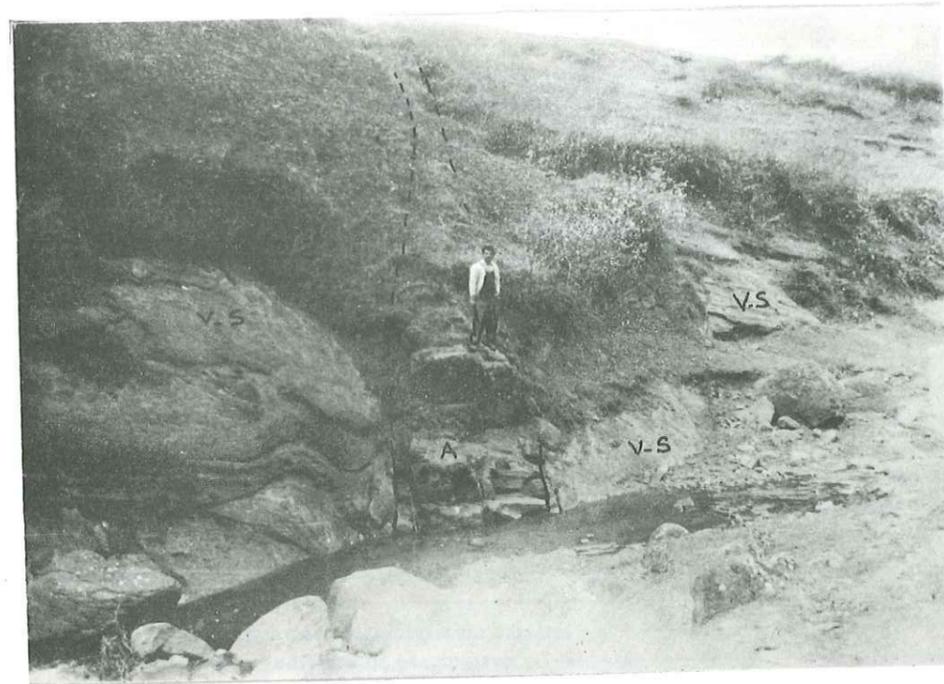


Photo 15 - Dyke d'andésite porphyrique traversant les formations volcano-sédimentaires.
On remarque le plissement de ces derniers au contact du dyke.
(v s : volcano-sédimentaire ; A : Andésite porphyrique).



Photo 16 - Débit en prisme chez les basaltes tertiaires.

LISTE DES FIGURES

<u>Figures</u>	<u>Pages</u>
1 - Coupe explicative des Pontides -----	11
2 - Coupe dans les syénites calco-alcalines -----	12 - 13
3 - Coupe à Meydan -----	"
4 - Coupe entre Gököy et Karadere -----	"
5 - Coupe dans Solakli Dere -----	17
6 - Basalte peu feldspathique à olivine -----	22
7 - Basalte porphyrique à grands phénocristaux -----	22
8 - Basalte vacuolaire -----	22
9 - Vacuoles dans L. M. 316 -----	24
10 - Basalte saussurité -----	22
11 - Histogramme de fréquence des plagioclases de basaltes -----	26
12 - Interpénétration de deux individus de plagioclase -----	26
13 - Plagioclase cassé dans L. M. 267 -----	27
14 - Diagrammes de zonage de deux plagioclases -----	28
15 - Variation de 2θ (Cu K) suivant la nature des pyroxènes -----	30
16 - Profil stratigraphique dans la rivière d'Uzunpare -----	35
17 - L. M. 609 -----	37
18 - Coupe à Kus Dere -----	39
19 - Coupe à Canak Dere -----	39
20 - L. M. 470 -----	42
21 - Histogramme de fréquence des plagioclases dans les andésites -----	43
22 - Carte géologique des environs d'Emekte -----	47
23 - L. M. B. 6. -----	47
24 - Histogramme de fréquence des plagioclases dans les andésites porphyriques -----	54
25 - L. M. T. 11 -----	54
26 - L. M. 631 -----	54
27 - Trachyte calco-alcalin à grain fin -----	58
28 - L'écoulement des rhyolites porphyriques vers Karadere -----	62-63
29 - L. M. T. 75 -----	"
30 - Histogramme de fréquence des plagioclases dans les basaltes tertiaires -----	67
31 - Coupe dans Karadere -----	69
32 - L. M. 55 -----	69
33 - L. M. 56 -----	69
34 - Mise en place théorique des syénites calco-alcalines -----	76
35 - L. M. AS. 7 -----	79
35 bis - L. M. 596 -----	79
36 - L. M. 601 -----	78
37 - L. M. 596 -----	78
38 - Profil stratigraphique schématique -----	84
39 - Triangle K. N. C. -----	87

