



**HAL**  
open science

# Contribution à l'étude géologique de la région au sud du massif du Menderes entre Fethiye et Sandras Dag (province de Mugla, Turquie)

Jean Pierre Bassaget

## ► To cite this version:

Jean Pierre Bassaget. Contribution à l'étude géologique de la région au sud du massif du Menderes entre Fethiye et Sandras Dag (province de Mugla, Turquie). Tectonique. Université de Grenoble, 1966. Français. NNT: . tel-00779303

**HAL Id: tel-00779303**

**<https://theses.hal.science/tel-00779303>**

Submitted on 22 Jan 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.

Doctorat d'Université  
N° d'ordre:  
\_\_\_\_\_

# THÈSES

PRÉSENTÉES

## A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

### DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

PAR

Jean - Pierre BASSAGET

---

### PREMIÈRE THÈSE

Contribution à l'étude géologique de la région au Sud  
du massif du Menderes entre Fethiye et Sandras Dag  
(Province de Muğla, Turquie)

### DEUXIÈME THÈSE

Proposition donnée par la Faculté

---

Soutenues le            juin 1966            devant la Commission d'Examen

Messieurs les Professeurs

R. BARBIER

Président

R. MICHEL

Examineurs

J. DEBELMAS

P. GIRAUD

## TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION -----	1
HISTORIQUE ET GEOLOGIE SOMMAIRE DE LA REGION AU SUD DU MASSIF DE MENDERES -----	3
SITUATION ET CARACTERISTIQUES DU TERRAIN ETUDIE -----	5
STRATIGRAPHIE -----	7
LES FORMATIONS AUTOCHTONES -----	7
I - LES FORMATIONS AUTOCHTONES PROPREMENT DITES -----	7
1 - Les calcaires inférieurs -----	8
2 - Les calcaires aquitaniens - leur passage à la série détritique miocène -----	8
3 - La molasse miocène -----	11
4 - Conclusion -----	13
5 - Paléogéographie -----	14
II - LES FORMATIONS DU NEOGENE SUPERIEUR -----	15
1 - Le Néogène supérieur entre Akköprü et Demirli -----	15
2 - Le Néogène supérieur à l'Est du massif de Zimpara -----	15
III - LE QUATERNAIRE -----	17
LES FORMATIONS ALLOCHTONES -----	17
I - LES FORMATIONS PALEOZOÏQUES -----	17
1 - Les écailles paléozoïques à la base des formations allochtones --	18
A - Les écailles paléozoïques dans le massif du Çal -----	18
a) - Le Paléozoïque dans l'écaille N° 7 -----	18
b) - Le Paléozoïque dans les autres unités structurales du massif du Çal	21
B - Les formations paléozoïques dans le fenêtre d'Aşağıkerte -----	23
2 - Les écailles paléozoïques au sommet des formations allochtones -	24
3 - Conclusion -----	24
II - LES FORMATIONS DU MESOZOÏQUE INFÉRIEUR -----	26
1 - Sur l'existence de formations triasiques -----	27
2 - Les formations jurassiques -----	27
A - Les écailles jurassiques à la base des formations allochtones -----	27
B - Les écailles jurassiques au sommet des formations allochtones au Nord de Kozluca -----	28
3 - Conclusion -----	28
III - LES FORMATIONS DU MESOZOÏQUE SUPERIEUR ET DU PALEOCENE -----	28
1 - Les formations calcaires à cherts stratofides du Crétacé -----	28
A - Coupe du ravin du Cehennem -----	30
B - Coupe de la falaise au Nord de la fenêtre d'Üçköprü -----	30
C - Observations sur quelques affleurements de calcaires crétacés -----	30

2 - Le complexe volcano-détritique paléocène -----	31
A - Les différents faciès du complexe volcano-détritique -----	31
B - Agencement entre eux des faciès du complexe volcano-détritique paléocène, leurs relations avec les calcaires crétacés -----	31
a) - Le complexe volcano-détritique du sommet de la falaise de Demirli à Kozluca -----	34
b) - Le complexe volcano-détritique entre Akköprü et Demirli --	36
3 - Conclusion -----	38
4 Paléogéographie -----	38
 ETUDE DES ROCHES ERUPTIVES -----	40
 LES ROCHES D'EPANCHEMENT PALEOCENES ---	40
I - GISEMENT DES ROCHES D'EPANCHEMENT PALEOCENES -----	40
A - Situation des différents faciès volcaniques dans l'ensemble des roches d'épanchement -----	40
B - Relation des roches effusives avec leur substratum sédimentaire ----	41
1 - Contact des roches effusives avec le substratum sédimentaire --	41
2 - Sur l'existence de sills -----	44
3 - Sur l'existence de blocs enrobés dans les laves -----	44
II - PETROGRAPHIE DES ROCHES D'EPANCHEMENT PALEOCENES -----	44
A - Les diabases intersertales -----	44
B - Les faciès secondaires -----	48
C - Les laves mylonitisées -----	53
D - Ophisphérites -----	53
E - Rodingites -----	56
III - METAMORPHISME DES FACIES CARBONATES AU CONTACT DES LAVES -	56
A - Pétrographie de quelques roches métamorphisées au contact des laves -	57
B - Conclusion -----	60
 LES ROCHES ULTRAMAFIQUES -----	60
I - GISEMENT DES ROCHES ULTRAMAFIQUES -----	67
A - Relation de l'ensemble péridotique avec le substratum volcanique et sédimentaire -----	61
B - Gisement des faciès mineurs dans les ultramafites -----	61
C - Gisement des faciès volcaniques dans les péridotites -----	62
II - PETROGRAPHIE DES ROCHES ULTRAMAFIQUES -----	63
A - Pétrographie des péridotites et des faciès fils -----	63
1 - Les péridotites -----	63
2 - Les pyroxénolites -----	66
3 - Les minerais chromifères -----	66
B - Pétrographie des roches volcaniques intercalées dans les ultramafites --	66
1 - Les diabases -----	66
2 - Diabases à structure microlitique particulière -----	68
3 - Faciès particulier de pseudomorphose -----	68
4 - Laves amphiboliques -----	69

## CONCLUSIONS GENERALES

I - IDENTITE DES DIABASES DU COMPLEXE VOLCANO-DETRITIQUE ET DES DIABASES EN DYKES DANS LES MASSIFS PERIDOTIQUES -----	69
II - NOMENCLATURE DES ROCHES VOLCANIQUES -----	70
III - VOLCANISME SOUS-MARIN -----	71
IV - ORIGINE ET ÂGE DES PERIDOTITES -----	71
TECTONIQUE -----	74
I - LA STRUCTURE DE L'AUTOCHTONE - SON CONTACT AVEC LES FORMATIONS SUS-JACENTES -----	74
A - Les failles dans le domaine autochtone -----	74
1 - Faille de Tasdibi -----	74
2 - Failles secondaires -----	74
3 - Age des failles -----	75
B - La structure de l'autochtone -----	75
C - Le contact de l'autochtone avec les formations charriées -----	76
D - Conclusion -----	80
II - LA STRUCTURE DES FORMATIONS ALLOCHTONES SEDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES -----	80
A - Structure des formations allochtones sédimentaires et volcaniques - dans le massif du Çal et dans la région de Gedre -----	80
1 - Les failles dans le massif du Çal et dans la région au S de Gedre -	80
2 - Le domaine des écailles du Çal -----	80
a) - Coupe Sarialan-Şimsir-Çal -----	82
b) - Evolution des structures au Sud de la coupe Sarialan-Şimsir-Çal -----	82
c) - Evolution des structures au Nord de la coupe Sarialan-Şimsir-Çal -----	84
d) - Conclusion -----	85
3 - Le domaine au Sud de Gedre -----	85
B - Structure des formations allochtones sédimentaires et volcaniques au Nord d'Akköprü -----	87
1 - Les failles et la structure actuelle dans la région au Nord d'Akköprü -----	87
2 - Les écailles à la base de l'allochtone au NW de notre terrain --	90
3 - Structure des formations allochtones au Nord d'Akköprü -----	90
a) - La région entre l'autochtone et la faille de Kozluca ---	90
b) - La région au Nord de la faille de Kozluca -----	91
III - TECTONIQUE DES FORMATIONS ALLOCHTONES PERIDOTIQUES -----	93
A - Relations des péridotites avec les terrains allochtones -----	93
1 - Relations avec l'allochtone du massif du Çal et de la région au Sud de Gedre -----	93
2 - Relations avec l'allochtone au Nord d'Akköprü -----	94

B - Relations des péridotites avec les terrains autochtones -----	94
C - Conclusion -----	94
IV - CONCLUSIONS GENERALES SUR LA TECTONIQUE -----	95
A - Tectonique tangentielle -----	95
B - Tectonique récente de fractures -----	99
C - Histoire tectonique -----	99
D - Situation de notre région par rapport aux grandes unités tectoniques de la Turquie -----	100

- PLANCHES -

:-:~:-:~:-

I - Carte des grandes unités tectoniques de la Turquie-----	
II - Carte géologique de la région au Sud du massif du Menderes -----	4
III - Carte schématique des affleurements de la région étudiée -----	6
IV - Coupe des formations autochtones de l'Atlambaç Dere -----	9
V - Coupes stratigraphiques du Paléozoïque allochtone dans l'écaïlle N° 7 du massif du Çal -----	19
VI - Coupes stratigraphiques du Paléozoïque allochtone dans quelques écaïlles du massif du Çal -----	22
VII - Coupes stratigraphiques des formations calcaires allochtones du Crétacé ----	29
VIII - Interprétation de la position des faciès du complexe volcano-détritique après l'émission principale des laves, au Paléocène -----	35
IX - Sills à Ulatas et Kiziltarla -----	42
X - Tableau des analyses chimiques des diabases et des harzburgites -----	47
XI - Tableau d'analyses chimiques de diabases et d'ophispnérite -----	54
XII - Les principales régions mentionnées dans le chapitre sur la tectonique -----	73
XIII - Fenêtre miocène d'Aşagigürleyk -----	77
XIV - Emplacement des coupes -----	81
XV - Coupes de la partie sud du massif du Çal (1-2-3-4) -----	83
XVI - Coupes au Nord du Massif du Çal, et au Sud de Gedre (5-6) -----	86
XVII - Coupes entre Akköprü et Kozluca (7-8) -----	89
XVIII - Coupes au Nord de Kara Çal (9-10) -----	92

PHOTOS

:-:~:-:~:-

1 - Figures de sédimentation dans la molasse miocène -----	16
2 - Stratifications entrecroisées dans la molasse miocène -----	16
3 - Formations lacustres (ou saumâtres) du Néogène supérieur -----	16
4 - Dépressions topographiques des niveaux détritiques inférieurs et supérieurs du Sakmarien dans la coupe Ürün tepe - Ala tepe (écaïlle n° 7) -----	16
5 - Calcaire aquitaniien à orbitoïdes -----	25
6 - <u>Dictyoconus</u> du Crétacé supérieur (ou Paléocène) dans les calcaires du Mésozoïque supérieur (allochtone) -----	25
7 - <u>Schwagerina</u> Sp. dans les calcaires du Permien basal (allochtone) -----	25

8 - Débris de calcaire à <u>Schwagerina</u> Sp. à la base du niveau détritique supérieur (allochtone Permien) -----	25
9 - Radiolarites passant à des calcaires à lits siliceux (complexe volcano-détritique paléocène) -----	33
10 - Lentille de microbrèche à éléments volcaniques interstratifiée dans les schistes verts du complexe volcano-détritique -----	33
11 - Sill à Ulatas -----	43
12 - Bloc de calcaire à radiolarite englobé dans les laves -----	43
13 - Diabase à structure intersertale -----	50
14 - Terme de passage entre une lave à structure microlitique normale et une diabase à structure intersertale -----	50
15 - Roche amphibolique à hornblende verte -----	51
16 - Diabase à oxyhornblende poecilitique -----	51
17 - Diabase à structure arborescente -----	51
18 - Lave albitique à structure microlitique -----	51
19 - Enstatite -----	59
20 - Feldspath automorphe dans un calcaire métamorphisé -----	59
21 - Plagioclase dans un filonnet chloriteux hydrothermal -----	59
22 - Filonnet hydrothermal de chlorite dans un calcaire métamorphisé -----	59
23 - Plagioclase avec bordure d'albite d'exsudation -----	64
24 - Grain de chromite automorphe dans une harzburgite -----	64
25 - Harzburgite -----	65
26 - Enstatite ouralitisée -----	65
27 - Ophisphérite dans les environs de Damdir -----	67
28 - Lentille de diabase dans les harzburgites (Damdir) -----	67
29 - Ecaille de calcaire au sommet de l'allochtone au N de Kara Çal -----	96
30 - Calcaires paléozoïques sur la molasse miocène autochtone (fenêtre d'Üçköprü --	96
31 - Echarde de serpentine dans les diabases (N de Kara Çal) -----	97
32 - Lambeau de serpentine sous les calcaires à cherts (N de Kara Çal) -----	97
33 - Contact tectonique des péridotites sur les laves paléocènes (F. de Kisilseki) --	98
34 - Calcaire jurassique en position tectonique sur les laves paléocènes -----	98



## AVANT - PROPOS

.....

Ce travail a pu être effectué grâce à mes Professeurs de l'Institut Dolomieu.

Toute ma reconnaissance va, en particulier à Monsieur le Professeur R. MICHEL qui a dirigé mes recherches et dont la visite sur le terrain a été pour moi très fructueuse.

Je remercie Monsieur le Professeur R. BARBIER, Directeur du Laboratoire, qui m'a accepté parmi ses étudiants, ainsi que Messieurs les Professeurs J. DEBELMAS et P. GIRAUD dont les conseils m'ont été précieux.

Je ne saurais oublier Monsieur le Professeur J. SARROT-REYNAUD, Messieurs P. VIALON, J.L. TANE, J.L. PAIRIS, et tout le personnel du Laboratoire pour leur participation à l'élaboration de cet ouvrage.

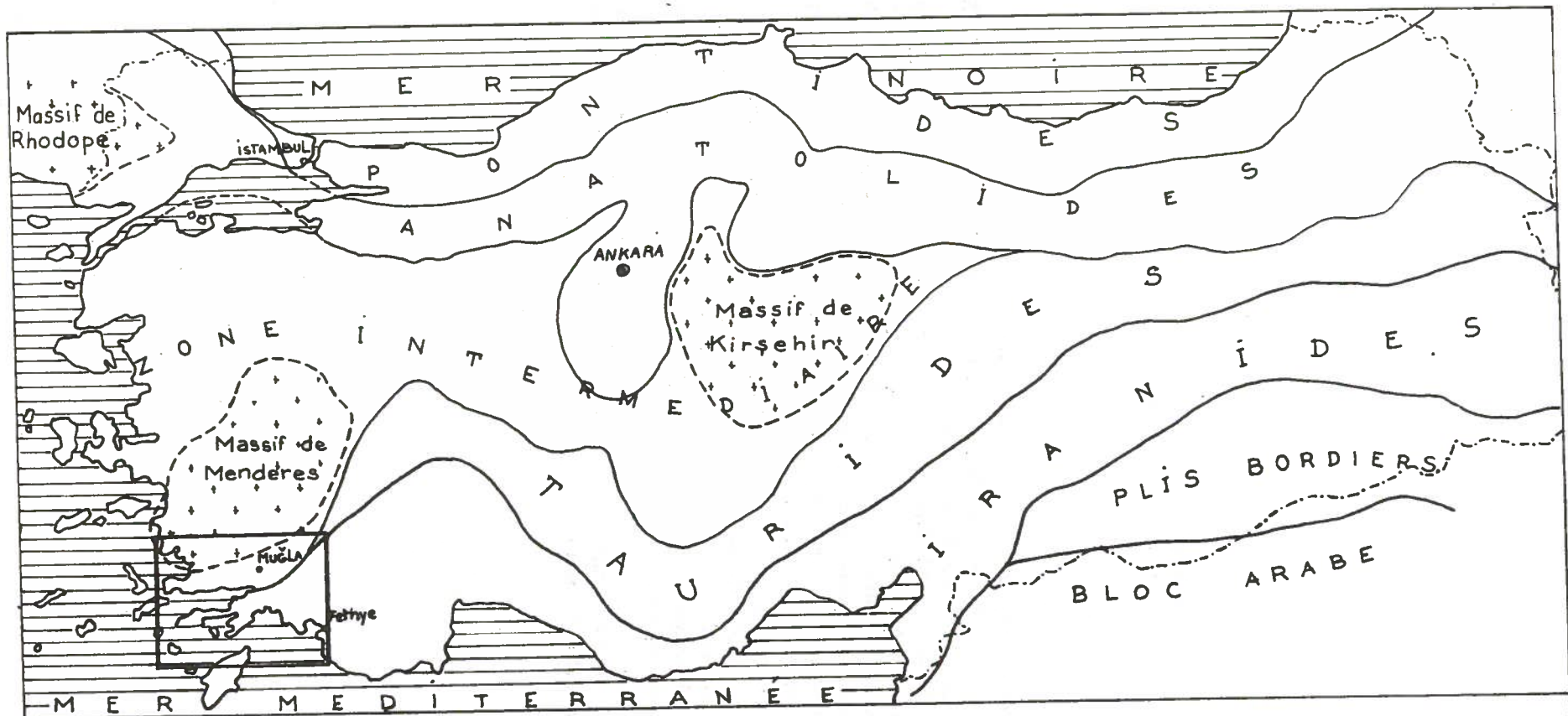
Toute ma gratitude va à Monsieur L. DUBERTRET, Directeur de Recherches au C.N.R.S., qui orienta mes travaux sur le terrain et dont l'appui matériel et moral a été des plus efficaces.

Je remercie Monsieur le Directeur Général du Maden Tetkik ve Arama (Organisme de Recherches et d'Etudes Minières de la Turquie) qui m'a accepté comme stagiaire et a permis la diffusion de ce mémoire, ainsi que Monsieur J. ERENTÖZ, Directeur du Département Géologique de cet organisme et Monsieur H.N. PAMIR.

Je sais gré à Messieurs A. BLONDEAU, M. LEMOINE, H. TINTANT et Madame M. NEUMAN, de m'avoir déterminé mes échantillons de microfaunes.

Je tiens à souligner la collaboration de mes camarades de terrain : D. MAITRE, F. RICHARD, et I. YLMAZ, sans oublier P. de GRACIANSKY pour ses conseils et sa contribution à la détermination de mes échantillons.

Je suis redevable enfin au C.N.R.S. pour l'aide matérielle qu'il m'a accordé.



CARTE MONTRANT LES GRANDES UNITÉS TECTONIQUES

de la TURQUIE (d'après EN. Egeran 1947)

400 Km

----- frontières.



massifs anciens



← Planche II

Planche I

## INTRODUCTION

Jusqu'à une époque récente, la géologie de la Turquie n'a fait l'objet que de travaux isolés effectués par des pionniers de nationalités diverses.

Ce n'est qu'en 1935 avec la création du M.T.A. (Organisme de recherches et d'études minières de la Turquie) que l'étude géologique systématique de ce pays a pu être entreprise.

La Turquie forme le trait d'union entre les chaînes alpines européennes et celles de l'Asie. Elle est encadrée par deux régions stables depuis le primaire ancien :

- Au Sud, le bloc arabo-syrien, promontoire du bouclier indo-africain
- Au Nord, la plateforme russe.

La couverture sédimentaire de la Turquie montre, pour une période donnée, des faciès très variés d'une région à l'autre. Elle révèle cependant à l'échelle du pays l'existence de trois transgressions importantes :

- Transgression carbonifère. Elle est caractérisée par l'apparition de calcaires à fusulines qui se déposent jusqu'au Permien supérieur.
- Transgression crétacé supérieur. C'est la plus importante, la mer recouvre en partie, à cette époque, les massifs anciens.
- Transgression paléocène. Après une période d'émersion succédant à la phase de plissements lamariens, l'ensemble du pays est de nouveau envahi par la mer à l'Eocène inférieur.

A la phase pyrénéenne, entre l'Eocène et l'Oligocène, le Nord du pays, l'Anatolie centrale et Occidentale deviennent continentaux. Il s'y dépose des formations saumâtres et lacustres typiques du "Néogène" Turc, qui affleurent sur de grandes étendues. Dans le reste de la Turquie, (côté sud et partie orientale) la mer subsiste jusqu'au Pliocène.

Les grandes lignes tectoniques de la Turquie E.N. EGERAN, (1947) H.N. PAMIR (1956).

La structure actuelle de la Turquie est alpine. Elle a vraisemblablement pris naissance à l'époque hercynienne, bien que cela ne soit pas encore clairement établi. Six grandes zones, allongées d'Ouest en Est, peuvent être individualisées (voir planche 1). Ce sont, du Nord au Sud :

- Les Pontides
- Les Anatolides
- La zone intermédiaire
- Les Taurides
- Les Iranides
- Les plis bordiers anatoliques-iraniens.

### Les Pontides.

Dans cette zone, le Mésozoïque est bien développé, particulièrement le Crétacé dans lequel nous notons un volcanisme andésitique. La phase de Gosau est importante. Les charriages visibles sont dirigés vers le Nord.

### Les Anatolides.

Elles forment un complexe qui présente des analogies tantôt avec les Taurides, tantôt avec les Iranides. Les roches ultramafiques y sont importantes, elles se sont mises en place à partir du Crétacé inférieur. Le paroxysme tectonique débute dès le Jurassique. Signalons à l'Eocène des émissions basaltiques et une phase tectonique secondaire à l'Oligocène.

### La zone intermédiaire.

Cette zone sépare en deux ailes le système orogénique turc. Elle est constituée d'un certain nombre de blocs rigides (massif de Rhodope, massif du Menderes, massif de Kirşehir) entourés de terrains relativement plastiques. Les massifs anciens ont résisté à la tectonique de plissement qui a affecté leur couverture sédimentaire. Les plis sont dirigés vers les massifs, ils se sont produits au Crétacé, à l'Eocène, au Miocène. Sur la bordure externe septentrionale de la zone intermédiaire, des roches ultramafiques d'âge crétacé se sont mises en place. Des éruptions basiques ont également vu le jour au Crétacé et à l'Eocène.

### Les Taurides.

Elles sont caractérisées par des unités redressées de Paléozoïque et de Mésozoïque. Les phases de plissement débutent au Miocène moyen. Les roches ultramafiques sont présentes mais peu importantes, un volcanisme andésitique au Miocène supérieur termine le cycle éruptif de cette zone.

### Les Iranides.

Elles forment une bande écaillée d'une extrême complexité, la tectonique tangentielle débute au Crétacé mais est surtout importante à l'Oligocène et au Miocène. Les chevauchements sont dirigés soit vers le Nord, soit vers le Sud. Les ultramafites sont importantes dans ces unités, elles sont d'âge crétacé. Des émissions andésitiques se sont produites ensuite au Crétacé supérieur et ont pu se poursuivre jusqu'à l'Eocène inférieur.

### Les plis bordiers.

Ils sont caractérisés par une épaisseur considérable de terrains du Tertiaire inférieur. Deux phases paroxysmales ont provoqué les déformations au Miocène supérieur et au Pleistocène. Le sens de la poussée est dirigé vers le bloc arabe. Quelques émissions basaltiques récentes jalonnent la bordure septentrionale du bloc syrien.

La tectonique quaternaire exhausse actuellement la Turquie et provoque des fractures verticales importantes et un volcanisme actif. Elle est à l'origine des tremblements de terre qui affectent le pays.

L'âge du paroxysme tectonique est de plus en plus récent en s'éloignant de la zone intermédiaire au Nord et au Sud, par ailleurs la poussée génératrice de nappes de charriage et de plissements est dans l'ensemble dirigée vers les zones externes, la zone intermédiaire étant considérée comme interne.

Ces faits sont comparables à ceux que l'on observe dans la plupart des grandes chaînes de montagnes du monde où les unités tectoniques sont de plus en plus jeunes en s'éloignant des socles anciens.

Pour H.N. PAMIR (1956), la région entre Muğla et Fethiye où se trouve notre terrain, est située, de par son style tectonique écaillé, dans les Iranides.

Nous allons faire connaissance avec cette région d'après les études qui y ont été effectuées.

## HISTORIQUE ET GEOLOGIE SOMMAIRE DE LA REGION AU SUD DU MASSIF DU MENDERES. (voir planche II)

C'est en juillet 1912 que PHILIPPSON fait le premier une brève reconnaissance géologique de la région au cours d'un itinéraire à travers la Turquie. Il note la grande ressemblance des calcaires à cherts lités, qui plongent "sans exception" sous les péridotites, avec la série de l'Olonos du Péloponèse, et la présence probable de charriages.

Par la suite, de nombreux géologues sont venus étudier les gisements de chrome de ce district minier important, sans toujours s'intéresser à la géologie générale du pays. Mentionnons les publications de H. HENCKMAN (1931-1942), V. KOVENKO (1945-1949), G. HIESSLEITNER (1951), E. ALTINLI (1955), H. BORCHERT (1960) et les rapports non publiés de K. NEBERT (1954), H. COLIN (1954), H. FLÜGEL (1955), P. de GRACIANSKY (1963-1964), dans les archives du M.T.A.

G. VAN der KAADEN et K. METZ (1954) ont dressé la première carte géologique de la région à l'aide des feuilles topographiques au 1/100 000 Denizli 105-3, Fethiye 122-1, Marmaris 121-4, dans une région comprise entre Muğla et Göcek à quelques kilomètres à l'Ouest de Fethiye. Ils ont publié un rapport détaillé de leurs recherches dont nous allons présenter un résumé, complété par des observations de P. de GRACIANSKY (1963-1964), V. KOVENKO (1949), H. COLIN (1954).

Le massif du Menderes, essentiellement gneissique en son coeur, est entouré d'une ceinture de micaschistes. Au Sud, une bande de près de 50 km de large, formant la couverture du massif, succède aux micaschistes. Elle comporte des terrains calcaires métamorphiques (marbres de Muğla) d'âge paléozoïque et mésozoïque dont la structure est grosso modo Sud Ouest, Nord Est. Des lambeaux de calcaires non transformés, datés du Crétacé supérieur, en place sur les marbres au Nord Est de Muğla, donnent un âge anté-crétacé au métamorphisme.

Plus au Sud, un grand contact anormal incliné vers le Sud Est sépare l'enveloppe calcaire du massif du Menderes d'un ensemble comprenant, en discordance sous les péridotites, des formations sédimentaires et volcaniques écaillées.

Les ultramafites, constituées de harzburgites monotones traversées par des dykes diabasiques, affleurent sur de vastes espaces couvrant plus de 3 000 km<sup>2</sup>, leur puissance dépasse fréquemment 1500 m, elles n'ont pour couverture qu'un Miocène supérieur - Pliocène lacustre. L'âge de leur mise en place est discuté : il est Tertiaire inférieur pour V. KOVENKO (1949), anté-Crétacé moyen pour G. VAN der KAADEN (1960).

Les terrains sédimentaires et volcaniques sous-jacents aux péridotites sont visibles en bordure du contact anormal sur la couverture du massif du Menderes, notamment dans les écailles au Nord de Karabörtlen G. VAN der KAADEN (1954), P. de GRACIANSKY (1964). Ils réapparaissent largement au Sud Est, entre Köyceğiz et Fethiye grâce à une tectonique cassante qui a récemment affecté les péridotites.

- Les écailles de Karabörtlen comportent des faciès métamorphiques issus de roches sédimentaires (marbres, séricitoschistes, calcschistes, quartzites, amphibolites) ou de roches effusives (faciès épидote - amphibolite, spilites glaucophanisés).

- Entre Köyceğiz et Fethiye, les formations écaillées, en contact anormal dans cette région sur un Flysch éocène ne sont plus métamorphiques, on y observe des calcaires datés du Permien au Paléocène, des calcaires argileux, des grès, des radiolarites et des laves (spilites, diabases) qui se sont mises en place au Crétacé moyen (G. VAN der KAADEN 1960).

C'est précisément dans cette partie, au Nord Ouest de Fethiye, que se trouve notre terrain d'étude.

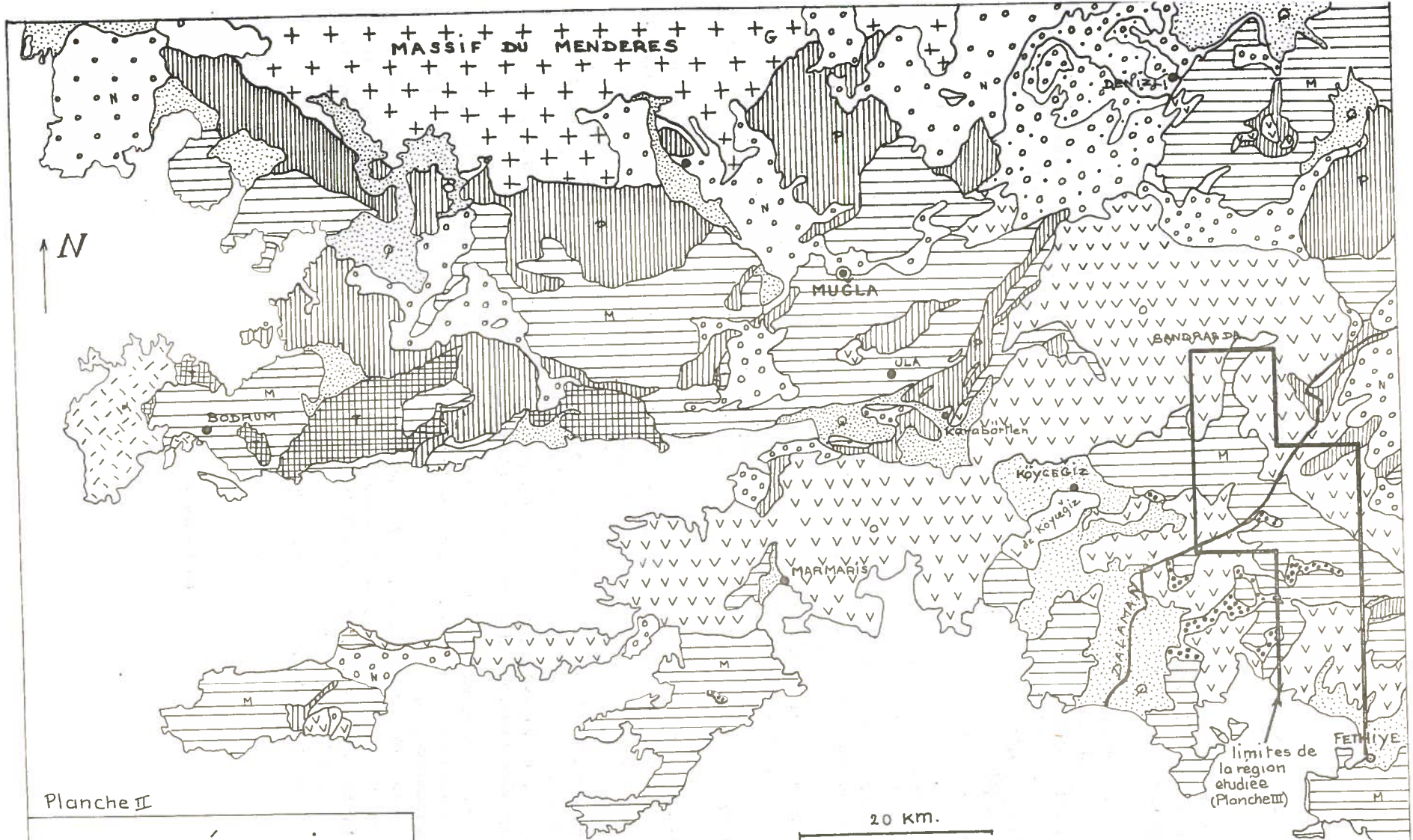


Planche II

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION AU SUD DU MASSIF DU MENDERES

d'après la feuille Denizli 1/500 000 de la  
carte géologique de la Turquie.

g ++ gneiss, micaschistes  
amphibolites.

o vv Péridotites.

