



**HAL**  
open science

# Contribution à l'étude géologique de la bordure sud du massif de Menderes dans la région située à l'Est de Köyceğiz (province de Muğla) Turquie

Daniel Maitre

► **To cite this version:**

Daniel Maitre. Contribution à l'étude géologique de la bordure sud du massif de Menderes dans la région située à l'Est de Köyceğiz (province de Muğla) Turquie. Stratigraphie. Université de Grenoble, 1967. Français. NNT: . tel-00813679

**HAL Id: tel-00813679**

**<https://theses.hal.science/tel-00813679>**

Submitted on 16 Apr 2013

**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.

double

FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

205.142

1967

23

THESE

présentée pour obtenir le grade de  
DOCTEUR DE 3<sup>ème</sup> CYCLE  
Spécialité : Sciences de la Terre  
Mention : Géologie appliquée

par

Daniel MAÎTRE

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DE LA BORDURE SUD  
DU MASSIF DU MENDERES DANS LA REGION SITUEE  
A L'EST DE KÖYCEĞİZ (PROVINCE DE MUĞLA)

TURQUIE

BIBLIOTHÈQUE  
GRENOBLE-SCIENCES  
UNIVERSITAIRE

Soutenue le juillet 1967 devant la Commission d'examen

MM.	R. BARBIER	Professeur	Président
	R. MICHEL	Professeur	Examineurs
	J. DEBELMAS	Professeur	

205142/1967/23

205142

1967

23

THESE

présentée pour obtenir le grade de  
DOCTEUR DE 3<sup>ème</sup> CYCLE  
Spécialité : Sciences de la Terre  
Mention : Géologie appliquée

par

Daniel MAÎTRE

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DE LA BORDURE SUD  
DU MASSIF DU MENDERES DANS LA REGION SITUEE  
A L'EST DE KÖYCEĞİZ (PROVINCE DE MUĞLA)

TURQUIE

BIBLIOTHÈQUE  
GRENOBLE-SCIENCES  
UNIVERSITAIRE

Soutenue le juillet 1967 devant la Commission d'examen

MM.	R. BARBIER	Professeur	Président
	R. MICHEL	Professeur	Examineurs
	J. DEBELMAS	Professeur	

## LISTE DES PROFESSEURS

DOYENS HONORAIRES : M. MORET Léon  
M. WEIL Louis

DOYEN : M. BONNIER Etienne

PROFESSEURS TITULAIRES

MM. NEEL Louis Chaire de Physique expérimentale  
HEILMANN René Chaire de Chimie  
KRAVTCHEVKO Julien Chaire de Mécanique rationnelle  
CHABAUTY Claude Chaire de Calcul différentiel et intégral  
BENOIT Jean Chaire de Radioélectricité  
CHENE Marcel Chaire de Chimie papetière  
WEIL Louis Chaire de Thermodynamique  
FELICI Noël Chaire d'Electrostatique  
KUNTZMANN Jean Chaire de Mathématiques appliquées  
BARBIER Reynold Chaire de Géologie appliquée  
SANTON Lucien Chaire de Mécanique des fluides  
OZENDA Paul Chaire de Botanique  
FALLOT Maurice Chaire de Physique industrielle  
KOSZUL Jean-Louis Chaire de Mathématiques M. P. C.  
GALVANI O. Mathématiques  
MOUSSA André Chaire de Chimie nucléaire  
TRAYNARD Philippe Chaire de Chimie générale  
SOUTIF Michel Chaire de Physique générale  
CRAYA Antoine Chaire d'Hydrodynamisme  
REULOS R. Théorie des Champs  
BESSON J. Chaire de Chimie  
AYANT Yves Physique approfondie  
GALLISSOT Mathématiques  
Mlle LUTZ Elisabeth Mathématiques  
MM. BLAMBERT Maurice Chaire de Mathématiques  
BOUCHEZ Robert Physique nucléaire  
LLIBOUTRY Louis Géophysique  
MICHEL Robert Chaire de Minéralogie et Pétrographie  
BONNIER Etienne Chaire d'Electrochimie et d'Electrometallurgie  
DESSAUX Georges Chaire de Physiologie animale  
PILLET E. Chaire de Physique industrielle et Electronique  
YOCOZ Jean Chaire de Physique nucléaire théorique  
DEBELMAS Jacques Chaire de Géologie générale  
GERBER R. Mathématiques  
PAUTHENET R. Electronique  
VAUQUOIS B. Chaire de Calcul électronique  
MM. BARJON R. Physique nucléaire  
BARBIER J. C. Chaire de Physique  
SILBER R. Mécanique des Fluides  
BUYLE-BODIN M. Chaire d'Electronique  
DREYFUS B. Thermodynamique  
KLEIN J. Mathématiques  
VAILLANT F. Zoologie et Hydrobiologie  
ARNAUD P. Chaire de Chimie M. P. C.  
SENGEL P. Chaire de Zoologie  
BARNOUD F. Chaire de Biosynthèse de la Cellulose  
BRISSONNEAU P. Physique  
GAGNAIRE D. Chaire de Chimie Physique  
Mme KOFER L. Botanique  
MM. DEGRANGE Ch. Zoologie  
PEBAY-PEROULA J. C. Physique  
RASSAT A. Chaire de Chimie systématique

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM. GIDON P. Géologie et Minéralogie  
GIRAUD P. Géologie  
PERRET R. Servomécanismes  
Mme BARBIER M. J. Electrochimie  
Mme SOUTIF J. Physique  
MM. COHEN J. Electrotechnique  
DEPASSEL R. Mécanique des Fluides  
GASTINEL A. Mathématiques appliquées  
ANGLES-D'AURIAC P. Mécanique des Fluides  
DUCROS P. Minéralogie et Cristallographie  
GLENAT R. Chimie  
LACAZE A. Thermodynamique  
BARRA J. Mathématiques appliquées  
COUMES A. Electronique  
PERRIAUX J. Géologie et Minéralogie  
ROBERT A. Chimie papetière  
BIAREZ J. P. Mécanique Physique  
BONNET G. Electronique  
CAUQUIS G. Chimie générale  
BONNETAIN L. Chimie minérale  
DEPOMMIER P. Etude nucléaire et Génie atomique  
HACQUES G. Calcul numérique  
POLOUJADOFF M. Electronique

PROFESSEURS ASSOCIES

MM. NAPP-ZINN Botanique  
AMAR H. Physique du Solide  
PARTHE E. Physique du Solide  
MURAKAMI-SHINGO Mathématiques pures

MAITRES DE CONFERENCES

MM. DODU J. Mécanique des Fluides  
LANCIA R. Physique automatique  
Mme KAHANE J. Physique  
M. DESPORTES C. Chimie  
Mme BOUCHE L. Mathématiques  
M. SARROT-REYNAULD Géologie Propédeutique  
Mme BONNIER M. J. Chimie  
KAHANE A. Physique générale  
DOLIQUE J. M. Electronique  
BRIERE G. Physique M. P. C.  
DESRE P. Chimie S. P. C. N.  
LAJZEROWICZ J. Physique M. P. C.  
VALENTIN P. Physique M. P. C.  
BERTRANDIAS J. P. Mathématiques appliquées  
T. M. P.  
LAURENT P. Mathématiques appliquées  
T. M. P.  
CAUBET J. P. Mathématiques pures  
PAYAN J. J. Mathématiques  
Mme BERTRANDIAS F. Mathématiques pures M. P. C.  
LONGEQUEUE J. P. Physique  
NIVAT M. Mathématiques appliquées  
SOHM J. C. Electrochimie  
ZADWORNY F. Electronique  
DURAND F. Chimie Physique  
CARLIER G. Biologie végétale  
AUBERT G. Physique M. P. C.  
DELPUECH J. J. Chimie organique  
PFISTER J. C. Physique C. P. E. M.  
CHIBON P. Biologie animale  
IDELMAN S. Physique animale  
BLOCH D. Electronique  
BRUGEL L. I. U. T.  
SIBILLE R. I. U. T.

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM. RADELLI L. Géologie  
KEYSTON J. Thermodynamique  
WAKIYAMA T. Physique du Solide  
SAWCZUK A. Mécanique des Fluides  
CHEEKE J. Thermodynamique  
YAMADA O. Physique du solide  
WITKOWSKI A. Physique générale

## AVANT PROPOS

Il m'est agréable de présenter ce mémoire au Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble où j'ai été initié aux Sciences de la Terre. Je remercie en cette occasion tous ceux qui m'y ont dispensé leur enseignement, que ce soit Monsieur le Doyen L. MORET ou Messieurs les Professeurs R. BARBIER et J. DEBELMAS, et j'aurai une attention toute particulière pour Monsieur le Professeur R. MICHEL qui a accepté de diriger mes travaux sans ménager son aide.

Toute ma gratitude va à Monsieur L. DUBERTRET, Directeur de Recherches au C. N. R. S. pour ses visites sur le terrain et je lui sais gré d'avoir pu m'obtenir l'appui matériel du C. N. R. S. qui m'a permis de mener à bien ce travail.

Je remercie également Monsieur le Directeur Général du M. T. A. (Institut de Recherches et de Géologie minière de Turquie) qui m'a accepté comme stagiaire ainsi que Messieurs H. N. PAMIR et J. ERETOZ auprès desquels j'ai toujours trouvé la plus grande compréhension.

Je ne saurais oublier Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAULD et Messieurs les Maîtres-Assistants et Assistants de l'Institut Dolomieu que j'ai souvent dû importuner.

Je garde un excellent souvenir de mes camarades de terrain J. P. BAS-SAGET, F. RICHARD et I. YILMAZ ainsi que de P. de GRACIANSKY qui n'a cessé de me prodiguer aide et conseils jusqu'à l'achèvement de cette étude.

Je ne sais comment remercier Monsieur J. SIGAL de l'Institut Français du Pétrole, Monsieur M. LEMOINE de l'E. N. S. des Mines, Madame M. NEUMAN et Monsieur A. BLONDEAU de la Faculté des Sciences de Paris, Mes-

sieurs G. CARBONNEL et B. PORTHAULT de la Faculté des Sciences de Lyon, à qui je dois mes déterminations de microfaunes.

Enfin je soulignerai l'efficacité du personnel technique de l'Institut Dolomieu qui a permis la réalisation des travaux de Laboratoire et l'impression de cet ouvrage.

## SOMMAIRE

	Pages
<u>INTRODUCTION</u>	
I - RESUME DESTINE A UNE LECTURE RAPIDE DE LA CARTE GEOLOGIQUE .....	4
II - SITUATION ET DESCRIPTION GEOGRAPHIQUE .....	6
III - SITUATION GEOLOGIQUE .....	6
IV - TRAVAUX ANTERIEURS .....	8
V - PLAN GENERAL D'ETUDE .....	9
 <u>LES ULTRAMAFITES</u>	
I - LES PERIDOTITES .....	12
A - L'olivine	
B - Les pyroxènes	
1) Les pyroxènes orthorhombiques	
2) Les pyroxènes monocliniques	
3) Répartition des pyroxènes	
C - La serpentinitisation	
D - Composition chimique	
II - FACIES PARTICULIERS .....	14
A - Les ophisphérites	
B - Les rodingites	
C - Les micrógabbros	
 <u>LES ECAILLES DE TERRAINS METAMORPHIQUES</u>	
I - DESCRIPTION .....	21
II - GENESE .....	24
III - METAMORPHISME .....	24
A - Le type	
B - Le degré	
IV - CONCLUSIONS .....	26
 <u>LES DIABASES ET LAVES SPILITIQUES</u>	
I - LA COUPE DE KARABUK .....	28
II - LA COUPE DE KAVACIK .....	30
III - DIABASES DE SAKARCA, LAVES SPILITIQUES D'AGLA .....	33
IV - ANALYSES CHIMIQUES .....	34
V - CONCLUSIONS .....	36

LES TERRAINS SEDIMENTAIRES

I - GENERALITES ..... 39  
II - L'ENSEMBLE NORD SUPERIEUR OU ENSEMBLE DE KÖYCEĞİZ.. 39  
    A - Coupe de la falaise située à l'Est de Köyceğiz .  
    B - Les coupes du Kurudere  
        1) La coupe de l'Ali dag  
        2) La coupe du fond du ravin du Kurudere  
        3) La coupe du Kabaçam  
    C - Les coupes de Cayhisar  
        1) La coupe au Nord de Cayhisar  
        2) La coupe au niveau du village de Çayhisar  
    D - Conclusions  
    E - Le flysch  
III - L'ENSEMBLE INFERIEUR NORD OU ENSEMBLE DU KEPEZ TEPE : 52  
    A - Les affleurements  
    B - La coupe du Kepez tepe  
    C - La partie est du plateau de Kavacik  
    D - Le plateau de Sakarca  
    E - La série détritique et le flysch des écaïlles sus-jacentes  
IV - LA COUPE DU DALAMAN ÇAY (FLEUVE DALAMAN) ..... 57  
V - CONCLUSIONS ..... 58  
VI - LE QUATERNAIRE ET LE NEOGENE ..... 59  
    A - Le Néogène  
    B - Le Quaternaire

LA TECTONIQUE

I - LA PHASE D'EFFONDREMENT ..... 61  
    A - Les failles NNW-SSE .  
    B - Failles et flexures WSW-ENE  
        1) L'accident en bordure sud des plateaux de Kavacik et de Sakarca  
        2) L'accident de la bordure sud du massif du Çiçekbaba  
    C - Pendages et structures anticlinales et synclinales

II - LA TECTONIQUE TANGENTIELLE ..... 66  
    A - Le biseutage à l'intérieur de l'ensemble de Koycegiz  
    B - Les déplacements relatifs de l'ensemble de Koycegiz et de l'ensemble du Kepez tepe et les écaïlles tectoniques  
    C - Ultramaïfites et terrains métamorphiques

III - LA DIRECTION DE LA TECTONIQUE TANGENTIELLE ..... 68

CONCLUSIONS

I - RECONSTITUTIONS PALEOGEOGRAPHIQUES ..... 70  
II - HYPOTHESES OROGENIQUES ET PROBLEMES DE LA MISE EN PLACE DES ROCHES VERTES ..... 71  
    A - Origine exacte des ensembles structuraux  
    B - Problème de la mise en place des roches vertes

ADDENDUM

MINERALISATIONS ..... 74  
BIBLIOGRAPHIE ..... 76

LISTE DES PLANCHES

Planche I	Schéma structural de la Turquie .....	1
" II	Carte géologique de la bordure sud du Menderes .....	2
" III	Coupe synthétique .....	5
" IV	Schéma géographique .....	7
" V	Ensembles structuraux .....	10
" VI	Les ophisphérites d'Akyaka .....	18
	Litage dans les ultramafites du Ciç ekbaba .....	
" VII	Pyroxénolites à augite et grains d'olivine .....	19
	Pyroxène et olivine serpentinisée des harzburgites .....	
" VIII	Amphibolite à grenat et épidote .....	27
	Quartzite à lits d'épidote de chlorite et de muscovite .....	
" IX	Tableau des analyses chimiques .....	35
" X	Bloc calcaire avec sa croûte lavique dans les laves (Ağla) Radiolarites (Ağla) .....	37
" XI	Structure variolitique (échantillon 0194) .....	38
	Structure spilitique à augites et microlites d'albite .....	
" XII	Variation d'épaisseur des unités de l'ensemble de Köyceğiz .....	40
" XIII	Falaise à l'Est de Köyceğiz .....	42
" XIV	Colonne stratigraphique de l'ensemble de Köyceğiz .....	46
" XV	Bancs de grès et schistes du flysch sous une hutte de berger (Çamova tepe) .....	50
" XVI	Figures de sédimentation à la partie supérieure d'un banc de grès du flysch .....	51
	Grano-classement dans la sédimentation du flysch .....	
" XVII	Successions lithologiques observées dans l'ensemble du Kepez tepe .....	53
" XVIII	Calcaire à silex du Crétacé de l'ensemble du Kepez tepe (Kurudere) .....	55
	Petit plis dans ce même calcaire .....	
" XIX	Schéma tectonique .....	62
" XX	Plan de position des coupes .....	64
" XXI	Coupes sériées .....	65

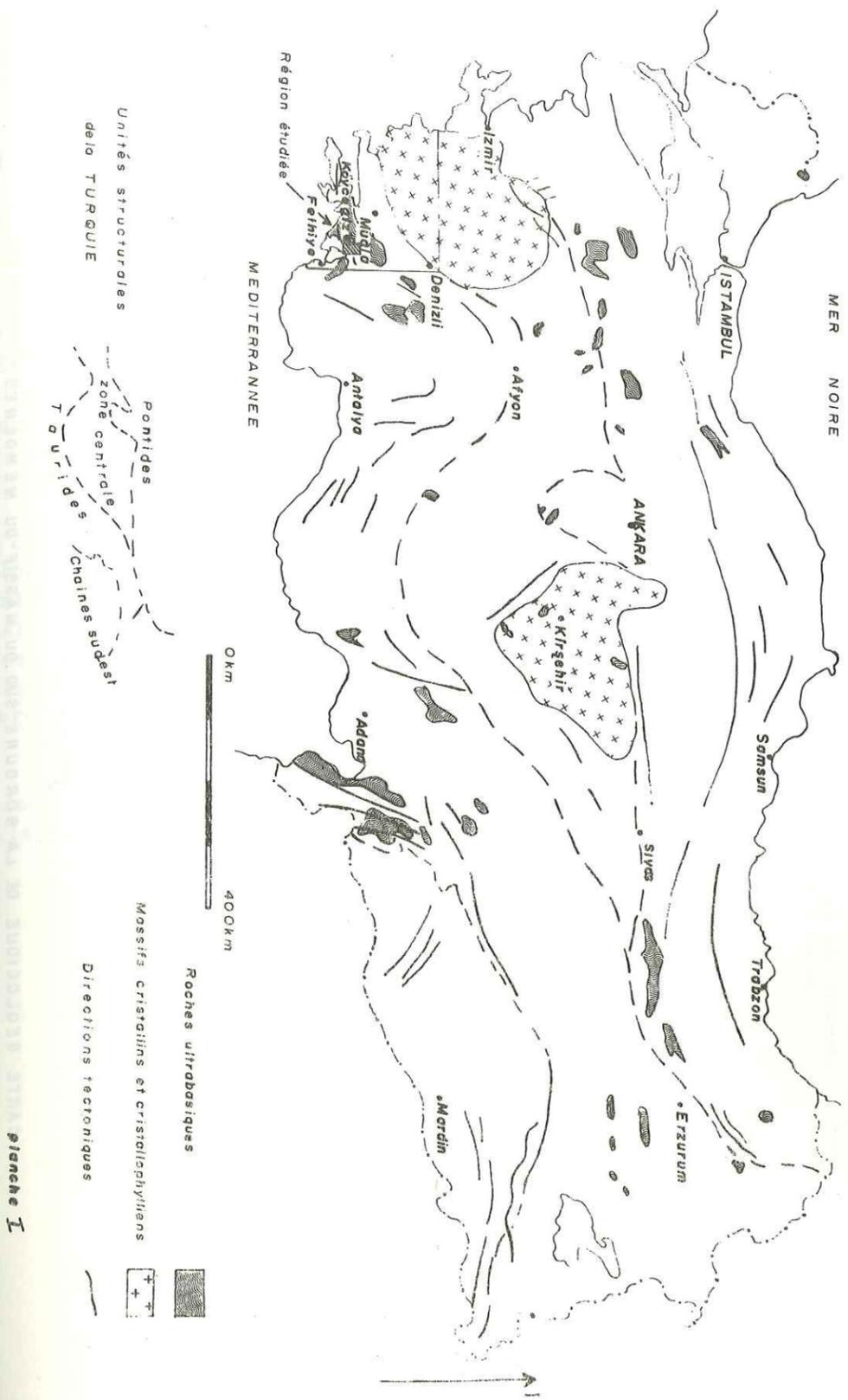


planche I

INTRODUCTION

Ce mémoire a été réalisé pour le M. T. A., INSTITUT DE RECHERCHE ET GEOLOGIE MINIERE DE LA TURQUIE, qui nous a demandé un lever cartographique géologique au 1/25 000 ; aussi avons-nous volontairement réduit cette étude à une description détaillée des terrains et des structures de la surface cartographiée.

Si nous avons essayé de retirer de ces recherches le maximum de conclusions directes et immédiates concernant la paléogéographie, c'est volontairement que nous sommes restés sur le plan régional. Cependant, devant l'ampleur et la diversité des faits géologiques rencontrés, nous n'avons pu résister au désir d'émettre quelques théories générales que nous avons groupées sous le nom d'hypothèses orogéniques. Ces hypothèses, liées à des considérations sur le problème particulier de la mise en place des ophiolites, formeront la conclusion de ce mémoire.

Enfin, c'est toujours en fonction du but cartographique que le lecteur trouvera, à la page suivante, un résumé destiné à la lecture rapide de la carte géologique dressée.

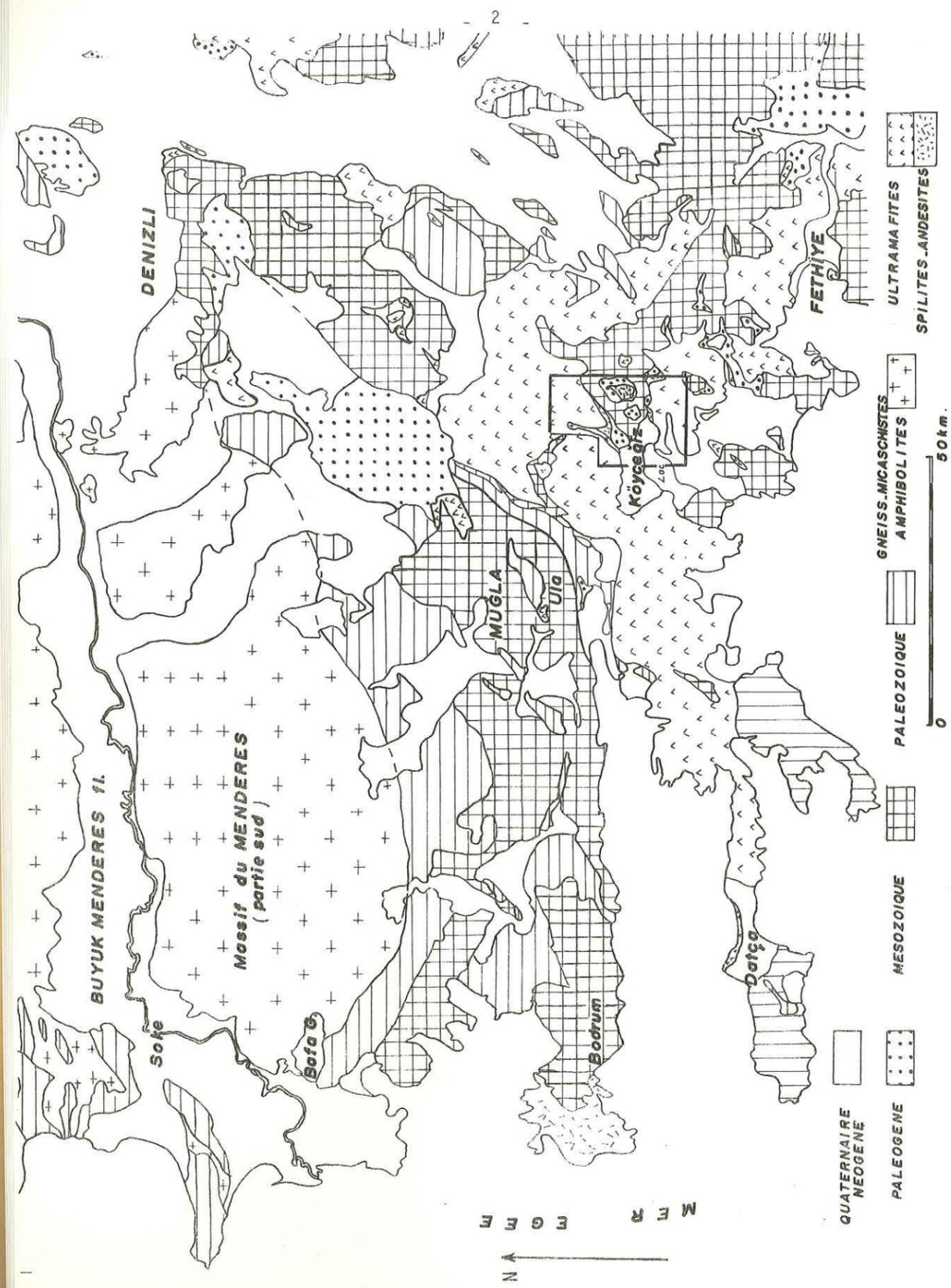


planche IV  
CARTE GEOLOGIQUE DE LA BORDURE SUD DU MASSIF DU MENDERES  
d'après la carte géologique de TURQUIE au 1/500000

# I - RESUME DESTINE A UNE LECTURE RAPIDE DE LA CARTE GEOLOGIQUE

Carte topographique utilisée : Turquie 1/25 000

Feuilles :

Fethiye 0 21b1

Fethiye 0 21a2

Denizli N21c4

Denizli N 21D3 (partie SE).