Figures

40 - Triangle Q.A.P. -----	87
41 - Triangle An. Or. Ab -----	88
42 - Diagramme de calco-alcalinité -----	89
43 - Diagramme de variation magmatique -----	89
44 - Courbes de variation du paramètre alc -----	91
45 - Diagramme Q.L.M. -----	91
46 - Bloc diagramme simplifié -----	94
47 - Diagramme de répartition de diaclases -----	97

PLANCHES

1 - Carte orohydrographique -----	2
2 - Les unités tectoniques -----	4
3 - Carte géologique au 1/500 000 -----	8
4 - Logs stratigraphiques -----	12-13
5 - Carte géologique -----	84-85
6 - Les résultats numériques des différents calculs pétrochimiques -----	83

PHOTOS HORS TEXTE

1 - L.M. T.5 plagioclase cassé
2 - L.M. 584 fracturation d'un plagioclase
3 - L.M. T.55 plagioclases zonés
4 - L.M. 470 andésite vacuolaire
5 - L.M. 353 tuf cinérite andésitique
6 - L.M. 6 rhyolite vitreuse
7 - L.M. T.9 zonage entrecroisé
8 - L.M. T.74 trachyte calco-alcalin
9 - L.M. T.72 basalte à pâte cryptogrenue
10 - Deux pitons d'andésite
11 - Brèche andésitique
12 - Tuf andésitique en boule
13 - Vue de Meydan
14 - Petit dôme rhyolitique
15 - Dyke d'andésite porphyrique
16 - Débit en prisme.

Pages

Les coordonnées (suivant planche 5) des noms géographiques cités dans le texte

	X	Y		X	Y
Ahmet Beyoglu	76	045	Karahasan	73	06
Ahmetli	78	09	Kehaçayiri	79,5	99,5
Akçayazi Tepe	82,2	08,7	Kiryazi Tepe	79,7	07,3
Alaguney Tepe	83,2	08,7	Kizilcahasan	74,5	06,5
Alekin	74,5	02,5	Kocadere	75	17,5
Ali Molla	79,5	06	Koçdere	80	09,5
Andaç	83	98,5	Köy içi	80,5	06
Asagi Oba	82,5	04	Kus Dere	79	08
Aydogan	74,5	04	Kuzuçayiri	81	99
" Dere	75,5	04	Madul	81,5	02,5
Bahçeköy	81	08	Medrese Dere	75-78	11
Bicüncük	81,5	01	Meydan	81,5	05,8
Bogmalik	83	11,5	Okçubel	75,5	15,5
Bulut	78,5	06	Ortaköy	79,5	10,5
Cagat Tepe	77,7	07,9	Ömerarpasi	78,5	04,5
Cami Yani	80	10	Öteyüz	81,5	09,5
Cancik Dere	77,5	06,5	Pinar Gözü	80,5	05
Cegelelma	80	09	Sapça	75	09
Cihadiye	79	04	Sayyattak Dere	81	00
Çatak	82	08	Sefer Kayabasi Tepe	75,7	03,1
Çatalarmut	83,5	10,5	Solakli Dere	74	03
Çayirköy	82,5	07,5	Sommet 1097	81	05
Çegillik Tepe	74,5	06,2	Süleymaniye	76,5	00
Çetelli	80	07	Sihdami	83	00,5
" Dere	80	06	Tazvara	73,5	12,5
Cuhadami	75,5	11	Tepeköy	73,5	14,5
Dipköy	82	03,5	Terelik	79,5	04,5
Ecemli	74	07,5	Tevekkel	79,5	09,5
Emekte	79,5	05,5	Ulugöl	77	99
Esenli	79,5	09	Uzungeris	79,5	11
Eski Köy	82	09	Uzunpare	79,5	11
Evliya Tepe	79	06,9	Yahyaoglu	75,5	06
Eyseri	77,5	07	Yanikoglu	76	05
Eyseri Dere	76,5	07,5	Zelvi	77	13,5
Gölköy	83	05			
Gölköy Çayi	82,5	06			
Gülkaya Bogazi	82,2	06,2			
Güney	79,5	065			
" Pinar	78,5	07,5			
Haci Bayram	75,5	09			
Hülür	76	08			
" Tepe	75,2	06,9			
Izevli Dere	78	11			
Kalasu	77,5	04,5			
Kale	80,8	05,6			
Kale Tepe	74	14,5			
Karadere	82-83	98-04			
Karagöz	83,5	03,5			