∧ andésites, spilites  
porphyrites.

M Mésosoiïque.Tertiaire  
(série compréhensive)

T Trias

P Paléozoïque -  
Mésosoiïque inférieur

q Quaternaire.

N Néogène  
Oligocène continental

E Eocène (Flysh)

20 km.

limites de  
la région  
étudiée  
(Planchette III)

SITUATION ET CARACTERISTIQUES DU TERRAIN ETUDIE. (voir planche III)

Nous avons effectué nos relevés géologiques sur les feuilles topographiques au 1/25 000 de la Turquie. Ces feuilles sont les suivantes : Denizli N 21 C3 - Fethiye 0 22 A 4-0 22 B2-0 22 DI - Notre domaine de travail constitue schématiquement une bande d'une quarantaine de km de long, orientée NNW - SSE. Il est limité dans sa partie méridionale par le rivage méditerranéen, de la longitude 78,7 au port de Fethiye. Dans sa partie septentrionale il prend fin à la latitude 110,4 avec les massifs de Sandras Da. et Akkalbur Da. D'Ouest en Est la largeur de la bande varie de 9 km sur la feuille Fethiye 0 22 A4, à 22 km à la hauteur de Dalaman.

Pour rendre notre exposé moins aride, nous attribuerons par la suite aux feuilles topographiques, objet de notre cartographie les noms géographiques suivants :

- Denizli N 21 C3 : Kara çal
- Fethiye 0 21 B2 : Akköprü
- Fethiye 0 22 AI : Üçköprü
- Fethiye 0 22 A4 : massif du Çal
- Fethiye 0 22 DI : Fethiye

Du point de vue hydrographique, deux bassins, au Nord et au Sud, drainent les eaux. La limite qui les sépare passe, de l'Est à l'Ouest, par la ligne de crête du massif de Çal puis par le sommet de l'Aygir (1) avant de sortir de notre terrain.

Le bassin du Sud, peu important, alimente le Kizildere.

Le bassin du Nord écoule ses eaux dans le grand fleuve du Dalaman qui traverse du Sud Ouest au Nord Est les feuilles d'Akköprü et d'Üçköprü. Les principaux affluents du fleuve sont, en rive droite : le Cehennem, et le Cahisar dere, en rive gauche : le Çal dere.

Les sources sont nombreuses permettant l'implantation de la vie végétale et animale. Une agréable forêt de pins, au sous-bois très clairsemé, donne un aspect provençal au relief accusé du pays.

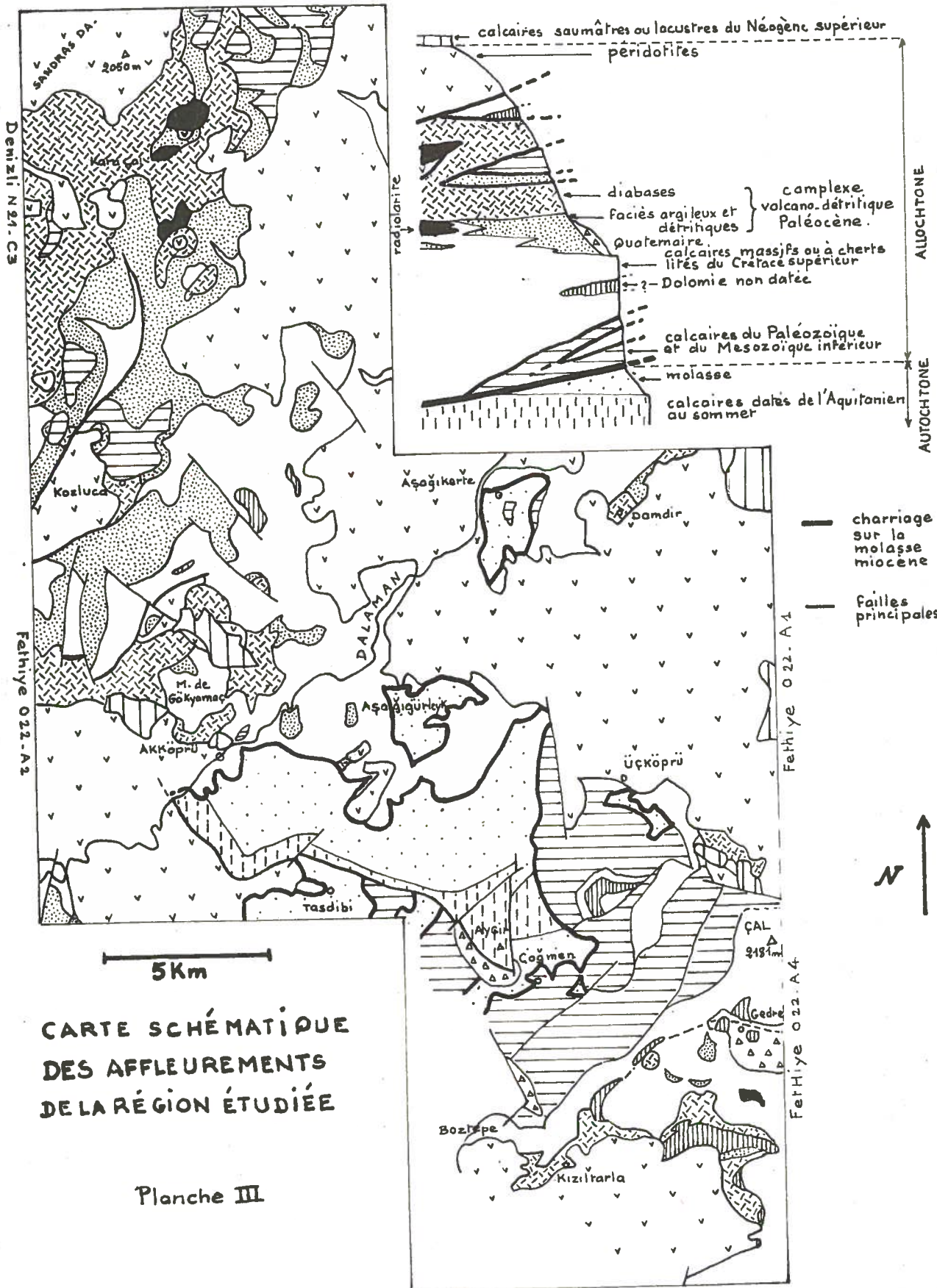
Agglomération de quelques milliers d'habitants, Fethiye joue le double rôle de port et de préfecture du vilayet de Fethiye. Akköprü sur le Dalaman est un carrefour important en voie de développement.

Le réseau routier est relativement dense dans cette région riche, où sont exploités chrome, bois et coton.

Les habitants, enfin, très accueillants surtout dans les campagnes, nous ont facilité la tâche par leur gentillesse, et nous ont enseigné l'art de l'hospitalité.

---

(1) - Le i sans point de l'alphabet turc n'a pu être conservé dans les noms propres pour des raisons techniques. Nous l'avons remplacé par le i habituel des caractères latins.



CARTE SCHÉMATIQUE  
DES AFFLEUREMENTS  
DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

Planche III



## STRATIGRAPHIE

Deux ensembles sédimentaires superposés, séparés par un contact tectonique tangentiel, affleurent dans notre région suivant une bande S - SE - N - NW large d'une dizaine de kilomètres, longue de trente. Cette bande est encadrée par les massifs péridotiques ou limitée par les bords des feuilles topographiques mises à notre disposition (planche III).

- L'ensemble qui occupe la position la plus profonde est, relativement à notre domaine d'observation apparemment en place : nous le qualifierons donc "d'autochtone".

- L'ensemble tectoniquement sus-jacent, comportant des roches volcaniques, sera désigné sous le nom de "formations allochtones sédimentaires et volcaniques".

- Ces deux ensembles sont surmontés en discordance par les péridotites que nous nommerons "formations allochtones péridotiques".

- Enfin, des placages du Miocène supérieur au Quaternaire, postérieurs aux nappes de charriage, jouent un rôle restreint dans l'histoire géologique du pays. ils seront décrits avec les formations autochtones.

### LES FORMATIONS AUTOCHTONES

#### I - LES FORMATIONS AUTOCHTONES PROPREMENT DITES

Du village d'Asağıkerte (au NE de la feuille d'Üçköprü) au rivage méditerranéen, entre Göcek et la plaine du Dalaman, suivant un axe NE-SW, s'étend une vaste région, d'une quinzaine de kilomètres d'amplitude, récemment surélevée et faillée où affleurent au gré de l'érosion, sous les terrains charriés, les formations autochtones.

Notre terrain ne comporte que la partie NE de cette région (la partie SW étant rattachée aux terrains d'étude de J. YLMAZ (1964-65) et F. RICHARD (1964-65)). L'autochtone, le plus souvent sous sa forme terminale détritique, y est représenté tout d'abord dans la fenêtre d'Asağıkerte, puis dans la fenêtre plus grande de Gürleyk et de son annexe d'Üçköprü, enfin, au SE, dans une zone où l'érosion a agi moins profondément et où l'allochtone se présente en klippes nombreuses à contour sinueux, plus ou moins reliées entre elles.

La base de la série autochtone n'apparaît qu'à la faveur d'un accident récent dans la falaise surplombant le village de Tasdibi au Sud d'Akköprü. On peut y distinguer deux ensembles calcaires : un ensemble inférieur à lits siliceux, mal daté sur notre terrain et, en continuité stratigraphique, un ensemble supérieur aquitanien qui passe progressivement à la série détritique sommitale.

## 1 - LES CALCAIRES INFÉRIEURS.

### A - Coupe de l'Atlambaç dere

Nous n'avons effectué que cette coupe stratigraphique dans ces formations (planche IV).

Les calcaires inférieurs y débutent à la base par une soixantaine de mètres de calcaires massifs à patine blanche, micro ou crypto-cristallins à cassure conchoïdale. Ils contiennent des Globigérines à test mince probablement du Crétacé. Au tiers inférieur de ces formations, des rognons siliceux sont alignés suivant deux horizons matérialisant le litage stratigraphique. Puis, apparaît progressivement un feuilletage sédimentaire, le calcaire prend une couleur noire et se débite en minces plaquettes sur quelques mètres d'épaisseur. La série des calcaires inférieurs se termine ensuite par trente à quarante mètres de sédiments carbonatés très fins et de cherts stratoïdes bruns régulièrement alternés en bancs de 20 à 40 cm de puissance, précèdent l'apparition des premiers faciès aquitaniens.

### B - Autres observations sur les calcaires inférieurs.

a) - A la longitude 79, la route Akköprü-Göcek recoupe la falaise de Tasdibi : on peut alors observer les calcaires inférieurs sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Ce sont à la base, sur quelques mètres, une alternance de calcaires fins et de lits siliceux. Des calcaires gris massifs viennent ensuite se débitant par endroit en bancs de 1 à 2 mètres de puissance. Au-dessus, apparaissent les dépôts miocènes.

Nous trouvons là des faciès différents de ceux qui, dans une position stratigraphique équivalente sous les calcaires aquitaniens, constituaient le sommet des calcaires inférieurs dans la coupe de l'Atlambaç dere. Cela montre des variations latérales de faciès, soit au sommet des calcaires inférieurs, soit au niveau des calcaires miocènes dont l'épaisseur, nous le verrons, est très variable.

b) - A l'extrémité est de la falaise de Tasdibi, à la base de l'Aygir où le rejet est maximum, affleurent des calcaires graveleux gris foncé représentant les niveaux les plus profonds des formations autochtones sur notre terrain. Ils renferment de nombreux organismes : Miliolidae, Spiroloculina sp., Gumbelina, Textularidae, Globigérina sp. Les Milioles sont prédominantes.

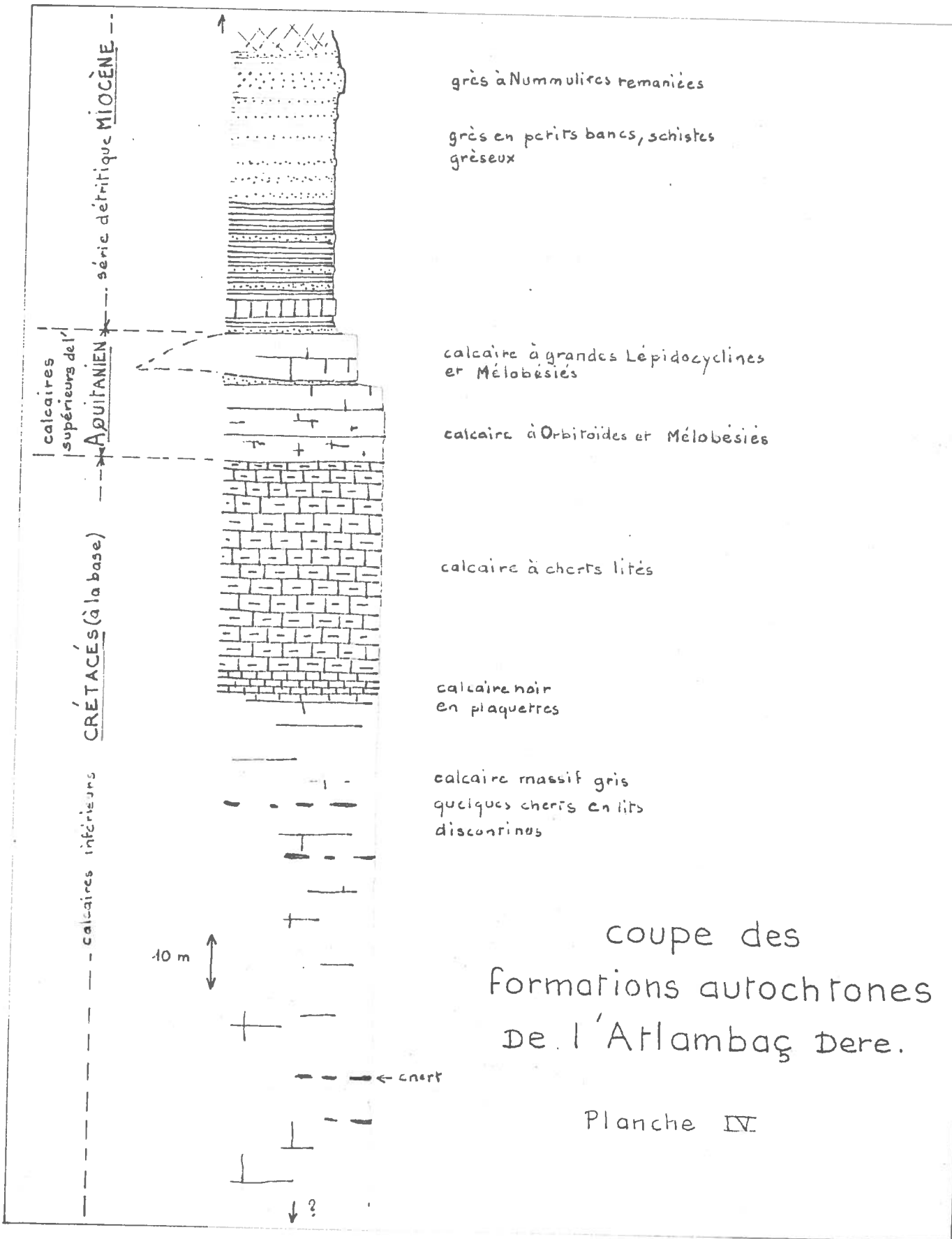
H. COLIN (1954) a déterminé dans ces faciès des Globigérina infracrétacea glaessner et des Globigérina cretacea qui datent ces formations du milieu du Crétacé (Albien-Cénomaniens).

c) - Dans les éboulis qui jalonnent le pied de l'escarpement de Tasdibi, des blocs de calcaires, apparemment issus de la falaise, ont révélé des faunes éocènes. Un des blocs montre des Orthophragmines, des Nummulites (Nummulites perforatus) remaniées, des Operculines, datées du Lutétien par BLONDEAU (1966).

De tels faciès ont été fréquemment observés en place par F. RICHARD (1965) entre Karacören et Göcek. Ils succèdent alors à des formations à Globotruncana du Cénomaniens au Sénonien.

## 2 - LES CALCAIRES AQUITANIENS, LEUR PASSAGE A LA SERIE DETRITIQUE MIOCENE

Ces calcaires sont caractérisés par la présence de faunes et de flores de faible profondeur vivant dans des conditions récifales. Les Lithothamium, Mélobésiés en particulier, y sont très abondants.



grès à Nummulites remaniées

grès en petits bancs, schistes gréseux

calcaire à grandes Lépidocyclines et Mélobésies

calcaire à Orbitoides et Mélobésies

calcaire à cherts lités

calcaire noir en plaquettes

calcaire massif gris quelques cherts en lits discontinus

coupe des formations autochtones de l'Atambağ Dere.

Planche IV

--- série détritique MIOCÈNE ---

calcaires supérieurs de l'APÛTANIEN

CRÉTACÉS (à la base)

calcaires intérieurs

10 m

← chert

↓ ?

A - Coupe des calcaires aquitaniens dans le ravin de l'Atlambaç. (planche IV)

- Au niveau de l'Atlambaç, l'Aquitanien débute sur les calcaires inférieurs par un banc de quelques mètres d'épaisseur de calcaires gris où des débris d'organismes littoraux et des Orbitoïdes sont visibles à l'oeil nu.

Après une récurrence de faciès de calcaires noirs semblables à ceux de la série sous-jacente, nous retrouvons des calcaires littoraux.

Au-dessus, précédé par un niveau particulièrement zoogène de calcaires graveleux gris clair, une mince passée détritique rouge marque le sommet de la falaise et annonce la fin de la sédimentation calcaire.

On trouve ensuite un ultime gradin calcaire légèrement en retrait de l'escarpement. Des organismes sont identifiables à l'oeil nu sur ces calcaires noirs : Lithothamium, débris d'Echinidés et de Bryozoaires, grandes Lépidocyclines. En lame mince ces calcaires montrent la faune la plus complète de la série :

- Lepidocyclina (Lepidocyclina)
- Heterostegina
- Operculina
- Amphistegina
- Myogipsina
- Globigerinidae
- Rotalidae
- Lagenidae
- Echinodermes (plaques et radioles)
- Bryozoaires

ainsi que des algues :

- (Mélobésiés)

Cette association, notamment la dualité Lépidocycline - Miogypsine est caractéristique de l'Aquitanien. On peut extrapoler cette datation à toute la série de calcaires littoraux présentant le même microfaciès (photo n° 5).

Des grès verts pulvérulents à éléments de serpentine marquent au-dessus, sur quelques mètres, le changement de sédimentation. Ils passent vers le haut de la série, aux formations détritiques du Miocène.

Le gradin calcaire terminal, disparaît progressivement à l'Est comme à l'Ouest. Conjointement, le niveau sableux vert se développe. Après la disparition totale de ces faciès calcaires, il n'existe plus entre le sommet de la falaise et la série détritique qu'un niveau de sables verts.

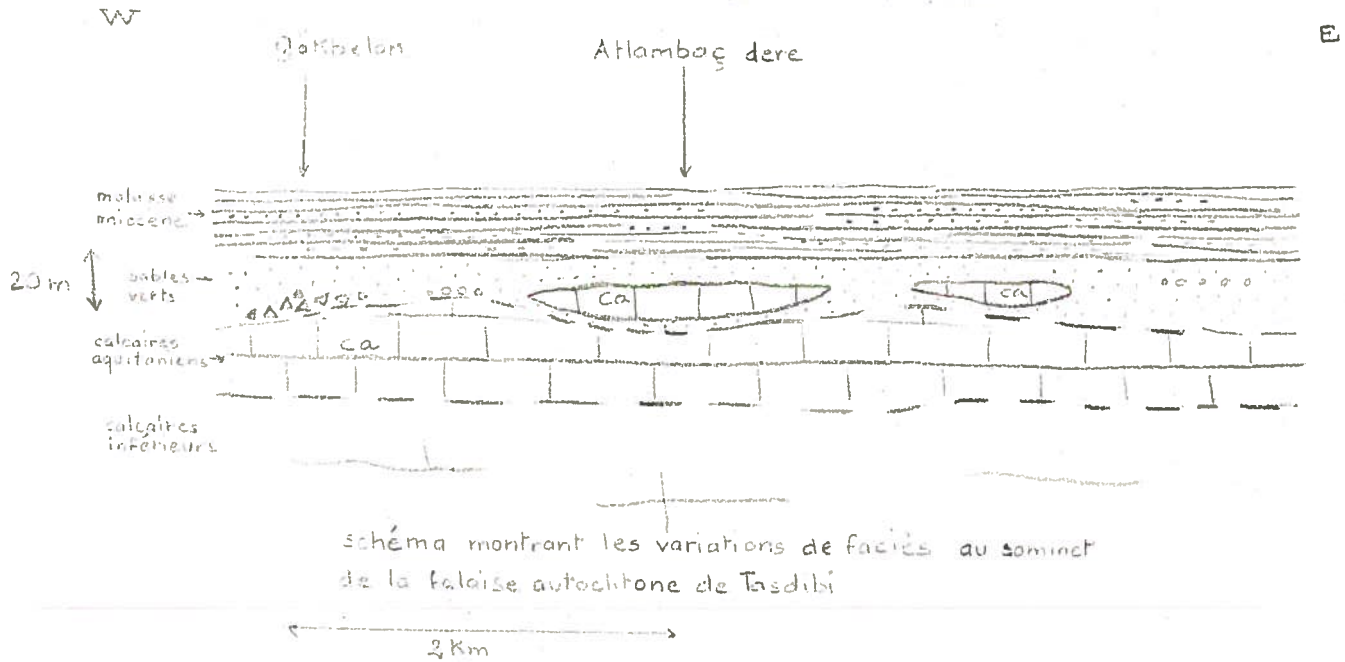
Ainsi, la barre calcaire sommitale n'est, en fait, qu'une lentille dans les grès de base de la série détritique miocène. Une lentille semblable a été également observée à l'Est de l'Atlambaç dere.

B - Passage des calcaires aquitaniens à la molasse miocène.

a) - A la longitude d'Akyol repe (long. 75), au sommet de l'escarpement de Tasdibi, les calcaires noirs à Orbitoïdes (peu épais à cet endroit) deviennent feuilletés avant l'apparition de quelques mètres de grès fins compacts en petits lits. Viennent au-dessus un lit charbonneux pulvérulent très mince, puis, un conglomérat à éléments de roches vertes de 30 cm d'épaisseur, discontinu. La teinte noire de ce conglomérat est due à la décomposition de matériaux organiques. Des lamellibranches indéterminables se situent à ce niveau. La zone de transition se termine enfin par 60 mètres de grès pulvérulents à débris de roches péridotiques serpentinisées, en petits lits de 10 à 20 cm d'épaisseur et où les inter-lits sont parfois marqués par une pellicule charbonneuse. Un banc conglomératique de quelques dizaines de centimètres de puissance, interrompt cette formation à son tiers inférieur, des débris serpentins y figurent.

b) - Sur la coupe de la route Akköprü - Gökcek, les calcaires aquitaniens sont réduits, ils n'ont qu'une épaisseur de quatre mètres et contiennent les mêmes faunes que ceux de l'Atlambaç dere. Ils sont suivis d'un niveau gréseux en petits lits de deux mètres d'épaisseur environ, précédant la sédimentation détritique proprement dite.

c) - Sur la surface structurale calcaire à l'Ouest de Gökseki, subsistent des lambeaux de Miocène gréseux, au lieu dit Gökbelon (long. 72, lat. 86.2) l'un d'eux montré sur les calcaires noirs aquitaniens se débitant en plaquettes au sommet, quelques mètres de petits lits gréseux puis une brèche qui n'affleure que localement, où des éléments de serpentine dérivant de harzburgites sont mêlés à de gros Lamellibranches et Turitellides indéterminables. Le tout est soudé par un ciment blanc carbonaté. La molasse miocène succède ensuite.



### 3 - LA MOLASSE MIOCENE. (planche IV)

Elle affleure sur une surface de près de quarante kilomètres carrés en collines molles et ravinées de couleur bistre. L'aspect de ces formations est monotone et chaotique, l'unité chevauchante ayant bouleversé, lors de sa mise en place, ces terrains tendres. L'érosion n'a pas produit de coupures suffisamment profondes pour nous montrer la stratification primitive. Cependant, la déchirure de Tasdibi nous permet d'observer, au-dessus du compartiment surélevé, sur une épaisseur d'une cinquantaine de mètres, la base de la série détritique miocène.

#### A - Coupe à la longitude de l'Atlambaç dere. (planche IV)

Nous trouvons, à la base, sur des grès verts pulvérulents, deux mètres de schistes finement détritiques, micacés, alternant avec des plaquettes gréseuses indurées, d'épaisseur centimétrique. Quatre mètres de calcaires

argileux verdâtres leur succèdent, puis, une dizaine de mètres de schistes détritiques à mica blanc. Un ressaut topographique correspond ensuite à un banc de 6 mètres de puissance de grès calcaires où les éléments sont, par exception, granoclassés. Des "surfaces inférieures de bancs" y sont visibles.

Nous retrouvons, ensuite, des schistes gréseux pulvérulents alternant avec des plaquettes plus dures sur une vingtaine de mètres d'épaisseur.

Un banc de quatre mètres de puissance de grès calcaire massif à Nummulites remaniées termine notre coupe. Il est fragmenté par suite de glissements différentiels entre les différents termes lithologiques de la série.

Au-dessus, la série gréseuse devient chaotique, elle se poursuit sur une centaine de mètres d'épaisseur jusqu'au contact anormal avec l'allochtone.

Latéralement, nous ne pouvons suivre les bancs de cette coupe que sur quelques centaines de mètres, au-delà, à l'Est comme à l'Ouest, la série plastique gréseuse a rejoué sur son substratum calcaire et les différentes formations ne sont plus en place. Néanmoins, la présence dans certains blocs, de structures entrecroisées (photo n° 2) nous laissent penser que les divers horizons lithologiques de la coupe n'ont qu'une extension locale.

#### B - Autres caractères de la série détritique miocène. Figures de sédimentation.

Habituellement l'ensemble molassique miocène, constitué de termes identiques à ceux que nous avons précédemment décrits, présente un aspect chaotique indéchiffrable.

Les roches les plus friables (schistes gréseux, calcaires détritiques pulvérulents) sont finement broyées sous le poids de la nappe de charriage et forment un mélange plastique duquel émergent des blocs de calcaires gréseux indurés parfois de grande dimension (de l'ordre d'une dizaine de mètres). Nous avons noté dans la masse molassique la présence de lits pelliculaires charbonneux avec des traces de plantes indéterminables. Les bancs granoclassés sont très rares. Par ailleurs des figures de sédimentation ont été observées dans la fenêtre d'Aşağıkerte : en particulier des flut-casts typiques et de petites cupules de quelques centimètres de diamètre (photo n° 1) qui pourraient être des traces de gouttes de pluie.

#### C - Etude microscopique.

Au microscope, les faciès schisteux micacés pulvérulents et les plaquettes gréseuses indurées, montrent des compositions et des structures semblables. Seuls, les pourcentages des constituants sont variables. Leurs caractères lithologiques sont ceux de la molasse. Ce sont des arénites à grain fin, à ciment carbonaté souvent important. Une grande partie des éléments sont calcaires. Aucun granoclassement n'est visible. Les éléments sont roulés ou non suivant leur nature et leur provenance. La composition des débris est la suivante : quartz anguleux, muscovite (parfois biotite), feldspaths, débris calcaires parmi lesquels de l'Aquitainien identique à celui de la série autochtone. D'autres éléments n'ont pu être identifiés avec certitude.

Nous avons également observé des grès calcaires massifs, parfois à Nummulites roulées : le grain y est beaucoup plus grossier que dans les faciès précédents, ce sont presque des rudites. Là encore, aucun granoclassement n'apparaît. La composition de la roche est toujours molassique. Le pourcentage d'éléments non calcaires varie de 15 à 40%, ce sont des débris roulés de laves diabasiques ou microlitiques, des grains de quartz et de mica, des fragments de quartzites identiques à ceux du Permien allochtone, des débris de schistes ferrugineux et de roches détritiques fines à éléments volcaniques du complexe volcano-détritique. Enfin, des galets de serpentine et de chromite sont présents en nombre restreint.

Le reste de la roche est constitué d'éléments calcaires d'origines diverses parmi lesquels des faciès à Mélobésiés et Orbitoïdes de l'autochtone. Les Nummulites remaniées sont : N. Perforatus, N. Fabiani, N. Incrassatus, N. Chavanessi du Priabonien moyen et inférieur (A. BLONDEAU 1965). Ce sont sur ces Nummulites qu'était basé l'âge éocène attribué à la série détritique par les anciens auteurs.

#### D - Origine du matériel d'apport détritique.

Nous pouvons distinguer trois types de matériaux d'apport :

- Le premier comprend les débris de calcaire autochtone, non roulés, ils proviennent probablement d'une région émergée peu éloignée de notre terrain, région qui pourrait être le rivage du bassin de sédimentation de la molasse, bordant au Nord le massif du Menderes.

- Le second groupe les éléments de quartz, les phyllites, certains feldspaths et éventuellement quelques minéraux lourds. Sa provenance est plus incertaine : il peut être issu soit du massif du Menderes, soit d'un massif cristallin interne hypothétique.