Seules les grandes unités structurales ont été soulignées ainsi que les grandes failles d'effondrement récentes. Quand la série se trouvait dans un ordre stratigraphique normal, les contacts anormaux ne correspondant qu'à un simple écaillage ont été peu marqués, afin de ne pas surcharger la carte.

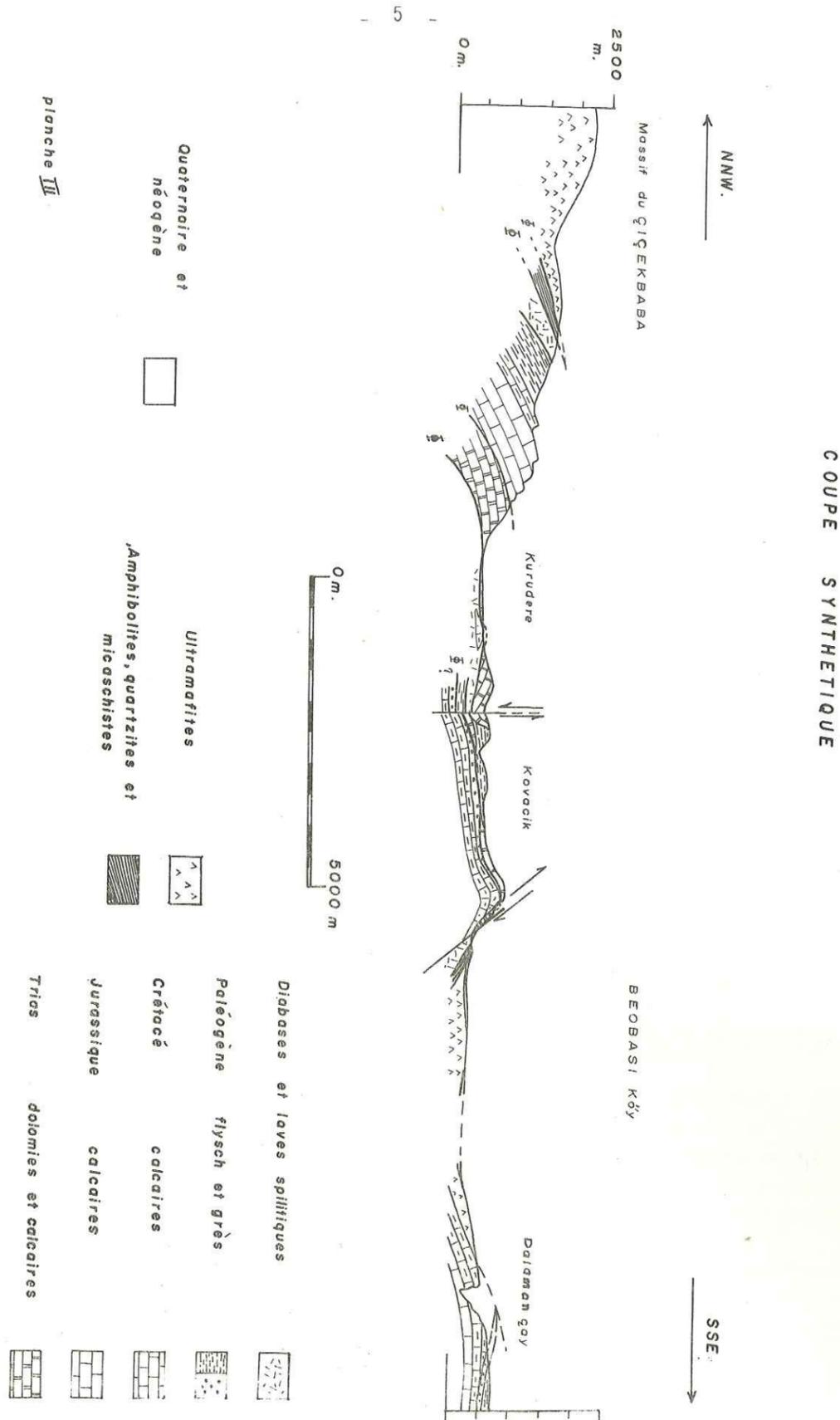
## La succession des niveaux lithologiques (cf. pl. III)

Les conglomérats quaternaires, les marnes et calcaires argileux à gastéropodes du Néogène reposent en discordance sur l'ensemble des formations.

Les ultramafites recouvrent à leur tour en discordance tectonique les autres formations. Le contact est jalonné d'écaillles de terrains présentant un métamorphisme régional.

Sous cette formation, des laves spilitiques et des diabases, ainsi que les terrains sédimentaires forment des ensembles se chevauchant, où nous retrouverons, du haut vers le bas :

- les laves et les diabases ;
- soit un flysch, soit une série détritique gréseuse qui appartiennent tous deux à l'Eocène-Oligocène (présence de débris de Priabonien ;
- un Crétacé à Albo-Aptien, Cénomaniens et Sénoniens déterminés. Il comprend, sous une série compréhensive de calcaires à silex, des calcilutites argileuses roses ou beiges et un petit niveau gréseux, non datés ;
- du Jurassique à Dogger et Malm déterminés, représentés par une série de calcaires à silex (calcilutites à calpionelles), où s'intercalent des niveaux oolitiques (Dogger) et des calcaires graveleux au sommet ;
- le Trias dolomitique et calcaire daté du Norien.



## II - SITUATION ET DESCRIPTION GEOGRAPHIQUES (cf. pl. IV)

La région étudiée se trouve au SW de la Turquie, dans le Vilayet de Muğla, à la limite de l'antique Carie du Sud et de la Lycie orientale. Elle englobe dans ses limites la ville et le lac de Köyceğiz à l'Ouest, au Nord Ouest le petit village de Ağla et elle est traversée au Sud Est par le fleuve Dalaman. C'est un pays au relief vigoureux, qui fait varier les altitudes du niveau 0 m au lac de Köyceğiz à 2 290 m au Nord.

Deux types de morphologie s'opposent : des falaises aux couleurs grises et blanches tranchent sur des formes plus molles aux teintes ocres et rouilles. Cette dualité se retrouve sur la carte géologique où des terrains sédimentaires correspondant aux teintes claires de la région émergent au milieu des masses sombres des terrains éruptifs.

Les plaines basses sont riches en cultures et en arbres fruitiers, mais la forêt constitue une des grandes richesses naturelles de ce pays où, suivant l'altitude et le degré d'humidité, poussent soit des arbres d'essences rares comme le *Liquidambar orientalis* ou arbre à encens, soit le *Pinus pinea* et surtout le *Pinus nigra*, qui couvre les montagnes de forêts soigneusement protégées et entretenues.

En ce qui concerne les unités géographiques, nous avons observé la succession suivante, du Nord au Sud :

- un massif montagneux qui culmine à 2 295 m au Çiçekbaba. C'est ce nom que nous avons employé de préférence à celui de Sandrasdag qui couvre le massif tout entier ; le nom de Sandrasdag se trouve sur les cartes à plus petite échelle, mais il est peu employé dans la région même. C'est dans un creux à mi-pente du flanc SW de cette montagne que se trouve le village d'Ağla déjà cité.
- Au Sud de ce massif, le relief s'abaisse brutalement par une falaise, pour former deux plateaux que sépare le ravin du Kurudere. Ce sont les plateaux de Kavacık Çayhisar à l'E et de Sakarca à l'W.
- Ensuite une zone effondrée correspond à la plaine de Beobasi, bordée de collines, qui se relève doucement vers le Sud. Cette plaine se ferme à l'Est et s'ouvre à l'Ouest sur la cuvette du lac et de la plaine de Köyceğiz.

## III - SITUATION GEOLOGIQUE (cf. pl. I)

La Turquie est citée traditionnellement comme le trait d'union entre les zones alpines européennes et asiatiques. Effectivement elle prolonge d'Ouest en Est le caractère géologique tourmenté des zones égéennes et dinariques, s'allongeant entre les deux blocs stables que sont la plateforme russe et le massif arabo-syrien.

Nous ne reprendrons pas les divisions établies du Nord au Sud en Pontides, Anatolides, Taurides, Iranides et plis bordiers anatoliques et iraniens. Nous dirons simplement que, d'un point de vue plus géographique

LIMITE DES COLLINES BORDIERES DE LA PLAINE DE BEOBASI

FALAISES  
ROUTE  
PONT  
RIVIERE

KÖY : VILLAGE  
DERE : RAVIN  
TEPE : SOMMET

2000 m.

N

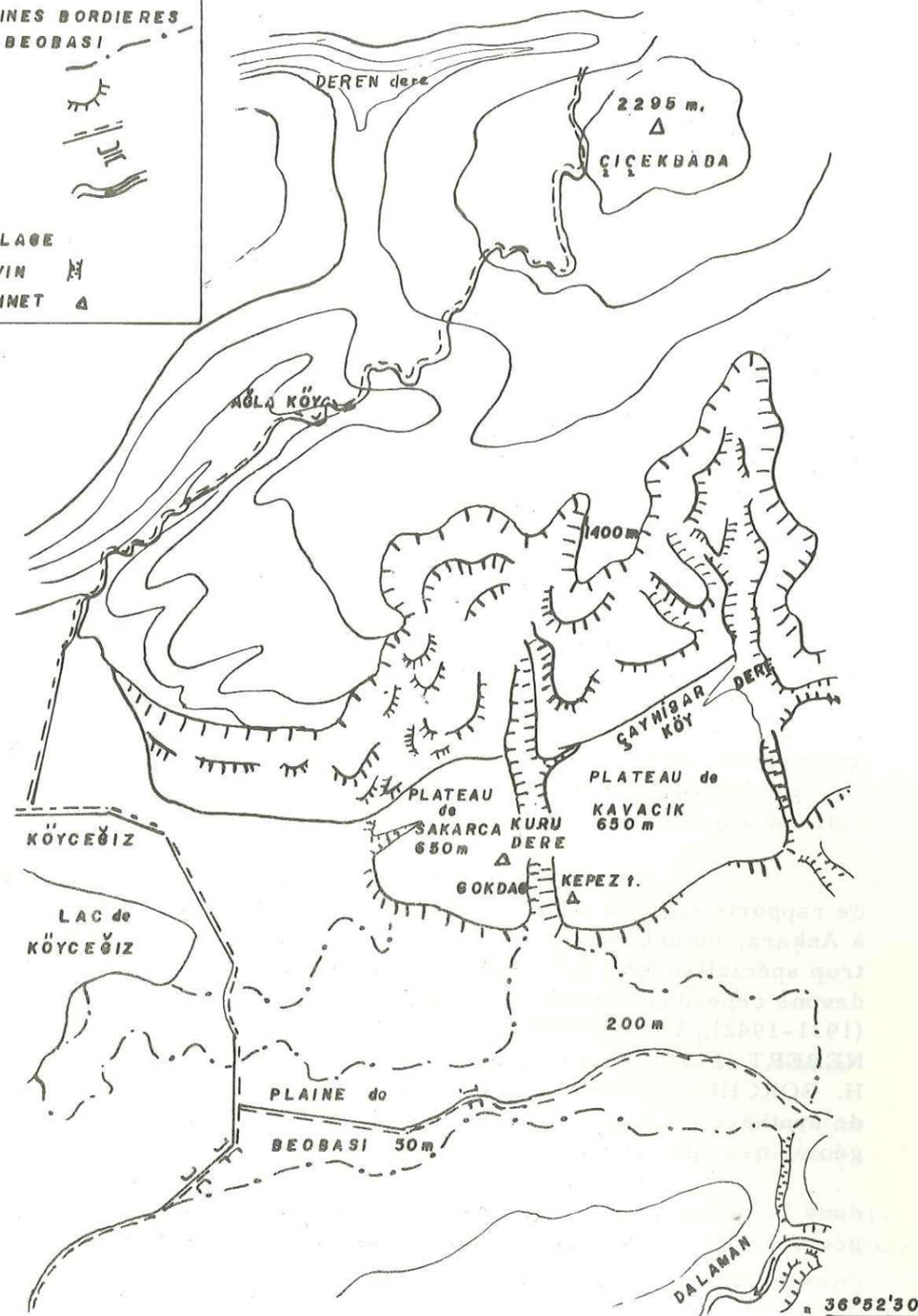


PLANCHE IV

SCHEMA GEOGRAPHIQUE

28° 57' 30" 36° 52' 30"

que géologique, nous nous trouvons dans le prolongement ouest du Taurus, formant la liaison entre les Taurides ou les Iranides et les plis égéens. Stratigraphiquement, un net caractère mésogéen apparaît dans la partie sud de la Turquie au Mésozoïque, mais l'orogène "alpin" individualise de façon extrême les domaines de sédimentation tertiaire. Nous retiendrons cependant deux traits caractérisant la Turquie ; l'un concerne les structures, l'autre le volcanisme.

Il y a un véritable enroulement des structures autour de noyaux de terrains "durs" cristallins et cristallophylliens, surtout dans la moitié ouest de la Turquie, avec le massif de Kirşehir à l'E. d'Ankara et le massif du Menderes au SE d'Izmir. C'est à la bordure sud de ce massif que se rattachent les grandes lignes de la région étudiée.

D'autre part un volcanisme basique et ultrabasique se répartit sur toute l'étendue de la Turquie et, semble-t-il, à différents niveaux stratigraphiques. Nous retrouvons aussi ce deuxième caractère avec une importance particulière dans la région étudiée.

#### IV - TRAVAUX ANTERIEURS

Cette région du Sud Ouest de la Turquie a été peu étudiée avant 1964. Cependant nous pouvons signaler le passage, en 1912, de A. PHILLIPSON, qui avait appelé cette région la Süd-Karische-Faltengebirge ; il en avait noté les grandes lignes tectoniques correspondant à une phase d'effondrement et la présence d'une série mésozoïque à cherts lités et à Trias dolomitique à Diplopores à la base, série qu'il avait rapprochée de celle du Pinde-Olonos de Grèce.

La présence de mines de chrome a donné lieu à une série de rapports souvent inédits, qui se trouvent dans les archives du M. T. A. à Ankara, ou ont été publiés dans les annales de cet organisme. Leur but trop spécialisé leur fait négliger la géologie générale de la région. Nous devons cependant signaler à ce sujet les publications de H. HENCKMAN (1931-1942), V. KOVENKO (1945-1949), G. HIESSLEITNER (1951), K. NEBERT (1954), H. COLIN (1954), H. FLUGEL (1955), E. ALTINLI (1955), H. BORCHERT (1960). Mais le travail le plus important et le premier essai de synthèse est celui de G. Van der KAADEN et K. METZ, avec une carte géologique au 1/100 000 de la région.

Depuis 1964, un important travail d'ensemble a été réalisé dans la région et une série de cartes au 1/25 000 a été dressée par plusieurs géologues travaillant en étroite collaboration en un groupe dont l'auteur de cet ouvrage fait partie avec :

J. P. BASSAGET (thèse de l'Université de Grenoble, 1966)

P. de GRACIANSKY (rapports M. T. A. 1963-64)

F. RICHARD (thèse en cours d'impression)

I. YILMAZ (thèse de l'Université de Grenoble, 1966)

De l'ensemble de ces travaux, nous pouvons donner une coupe schématique recoupant les structures du N au S avec, en succession normale :

- les gneiss du Menderes formant le soubassement ;
- des micaschistes ;
- des calcaires métamorphiques paléozoïques supérieurs et mésozoïques ;

et, en contact anormal :

- une zone hétérogène dont fait partie la région étudiée, avec des terrains éruptifs, des terrains métamorphiques et des terrains sédimentaires allant du Permo-Carbonifère au Néogène. Ces terrains présentent une structure en écaillles et semblent chevaucher une série sédimentaire différente selon les descriptions de J. P. BASSAGET, série sédimentaire apparaissant vers le SSE.

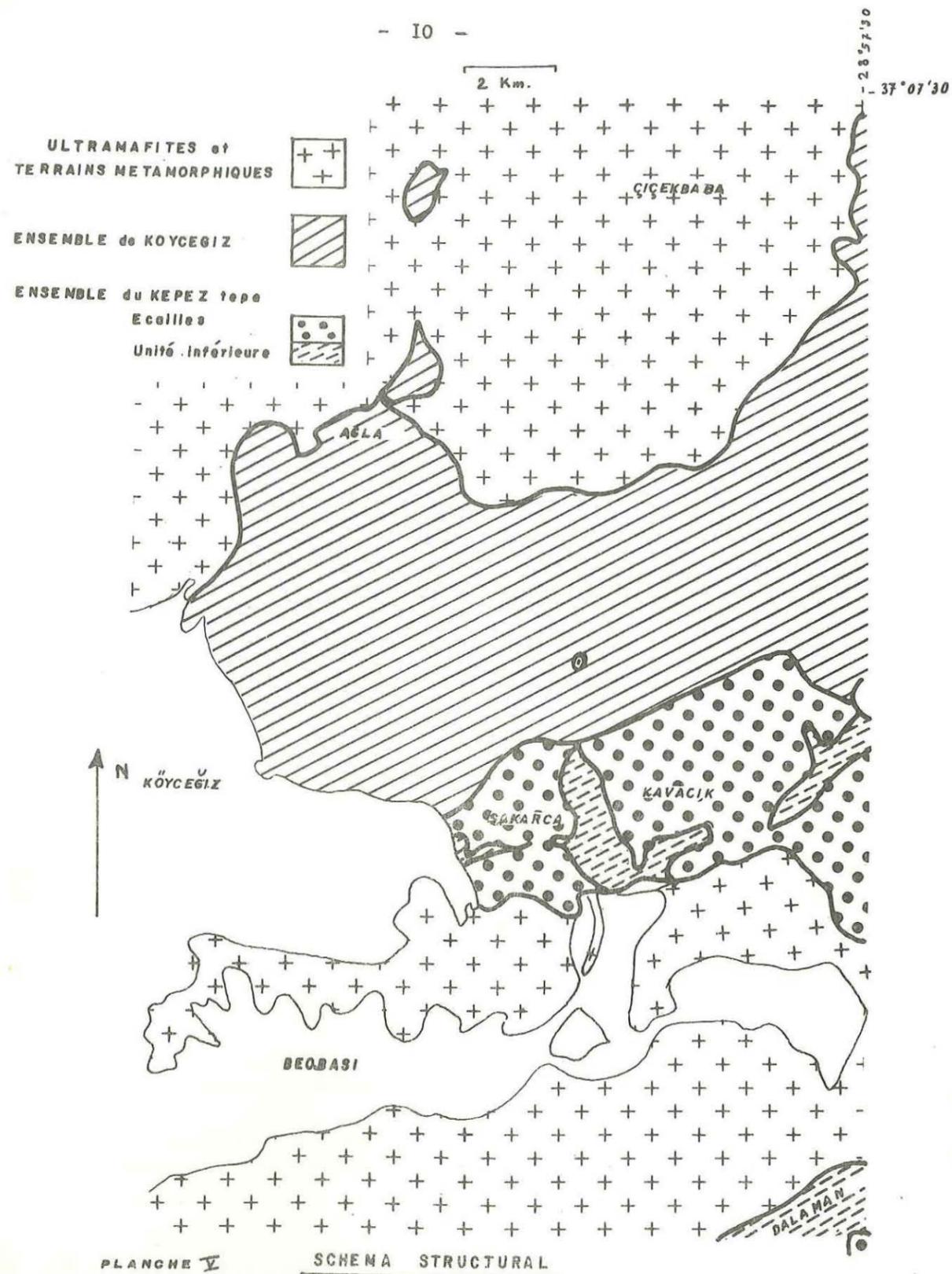
Enfin, la mer, unité géographique, limite vers le Sud le domaine d'investigation ; le dernier témoin de cette zone hétérogène semble être l'île de Rhodes, que l'on pouvait voir des sommets de la région de Köyceğiz.

#### V - PLAN GENERAL D'ETUDE

Les formations quaternaires et néogènes mises à part, une coupe schématique donne de haut en bas :

- des ultramafites ;
- des écaillles de terrains métamorphiques ;
- des laves spilitiques et des diabases ;
- des terrains sédimentaires, avec :
  - un ensemble supérieur nord, que nous appellerons ensemble de Köyceğiz ;
  - un ensemble inférieur nord que nous appellerons ensemble du Kepez tepe, auquel doit s'ajouter la coupe du Dalaman au Sud de la zone cartographiée.

C'est cet ordre que nous suivrons dans le plan général, décrivant en plus, dans le chapitre des terrains sédimentaires, le Néogène et le Quaternaire.



Nous terminerons l'étude par :

- la tectonique ;
- un essai de reconstitution paléogéographique ;
- le problème de Roches vertes et les hypothèses orogéniques ;
- un addendum avec un répertoire des minéralisations rencontrées et une liste bibliographique.

LES ULTRAMAFITES

Les ultramafites couvrent à elles seules la moitié environ de la surface cartographiée, sur une épaisseur pouvant dépasser 1 000 m. Mis à part un petit lambeau de Néogène qui flotte sur la masse des ultramafites au Sud de Beobasi, elles représentent le toit des formations de la région.

Le contact est discordant sur l'ensemble ; en effet nous retrouvons indistinctement au mur des terrains métamorphiques, des laves spilitiques ou des terrains sédimentaires.

Leur caractéristique essentielle est ici leur grande homogénéité. Les seules anomalies qui se rencontrent dans la masse des péridotites sont représentées par des microgabbros en dykes ou en filons, ainsi que des lits décimétriques de pyroxénolites au pendage régulier à l'échelle des massifs.

Des gîtes de ségrégation de chromite se répartissent également de façon quelconque dans les péridotites et il est impossible de localiser le phénomène de serpentisation. La seule exception à cette homogénéité est formée par la présence au mur d'ophisphérites et de rodingites.

I - LES PERIDOTITES (Echantillons 1, 1d, 0268, 3, 169)

Leur structure est grenue et le fond est essentiellement constitué de cristaux d'olivine plus ou moins serpentinisés ; des pyroxènes le parsèment. Elles présentent par endroits de la picotite et de la chromite en plages englobant les autres minéraux.

A) L'olivine

Ses caractéristiques optiques indiquent un fort pourcentage en MgO (> 70 %), avec un angle d'axe 2 V > 80°, ce qui rejoint les résultats d'analyses chimiques où pour 1 107 molécules de MgO on trouve, déduction faite de la magnétite virtuelle, 30 molécules de FeO.

Les cristaux d'olivine sont diaclasés et les diaclases remplissent le plus souvent de serpentine. Dans l'échantillon 0270 les morceaux d'olivine s'altèrent en bordure de façon progressive en un minéral coloré dans les bruns en L. N. et présentant une biréfringence notable (iddingsite ?).