L'emplacement des coupes géologiques

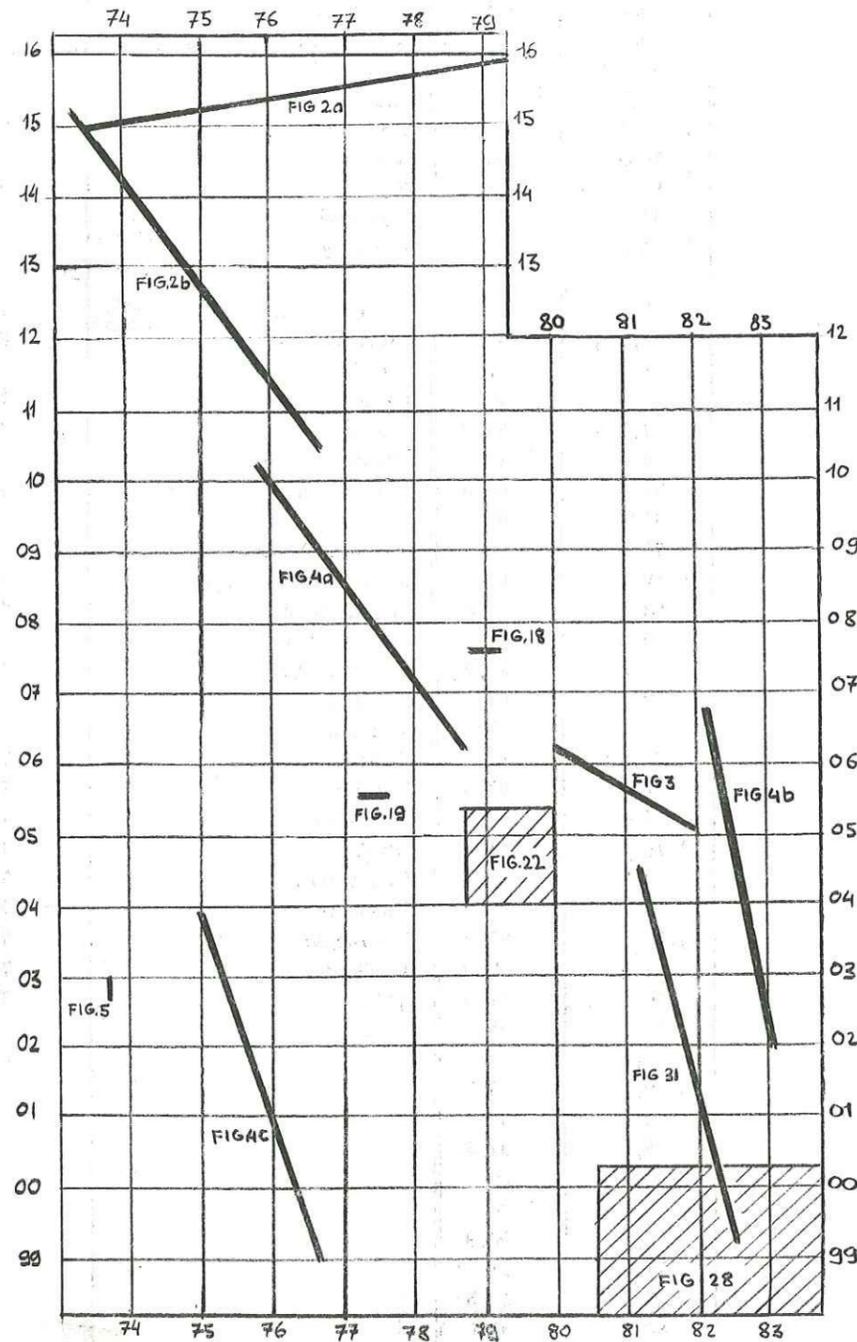


TABLE DES MATIERES

	pages
<u>PREMIERE PARTIE - INTRODUCTION</u>	
A. - CADRE GEOGRAPHIQUE	1
B. - CADRE GEOLOGIQUE	3
B1 - La Turquie	3
B2 - Les Pontides	5
<u>DEUXIEME PARTIE - ETUDE PETROGRAPHIQUE</u>	
<u>CHAPITRE I - LES TERRAINS SEDIMENTAIRES ET VOLCANO-SEDIMENTAIRES</u>	
A. - MESOZOIQUE	13
1 - Les pélites maestrichtiennes	13
2 - Les calcaires récifaux maestrichtiens	13
3 - Les grès grossiers et les calcaires dolomitiques	14
B. - TERTIAIRE	14
1 - Les roches détritiques grossières de base	14
2 - Les grès et les pélites	15
3 - Les calcaires marneux	16
4 - La série volcano-sédimentaire	16
C. - QUATERNAIRE	18
1 - Les travertins	18
2 - Les alluvions modernes	18
<u>CHAPITRE II - LA SERIE VOLCANIQUE CRETACEE</u>	
A. - LES BASALTES	19
1 - Mode de gisement	19
2 - Etude pétrographique	21
a) Aspect macroscopique	21
b) Aspect microscopique	21
b1) Basaltes assez feldspathiques	21
b2) Basaltes peu feldspathiques sans olivine	21
b3) Basaltes peu feldspathiques à olivine	21
b4) Mélabasaltes	23

	Pages
b5) Basaltes uniquement microlitiques -----	23
b6) Basaltes porphyriques à grands phénocristaux -----	23
b7) Basaltes trachy-doléritiques -----	23
b8) Basaltes vacuolaires -----	23
b9) Basaltes saussuritisés -----	24
b10) Roches volcaniques kaolinisées -----	25
c) Etude des minéraux -----	25
3 - Etude pétrochimique -----	33
4 - Le cortège pyroclastique -----	34
B. - LES TRACHY-ANDESITES A ZEOLITES -----	34
1 - Mode de gisement -----	35
2 - Etude pétrographique -----	36
a) Aspect macroscopique -----	36
b) Aspect microscopique -----	36
c) Etude des minéraux -----	36
3 - Le cortège pyroclastique -----	38
C. - LES ANDESITES -----	38
1 - Mode de gisement -----	38
2 - Etude pétrographique -----	40
a) Aspect macroscopique -----	41
b) Aspect microscopique -----	41
b1) Andésites à petits phénocristaux -----	41
b2) " porphyriques -----	41
b3) " trachy-doléritiques -----	41
b4) " à pâte hyaline -----	42
b5) " vacuolaires -----	42
b6) Les tufs soudés andésitiques -----	42
b7) Les tufs cinérites -----	42
b8) Les cinérites -----	42
c) Etude des minéraux -----	43
3 - Etude pétrochimique -----	45
D. - LES RHYOLITES A BIOTITE -----	46