- Le troisième, enfin, est constitué de matériaux roulés à faciès de l'allochtone et serpentiniteux : fragments de laves, de roches sédimentaires allochtones, de serpentinite et chromite provenant de l'érosion des ultramafites.

Il est, lui, originaire d'une zone plus interne d'où est venue la nappe de charriage miocène. L'aspect roulé des grains peut indiquer un transport sur une distance relativement grande.

#### 4 - CONCLUSION.

Les calcaires inférieurs autochtones sont constitués sur notre terrain, par une série carbonatée dont les termes les plus anciens se situent à la limite du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur. Le Crétacé supérieur et une partie de l'Eocène y ont été reconnus, au-dessus, la partie supérieure de la série calcaire autochtone est datée de l'Aquitainien, elle passe stratigraphiquement aux formations détritiques sommitales (molasse miocène) par un niveau à faciès varié.

Les calcaires principaux de la molasse miocène sont les suivants :

##### structure sédimentaire

- Epaisseur totale faible.
- Alternance de bancs de calcaires détritiques plus ou moins riches en éléments non carbonatés.
- Sole marks présents, stratifications entrecroisées

##### caractères pétrographiques

- Pourcentage assez grand de ciment calcaire
- Mauvais classement des grains.

##### restes organiques

- Restes de végétaux notables.
- Micro et macrofaunes absentes du ciment.

##### sources d'apport

- Il existe plusieurs sources d'apport, dont une dans une zone interne de l'ogène.

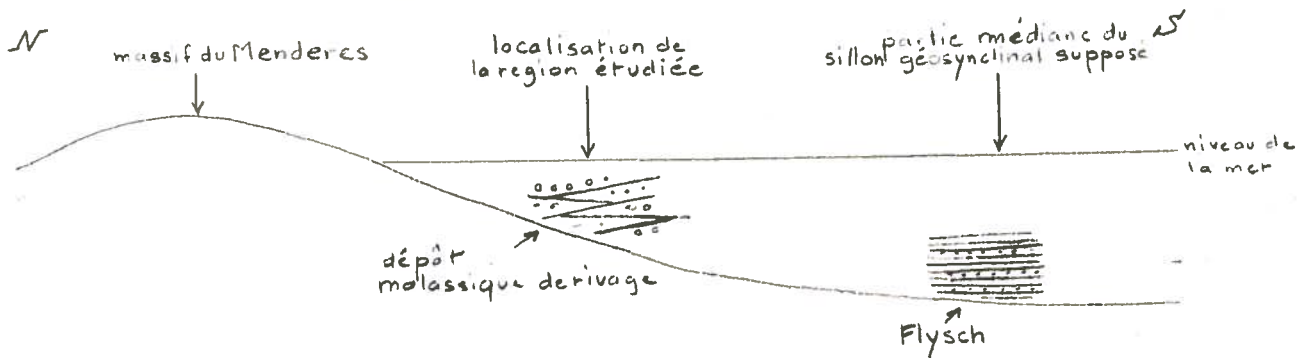
Cette sédimentation possède plusieurs caractères d'un Flysch, cependant le granoclassement des séquences, prépondérant dans la définition du Flysch (H. LANTEAUME 1965) n'y est que rarement visible.

## 5 - PALEOGEOGRAPHIE.

Les calcaires inférieurs de l'autochtone se sont déposés sur un fond calme, peu accidenté, dans des conditions pélagiques (Globigérines). La profondeur de la mer, à cette époque, devait être importante, relativement à celle qui lui succède au Miocène.

Les calcaires aquitaniens montrent ensuite un changement important du milieu de sédimentation, les organismes qu'ils contiennent comme les Bryozoaires, les Mélobésiés, vivaient dans des conditions récifales, dans une mer chaude peu profonde, proche d'un rivage, où les faciès étaient localement très variables (sable, brèche, conglomérat, calcaire etc...)

Puis, une phase tectonique affectant une ou plusieurs régions voisines, en particulier la zone interne de l'orogène d'où est issu l'allochtone a provoqué la formation de la molasse, au cours de l'Aquitaniens.



coupe schématique interprétative du bassin de sédimentation dans la région au Sud du massif du Menderes, au moment du dépôt de la molasse miocène autochtone.

La sédimentation détritico sommitale possède à la fois des caractères de Flysch (sole-marks, dépôt alterné, absence de macro et de microfossiles, présence de végétaux) et de dépôts de plateforme de faible profondeur peu éloignée de la côte, (stratifications entrecroisées, pourcentage élevé de ciment calcaire).

Nous ne connaissons pas la forme et l'extension de notre bassin, masqué en grande partie par les terrains charriés et par la mer. Cependant, nous savons qu'une fosse de sédimentation de type Flysch (D.J. STANLEY 1961) peut passer sur ses bordures à des faciès mixtes et même près des rivages à des sédiments côtiers très grossiers, à larges structures entrecroisées. Il se pourrait que notre molasse constitue une série intermédiaire entre des dépôts côtiers au Nord, en bordure du massif du Menderes, et un véritable Flysch, plus au Sud. (voir schéma)



## II - LES FORMATIONS DU NEOGENE SUPERIEUR.

Des placages parfois épais de calcaire lacustre ou saumâtre sont transgressifs sur les formations écaillées sédimentaires et volcaniques et sur les péridotites. Ils sont affectés par la tectonique cassante sub-actuelle.

On peut les observer principalement dans deux régions : entre Akköprü et la faille de Demirli où ils forment deux affleurements tabulaires, et à l'Est du massif de Zimpara, à la limite orientale de la feuille d'Uçköprü.

### 1 - LE NEOGENE SUPERIEUR ENTRE AKKÖPRÜ ET DEMIRLI.

La série débute par un poudingue d'épaisseur très irrégulière (de l'ordre du mètre) à galets de péridotite à patine rouge de quelques centimètres de diamètre. Trois mètres de niveaux sableux ou conglomératiques à structures entrecroisées lui succèdent. Ils peuvent renfermer des Gastéropodes d'eau douce ou saumâtre indéterminés. Ces niveaux, parfois absents, peuvent être directement transgressifs.

Au sommet, le Néogène supérieur se termine par des calcaires blancs plus ou moins argileux par endroit, pouvant atteindre une grande épaisseur (300 m). Ils contiennent des Ostracodes (*Cypris*) attribués au Pontien par K. NEBERT (1954). Il est vraisemblable que toutes ces formations sont d'âge pliocène et peut-être, à l'extrême base, miocène terminal.

Au point de long, 71,5 - lat. 91,2 au Sud de Demirli, sur la route, nous avons pu observer un unique affleurement de gypse dont les rapports avec les calcaires lacustres sont confus, il doit probablement se trouver à leur base.

### 2 - LE NEOGENE SUPERIEUR A L'EST DU MASSIF DE ZIMPARA, (photo n° 3)

Nous retrouvons là une série analogue à la précédente, mais la base conglomératique et sableuse est plus développée.

A la base, nous trouvons quarante à cinquante mètres de poudingue rouge à structure entrecroisée. la taille des galets, pour la plupart péridotiques, varie d'une séquence à l'autre, il existe parfois un granoclassement à l'intérieur des séquences.

Puis on passe à des faciès détritiques plus fins toujours à débris d'ultramafites. Ils forment des niveaux sableux, rouges à la base, puis verts. Leur épaisseur, de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres est variable. Ces niveaux sableux passent latéralement, vers le sommet, aux calcaires blancs lacustres ou à des récurrences de faciès de poudingue rouge.

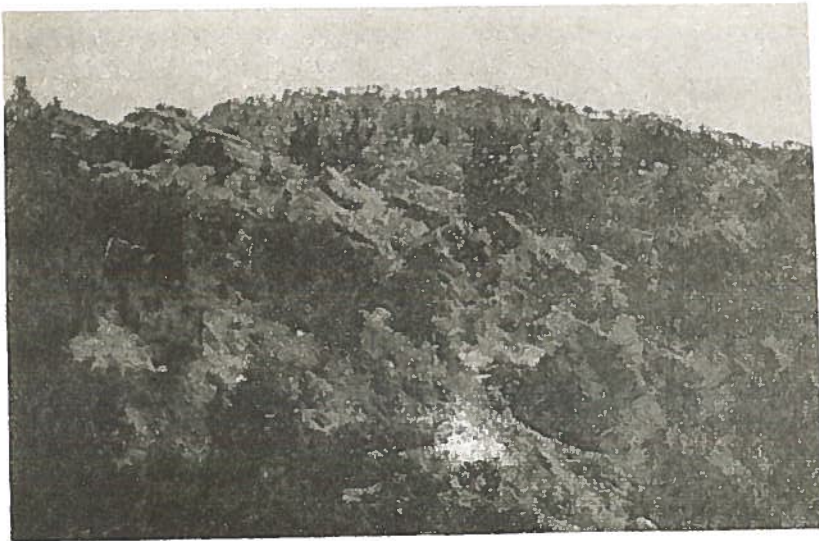
Les calcaires blancs lacustres terminent enfin la série. Ils couvrent vers le NE de grandes étendues.



1 - Figures de sédimentation dans la molasse miocène (gouttes de pluie ?)



2 - Stratifications entrecroisées dans la molasse miocène.



3 - Formations lacustres (ou saumâtres) du Néogène supérieur reposant sur les péridotites (à l'Est de Dandir) on voit à la base de ces formations les poudingues et grès puis, au-dessus une barre calcaire.

niveau détritique supérieur

niveau détritique inférieur

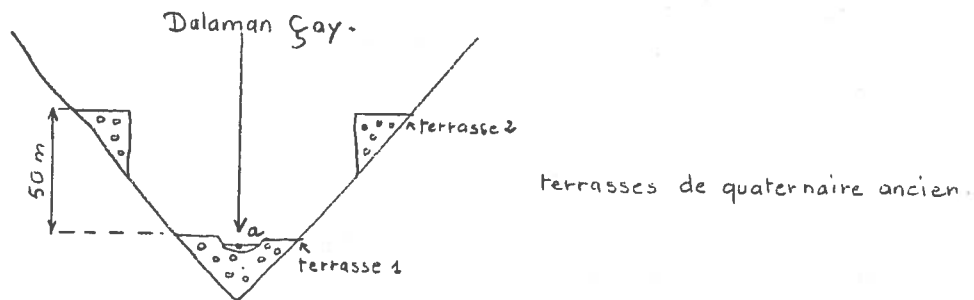


4 - dépressions topographiques des niveaux détritiques inférieur et supérieur du Sakmarien dans la coupe Ürüntepe-Ala tepe (écaille N° 7)

### III - LE QUATERNAIRE.

Les formations actuelles sont peu importantes sur notre terrain. Ce sont des alluvions et des éluvions.

Les alluvions sont localisées dans la plaine côtière de Fethiye et dans les lits des cours d'eau les plus importants. En particulier dans la vallée du Dalaman on peut distinguer deux terrasses anciennes en plus des alluvions actuelles peu développées. La première est à trois mètres environ au-dessus du niveau actuel du fleuve, la seconde se situe, elle, à une cinquantaine de mètres plus haut que ce même niveau. Elles sont constituées par un conglomérat à gros galets de péridotite, en proportion prédominante, et de roches diverses issues des formations régionales.



Les éluvions sont cantonnées dans les dépressions causées par l'érosion des formations tendres : molasse miocène et complexe volcano-détritique allochtone, ce sont les seules régions cultivables, où les habitations sont plus denses.

### LES FORMATIONS ALLOCHTONES. SEDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES.

Les formations allochtones, écaillées, sont situées entre les massifs péridotiques et les terrains autochtones. Les terrains qui les constituent sont d'âge paléozoïque, mésozoïque inférieur (Trias ?, Jurassique) mésozoïque supérieur (à partir du sommet du Crétacé inférieur ?), paléocène.

### I - LES FORMATIONS PALEOZOIQUES.

Elles sont représentées dans des écaillés à la base de l'allochtone, au contact de la molasse miocène, et au sommet, immédiatement sous les péridotites.

## 1 - LES ECAILLES PALEOZOÏQUES A LA BASE DES FORMATIONS ALLOCHTONES.

De telles écaïlles sont localisées dans la fenêtré d'Aşagikerte, et surtout, dans le massif du Çal où les faciès paléozoïques se répètent de nombreuses fois, de façon complexe, dans les unités tectoniques chevauchantes.

### A - Les écaïlles paléozoïques dans le massif du Çal.

Nous y étudierons particulièrement l'unité tectonique n° 7 où le paléozoïque se prête relativement bien à une étude stratigraphique. Ces premières observations seront complétées, ensuite, à l'aide de quelques coupes effectuées dans d'autres écaïlles du massif du Çal.

#### a) - Le paléozoïque dans l'écaïlle n° 7. (planche V)

La coupe Ürün tepe-Ala tepe présentant le maximum de termes dans les meilleures conditions d'observation, sera d'abord décrite en détail, puis, nous suivrons de part et d'autre, les différents niveaux stratigraphiques qui, latéralement, changent de faciès.

#### 1° - Coupe Ürün Tepe - Ala Tepe. (photo n° 4)

A la base, au-dessus du contact anormal sur le Miocène, nous trouvons 70 mètres de calcaires siliceux azoïques, en lits métriques présentant parfois des joints discontinus péliteux de couleur brique.

Progressivement, ces calcaires deviennent vers le sommet de plus en plus siliceux et prennent une teinte rose jusqu'aux quartzites blancs qui leur succèdent sur une trentaine de mètres de puissance. Ces quartzites sont massifs, bariolés ou blancs, présentant à la cassure un aspect saccharoïde. A l'examen microscopique, ils sont constitués de cristaux de quartz, leur structure est granoblastique. Des cubes de pyrite sont disséminés dans la roche.

- Au-dessus des quartzites apparaît une alternance épaisse de 20 mètres de grès fins micacés, feuilletés, de teinte brun-vert et de grès plus compacts en lits centimétriques à éléments plus grossiers, certains faciès rappelant des microbrèches. A l'oeil nu, ces termes détritiques montrent dans une matrice verte, des éléments de quartz blanc et de roches vert foncé ou noir qui leur donnent un aspect caractéristique. Au microscope, le ciment est chloriteux, les éléments sombres sont des fragments de quartzites métamorphiques à lits phylliteux, de phtanites à radiolaires et lits graphiteux, de phtanites composées seulement de quartz, de diabases chloritisées. Notons aussi la présence de muscovite et de feldspaths potassiques.

- Nous retrouvons ensuite des quartzites sur un ou deux mètres d'épaisseur, en petits bancs, puis des lits siliceux de 3 à 4 cm, de couleur vert clair à foncé ou noir, à patine rouille, dont la cassure est esquilleuse. Il s'agit à l'examen microscopique, d'une lutite composée de quartz engrené, un litage fluctuant est marqué par des séquences composées de grains de grosseur variable, sans granoclassement. Signalons, comme pour les quartzites précédemment décrites, la présence de pyrite. Ces roches sont des phtanites si l'on se réfère à la définition de A. CARROZI (1953).

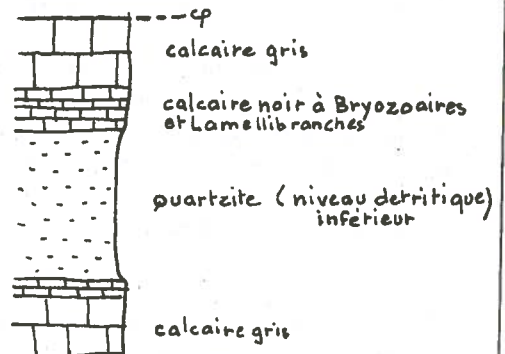
Nous donnerons le nom de série déritique inférieure à l'ensemble quartzite, grès, phtanite. Cette série forme une dépression topographique entre Ürün tepe et Ala tepe.

- Exception faite d'une petite lentille de microbrèche de quelques mètres de long, comportant entre autres des éléments calcaires à Fusulines (Schwagerina sp.), la sédimentation carbonatée reprend ensuite avec des calcaires fins gris foncé, striés de minces filonnets de calcite. Massifs ou en bancs de 50 à 60 cm, ces calcaires ont une trentaine de mètres de puissance à l'emplacement de notre coupe. Au tiers inférieur, quelques bancs renferment des Fusulines : Pseudoschwagerina sp. - Triticites sp. . Cette association est caractéristique du

Coupe en rive gauche  
du KIZILDERE

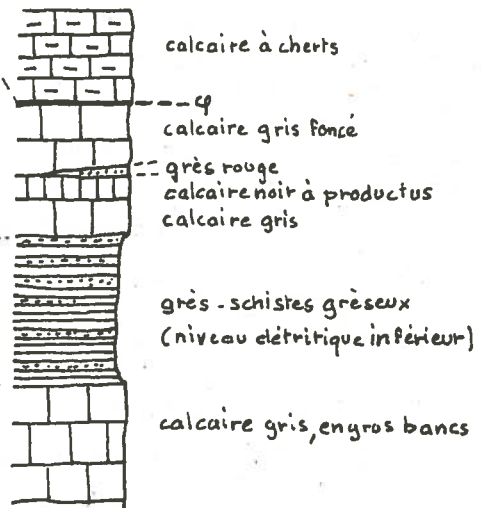
coupe ÜRÜN tepe - ALATEPE

coupe au Nord de  
DARYERI



10m

coupe du Boztepe



calcaire à cherts

calcaire blanc  
saccharoïde,  
massif

calcaire blanc, lité

petites rouges  
(niveau détritique sup)

calcaire à Fusulines  
du Sakmarien  
phtanite

grès

quartzite

brèche

calcaire siliceux

calcaire crétacé

calcaire blanc,  
saccharoïde

calcaire crétacé

calcaire blanc ou  
gris clair, massif

calcaire noir à  
Pseudoschwagerina  
et Trifidites du  
Sakmarien

phtanites

grès-schistes gréseux

COUPES STRATIGRAPHIQUES du Paléozoïque

allochtone dans l'écaille N°7 du massif du Çal

--- limites tectoniques

Sakmarien (lame n° 144B-6995). Elles sont accompagnées d'une faune de mer peu profonde : Nodosaria, Agathamina, Gastéropodes, Ptéropodes et nombreux débris d'organismes indéterminables.

Les derniers bancs de ces formations calcaires montrent des débris de gros Gastéropodes.

- Puis, une nouvelle dépression coïncide avec l'apparition d'un niveau pélitique d'une dizaine de mètres. Vertes à la base, puis rouges, ces pélites finement détritiques et micacées, peuvent contenir des débris calcaires renfermant notamment des Fusulines sakmariennes (photo n° 8), des entrouques remaniées etc.. Le ciment pélitique est au microscope une arénite à débris de quartz et de muscovite, où le ciment très fin est ferrugineux.

Cet ensemble sera désigné sous le nom de série détritique supérieure.

Cette coupe stratigraphique du Paléozoïque se termine par des calcaires gris clair qui, finement lités à la base, deviennent rapidement massifs jusqu'au contact anormal avec les calcaires à cherts du Crétacé. Ces calcaires montrent des traces d'organismes indéterminables.

Suivons maintenant l'évolution des différents niveaux stratigraphiques de la coupe Ürün tepe - Ala tepe d'un bout à l'autre de la structure n° 7.

### 2° - Stratigraphie du Paléozoïque de l'échelle n° 7 au Sud Ouest de la coupe Ürün tepe - Ala tepe

Au Sud Ouest de la coupe, en rive gauche du Kizildere, sur des calcaires à lits siliceux, la série détritique inférieure est beaucoup moins épaisse que précédemment, elle n'a plus que 25 mètres de puissance. Excepté un mince niveau de brèche à ciment rouge pélitique et éléments calcaires, elle est entièrement constituée d'une alternance de schistes gréseux micacés et de petits bancs détritiques indurés. Un niveau très mince de phthanite marque son sommet. Les quartzites ont disparu.

Au-dessus, quelques décimètres de calcaires argileux verdâtres ou de schistes pélitiques rouges précèdent une épaisseur de 5 mètres environ de calcaires noirs à patine ôcre renfermant de grandes Pseudoschwagérines et Triticites de la base du Permien. Au microscope la roche est une calcarénite, nous y avons reconnu parmi une faune abondante à l'état de débris : Textularia sp, Endothyridae, des Radiolaires, des Lamellibranches.

Le Paléozoïque se poursuit par plus de 150 mètres de calcaires gris clair ou blancs, massifs, non datés, jusqu'au contact tectonique avec l'échelle suivante. L'horizon détritique supérieur n'apparaît pas.

+ Plus au Sud Ouest encore, à l'extrémité de notre terrain, au niveau du Boztepe, les faciès détritiques inférieurs uniquement composés de semelles gréseuses alternées avec des niveaux feuilletés micacés ont une quarantaine de mètres d'épaisseur, ils sont surmontés par une dizaine de mètres de calcaires gris clair, massifs, puis par un horizon de calcaire noir à patine ôcre, comparable au calcaire à grandes Fusulines de la série précédente, où l'érosion a dégagé des Productus, des Bryozoaires, des Lamellibranches et des débris d'organismes littoraux.

Un niveau de calcaire argileux verdâtre ou rose vient ensuite. Enfin, quelques mètres de calcaires fins gris foncé terminent la série sous le contact anormal avec des calcaires crétacés.

### 3° - Stratigraphie du Paléozoïque de l'échelle n° 7 au Nord Est de la coupe Ürün tepe - Ala tepe

Au Nord Est de la coupe Ürün tepe - Ala tepe au N de Daryeri, la série détritique inférieure repose sur des calcaires littoraux à patine rouille, elle est formée uniquement de quartzites bariolés, massifs, pouvant atteindre 40 mètres d'épaisseur. Quelques lits de phthanites marquent leur limite sommitale.

Un horizon de 1 mètre de calcaire noir se débitant en plaquettes, à patine ôcre, lui succède. Il renferme des Bryozoaires, des Lamellibranches, des Polypiers. Une vingtaine de mètres de calcaires gris vient ensuite.

Puis, un écaillage complexe interrompt cette série.

+ Sur la ligne de crête du massif du Çal, les quartzites atteignent une puissance considérable (près de 200 mètres). Ils sont immédiatement surmontés par les calcaires à cherts stratoïdes du Crétacé.

Plus au Nord, la structure complexe n'est pas propice à une étude stratigraphique.

Au terme de ces premières descriptions, nous constatons qu'à l'intérieur même d'une unité structurale (unité n° 7), les différents niveaux du Paléozoïque varient latéralement de faciès. L'exemple le plus net est celui de la série détritique inférieure composée d'une alternance de bancs gréseux au Sud Ouest et de quartzites au Nord Est. Les épaisseurs varient conjointement.

b) - Le Paléozoïque dans les autres unités structurales du massif du Çal (planche VI)

Nous allons décrire maintenant quelques coupes des formations paléozoïques effectuées dans différentes unités structurales.

1° - Ecailles n° 10 et n° 11 entre le Küçükçal et le Çal tepe

Sur la ligne de crête du massif du Çal, à l'Est du Küçük Çal, les écailles n° 10 et n° 11 présentent une série paléozoïque supérieure presque identique :

On y trouve à la base des grès vert brun micacés à grain plus ou moins fin de 30 mètres d'épaisseur, présentant un aspect chaotique à l'affleurement. Quelques lits de phanite, dans l'unité n° 10 seulement, précèdent la sédimentation carbonatée qui débute par 3 à 4 mètres de calcaires à entroques. Au-dessus se sont déposés des calcaires blancs ou gris clair au sein desquels nous retrouvons l'horizon détritique rouge supérieur.

A peine matérialisés par quelques minces séquences discontinues dans l'unité n° 10, les grès rouges sont bien développés dans l'écaille n° 11. Là, dans les calcaires blancs qui atteignent plus de 60 mètres de puissance, ils montrent d'énormes variations d'épaisseur sur quelques centaines de mètres de distance : au point de long. 88 lat. 82, 5 ils apparaissent, précédés par quelques séquences de calcaire oolithique ferrugineux, dans une lentille épaisse de 40 mètres, longue de 200 mètres environ visible de fort loin sur le flanc nord du massif du Çal. Non loin de là, au Sud, à la latitude 81,5, ils ont disparu et ne sont plus représentés par intermittence que par des séquences très locales.

Dans l'unité n° 11, au point de long. 87, 8 - lat. 82, 5, le niveau détritique supérieur et les grès inférieurs se rejoignent. Nous n'avons pas pu mettre en évidence la cause de cette disparition locale des calcaires qui séparent les deux niveaux détritiques.

2° - Ecaille n° I entre Ahlan et Dumlu tepe (voir planche n° VI)

Cette coupe débute à la base, sur le Miocène, par des calcaires gris massifs. Après une première passée détritique au sommet des sédiments carbonatés, apparaissent des quartzites jaunâtres, saccharoïdes, peu épais (1 à 2 mètres) qui n'affleurent que de façon discontinue. Ils sont surmontés parfois de grès fins verts à muscovite qui peuvent constituer par ailleurs des niveaux sans quartzites.

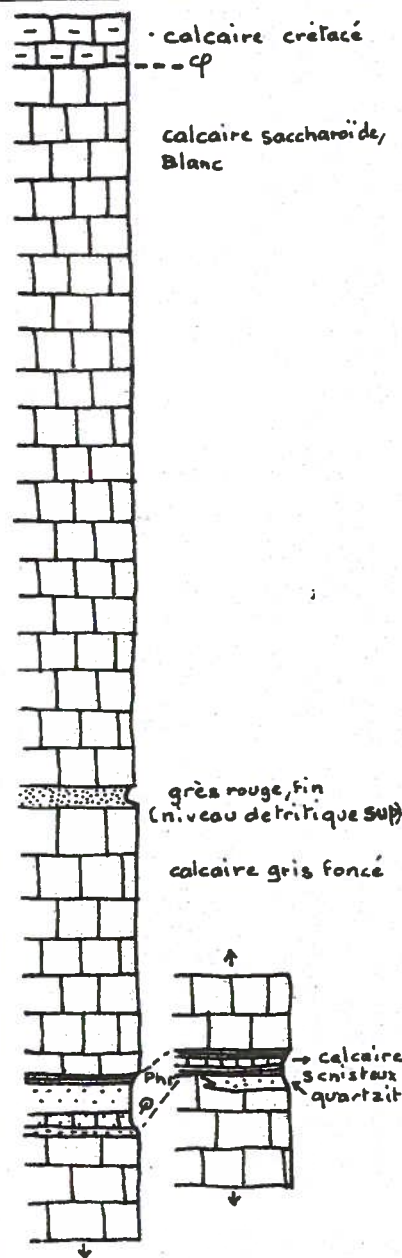
Ces formations détritiques inférieures sont sporadiquement suivies par un mince horizon de calcaires à entroques.

Une cinquantaine de mètres de calcaires gris foncé vient ensuite avec de gros Gastéropodes. Il s'agit au microscope de faciès pétris de débris d'organismes parmi lesquels : *Textularia* sp., *Agathamina*, *Nodosaria* etc.. Ces calcaires sont identiques à ceux datés du Sakmarien par des Fusilines que nous avons décrit entre les deux séries détritiques de la coupe Ürün tepe - Ala tepe.

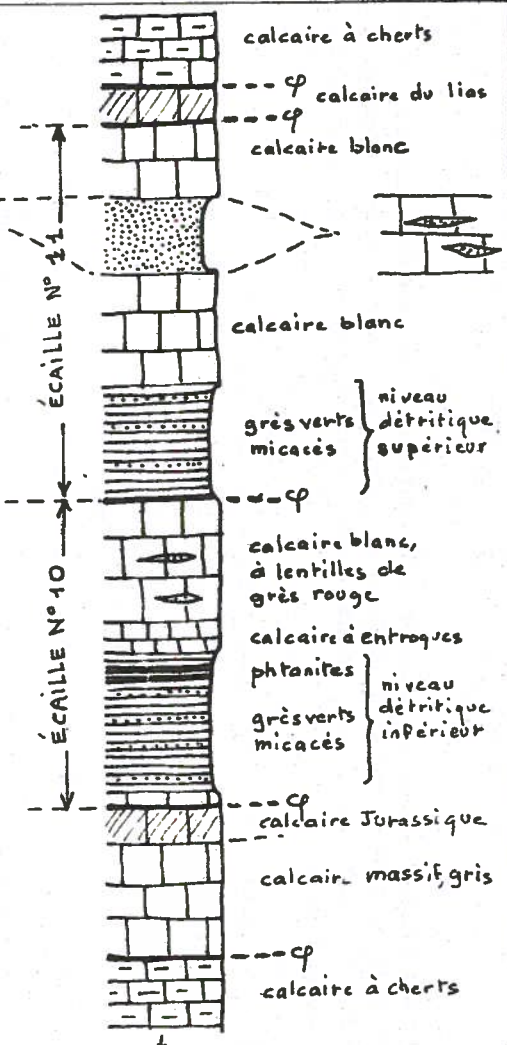
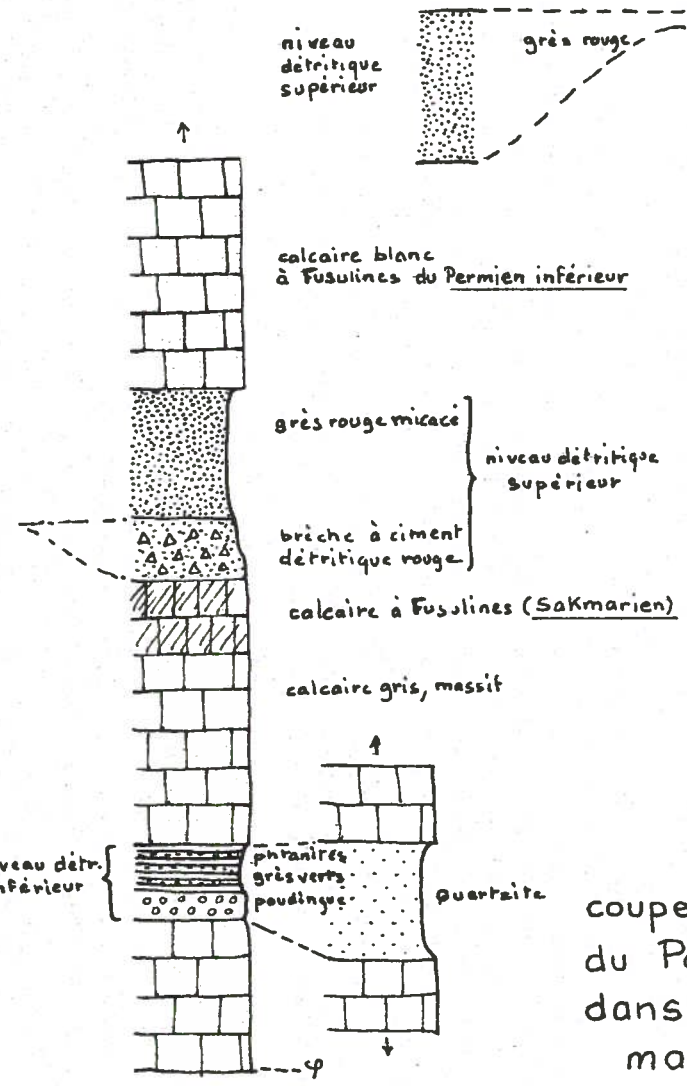
Ensuite prend place une passée peu épaisse de grès rouges correspondant aux grès supérieurs, qui forme une petite dépression topographique que l'on peut suivre sur quelques centaines de mètres. Elle change latéralement de couleur et devient localement verte sans changer notablement de composition. Près de deux cents mètres de calcaires blancs terminent enfin cette coupe avant l'apparition de l'unité structurale n° 2 qui débute par des calcaires à débris d'*Orbitolines*.