B) Les pyroxènes

Deux types de pyroxènes ont été déterminés :

- 1) Les pyroxènes orthorhombiques :
  - bronzite (2 V = - 86° environ)
  - enstatite (+ 76° < 2 V < + 84°  
MgO > 80 %)

- 2) Les pyroxènes monocliniques :
  - clinoenstatite (2 V = 36°)
  - augite

Cette augite se présente en fines lamelles, à forte biréfringence, séparées par des clivages cataclastiques ; elle a en fait été déterminée aux rayons X :

I = intensité    M = moyenne  
F = forte  
TF = très forte  
d = distance réticulaire

d	I	d	I	d	I	d	I
3,21	M	2,55	M	1,82	F	1,50	M
2,48	TF	2,51	F	1,74	F	1,41	TF
2,93	F	2,29	M	1,61	F	1,32	F
2,87	M	2,14	F	1,55	M	1,27	M
		2,03	M	1,52	TF		

3) Répartition des pyroxènes

Les enstatites et les bronzites forment la majeure partie des pyroxènes qui parsèment sans ordre les péridotites de la région, d'où le nom de harzburgites attribué à ces dernières. Cependant dans le massif du Çiçekbaba, au-dessus de 2 000 m, l'érosion est plus intense et la végétation nulle ; aussi peut-on observer un litage de l'ordre du décimètre avec une alternance de lits de pyroxénolites, de dunites à chrome et de péridotites à orthopyroxènes (harzburgites). Le litage est régulier à l'échelle de petits massifs. C'est dans ces lits de pyroxénolites que se trouvent des pyroxènes monocliniques, augites principalement, avec de rares clinoensta-

tites. Il faut noter le faciès cataclasé de ces augites déjà décrites.

C) Serpentinisation

Un réseau de diaclases remplies de serpentines et une altération en lentilles reproduisent en grand ce qui s'observe dans les olivines au microscope. Il n'y a pas ici à proprement parler de serpentinites, mais des péridotites altérées et il reste toujours les fantômes de grains d'olivine et de pyroxène dans les échantillons les plus serpentinisés.

L'échantillon 0270 présente au microscope des produits d'altération qui, colorés en jaune en L.N., ont une biréfringence plus élevée que la serpentine et ressemblent à des phyllites, chlorites ou micas.

Il est difficile d'émettre ici une hypothèse sur la formation de la serpentine ; il est cependant certain qu'une partie est liée à la tectonique. Toutes les diaclases sont en effet recouvertes d'une mince pellicule de serpentine. Une autre partie, liée aux altérations en boules, doit provenir des circulations d'eau, au moins dans les parties superficielles. Il n'en reste pas moins que l'altération généralisée même dans les parties en apparence les plus saines et à une échelle microscopique, reste énigmatique.

D) Composition chimique

Une analyse effectuée sur une harzburgite (échantillon n° 1) a donné, suivant le calcul C. I. P. W. LACROIX, la composition virtuelle suivante :

82,2 % d'olivine	(	
1 % de pyroxène	)	
6 % de magnétite	(	pourcentage pondéral
3,4 % d'albite	)	
8 % d'H <sub>2</sub> O.	(	

La faiblesse en pyroxène est à noter et correspond aux observations. Mais il est curieux de constater la possibilité de formation de plagioclases. En fait cette présence de sodium, qui a conduit à former de l'albite, doit correspondre à la serpentine.

II - FACIES PARTICULIERS

Au mur les ultramafites présentent le plus souvent une zone à forte serpentinitisation. Au SE de Kavacik, en rive droite du ravin qui descend

de Çayhisar, une véritable brèche (échantillon 74) à éléments de péridotites marque la limite inférieure des ultramafites. Il y a confirmation en ce point du contact anormal qui sépare ultramafites et diabases sous-jacentes.

Dans cette zone de bordure se trouvent également des blocs arrondis pouvant même s'entasser en coussins. Il est possible de voir un de ces blocs sur la route de Köyceğiz-Ağla, un peu après le début de la forêt, à l'endroit où la route recoupe pour la deuxième fois la limite inférieure des péridotites. Plusieurs sont bien représentés dans la région d'Akyaka, sur le chemin de Çokmaçat-Çayhisar. En bordure du chemin se trouvent des rodingites (échantillon 23) ; dans le ravin qui se trouve à gauche en montant, à 500 m plus au N, affleure une série d'ophisphérites superposées (échantillon 67).

A) Les ophisphérites

Echantillon 67

Composition : augites  
serpentine, chlorites (pennine)  
sphène, hématite.

Structure microlitique porphyrique.

Des phénocristaux d'augite flottent dans une pâte formée de microlites difficilement identifiables. Il peut, cependant, y être reconnu des fibres de pennine, de petits pyroxènes et des granules de sphène. Il y a apparition de plages isotropes et transformation de phénocristaux en serpentine.

Le bord de ces ophisphérites à structure et composition se rapprochant des basaltes, est serpentinisé.

B) Les rodingites

Echantillon 23

Une lame mince taillée en bordure de ces rodingites montre, du bord au centre :

- une partie externe complètement chloritisée en pennine avec des lits concentriques de ripidolite. Lorsqu'on s'écarte du bord, les agrégats de plages lamelleuses de ripidolite semblent prendre la forme et la place de phénocristaux automorphes. En même temps les plages amorphes prennent de plus en plus d'espace.

L'ensemble de la lame est parsemé de minéraux opaques

(oxydes de fer) et de petits granules de sphène.

Des déterminations effectuées aux rayons X par M. VUAGNAT, J. P. BASSAGET, A. FRANCONI, ont donné une composition de grossulaire à ce matériel d'apparence amorphe au microscope.

Il est curieux de noter dans ces rodingites cette concentration, en bordure, des éléments alumineux et ferro-magnésiens, alors que le centre semble exclusivement calcique et silicaté.

L'origine de ces ophisphérites et de ces rodingites ne peut être expliquée ici. Il faut noter cependant leur présence en bordure des ultramafites, ce qui semblerait apporter une preuve de l'hypothèse de formation tectonique émise par M. VUAGNAT et L. PUZZTASZERI (1962).

### C ) Les microgabbros

Ils sont répartis dans la masse des ultramafites, soit sous forme de dykes, soit sous forme de filons. Le contact avec les péridotites est franc, marqué parfois par une zone serpentineuse. L'origine de cette zone peut s'expliquer peut-être en considérant la tectonique qui atteint les ultramafites et les différences de dureté qui séparent les intrusions de la masse intrusée. Compacts, souvent peu altérés par rapport aux péridotites environnantes, les microgabbros présentent une texture doléritique visible à la loupe.

#### Echantillon 63

Représentatif de l'ensemble des intrusions de ce type, cet échantillon a été prélevé dans le ravin qui rejoint à l'Est le bassin de Beobasi au Dalaman.

Composition : plagioclase (oligoclase-andésine)  
pyroxène (augite)  
amphibole (hornblende brune)  
chlorite (antigorite)  
ilménite, épidote.

Structure intersertale.

Les feldspaths forment la trame de la roche, en prismes trapus ; des macles polysynthétiques montrent un angle d'extinction faible (15° à 0°), mais à réfringence moyenne (> 1,5) indiquant 20 à 30 % d'anorthite.

La matrice interstitielle semble formée d'augite et de feldspaths par endroits. Les amphiboles proviennent de la pseudomorphose des augites avec en plus, formation de quelques cristaux automorphes. La

chlorite pseudomorphose amphiboles et augites.

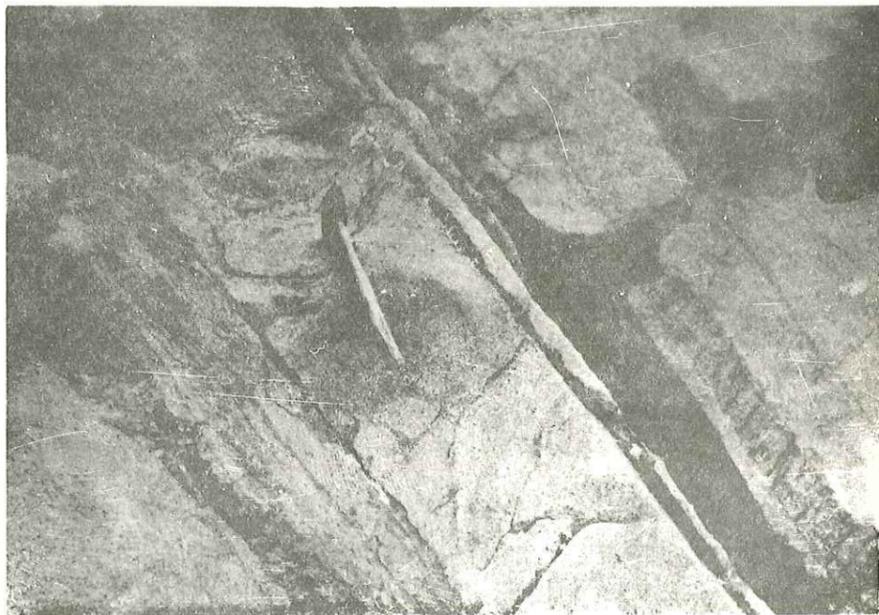
Deux phases se superposent dans la formation de cette roche. La première correspond à la formation d'une diabase intersertale à augites et plagioclases, la deuxième à une destabilisation des pyroxènes, transformés en hornblende brune, cette destabilisation pouvant s'être poursuivie jusqu'au stade chlorite. Les conditions de cette succession de phases peuvent provenir de deux phénomènes différents :

- soit il y a eu ascension lente du magma et cristallisation avec variation progressive des conditions de formation ;
- soit mise en place d'une diabase intersertale soumise ensuite à un début de métamorphisme auquel auraient également été soumises les péridotites.

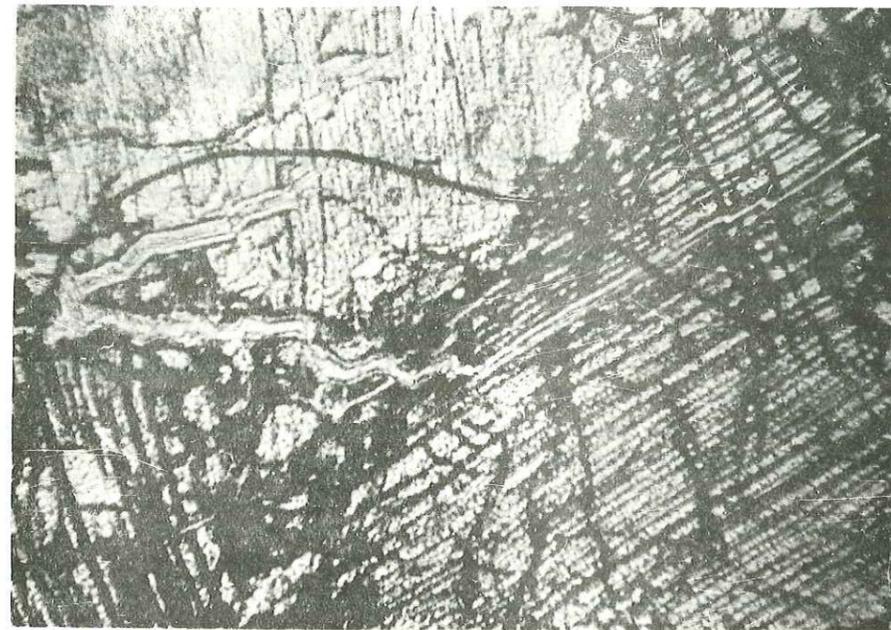
L'absence de manifestation probante de métamorphisme dans les péridotites nous incline à choisir la première hypothèse.



Les ophisphérites d'AKYAKA

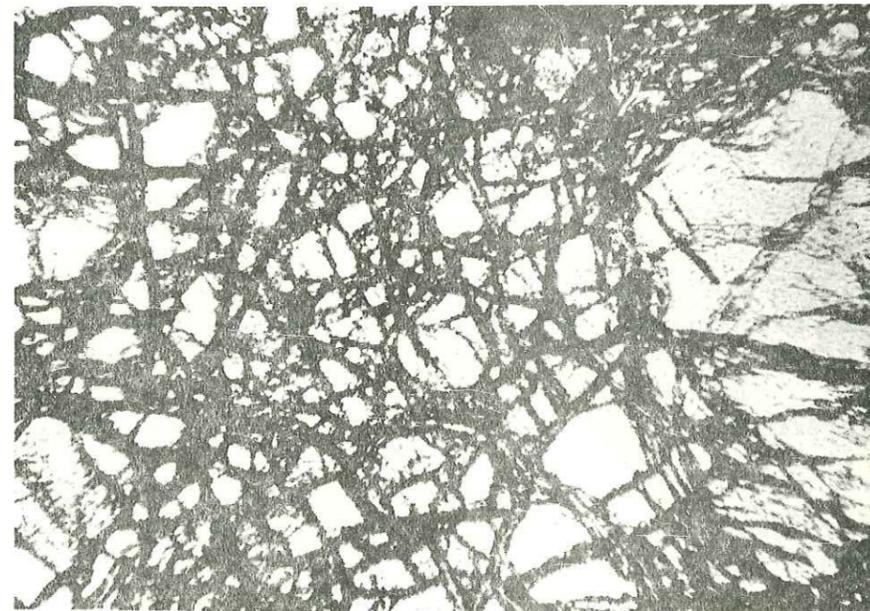


Litage dans les ultramafites du ÇIÇEKBAĞI, Planche VI



Pyroxénolites à augite et grains d'olivine.

0,1 mm.



Pyroxène et olivine serpentinisée des harzburgites. Planche VII.

LES ECAILLES DE TERRAIN METAMORPHIQUE

Leurs gisements se situent exclusivement en bordure des ultramafites sous lesquelles elles semblent plonger. De plus, au Nord de Agla elles réapparaissent une première fois dans une demi-fenêtre dégagée par l'érosion et il est possible de les retrouver à une dizaine de kilomètres vers le Nord Ouest, au-delà de la zone cartographiée.

Aucun passage continu ne semble relier ultramafites et terrains cristallophylliens ; par contre le contact est souvent tranché, marqué par une zone serpenténeuse, et fait penser à un contact tectonique. Il en est de même avec les terrains qui se trouvent au mur des écaïlles et qui sont surtout constitués de laves spilitiques ou d'argilites à radiolaires.

Les affleurements les plus importants se trouvent au Nord Ouest dans la région de Agla ; leur épaisseur atteint ici 600 m. Vers le Sud Est de petites écaïlles ne représentent plus que des témoins dont la fréquence et l'épaisseur diminuent considérablement vers le SSE.

Aussi ferons-nous surtout une étude des écaïlles de Agla, y rattachant celles qui constituent les lambeaux entraînés, semble-t-il, par les ultramafites.

Une coupe schématique dans cette région montre :

- un substratum formé de laves et d'argiles rouges à radiolaires ;
- une zone de terrains à aspect de schistes sériciteux et de micaschistes verts ou roses, où se rencontrent des bancs calcaires et des bancs de quartzite. Cette zone prend une importance considérable vers le Nord pour disparaître vers le Sud ;
- des terrains durs où apparaît une texture de gneiss avec des quartzites et des amphibolites. C'est surtout ce type de terrains qui subsiste en lambeaux vers le Sud, que ce soit en bordure du Çiçekbaba, ou des péridotites du bassin de Beobası.

L'étude détaillée de ces écaïlles de terrain métamorphique donne de précieux renseignements quant à leur origine et à leur position tectonique.

Nous verrons en effet que leur type de métamorphisme exclut un métamorphisme de contact au profit d'un métamorphisme régional anormal eu égard à leur position stratigraphique.

De plus, sans que l'on puisse parler de série, une certaine zonéographie permet de prouver qu'il y a eu renversement de ces écaïlles. Le but de ce chapitre sera donc d'essayer de retrouver le type de la série métamorphique originelle.

I - DESCRIPTION

Les descriptions d'échantillons ont été faites en essayant de regrouper les mêmes types de roches présentant un degré de métamorphisme croissant. Ils ont été prélevés en bordure du sentier qui de Agla mène au Deren dere.

Echantillon 0142

Schiste sériciteux quartziteux à épidote.

Composition : quartz  
chlorite  
biotite  
granules d'épidote (pistacite) et de sphène  
hématite

Le quartz et un mélange d'aiguilles de chlorite et de biotite associées à des granules d'épidote, se partagent le fond de la lame. Cependant les éléments ferromagnésiens et calciques présentent un début de concentration en lits millimétriques soulignés, en lumière naturelle, par la coloration verte des chlorites et leurs exsudats d'oxydes de fer.

Echantillon 0143

Quartzite phylliteuse épidotitique, à lits colorés en rose.

Composition : quartz engrené  
épidotes : pistacite et piémontite  
muscovite  
hématite

La roche montre principalement du quartz en fond continu. Il s'y surajoute de l'épidote manganésifère (piémontite), dont les concentrations en aiguilles forment des lits.

Echantillon 0157

Schiste sériciteux quartziteux à épidote.

Composition : quartz  
chlorite  
muscovite  
épidotes (pistacite, zoisite)

La structure est identique à la précédente, mais il faut y

ajouter la présence de cristaux de quartz plus importants et de chlorite automorphe en lamelles flexueuses.

Echantillon 0201

Cette quartzite phylliteuse est identique aux échantillons précédents, avec pour composants :

- quartz
- chlorite
- muscovite hématisée
- épidote (piémontite)

Echantillon 0301

Quartzite phylliteuse

Composition :

- quartz
- muscovite
- grenat
- épidote (piémontite)

Les cristaux de muscovite prennent ici une taille supérieure et il faut noter la présence de grenat.

Echantillon 0163

Micaschiste quartziteux à épidote.

Composition :

- quartz
- biotite
- feldspath (plagioclase damouritisé)
- grenat
- épidote et oxydes métalliques

La biotite donne une structure lépidoblastique orientée à la roche. Les plagioclases automorphes sont entièrement altérés en épidote et séricite.

Echantillon 0174

Micaschiste quartziteux.

Composition :

- quartz
- biotite décolorée

feldspath (plagioclase :  $\alpha \leq 10^\circ$ )

grenat

oxydes métalliques (de fer et de manganèse)

Cet échantillon de structure semblable au précédent a été prélevé aux épontes d'une concentration importante de minerais de manganèse exploités.

Echantillon 0154

Schiste à épidote

Composition :

- quartz
- épidote
- actinote
- hornblende verte

Epidote et quartz forment le fond de la roche. De nombreuses actinotes aciculaires donnent une orientation. Des cristaux de hornblende verte se répartissent irrégulièrement dans l'ensemble.

Echantillon 0155

Schiste à actinote.

Composition :

- actinote
- épidote (pistacite)
- hornblende verte
- sphène

L'épidote se répartit en petits cristaux sur les fibres aciculaires d'actinote qui forment l'essentiel de la lame. Quelques cristaux de quartz et de feldspath complètement altérés en épidote parsèment la roche.

Echantillon 0160

Amphibolite à grenat.

Composition :

- hornblende verte
- grenat almandin
- épidotes (pistacite - clinozoisite)

En lame mince la structure apparaît grenue, sans orientation.

Les éléments sont bien cristallisés. L'almandin a été déterminé aux rayons X donnant les distances réticulaires avec les intensités suivantes :

d	I	d	I	d	I
2,88	M	2,11	f	1,55	F
2,58	TF	1,92	M	1,44	M
2,36	M	1,88	M	1,29	M
2,28	f	1,60	TF		

## II - GENESE

La description de cette série montre une grande variété de compositions, depuis les éléments ultrabasiques (échantillon 0160) jusqu'aux bancs quartziteux. Il faut y ajouter en outre des bancs de calcite, intercalés.

On peut penser à une origine sédimentaire détritique, à grains de quartz et traces de calcite ou d'argiles pour la plupart des quartzites phylliteuses à épidote. Par contre les roches ultrabasiques uniquement à amphiboles et grenat doivent provenir de roches éruptives ultrabasiques, leur caractère éruptif étant souligné par la présence de sphène.

Entre ces deux cas extrêmes, il est difficile de donner une préférence à l'origine ortho ou para. Toutefois la présence de fantômes d'albite, instable aux conditions de formation des autres minéraux permet de supposer une origine ortho pour les échantillons 0163 et 0164, à moins qu'il n'y ait eu rétro-morphose.

Il semble donc que la série originelle soit une série sédimentaire à majorité détritique et présence de bancs de calcaires, avec des intercalations d'éléments éruptifs, la partie sommitale de la série étant constituée par des roches éruptives ultrabasiques.

La présence de manganèse se manifeste à presque tous les niveaux par de la piémontite et même des minerais de manganèse.

## III - LE METAMORPHISME

A - Le type peut déjà en être déterminé par l'observation directe sur le terrain : d'une part la texture est orientée, d'autre part la présence de hornblende verte nécessite une température de formation assez élevée.

Nous pouvons donc dire que nous sommes en présence de thermodynamo-métamorphisme impliquant une pression élevée et une source de chaleur (H. G. F. WINKLER).

Par ailleurs la texture observée sur le terrain indique des écaillés renversées avec les schistes sériciteux à la base et une texture de gneiss au sommet.

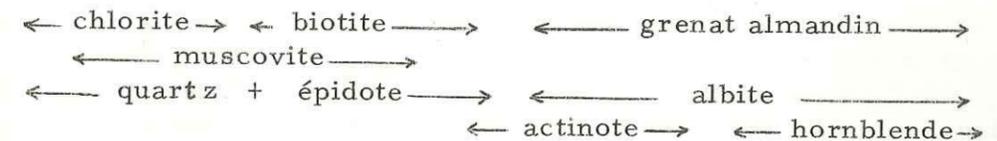
### B - Le degré

Chaque série possède des caractéristiques qui lui sont propres ; cependant nous essaierons d'établir un parallèle avec la série de faciès de type Barrow en utilisant la classification de F. J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960).

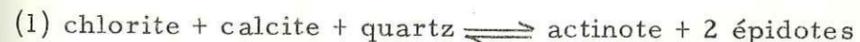
En reprenant les minéraux principaux à partir des terrains les plus métamorphiques vers les moins métamorphiques, nous avons :

- dans l'échantillon 0160 : de la hornblende verte et du grenat almandin,
- " " " 0155 : cette hornblende verte n'existe plus que dispersée et altérée, par contre l'actinote forme le fond de la lame, accompagnée d'un peu d'épidote,
- dans l'échantillon 0154 : des plagioclases sont complètement damouritisés ; des restes d'actinote se transforment en épidote et quartz,
- dans les échantillons 0174 et 0163 : à côté des fantômes de plagioclases il y a apparition de la biotite,
- dans les échantillons 0157, 0201 et 0301 : chlorite et muscovite constituent les phyllites, toujours accompagnées d'épidote

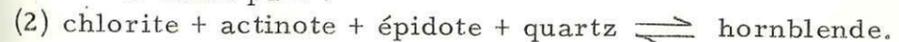
Il y a ainsi les successions de minéraux :



La calcite ne réagit pas avec le quartz seul, mais en présence de chlorite :



D'autre part :



Le domaine d'équilibre de la réaction (1) est celui du groupe B 1-2 (Barrow n° 1 - 2) "quartz-albite-épidote subfaciès". Le domaine d'équilibre de la réaction (2) est celui du groupe B 1 - 3 : "quartz - albite - épidote - almandin subfaciès". Le métamorphisme doit être supérieur à celui de ce groupe pour l'échantillon 0160, où l'actinote a complètement disparu, ce qui pourrait correspondre au groupe B II - 3 "almandin-staurotide faciès". B I correspond au faciès des schistes verts "greenschist faciès" B II à l' "almandin-amphibolite faciès".

C'est au groupe B II - 3 que nous pouvons rattacher l'échantillon 42 correspondant à une écaille située au Sud de Sarkaca.

Echantillon 42

Composition : plagioclase albite ( $\alpha = 15^\circ$ ,  $2V = + 80^\circ$ )  
hornblende verte  
épidote (pistacite)  
sphène  
grenat

Les feldspaths forment le fond de la lame ; déformés, ils attestent des efforts tectoniques subis par la roche. Les amphiboles marquent l'orientation de la roche. Des petits cristaux de sphène semblent confirmer l'origine ortho de cette roche, qui pouvait être une albitite.

CONCLUSIONS

Nous avons donc des terrains métamorphiques correspondant à l'origine à une série détritique et éruptive. Le degré et le type de métamorphisme sont semblables à ceux du "greenschist facies" de faible température analogue à "l'albite épidote amphibolite faciès" de J. VOGT et P. ESKOLA. Cela correspond également aux zones épi et meso des micaschistes sériciteux et micaschistes à deux micas dans le cas d'une série pélitique.