1 - Mode de gisement -----	46
2 - L'âge des rhyolites à biotite -----	46
3 - Etude pétrographique -----	48
a) Aspect macroscopique -----	48
a1) Rhyolites porphyriques très compactes -----	48
a2) Rhyolites à texture fluidale -----	48
a3) Matériaux pyroclastiques -----	48
b) Aspect microscopique -----	48
b1) Rhyolites porphyriques -----	48
b2) Rhyolites à microlites -----	49
b3) Rhyolites à quartz -----	49
b4) Rhyolites vitreuses -----	49
c) Etude des minéraux -----	49
4 - Etude pétrochimique -----	50

CHAPITRE III - LES ROCHES VOLCANIQUES, HYPOVOLCANIQUES ET PLUTONIQUES TERTIAIRES

A. - ANDESITES PORPHYRIQUES -----	52
1 - Mode de gisement -----	52
2 - L'âge des andésites porphyriques -----	52
3 - Etude pétrographique -----	53
a) Aspect macroscopique -----	53
b) Aspect microscopique -----	53
c) Etude des minéraux -----	53
4 - Etude pétrochimique -----	56
B. - LES TRACHYTES CALCO-ALCALINS -----	57
1 - Mode de gisement -----	57
2 - L'âge des trachytes calco-alkalins -----	57
3 - Etude pétrographique -----	57
a) Aspect macroscopique -----	57
b) Aspect microscopique -----	59
c) Etude des minéraux -----	60
4 - Etude pétrochimique -----	61
C. - LES RHYOLITES PORPHYRIQUES -----	61
1 - Mode de gisement -----	61
2 - L'âge des rhyolites porphyriques -----	62
3 - Etude pétrographique -----	62
a) Aspect macroscopique -----	62
b) Aspect microscopique -----	62
b1) Rhyolites à pâte cryptogrenue -----	62
b2) Rhyolites microlitiques -----	62
b3) Rhyolites vacuolaires à pâte très fine ou vitreuse -----	62
b4) Rhyolites vacuolaires à pâte cryptocristalline et microlitique -----	63
b5) Tufs rhyolitiques -----	63
c) Etude des minéraux -----	63
4 - Etude pétrochimique -----	64
D. - LES BASALTES -----	65
1 - Mode de gisement -----	65
2 - Etude pétrographique -----	65
a) Aspect macroscopique -----	65
b) Aspect microscopique -----	66
b1) Basaltes à pâte cryptogrenue et microlitique -----	66
b2) Mélabasaltes -----	66
b3) Basaltes porphyriques -----	66
b4) Basaltes à gros microlites -----	66
b5) Basaltes tuffacés -----	66
b6) Tufs soudés -----	66
c) Etude des minéraux -----	66
E. - LES ROCHES HYPOVOLCANIQUES -----	68
1 - Mode de gisement -----	68
2 - L'âge des roches hypovolcaniques -----	68