3° - Ecaille n° 1 coupe N - S à la longitude 85. (voir planche n° VI)

A la base, sur les formations autochtones, la série débute de manière confuse par des calcaires gris foncé.



coupe sur la ligne de crête du massif du ÇAL Ecailles N° 10 et 11



coupes stratigraphiques du Paléozoïque allochtone dans quelques écailles du massif du ÇAL

Planche VI

10 m ---cp limites tectoniques



massifs non datés.

Puis, nous trouvons, sur un poudingue à galets de quartz et ciment ferrugineux, 20 mètres de schistes gréseux verts surmontés de phanites à cassure esquilleuse. Une centaine de mètres à l'Est de cette coupe, on peut observer des quartzites sous forme d'une lentille de 50 mètres de puissance. La passage entre les deux formations n'est pas clair et pourrait être tectonique.

70 mètres de calcaires gris clair, massifs se terminant par quelques bancs métriques à Fusulines, précèdent ensuite un important niveau détritique rouge : il débute par 15 mètres de brèches à éléments calcaires blancs, classés, et ciment fin détritique rouge puis, se poursuit par 35 mètres de grès rouges à muscovite où la stratification est soulignée par des séquences de granulométrie différente. Ces formations diminuent d'épaisseur au SE comme au NW et disparaissent finalement.

Des calcaires à Schwagérines de petite taille, de la base du Permien (lame 26B), poursuivent la coupe jusqu'à la limite tectonique avec les calcaires crétacés de l'unité structurale sus-jacente.

#### 4° - Autres faciès Paléozoïques du massif du Çal.

Les faciès suivants, isolés par la tectonique, sont différents de ceux que nous avons décrits :

+ Calcaires pisolithiques ferrugineux : le centre des pisolithes peut être formé de grains de quartz ou de débris d'organismes, notamment des Fusulines. Il est vraisemblable que ces calcaires proviennent du même niveau que les calcaires oolithiques situés sous les formations détritiques supérieures, dans l'unité structurale n° 12.

+ Calcaires à entroques ou littoraux : ce sont le plus souvent des calcaires noirs schisteux ou se débitant en plaquettes, à patine rouille ou ôcre renfermant des Polypiers, des Bryozoaires, des Lamellibranches, des spicules d'éponge, des tubes de vers, des Ostracodes, de petits Arénacés, des Algues incrustantes, des coquilles de Brachiopodes qui ont été observés dans le Paléozoïque sur le terrain de P. de GRACIANSKY (1965) (communication orale). Ces calcaires ne sont pas datés, mais sont probablement paléozoïques. Ils peuvent correspondre aux calcaires à Bryozoaires, Lamellibranches, Polypiers, Productus, qui surmontent parfois les quartzites ou bien à des faciès antérieurs au dépôt de la série détritique inférieure dont certaines brèches renferment des débris d'entroques et de calcaires récifaux. Par ailleurs, il n'existe aucun faciès semblable dans la série postérieure au Paléozoïque.

+ matériaux volcaniques : à plusieurs reprises nous avons observé entre l'autochtone et les formations du massif du Çal, des roches poreuses très légères de couleur beige à brun-violacé, d'origine volcanique. Nous attribuons ces faciès au Paléozoïque, car nous n'avons jamais noté leur présence dans le complexe volcano-détritique crétacé supérieur - paléocène, nous savons en outre, d'après les débris volcaniques contenus dans la série détritique inférieure qu'il existe des laves d'âge Permien inférieur ou plus anciennes.

Des laves écrasées à structure primitive microlitique forment quelques affleurements en position confuse. De minces lits secondaires d'épidote se sont formés lors de la tectonisation. Ces faciès pourraient appartenir au Paléozoïque.

#### B - Les formations paléozoïques dans la fenêtre d'Aşağıkerte.

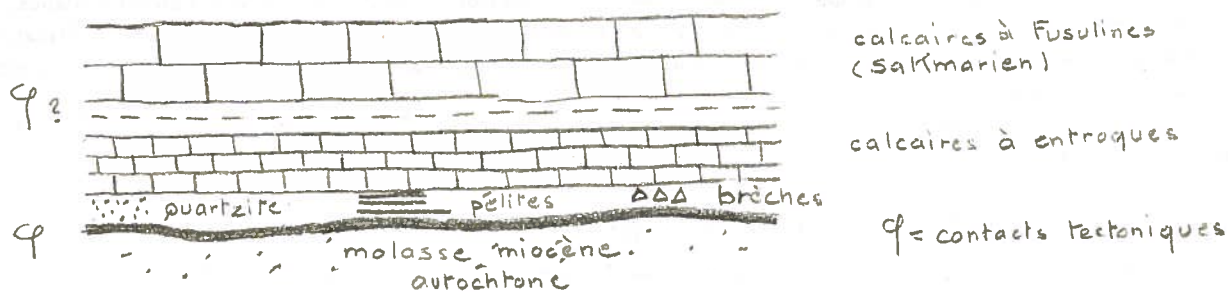
La base de la falaise d'Aşağıkerte, sur la bordure est de la fenêtre, nous montre des formations paléozoïques comportant de nombreux points communs avec celles du massif du Çal. Elles sont plus difficiles à étudier car plus fragmentées par la tectonique.

A la base, sur des calcaires non datés, massifs, ou sur le Miocène autochtone, sont visibles des quartzites roses ou jaunes, des pélites schisteuses rouges ou vertes, ou encore des brèches à éléments de quartz peu roulés. Il n'existe pas de rapports bien définis sur le terrain entre ces différents faciès.

Au-dessus, viennent 5 à 6 mètres de calcaires noirs ou de calcaires argileux noirs feuilletés à patine rouille ou verte. Ils renferment des entroques, des Bryozoaires, des Lamellibranches et de nombreux débris d'organismes.

Ce niveau, bien développé ici, correspond aux calcaires littoraux qui surmontent la série détritique du Paléozoïque du massif du Çal.

La tectonique rend confuse la suite de la coupe. Mentionnons au tiers inférieur de l'escarpement d'Aşağıkerte, la présence de calcaires clairs à Fusulines du Sakmarien.



### Les formations paléozoïques dans la fenêtre d'Aşağıkerte

#### 2 - LES ECILLES PALEOZOÏQUES AU SOMMET DES FORMATIONS ALLOCHTONES.

Quelques échantillons provenant des formations calcaires localisées sur ou dans le complexe volcano-détritique paléocène au Nord de Kozluca, ont des faciès comparables à certains calcaires paléozoïques de la série du Çal. Il s'agit de calcaires rouges ou gris dont certains sont organo-détritiques. Ces calcaires contiennent surtout des entroques. Ils ne sont pas datés, mais sont surmontés, au Nord de Kozluca par des sédiments carbonatés à Dasycladacées du Lias (M. LEMOINE 1966).

Un seul affleurement a révélé un âge paléozoïque, au Nord de Kara Çal au point de long. 72,2 lat. 107,4, démontrant la présence d'une structure tectonique tangentielle dans cette région. Il s'agit d'un petit bloc isolé, de la taille d'un poing, de calcaire noir à patine ôcre, renfermant un Céphalopode possédant les caractéristiques d'une Goniatite : forme globulaire, ombilic très profond, cloisons contournées (J.P. THIEULOY 1966).

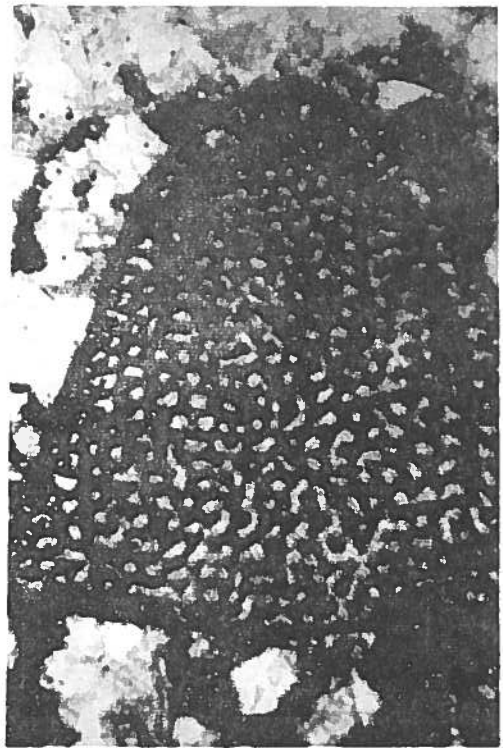
#### 3 - CONCLUSION.

Le Paléozoïque affleure sur l'ensemble de notre terrain sous forme de lambeaux tectoniques de faciès variés allant des calcaires récifaux à des termes carbonatés à Goniatites.

Le plus souvent, il est représenté par des formations identiques à celles constituant la série stratigraphique permo-carbonifère des unités structurales du massif du Çal.



5 - Calcaire aquitainien à Orbitoides  $250\mu$   
(autochtone)

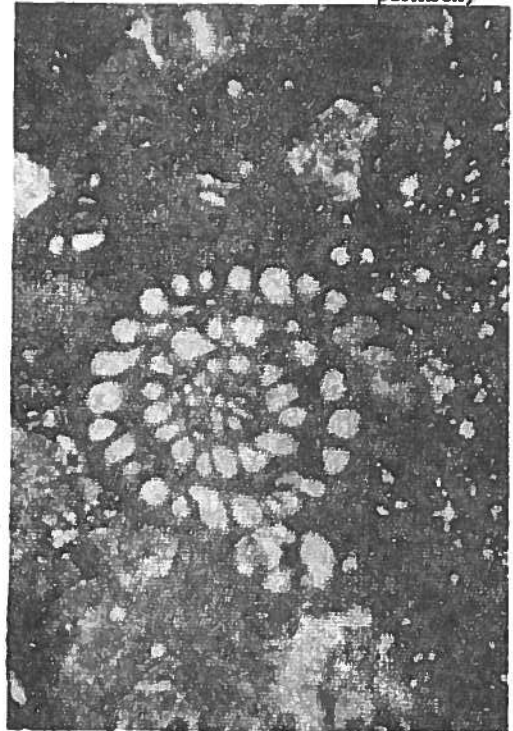


6 - Dictyoconus du Crétacé supérieur (ou Paléocène) dans les calcaires du Mésozoïque supérieur (allochtone) lame n° 65B  $1mm$

7 - Schwagerina Sp dans des calcaires  $250\mu$   
du Permien basal (allochtone)



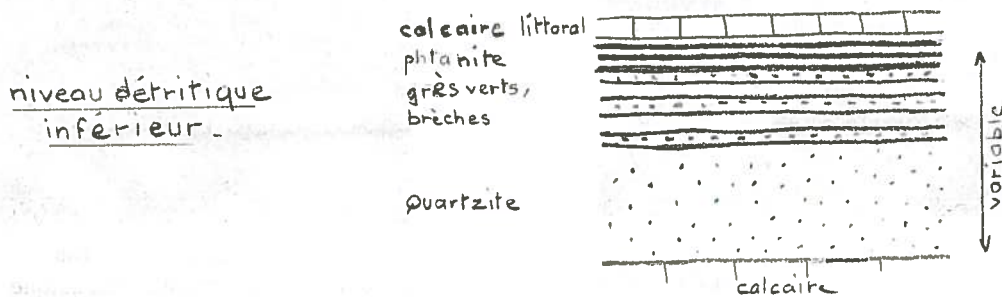
8 - Débris de calcaire à Schwagerina Sp à la  $1mm$   
base du niveau détritique supérieur (allochtone permien)



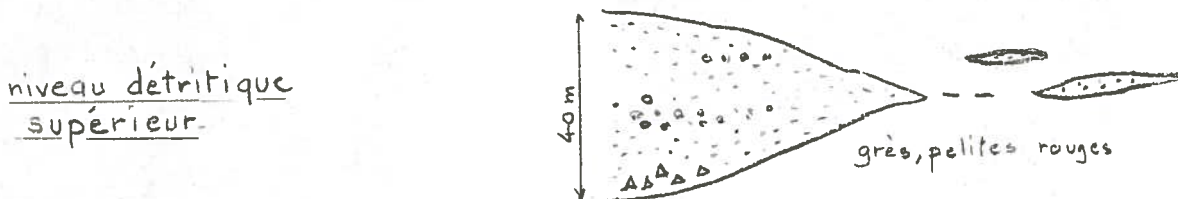
Cette série est datée du Sakmarien par des Fusulines, dans sa partie supérieure (à partir du niveau détritique inférieur) mais, ni sa base, ni son sommet, ne sont connus. Elle est limitée par des contacts tectoniques.

- Des variations de faciès y sont fréquentes latéralement, et d'importance semble-t-il, locale. Elles ne sont pas en rapport avec les unités structurales.
- Deux niveaux repères ont été mis en évidence dans la série carbonatée malgré les variations de faciès :

1 - Le niveau détritique inférieur, formé de quartzites, grès et brèches à ciment chloriteux contenant des débris de muscovite et de roches diverses (phtanites, laves, quartzites), phtanites enfin. Lorsque cette trilogie est présente dans une même coupe, on observe la succession suivante de la base au sommet : quartzites, grès et brèches, phtanites. Un horizon de calcaires récifaux ou littoraux est souvent visible au-dessus.



2 - Le niveau détritique supérieur formé de grès rouges fins à muscovite, quartz et débris de roches éruptives. Ces grès sont parfois bréchiques avec des éléments de calcaire à Fusulines. Ce niveau est intermittent et disparaît fréquemment. Il a cependant une importance régionale.



## II - LES FORMATIONS DU MESOZOÏQUE INFÉRIEUR.

Elles affleurent dans les mêmes conditions que les formations paléozoïques, c'est-à-dire dans des écaillés à la base et au sommet de l'allochtone sédimentaire et volcanique. Elles comprennent surtout du Jurassique daté par des Dasycladacées. La présence de Trias est hypothétique.

## 1 - SUR L'EXISTENCE DE FORMATIONS TRIASIQUES.

Le Trias a été mis en évidence par I. YLMAZ (1966) dans la région côtière, entre Göcek et la plaine du Dalaman, sous la forme de calcaires dolomitiques à Dasycladacées.

Sa présence n'a jamais été démontrée sur notre terrain où affleurent cependant plusieurs horizons dolomitiques d'extension limitée. Ce sont des calcaires dolomitiques noirs, gris, où même blancs, en contact franc avec des calcaires crétacés. Ils sont localisés au sein de l'autochtone mésozoïque supérieur au Nord d'Akköprü et, dans les écaïlles du massif du Çal. Dans ces dernières, la présence de lambeaux jurassiques nous permet de penser qu'une partie au moins de nos calcaires dolomitiques est triasique.

## 2 - LES FORMATIONS JURASSIQUES.

Nous avons observé des terrains jurassiques dans les écaïlles du Çal et au pied de la falaise d'Akköprü, à la base de l'allochtone, et dans les massifs calcaires au Nord de Kozluca, au sommet de l'allochtone.

### A - Les écaïlles jurassiques à la base des formations allochtones.

a) Le Jurassique dans les écaïlles du massif du Çal. Nous n'y avons que 3 échantillons datés par M. LEMOINE (1966), d'autres ont été attribués au Jurassique par leur faciès, identique à celui des calcaires à Dasycladacées. Il convient à ce sujet d'être prudent car certains faciès paléozoïques et jurassiques sont très voisins même à l'examen microscopique.

Les 3 échantillons datés proviennent de lambeaux tectoniques différents, ils ont été recueillis :

- A la base du Şimşir au point de long. 84, lat. 53,5 dans un éboulis. Il s'agit d'un calcaire remanié gris fin, où abondent des Dasycladacées appartenant à une forme nouvelle, qui pourrait être jurassique supérieur.

- Sur la ligne de crête du massif du Çal, dans l'unité tectonique n° 12 (long. 87,8 lat. 82,2). Ce sont des calcaires gris clair à Paléodasycladus du Lias.

- Au sommet du Çal (unité n° 14). Là, des calcaires gris foncé remaniés montrent de nombreux débris de Dasycladacées. Certaines de ces Algues sont dans le ciment, ce sont des formes jurassiques.

Par ailleurs, au Nord de la fenêtre d'Üçköprü, affleure, pincé entre la falaise crétacée et le flysch miocène, un lambeau de calcaire gris clair à Algues probablement jurassique. Notons également des faciès semblables au sommet du Küçük Çal (écaïlle n° 9).

### b) - Le Jurassique au pied de la falaise d'Akköprü.

A l'entrée des gorges du Dalaman, à l'Est d'Akköprü, en rive droite du fleuve, nous trouvons au pied de la falaise, des formations, à vrai dire, mal datées :

A la base tout d'abord, deux à trois mètres de calcaires noirs de 20 à 50 cm d'épaisseur contenant des Ammonoïdés non déterminés.

Puis, quelques bancs carbonatés à débris de Fusulines.

Au-dessus viennent, avant le contact anormal avec les calcaires à cherts lités du Crétacé, un niveau de cal-

carénites de couleur grise où sont visibles dans le ciment : Trocholina, Textularia, Stomiosphera, Peneroplidae, Nodosaria. L'absence de Saccocoma ne nous permet pas de dater avec certitude ces faciès du Jurassique supérieur.

B - Les écaillés jurassiques au sommet des formations allochtones, au Nord de Kozluca.

Un échantillon collecté dans le massif calcaire immédiatement au Nord de Kozluca a été daté du Lias par de grandes Dasycladacées. Rappelons que ce Lias succède à des calcaires rouges vraisemblablement paléozoïques et que l'ensemble repose tectoniquement sur le complexe volcano-détritique paléocène. Plusieurs autres massifs plus au Nord, notamment le massif d'Akkalbur da, intercalé dans le complexe volcano-détritique, ont un faciès semblable à celui des calcaires du Mésozoïque inférieur du massif de Kozluca, mais ne contiennent pas à notre connaissance de Dasycladacées.

3 - CONCLUSION :

La présence du Trias est hypothétique. Le Mésozoïque inférieur affleure dans les mêmes conditions que le Paléozoïque, mais semble moins représenté. Il est constitué principalement de calcaires à Dasycladacées. Il est séparé du Paléozoïque et du Mésozoïque supérieur par des contacts anormaux.

III - LES FORMATIONS DU MESOZOÏQUE SUPERIEUR ET DU PALEOCENE.

Ce sont les formations qui affleurent le plus largement sur notre terrain, après les péridotites. Elles constituent la plus grande partie de l'allochtone. On peut y distinguer deux ensembles qui passent graduellement de l'un à l'autre :

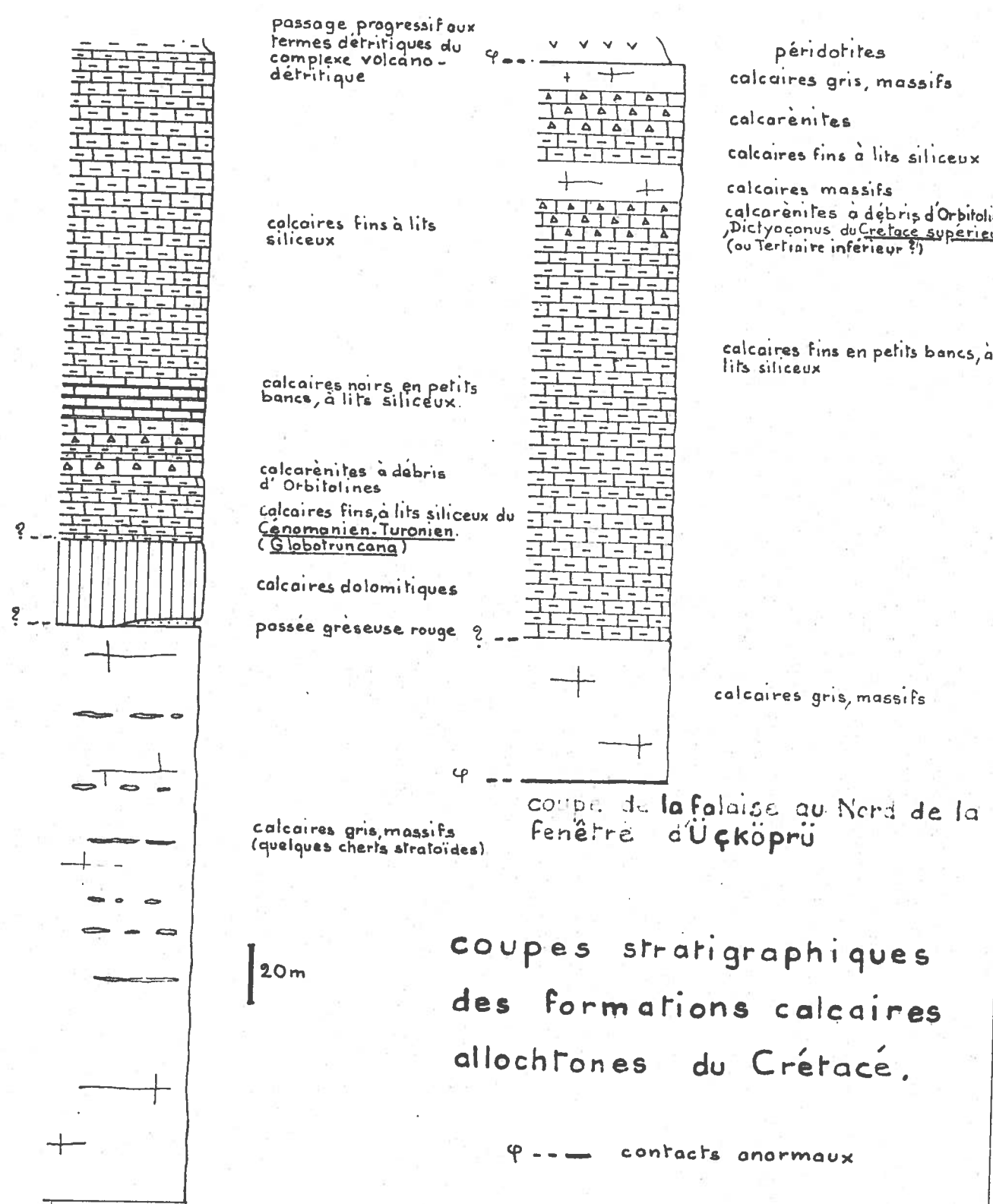
- A la base, un ensemble calcaire caractérisé par des calcarénites à débris d'Orbitolines et des cherts lités. Il est en partie daté du Crétacé supérieur (Cénomaniens-Turonien).

- Au sommet, un ensemble de faciès à prédominance détritique sur lequel se sont épanchées des diabases. Nous désignerons ce dernier ensemble sous le nom de "complexe volcano-détritique". Un échantillon de ce complexe est daté du Paléocène (yprésien ?).

Ces formations participent comme le Paléozoïque et le Mésozoïque inférieur à la tectonique d'écaillage.

1 - LES FORMATIONS CALCAIRES A CHERTS STRATOÏDES DU CRETACE (planche VII).

Nous avons pu trouver deux coupes relativement importantes dans ces calcaires : la première, en rive droite du ravin du Cehennem à la latitude 84, la seconde, au Nord de la fenêtre d'Üçköprü, dans la falaise calcaire sous les péridotites, ( long. 85-87 lat. 86,5. )



passage progressif aux termes détritiques du complexe volcano-détritique

calcaires fins à lits siliceux

calcaires noirs en petits bancs, à lits siliceux.

calcarénites à débris d'Orbitolines

calcaires fins, à lits siliceux du Cenomanien-Turonien. (*Globotruncana*)

calcaires dolomitiques

passée gréseuse rouge ?

calcaires gris, massifs (quelques cherts stratoïdes)

péridotites

calcaires gris, massifs

calcarénites

calcaires fins à lits siliceux

calcaires massifs

calcarénites à débris d'Orbitolines, *Dictyoconus* du Crétacé supérieur (ou Tertiaire inférieur?)

calcaires fins en petits bancs, à lits siliceux

calcaires gris, massifs

coupe de la falaise au Nord de la fenêtre d'Üçköprü

coupes stratigraphiques des formations calcaires allochtones du Crétacé.

φ --- contacts anormaux

coupe en rive droite du ravin du Cehennem

Planche VII

20m

#### A - Coupe du ravin du Cehennem.

Elle débute dans le lit de la rivière par 200 mètres de calcaires gris, massifs, présentant des accidents siliceux bruns souvent en lits plus ou moins discontinus, ces formations ne sont pas datées mais ont un faciès crétacé à Globigérines et Radiolaires.

Puis, vient une passée de 50 cm d'épaisseur environ, d'extension locale (long. 74 - lat. 94,3) de grès bruns passant à un lit manganésifère à patine rouille.

Cette passée gréseuse est suivie de 30 mètres de calcaires dolomitiques noirs d'aspect parfois bréchiue, dégageant une poussière grise sous le marteau. Ils ont une épaisseur variable et peuvent disparaître.

Cette coupe se poursuit par quelques dizaines de mètres de calcaires fins, gris clair, à lits siliceux réguliers, interrompus vers le sommet par quelques passées métriques de calcarénites à Orbitolines roulées (Simplorbitolina, et d'autres formes barrémo-aptiennes). Dans les calcaires fins, on note la présence de Globigérines à test mince, de Radiolaires, de Globotruncana cf. RENZI ? qui indiqueraient un âge cénomanien-turonien pour ces formations.

Viennent ensuite quinze mètres de calcaires noirs en petits lits ou de calcaires siliceux beiges à Radiolaires, alternés avec des cherts stratoïdes.

Enfin, au sommet, la coupe se termine par 120 mètres environ de calcaires fins, toujours caractérisés par la présence de lits siliceux réguliers, qui passent progressivement au complexe volcano-détritique (voir chap. volcano-détritique).

Cette coupe ne représente peut-être pas une série stratigraphique. Il est possible, la base n'étant pas datée, que les calcaires dolomitiques jalonnent un contact anormal.

#### B - La coupe de la falaise au Nord de la fenêtre d'Üçköprü (planche VII)

- La série débute, au-dessus d'un contact tectonique sur des calcaires à Algues attribués au Jurassique, par 50 mètres de sédiments carbonatés gris, massifs, non datés.

- Elle se poursuit par 150 mètres de calcaires gris clair, fins, en bancs de 10 à 50 cm alternés avec des lits siliceux bruns.

- Ensuite viennent quelques bancs de calcarénites, contenant en particulier des débris d'Orbitolinidés. Dans le ciment nous avons pu observer un Dictyoconus en place, il s'agit d'une forme du Crétacé très supérieur (MOULLADE 1966) cf. Puilboreauensis de woodring (photo n° 6).

- Vers le sommet, la série se continue par 15 mètres de calcaires gris foncé, bréchiues, puis par 5 mètres de calcaires gris à lits siliceux discontinus.

- Des calcaires fins font ensuite leur réapparition, sur 8 mètres d'épaisseur, en petits lits de 20 à 30 cm alternés avec des cherts stratoïdes.

- La coupe se termine par 15 mètres de calcaires bréchiues gris à lits siliceux et enfin 10 mètres de calcaires gris recristallisés, massifs.

- Les harzburgites affleurent ensuite.

#### C - Observations sur quelques affleurements de calcaires crétacés.

##### a) - Dans le massif du Çal.

Les formations calcaires crétacées sont représentées dans les écailles du Çal au même titre que les écailles paléozoïques et jurassiques :



- A Cöğmen, un lambeau de calcaire bio-détritique, reposant sur l'autochtone, montre des débris d'Orbitoides du Crétacé supérieur, des débris calcaires à Calpionelles du Jurassique ou Crétacé inférieur,

Dans le ciment des formes très recristallisées seraient des Hedbergella (MOULLADE 1966) ou des Globotruncana, de toute façon ce sont des organismes du Crétacé supérieur, la roche contenant des débris d'Orbitoides.

- Dans l'écaille n° 2 entre Ahlan et Dumlu tepe, des calcarénites révèlent des débris d'Orbitolines peu déterminables.

- Dans l'écaille n° 13, en rive gauche du Kizildere (voir planche XV ) nous avons observé dans des calcaires détritiques, des débris d'Orbitolines vraisemblablement aptiennes (lame n° 145B), une Coskinolina et, dans le ciment, une forme recristallisée d'Hedbergella ou Globotruncana ? (lame n° 146B)

- Dans l'unité tectonique n° 13, sur le flanc sud du Çal (long. 86,9 - lat. 89,2 et long. 87,7 - lat. 89), au sein des calcaires crétacés, se trouvent deux niveaux manganésifères séparés de 100 mètres environ qui s'évanouissent rapidement latéralement. Ces niveaux ont été jadis exploités, nous ne savons pas s'ils se répètent tectoniquement. Cela est probable si nous les comparons avec les autres mines régionales : Mendos et Ovacik ou les niveaux manganésifères ne sont séparés au maximum que de quelques mètres.

#### b) - Au Sud de Gedre.

Dans cette partie de notre terrain, des formations à cherts stratoïdes surmontent des laves en place sur des faciès datés du Paléocène au Nord de Demirli (voir complexe volcano-détritique).

Des lambeaux de calcaires dolomitiques jalonnent çà et là le contact.

Nous avons trouvé dans ces formations des calcaires graveleux à débris d'Orbitolines. Par ailleurs, des faciès variés du complexe volcano-détritique sont intercalés de façon inaccoutumée dans ces formations, vraisemblablement écaillées et charriées sur les laves.

## 2 - LE COMPLEXE VOLCANO-DETRITIQUE PALEOCENE.

Vers le sommet, la sédimentation carbonatée du Mésozoïque supérieur passe progressivement à des faciès variés, surtout détritiques, recouverts par des laves. Ces formations, relativement plastiques ont été tectonisées sous les péridotites, de la même manière que le Miocène détritique autochtone. Il est difficile de reconstituer leur agencement originel.