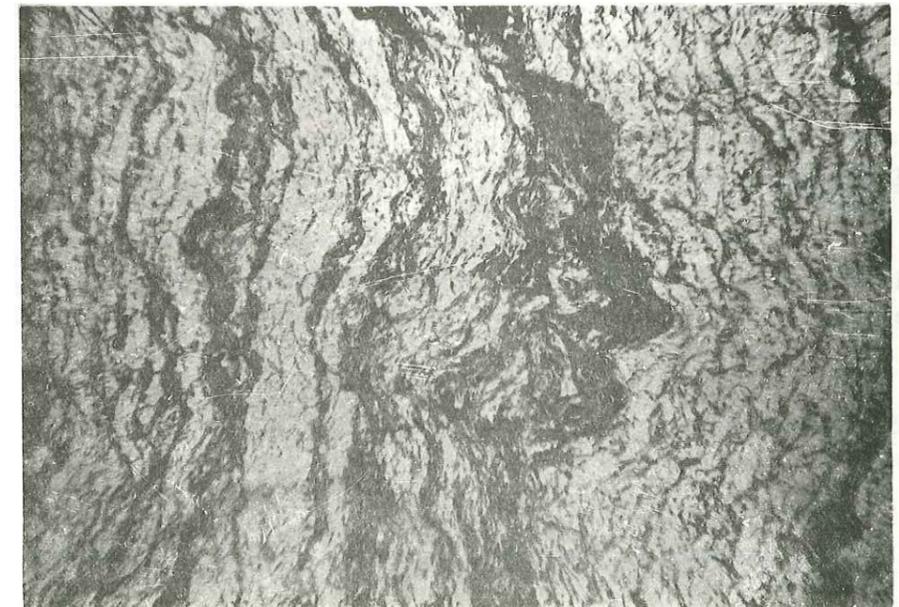
Dans la région on ne connaît de série de ce type en place qu'en bordure du massif du Menderes, bordure sud et bordure nord.

Ceci rend possible l'hypothèse tectonique nécessitant pour la mise en place de ces écaïlles, un déplacement de 50 km depuis le NNW de ce qui était à l'origine la couverture du Menderes.



Amphibolite à grenat et épidote.

0,1 mm



Quartzite à lits d'épidote, de chlorite et de muscovite.

LES DIABASES ET LAVES SPILITIQUES

Si au Sud et à l'Est elles représentent le plus souvent le substratum des péridotites, elles en sont séparées au Nord par des écailles de terrains métamorphiques. Au mur elles reposent sur la série détritique sommitale des terrains sédimentaires. Leur épaisseur varie de 100 à 800 m. Leur aspect change suivant le degré d'exposition. Dans le fond des ravins aux pentes raides elles se présentent en roches dures vert foncé, en d'autres endroits au contraire elles se débitent en schistes avec une couleur brune et un délit en petits éléments.

En fait elles ont une structure variable, mais elles sont toujours caractérisées par la présence d'éléments ferro-magnésiens calciques, de plagioclases à tendance sodique et des structures dérivant de la structure intersertale. Ceci nous permet de parler de série spilitique au sens large du mot : l'identité de structure avec les laves spilitiques décrites par M. VUAGNAT nous a conduit à employer la même terminologie.

Accompagnant ces roches éruptives, des blocs calcaires se présentent soit en enclaves, soit en écailles tectoniques, à l'intérieur des ensembles éruptifs.

Si la tectonique met parfois en contact des matériaux dont les conditions de formation sont assez éloignées, en deux endroits se trouvent réunies des roches dans un ordre de cristallisation logique : laves spilitiques et structure microlitique à un pôle, diabases à structure intersertale à l'autre pôle.

I - COUPE DE KARABUK

Au SE de Kavacik le torrent qui descend de Çayhisar a entaillé péridotites et laves jusqu'aux terrains sédimentaires et nous a ainsi permis de prélever une série d'échantillons. Du mur au toit nous avons :

- des terrains sédimentaires représentés par :

l'échantillon 56

Grès à grain fin à ciment calcaire.

Matrice : calcite.

Éléments figurés : quartz, de rares grains de feldspaths et de chlorite.

Des laves :

échantillons 54 et 58

D'aspect extérieur schisteux, semblables aux terrains sédimentaires sous-jacents, ils montrent au microscope une structure très différente correspondant à une paragenèse hydrothermale.

Composition : calcite

quartz

chlorite (pennine)

hématite

La calcite microcristalline présente de rares plages de quartz cristallisé. Des loupes de produits pratiquement isomorphes et fortement hématisés parsèment la calcite. C'est dans ces loupes que peut se reconnaître la chlorite.

Echantillon 59

A deux mètres au-dessus des échantillons 54 et 58, la roche a une texture massive, une couleur verte. Elle est parcourue de petits filons blancs. Elle s'altère très facilement et prend alors un délit schisteux absorbant l'eau.

Composition : plagioclase (albite)

calcite

apatite

hématite

La structure est microlitique.

Les plagioclases masqués par une forte hématisation forment le fond de la lame. De petits filons sont composés soit de calcite recristallisée, soit de petites albites (relief faible,  $\alpha = 14$ ,  $2V = 76$ ), à moins de 5 % d'anorthite. De petites aiguilles d'apatite parsèment la lame.

Une analyse chimique partielle a donné :

Na<sub>2</sub>O 7 %

K<sub>2</sub>O 0,05 %

ce qui nous permet d'affirmer que les feldspaths formant le fond de la lame sont bien des plagioclases albitiques.

Deux échantillons pris à une hauteur de 50 m de la base ont montré une même structure et une même composition.

Echantillons 61, 71

Dans ces échantillons, prélevés dans la partie terminale de

la coupe, les cristaux commencent à être visibles à la loupe.

Composition : plagioclases (andésine à oligoclase,  $\alpha = 20^\circ$

$2V = -80^\circ$ )

pyroxène (augite titanifère,  $2V = +40^\circ$ )

hornblende verte ( $2V = -74^\circ$ )

calcite, pennine.

Structure intersertale arborescente.

Les plagioclases en lattes encadrent les cristaux de pyroxène, qui prennent un aspect de fibres buissonneuses.

La coupe est interrompue au sommet par un contact tectonique marqué par une mylonitisation de ces diabases (lame 72) qui, chloritisées, prennent un aspect de schiste. La base des péridotites qui forment le toit de ces diabases est broyée en une brèche à éléments d'olivine recimentés par de la serpentine (échantillon 74).

## II - LA COUPE DE KAVACIK

Contigu au précédent, un deuxième affleurement de diabases constitue le plateau de Kavacik-Çayhisar. Des radiolarites lui sont associées ; celles-ci nous permettent déjà d'affirmer une mise en place sous-marine.

La texture est compacte et homogène en bordure : au centre une zone présente une texture doléritique où les lattes de plagioclases sont visibles à l'oeil nu. C'est dans cette partie centrale que des filons de quartz à chalcopryrite et pyrite témoignent d'une phase hydrothermale.

La coupe effectuée a été faite du bord W au centre de l'affleurement.

### Echantillon 209a

Composition : plagioclases ( $\alpha \leq 15^\circ$  : albite-oligoclase)

calcite

chlorite

apatite, hématite, sphène.

Structure microgrenue à début de structure intersertale.

Quoique chargés en inclusions, seuls apparaissent nettement quelques plagioclases et des plages de calcite. Le fond de la lame est formé d'un mélange de petits cristaux de plagioclases et de chlorites fortement hématitisés. Quelques filons d'albite traversent la roche.

### Echantillon 209b

Composition : plagioclase ( $\alpha < 10^\circ$  : albite-oligoclase)

amphiboles (hornblende verte et actinote :  $\alpha = 14^\circ$ )

pyroxènes ouralitisés

hématite, sphène.

Structure arborescente étoilée ou en gerbe.

La hornblende verte se distribue soit en cristaux trapus pseudomorphosant les pyroxènes, soit en étoiles ; de même on retrouve les plagioclases en étoiles ou en baguettes allongées. Les actinotes forment des gerbes de fibres allongées. Des cristaux d'hématite se répartissent sur toute la lame. Enfin des petits granules de sphène couvrent la totalité de la lame.

### Echantillon 209c

Composition : plagioclases ( $\alpha = 15^\circ$  : albite-oligoclase)

pyroxènes ( $2V = 36^\circ$  à  $44^\circ$  : augite)

chlorites (pennine, ripidolite)

hématite, sphène.

Structure intersertale divergente.

De grands pyroxènes sont entourés de plagioclases fortement hématitisés et de granules de sphène. La chlorite provient de l'altération des pyroxènes. Des plages importantes d'hématite moulent les cristaux environnants.

### Echantillon 209d

Composition : plagioclases ( $\alpha < 15^\circ$  : albite-oligoclase)

pyroxènes (augite)

chlorites (antigorite)

actinote en fils (amiante)

sphène, hématite

Structure intersertale divergente.

Les plagioclases en lattes forment la charpente de la roche, les espaces interstitiels étant remplis par les pyroxènes. Ceux-ci sont bastitisés, parfois complètement pseudomorphosés par de la chlorite, le rôle de remplaçant étant parfois joué par l'actinote (ouralitisation). Les plagioclases hématitisés et toujours recouverts de sphène commencent à se saussuriser. L'hématite en grandes plages moule les autres cristaux.

Echantillon 209f

Composition : plagioclases ( $\alpha = 14^\circ$ ,  $2V = 74^\circ$  albite )  
 (  $\alpha = 24^\circ$ , réfringence 1,54 )  
 augites ( oligoclase-andésine )  
 épidote ( pistacite )  
 chlorites  
 hématite, apatite.

Structure intersertale divergente.

Les plagioclases en cristaux allongés, maclés Carlsbad, sont saussuritisés en albite, calcite et épidote (pistacite). Les augites sont transformées en chlorites. De la pistacite cristallise en rosaces tandis que des aiguilles de zoisite parsèment la lame.

Dans les quatre derniers échantillons, il apparaît deux phases de cristallisation. La première concerne les plagioclases les plus basiques et les augites dont la cristallisation a donné un gabbro à structure intersertale. La deuxième correspond à la destabilisation de ces feldspaths et de ces augites et à leur remplacement par de l'albite, de la pistacite, de la calcite et de la chlorite. Cette deuxième phase pourrait bien avoir une origine hydrothermale ; en effet le gisement est parcouru de filons de quartz où apparaissent par endroits de la pyrite et de la chalcopryrite.

Ainsi, si nous ne considérons que le produit de la première phase de cristallisation, il existe une succession à la fois dans la taille des cristaux, la structure et la composition, succession progressive du mur au toit de la première coupe, de la bordure au centre du deuxième affleurement. Cela permet d'établir le tableau suivant, mettant en parallèle les deux coupes :

Taille des plagioclases	0,1	1	2	5	10 mm
Structure	microcristalline	microgrenue ou microlitique	intersertale arborescente	intersertale divergente	
Composition	chlorite calcite	chlorite calcite plagioclases	augite	plagioclases	
coupe 1 N° des échantillons coupe 2	54	59  209a	61, 71  209b		209c, d 209f

Ceci prouve une certaine continuité à l'intérieur de ces deux ensembles au moins, et on peut admettre l'hypothèse de deux coulées et d'une différenciation à l'intérieur même de ces coulées, que la tectonique ou l'érosion ont tronquées.

Par ailleurs la phase hydrothermale peut fort bien être contemporaine de la mise en place et correspondre à un départ des éléments volatils de la masse même de la coulée.

III - DIABASES DE SAKARCA, LAVES SPILITIQUES DE AĞLA

Les échantillons ramassés en d'autres affleurements peuvent se rattacher à l'un des types précédents. Il en est ainsi au S de Sakarca, où les échantillons 12 et 46 montrent une structure intersertale arborescente à plagioclases et augite, avec en plus des filons de quartz.

Laves spilitiques de Ağla

Dans la région de Ağla, les échantillons prélevés sans qu'il fût fait de coupe systématique, correspondent à des structures microlitiques.

Echantillon 0179

Composition : albite ( $\alpha = 14^\circ$  : réfringence faible)  
 calcite  
 augite  
 hématite, chlorites, sphène.

Le fond de la lame est formé principalement d'albite (0,3 mm), fortement hématisée, à structure intersertale, la matrice intersticielle étant formée de chlorite, hématite, calcite (et pistacite ?). Çà et là apparaissent dans la roche des plages de calcite et de gros cristaux automorphes de plagioclase saussuritisé et d'augite.

Avec les échantillons suivants apparaissent des types particuliers intéressants, car ils sont caractéristiques des coulées subaquatiques. Ceci confirme bien ce qu'annonçait déjà la présence de radiolarites à radiolaires.

Echantillon 0194

Il représente un morceau de croûte à varioles visibles macroscopiquement.

Composition : plagioclase (albite, oligoclase :  $\alpha < 15^\circ$ )

calcite  
chlorite, hématite, sphène

Les varioles sont formées de sphérolites à fibres de plagioclases très minces allongés jusqu'à 0,5 mm et parsemés de calcite et de granules de sphène. Interrompant la régularité de ce fond, des filons de calcite recourent les sphérolites. Des phénocristaux de pyroxène ou d'olivine ont laissé leur trace, pseudomorphosés par de la calcite et de la chlorite. De l'hématite en plages et en fuseaux masque le tout par endroits. Il faut enfin noter de petits cristaux à forte réfringence, teintés en rose lilas, malheureusement non déterminables (piémontite ou tourmaline ?).

Echantillon 33

La structure vacuolaire est visible macroscopiquement.  
Composition : plagioclases (albite-oligoclase ?)  
calcite  
chlorites, serpentines (antigorite)  
hématite

La structure de la roche est comparable à celle de l'échantillon 0179, mais il faut ajouter des vacuoles remplies de sphéroïdes concentriques de calcite associés pour la plupart à de la serpentine.

Nous avons ici deux phases de cristallisation : la première a donné une roche microlitique porphyrique à vacuoles, la deuxième correspond à un stade de remplissage hydrothermal postérieur.

Nous n'avons pas donné d'appellation précise lors de la description des roches, les noms oscillant entre ceux de diabase et de lave spilitique. Cependant le mot diabase semble s'appliquer aux échantillons 61, 71, 46, à plagioclases à 30-40 % d'anorthite, de même qu'à la première phase de cristallisation de l'échantillon 209f.

Le terme spilitique pourrait s'appliquer aux autres échantillons, où les plagioclases comportent moins de 30 % d'anorthite. Nous aurions ainsi une différenciation centrifuge du terme diabase au terme spilitique.

IV - ANALYSES CHIMIQUES (cf. pl. IX)

Les analyses chimiques confirment la haute teneur en Na<sub>2</sub>O des termes appelés spilitiques. Ainsi l'échantillon 59 (Na<sub>2</sub>O = 7 %) s'oppose aux

N° d'analyse	DIABASES DES LAVES						DIABASES EN INTRUSIONS DANS LES ULTRAMAFITES			HARZBURGITES		
	B		Y		M	B			B	Y	M	
	128	129	131	6V	16V	55	123	124	127	130	5V	176
SiO <sub>2</sub>	50,15	49,80	50,05	47,90	46,16	47,50	50,75	49,30	49,15	40,10	41,73	38,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,35	16,10	13,35	11,91	13,38	15,90	14,70	15,20	15,15	2,80	1,76	1,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,05	1,90	3,45	1,38	9,25	3,55	4,85	3,50	3,25	3,15	2,53	3,75
FeO	8,35	6,70	8,65	9,96	3	5,55	6,85	6,10	6,70	3,95	5,55	3,90
MgO	6,10	7,10	8,45	6,76	6,86	7,35	5,40	6,90	6,85	41,85	41,51	44,30
CaO	8,70	8,95	7,40	9,00	9,24	13,85	7,85	9,70	11,20	1,75	1,36	0,30
Na <sub>2</sub> O	3,90	4,00	3,55	4,9	1,58	1,80	4,10	3,80	3,15	0,35	0,10	0,40
K <sub>2</sub> O	0,20	0,15	0,10	0,2	3,16	0,05	0,40	0,20	0,15	0,05	0,10	0,10
TiO <sub>2</sub>	1,35	1,05	1,20	1,39	2,93	0,60	1,40	1,10	1,10	traces	0,14	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,30	0,25	0,11	0,42	0,05	0,20	0,25	0,10	0,10	0,03	0,05
MnO	0,20	0,15	0,25	0,43	0,19	0,15	0,20	0,15	0,15	0,10	0,40	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,85	3,05	2,55	H <sub>2</sub> O 3,98 2,78		3,60	2,40	3,20	2,80	6,10	H <sub>2</sub> O 4,66	8,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,75	0,40			0,35	0,65	0,65	0,50	0,50		0,35

Analyses chimiques des diabases et des harzburgites effectuées en 1966 pour  
JP BASSAGET (B) et D. MAITRE (M) au laboratoire de géologie de l'université de Grenoble  
et pour I. YILMAZ (Y) au M.T.A (ANKARA)

teneurs plus faibles des échantillons 209f (3,20 %) et 46 (2,10 %).

Une analyse chimique globale de l'échantillon 45 a été effectuée. Le calcul des paramètres C. I. P. W. LACROIX donne :

III - 5 - 4 - 4 (5), correspondant sur le tableau de LACROIX à une dolérite. Paramètres de NIGGLI :  $al = 21$  -  $fm = 39$  -  $c = 34$  -  $alc = 4,7$  -  $si = 11$ .

Ce résultat rejoint celui trouvé dans le même type de lave des régions voisines par J. P. BASSAGET et I. YILMAZ :

II (III) - 5 - 3 - 5 à III - 5 - 3 - 5 (dolérite à tendance andésitique)

III - 5 - 4 - '3 (dolérite).

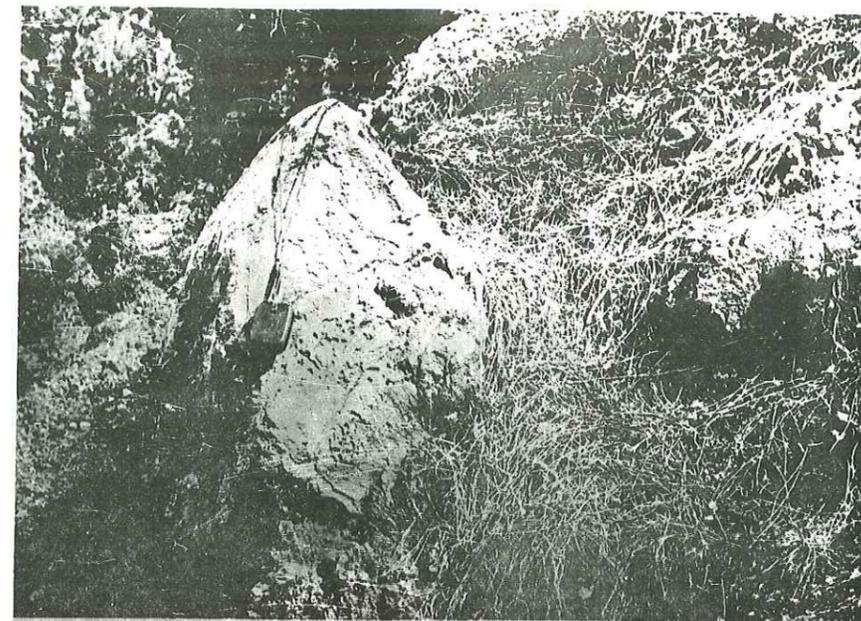
Ceci nous permettant de parler d'un volcanisme basaltique.

#### V - CONCLUSIONS

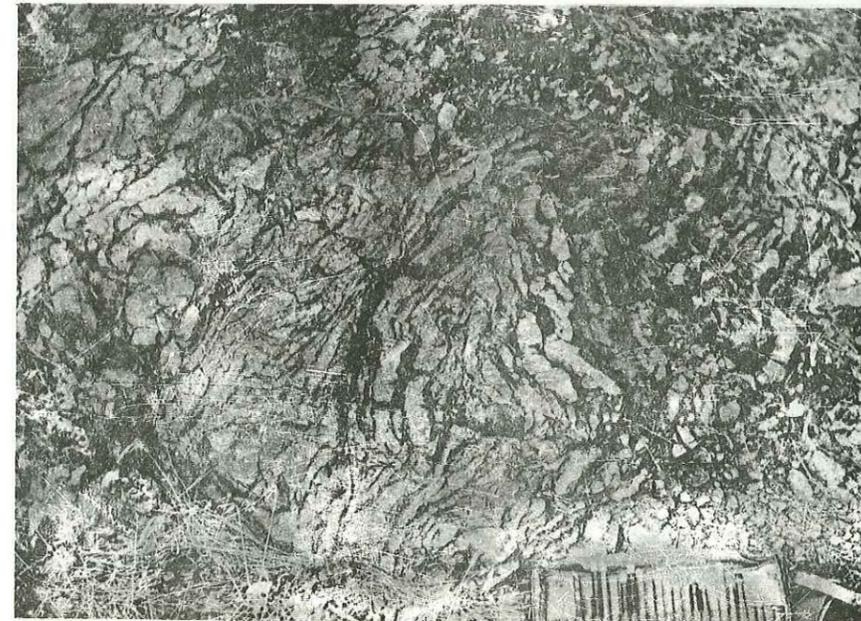
Nous avons des unités comparables devant correspondre à des coulées massives sous-marines avec différenciation de l'intérieur vers l'extérieur de la coulée, la présence de hyaloclastites étant à signaler.

Ces coulées, quand elles ne correspondent pas à des écaïlles tectoniques, semblent s'intercaler au sommet de la série détritique sédimentaire. Quant aux inclusions calcaires, elles sont recouvertes d'une croûte scoriacée d'origine volcanique.

Mais, mises à part une recristallisation de la calcite et quelques infiltrations secondaires hydrothermales de chlorite et de quartz, il ne semble pas qu'il y ait de métamorphisme de contact très poussé.



Bloc calcaire avec sa croûte lavique au milieu des laves (Ağla)



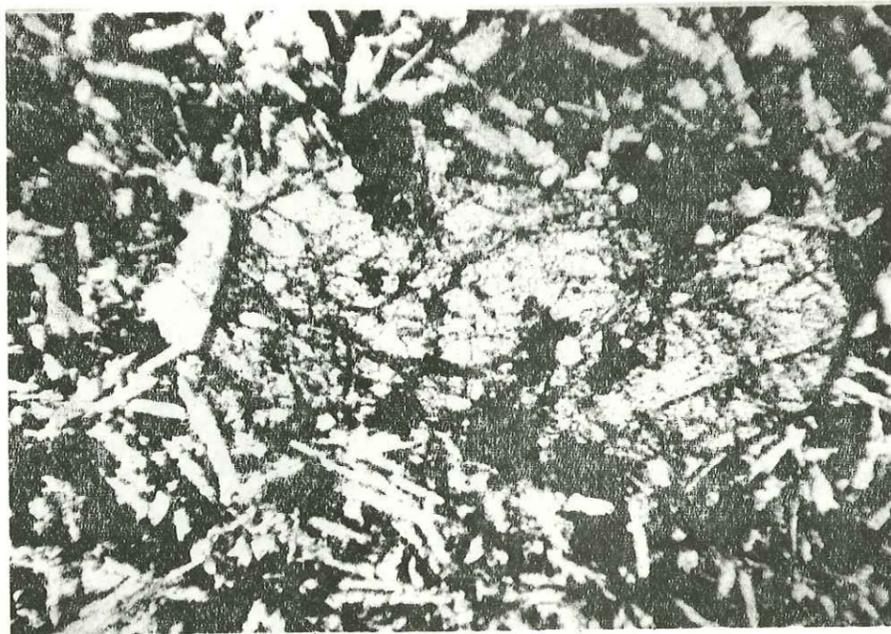
Radiolarites (Ağla) planche X





Structure variolitique (échantillon 0194).

0,1 mm



Structure spilitique à augite et microlites d'albite · Planche XI

## LES TERRAINS SEDIMENTAIRES

### I - GENERALITES

Mis à part le Néogène et le Quaternaire, la tectonique et la présence d'ultramafites en masses considérables conduisent à diviser les terrains sédimentaires en trois ensembles :

- au Nord et au centre de la zone étudiée il y a superposition de deux ensembles séparés par un contact tectonique ;
- au Sud Est le Dalaman çay entaille un massif de terrains sédimentaires séparé des précédents par le bassin péridotitique de Beobasi (cf. pl. V).