	<u>Pages</u>
3 - Etude pétrographique -----	68
a) Aspect macroscopique -----	68
b) Aspect microscopique -----	70
b1) Trachyte calco-alkalin à biotite -----	70
b2) Microsyénite calco-alkaline -----	71
4 - Etude pétrochimique -----	73
F. - LES SYENITES CALCO-ALKALINES -----	74
1 - Mode de gisement -----	74
a) La forme du massif -----	74
b) Le bord du massif -----	74
c) Les contacts tectoniques avec les roches encaissantes -----	75
d) L'étude microscopique des basaltes encaissants -----	75
e) Les enclaves dans les syénites calco-alkalines -----	75
f) Le diaclasage des syénites calco-alkalines -----	75
2 - L'âge des syénites calco-alkalines et leur relation avec les roches hypovolcaniques -----	76
3 - Etude pétrographique -----	77
a) Aspect macroscopique -----	77
b) Aspect microscopique -----	77
b1) Syénites calco-alkalines à structure porphyroïde -----	77
b2) Syénites calco-alkalines à structure grenue -----	77
b3) Les "granites" à grain très fin et à quartz -----	79
c) Etude des minéraux des syénites calco-alkalines -----	79
4 - Etude pétrochimique -----	81
<u>CHAPITRE IV - CONCLUSIONS AUX ETUDES PETROGRAPHIQUES</u> -----	85
A. - LES DIVERS DYNAMISMES VOLCANIQUES -----	85
1 - Les époques des émissions -----	85
2 - Les lieux d'émission -----	86
3 - La construction des appareils -----	86
4 - Les produits volcaniques -----	86
B. - ETUDE DE LA FILIATION -----	86
1 - Représentations graphiques des caractères pétrochimiques -----	88
a) Triangle K.N.C. de R. Frey -----	88
b) Triangle Q.A.P. -----	88
c) Triangle An.Or. Ab de O' Connor -----	88
d) Diagramme de calco-alkalinité de J. Jung -----	90
e) Diagramme de variation magmatique de Niggli -----	90
2 - Comparaison de la variation magmatique de Gököy avec les séries types -----	90
a) Classification de Niggli -----	91
b) Classification de Peacock -----	92
3 - Conclusion -----	92
<u>TROISIEME PARTIE - TECTONIQUE ET PALEOGEOGRAPHIE</u> -----	93
A. - L'ANTICLINAL DE GÖLKÖY -----	93

	<u>Pages</u>
B. - TECTONIQUE CASSANTE -----	94
- L'hypothèse d'une caldeira dans la région de Gököy -----	95
- Conclusion -----	96
C. - RELATION DE LA TECTONIQUE AVEC LA STRATIGRAPHIE -----	96
D. - ESSAI PALEOGEOGRAPHIQUE -----	96
<u>QUATRIEME PARTIE - LES MINERALISATIONS</u> -----	99
A. - LES GISEMENTS FILONIENS LIES AU VOLCANISME CRETACE -----	99
B. - LES GISEMENTS DE PYRITE DISSEMINEE DANS LES ZONES KAOLINISEES -----	99
C. - LES GISEMENTS FILONIENS LIES A L'INTRUSION DU MASSIF SYENITIQUE -----	99
<u>CINQUIEME PARTIE - CONCLUSION</u> -----	101
<u>BIBLIOGRAPHIE</u> -----	103

Vu,
Grenoble, le 3 juillet 1970
Le Président de la thèse

R. MICHEL

Vu, et permis d'imprimer
Grenoble, le juillet 1970
Le Doyen de la Faculté des Sciences

E. BONNIER

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE-SCIENCES
UNIVERSITAIRE