### A - Les différents faciès du complexe volcano-détritique.

Les faciès qui composent le complexe volcano-détritique se retrouvent sur toute l'étendue de notre terrain, nous en donnerons les descriptions avant d'étudier leur stratigraphie et leurs relations avec les calcaires crétacés.

- Calcaires argilo-détritiques. Il s'agit de roches verdâtres ou roses (presque rouges) se débitant plus ou moins en plaquettes. Des veinules de calcite blanche peuvent sillonner la roche. On les observe surtout dans la zone de passage entre les calcaires crétacés et le complexe volcano-détritique.

Au microscope, ce sont des calcaires impurs cryptocristallins. La nature des impuretés, très fines, est argileuse. Lorsque la couleur de la roche est rouge, des veinules ferrugineuses ondulées, plus ou moins parallèles à la stratification la parcourent. Quelques rares débris de quartz non roulés et de mica blanc sont visibles avec des sphérolites siliceux, à croix noire en lumière polarisée, qui sont, selon toute vraisemblance, des Radiolaires.

- Schistes verts (photo n° 10). Ils apparaissent, à l'examen macroscopique, comme des roches feuilletées à patine verte, gris ou verts à la cassure suivant leur composition. Sporadiquement, des passées très claires y sont intercalées.

Les faciès verts qui prédominent révèlent au microscope, un fond cryptocristallin vert foncé ou brun presque opaque, ferrugineux et argileux, où la calcite est peu abondante. Des Radiolaires apparaissent sur ce fond, ainsi que des éléments détritiques de petite taille (lutite) disposés en petits lits d'épaisseur millimétrique, non granoclassées. Voici un exemple de succession de ces lits :

- Fond opaque peu important, fragments de minéraux ferromagnésiens (pyroxène ?), débris chloriteux, petits éléments de quartz anguleux abondants.
- Fond sombre important, débris de minéraux ferromagnésiens, de chlorite, de quartz. Présence de Radiolaires.
- Séquence très mince surtout quartzique.
- Fond sombre prédominant avec Radiolaires.
- Grain plus grossier, minéraux ferromagnésiens abondants.
- Fond opaque prédominant et Radiolaires.

Les débris chloriteux et les minéraux ferromagnésiens proviennent de roches volcaniques.

Les passées plus claires sont essentiellement constituées d'un ciment de calcite cryptocristalline englobant des éléments de quartz.

Le passage des calcaires argilo-détritiques aux schistes verts est progressif.

- Grès verts (vert à brun). Sur le terrain, ces grès forment, lorsqu'ils sont en place, des lentilles plus ou moins importantes dans les schistes verts, au même titre que les brèches à granulométrie plus grossière. Ils peuvent également se localiser à la base du complexe volcano-détritique.

Ils sont constitués de séquences à granulométrie plus ou moins fine (arénite). La quantité relative des composants varie d'une séquence à l'autre.

Le ciment calcaire est cryptocristallin, souillé de minéraux opaques et argileux qui lui donne une teinte brun-vert. Le quartz représente la majorité des éléments figurés dans la roche, avec lui, on note la présence de débris feldspathiques, volcaniques, de mica, de minéraux lourds en faible quantité (zircon).

- Calcarénites à débris volcaniques. Leur aspect macroscopique est celui des calcarénites à débris d'Orbitolines des calcaires crétacés, ils peuvent d'ailleurs affleurer au sommet de ces calcaires. Nous les avons observé le plus souvent, non en place, dans les faciès volcano-détritique, au Nord de la latitude 98.

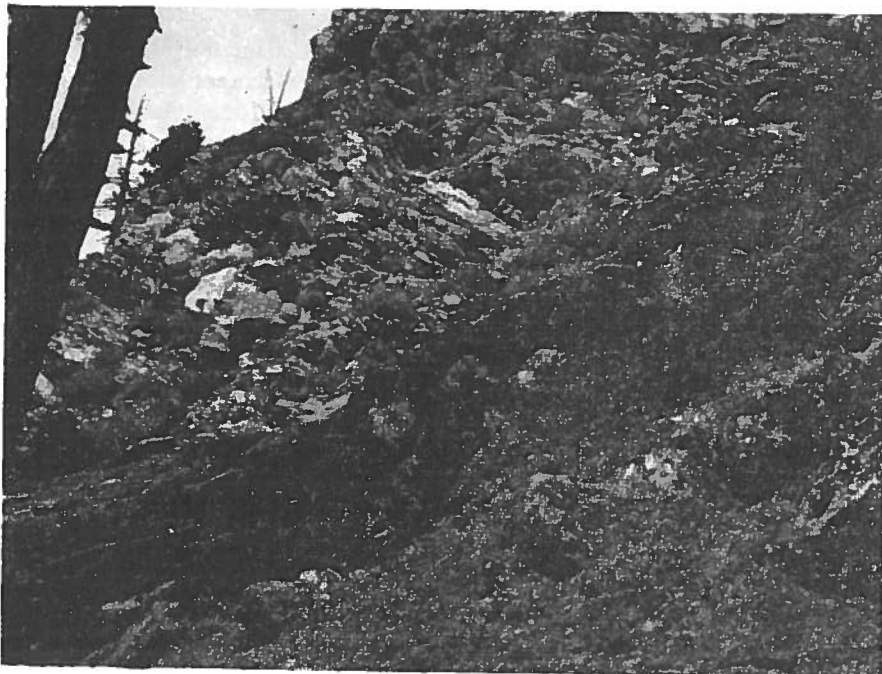
La roche est composée d'un ciment cryptocristallin englobant des fragments de calcaire à Orbitolines du Crétacé supérieur. Elles sont surtout caractérisées par la présence d'éléments détritiques volcaniques (moins de 10%). Ce sont, en éléments plus ou moins roulés : du quartz, des schistes verts, des laves diabasiques ou microli-tiques souvent chloritisées, provenant de premières émissions volcaniques.

- Brèches et microbrèches calcaires à éléments volcaniques (photo n° 10). Elles ont une répartition capricieuse au niveau des schistes verts et varient rapidement d'épaisseur.

Les éléments calcaires, volcaniques, radiolaritiques, sont légèrement orientés suivant la stratification.

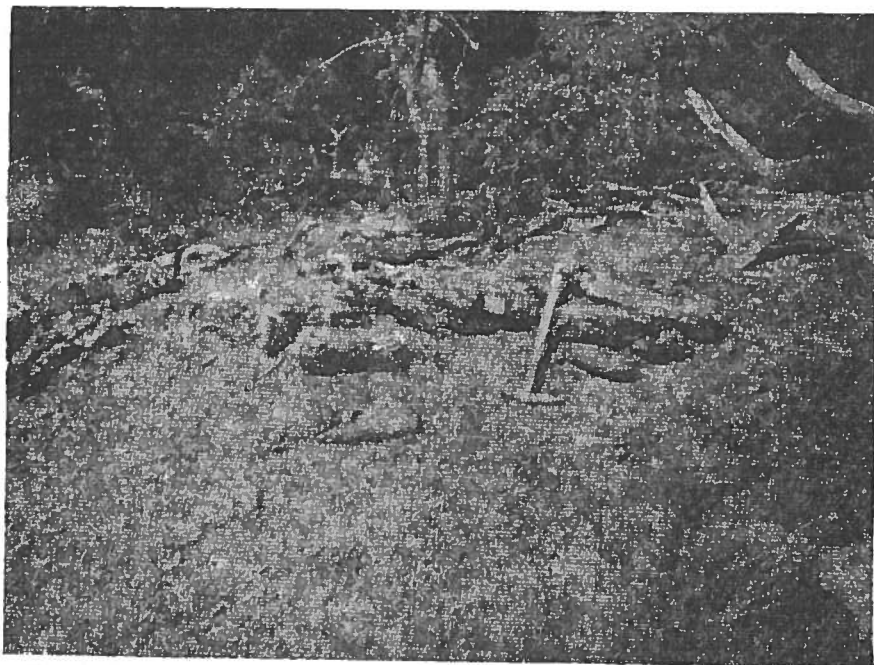
L'étude détaillée d'un échantillon (I 76) montre dans un ciment cryptocristallin une faune à Lockartia du Paléocène (Yprésien ?) (Mme M. NEUMAN 1966). Les éléments calcaires renferment en outre, des Orbitolines, des Orbitolides du Crétacé supérieur, des Alvéolines et des Triloculines.

Les éléments non calcaires, abondants, sont variés : quartz, radiolarite, fragments d'augite, diabase chloritisée, lave à structure arborescente etc... Nous retrouvons des faciès identiques dans les épanchements majeurs qui succèdent au dépôt du complexe volcano-détritique.



9 - Radiolarites (au premier plan) passant latéralement à des calcaires à lits siliceux. (complexe volcano-détritique paléocène)

10 - Lentille de microbrèche à éléments volcaniques interstratifiée dans les schistes verts du complexe volcano-détritique - Cette lentille est datée du Paléocène (peut-être Yprésien ?)



- Radiolarites (photo n° 9). Ce sont des roches en lits de quelques centimètres d'épaisseur. Habituellement rouges, elles peuvent être aussi vertes ou beiges. Ces formations se sont déposées au sommet de la série carbonatée à cherts siliceux, elles précèdent immédiatement, semble-t-il, la mise en place des laves.

Le fond de la roche est calciteux, des lits ferrugineux avec de petits cristaux de quartz engrenés sont disposés parallèlement au litage stratigraphique. Les Radiolaires, dont la structure est encore visible, sont dispersés dans les lits ferrugineux.

- Les roches volcaniques. Les roches volcaniques se sont mises en place sur l'ensemble des faciès carbonatés et argilo-gréseux, paléocènes vers le sommet. Elles doivent être également d'âge paléocène car les derniers sédiments détritiques qui les précèdent sont riches en débris de laves et annoncent ainsi des émissions volcaniques plus importantes.

Ce sont essentiellement des diabases à structure intersertale composées de plagioclases souvent albitiques, d'augite et d'oxyhomblende souvent chloritisée. De l'albite secondaire y est présente. Chlorite et albite montrent une légère tendance spilitique. Localement d'autres faciès sont visibles passant progressivement aux diabases. Ce sont des roches microlitiques normales ou à structure arborescente, des albitites, et peut-être des roches amphiboliques ? dont le gisement est confus. (voir chapitre : pétrographie des roches d'épanchement paléocènes).

- Les termes métamorphisés au contact des laves. Au contact des laves, les sédiments carbonatés sont sillonnés par un réseau très dense de microfissures grossièrement parallèle à la stratification. Dans ces microfissures s'est mis en place un matériel chloriteux et albitique d'origine hydrothermale.

Ces calcaires ont subi un métamorphisme thermique : ils sont recristallisés, de l'albite et de l'épidote s'y sont formées. Les faciès détritiques du complexe volcano-détritique ne sont pas affectés par ce phénomène.

Les roches métamorphisées au contact des laves seront mieux étudiées dans le chapitre sur les roches d'épanchement paléocènes.

#### B - Agencement entre eux des faciès du complexe volcano-détritique paléocène, leurs relations avec les calcaires crétacés.

C'est entre Akköprü et Kozluca, où la tectonique tangentielle n'affecte pas les terrains affleurant, que nous avons étudié la stratigraphie du complexe volcano-détritique.

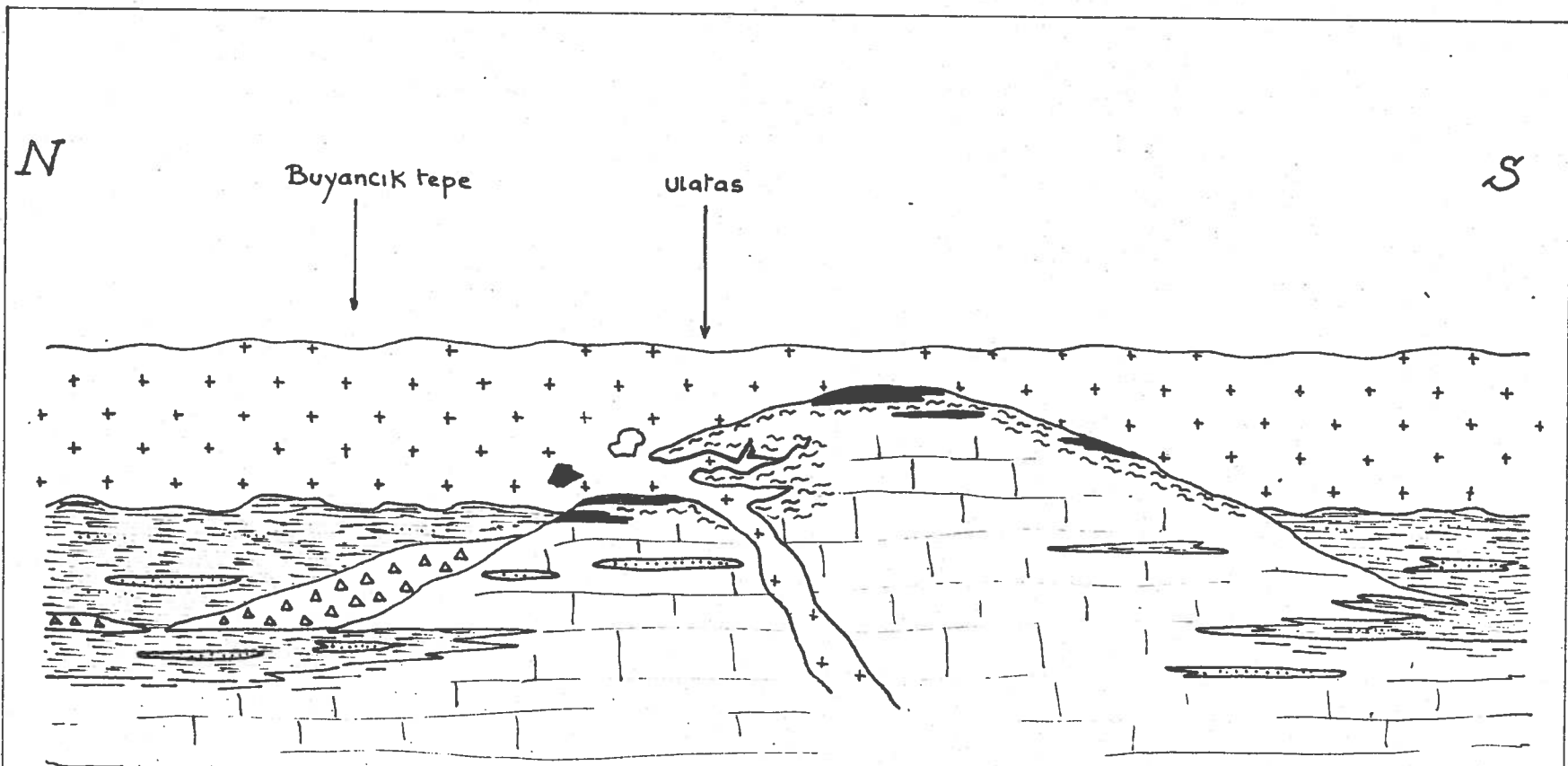
##### a) - Le complexe volcano-détritique, du sommet de la falaise de Demirli à Kozluca. (planche VIII)

Dans cette région, l'érosion a supprimé les laves sur une vaste surface, de sorte que les terrains sédimentaires affleurent. La fracture verticale au Nord de Demirli, et de larges ondulations arasées, font apparaître ces terrains en profondeur.

##### 1° - Le sommet de la falaise de Demirli à la longitude 72.

La série crétacée de la falaise se termine par des faciès carbonatés fins, à lits siliceux réguliers. On passe ensuite progressivement, à des calcaires argileux gris-verdâtre se débitant en plaquettes au sommet. Ces calcaires marquent l'adoucissement de la pente et le passage à une topographie molle.

La roche devient ensuite schisteuse, à patine verte, nous sommes alors dans les schistes verts finement détritiques. De petites lentilles de grès vert ou de brèches (voir photo n° 10) à éléments volcaniques sont intercalées. L'une d'elles (long. 70 - lat. 94,7) a révélé une faune du Paléocène (Yprésien ?) à Lockartia (Mme NEUMAN (1966) ce qui date en partie le complexe volcano-détritique. Plus rarement, des horizons de calcaires gris à patine rouille de quelques centimètres d'épaisseur peuvent être également intercalés. Ils ont subi, du moins ceux



1 Km



brèches paléocènes



faciès argilo-détritiques.  
(schistes verts, grès verts)



calcaires Crétacé supérieur  
(Paléocène ?)



laves (surtout diabases)



radiolarites



métamorphisme de contact

interprétation de la position des faciès du complexe  
volcano-détritique après l'émission principale des laves, au Paléocène.  
(entre AKKöprü et Kozluca)

que nous avons étudié, un métamorphisme de contact et une chloritisation.

Les roches effusives surmontent les schistes verts : le contact normal n'est pas visible, les schistes prenant au sommet une couleur d'altération brune semblable à celle des laves.

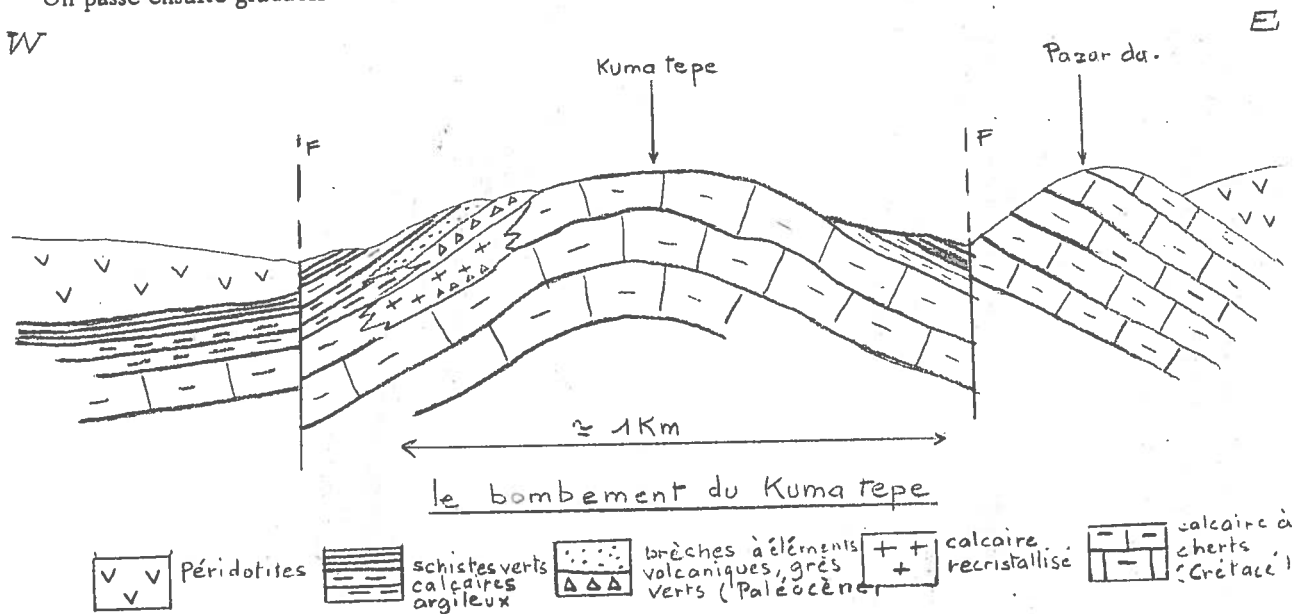
L'épaisseur totale du complexe volcano-détritique est, dans cette région, d'environ 150 mètres.

### 2° - Le versant ouest du Kuma tepe.

Un anticlinal érodé montre, au-dessus des calcaires à cherts lités, un niveau centimétrique de brèche calcaire, puis viennent des calcaires détritiques recristallisés à fantômes d'Orbitoïdes.

Une dizaine de mètres de calcaires argileux verdâtres leur succèdent, nous trouvons dans ces formations, ou à leur hauteur suivant le point d'observation, des niveaux de brèches stratifiées à éléments de roches volcaniques, et de grès verts.

On passe ensuite graduellement aux schistes verts.



### 3° - Au Sud Est de Günlük (long. 70 - lat. 93, 7).

Nous sommes là, directement sur la série calcaire crétacée, en présence d'une puissante formation de brèches calcaires à éléments de laves, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, ces brèches ne sont pas recouvertes par d'autres terrains ; elles passent latéralement aux schistes verts ou elles ne subsistent qu'en petites lentilles.

#### b) - Le complexe volcano-détritique entre Akköprü et Demirli.

Entre Akköprü et Demirli, le massif calcaire de Cökyamaç "émerge" des laves. Nous étudierons principalement le pourtour de ce massif, où, au complexe volcano-détritique, s'associent des radiolarites et des calcaires.

#### 1° - La bordure ouest du massif de Cökyamaç.

Nous relevons la succession stratigraphique suivante du sommet à la base : tout d'abord, les laves très altérées englobant quelques blocs de calcarénites à débris d'Orbitolinidés. Elles sont en place sur la série sédiment-

aire sous-jacente qu'elles affectent d'un métamorphisme de contact et dans lesquelles elles peuvent s'introduire en sills, à Ulatas par exemple.

Les sédiments les plus récents sous les roches effusives sont des radiolarites dont la présence est inconstante. Leur épaisseur peut atteindre une trentaine de mètres, elles affleurent en lits successifs ou intercalés dans les calcaires recristallisés.

Après une passée sporadique de calcaire rouge, on passe vers la base sur quelques dizaines de mètres à des calcaires à lits siliceux, puis, insensiblement à des calcaires plus massifs où subsistent des accidents siliceux.

Quelques rares séquences détritiques d'importance locale leur succèdent (exemple long. 71,8 - lat. 89,3 ; long. 72 - lat. 89,2). Elles montrent que nous sommes encore dans le complexe détritique.

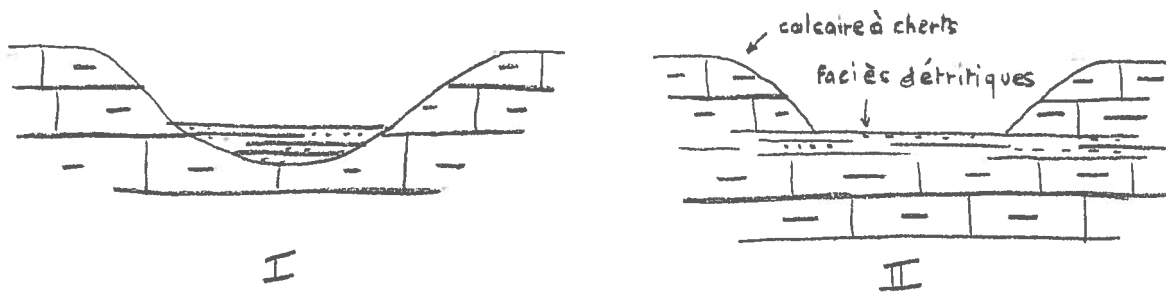
La série calcaire à cherts reprend enfin, comportant notamment quelques bancs de calcarénites à débris d'Orbitolines.

### 2° - La bordure nord du massif de Cökyamaç.

Au SE de Demirli, les faciès calcaires et radiolaritiques font place, sous les laves, aux grès verts et calcaires argileux caractéristiques du complexe volcano-détritique. Leur aspect est chaotique et il est peu aisé de savoir si le passage entre les formations calcaires et détritiques se fait par variations latérales de faciès ou si les sédiments détritiques sont transgressifs sur les calcaires. La présence de passées gréseuses dans la série calcaire de la coupe précédente montre cependant que des variations de faciès existent à ce niveau et que la sédimentation carbonatée se poursuit en certains points durant la formation du complexe volcano-détritique.

### 3° - La bordure orientale du massif de Cökyamaç.

Les laves reposent, d'une part sur la bordure orientale calcaire du massif, d'autre part sur les faciès gréseux du côté de Cehennem (long. 74-75 - lat. 91-92). Ces derniers affleurent en contrebas des calcaires à cherts qui les entourent (Suluk tepe, Payarak tepe, Çal II tepe). Il est, là encore, difficile de savoir si les faciès détritiques comblent un paléorelief dans les calcaires crétaçés (fig. I) ; ou si elles passent par variation latérale de faciès à des sédiments carbonatés (fig. II). Cette dernière solution est probable. En outre un écaillage à ce niveau reste toujours possible comme dans les formations calcaires des gorges du Dalaman.



### C - Aperçu sur le complexe volcano-détritique dans les autres affleurements.

Au Nord de Kozluca, il n'est pas possible d'étudier la stratigraphie du complexe volcano-détritique. Tous les faciès décrits sont présents, ils forment un mélange complexe où sont visibles des débris de calcaires à entroques du Paléozoïque. Des écailles datées du Jurassique et du Paléozoïque sont éparpillées sur ou dans les faciès détritiques paléo-

cènes ainsi que des radiolarites ou calcaires à radiolarites sans doute en position anormale (voir chap. tectonique).

Au Sud d'Akköprü, le complexe volcano-détritique n'est représenté dans les écaillés du Çal et d'Aşagıkerte, à la base de l'allochtone que par quelques lambeaux de laves ou de grès. On le retrouve ensuite au sommet de l'allochtone, avec une succession comparable à celles déjà décrite, à Damdir et à Kizlan.

Au Sud de Gedre, des faciès détritiques et radiolaritiques sont intercalés en contact anormal dans des calcaires à cherts stratoïdes surmontant les laves (voir chapitre tectonique).

### 3 - CONCLUSION.

Les formations calcaires sont caractérisées par la présence constante d'accidents siliceux, et, vers le sommet, par des calcarénites à débris d'Orbitolines.

La partie inférieure, limitée tectoniquement, est mal connue.

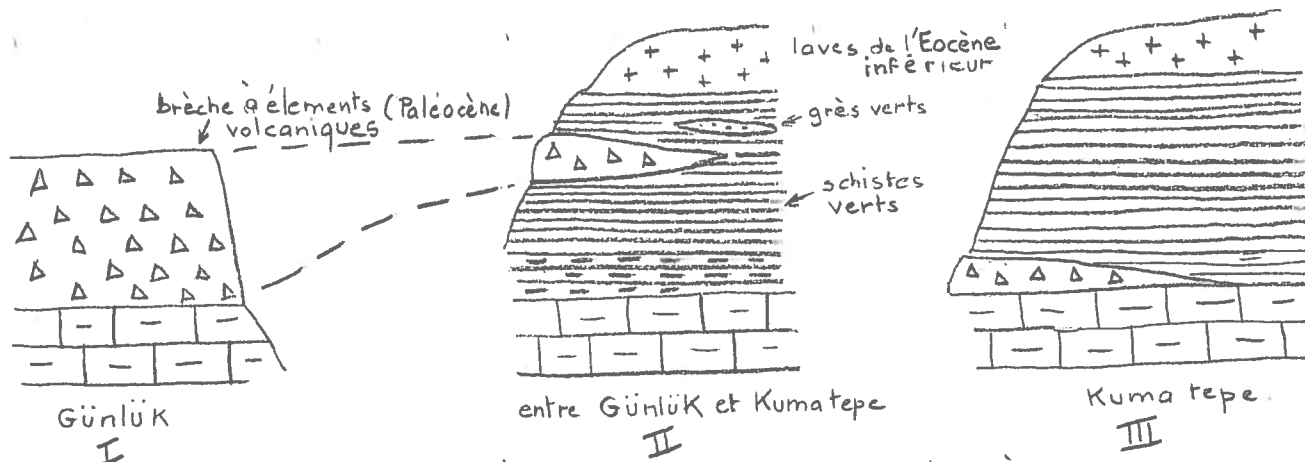
Les calcaires bio-détritiques à débris d'Orbitolines sont postérieurs au Barrémien. Certains, à débris d'Orbitolines, Hedbergella ?, Dictyoconus de forme tardive, sont nettement d'âge crétacé supérieur.

Des calcaires fins, situés à des horizons voisins des calcarénites, renferment des Globotruncana vraisemblablement d'âge cénoomanien-turonien.

Le passage des calcaires crétacés au complexe volcano-détritique est progressif.

Le complexe volcano-détritique est daté du Paléocène (Yprésien ?) dans une lentille de brèche interstratifiée au sein des schistes verts.

- La sédimentation carbonatée peut se poursuivre pendant que se déposent les premiers faciès détritiques.
- On observe également des variations latérales de faciès dans les sédiments détritiques. L'exemple le plus frappant est celui des brèches à éléments volcaniques situées entre Demirli et Kozluca ; elles sont épaisses au SE de Günlük puis diminuent d'importance plus au Nord, remplacées par des schistes verts.



variation d'épaisseur des brèches calcaires à éléments volcaniques dans le complexe volcano détritique.



Les roches effusives sont en place sur le complexe. Elles en métamorphisent les faciès carbonatés. Un même affleurement de laves peut être à la fois sur des calcaires transformés à leur contact (ou en sills dans ces calcaires) et sur les faciès détritiques. Leur mise en place est précédée de dépôts radiolaritiques dans les régions à sédimentation carbonatée.

#### 4 - PALEOGEOGRAPHIE.

La base calcaire de la série mésozoïque supérieur-paléocène montre des conditions monotones de sédimentation. La présence de Globigérines indique un dépôt pélagique sur un fond tranquille. La mer devait être peu profonde si l'on se réfère aux traces de remaniement des termes bio-détritiques.

Vers la fin du Crétacé supérieur, la sédimentation devient détritique du fait d'oscillations orogéniques causant l'érosion de massifs cristallins dans une région voisine.

Ces oscillations affectent notre terrain : en effet, les premières laves y font leur apparition, des inégalités modifient le profil du bassin de sédimentation jusqu'alors peu accidenté comme l'attestent les dépôts qui deviennent très variables d'un endroit à un autre : tandis qu'en certains lieux se forment des grès, la sédimentation carbonatée se poursuit ailleurs.

Ces oscillations se font sentir pendant toute la durée de la formation du complexe détritique et volcanique. Des reliefs apparaissent localement, ils sont érodés ainsi que les produits des premières extrusions. Conjointement, schistes et grès se déposent dans des dépressions où la profondeur des eaux ne devait pas être excessive si l'on en juge par les quelques faunes rencontrées.

#### CONCLUSIONS GENERALES.

- Nous ne connaissons de l'autochtone que son sommet crétacé et tertiaire. Il se termine par une série détritique aquitaniennne ou post-aquitaniennne possédant certains caractères d'un Flysch.

- Les formations allochtones (paléozoïques, mésozoïque inférieur, mésozoïque supérieur - paléocène) sont séparées les unes des autres par des contacts tectoniques.