Nous étudierons donc ces trois ensembles successivement en signalant les liaisons stratigraphiques et tectoniques. Dans ces trois ensembles nous retrouverons chaque fois superposées les mêmes grandes unités avec de bas en haut :

- une série mésozoïque dolomitique et calcaire ;
- un dépôt détritique gréseux ou de type flysch, paléogène,
- interrompu par la série éruptive des laves spilitiques et diabases.

### II - L'ENSEMBLE NORD SUPERIEUR OU ENSEMBLE DE KOYCEGIZ

Depuis l'Asar tepe à 1,5 km à l'Ouest de Köyceğiz jusqu'à la bordure est de la zone cartographiée, s'étend une falaise, bordure sud du Çiçekbaba. Cette falaise est entaillée perpendiculairement par deux ravins : le ravin du Kurudere et celui de Çayhisar. Elle est formée essentiellement de calcaires et dolomies allant du Trias au Crétacé supérieur surmontés d'un niveau détritique de type flysch.

Nous commencerons par étudier la partie calcaire en une série de coupes allant d'W en E, pour décrire ensuite globalement le flysch supérieur. Nous verrons que la série semble stratigraphiquement conforme, mais il faut noter l'existence de lacunes et de variations d'épaisseur, lacune du Crétacé inférieur (Néocomien) et variation d'épaisseur importante entre le Trias (Norien) et le Dogger. A chaque variation latérale d'épaisseur, le problème sera posé de savoir s'il s'agit de lacune sédimentaire, d'une érosion ou d'un biseutage tectonique, les trois causes pouvant fort bien se surajouter (cf. pl. XII).

VARIATIONS d'ÉPAISSEUR des UNITÉS de l'ENSEMBLE de KÖYCEĞİZ

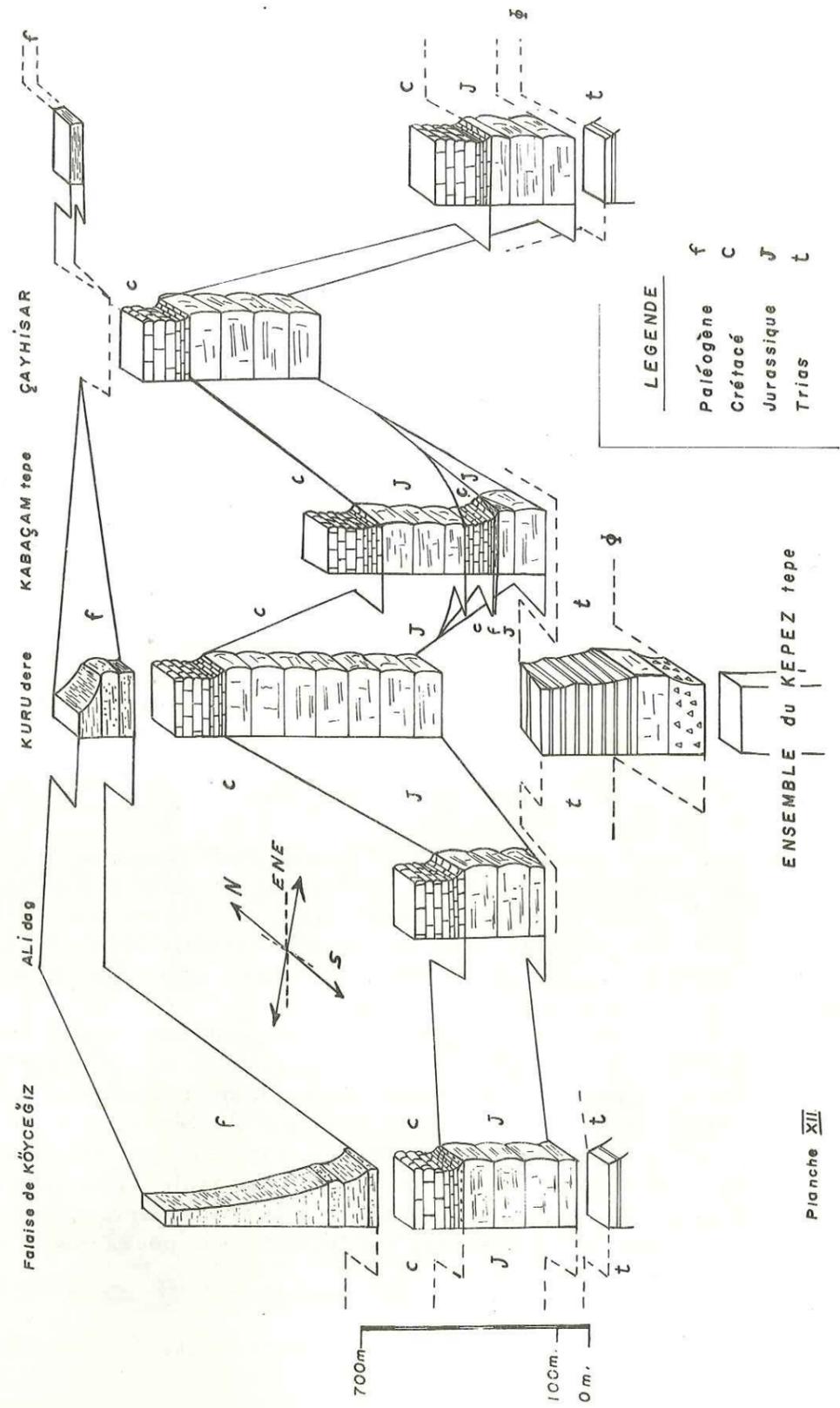


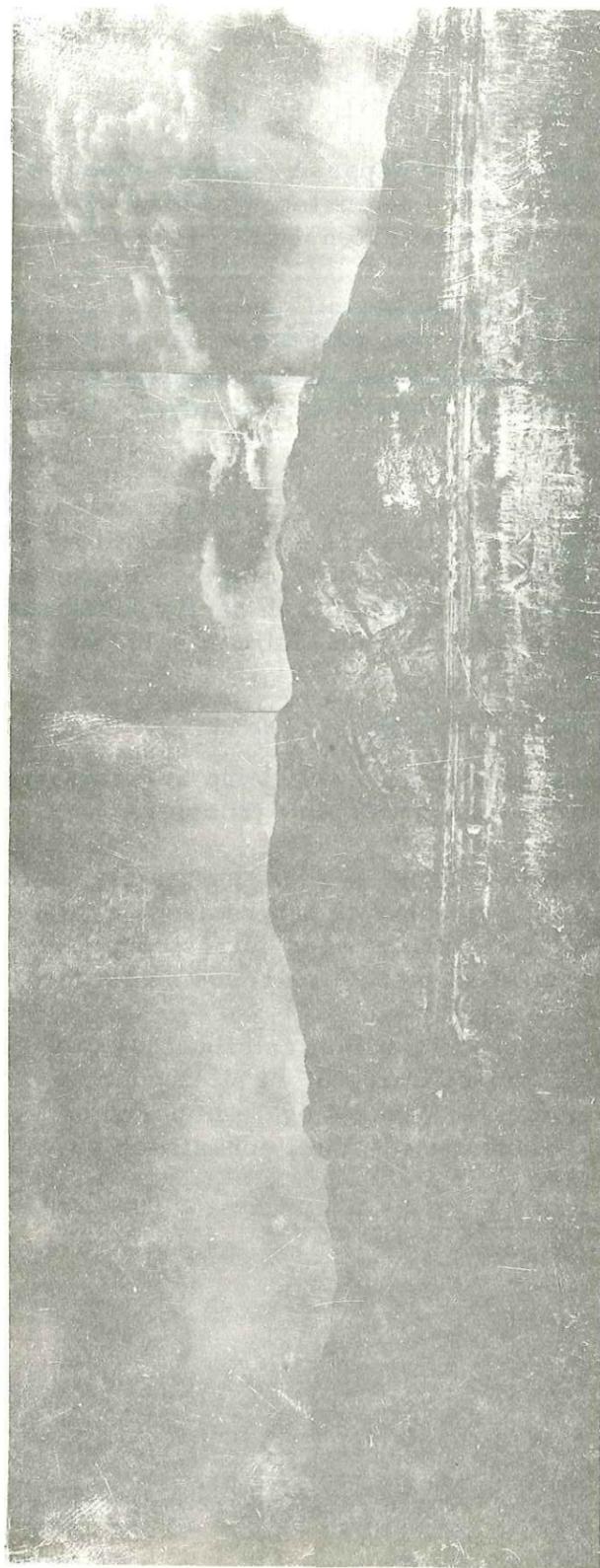
Planche XII

A - Coupe de la falaise située à l'Est de Köyceğiz (cf. pl. XIII)

A 1,5 km de Köyceğiz, après avoir dépassé l'affleurement de flysch de l'Asar tepe qu'une faille verticale amène au contact du Mésozoïque inférieur calcaire, un sentier permet une coupe dans l'ensemble de la falaise.

- La série débute par des calcaires dolomitiques noirs. En fait ces calcaires sont masqués à la base du sentier par un petit accident tectonique abaissant le niveau sus-jacent, mais ils sont visibles immédiatement au Nord. Sur ces calcaires dolomitiques se trouvent :
- 440 m d'une série comprehensive calcaire, avec des calcaires noirs en petits bancs lités, des calcaires gris (calcilutites) à alternance de zones à silex en bancs et de zones à silex en rognons. Un âge ne peut être attribué qu'à la partie supérieure, avec à 300 m des Protoglobigérienes du Malm et à 400 m :  
Trocholina cf. elongata  
Trocholina cf. alpina
- appartenant soit au Malm, soit au Crétacé inférieur ; à ce niveau apparaissent des bancs de calcaires détritiques (calcarénite) à grain plus grossier.
- 1 m d'arénite siliceuse et de calcilutite argileuse en plaquettes. Ce petit banc forme une vire qui peut se suivre dans la falaise calcaire ; nous le retrouverons dans les autres coupes sous son faciès de calcilutite en plaquettes roses ou beiges.
- 100 m de calcaires soit cryptocristallins (calcilutites) soit détritiques (calcirudites), qui se chargent en silex pour se terminer par des alternances de bancs d'égale importance de silex et de calcaires. Dans cette série l'échantillon 087 pris à la base, avec  
Hedbergella wachitensis  
Ticinella sp.

donne un âge aptien supérieur à albien moyen.



N

S



ULTRAMAFITES  $\gamma$  DIABASES & SPILITES  $\beta$  AMPHIBOLITES & QUARTZITES  $g$

PALEOGENE  $f$  CRETACE  $c$  JURASSIQUE  $j$  TRIAS  $t$

FALAISE SITUÉE A L'EST DE KOYCEGIZ

planche XIII

En se déplaçant vers l'Est au sommet de la falaise, tout en restant au niveau de ces calcaires à silex, il a été trouvé dans l'échantillon 024 prélevé dans un calcaire détritique (calcarénite micritique bioclastique)

Globotruncana sp. (tissoti ou media ?)  
des loges d'Orbitoidés (groupe arca)  
des Lithothamniés

du Maestrichtien précoce.

#### B - Les coupes du Kurudere

En suivant le bord de la falaise, au fond du ravin du Kurudere apparaît sous la masse du Mésozoïque un petit affleurement de calcaire à nombreux bancs siliceux rouges où ont été trouvées écrasées des Globigérinacées (Globotruncanidae et Globigerinidae) du Crétacé supérieur. A partir de cet affleurement, toit de l'ensemble du Kepez tepe, mur de l'unité supérieur, trois coupes peuvent être décrites :

- celle de l'Ali dag vers l'Ouest
- du Kabaçam vers l'Est
- du fond du ravin du Kurudere vers le Nord.

La base de la coupe est semblable dans les trois directions ; c'est une formation triasique épaisse de 500 m datée du Norien à son sommet et qui contient de bas en haut :

- 50 à 100 m d'un niveau bréchiqne calcaire et dolomitique, qui prend facilement l'aspect d'une cargneule ;
- 100 m d'un niveau dur à aspect massif à prédominance de calcaire en petits bancs, avec des passées de brèches à ciment calcaire et éléments de calcaire blanc (calcirudites) ;
- 300 m de calcaires dolomitiques et de dolomies soit en bancs durs, soit en petits bancs uniquement dolomitiques, souvent pulvérulents et de couleur noire ; c'est dans un niveau de ce type, à rubanements gris et noirs, au sommet de la série, qu'ont été déterminés

Gyroporella vesicularis (GUMBEL)  
Macroporella sp.

du Norien (échantillons 109, 112, 110) accompagnés d'Annélides. Au-dessus du Norien nous avons :

1) dans la coupe de l'Ali dag

- 250 m de calcaires noirs analogues à ceux du Jurassique de la coupe de la falaise de Koycegiz.

Ils sont interrompus par des calcilutites argileuses en plaquettes qui forment la base de la formation calcaire à silex crétacée. Nous arrêterons la coupe au niveau des calcaires détritiques gréseux et grès verts qui forment ici la base du flysch sus-jacent.

2) La coupe du fond du ravin du Kurudere

Elle comprend dans sa moitié supérieure un Jurassique et un Crétacé identiques à ceux de la coupe précédente. Mais entre le Trias et ces niveaux s'intercalent des calcaires gris dolomitiques en gros bancs, calcaires qui pourraient représenter le Lias .

L'ensemble de la formation comprise entre la série triasique et les calcaires en plaquettes, que nous pensons appartenir au Crétacé inférieur, a ici une épaisseur de 700 m.

3) La coupe du Kabaçam

Au faite de la série triasique il est plus intéressant de poursuivre la coupe sur la face sud de ce sommet. Nous y rencontrerons :

- 150 m de calcaire noir à silex et à bancs de calcaires oolithiques du Dogger ;
- 5 à 10 m de schistes gréseux du flysch tertiaire ;
- 150 m de calcilutites argileuses beiges et roses réduites en brèches à de nombreux endroits. Par analogie de faciès nous avons attribué ce niveau au Crétacé inférieur ;
- 250 m de calcaires noirs oolithiques du Dogger, avec dans les échantillons 0283 et 0284 pris à la base

Ventrolamina cribans  
Labyrinthina mirabilis

du Jurassique moyen.

- 150 m de Crétacé réapparaissent avec ces calcilutites à la base, surmontées de quelques bancs de calcaires à silex et ensuite d'un calcaire blanc à débris de lamellibranches.

La succession stratigraphique anormale nous a conduit à placer un contact tectonique au sein même de la falaise, ce qui expliquerait par un biseutage tectonique les grandes variations d'épaisseur de la série jurassique. En s'appuyant sur cette variation d'épaisseur et sur les différences lithologiques entre la base de la série jurassique et le sommet de la série triasique, on peut penser que ce contact anormal se poursuit vers l'W et vers l'E au niveau du contact Trias-Jurassique.

C - Les coupes de Çayhisar

Dans sa partie est, la falaise est profondément entaillée vers le Nord.

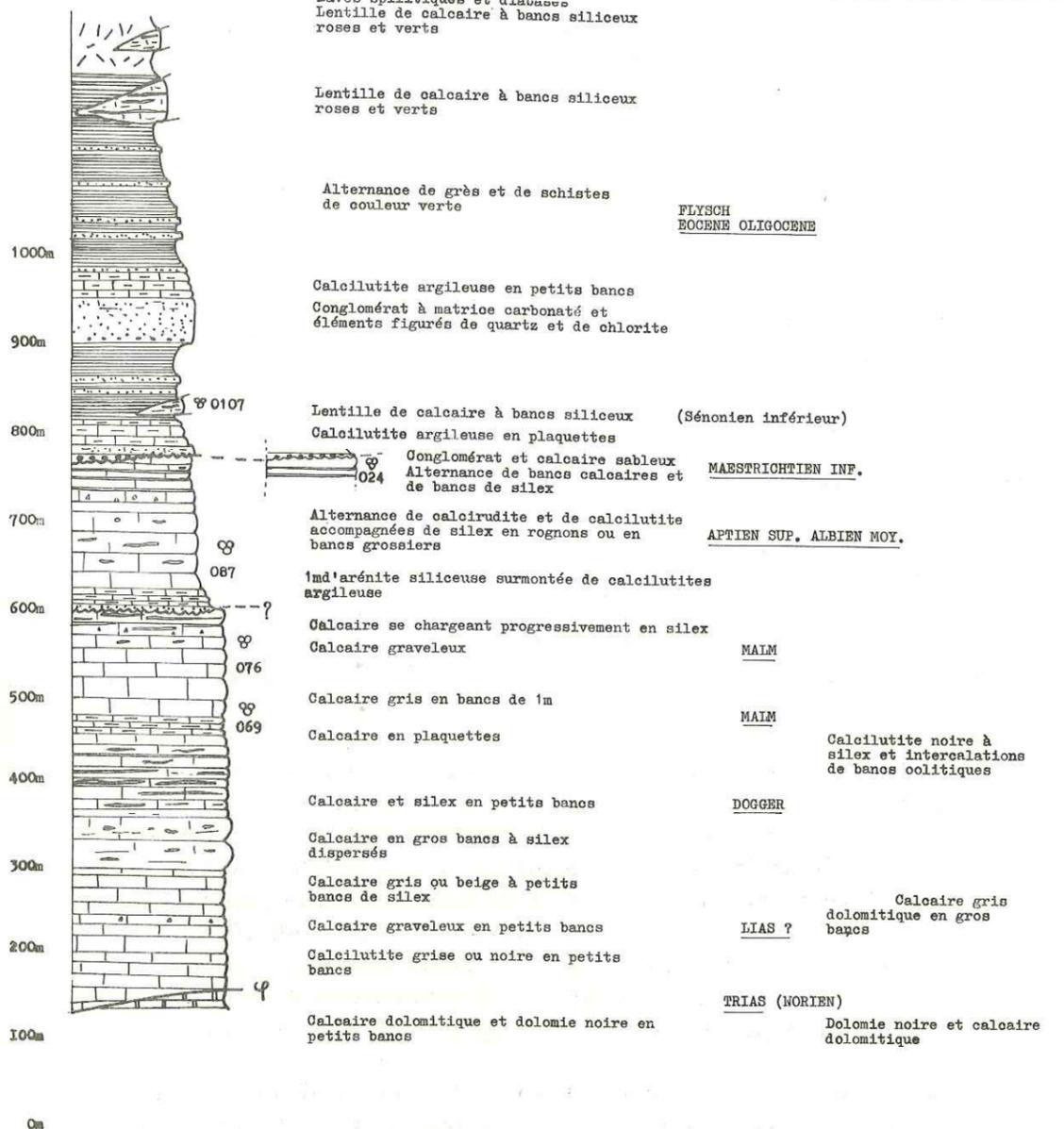
1) La coupe au Nord de Çayhisar

A 2 km au N du village de Çayhisar (Çayhisar köy), en prenant le deuxième ravin affluent en rive droite du ravin de Çayhisar, nous avons, de bas en haut :

- la formation triasique à dolomies et calcaires dolomitiques séparés à certains niveaux par des schistes noirs ;
- une falaise verticale de 400 m avec des alternances de calcaire noir (calcilutite) et de silex en bancs de 20 à 50 cm, avec des intercalations de l'ordre du mètre de calcilutites argileuses. Au sommet les bancs deviennent plus massifs et les silex s'y dispersent en rognons. Dans une intercalation au sommet, de calcaire oolithique, l'échantillon 0288 a fourni des Protopenneroplis (fragment de striata ?), du Dogger.
- après une vire qui doit correspondre aux calcilutites argileuses de la base du Crétacé, on retrouve des calcaires à silex et des calcaires blancs à débris de lamellibranches, qui forment les 100 derniers mètres de la falaise.

Il faut noter ici la disparition du Malm, dont nous reparlerons par la suite.

2) La coupe au niveau du village de Çayhisar



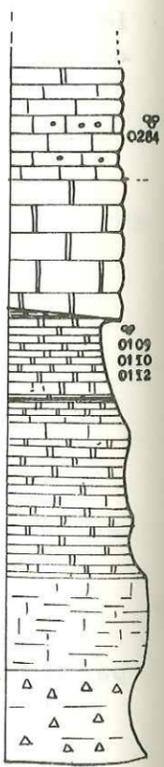
COLONNE STRATIGRAPHIQUE  
DE L'ENSEMBLE DE KÖYCEĞİZ

☉ microfaune  
21 N° de l'échantillon

PLANCHE XIV

Calcaire d'aspect massif formé de petits bancs jointifs avec des passées de brèche calcaire

Brèche dolomitique et calcaire à aspect de cargneule



En revenant vers le Sud, au niveau de Çayhisar köy, en rive gauche du ravin, on retrouve le Dogger avec une succession de calcaires oolithiques noirs, de faciès et de forme identiques aux précédents, et des calcaires à silex, calcaires cryptocristallins (à calpionnelles ?) avec deux petits niveaux de calcilutites siliceuses roses et beiges. Une microbrèche à ciment calcaire et débris calcaires semble former la base du niveau crétacé, où l'on retrouve le calcaire blanc à débris de mollusques.

Tout à fait vers l'Est de la zone cartographiée réapparaissent les dolomies du Trias aux dépens des calcaires jurassiques dont l'épaisseur se réduit à 250 m.

D - Conclusions

Malgré les contacts tectoniques nous pouvons établir quelques éléments d'une série stratigraphique.

Le Trias est caractérisé essentiellement par ses niveaux dolomitiques noirs avec une épaisseur maximale de 400 m.

Le Jurassique présente un Dogger à faciès oolithique et un Malm à alternances de niveaux calcaires graveleux et de calcaires cryptocristallins à silex. Le Lias n'a pas été déterminé, mais il pourrait fort bien inclure à la fois une partie des dolomies à bancs schisteux, des dolomies grises et une partie des calcaires cryptocristallins en bancs alternant avec des bancs de silex situés au Nord de Çayhisar et au Nord du ravin de Kurudere. L'épaisseur maximale observée du Jurassique est de 700 m.

Le Crétacé semble débiter à la base par ce niveau de grès auquel succèdent des calcilutites argileuses formant une vire que l'on peut suivre dans la falaise. Il semble y avoir eu au début du Crétacé une tendance à l'émersion, ou au moins une lacune de sédimentation, marquant un changement de régime pendant le Néocomien. Le Crétacé se poursuit ensuite par une série compréhensive de calcaire à silex continue de l'Albo-Aptien au Sénonien inclus. Il faut noter cependant le faciès de brèche polygénique à son sommet, traduisant des mouvements du socle et annonçant la série détritique que nous allons décrire.

E - Le Flysch (\*)

Sur cet ensemble calcaire s'est déposé un niveau détritique à alter-

(\*) Nous avons employé le terme de flysch pour ce niveau car il répond non seulement aux critères lithologiques couramment admis mais parce qu'il correspond aussi à un faciès géologique : en effet il est le dernier terrain sédimentaire déposé avant une phase tectonique qu'on peut considérer comme paroxysmale d'un orogène.

nances de schistes gréseux, de grès siliceux, de calcilulites argileuses se débitant en plaquettes et en aiguilles, et de microconglomérats à ciment calcaire et grains de quartz et de chlorite. Cette formation atteint 700 m d'épaisseur.

Quoique la sédimentation calcaire se soit poursuivie au-delà des calcaires bréchiques du sommet de la falaise, la base est nettement marquée par l'apparition de grains de quartz détritiques, si ce n'est la présence de gros conglomérats bréchiques à éléments de silex (cf. pl. XV).

Ainsi l'endroit où le pendage amène le sommet de la falaise calcaire au niveau de la plaine de Köyceğiz, nous aurons la coupe suivante, de bas en haut :

- une brèche à éléments grossiers de silex et ciment calcaire (1m) ;
- un banc de calcaire noir à cristaux de dolomie et grains de quartz (20 m) ;
- un niveau de calcilutite argileuse en plaquettes. Ce niveau passe progressivement au faciès schistes et grès à grains de quartz plus ou moins fins, accompagnés de quelques paillettes de mica et à matrice de calcite hématisée. Quand la taille des grains diminue et que le pourcentage de matrice augmente, on obtient une roche à délit schisteux, ou inversement quand la taille des grains augmente, un faciès de grès. La série est ainsi formée d'une alternance régulière de bancs gréseux durs et de schistes de couleur verte.
- A 100 m de la base environ, un niveau conglomératique à matrice carbonatée et éléments figurés, de chlorite (débris volcaniques ?) et de quartz, forme de véritables petites falaises de 50 m de haut dans ce flysch. Ce niveau est continu sur près de 3 km vers l'E. Il possède un grano-classement vertical des éléments figurés, les éléments les plus grossiers se trouvant à la base qui repose sans transition sur les schistes et grès ; les plus fins sont au sommet, où ils passent progressivement aux calcilutites argileuses en plaquettes, à débit en aiguilles, qui elles-mêmes passent aux alternances de schistes et de grès verts. Il y a récurrence de ce phénomène de grano-classement à plus petite échelle au milieu de la série gréseuse, qui présente un caractère rythmique. Des figures de sédimentation sont visibles sur certains bancs gréseux.

Cette série est interrompue vers le sommet par des épanchements de laves spilitiques et de diabases.

Des blocs de calcaires à lits siliceux, contenant de petites Globigérines à test mince, s'intercalent à tous les niveaux de la série. Leur diamètre varie de la dizaine de mètres à la centaine de mètres. C'est dans un de ces blocs qu'à été pris l'échantillon 0107, dans lequel ont été déterminées :

Globotruncana coronata,

- " linnei
- " lapparenti
- " sigali

et de petites Globigérines, permettant d'attribuer à ce bloc un âge sénonien inférieur.

En considérant que cette sédimentation détritique appartient à l'Eocène-Oligocène comme nous le verrons, nous avons ici tous les éléments pour répondre à la définition du Wild Flysch donnée par J. CADISH (1952) : "association de roches crétacées à tertiaires de faciès orogénique, constituant une masse fondamentale marneuse ou argileuse dans laquelle sont intercalés des bancs de matériel calcaire sableux ou quartzitique, ainsi que des blocs de diverses compositions". Ces blocs semblent donc correspondre aux blocs allochtones glissés dans une sédimentation continue d'un Wild Flysch. Ils se retrouvent avec le même faciès calcaire à lits siliceux dans les laves sus-jacentes, mais là, s'il peut s'agir de blocs glissés de la même manière dans un épanchement éruptif, ils peuvent aussi représenter dans ce cas des blocs arrachés par les laves elles-mêmes.

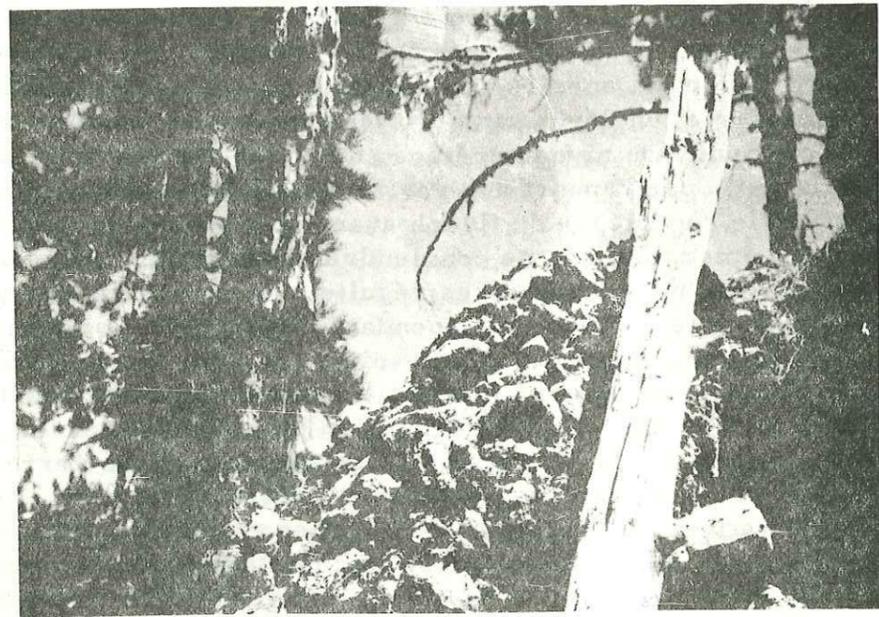
En fait seuls quelques-uns possédant une croûte lavique répondent à la deuxième origine, mais ils sont petits et relativement peu nombreux.

Si ce flysch présente 700 m d'épaisseur en bordure de la plaine de Köyceğiz, il y a une diminution de l'épaisseur vers l'Est, qui amène la formation à disparaître entièrement. Il ne perd aucun de ses caractères, mais il semble que ces limites en biseau soient dues à la tectonique, biseau qui concerne non seulement le flysch mais aussi les laves. Une explication prenant pour base uniquement une érosion, ne peut être acceptée. En effet une érosion antétertiaire et un dépôt sur d'anciens reliefs ne peut rendre compte de la relative continuité du niveau crétacé, dont l'épaisseur varie peu (de 0 à 160 m au maximum), par rapport aux variations du flysch (0 à 700 m). Une érosion de la partie supérieure du flysch avant le dépôt des laves sus-jacentes nécessiterait une émergence, qui ne conviendrait pas au caractère sous-marin de ces dernières. Enfin les caractères réguliers de la sédimentation sont en contradiction avec cette hypothèse. Cependant, en plus de ce biseautage tectonique, la présence d'un conglomérat remaniant les silex du Crétacé supérieur nous oblige à admettre une érosion partielle avant le dépôt du flysch.

Au point de vue âge, la seule indication possible est donnée par les calcaires sous-jacents datés du Maestrichtien précocé. Nous verrons cependant par la suite qu'une écaille de l'ensemble inférieur présente, dans une formation du même type, un débris de Priabonien calcaire. Mais, si nous pouvons donc affirmer que le flysch s'est sédimenté jusqu'au sommet de l'Eocène et sans doute pendant une partie de l'Oligocène, la limite inférieure peut fort bien être différente pour chacun de ces ensembles qui se chevauchent.



Bancs de grès et schistes du flysch sous une hutte de berger (Çamova tepe)



Conglomérat de la base du flysch (Çakmak) Planche XV

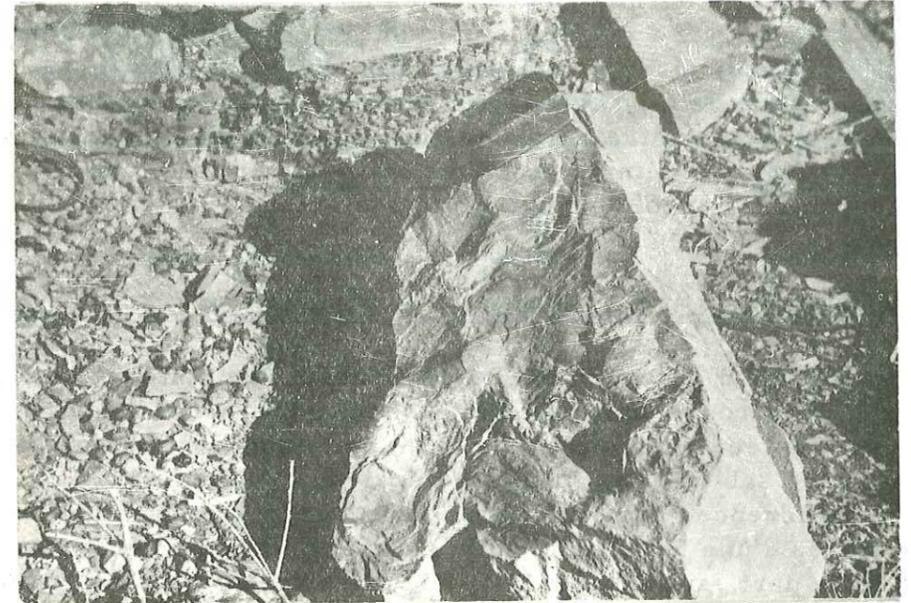
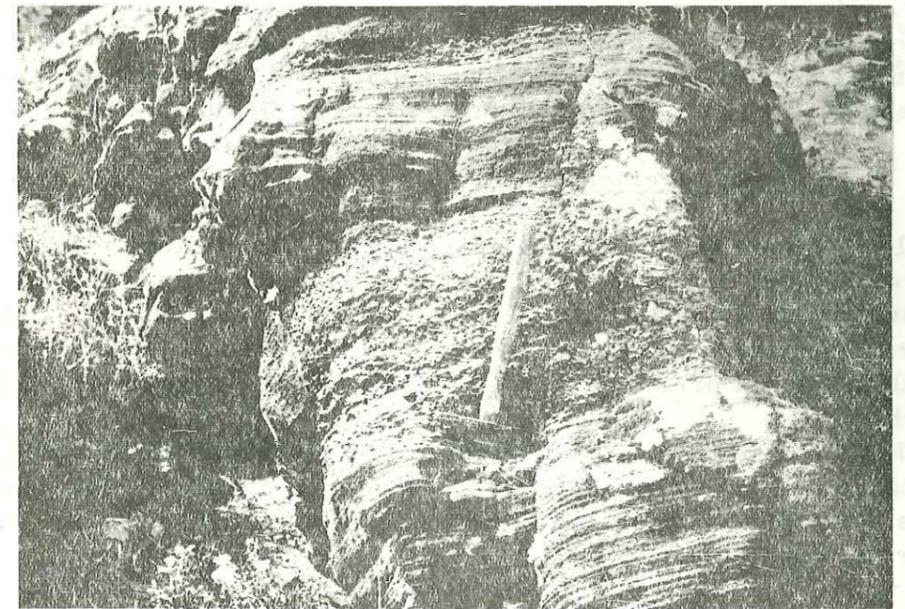


Figure de sédimentation à la partie supérieure d'un banc de grès du flysch.



Grano-classement dans la sédimentation du flysch.

Planche XVI

En replaçant les ensembles dans leurs régions d'origine, on peut supposer un envahissement progressif de la série calcaire par la série détritique, envahissement qui se serait effectué à des époques de plus en plus récentes de l'ensemble de Köyceğiz vers l'ensemble du Kepez tepe. Autrement dit, il semble qu'il y ait eu une véritable transgression du faciès détritique depuis le Maestrichtien (ensemble de Köyceğiz) jusqu'au Priabonien (ensemble de Kepez tepe). Il est évident que cela entraînerait des domaines de sédimentation relativement éloignés et non plus un simple écaillage mais un véritable charriage des deux ensembles l'un par rapport à l'autre.

### III - L'ENSEMBLE INFÉRIEUR NORD OU ENSEMBLE DU KEPEZ TEPE

Ses limites d'affleurement correspondent aux plateaux de Sakarca et de Kavacik. Nous retrouverons dans cet ensemble une série calcaire en majorité crétacée, surmontée d'une série détritique correspondant suivant les affleurements à un grès sableux, ou au flysch décrit précédemment.

Les différences portent, d'une part, sur la présence au-dessus des calcaires crétacés d'une brèche calcaire à ciment carbonaté du Priabonien supérieur, d'autre part, sur la présence d'écailles tectoniques au sommet de l'ensemble. En effet sur les plateaux de Kavacik et de Sakarca se trouve une unité sédimentaire confuse où l'on a en contact anormal des dolomies du Trias et des calcaires jurassiques, avec du flysch et des calcaires crétacés, ainsi que des diabases et des laves spilitiques.

Sur le plateau de Kavacik la cartographie montre cependant une certaine succession, avec des calcaires et dolomies à la partie inférieure de cette unité formée d'écailles et, à la partie supérieure, le flysch et les laves sus-jacentes, dont l'étude pétrographique a montré l'homogénéité.

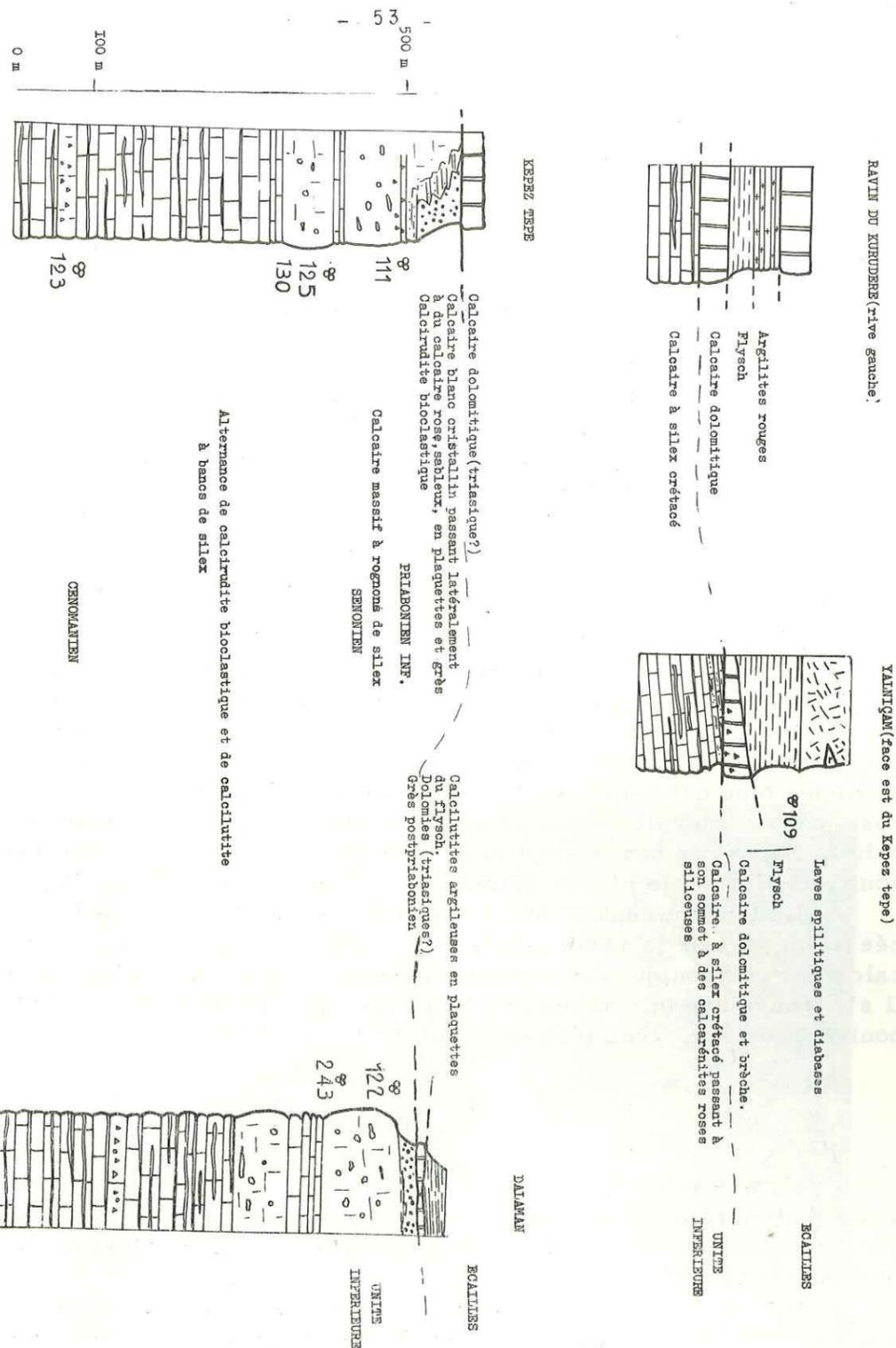
#### A - Les affleurements

Le premier témoin de cet ensemble du Kepez tepe est cet affleurement crétacé supérieur qui se trouve en fenêtre sous les 1 000 m de Mésozoïque de l'ensemble de Köyceğiz. Affleurant sur 50 m environ, il est formé de radiolarites à filons de calcite, à débris de radiolaires et Globotruncanidés (échantillon 241) et présente un faciès assez analogue aux blocs allochtones du flysch.

Mais l'ensemble du Kepez tepe prend toute son importance au niveau des plateaux de Kavacik et de Sakarca. Il disparaît vers le Sud, en plongeant sous les péridotites du bassin de Beobasi en une brusque flexure pouvant se transformer localement en faille.

#### SUCCESSIONS LITHOLOGIQUES OBSERVÉES DANS L'ENSEMBLE DU KEPEZ TEPE

Macrofaune  
No de l'échantillon



B - La coupe du Kepez tepe

La coupe la plus complète se trouve au Kepez tepe. Cette montagne est située en rive gauche du ravin du Kurudere à l'endroit où il débouche sur la plaine de Beobasi, cessant d'être un "Kurudere" (ravin sec) pour laisser échapper la source karstique qui va irriguer la plaine de Beobasi.

Le soubassement est formé de calcaires à lits de silex. Une coupe effectuée en descendant le fond du ravin montre une alternance de brèches calcaires (calcirudites biomicritiques bioclastiques) et de calcaires cryptocristallins (calcilutites) en bancs lités alternant avec des bancs de silex d'une épaisseur de 20 à 50 cm.

Dans l'échantillon 0123 prélevé à l'entrée des gorges dans une de ces brèches à ciment calcaire, Preglobotruncana cf. stephani se trouvant dans le ciment permet de dater ce niveau du Cénomaniens. Au-dessus de ce niveau, intercalé dans les bancs de calcaires à silex, une brèche calcaire à ciment carbonaté a fourni (échantillons 0125 et 0130) :

Globotruncana (ventricosa ?)

Orbitoides sp.

Globotruncana calcarata

Globotruncana cf. rosetta

d'âge campanien-maestrichtien.

Dans la partie supérieure, datée donc du Sénonien, vient, au-dessus des petits bancs de calcaires à silex, un banc plus massif à rognons de silex. Au sommet de la falaise on peut observer le passage du calcaire à silex à du calcaire rose en plaquettes qui lui-même devient gréseux. Sur le côté sud est du Kepez tepe qui est en surface structurale, il est possible de voir ce calcaire rose passer latéralement à du calcaire blanc cristallin formant des barres en relief. Entre ces bancs s'est déposé un grès sableux correspondant à ce que nous appellerons le niveau détritique de l'ensemble du Kepez tepe.

Le long du sentier qui mène de Beobasi à Kavacik, à la cote 600, placée au-dessus de la série calcaire crétacée on peut voir une brèche à éléments calcaires polygéniques et ciment carbonaté (calcirudite micritique bioclastique). Il s'y trouve une microfaune de l'Eocène, dont la plus récente appartient au Priabonien inférieur, avec (échantillon 111) :

Asterodiscus sp.

Discocyclina marthae

Alveolina (Flosculina) sp.

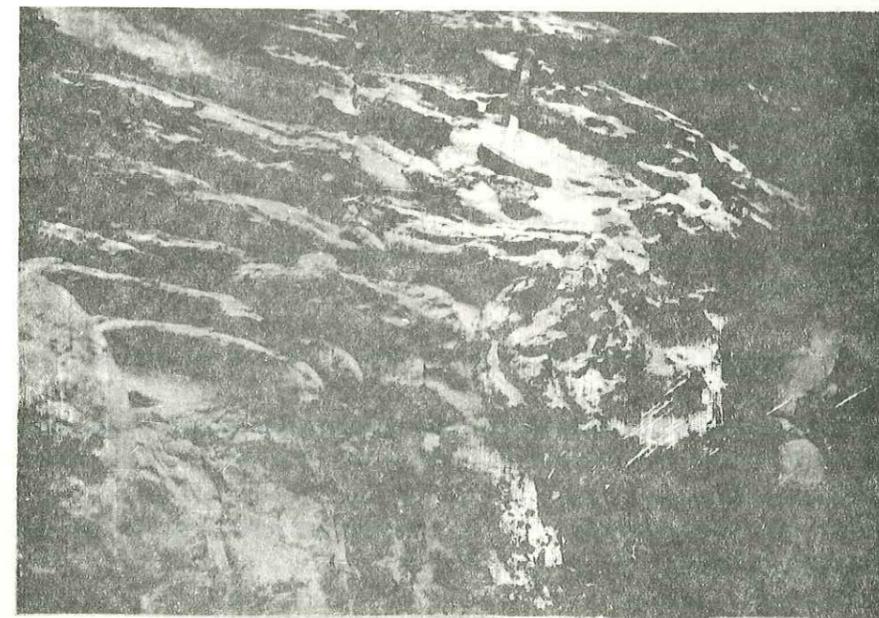
Nummulites striatus et des Orthophragmines.

La présence de terrains de couverture nous a empêché de voir s'il y avait continuité entre les calcaires crétacés et cet Eocène. Par contre la série détritique semble se placer stratigraphiquement au-dessus ou en variation latérale de faciès.

Sur ces formations supérieures viennent, en discordance tectonique, des calcaires dolomitiques noirs du Trias, qui forment le sommet du Kepez tepe.



Calcaire à silex du Crétacé de l'ensemble du Kepez tepe (Kurudere).



Petits plis dans ce même calcaire. Planche XVIII.

C - La partie est du plateau de Kavacik

Les calcaires à silex crétacés se retrouvent dans le ravin qui descend de Çayhisar köy. A l'entrée de ce ravin, une coupe illustre bien le style en écaill- les avec, de bas en haut :

- les calcaires à silex du Crétacé supérieur,
- un niveau gréseux de la série détritique éocène-oligocène,
- des calcaires dolomitiques bréchiques (Trias ?),
- des argilites rouges et des laves.

C'est aussi à ce niveau qu'une brèche tectonique remanie ensemble des éléments du calcaire mésozoïque et de calcilutite argileuse du flysch.

Les dolomies triasiques se retrouvent en masse importante en rive gauche du ravin de Çayhisar, surplombant les calcaires à silex du Crétacé, eux-mêmes surmontés d'un plaquage de calcilutites siliceuses roses et beiges identiques à celles que nous avons vues à la base du Crétacé.

D - Le plateau de Sakarca

De la même façon, vers l'Ouest, en bordure sud ouest du plateau de Sa- karca (Çayan Kir), nous retrouvons des calcaires à silex à la base, surmontés non seulement de dolomies et de calcaires dolomitiques triasiques, mais aussi de calcaires crétacés en position allochtone, au sommet du Gök dag. En effet, si on redescend vers le Nord à partir du Gök dag en direction du ravin de Ku- rudere, on rencontre, sous les calcaires crétacés blancs à débris de lamelli- branches, des grès appartenant au complexe détritique de l'ensemble inférieur, grès priaboniens-oligocènes.

Sur ces lambeaux de calcaires et de dolomies, du flysch sans couvertu- re volcanique forme la partie supérieure de ce plateau de Sakarca. Il peut s'y retrouver tous les éléments du flysch de l'ensemble supérieur, grès, schistes gréseux, calcilutites argileuses en plaquettes, conglomérats à ciment calcaire, mais dans un ordre confus.

Doivent appartenir également à ce flysch, les calcaires à bandes sili- ceuses roses identiques aux olistolites calcaires du flysch, qui se trouvent en rives droite et gauche du Kurudere, sous des calcaires dolomitiques et sur la série détritique.

E - La série détritique et le flysch des écailles sus-jacentes

Cette série détritique priabonienne oligocène gréseuse, à grains de quartz de la taille des arénites, présente des débris chloriteux à aspect de dia- base altérée. Elle est surtout visible sur le flanc est du Kepez tepe; à cet en- droit elle est interrompue par un contact anormal avec une écaille de brèche dolomitique à aspect de cargneule. Si son analogie avec le flysch de l'ensem- ble de Köyceğiz ne concerne que le caractère quartzo-détritique, celle des écailles tectoniques concerne le faciès lui-même.

C'est dans ce flysch des écailles, à la limite des laves, qu'une brèche polygénique à grains de quartz et débris calcaires présente des débris d'une

faune très proche de celle du Burdigalien calcaire, avec des débris d'Orbitoi- dés (Discocyclines et Lépidocyclines ?) et des débris de Nummulites\*. Cette analogie de faune nous a conduit à attribuer un âge maximum priabonien à ce flysch dont la sédimentation a pu se poursuivre dans l'Oligocène. C'est pour- quoi nous avons indiqué sur la carte un âge éocène-oligocène, étant bien entendu qu'il peut y avoir des divergences quant aux limites de base des flyschs des dif- férents ensembles.

IV - LA COUPE DU DALAMAN CAY (FLEUVE DALAMAN)

A l'extrémité sud est de la zone cartographiée réapparaissent, après les péridotites de Beobasi, des terrains sédimentaires. Ces derniers représen- tent la bordure nord d'un petit massif qui a été étudié en partie par J. P. BASSA- GET et F. RICHARD.