- Les formations du Mésozoïque supérieur - Paléocène allochtones et celles du Mésozoïque supérieur - Miocène autochtones sont très différentes :

- Le complexe volcano-détritique n'existe pas dans l'autochtone de notre région.

- La série allochtone se termine probablement au Paléocène, pendant que la sédimentation autochtone se poursuit jusqu'au Miocène.

## ETUDE DES ROCHES ERUPTIVES.

Les roches éruptives constituent, sur notre terrain, deux ensembles distincts :

- Tout d'abord, un ensemble de roches volcaniques au sommet des terrains allochtones sédimentaires. Ces laves sont en succession normale sur le complexe volcano-détritique, daté dans sa partie supérieure du Paléocène.

- Puis, en contact anormal au-dessus, un ensemble de roches surtout péridotiques couvrant des surfaces considérables.

## LES ROCHES D'EPANCHEMENT PALEOCENES.

Ce sont les formations les plus récentes de l'allochtone sous les péridotites. Elles affleurent largement sur notre domaine sur près de 40 km<sup>2</sup>, notamment à l'Ouest de la feuille de Kara Çal. La tectonique tangentielle a eu des répercussions importantes sur ces terrains, elle est responsable du bouleversement de leur structure primitive et en partie de leur grand degré d'altération. Aussi est-il difficile d'estimer leur épaisseur et le nombre de coulées qui les composent.

Les diabases à structure intersertale forment la plus grande partie de cet ensemble volcanique. Les faciès mineurs qui les accompagnent sont des laves diverses à structure microlitique : faciès à verre dévitrifié, à structure arborescente, feldspathiques (albitites), amphiboliques (amphibolites). En outre, des roches particulières (ophisphérites et rodingites) ont été observées au contact des ultramafites.

Des formations sédimentaires d'importance variable sont intercalées de façon confuse dans les roches volcaniques. Il s'agit de radiolarites ou calcaires à radiolarite, de calcaires à cherts stratoïdes, de calcaires dolomitiques enfin. Elles sont soit en position tectonique, comme nous le verrons par la suite, soit sous forme de blocs emportés par les laves lors de leur mise en place.

### I - GISEMENT DES ROCHES D'EPANCHEMENT PALEOCENES.

#### A - Situation des différents faciès volcaniques dans l'ensemble des roches d'épanchement.

Les diabases. Constituant la presque totalité des roches volcaniques identifiables, les diabases sont très altérées, de teinte brune caractéristiques et s'effritent sous le marteau. Elles englobent les autres faciès extrusifs ou sont en rapport avec eux. Leur passage aux divers termes effusifs est progressif sauf, peut-être, avec les amphibolites dont l'origine demeure mystérieuse. La tectonique tangentielle les a profondément affectées. Elle a

engendré des transformations dans les laves : la formation de lits épidotiques dans des termes écrasés par exemple (dynamométamorphisme).

Les roches d'épanchement au contact avec les sédiments sous-jacents ne présentent jamais le faciès diabase intersertale.

Les faciès microlitiques et feldspathiques. Dans les rares cas où nous les avons observés en place, ils sont en contact avec les formations sédimentaires sous-jacentes et même intrusifs dans ces calcaires. Ils passent insensiblement aux diabases.

Les amphibolites. Leur gisement est confus, elles sont peut-être en position tectonique tout comme celles qui sont localisées dans les ultramafites.

Les ophisphérites (photo n° 27). Elles sont surtout localisées aux environs de Damdir, en deux endroits : Au Nord de Madenoyugu tepe (long. 86,2 - lat. 96,7) et à l'Ouest de Damdir à la limite laves - ultramafites (long. 84,3-4 lat. 95). Les conditions d'observation les plus nettes sont réalisées au Nord de Madenoyugu tepe : là, sous les péridotites, les formations effusives sont réduites : ce sont, sur des calcaires à cherts ayant subi un métamorphisme de contact, des laves brunes et friables très altérées et des diabases. Leur partie sommitale est représentée par une croûte noire ou verte, rognoneuse en surface, de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur, pouvant être directement en contact avec le substratum calcaire.

Des amas sphéroïdaux de 20 à 30 cm de diamètre sont englobés en nombre restreint dans cette croûte dont la nature est serpentineuse. Ils sont constitués d'une partie corticale de quelques centimètres d'épaisseur, noire, peu différente de la formation encaissante et d'un coeur d'aspect diabasique de teinte parfois très claire. Le passage entre l'enveloppe et le coeur est net ou progressif et rapide. Ces faciès particuliers sont dans la zone du contact tectonique entre les laves et les harzburgites, zone marquée par une intense serpentinisation.

Nos sphéroïdes peuvent être assimilés d'après leurs caractères macroscopiques et leurs conditions de gisement aux ophisphérites du Mont Genève découvertes par M. VUAGNAT en 1954 et à celles des Gets décrites par J.C. JAFFE en 1955. Nous verrons que l'étude microscopique confirmera ces observations de terrain.

Les rodingites. A plusieurs reprises, nous avons pu observer, dans la zone serpentinisée de contact entre les ultramafites et les roches effusives paléocènes, des débris de roches blanches non en place, de la taille d'un poing, où sont visibles des surfaces de friction. Il nous est difficile de préciser si ces faciès, presque exclusivement constitués de grenat, font partie des laves ou des massifs péridotiques. Il semble toutefois, à cause de la présence de microlites d'augite, qu'ils soient apparentés aux roches d'épanchement.

## B - Relation des roches effusives avec leur substratum sédimentaire.

### 1 - Contact des roches effusives avec le substratum sédimentaire.

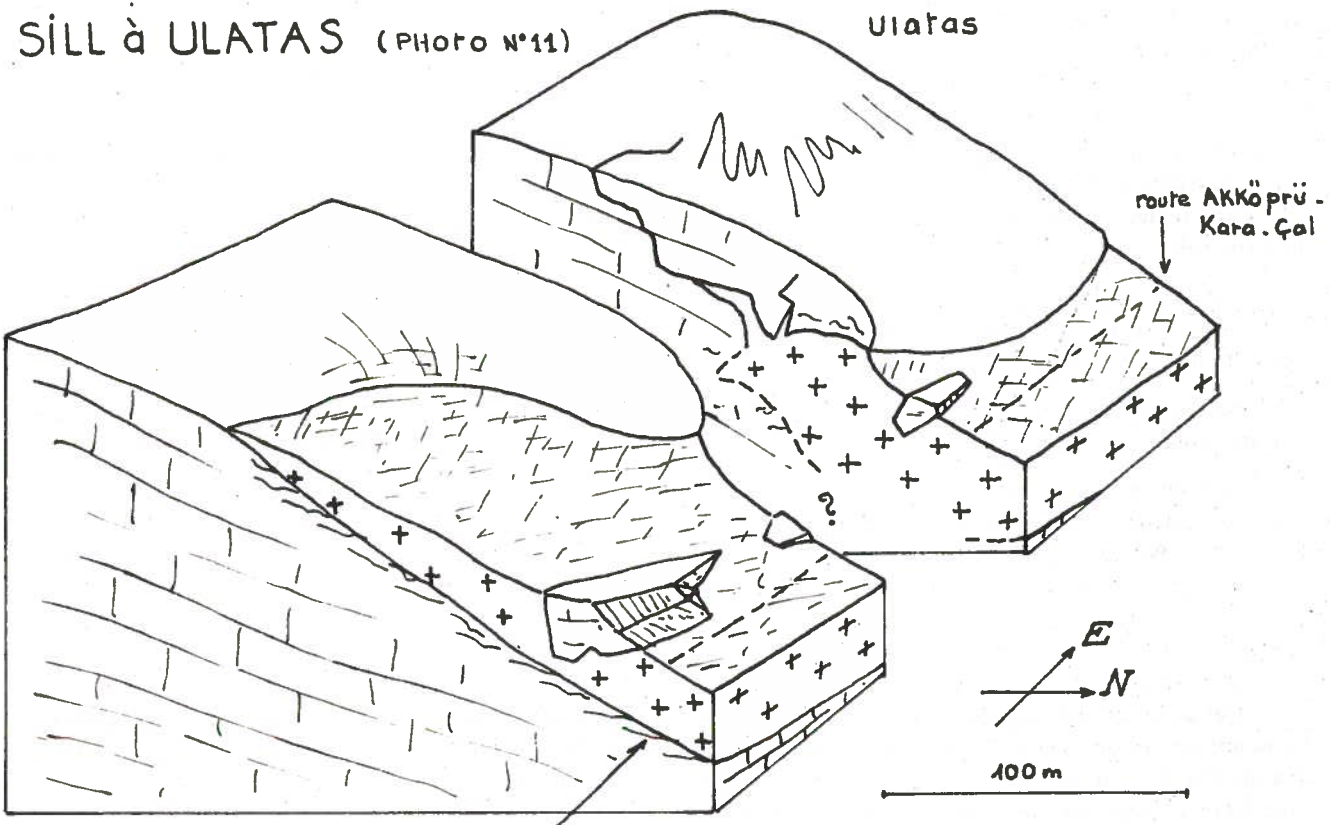
Les laves sont en contact soit avec des calcaires à cherts siliceux ou à radiolarites, soit avec une série argilo-détritique pouvant présenter dans certaines séquences un caractère de ruf volcanique.

Lorsque les roches effusives sont en contact avec les sédiments carbonatés (Kiziltarla, massif de Cökyamaç), ceux-ci sont affectés d'un métamorphisme thermique que nous étudierons dans un chapitre suivant.

Le contact proprement dit est souvent peu net. Lorsqu'il est visible, les laves, directement sur les calcaires transformés sont totalement altérées en un matériel friable, brun rouille, ou le faciès d'origine n'est pas identifiable dans la majorité des cas.





Quand les roches effusives sont sur les faciès argilo-détritiques, nous constatons que ces derniers ont été bouleversés par le déplacement de la masse éruptive qui les surmonte, lors de sa mise en place. Le contact entre les deux formations s'en trouve troublé. Dans les cas d'observation les plus favorables, on passe insensiblement vers le sommet des schistes verts aux laves brunes altérées : la schistosité disparaît peu à peu, la couleur devient

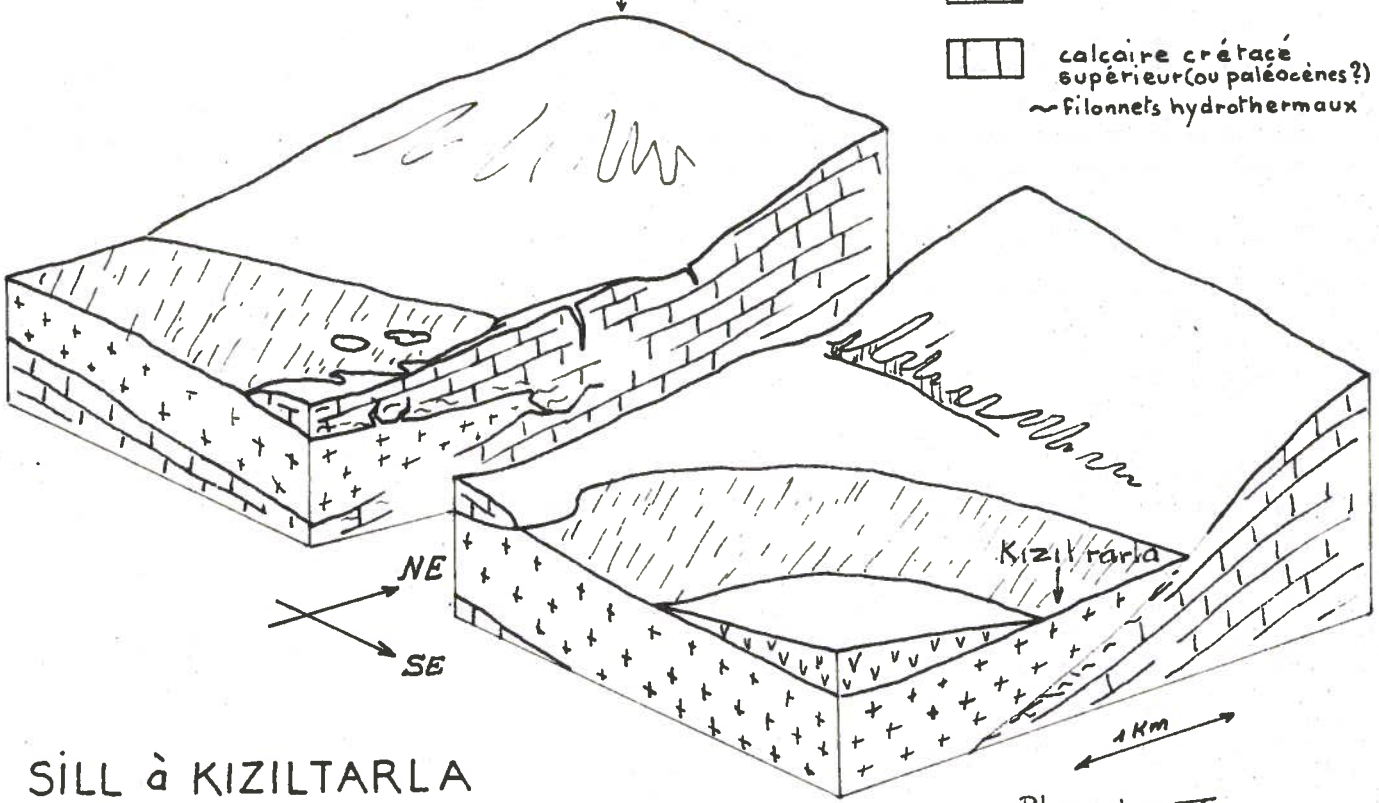
SILL à ULATAS (PHOTO N°11)



calcaire métamorphisé

KÜÇÜK BOZTEPE

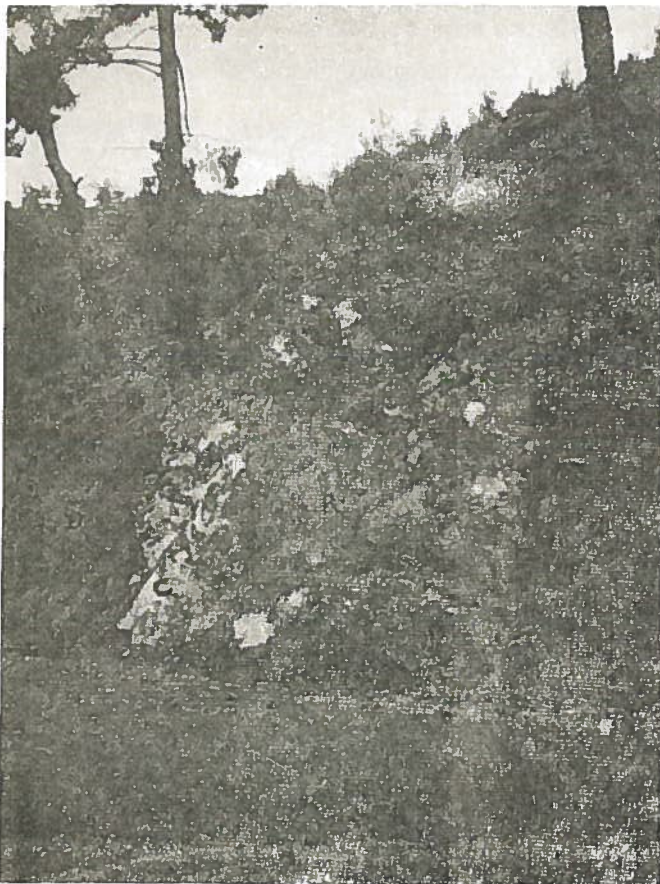
-  Péridotites
-  laves
-  calcaire crétacé supérieur (ou paléocènes?)
-  ~ Filonnets hydrothermaux



SILL à KIZILTARLA



11 - Sill à Ulatas près de la route Akköprü - Kara Çal (voir planche IX)  
Les laves très altérées apparaissent sous les calcaires à cherts et radiolarite métamorphisés.



12 - Bloc de calcaire à radiolarite métamorphisé  
englobé dans les laves près du sill de Ulatas

C = Calcaire métamorphisé  
R = Radiolarite  
D = Laves altérées

brune. La roche prend finalement, au voisinage de l'édifice volcanique, un aspect semblable à celui des laves, il s'agit en fait de faciès microbréchiqes à matrice chloriteuse et nombreux éléments volcaniques.

Les termes détritiques n'ont pas subi apparemment l'action du métamorphisme de contact. Seules quelques séquences calcaires et certaines lentilles de brèches calcaires ont été affectées.

## 2 - Sur l'existence de sills.

En deux endroits, à Ulatas et à l'Ouest de Kiziltarla, les roches effusives s'insinuent en sills dans des formations carbonatées d'âge crétacé supérieur ou paléocène du complexe volcano-détritique (planche n° IX, photo n° 11).

A Ulatas, les laves complètement altérées disparaissent sur 200 m de distance sous un petit massif de calcaire à intercalations siliceuses, et de radiolarites. Des blocs de radiolarite sont englobés à proximité dans la roche volcanique. Des veinules de chlorite et d'albite parcourent les formations au contact des laves. Le massif d'Ulatas est par ailleurs en continuité stratigraphique sur les formations sous-jacentes aux laves vers l'Est. Il est difficile de préciser si les roches d'épanchement s'insinuent entre les lits ou les recoupent, les pendages relevés n'étant pas caractéristiques.

Le phénomène est plus démonstratif à l'Ouest de Kiziltarla : une langue de calcaire à contour ciselé, de 500 m de longueur, faisant corps vers l'Ouest avec le massif de Boztepe, flotte sur les roches effusives. Ces dernières sont d'autre part en place sur le massif du Boztepe.

Les formations qui constituent la langue calcaire sont métamorphosées et traversées par des venues hydrothermales de chlorite et d'albite. Elles sont parcourues par un réseau de fractures recoupant la stratification, où les laves se sont introduites lors de leur mise en place.

L'existence de sills dans les termes détritiques du complexe volcano-détritique n'a pu être démontrée.

La présence de sills indique probablement le voisinage de centres d'émissions volcaniques, nous n'avons cependant pas pu mettre clairement en évidence de tels centres.

## 3 - Blocs sédimentaires enrobés dans les laves.

A diverses reprises, nous avons observé de tels blocs :

- A Ulatas près du sill, des blocs de calcaire à débris d'Orbitolines, feldspathisés, sont encore enveloppés d'une croûte brune d'origine volcanique (long. 70,3 - lat. 89,7-8).
- Dans la même région des blocs de radiolarite sont insérés dans les laves, ils ont également subi à leur contact un métamorphisme (photo n° 12).
- Les affleurements de calcaires et calcaires dolomitiques intercalés dans les roches d'épanchement au Sud de Damdir (long. 67-68 - lat. 90-91) sont vraisemblablement de même origine.

## II - PETROGRAPHIE DES ROCHES D'EPANCHEMENT PALEOCENES.

### A - Les diabases intersertales (photo n° 13).

Lames n° : 125A-6993, 126A-6994, 280A-7164, 304B-7162, 340B-7101, 342B-7153, 345B-7156

Composition minéralogique :

plagioclases	altération :	damourite, albite	51 à 57%
albite secondaire		épidote	

augite	altération (rare) : oxyhornblende, chlorites, oxydes de fer	38 à 45%
oxyhornblende	altération : chlorites, oxydes de fer	

Minéraux accessoires : chlorites, apatite, pyrite.

filonnets secondaires : albite, actinote, amphiboles orthorhombiques (gedrite ou ferrogedrite ?), antigorite.

Les feldspaths : ils présentent des variations sensibles d'une lame à l'autre. 40% des lames minces où les feldspaths ont été mesurés (platine de Fedorov et mesure des indices de réfringence) ont révélé uniquement des plagioclases albitiques. Les autres lames renferment, outre de l'albite en proportions variables, de l'oligoclase et de l'andésine.

Lorsque la trame est surtout albitique, les feldspaths sont idiomorphes, en lattes quadrangulaires allongées. Ils sont maclés péricline, et leur angle d'extinction est en moyenne de  $-14^\circ$  ( $8^\circ$  d'anorthite). Les mesures d'indice de réfringence ont toujours confirmé leur nature albitique. L'altération de ces minéraux en damourite, épidoite, zoïsite, chlorite est variable à l'échelle de l'échantillon, et d'un individu à l'autre dans une même lame : lorsqu'elle est importante, le feldspath est constellé en son centre de minéraux d'altération de taille réduite, les bordures restant intactes. La damourite remplace entièrement, dans les cas extrêmes, les lattes albitiques.

Quand la trame feldspathique est plus calcique, les plagioclases sont très altérés, leurs contours sont déformés par la formation d'une frange réactionnelle d'albite (photo n° 23). De ce fait il est rarement possible de comparer leur indice de réfraction à celui du baume et une indétermination subsiste après les mesures au Fedorov pour les valeurs de l'angle d'extinction situées entre 0 et  $+ ou - 20^\circ$ . Cet angle voisin en moyenne de  $20^\circ$  peut atteindre  $30^\circ$  (andésine) par exemple dans la lame 230B - 7118. La transformation des feldspaths non albitiques est caractérisée par la formation d'albite limpide en bordure du minéral, cette albite peut migrer et se présenter en plages isolées dans les coupes minces. La partie centrale est brouillée par de fines particules de nature indéterminable qui masquent le plus souvent la macle polysynthétique (clouded feldspars), elle est parfois séricitisée ou mouchetée de granules d'épidoite ou de cristaux quadrangulaires de zoïsite. Les feldspaths des diabases intersertales peuvent être poecilites, ils englobent alors des plages isométriques d'oxyhornblende et, moins fréquemment des augites automorphes.

L'albite secondaire : Dans quelques lames, de l'albite limpide, rarement maclée péricline ou albite, remplit des interstices entre des minéraux ou se présentent en plages de forme amiboïde. Peut-être dérive-t-elle de l'albite résultant de l'altération des plagioclases.

Les pyroxènes. Les pyroxènes, de taille parfois importante (0,5 mm) sont automorphes, incolores en lumière naturelle. En lumière polarisée, leur biréfringence varie légèrement d'une lame à l'autre (de la fin du 1er ordre au début du 2ème ordre). Leurs caractéristiques optiques, déterminées à la platine universelle, sont les suivantes :  $\omega = 45^\circ + 2V = 47^\circ$   $m\hat{m}n = 93^\circ$ . Ce sont donc des augites.

Elles présentent régulièrement une structure en sablier. Leur altération, relativement faible se traduit par des golfes de corrosion. Elles sont dans quelques cas zonées et, très rarement, pseudomorphosées sur leurs bordures en oxyhornblende, chlorite et oxydes de fer : on observe alors un passage graduel du pyroxène, à clivages orthogonaux, à l'amphibole, de teinte brune en lumière naturelle tout à fait en bordure, l'amphibole est transformée à son tour en chlorite et oxydes de fer.

Les amphiboles. Les amphiboles sont pléochroïques dans les tons bruns, l'altération leur donne souvent une couleur verte anormale. Les mesures obtenues à la platine de Fedorov sont : petit,  $-2V = 74^\circ$ ,  $m\hat{m}n = 56^\circ$ . Nous sommes donc en présence d'oxyhornblende.

Elle se présente en cristaux automorphes, altérés généralement en chlorite et minéraux opaques. La chlorite conserve jusqu'à un stade avancé de la pseudomorphose la forme de l'amphibole, c'est en grande partie de la

pennine à teinte de polarisation anormale bleu foncé. Le minéral opaque (illménite) se développe à partir des clivages de l'oxyhomblende dont il conserve la structure.

Quelques lames renferment une amphibole verte en lumière naturelle, il s'agit d'après les caractéristiques optiques d'une hornblende verte.

#### Les minéraux accidentels.

Une partie de la chlorite et de l'antigorite ne sont pas en liaison avec l'altération d'un minéral. Elles se présentent entre les lattes feldspathiques. Elles pourraient provenir de la dévitrification d'un verre.

De nombreuses lames minces contiennent de fines et longues aiguilles d'apatite traversant les autres minéraux à l'emporte pièce.

De la pyrite est rarement visible.

#### Les filonnets secondaires et les zones cataclasées.

Dans les diabases, existe un réseau dense de microdiaclasses, nous y distinguons deux phases de fissuration successives :

+ La plus ancienne est remplie d'associations minérales variables dont voici quelques

exemples :

- albite rarement maclée et limpide, actinote en aiguilles, amphibole orthorhombique qui doit être à cause de sa forte biréfringence une ferrogédrite
- albite limpide rarement maclée péricline, actinote en aiguilles bien cristallisées.
- albite, antigorite en houppes.
- albite limpide, parfois à macle polysynthétique.
- talc, antigorite en houppes.

Le quartz qui présente exactement l'aspect de certaines plages albitiques, a pu être mis en évidence en lumière convergente dans quelques lames.

+ Dans les zones d'écrasement postérieures à ces premiers filonnets, la matrice qui cimente les débris de la roche est chloriteuse.

Signalons la présence dans une lame, de filonnets récents de quartz et de calcite en larges plages bien cristallisées, qui n'ont pas de rapport avec les précédents.

#### Structure.

Les plagioclases forment la trame. Ils ont un agencement quelconque et se touchent. Les minéraux ferromagnésiens occupent les interstices en plages isométriques. La taille moyenne des minéraux varie de 0,1 à 1 mm pour les feldspaths (dans leur plus grande dimension) et de 0,1 à 0,5 mm pour les minéraux ferromagnésiens. Cette structure est intersertale d'après la définition de M. VUAGNAT 1946.

#### Analyses chimiques (voir tableau planche n° X).

Les paramètres LACROIX CIPW obtenus à partir des analyses chimiques de diabases intersertales varient de II (III) 5-3 (ou 4) -5 à III 5-3 (ou 4) -5. Ces résultats correspondent sur le tableau de LACROIX à une dolérite à tendance andésitique.



No d'analyse	diabases du complexe volcano-détritique.			diabases associées aux harzburgites			Harzburg.	No d'analyse	diabases du complexe volcano-détritique			diabases associées aux harzburgites			Harzburg.
	128	129	131	123	124	127	130		128	129	131	123	124	127	130
SiO <sub>2</sub>	50,15	49,80	50,05	50,75	49,30	49,15	40,10	Si	47,9	46,5	48,2	50,2	48,3	47,2	35,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,35	16,10	13,35	14,70	15,20	15,15	2,80	Al <sub>2</sub>	17,2	19,2	15	17,1	15,2	16,8	2,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,05	1,90	3,45	4,85	3,50	3,25	3,15	Fe <sub>+++</sub>	2,1	1,2	2,4	1,8	2,6	2,3	2
FeO	8,35	6,70	8,65	6,85	6,10	6,70	3,95	Fe <sub>++</sub>	6,5	5,2	6,9	5,5	4,9	5,4	2,8
MgO	6,15	7,10	8,45	5,40	6,90	6,85	41,85	Mg	8,8	9,4	12,2	8	10,2	9,9	55,0
CaO	8,70	8,95	7,40	7,85	9,70	11,20	1,75	Ca	8,8	7,7	7,6	8,3	10,2	11,5	1,6
Na <sub>2</sub> O	3,90	4,00	3,55	4,10	3,80	3,15	0,35	Na	7,2	7	6,6	8,2	7,2	5,7	0,5
K <sub>2</sub> O	0,20	0,15	0,10	0,40	0,20	0,15	0,05	K	0	0	0	0	0	0	0
TiO <sub>2</sub>	1,35	1,05	1,20	1,40	1,10	1,10	traces	Ti	1	1,1	0,6	1	0,8	0,8	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,30	0,25	0,20	0,25	0,10	0,10	P	0	0,2	0	0	0	0	0
MnO	0,20	0,15	0,25	0,20	0,15	0,15	0,10	Mn	0	0	0	0	0	0	0
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,85	3,05	2,55	2,40	3,20	2,80	6,10	analyses nouvelles effectuées par B. Uselle et F. Keller - Grenoble 1966 Planche n° X							
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,75	0,40	0,65	0,65	0,50	0,50								
résultats des analyses								équivalents monocationiques.							
TABLEAU DES ANALYSES CHIMIQUES DES DIABASES ET DES HARZBURGITES.															

Faciès particuliers de pseudomorphe des diabases.

Parfois les diabases sont très altérées, seuls les minéraux ferromagnésiens ne sont pas transformés et permettent d'observer la structure intersertale de la roche originelle. Ces minéraux sont surtout représentés par de l'augite en tablettes allongées ou en prismes trapus automorphes, ils sont très fissurés (proctolase) et présentent des golfes de corrosion. Suivant les lames, ils peuvent être pseudomorphosés partiellement en oxyhornblende sur leurs bordures, ce dernier minéral étant lui-même altéré en chlorite avec exsudation d'illménite dans les clivages. L'oxyhornblende semble exister à l'état primaire sous forme de plages isométriques souvent chloritisées.

La partie restante est représentée par un matériel mal cristallisé, très fin, parfois cryptocristallin, homogène. Il est blanc à gris en lumière polarisée et incolore en lumière naturelle. Sa nature n'a pu être déterminée. Il peut s'infiltrer dans des fissures secondaires. Sur ce fond, les contours des plagioclases transformés sont plus ou moins visibles, bordés par des minéraux ferromagnésiens ou soulignés par un fin liséré de damourite.

L'apatite et les filonnets secondaires d'albite et d'antigorite existent toujours.

D'autres faciès sont voisins du précédent mais en différent quelque peu, en voici deux exemples :

- Lame 338B-7149. Là encore ne subsistent de l'ancienne diabase intersertale que l'augite relativement saine et quelques débris d'oxyhornblende non encore chloritisée. Le reste de la roche est constitué d'un enchevêtrement d'antigorite et d'un minéral à forte biréfringence, extinction droite en lumière polarisée, incolore en lumière naturelle, qui n'est autre qu'une amphibole orthorhombique (gedrite ou ferrogedrite). Ces minéraux peuvent s'immiscer dans des filonnets secondaires.

- Lame 287B-7159. Les pyroxènes sont très écrasés et subissent un début d'altération. Le fond de la lame est très serpentinisé (antigorite et chlorite), aucune trace de l'existence des feldspaths ne subsiste ; un minéral en aiguilles très fines y est fréquent : il a une forte biréfringence, son extinction est nulle ou légèrement oblique, le signe de l'allongement est positif. Les aiguilles sont disposées en touffes suivant une même orientation ou enchevêtrées. Nous n'avons pu le déterminer.

B - Les faciès secondaires.

1 - Les laves à structure microlitique normale.

En voici quelques exemples :

- Lame 227B-7112. Lave diabasique à structure microlitique normale (photo n° 16).

Composition minéralogique :

albite  
oxyhornblende

Minéraux accessoires : rutile, minéral opaque, calcite, chlorite.