Ces terrains plongent vers le Nord sous les péridotites. Un sondage ef- fectué dans les péridotites à 100 m du contact a rencontré les calcaires crétacés à 30 m de profondeur. Le Dalaman çay y entaille une gorge étroite permettant une coupe intéressante, prolongée de 60 m par un petit sondage effectué au ni- veau de la rivière. En rive gauche, nous avons donc, de bas en haut :

- 110 m de calcaire cryptocristallin, alternant avec des bancs de silex,
- 20 m d'un calcaire massif à passées de calcaire graveleux,
- 20 m de calcaire cryptocristallin à bancs de silex,
- 30 m d'un banc massif à rognon de silex, fait d'une brèche calcaire à ciment carbonaté (calcaire biomicritique clastique), présentant des Globotruncana dans la matrice cryptocristalline (Sénonien).

La partie supérieure de la falaise calcaire est irrégulière et lapiazée. Elle est surmontée d'un niveau détritique gréseux à éléments calcaires et à argile rouge, sur une épaisseur très faible (20 m). Ce niveau détritique con- tient :

Nummulites striatus (Priabonien inférieur)  
et des Orthophragmines.

Au-dessus commence une sédimentation de calcilutite argileuse en pla- quettes et de grès et schistes gréseux de couleur verte, analogues au flysch de l'ensemble de Köyceğiz. Nous pourrions supposer une succession normale, s'il n'y avait la présence, à la base de ce flysch, de blocs irréguliers de cal- caires dolomitiques d'une épaisseur de quelques mètres, d'un faciès analogue à celui des calcaires dolomitiques du Trias.

L'analogie de cette coupe avec celle du Kepez tepe, dans l'ensemble

-----  
\* Echantillon n° 109

inférieur nord est frappante : même type de sédimentation et même type de microfauces dans la falaise calcaire et son toit détritique ; même succession : série détritique priabonienne ou postpriabonienne, calcaires dolomitiques et flysch. C'est ce faisceau d'arguments qui nous a conduit à placer un contact anormal entre la série détritique et les calcaires dolomitiques et le flysch.

## V - CONCLUSIONS

Le même schéma stratigraphique semble s'appliquer aux unités des trois ensembles décrits, avec un Mésozoïque calcaire et un Eocène-Oligocène détritique.

Les seules différences apparaissent au sommet du Crétacé, avec la nature gréseuse et sableuse se rapprochant du type molasse des unités les plus inférieures et le faciès flysch des différentes écaillés sus-jacentes, y compris l'ensemble de Köyceğiz.

L'étude des conditions paléogéographiques de dépôt indique une sédimentation de mer fermée peu profonde au Trias, condition qui a dû subsister pendant une partie du Lias. Une ouverture et un approfondissement de la mer ont donné la sédimentation de type pélagique du reste du Jurassique, sans accident orogénique.

Par contre, à l'endroit où nous avons placé la limite du Crétacé et du Jurassique, la phase détritique indique une émergence avec érosion, comme tendrait à le prouver la lacune du Malm dans la coupe située au Nord de Çayhisar (ensemble de Köyceğiz). Ou bien, si cette lacune est tectonique, il y aurait simplement tendance à l'émergence et lacune de sédimentation d'une partie du Crétacé (Néocomien).

Après la reprise d'une sédimentation calcaire pélagique, la brèche polygénique implique un remaniement et des mouvements tectoniques verticaux. A cette phase qui affecte surtout le Sénonien, succède la phase orogénique correspondant au dépôt du flysch pour l'ensemble de Köyceğiz et du niveau détritique pour l'unité inférieure de l'ensemble du Kepez tepe. Ce type de sédimentation semble venir après une phase d'émergence attestée par la présence d'un conglomérat à la base.

Nous ne retiendrons pas ses conditions bathymétriques de formation sujettes à discussion, mais la nécessité de la présence de terrains cristallins émergés. Enfin nous citerons A. LOMBARD pour dire que "les sédiments du flysch se sont déposés près d'une côte sur une topographie mouvementée et mobile."

Nous en déduisons donc l'existence de mouvements orogéniques importants à partir de la fin du Crétacé et durant l'Eocène, correspondant à l'apparition d'une chaîne "laramienne". Enfin la sédimentation détritique se termine par un volcanisme basaltique sous-marin à tendance andésitique (laves spi-

litiques et diabases) qui est donc post-priabonien.

## VI - LE QUATERNAIRE ET LE NEOGENE

Nous avons vu que les conglomérats quaternaires et le Néogène étaient les seules formations postérieures à la mise en place des ultramafites.

### A - Le Néogène

Des calcaires argileux et des marnes blanches à Ostracodes et de nombreux Gastéropodes affleurent au Sud de Beobasi. A la base se trouve un conglomérat à éléments anguleux de péridotites.

La faune d'Ostracodes est riche en individus mais pauvre en espèces avec :

*Scottia* nov. sp. ?

*Cyripidei* af. *miocaenica* Lienenklaus (in BETTENSTAEDT F. 1962).

La présence de tubercules phénotypiques attestent l'existence au niveau du prélèvement, d'incursions d'eau douce (*Scottia*) dans un milieu légèrement salé (Oligohalin) (\*).

Ceci pourrait donc correspondre à un milieu côtier.

Ce terme de Néogène est employé par analogie avec des formations analogues datées, du Sud Ouest de la Turquie.

On retrouve cette formation en dehors de la zone cartographiée à des altitudes très différentes ; de plus c'est ce même Néogène que l'on retrouve dans l'île de Rhodes. Ces faits ajoutés aux failles qui décalent les niveaux néogènes et même quaternaires anciens ainsi que le pendage de l'affleurement de Beobasi qui est de 30 à 40° vers le NNW, constituent un argument précieux en faveur d'un effondrement très récent.

### B - Le Quaternaire

Des conglomérats sus-jacents au Néogène se présentent en deux terrasses successives dans la plaine de Beobasi. Une terrasse ancienne haute, une terrasse plus récente basse, attestent du changement du niveau de base. On peut y rattacher les deux cônes de déjection qui débouchent au Nord et à l'Est de Köyceğiz. Ces alluvions anciennes sont formées, suivant les endroits, de galets calcaires ou de galets de péridotites. Le diamètre de ces galets, de

(\* ) Je remercie Mr. G. CARBONNEL d'avoir bien voulu me donner ces précieux renseignements à partir de la faune que je lui avais fournie.

10 à 30 cm, que ce soit pour la terrasse ancienne ou la terrasse la plus récente, nécessite un régime hydrologique à précipitations plus abondantes qu'actuellement.

A ces terrasses anciennes doivent être rattachées les brèches de pente consolidées qui se trouvent au flanc des falaises. Enfin des niveaux de galets anciens se retrouvent accrochés aux flancs des ravins, que ce soit celui au Nord de Çayhisar ou en bordure du Dalaman, témoignant de l'identité des reliefs anciens et actuels et de l'épigénisation des cours d'eau.

Si, à l'Ouest, la plaine de Beobasi a été sérieusement alimentée en galets par le torrent venant du Kurudere, à l'Est par contre se trouve une dépression sans apport torrentiel important. Il semble qu'il y ait eu décomposition sur place des péridotites par les simples eaux de ruissellement, ce qui donne des produits d'altération très fins, une véritable poussière péridotitique. Le seul émissaire de cette dépression s'écoule par une gorge qui la met en relation avec le Dalaman çay, réduisant ainsi le bassin versant du lac de Köyceğiz au profit de celui du Dalaman çay.

Si l'existence de deux terrasses témoigne de mouvements de base, celle d'un paléorelief glaciaire indique un changement climatique de la région. Dans tout le massif du Çiçekbaba (ou Sandras dag), encore recouvert de neige actuellement en hiver, se trouvent des dépressions à fond plat, remplies d'une sédimentation très fine terrigène. Ces dépressions sont souvent fermées par un petit verrou entaillé d'une gorge.

Ces dépressions typiques du relief glaciaire sont identiques aux "plans du lac" des régions alpines. Elles se retrouvent surtout en face nord.

Enfin, au Nord Est du Çiçekbaba, au-dessus de 2 000 m, il reste tous les éléments du substratum d'un petit appareil glaciaire qui comprend : le bassin de réception, la zone d'accumulation remplie actuellement par un petit lac et barrée par un verrou de péridotites. Il existe un émissaire à ce lac, émissaire qui a creusé une gorge de raccordement. De plus, toujours au-dessus de 2 000 m, c'est sans doute à l'érosion glaciaire ajoutée à l'absence de végétation que l'on doit des affleurements débarrassés de leur altération superficielle.

On peut lier la formation des terrasses à gros galets à la période glaciaire ou périglaciaire, les deux ensembles nécessitant également un régime climatique à fortes précipitations.

Ainsi, succédant à un Néogène côtier pliocène, une phase d'effondrement a modelé le relief actuel. Un climat froid et humide correspondant peut-être à la dernière grande glaciation du Würm, a creusé ces grands ravins, avec pour suite des effondrements aussi bien au Quaternaire ancien qu'actuellement. Ces mouvements appartenant à des temps historiques ont provoqué des séismes et la fermeture par alluvionnement du port de l'antique Caunus situé à quelques kilomètres au Sud Ouest de Koycegiz.

## LA TECTONIQUE

Il est pratiquement impossible de dissocier le chapitre de la tectonique de celui de la stratigraphie. Aussi reprendrons-nous l'ensemble des conclusions des deux chapitres dans un essai de reconstitutions paléogéographiques.

Ainsi une coupe montrant une succession stratigraphique anormale, comme celle du Kabaçam, apporte autant de renseignements que la simple observation des structures. Ceci est d'autant plus valable que plusieurs phases tectoniques se sont succédées, la plus récente oblitérant la plus ancienne. C'est le cas en particulier de cette phase d'effondrements récente, qui masque en partie une tectonique tangentielle plus ancienne. C'est cette tectonique d'effondrement que nous décrirons en premier lieu.

### I - LA PHASE D'EFFONDREMENT

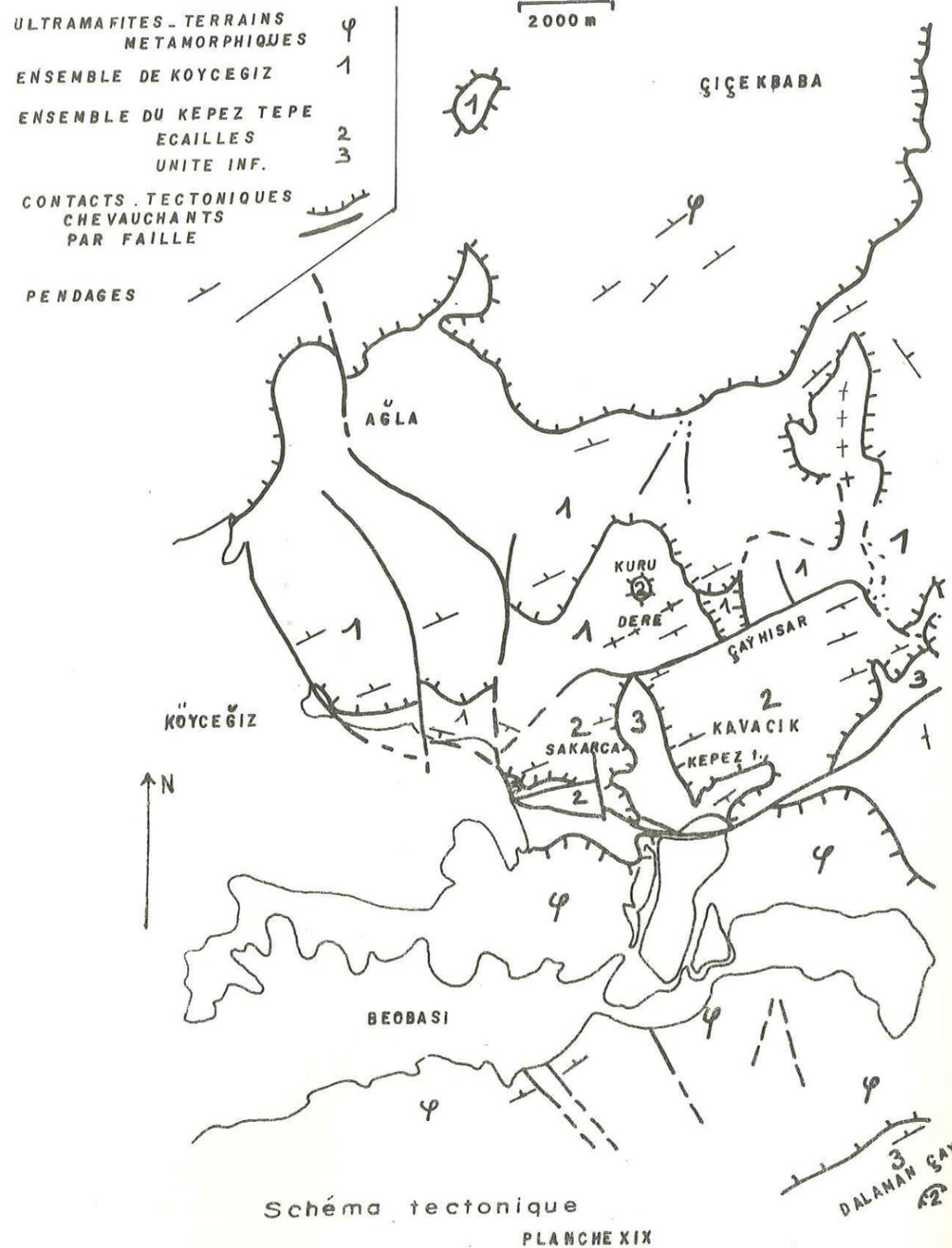
La phase d'effondrement présente une grande importance quant à la disposition des structures actuelles. C'est elle qui est la cause de la formation de ces cuvettes fermées dont nous avons un exemple avec la cuvette du lac de Koycegiz, prolongeant le bassin de Beobasi ou, au Nord de la zone cartographiée, la cuvette de Mugla.

Les failles d'effondrement ont principalement deux directions perpendiculaires : NNW-SSE et WSW-ENE. C'est cette dernière direction que prennent deux accidents particulièrement bien visibles, dont le plus important forme la bordure sud du plateau de Kavacik et Sakarca, et se prolonge sous le cône de déjection de Cayan, et dont le deuxième correspond à la limite sud du massif du Cicekbaba. La faille qui se trouve à la bordure de la falaise immédiatement à l'Est de Koycegiz suit la première direction NNW-SSE.

#### A - Les failles NNW-SSE

Au pied de la falaise de Köyceğiz une faille amène le flysch tertiaire au niveau du Trias. En s'éloignant vers l'Est, on voit le sommet de la falaise mésozoïque et le flysch qui la surmonte, surélevés en marches d'escalier par une série de failles depuis la plaine de Köyceğiz jusqu'à l'altitude de 1 400 m.

Ce sont également des failles de cette direction qui décalent légèrement le Néogène et le Quaternaire ancien au Sud et au Sud Est de Beobasi. Ces dernières sont à rejet minime (20 à 30 m), mais elles permettent de dater cette



phase d'effondrement du Pontien au Quaternaire.

Nous retrouvons ces failles en bordure du plateau de Sakarca. A ce sujet il est bon de signaler que l'absence de failles dans la cartographie des ultramafites est due bien plus à un défaut de niveaux repères qu'à une absence d'accident. Ces dernières présentent une homogénéité qui rend difficile toute observation de décalage ; elles sont de plus parcourues par un réseau de diaclases où une étude portant sur plus de 200 mesures faites sur 1 km<sup>2</sup> n'a pu donner de résultat probant.

Par contre la présence de magnésite dans des filons légèrement bréchiques de direction NNW-SSE correspond sans doute à la présence d'accidents.

B - Failles et flexures WSW-ENE

1) L'accident en bordure sud des plateaux de Kavacik et de Sakarca

Il débute à l'Est par une faille mettant, au niveau du ravin de Çayhisar, les spilites postpriaboniennes à la hauteur du calcaire crétaé. Au ravin du Kurudere et en bordure sud du Kepez tepe, cet accident est transformé en une brusque flexure. Sur la face ouest du Kepez tepe, par suite de cette flexure le décrochement d'une partie des écailles supérieures de l'ensemble inférieur amène un véritable paquet glissé de Trias et de flysch au pied de la montagne.

Vers l'Ouest cette flexure se transforme de nouveau en failles multiples qui forment la bordure sud du plateau de Sakarca. Au-delà de ce dernier, une faille NNW-SSE décale cet accident qui va passer sous le cône de déjection de Çayan. En effet, d'une part sous ce cône se trouve un petit affleurement de péridotites, d'autre part au pied triasique de la falaise un brutal changement de pendage amène un banc de calcaire jurassique au niveau de la plaine.

2) L'accident de la bordure sud du massif de Çiçekbaba

D'un rejet relativement faible par rapport au précédent, cet accident doit être signalé, car il masque les positions relatives de l'ensemble de Köyceğiz par rapport à l'ensemble du Kepez tepe. En effet, nous avons vu, et nous reverrons dans le chapitre de la tectonique tangentielle, qu'une fenêtre ouverte dans l'ensemble de Köyceğiz laisse apparaître un lambeau de Crétacé sous du Trias au fond du ravin du Kurudere. Ce Crétacé appartient aux écailles de l'ensemble du Kepez tepe. "Normalement" nous devrions retrouver ce contact Trias-Tertiaire plus au Sud, mais une faille abaisse l'ensemble de Köyceğiz. Ainsi avons-nous à l'Est, à Çayhisar köy, un contact latéral entre Dogger et Tertiaire. Si à partir de Cayhisar

DIRECTIONS DES COUPES  
 LIMITES DES ENSEMBLES STRUCTURAUX  
 ENSEMBLE DE KÖYCEĞİZ 1  
 ENSEMBLE DU KEPEZ tepo 2  
 ULTRAMAFITES φ

2 Km

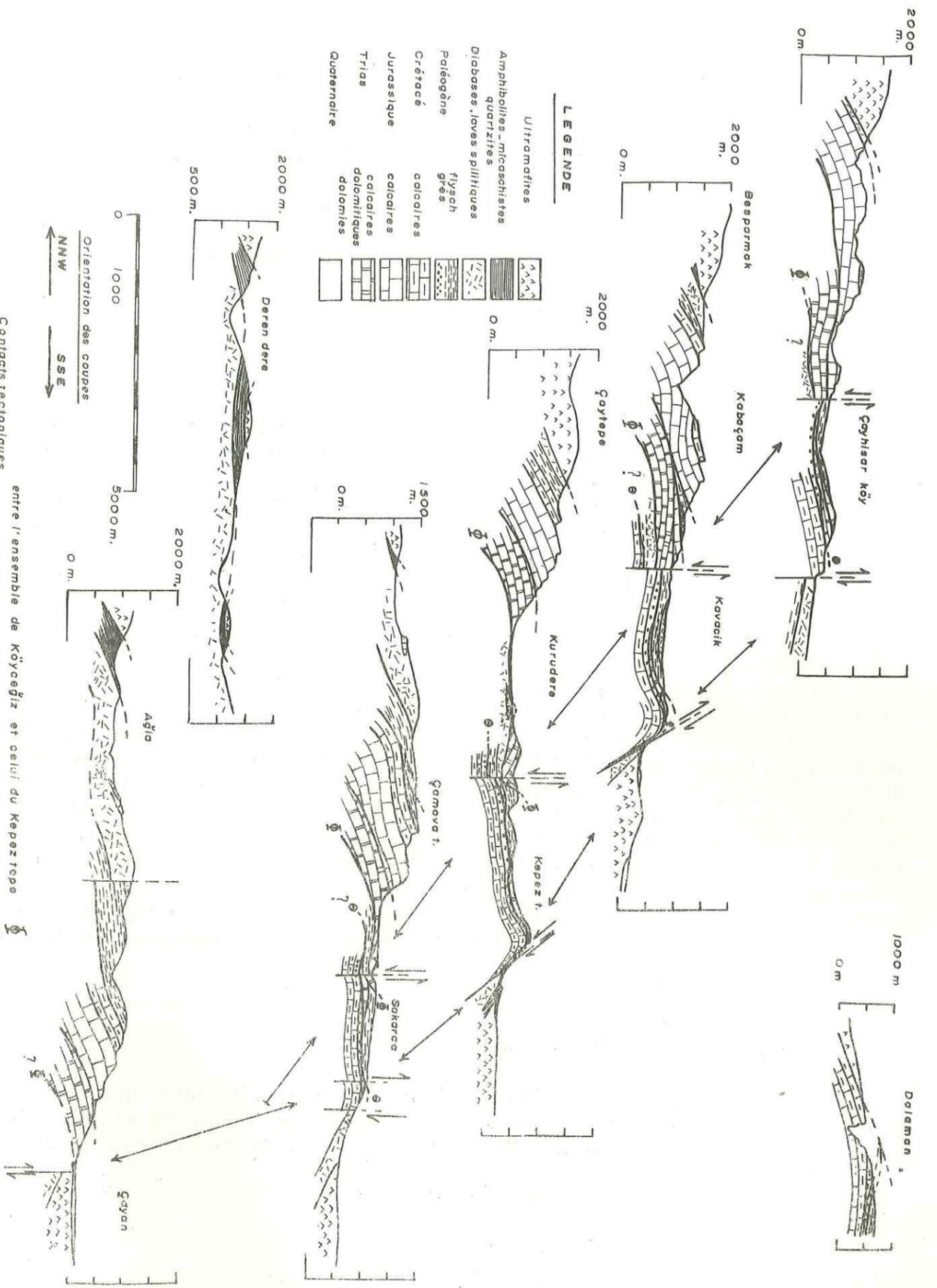


PLANCHE XX POSITION DES COUPES SÉRIÉES

entre l'ensemble de Köyceğiz et celui du Kepez tepo  
 Contacts tectoniques à la base des écaillies de l'ensemble du Kepez tepo

planche XXI

Orientation des coupes  
 NNW  
 SSE



on se déplace vers l'Ouest, dans le ravin du Kurudere, c'est la partie moyenne calcaire du Trias affleurant qui vient buter contre les argilites à radiolaires du Tertiaire. Il semble donc qu'il y ait diminution du rejet d'Est en Ouest. L'accident se poursuit cependant de l'autre côté du ravin, marqué par des pendages verticaux redressant des calcaires dolomitiques.

Enfin, au-delà du plateau de Sakarca il est coupé par la grande faille d'effondrement décrite précédemment et il est impossible de le suivre. Ainsi, si on considère les deux accidents les limitant au N et au S, contrairement à ce que pourrait faire penser la morphologie, les plateaux de Kavacik et de Çayhisar jouent le rôle d'un horst à faible échelle.

C - Pendages et structures anticlinales et synclinales

C'est à la phase d'effondrement que l'on doit les pendages et les grandes ondulations des massifs actuels. Ces ondulations de large amplitude se sont effectuées suivant les deux directions déjà citées.

C'est ainsi qu'une voûte anticlinale d'axe ENE-WSW est visible dans la partie nord du ravin du Kurudere. D'autre part le ravin de Çayhisar constitue par lui-même dans sa partie nord un axe anticlinal de direction perpendiculaire NNW-SSE. Mais la région est marquée par un basculement général vers le NNW. Ce basculement, associé à la flexure du bord du plateau de Kavacik-Sakarca, donne schématiquement un gigantesque pli en genou au flanc SSE vertical et au flanc NNW plongeant de 30° à 50° ; ce pli se répétant vers le Sud, la plaine de Beobasi devient alors une vallée monoclinale remblayée, placée au flanc NNW d'un deuxième pli dissymétrique.

Effectivement ce pendage à plongement NNW se retrouve dans le Néogène posé sur les péridotites au Sud de Beobasi. De même, dans les ultramafites du massif de Çiçekbaba, un litage correspondant à des alternances de dunités, harzburgites et pyroxénolites permet de déterminer un pendage à plongement NNW. En effet une étude statistique effectuée sur 2 km<sup>2</sup> du massif du Çiçekbaba a montré un plongement variant dans le quadrant N à W. Ce plongement correspond à celui du substratum sédimentaire qui disparaît sous les ultramafites plus au Sud. Toutefois dans ce cas précis des conclusions orogéniques ne sont valables que si l'on considère un pendage horizontal avant la phase d'effondrement.