Les microlites de feldspath ont une dimension de l'ordre de 1 à 2/10 de millimètre dans leur plus grande dimension. Ils sont allongés, et maclés péricline. Un diagramme de poudre a révélé leur nature albitique. Ils forment la plus grande partie de la roche avec des microlites d'oxyhornblende de même taille, également automorphes, altérés inégalement en chlorite.

Quelques plages quadrangulaires de feldspaths de grande taille sont éparses sur la coupe mince. Des flots carbonatés limités par une frange de chlorite ont peut-être pseudomorphosé un minéral préexistant (feldspath ?). de petits bâtonnets de rutile et des granules de minéraux opaques complètent la composition de cette roche.

Les microlites sont plus ou moins orientés par place et montrent alors une structure fluidale.

- Lame 121A - lave albitique.

Composition minéralogique :  
feldspaths  
chlorite (verre dévitrifié)

Minéraux accessoires : calcite, épidote, minéral opaque.

Le fond de la lame est principalement isotrope, de nature chloriteuse. Il s'agit vraisemblablement d'un verre dévitrifié. De petits microlites feldspathiques allongés, ondulés, sont les seuls minéraux reconnaissables. Leur angle d'extinction est faible (oligoclase ?). De fins granules opaques sont disséminés dans la roche.

Un fragment carbonaté, effiloché sur ses bords, couvre une grande partie de la section observée, il est affecté de fissures remplies de matériel isotrope. Il comprend des zones non recristallisées qui démontrent, sinon son origine sédimentaire certaine, du moins son caractère étranger à la lave. Des feldspaths amiboïdes non maclés d'albite se sont développés dans les carbonates ainsi que de l'épidote qui a cristallisé près du contact avec la partie effusive. Des filonnets secondaires de calcite et de quartz recoupent la roche, tandis qu'un matériel opaque ferrugineux jalonne des microfissures dûes à une cataclase récente.

- Lame 127A-6994 - Roche montrant le passage d'une diabase à structure microlitique normale à une diabase à structure intersertale (photo n° 14).

Composition minéralogique : elle est la même que celle d'une diabase à structure intersertale normale.

Il s'agit d'un échantillon fortement cataclaté présentant des zones d'écrasement chloritisées. Il comprend deux parties de structure différente. Dans la première nous trouvons une diabase intersertale habituelle, les feldspaths sont très damouritisés, l'augite et l'oxyhornblende se présentent sous leur aspect caractéristique.

Dans la seconde, les augites de grande taille résultant d'une première cristallisation, sont cassées et présentent une bordure corrodée. Une phase microlitique a pénétré dans les cassures du pyroxène, formant le fond de la roche. Elle est composée d'une partie finement cristallisée, criblée de granules opaques où seuls de minuscules microlites de feldspath sont visibles, et, de microlites plus grands à bordures estompées, complètement damouritisés qui apparaissent en fantômes.

Le passage de la structure intersertale à la structure microlitique est progressif.

2 - Les laves à structure arborescente.

Nous décrirons deux lames de composition minéralogique différente possédant cette structure définie par M. VUAGNAT 1946.

- Lame 92A - lave à structure arborescente riche en augite - (photo n° 17).

Composition minéralogique  
feldspaths  
augite  
fond mal défini avec chlorite, antigorite, minéral opaque,  
filonnets secondaires : albite, chlorite, calcite.

Les feldspaths, de petite taille sont difficiles à déterminer. Leur macle polysynthétique est visible par place. Des plages d'albite limpide secondaire sont surimposées à la roche.

Les pyroxènes, en quantité majeure ont les caractéristiques optiques de l'augite :  $\alpha = 45^\circ$ ,  $+2V = 60^\circ$ ,  $m\hat{m} = 93^\circ$ . Ils se présentent, inhabituellement, en minéraux aciculaires, relativement peu altérés.



13 - Diabase à structure intersertale lame 233 B - 7118. (LP)  $\overline{1\text{ mm}}$

14 - Terme de passage entre une lave à structure microlitique normale  
et une diabase à structure intersertale - lame 317 B - 7142 (LP)  $\overline{100\ \mu}$





15 - Roche amphibolique constituée de hornblende verte en aiguilles - lame 234 B - 7119 -



16 - Dans une lave à structure microlitique, oxyhornblende renfermant de petits microlites de plagioclase dans une diabase - De grandes lattes feldspathiques sont également présentes - Lame 240 B - 7125 (LP)

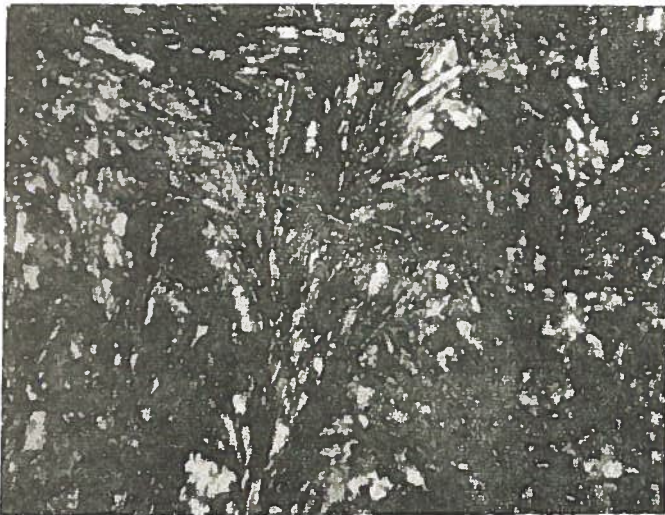
100μ

18 - Lave albitique à structure microlitique - les microlites d'oxyhornblende, abondants, sont peu apparents - Lame 227 B - 7112 (LP)

250μ

17 - Diabase à structure arborescente, constituée surtout de lattes augitiques - lame 92 A

250μ



Un fond brouillé, produit de l'altération de minéraux préexistants, montre, entre autres, de la chlorite, de l'antigorite, des mouchetures de minéraux opaques.

Des filonnets secondaires, enfin, recoupent la roche.

La structure arborescente est due à l'agencement des microlites d'augite, de forme courbe, en gerbes. Les feldspaths sont disposés entre les lattes pyroxéniques dont ils épousent la structure.

- Lame 254B-7163. Actinote à structure arborescente.

Composition minéralogique :

actinote

Minéraux accessoires : quartz, albite, calcite, minéral opaque.

Filonnets secondaires : albite, quartz, calcite.

Dans cette lame, les gerbes sont constituées d'amphiboles en grandes lattes automorphes qui constituent presque entièrement la roche. Ces amphiboles à pléochroïsme dans les tons verts, ont un angle d'extension inférieur à 15° correspondant à celui de l'actinote. Des nids sans forme particulière de quartz, albite, calcite, résultent peut-être de la pseudomorphose de minéraux préexistants.

### 3 - Les laves feldspathiques.

Nous en décrivons un exemple :

- Lame 129A - albitite. La roche est constituée de grandes plages feldspathiques (plus d'1 mm de longueur), prismatiques, non orientées, à macle polysynthétique. Leur nature albitique a été surtout mise en évidence par leur indice de réfraction plus petit que celui du baume. Certaines de ces plages semblent s'être étalées lors d'une refusion du minéral, elles émettent alors de petits tentacules d'exsudation. Ces feldspaths sont altérés en épidote et calcite. Entre eux s'est formée de la pennine (dévitrification ?) et des minéraux opaques. Des albites amiboïdes, limpides, se sont secondairement développées.

### 4 - Les laves amphiboliques.

Divers termes volcaniques, très riches en amphiboles ont été observés sur notre terrain formant parfois de véritables hornblendites ou actinotites.

- Lame 128A-6178. Diabase riche en oxyhornblende.

Composition minéralogique :

plagioclases (oligoclase-andésine)

albite secondaire (épidote)

oxyhornblende

augite titanifère

chlorites

Minéraux accessoires : minéraux opaques.

Les lattes feldspathiques sont légèrement damouritisées, à macle polysynthétique. Elles sont constituées d'oligoclase et d'andésine. De l'albite secondaire, non maclée, limpide, forme quelques plages partiellement épidotisées.

Les minéraux ferromagnésiens sont très importants dans cette coupe mince. Les amphiboles prédominent, elles sont rigoureusement automorphes, très fraîches et présentent un pléochroïsme dans les rouge-brun. Ce sont, après examen à la platine universelle, des oxyhornblendes.

Les pyroxènes, de taille réduite (0,2 mm environ), sont également automorphes. Leurs caractéristiques optiques sont celles de l'augite. Ils révèlent en lumière naturelle une couleur lilas pâle caractéristique de l'augite

titanifère. De la chlorite allotriomorphe remplit les interstices entre les minéraux précédemment cités.

La structure est intersertale.

Ce faciès constitue selon toute vraisemblance une variation très locale des diabases intersertales dont il a la structure. Les amphiboles semblent s'être formées après tous les autres minéraux (forme automorphe, aucune altération).

- Lame 43A "Green schist faciès"

Composition minéralogique :

feldspaths

augite

actinote

chlorite

Minéraux accessoires : épidote, minéraux opaques.

Le fond de la roche est formé de feldspaths automorphes non orientés. Ces minéraux sont damouritisés en partie, une altération en fine poussière opaque voile la macle du péricline, leurs hordures sont d'albite limpide. Ils n'ont pu être déterminés. L'augite est présente ainsi que de la chlorite en très faibles proportions et des minéraux opaques. Des grains d'épidote sont disséminés dans la section.

Les amphiboles recourent les autres minéraux. Elles présentent un pléochroïsme dans les tons verts. Ce sont des actinotes suivant leur examen à la platine universelle :  $2V = 82^\circ$ ,  $9 < \alpha < 12$ . Elles sont xénomorphes et orientées, ce qui leur donne à l'examen macroscopique un aspect épibolique. Elles ne présentent pas d'altération et sont souvent poecilites, englobant des feldspaths ou des granules d'épidote. Certaines séquences, parallèles à l'orientation générale, sont uniquement constituées d'actinote.

Ces faciès se rencontrent sporadiquement, non en place, près du contact avec les ultramafites, leur origine peut être multiple, leur appartenance aux laves du complexe volcanique et détritique est hypothétique.

C - Laves mylonitisées.

Certaines laves peuvent être écrasées et subir des transformations en relation avec le laminage. Ainsi, au point de long. 71,3 - lat. 99,2, immédiatement sous les péridotites nous avons recueilli un échantillon où a été taillée la lame mince suivante :

- Lame 339B-7150. Il s'agit d'une roche constituée de débris orientés d'origine volcanique. On note parmi ces derniers de l'antigorite et de la chlorite provenant sans doute de la transformation de minéraux préexistants, du pyroxène en amandes, des yeux de quartz, démontrant l'origine tectonique de la direction privilégiée. De minces lits d'épidote-calcite, parallèles à l'orientation datent de l'époque du laminage, l'épidote s'étant formée par dynamométamorphisme au dépend de la calcite.

Le fond est très fin, chloriteux, presque opaque à cause de l'abondance de minéraux ferrugineux suivant l'orientation.

D - Ophisphérites (planche XI).

Une lame mince a été taillée dans une sphéroïde caractéristique de ces faciès. Elle montre à la fois : la croûte noire externe et la partie plus claire qui constitue le cœur.

- Lame 86B-8074.

Composition minéralogique :

hornblende verte pseudomorphe : chlorite, illménite

chlorites

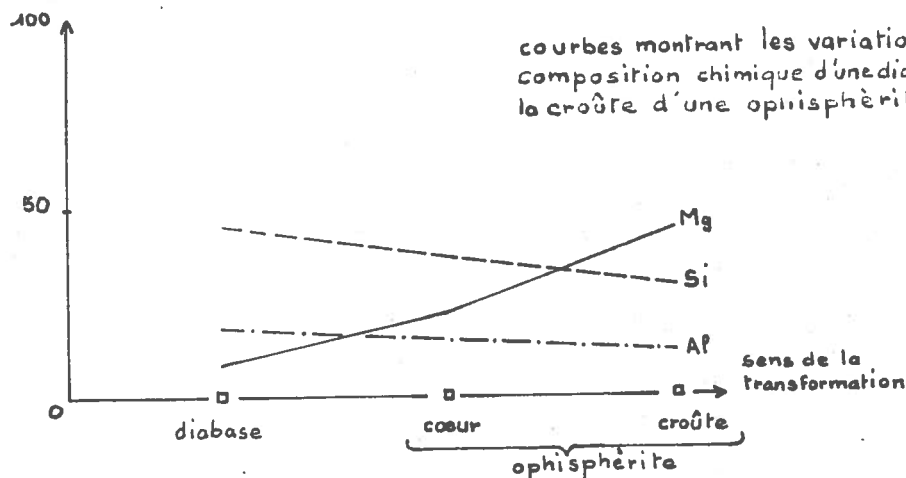
antigorite

talc (ou damourite ?)

	DIABASE	OPHISPHÈRITE			DIABASE	OPHISPHÈRITE	
		cœur	croûte			cœur	croûte
N° d'analyse :	129	143	142	N° d'analyse :	129	143	142
SiO <sub>2</sub>	49,80	38,90	30,95	Si	46,5	38,5	30,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,10	13,40	11,75	Al <sup>++</sup>	19,2	15,2	13,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,90	4,00	3,85	Fe <sup>++</sup>	1,2	2,9	2,8
FeO	6,70	6,10	7,35	Fe <sup>++</sup>	5,2	4,9	5,9
MgO	7,10	15,95	31,10	Mg	9,4	23,1	45,4
CaO	8,95	12,60	0,40	Ca	7,7	13	0,4
Na <sub>2</sub> O	4,00	0,40	0,35	Na	7	0,7	0,6
K <sub>2</sub> O	0,15	0,05	0,05	K	0	0	0
TiO <sub>2</sub>	1,05	1,30	1,25	Ti	1,1	0,9	0,9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,20	0,20	P	0,2	0	0
MnO	0,15	0,65	0,85	Mn	0	0,5	0,6
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,05	6,20	11,60	analyses nouvelles effectuées Par B. Uselle et F. Keller. Grenoble 1966			
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,75	0,40	0,55				
résultats des analyses				équivalents monocationiques.			

TABLEAU D'ANALYSES CHIMIQUES DE DIABASE ET D'OPHISPHÈRITE

% équivalents monocationiques



courbes montrant les variations de composition chimique d'une diabase à la croûte d'une ophiophérite.



matrice peu identifiable

Minéraux accessoires : apatite, minéral opaque.

Filonnets : antigorite, talc.

#### La partie interne.

Les amphiboles abondantes ont un pléochroïsme intense dans les tons verts. Leurs caractéristiques optiques à la platine de Fedorov sont celles de la hornblende verte :  $-2V = 75^\circ$ ,  $\alpha = 15^\circ$ . Elles se présentent en plages isométriques fibreuses où les clivages apparaissent nettement. Souvent elles sont chloritisées en touffes de pennine ou de ripidolite enchevêtrées, de l'illménite de forme anguleuse se développe à ses dépens. Notons la présence d'un pyroxène automorphe complètement bastitisé, et bordé d'une auréole chloriteuse mouchetée de granules opaques.

Le reste de la roche est formé tantôt d'antigorite mélangée à un mica blanc (talc ou damourite), tantôt d'un fond granuleux cryptocristallin où les minéraux de taille très petite ont une teinte gris clair à gris foncé entre nicols croisés. En lumière naturelle ils ont un relief élevé et sont incolores. Ce fond n'a pas été déterminé, on y observe des fantômes quadrangulaires représentant sans doute d'anciens feldspaths, soulignés par un liséré de damourite ou bordés par des amphiboles.

Des plages de pennine très fraîche semblent sans rapport avec l'altération de l'amphibole verte. Des baguettes d'apatite traversent tous les minéraux sans distinction. Enfin des filonnets d'antigorite et de talc sont à signaler.

La structure intersertale des diabases de type commun apparaît encore malgré la disparition complète des feldspaths dont seule la forme subsiste. Le passage à la croûte est net.

#### La croûte :

Elle est principalement constituée de chlorite en touffes enchevêtrées, cette chlorite est soit de la pennine bleu foncé presque isotrope, soit du ripidolite de teinte violette ou cuivrée (chlorite ferrifère).

Des fantômes de minéraux rappellent vaguement une structure intersertale, ce sont :

- Des écailles fibreuses de chlorite gris blanc à blanches en lumière polarisée (antigorite ?) piquetées de granules ferrugineux. Elles sont accompagnées de minéraux opaques cristallisés suivant la structure d'une amphibole. Elles résultent probablement de la pseudomorphe complète de la hornblende verte.

- Des surfaces prismatiques de chlorite isotrope rappelant la forme de feldspaths.

Le fond, granuleux, isotrope ou presque est également chloriteux.

Accessoirement, quelques granules d'épidote sont épars dans la croûte. L'apatite est toujours présente, confirmant la nature diabasique originelle de la croûte ophisphéritique.

Cette description se rapproche de celles effectuées sur certaines ophisphérites du Mont Genève par M. VUAGNAT 1954, et des gets par J. C. JAFFE 1955.

#### Analyses chimiques.

Des analyses chimiques de la croûte et du coeur de l'échantillon que nous venons de décrire ont été effectuées (planche XI).

On note d'une part, un enrichissement de la croûte en Mg et H<sub>2</sub>O correspondant à la serpentine. D'autre part son appauvrissement en Si et Al par rapport au coeur.

En outre, le coeur à structure diabasique des ophisphérites a subi lui-même un début de transformation par rapport à une diabase relativement saine : les teneurs en Mg et H<sub>2</sub>O sont déjà plus fortes que dans les diabases, tandis que Si et Al sont moins abondants. Signalons ici, la brutale disparition de Na, existant en proportion notable dans les laves non altérées, ce qui doit correspondre à la pseudomorphose des plagioclases.

Les ophisphérites sont dues, d'après ces résultats et leur mode de gisement, à une serpentinitisation des diabases dans la zone de contact anormal avec les péridotites.

C'est vraisemblablement de la serpentine issue du broyage des harzburgites caractérisant cette zone, que provient l'apport métasomatique essentiellement magnésien présidant à la formation des ophisphérites.

#### E - Rodingites

Ces faciès sont très rares, au voisinage du contact tectonique avec les péridotites.

##### Composition minéralogique :

grossulaire  
minéral isotrope  
augite  
kaolinite  
minéraux opaques

Minéraux accessoires : talc.

Lame 40B - Le minéral essentiel est xénomorphe, de haut relief. Sa couleur est jaune pâle en lumière naturelle, il est isotrope entre nicols croisés : il s'agit d'après des diagrammes de poudre, de grossulaire. Un voile opaque constitué de fines particules (kaolinite d'après l'examen aux rayons X) accompagnées d'oxydes de fer est visible dans ce minéral en quelques endroits. Des espaces à contours dentelés sont parsemés dans le grenat, ils sont remplis d'un minéral isotrope non identifié (peut-être également de grossulaire ?) où se découpent des microlites de petite taille correspondant au pyroxène (augite) mis également en évidence sur les diagrammes de poudre, et quelques plages de carbonates. Notons accessoirement la présence de talc.

Les microlites d'augite démontrent l'origine volcanique de la roche.

Cet échantillon ressemble aux rodingites décrites près de Mihaliççik (Eskişehir, Turquie) par E. COĞULU et M. VUAGNAT (1965). Cependant dans cette région, les roches volcaniques primitives sont des diabases à structure intersertale ou des gabbros. Par ailleurs le minéral isotrope est un hydrogrenat (hibshite) caractérisé par la constante réticulaire II, 986 Å qui n'apparaît pas sur nos diagrammes.

Le phénomène de transformation des roches volcaniques en rodingites est encore énigmatique. Il nécessite une quantité importante de Ca qui ne devait pas exister dans la roche originelle.

Pour M. VUAGNAT, le grenat peut provenir de la pseudomorphose des feldspaths, la kaolinite témoignant de l'existence de ces feldspaths.

L'apport de Ca serait d'origine autométasomatique ou proviendrait d'un domaine extérieur à la roche transformée. Dans ce dernier cas il pourrait y avoir une origine hydrothermale à partir d'exsudations calciques des ultrabasites sus-jacentes lors de leur serpentinitisation.

La pression nécessaire à l'élaboration du grenat pourrait être attribuée à la tectonique qui est également en étroites relations avec la serpentinitisation des péridotites.

D'après M. VUAGNAT et L. PUZZTASZERI (1962), les ophisphérites et les rodingites, systématiquement en rapport tectonique avec les ultramafites, se sont transformées après ou pendant les mouvements qui ont permis la montée à froid des péridotites.

### III - MÉTAMORPHISME DES FACIES CARBONATES AU CONTACT DES LAVES.

Au contact des laves, les calcaires et calcaires à radiolarites du complexe volcano-détritique ont subi un métamorphisme thermique. Ils prennent l'aspect de marbres de teinte rose ou blanc éclatant.

Des émanations hydrothermales de chlorite, d'albite et de matériel ferrugineux semblant en étroite relation avec le métamorphisme ont rempli de multiples microfissures dans les calcaires transformés. Ces

microfissures ondulées, sont grossièrement parallèles au litage sédimentaire.

L'épaisseur des formations affectées peut atteindre par endroit près de 30 m. Les faciès grésos-argileux du complexe volcano-détritique n'ont, à notre connaissance pas subi de transformations au contact des roches d'épanchement et doivent être réfractaires au phénomène.

A - Pétrographie de quelques roches métamorphisées au contact des laves.

Voici quelques descriptions pétrographiques des principaux faciès métamorphiques de notre terrain :

- Cornéennes à filonnets chloriteux. Elles sont fréquentes sous les roches effusives.

Lame 79A

Composition minéralogique :

calcite

matériel infiltré : chlorite, minéral opaque.

Le fond de la roche est constitué de carbonates cristallins ou microcristallins. Il est affecté d'un réseau de microfissures statistiquement parallèle à la stratification. Dans les microfissures s'est mise en place de la chlorite en fibres flexueuses offrant un aspect fluidal parfois tourbillonnaire. Il s'agit d'une chlorite vert pâle en lumière naturelle, de teinte violette à brun cuivré en lumière polarisée, caractéristique du ripidolite (chlorite ferrifère). La pennine est présente en proportions réduites. Quelques grains de quartz détritiques sont dispersés dans la chlorite. Des minéraux opaques (vraisemblablement ferrugineux) forment des séquences ondulées selon la structure de la chlorite à laquelle ils sont mêlés.

- Cornéennes à filonnets feldspathiques et ferrugineux. Comme les précédentes elles constituent un faciès répandu sous les roches d'épanchement.

-Lame 117A -6987.

Composition minéralogique :

calcite

albite

Matériel infiltré : matrice non identifiée, feldspaths, chlorites, séricite, zoïsite, minéral opaque.

Comme dans la lame précédente, la calcite cristalline forme le fond de la roche. Des feldspaths amiboïdes de nature albitique révélée par un diagramme de poudre, souvent maclé péricline, abondent, surimposés aux carbonates. Leur taille est variable, ils peuvent être accompagnés de granules opaques.

Dans les nombreuses fissures de cette coupe mince, un matériel à structure fluidale s'est infiltré, nous y avons noté la présence de minéral opaque, de feldspaths xénomorphes, de chlorite isotrope, de séricite en flammes enchevêtrées, de zoïsite et d'une matrice finement cristallisée non identifiée.

Le minéral opaque ferrugineux souligne la structure fluidale, il abonde et donne la couleur violacée de l'échantillon à l'examen macroscopique.

- Radiolarites à filonnets chloriteux et feldspathiques.

- Lame 119A -6989.

Composition minéralogique :

calcite

quartz

minéral opaque ferrugineux

Matériel infiltré : calcite, quartz, albite, chlorite.

Il s'agit d'une lame provenant d'un échantillon de radiolarite englobé dans la lave près de Ulatas.

La partie sédimentaire est formée de calcite, de petits cristaux engrenés de quartz disposés suivant le litage stratigraphique, ainsi que d'un matériel ferrugineux qui donne la couleur rouge de la roche à l'examen macroscopique. De petits agrégats sphéroïdaux de quartz marquent l'emplacement des radiolaires, la structure des organismes est souvent encore visible. Des filonnets secondaires de quartz, albite, calcite recourent le sédiment ainsi que de la chlorite en proportion réduite. Il est difficile de distinguer quartz et albite, celle-ci étant limpide et non maclée.

- Calcarénite à débris d'Orbitolines, feldspathisée.

- Lame I 80A - La lame est issue d'un bloc inclus dans les laves près de Ulatas.

Composition minéralogique :  
éléments détritiques variés  
albite

Elle comprend, dans un ciment carbonaté cryptocristallin, des débris calcaires dans lesquels figurent des Orbitolines (d'âge barrémo-aptien). Des fragments de lave microlitique (5%) sont également présents, chloritisés, roulés, bordés d'un liséré ferrugineux d'altération, provenant de manifestations volcaniques précoces.

De petits feldspaths albitiques, rarement maclés, sont parsemés dans la calcarénite, surtout dans les débris calcaires, ils existent cependant dans le ciment.

- Microbrèche calcaire à débris volcaniques et filonnets chloriteux et feldspathiques.

Ce sont des faciès qui sont intercalés dans la série argilo-détritique paléocène.

- Lames 49A et 25B.

Composition minéralogique :  
éléments détritiques variés  
feldspaths  
épidote

Matériel infiltré : chlorite, feldspaths, quartz, amphiboles, pyroxène, séricite.

Au sein de la roche sédimentaire, les feldspaths sont maclés ou non suivant la lame, ils sont abondants et recourent les carbonates à l'emporte pièce. Beaucoup sont automorphes et incomplètement développés, de la calcite subsiste alors dans les prismes albitiques. Certains éléments calcaires sont plus riches en feldspaths, ce qui montre la fixation préférentielle des substances minéralisatrices sur des termes lithologiques plus réceptifs.

Dans les fissures multiples orientées en moyenne parallèlement à la stratification, une phase à structure fluidale s'est introduite. Elle comprend un fond chloriteux fréquemment isotrope (déterminé par liqueur d'indice) où l'on reconnaît les minéraux suivants : minéral opaque, séricite soulignant la structure fluidale, quartz finement cristallisé à extinction onduleuse, augite, amphibole.

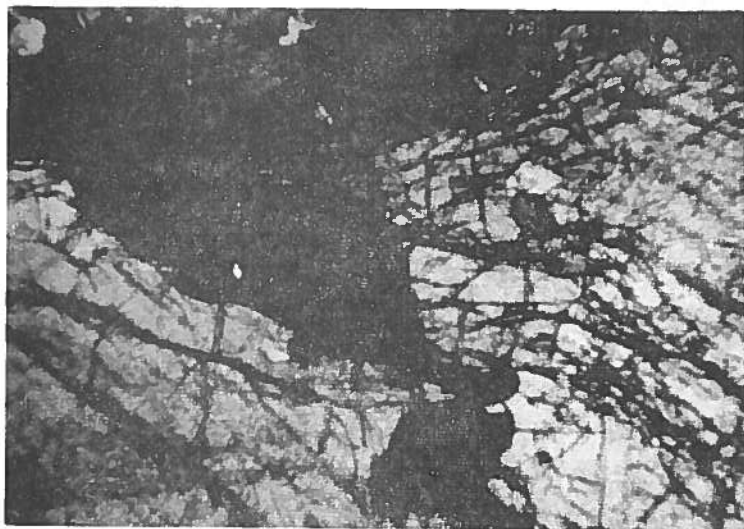
Dans la calcite au contact des filonnets, de l'épidote s'est formée montrant un phénomène de micrométamorphisme de contact.

Il faut souligner que le réseau de fissuration recoupe à la fois le ciment et les éléments de la brèche, ce qui prouve que l'infiltration du matériel d'origine volcanique s'est effectuée dans les roches consolidées.

- Cornéennes à prédominance de matériel volcanique infiltré.

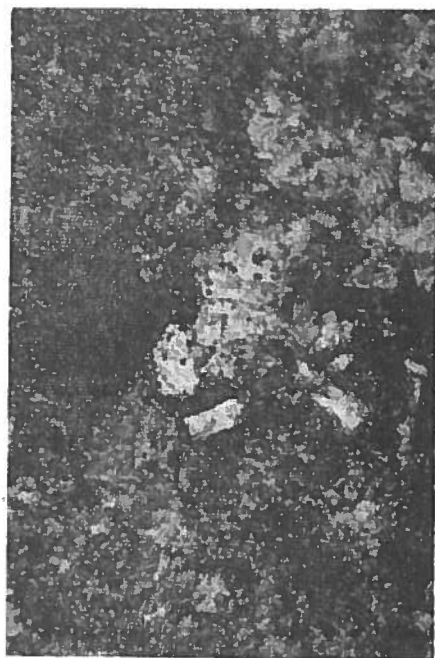
- Lame 80A.

Composition minéralogique :  
calcite  
albite  
quartz ?



19 - Enstatite faisant partie d'une lentille intercalée dans les Harzburgites - lame 64B (LP)

1 mm



20 - Feldspath automorphe de néoformation dans un calcaire métamorphisé (LP)

250 μ

21 - Plagioclase dans un filonnet chloriteux traversant un calcaire recristallisé (LP)

1 mm



22 - Filonnet hydrothermal de chlorite isotrope dans un calcaire métamorphisé (LP)

250 μ



Matériel infiltré : chlorites, albite, épidote, augite, minéraux opaques.

La roche a une structure fluidale. Le calcaire originel n'est plus représenté que par des plages fusiformes de calcite cristalline entre les produits volcaniques d'infiltration. Ces plages sont truffées de feldspaths (albite) à macles polysynthétiques, automorphes ou amiboïdes. Le quartz n'a pu être mis en évidence d'une manière certaine.

La matière de remplissage des fissures est agencée en séquences de composition variable, qui peuvent fusionner entre elles au hasard des microfissures : voici la composition minéralogique de quelques séquences :

- pennine, ripidolite, albite, épidote.
- chlorite, amphibole à pléochroïsme dans les tons verts.
- feldspaths en petits cristaux engrenés, maclés.

La taille des minéraux varie à l'intérieur d'une même séquence. Quelques augites automorphes sont présentes, elles résultent d'une cristallisation antérieure et sont corrodées sur leur bordure.

### B - Conclusion.

Au contact des roches volcaniques, les termes carbonatés sont affectés d'un métamorphisme thermique matérialisé par :

- La recristallisation des carbonates.
- La formation d'albite au sein de la roche (photo n° 20).
- Le développement d'épidote dans la zone de contact avec les filonnets.