II - LA TECTONIQUE TANGENTIELLE

En ce qui concerne les terrains sédimentaires et les laves qui leur sont associées, l'étude de cette tectonique n'est qu'une conclusion des descriptions des coupes du chapitre précédent. Elle revient à exprimer le déplace-

ment qui a amené l'ensemble de Köyceğiz sur l'ensemble du Kepez tepe, déplacement important puisqu'il est possible qu'il atteigne également l'affleurement du Dalaman à l'extrémité SE de la zone cartographiée.

Ce déplacement se serait accompagné d'une part d'un entraînement d'écaillés à la base (écaillés de Kavacik et de Sakarca), d'autre part d'un déplacement à l'intérieur même des ensembles suivant des unités lithologiques déterminées. Ce déplacement interne serait la cause du biseutage de ces unités, comme il semble que ce soit le cas pour le Jurassique et pour le flysch.

A - Le biseutage à l'intérieur de l'ensemble de Köyceğiz (cf. pl. XII)

Il suffit de reprendre les coupes de cet ensemble pour avoir une démonstration du biseutage, avec des variations d'épaisseur importantes et l'absence de trace d'érosion. Ainsi le Jurassique intercalé entre les deux niveaux repères que sont les dolomies triasiques et le Crétacé, varie de :

- à 440 m à l'Est de Köyceğiz
- 250 m à l'Ali dag
- 700 m au fond du ravin du Kurudere
- 400 m au fond du ravin du Çayhisar
- 250 m au niveau du village de Çayhisar.

Il en est de même pour le flysch qui varie de 700 m à 0 m d'Ouest en Est. De plus il y a une succession anormale dans la coupe du Kabaçam en bordure est du Kurudere, avec de bas en haut : Trias - Jurassique - Tertiaire - Crétacé - Jurassique - Crétacé - Tertiaire. Cette succession est suffisamment explicite pour permettre de placer au moins un contact anormal au niveau du Mésozoïque.

De même l'absence de Lias dans ce Jurassique daté comme Dogger et des variations brusques de pendage sur le flanc ouest du Kabaçam entre Trias et Dogger, nous ont fait placer un second contact anormal entre le Trias et le Jurassique, contact qui se prolonge à l'Est et à l'Ouest.

B - Les déplacements relatifs de l'ensemble de Köyceğiz et de l'ensemble du Kepez tepe, et les écaillés tectoniques (cf. pl. XXI)

L'interprétation aboutissant à un charriage de l'ensemble de Köyceğiz sur l'ensemble du Kepez tepe est liée à l'observation de ces écaillés qui forment la partie supérieure des plateaux de Kavacik et de Sakarca. Nous avons vu en plusieurs endroits des successions anormales, comme celle du Kepez tepe où, sur le Priabonien, on retrouve 20 à 30 m de dolomies du Trias surmontées elles-mêmes par le flysch paléogène.

De même, dans la coupe en rive gauche du ravin du Kurudere, au pied du massif du Çiçekbaba, se trouvent en succession anormale, de bas en haut, des calcaires dolomitiques du Trias, des argilites du Paléogène

et de nouveau des calcaires dolomitiques du Trias. De nombreuses brèches tectoniques mélangeant des dolomies aux calcilutites du Tertiaire sont visibles à l'Est du plateau de Kavacik.

Les terrains formant ces écailles appartiennent à des faciès analogues à l'ensemble de Köyceğiz ; c'est le cas en particulier pour le faciès flysch différent du faciès gréseux correspondant à l'unité inférieure de l'ensemble du Kepez tepe.

C'est à ces écailles qu'appartient l'affleurement crétacé qui apparaît en fenêtre sous le Trias de l'ensemble de Köyceğiz. En effet cet affleurement est constitué de calcaires à bancs siliceux rouges, à radiolaires et globigérines, qui n'ont été rencontrés que dans le flysch et les laves sus-jacentes. Sous l'ensemble de Köyceğiz on devrait donc retrouver la succession correspondant à l'ensemble du Kepez tepe avec les écailles et l'unité inférieure, à grès paléogènes et calcaires crétacés (cf. pl. XXI).

Enfin nous avons vu dans le chapitre précédent comment la succession, unité inférieure, dolomies et flysch de l'affleurement du Dalaman pouvait laisser envisager à l'extrémité SE de la carte un écaillage du même ordre.

### C - Ultramafites et terrains métamorphiques

Sur ces ensembles sédimentaires se trouve l'ensemble ultramafites et terrains métamorphiques. Deux hypothèses sont possibles pour leur mise en place : soit une venue péridotitique sur place qu'elle soit d'origine éruptive ou d'origine tectonique, soit un charriage depuis le massif du Menderes.

Nous avons déjà parlé de la disposition en véritable "semelle" des terrains métamorphiques toujours en bordure des ultramafites ou à la partie inférieure visible dans deux fenêtres au Nord de Ağla, où l'on retrouve de haut en bas : les ultramafites, les roches métamorphiques et le sommet de l'ensemble supérieur nord, représenté ici par des laves spilitiques à radiolaires.

C'est cette disposition qui nous a fait opter pour l'hypothèse du charriage sans qu'il soit possible d'avoir une certitude à partir d'une zone d'étude relativement aussi réduite.

### III - LA DIRECTION DE LA TECTONIQUE TANGENTIELLE

Il y a peu d'arguments structuraux pouvant renseigner sur cette direction. Cependant, dans l'ensemble du Kepez tepe, de petits plis en genou, dissymétriques, à fort pendage vers le Sud, indiquent une direction d'axe d'Est en Ouest, ce qui pourrait suggérer une direction d'axe de poussée N-S.

Un autre argument structural est basé cependant sur une hypothèse. Si on explique la coupe du Kabaçam (ensemble nord) avec sa répétition Dogger - Tertiaire - Crétacé - Dogger - Crétacé - Tertiaire

comme un petit pli-faille, on trouvera une direction de déplacement NNW-SSE.

Enfin on peut penser que les accidents récents reprennent en partie une direction ancienne. L'ensemble de ces faits, qui ne sont pas des preuves formelles, semble laisser envisager une direction de déplacement NNW-SSE.

D'autres arguments pourraient être rapportés, mais ils tiendraient compte d'hypothèses orogéniques et de données que nous n'avons pu vérifier. Il en est ainsi de la diminution des écailles des terrains métamorphiques du NNW vers le SSE, direction qui correspond pourtant bien à la direction d'un déplacement de même type. Nous parlerons de ces hypothèses dans le chapitre suivant.

CONCLUSIONS

I - RECONSTITUTIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

En reprenant les conclusions tectoniques et stratigraphiques nous obtenons les schémas paléogéographiques suivants :

Le Norien, base des terrains connus dans la zone cartographiée, correspond à une mer fermée peu profonde.

Si on date les calcaires gris dolomitiques situés à la base de la série mésozoïque du Lias, les mêmes conditions de sédimentation semblent s'être continuées durant cette période.

La sédimentation à calcaires pélagiques indique au Dogger et au Malm une ouverture et un approfondissement de la mer sans incident orogénique marquant.

Au début du Crétacé l'apparition d'une phase plus détritique indique une tendance à l'émersion, avec la possibilité d'une lacune de sédimentation au Crétacé inférieur et même d'une érosion des niveaux sous-jacents.

A l'Albo-Aptien il y a reprise de la sédimentation du type pélagique.

Et c'est à partir de la fin du Cénomaniens surtout que nous avons mis en évidence la présence de mouvements prémonitoires d'une phase orogénique. Celle-ci correspond à la sédimentation du flysch avec émersion de relief depuis le Maestrichtien supérieur jusqu'à l'Oligocène.

Nous avons parlé de la possibilité d'un envahissement progressif de la série calcaire par la série détritique qui se serait effectué à des époques de plus en plus récentes de l'ensemble de Köyceğiz vers l'ensemble du Kepez tepe. Si on tient pour acquise l'hypothèse du déplacement du NNW au SSE du premier ensemble par rapport au deuxième, le sens de la transgression du faciès détritique serait également du NNW vers le SSE plaçant les premiers reliefs émergés au NNW.

Mis à part le problème de l'âge de la limite inférieure du flysch, il est certain que sa sédimentation se poursuit après le Priabonien inférieur qui y existe en débris, et qu'elle peut même se poursuivre dans l'Oligocène.

A son sommet il se termine par un volcanisme sous-marin basaltique, accompagné du dépôt des radiolarites.

Après ce diatrophisme qui correspond à un premier stade orogénique, une tectonique tangentielle a mis en place les différents ensembles

en une phase de paroxysme postérieure au Priabonien inférieur (Priabonien supérieur-Oligocène ?).

Enfin l'orogène se poursuit en une période de réajustement par des effondrements pliocènes-actuels.

Par son âge et ses différentes phases la région participe donc à une orogénèse de type alpin dont les grandes directions semblent guidées par la présence du massif de Menderes.

II - HYPOTHESES OROGENIQUES ET PROBLEME DE LA MISE EN PLACE

DES ROCHES VERTES

Deux grands problèmes sont en suspens, que nous allons présenter dans ce chapitre. Ce sont :

- l'origine exacte des ensembles structuraux
- le problème de la mise en place des ultramafites.

A - L'origine exacte de ces ensembles

Ces ensembles ont subi un déplacement depuis la région où ils se sont sédimentés et il s'agit non seulement de l'ensemble de Köyceğiz mais aussi de l'ensemble du Kepez tepe : en effet d'après J. P. BASSAGET et F. RICHARD il existe à 20 km au SE, un type de sédimentation différente correspondant au véritable substratum de la région avec un Aquitanien calcaire surmonté de molasse.

Nous avons vu que nous pouvions retenir comme hypothèse sérieuse un sens du déplacement NNW-SSE.

Qu'y a-t-il dans cette direction ?

D'après la carte géologique de Turquie au 1/500 000 et les travaux de P. de GRACIANSKY (1964), nous avons déjà décrit la coupe suivante du NNW au SSE :

- le massif de gneiss et de granite du Menderes,
- une série de calcaires plus ou moins métamorphisés qui semblent en position normale,

en contact "anormal" de plongement SSE, nous retrouvons :

- les schistes de Karabörgutlen, avec au sommet au moins, des terrains métamorphiques semblables à ceux trouvés sur notre terrain. Ces terrains métamorphiques plongent sous le massif du Çiçekbaba, partie nord de notre zone cartographiée.

Pour expliquer la superposition d'ensembles du même âge, deux théories peuvent être émises :

1) un rétrécissement d'une zone de type géosynclinal

Cette zone, étant donné la position en apparence normale des calcaires de Muğla, ne pourrait être située que dans la région des schistes de Karabör-gutien et la partie nord de notre carte. En fait nous n'avons aucun argument précis en faveur de cette hypothèse.

2) Un déplacement de la couverture du Menderes

Cette hypothèse expliquerait peut-être la présence des écaïlles de terrains métamorphiques et celle d'un affleurement de péridotites qui se trouvent sur les calcaires de Muğla un peu avant Ula et qu'il nous a été donné de voir. Pour confirmer cette hypothèse, il faudrait étudier en détail les affleurements dits paléozoïques indifférenciés marqués sur la carte au 1/500 000 et qui semblent se trouver en lambeaux sur les calcaires de Muğla.

B - Le problème de la mise en place des ultramafites

Ce n'est pas dans une région aussi tectonisée que des faits précis pourront être apportés en faveur de l'une ou de l'autre des théories opposant les partisans d'une cristallisation en profondeur après différenciation d'un magma originel de composition encore inconnue, et les partisans d'une mise en place par épanchement sous-marin avec différenciation et cristallisation sous une épaisseur plus ou moins grande de laves spilitiques et de diabases.

Nous avons bien ici une association correspondant au "cortège ophiolitique", mais elle présente une disposition inverse de celle décrite de façon classique, les ultramafites reposant sur les diabases et les laves spilitiques par un contact sans transition. D'autre part, contredisant cette disposition qui placerait la venue des ultramafites après celle des laves, la présence de dykes de diabases en intrusions prouve une émission de laves postérieure à la cristallisation de ces ultramafites.

De plus, si on applique le schéma de N. L. BOWEN, concernant une cristallisation fractionnée à partir d'un magma basaltique, olivine et pyroxène des ultramafites appartiennent à un premier stade de cristallisation, la hornblende et l'oligoclase des diabases à un stade plus tardif.

Comme il n'y a pas de passage continu entre ces péridotites et ces diabases de composition chimique différente (cf. pl. IX) on doit placer leurs formations respectives en deux phases bien différenciées avec :

- la cristallisation des ultramafites
- la cristallisation des diabases dans les ultramafites déjà stabilisées.

Nous rejoignons ainsi notre observation précédente concernant la postériorité des laves par rapport aux ultramafites.

L'observation pétrographique permet une autre remarque :

les olivines bien cristallisées nécessitent pour leur formation un refroidissement lent donc une couverture protectrice :

en effet A. N. ZAVARICKIS indique dans la bordure d'extension nord ouest des trapps sibériens, l'existence d'un faciès semi-vitreux de la dunité appelé "mélmetchite" correspondant à un refroidissement rapide ; or ce faciès est inconnu dans notre région.

Et si on ajoute la présence en liaison directe de ces terrains métamorphiques en écaïlles renversées on peut penser à une mise en place originelle profonde des ultramafites en intrusions dans la série métamorphique en place, et enfin à un déplacement de l'ensemble.

La tectonique, qu'elle soit de gravité ou de compression serait alors l'agent moteur de la mise en place définitive.

ADDENDUM

REPERTOIRE DES MINERALISATIONS

Trois types de minéralisation ont été observés dans la zone cartographiée.

Ces minéralisations concernent par ordre d'importance :

- le chrome
- le manganèse
- le cuivre.

A - Le chrome

Il est réparti dans toutes les péridotites sous forme de chromite. Plusieurs mines de chrome ont été exploitées presque exclusivement dans la plaine de Beobasi plus facile d'accès que le massif du Çiçekbaba.

L'une d'entre elle est encore exploitée au Sud de Çokmaçat avec une production journalière de 30 tonnes environ pour un personnel d'une dizaine d'hommes.

Le filon exploité actuellement en galerie est formé de chromite massive; limité vers le bas par une faille il passe vers le haut à une chromite mouchetée dont la gangue est constituée de péridotite serpentinisée.

Nous ne reprenons pas ici les formes et les modes de gisement de cette minéralisation aux caractères de gîte de ségrégation.

Nous signalerons simplement une observation effectuée au sommet du Çiçekbaba :

un litage régulier montre une alternance de dunite, de pyroxénolites et de harzburgites. La chromite qui parsème en grains microscopiques les ultramafites présente ici des concentrations visibles macroscopiquement uniquement à l'intérieur des lits de dunites ou dans les péridotites à faible pourcentage de pyroxène .

B - Le manganèse

Une mine de manganèse se trouve dans la région de Ağla au sein de la série métamorphique. Le minerai en petite quantité a été entièrement épuisé par une petite exploitation. Si nous avons ici une concentration exceptionnelle, nous pouvons rappeler que le manganèse se répartit dans une grande partie des terrains métamorphiques des écaïlles de Ağla sous forme de piémontite.

D'autres concentrations de minerai de manganèse ont été observées en bordure des laves spilitiques, au contact du flysch sous-jacent, que ce soit dans la région de Ağla ou sur le plateau de Kavacik.

C - Le cuivre

Etant donné la taille des gisements et la faiblesse des concentrations ce type de minéralisation ne mérite d'être cité que comme une curiosité pétrographique.

Sur le plateau de Kavacik, dans les ravins qui descendent vers le Kurudere, plusieurs filons de quartz traversent les diabases.

C'est dans un de ces filons que se trouvent de la pyrite et de la chalcoppyrite transformée en surface en azurite et malachite.

Cette minéralisation hydrothermale courante dans les diabases n'est plus représentée latéralement que par du quartz.

BIBLIOGRAPHIE

- ALPAN (S.), 1954. - Les gîtes chromifères d'Akkopru. - Maden Tektik ve Arama Enstitüsü raporu (Bull. M. T. A. Ankara n° 869).
- ARABU (N.), 1923. - L'Asie Mineure Occidentale d'après les travaux de A. PHILIPPSON. - Ann. Géogr., Fr., 1923, p. 126-141
- AUBOIN (J.), BRUNN (J. H.), CELET (P.), 1960-1963. - Esquisse de la géologie de la Grèce. Livre à la mémoire de Paul FALLOT, Soc. géol. Fr., t. 2, p. 583-610.
- AVIAS (J.), 1949. - Observation et interprétations nouvelles concernant les péridotites et les serpentinites de Nouvelle-Calédonie. - Bull. Soc. géol. Fr., 5e série, t. XIX, p. 439-450.
- BASSAGET (J. P.), 1966. - Contribution à l'étude géologique de la région au Sud du Menderes entre Fethiye et Sandras dag (Province de Muğla, Turquie). - Thèse de l'Université de Grenoble. (Inédit).
- BLUMENTHAL (J. H.), 1962. - Le système structural du Taurus Sud-Anatolien. Livre à la mémoire de Paul FALLOT, Soc. géol. Fr., t. 2, p. 611-662.
- BOWEN (N. L.), 1928-1956. - The evolution of the igneous rocks. - Princeton Univ. Press.
- BRUNN (J. H.), 1955. - Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. - Thèse de Sciences Naturelles, Paris n° 3697.
- " " " 1960. - Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. - Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., vol. III, fasc. 1, 2, 3.
- CADISCH (J.), 1926. - Wildflysch im Unterengadiner Fenster. Vorläufige Mitteilung. Mitteilungen der geologischen Gesellschaft in Zurich, 5, p. 26-30.

- "CENTO", 1960. - Symposium on chrome Ankara. - Printed by M. T. A.
- CHAPUT (E.), 1936. - Voyage d'études géologiques et géomorphologiques en Turquie. Mémoire de l'Institut Français d'Archéologie d'Istanbul, II, 1936.
- COLIN (H.), 1954. - Bericht über geologische Kartierungsarbeiten der Kartenblätter. Fethiye 122/4 ect. M. T. A. (non publié).
- DUBERTRET (L.), 1953. - Géologie des roches vertes du Nord Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). Museum d'histoire naturelle, notes et mémoires sur le Moyen Orient, T. 6, Paris.
- DUCLOS (C.) et VUAGNAT (M.), 1962. - A propos de l'âge des serpentines de Cuba. - Arch. Sci. Suisse, Genève, 15 p. 309-332.
- EGERAN (E. N.), 1947. - Tectonique de la Turquie et relations avec les unités tectoniques et les gîtes métallifères de la Turquie (Imprimerie Georges Thomas, Nancy).
- FREY (R.), 1937. - La classification moderne des roches éruptives. - Rabat, notes et mémoires n° 144 du service des Mines et de la carte géologique du Maroc.
- HESS (H. H.), 1937. - Island arcs, gravity anomaly and serpentine intrusion. A contribution to the ophiolite problem. - Départ. XVII international geol. congr. p. 263-283.
- " " " 1954. - Serpentine orogeny and epiorogeny. - Soc. géol. America, Sp. pub. n° 62, 1955.
- " " " 1951-1952. - Serpentine und chromer führender peridotit serpentin des südanatolischen Taurus. - Bull. M. T. A., 46-47, p. 17-45.
- KAADEN (G. Van der) et METZ (K.), 1954. - Observations géologiques dans les régions de Datça, Muğla, Dalaman çay. - Bull. M. T. A., n° 52
- KETIN (I.), 1960. - Carte tectonique de la Turquie au 1/2 500 000 et notice explicative. - Bull. M. T. A., n° 54
- KOVENKO (V.), 1945. - Gîtes et chromite des régions de Fethiye et de Dagardi, Turquie. - M. T. A. mémoire 10 H 1, p. 59-75

- LANTEAUME (M.), 1965. - C.R. Soc. géol. Fr., 1965, fasc. III, p. 460-461.
- LAUDER (W.R.), 1965. - The geology of Dun Mountain, Nelson, New-Zealand, part. 2.
- LOMBARD (A.), 1956. - Géologie sédimentaire. - Masson & Cie, éditeur, Paris.
- "M. T. A.". - Degersi makaleler bibliyo grafyasi, 1936-1959.
- PAMIR (H.N.), 1956. - Lexique stratigraphique international de l'Asie. - C.N. R.S., fasc. 9, Turquie.
- RITTMAN (A.), 1963. - Les volcans et leur activité, traduction française, Masson et Cie, Paris.
- ROUTHIER (P.), 1945. - Sur l'origine des roches vertes. - C.R. Soc. géol. Fr. p. 101-103 et 125.
- " " , 1946. - L'association radiolarites roches vertes dans les chaînes géosynclinales. - C.R. Soc. géol. Fr., p. 26, 28, 66, 67, 108, 109.
- " " 1951. - Sur les péridotites de Nouvelle Calédonie. - C.R. Acad Sci., Paris, 233, p. 1204-1207.
- " " 1954. - Volcanicité et embryotectonie paléogène en Nouvelle Calédonie. - Congr. Géol. Internation., Alger 1952, fasc. 17, p. 43-52.
- SALIMI (F.), 1965. - Etude pétrographique des roches ophiolitiques des Préalpes romandes. - Thèse n° 1381, Fac. Sci. Genève.
- STANLEY (D. J.), 1961. - Etude sédimentologique des grès d'Annot et leurs équivalents latéraux. - Rev. Inst. fr. Pétrole, vol. XVI, n°11
- STEINMANN (G.), 1926. - Die ophiolitischen zonen in den Mediterranee Kettengebirgen. - C.R. XIV Congr. Internation. Madrid 1927.
- SUZUKI (J.), 1954. - On the rodingitic within the serpentinite masse of Hakkaido. - Fac. Sci. Hakkaido Univ. vol. IV, p. 8, 419, 430.
- TANE (J. L.), 1962. - Contribution à l'étude des laves spilitiques du massif du Pelvoux. - Thèse 3e Cycle, Univ. Grenoble (inédit).

- VUAGNAT (M.), 1946. - Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow-lavas. - Bull. suisse Minéral. Pétro., t. 26, p. 116-298.
- " " 1952. - Rôle des coulées sous-marines dans les chaînes de montagne. - C.R. Congr. Géol. Internation. Alger 1952, fasc. XVII, p. 53.
- VUAGNAT (M.) & JAFFE (F. C.), 1964 - Sur les ophisphérites de la région des Gets. - Arch. Sci. Genève, p. 5, 7, 14.
- VUAGNAT (M.), 1964. - Remarques sur la trilogie serpentinites-gabbros-diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale. - Géol. Rdsch. Internation. Zeitschrift für Geologie p. 336-357.
- VUAGNAT (M.) et COGOLU (E.), 1965. - Sur l'existence de rodingites dans les serpentinites des environs de Mihaliçik (Vilayet d'Eskisehir, Turquie). - Bull. suisse Minéral. Petro. vol. 45/1.
- WIJKERSLOOTH (P. de), 1942. - Les gîtes chromifères en Turquie et dans les pays helléniques et leur relation avec la tectonique générale de ces pays. - Bull. M. T. A., Ankara.
- WENKLER (H. G. F.), 1966. - La genèse des roches métamorphiques. - Editions Ophris, 05 - Gap.
- YILMAZ (I.), 1966. - Etude de la région côtière comprise entre le Dalaman çay et Jnnice Ovasi (Province de Muğla, Turquie). Thèse 3e Cycle, Univ. Grenoble (Inédit).
- ZAVARICHIJ (A. N.), 1955. - Les roches éruptives. - Moscou, Izd. A. N. S. S. R.

BIBLIOTHÈQUE  
GRENOBLE-SCIENCES  
UNIVERSITAIRE

Vu  
Grenoble, le 16 JUIN 1967  
Le Président de la thèse

R. BARBIER

Vu  
Grenoble, le 16 JUIN 1967  
Le Doyen de la Faculté des Sciences

E. BONNIER

Vu, et permis d'imprimer  
Le Recteur de l'Académie de Grenoble

M. NIVEAU

BIBLIOTHÈQUE  
GRENOBLE-SCIENCES  
UNIVERSITAIRE