Un matériel chloriteux, albitique et ferrugineux s'est infiltré dans des microfissures affectant un sédiment déjà induré comme le montre la brèche N° 25 B où le ciment et les éléments sont recoupés par les filonnets hydrothermaux (photo n° 22).

On observe parfois le passage progressif dans un même filonnet d'un faciès volcanique microlitique au matériel chloriteux et albitique.

Il ressort de cette étude que les émanations hydrothermales sont génétiquement liées aux émissions volcaniques, il semble qu'elles soient responsables de la transformation des sédiments carbonatés dans lesquels elles se sont infiltrées.

### LES ROCHES ULTRAMAFIQUES.

Elles sont représentées dans leur presque totalité par des péridotites (harzburgites) massives, homogènes. Les termes mineurs qui les accompagnent sont de deux types :

- Termes en relation génétique démontrée avec les péridotites. Ce sont des séquences pyroxénolitiques, dunitiques, des ségrégations chromifères, qui constituent des concentrations anormales de minéraux entrant dans la composition des harzburgites.

- Termes dont les relations avec les ultramafites sont inconnues. Ils comprennent des intercalations diabasiques et amphiboliques (dont des dykes) franchement séparées sur le terrain des ultrabasites et ne présentant avec elles aucun caractère commun, tant du point de vue structure que de celui de la composition minéralogique.

## I - GISEMENT DES ROCHES ULTRAMAFIQUES.

### A - Relation de l'ensemble péridotique avec le substratum volcanique et sédimentaire.

Nous avons parcouru les péridotites sur de grandes distances : de Marmaris à Fethiye, de Köyceğiz à Muğla. Il ressort que ces roches n'ont jamais de couverture hormis le Néogène supérieur. Elles ont semble-t-il une grande épaisseur qui à notre avis peut dépasser 1500 m. Elles sont grenues et homogènes. Les termes mineurs, de dimensions réduites, peu nombreux, ne semblent pas disposés de façon particulière dans la masse péridotique.

Nous ne ferons que mentionner ici le contact anormal des masses ultramafiques sur les formations sédimentaires et volcaniques charriées et écaillées, contact décrit dans le chapitre tectonique.

### B - Gisement des faciès mineurs dans les ultramafites .

#### a) - Gisement des faciès en relation génétique avec les péridotites.

##### 1 - Gisement des pyroxénolites.

Nous n'avons rencontré ces faciès en place qu'une seule fois, au Nord de Serkis (feuille de Kara Cal). Ils ne se distinguent pas à l'affleurement des péridotites. Le passage graduel des pyroxénolites aux harzburgites ne permet pas d'apprécier exactement la forme de la ségrégation. Elle semble toutefois être bidimensionnelle avec une longueur maximum de l'ordre de 30 à 40 m.

##### 2 - Gisement des ségrégations chromifères

Ces faciès ont fait l'objet de nombreuses études sur notre aire de travail, en raison de leur intérêt économique (G. VAN der KAADEN 1953, V. KOVENKO 1945). De nombreuses ségrégations sont ou ont été exploitées dans cette région mondialement connue du point de vue minier (voir 2ème sujet de thèse : les gisements de chromite de la Turquie). Nous n'y avons pas pour notre part prêté une attention particulière, l'objet de nos travaux étant essentiellement le lever d'une carte géologique au 1/25 000.

La chromite est habituellement en faible proportion dans les péridotites. Dans les concentrations exploitées, elle forme des amas circonscrits de quelques dizaines de mètres de longueur. Le minerai peut y être disséminé, en nodules ou massif. La gangue dunitique passe progressivement aux harzburgites par enrichissement en enstatite.

Sur notre terrain nous avons pu observer deux types d'amas :

- Amas sans forme déterminée, fréquemment cassés par des paraclases.
- Amas aplatis suivant des horizons parallèles aux plans de friction dus à la tectonique tangentielle.

##### Amas de forme quelconque.

Ce sont souvent des ségrégations à deux directions prépondérantes, mais présentant des irrégularités importantes. Leur minerai est dur, la texture originelle est visible. On observe généralement le passage graduel d'un minerai massif au centre à un minerai noduleux à l'extérieur.

Ces gisements sont situés dans toute la masse péridotique, ce sont les plus nombreux. Exemples : Gökyar, Elcik dere, Dikmen tepesi.

##### Amas aplatis.

Ce cas n'a été indiscutablement observé qu'une fois, dans la région de Damdir (au Nord de la feuille d'Üçköprü). Là sont exploités, dans une zone proche du contact anormal entre les ultramafites et les laves paléocènes (ophisphérites de Damdir), des horizons de chromite, discontinus, parallèles au contact anormal, ne dépassant

pas trois mètres d'épaisseur. A l'affleurement, ils se présentent comme des zones fusiformes, alignées suivant des chapelets. Le minerai est pulvérulent. Nous verrons que, parallèlement à ces horizons chromifères, des dykes diabasiques sont étirés et fragmentés.

A notre sens, ces gisements sont issus d'amas comparables au premier type, laminés secondairement par la tectonique tangentielle.

#### b) - Gisement des faciès volcaniques dans les péridotites.

Les faciès diabasiques ou microlitiques que l'on rencontre sporadiquement dans les péridotites ont un contact très franc avec celles-ci : une marge noire de serpentine à cassure vitreuse, où des produits serpentineux écrasés de couleur vert clair résultant de la transformation des harzburgites, la soulignent (photo n° 28). Leur altération est moins importante que celle des roches d'épanchement paléocènes : ce sont en effet, des roches dures à patine rouge dont la cassure est grise ou bleutée.

Leur gisement peut-être de deux types :

- En boyaux de forme irrégulière (dykes)
- En lits fragmentés, entre les ultramafites et les terrains sous-jacents.

##### 1 - Les dykes.

Leur répartition exacte ne nous est pas connue car nous n'avons pas parcouru systématiquement les massifs péridotiques. Voici cependant un exemple qui peut donner un ordre d'idée sur leur fréquence : sur 15 km de route dans les ultramafites (5 en rive droite du Dalaman, 4 en rive gauche, 6 entre Aşagikerte et Gürleyk) nous avons rencontré 6 affleurements diabasiques. Leur contour est circonscrit, irrégulier, leurs dimensions varient de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Nous n'avons jamais pu observer comment se poursuivaient ces faciès en profondeur, en particulier nous ne connaissons pas leurs rapports avec les épanchements paléocènes. Ils doivent former des boyaux continus, ou des amas résultant du boudinage ou du fractionnement par des paraclases de boyaux initiaux.

##### 2 - "Lits" diabasiques fragmentés.

Ils sont situés dans des zones voisines du contact anormal entre l'ensemble péridotique et la série volcano-sédimentaire. Nous avons noté leur présence en quatre emplacements : sur la bordure des ultramafites à l'Est de Kiziltarla, à l'Est de Kara Çal da, dans la région de Damdir.

Les meilleures conditions d'observations sont réunies à Damdir.

En parcourant les massifs péridotiques dans cette région, nous dénombrons une multitude d'affleurements diabasiques à patine rouge, cassure bleutée et surface d'érosion plus lisse que celle des harzburgites. Il est peu aisé de se faire une idée précise du contour et de l'importance de ces affleurements qui se différencient difficilement à distance des ultrabasites.

Cependant, le ravin du Pirenli dere montre sur ses berges une coupe magnifique d'une centaine de mètres de dénivelé où nous pouvons prendre connaissance du gisement des diabases.

Elles sont sous forme de petites lentilles allongées de puissance métrique alignées suivant des "lits" discontinus parallèles, avec en moyenne un très faible pendage vers l'Est. Trois de ces lits peuvent être suivis sur près de 1 km de distance sur les deux berges du ravin. Les lentilles diabasiques sont bordées d'une marge épaisse de quelques centimètres de serpentine noire. Elles tranchent par leur couleur gris clair sur les péridotites encaissantes écrasées et serpentinisées de teinte plus foncée. Remarquons que ces horizons diabasiques sont dans cette région, parallèles aux gisements de chromite écrasés de Damdir.



## II - PETROGRAPHIE DES ROCHES ULTRAMAFIQUES.

### A - Pétrographie des péridotites et des faciès fils.

#### 1 - Les péridotites (photo n° 25).

Le plus souvent, elles sont partiellement serpentinisées. Le degré de serpentinitisation est très variable. Nous décrirons les termes extrêmes :

d'une part les roches saines, d'autre part les ultramafites totalement pseudomorphosées en serpentine (serpentinite).

#### Péridotites peu altérées.

Composition minéralogique moyenne :

olivine ( forstèrite) 71%  
enstatite (ouralite, bastite) 12%  
chromite 1%  
serpentes 16%

L'olivine, + 2V = 92 à 88° est une olivine magnésienne proche de la forstèrite. Elle est affectée par un réseau polyédrique de craquelures qui la découpe en plages de dimensions variables (0 à 2,5/10 cm). Dans les craquelures de la serpentine d'aspect fluidal, vert pâle en lumière naturelle s'est formée ainsi que des granules opaques. L'examen de péridotites plus altérées (32% de serpentine) montre que la serpentinitisation se développe à partir des craquelures vers le centre des plages d'olivine, il subsiste alors parfois les fantômes des fissures initiales.

En second lieu, des pyroxènes xénomorphes de grande taille (3/10 mm à 3 ou 4 mm) sont disséminés en petit nombre. Dans quelques coupes minces, ils ne présentent pas d'altération, ils sont orthorhombiques, incolores en lumière naturelle, + 2V = 78°, ce qui correspond à l'enstatite. Les pyroxènes peuvent être poecilites (photo n°25) englobant de l'olivine ou plus rarement de la chromite, dans certains cas cependant l'olivine a pu cristalliser dans des cassures de l'enstatite.

L'altération principale des pyroxènes réside en une pseudomorphose du minéral en serpentine fibreuse à extinction onduleuse, gris à gris clair en lumière polarisée. Cette transformation conserve la forme originelle de l'enstatite, il s'agit de la bastitisation, commune aux pyroxènes orthorhombiques. L'altération complète de l'enstatite en bastite est achevée bien avant la serpentinitisation de l'olivine. Les pyroxènes orthorhombiques peuvent se transformer en ouralite à partir des clivages (photo n° 26). Ce phénomène semble débiter avant la bastitisation.

L'association olivine 71% et enstatite 12% correspond à la définition des harzburgites typiques. Nous n'avons jamais rencontré dans les termes péridotiques un pyroxène autre que l'enstatite.

Les minéraux chromifères forment le dernier constituant majeur des harzburgites. Les grains peuvent être automorphes (photo n° 24), le plus souvent ils sont xénomorphes, de couleur noire (opaque), rouge sombre, ou rouge en lumière naturelle, ce qui caractérise la chromite. Dans quelques lames, les minéraux chromifères sont jaunes : il s'agirait d'après A.H. et H. WINCHEL (1951), de picotite. Les spinelles chromifères sont habituellement entre les cristaux d'olivine, et, plus rarement dans les pyroxènes.

La dégradation des grains de chromite ou de picotite est indépendante de la serpentinitisation de la roche encaissante. C'est ainsi que le minéral peut être entouré d'un exsudat ferrugineux dans de l'olivine saine. Réciproquement, de la chromite intacte peut subsister dans une harzburgite complètement serpentinisée. Par ailleurs, elle est très variable dans une même lame mince. L'altération de la chromite et de la picotite est matérialisée par une auréole ferrugineuse franchement séparée du minéral intact, dans certains cas le grain affecté est entouré



23 - Plagioclase donnant naissance à de l'albite sur sa bordure -

P = Plagioclase  
a = albite

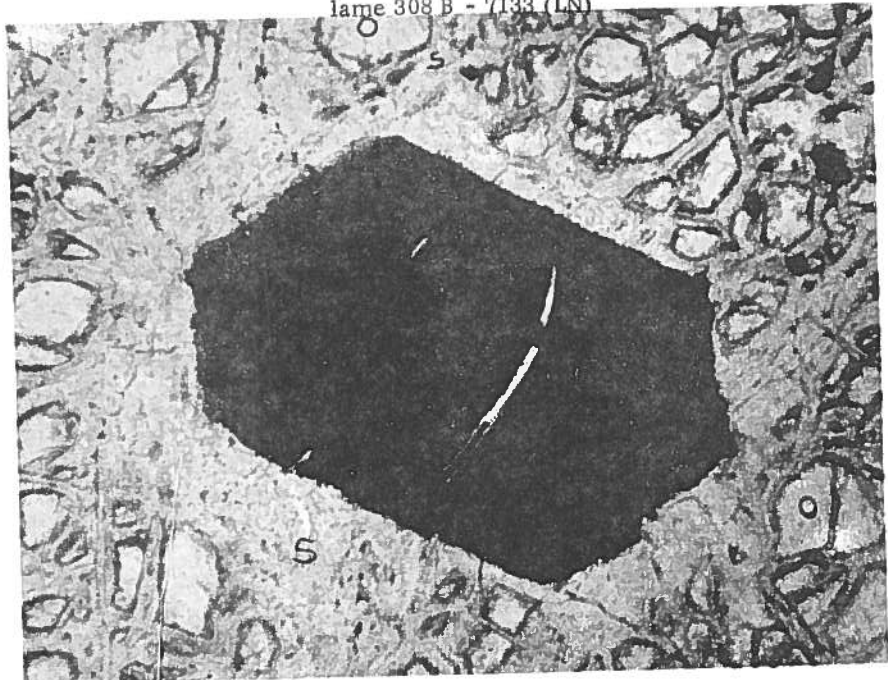
100µ

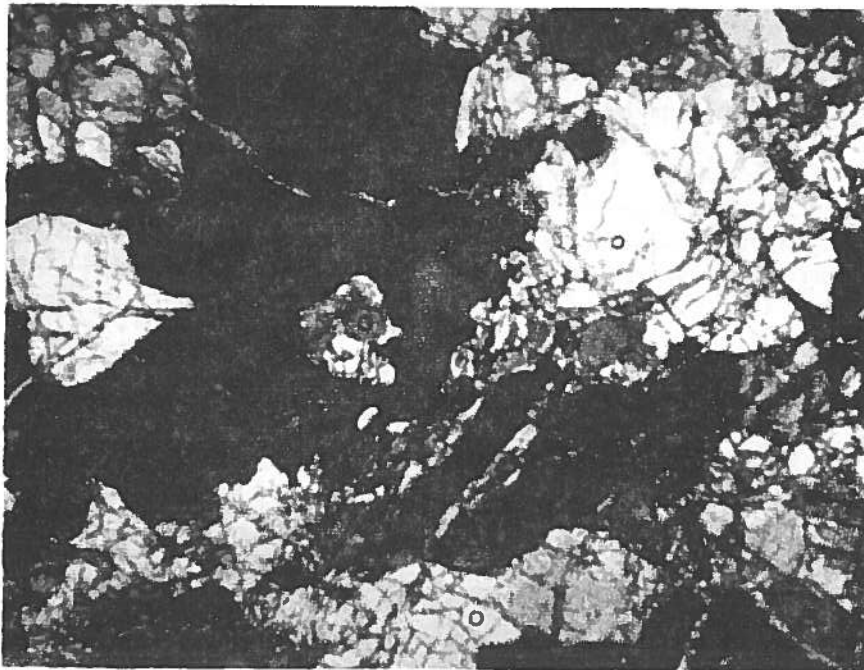
lame 342 B - 7153 (LP)

24 - Grain de chromite automorphe dans une harzburgite - Notons le réseau polyhédrique de fissures remplies de serpentine, dans l'olivine - o = olivine S = serpentine

100µ

lame 308 B - 7133 (LN)





25 - Harzburgite - En sombre une plage d'enstatite englobe de l'olivine.

o = olivine      E = enstatite

lame 336 B - 7121. (LP)

4 mm

26 - Enstatite ouralitisée      ou = ouralite

lame 337 B - 7148. (LP)

100  $\mu$



d'une serpentine isotrope : la serpophyte.

Notons dans quelques lames la présence accessoire de talc. La structure est grenue.

### Serpentinite.

La roche vert foncé à noire à la cassure, présente au microscope une serpentine maillée classique à chrysotile et antigorite. La bastite fibreuse, blanche en lumière polarisée témoigne de l'existence de pyroxène dans la roche primitive. Les grains chromifères sont très souvent devenus opaques par exsudation du fer.

### 2 - Les pyroxénolites.

#### - lame 64B

Composition minéralogique :

enstatite	}	rares
olivine		
chromite		

A la cassure, des facettes juxtaposées à l'éclat bronzé révèlent la nature exclusivement pyroxénique des minéraux.

En lame mince, l'enstatite apparaît en plages isométriques identiques à celles que l'on observe dans les harzburgites (photo n° 19). Quelques rares chicots d'olivine et des grains de chromite en nombre restreint sont visibles entre les pyroxènes. La structure est grenue.

### 3 - Les minerais chromifères.

La chromite se présente soit en cristaux automorphes, soit plus généralement en grains microscopiques de forme quelconque avec des golfes de corrosion. Elle est rouge-brun translucide à opaque en lames minces.

Les grains de spinelle sont plus ou moins jointifs selon le minerai et constituent souvent des nodules ovoïdes de quelques millimètres de diamètre.

La gangue, dunitique à l'origine, est très serpentinisée, de couleur vert très clair, elle recoupe parfois la chromite mais peut-être incluse poeciliquement. La dunité passe graduellement par enrichissement en enstatite à la roche encaissante.

La gangue renferme dans quelques gisements, d'après la littérature (V. KOVENKO 1949, H. BORCHERT 1960), des minéraux pneumatogènes montrant des influences pneumatolytiques et hydrothermales :

- amphiboles : pargasite, gulémanite, smaragdite.
- chlorites : kemmererite, kotchubeite.
- plagioclases calciques : bytownite
- grenat chromifère : ouvarowite
- magnétite

### B - Pétrographie des roches volcaniques intercalées dans les ultramafites.

Nous retrouvons des faciès identiques à ceux des laves paléocènes.

### 1 - Les diabases.

Composition minéralogique :

plagioclases	altération : damourite, albite
dont albite	épidote



27 - Ophisphérites dans les environs de Damdir (feuille Üçköprü)

28 - Lentille diabasique dans les harzburgites à l'Est de Damdir. Une bordure noire de serpentine limite la lentille.



augite altération : oxyhornblende, chlorites, oxydes de fer.  
(rare)

oxyhorn- altération : chlorites, oxydes de fer  
blende

Minéraux accessoires : chlorites, apatite, pyrite.

Filonnets secondaires : albite, actinote, ferrogédrite, antigorite.

Ce sont des roches identiques aux diabases paléocènes. Il serait fastidieux de reprendre leur description. Les filonnets secondaires sont également présents avec les mêmes paragenèses. La cataclase est moins importante et confirme l'état de fraîcheur des diabases associées aux ultramafites relativement aux roches d'épanchement paléocènes.

Les analyses chimiques sont strictement identiques dans les deux groupes diabasiques (voir tableau n° X).

### 2 - Diabase à structure microlitique particulière (photo n° 16).

- Lame 240B-7125.

Composition minéralogique :

andésine	épidote
augite	apatite
oxyhornblende	filonnets de quartz et de mica blanc

Les feldspaths se présentent en grandes lattes altérées ou en petits microlites.

Ces lattes recourent les oxyhornblendes, leur identification n'a pas été effectuée à cause de leur altération très avancée en épidote et séricite.

Les petits microlites sont généralement à l'état d'inclusions dans l'amphibole basaltique, les lattes les recourent. Leur macle polysynthétique est visible et permet de mesurer un angle d'extinction de 22°, il s'agit donc d'andésine.

L'oxyhornblende, très fraîche, en plages isométriques est poecilitique, elle forme près de 50% des minéraux de la roche.

L'augite, moins répandue que l'amphibole, est en cristaux plus grands, elle est automorphe, zonée, avec des golfes de corrosion. La macle en sablier est de règle.

Signalons la présence de quelques granules d'épidote sans liaison apparente avec la pseudomorphose des feldspaths, et de rares aiguilles d'apatite qui recourent les autres minéraux. Une granulation opaque est disséminée dans toute la lame sauf dans les pyroxènes.

Enfin, des filonnets secondaires de quartz et de mica blanc traversent la roche.

La structure est intersertale, mais deux catégories de microlites feldspathiques lui donnent un aspect particulier, les plus petits de ces microlites étant englobés le plus souvent par l'oxyhornblende très fraîche.

### 3 - Faciès particulier de pseudomorphose.

Des faciès de pseudomorphose, semblables à ceux que nous avons décrits dans les roches d'épanchement paléocènes existent également dans les dykes des massifs péridotiques. En voici un exemple :

- Lame 9B-7334

Composition minéralogique :

augite  
oxyhornblende (chlorite)  
damourite  
fond non identifié

Filonnets secondaires : antigorite et mica blanc.

L'augite en cristaux automorphes est zonée et corrodée sur ses bordures. Elle forme les minéraux les plus

grands.

L'oxyhornblende peu chloritisée est bien représentée sous forme de petites tablettes accompagnées de minéraux opaques.

Entre les minéraux ferromagnésiens se trouve un matériel complexe, tantôt constitué de damourite en petites écailles et d'antigorite, tantôt finement cristallisé en petits granules à relief fort, gris en lumière polarisée, incolore en lumière naturelle, non identifié.

Certaines zones particulièrement pauvres en ferromagnésiens renferment beaucoup de damourite et d'antigorite formant parfois des séquences d'allure fluidale.

Des filonnets secondaires d'antigorite et de mica blanc sont présents.

#### 4 - Laves amphiboliques.

Nous en décrivons deux laves de composition différente.

- Lame 234B-7119. Hornblendite (photo n° 15).

Composition minéralogique :

hornblende verte + de 90%  
feldspaths  
épidote

Filonnets secondaires : albite, mica blanc.

La roche est formée presque en totalité d'amphibole à pléochroïsme dans les tons verts. A la platine de Fedorov c'est un minéral monoclinique,  $-2V = 77^\circ$ , l'angle d'extinction ( $21^\circ$ ) est celui d'une hornblende verte. Cette amphibole est cristallisée en longues fibres accolées les unes aux autres, qui peuvent se recouper.

Quelques rares feldspaths non maclés (albite ?) sont présents, séricitisés. Notons aussi des granules d'épidote et des filonnets secondaires d'albite et de mica blanc.

La structure est nématoblastique.

- Lame 301B - Actinotite

Composition minéralogique :

actinote (presque totalité)  
feldspaths  
épidote

Minéraux accessoires : minéral opaque.

Ce faciès comporte presque uniquement de l'amphibole en cristaux engrenés, trapus, de taille millimétrique, qui a été déterminée comme de l'actinote à la platine universelle ( $\alpha = 12^\circ$ ). Elle est poecilitique et renferme de l'épidote, disséminée par ailleurs dans la roche.

Quelques rares feldspaths à macle du péricline sont composés d'andésine ( $\alpha = 27^\circ$ ), ils sont fréquemment très damouritisés avec une bordure d'albite limpide qui peut s'infiltrer dans la roche et la recouper.

### CONCLUSIONS GENERALES.

#### I - IDENTITE DES DIABASES DU COMPLEXE VOLCANO-DETRITIQUE ET DES DIABASES EN DYKES DANS LES MASSIFS PERIDOTIQUES.

Les Laves paléocènes sous-jacentes aux péridotites sont principalement des diabases qui n'ont aucune parenté avec les ultramafites, tant du point de vue structure que du point de vue composition minéralogique et chimique.

Elles sont étroitement liées aux radiolarites qui les précèdent.

Par ailleurs, les roches effusives ont métamorphosé les calcaires sur lesquels elles se sont épanchées, calcaires probablement d'âge crétacé très supérieur ou paléocène.

Les masses péridotiques, en contact anormal sur leur substratum sédimentaire et volcanique, sans couverture, constituées de termes grenus et homogènes (harzburgites), restent énigmatiques. Les dykes et termes mylonitisés de laves qui les recourent ou y sont intercalés tectoniquement, sont séparés d'elles sur le terrain. Ce sont surtout des diabases identiques point par point aux diabases paléocènes : nous avons vu que ces roches, de même structure, ont la même composition minéralogique, elles ont également, comme cela est visible sur la planche n° X la même composition chimique. Les phénomènes de pseudomorphe ou de métasomatose sont également identiques dans les deux groupes diabasiques.

Bien qu'un contact anormal sépare les laves paléocènes des laves associées aux ultramafites, nous pouvons penser que ces dernières font partie de la même phase extrusive, ce qui leur fixerait un âge également paléocène.

Phénomènes de transformation et de métasomatose affectant les laves paléocènes et les faciès volcaniques associés aux ultramafites.

Ces phénomènes sont les suivants :

- albitisation des plagioclases et chloritisation des amphiboles avec exsudation du fer.
- albitisation secondaire (albite amiboïde ou en remplissage entre les minéraux
- formation de filonnets secondaires (albite, antigorite, etc...)
- pseudomorphose particulière des laves.

- La transformation de l'oxyhornblende en chlorite et oxydes de fer et la formation de l'auréole d'albite des plagioclases résultent de la déstabilisation des minéraux, placés dans des conditions différentes de celles présidant à leur cristallisation.

Quelles sont ces conditions et à quel moment ont-elles été réalisées ? La déstabilisation a-t-elle commencé en profondeur ou dans la coulée en place ? La vitesse d'ascension du magma a-t-elle joué un rôle ? Ou bien le volcanisme sous-marin, ou bien la tectonique ? : Autant de questions auxquelles nous ne pouvons répondre et qui montre notre ignorance quant à l'origine de ce phénomène.

- L'albitisation secondaire et la formation de filonnets albitiques pourraient provenir de la migration (autométasomatose) de l'albite réactionnelle des plagioclases, toute l'albite néoformée serait ainsi de même origine.

- Les laves à pseudomorphose particulière sont simplement signalées dans ce mémoire. En effet, ces faciès, dont le gisement n'est pas localisé, montrent une cristallisation confuse, une partie des minéraux n'a pas été déterminée. Il est possible qu'ils relèvent du même phénomène que celui de la formation des filonnets secondaires, la matière constituant le fond non identifié faisant parfois partie de tels filonnets ?

## II - NOMENCLATURE DES ROCHES VOLCANIQUES.

G. VAN der KAADEN (1954) désigne les laves de notre région sous le nom de spilites à cause de la chlorite et de l'albite qui y sont régulièrement présentes.

D'après une étude de M. VUAGNAT (1946) sur la nomenclature des spilites, ces roches sont définies classiquement (depuis 1912 par H. DEVEY et J.S. FLETT) par :

- leur composition chimique. Pour une teneur en Si O<sub>2</sub> donnée, la roche spilitique est



plus riche en Na, Ti, CO<sub>2</sub>, et H<sub>2</sub>O et plus pauvre en Ca que les autres roches. Les auteurs ne sont pas tous d'accord à propos de la composition chimique des spilites. Pour la teneur en chaux par exemple, N. SUNDIUS 1915 précise que les termes spilitiques sont riches en Ca.

- leur composition minéralogique. Elle comprend : albite, ou albite-oligoclase, chlorites, carbonates, hématite.

- leur gisement. Les spilites sont fréquemment associés à des cherts, jaspes, radiolarites.

La composition minéralogique de nos diabases, riches en minéraux ferromagnésiens et comportant outre l'albite, de l'oligoclase et de l'andésine ne correspond nullement à celle des spilites.

### III - VOLCANISME SOUS MARIN.

L'association péridotites (ou serpentinites), spilites (ou laves basaltiques ou kératophyres), radiolarites, correspond, d'après la littérature, à un volcanisme sous marin.

En effet, dans les cas favorables (J. H. BRUNN 1950, L. DUBERTRET 1952) on observe schématiquement la succession suivante de bas en haut :

Péridotites, spilites, pillow-lavas, radiolarites.

Les pillow-lavas se sont formés au contact de l'eau, leur origine sous marine est indiscutée, elle est confirmée par le dépôt de radiolarites qui suit immédiatement la mise en place des roches spilitiques (L. DUBERTRET 1954).

La masse péridotique passe par différenciation aux spilites et ferait donc partie des mêmes épanchements (BRUN, DUBERTRET).

Nous retrouvons sur notre terrain la trilogie ultramafites, laves basaltiques, radiolarites, mais avec des gisements qui ne nous ont pas permis de conclure quant à leur origine : les radiolarites en place sont sous les laves, nous n'avons jamais observé de pillow-lavas, enfin, les péridotites sont séparées des laves qu'elles surmontent par un contact anormal.

Nous admettrons toutefois la mise en place sous marine de notre complexe éruptif, l'unanimité étant (exceptionnellement) réalisée dans la littérature à ce sujet.

### IV - ORIGINE ET AGE DES PERIDOTITES.

Dans la région que nous avons étudiée, les péridotites sont en contact anormal sur le substratum volcanique et sédimentaire. Ce phénomène a une importance régionale : P. de GRACIANSKY (1956), F. RICHARD et D. MAITRE (communications orales 1964-1965) l'ont observé dans un périmètre compris entre Marmaris, Karabörtlen et Fethiye. Ces roches sont d'autre part très homogènes.

En conséquence, nous n'apportons aucune contribution sérieuse à la résolution de l'origine des péridotites.

Nous exposerons cependant, en tenant compte des conclusions générales que nous avons tirées de l'étude des roches éruptives, une solution possible quant à la mise en place de nos ultramafites.

Les péridotites étant toujours associées d'après la littérature à des roches effusives (spilites, basaltes, andésites) nous prendrons en considération dans notre hypothèse une relation possible entre nos péridotites et les laves de notre complexe volcano-détritique.

Nous admettrons en outre que le magma s'est mis en place sous forme "d'épanchements" (1) gigantesques (1500 à 2000 m d'épaisseur), hypothèse soutenue par J.H. BRUNN, L. DUBERTRET, P. ROUTHIER, N.L. BOWEN.

Selon N.L. BOWEN (1956) les diabases et les péridotites sont issues d'un même magma, leur séparation résultant d'un phénomène de différenciation. Cette différenciation est due d'après cet auteur à une cristallisation précoce de l'olivine se formant à haute température, qui s'accumule dans le magma résiduel encore liquide. Ce magma résiduel est peu à peu chassé vers la partie externe de la masse péridotique toujours plus importante et plus compacte. Il migre par des fissures (dykes) et donne naissance à la croûte externe diabasique.

Nous pensons que ce phénomène a débuté immédiatement avant l'épanchement péridotique et que des premières venues diabasiques issues du magma résiduel se sont précocement mises en place sur le complexe volcano-détritique d'âge éocène inférieur où des sills ont même été observés (Ulatas, Kiselseki).

Les péridotites se sont ensuite épanchées à l'Eocène avec leur enveloppe diabasique.

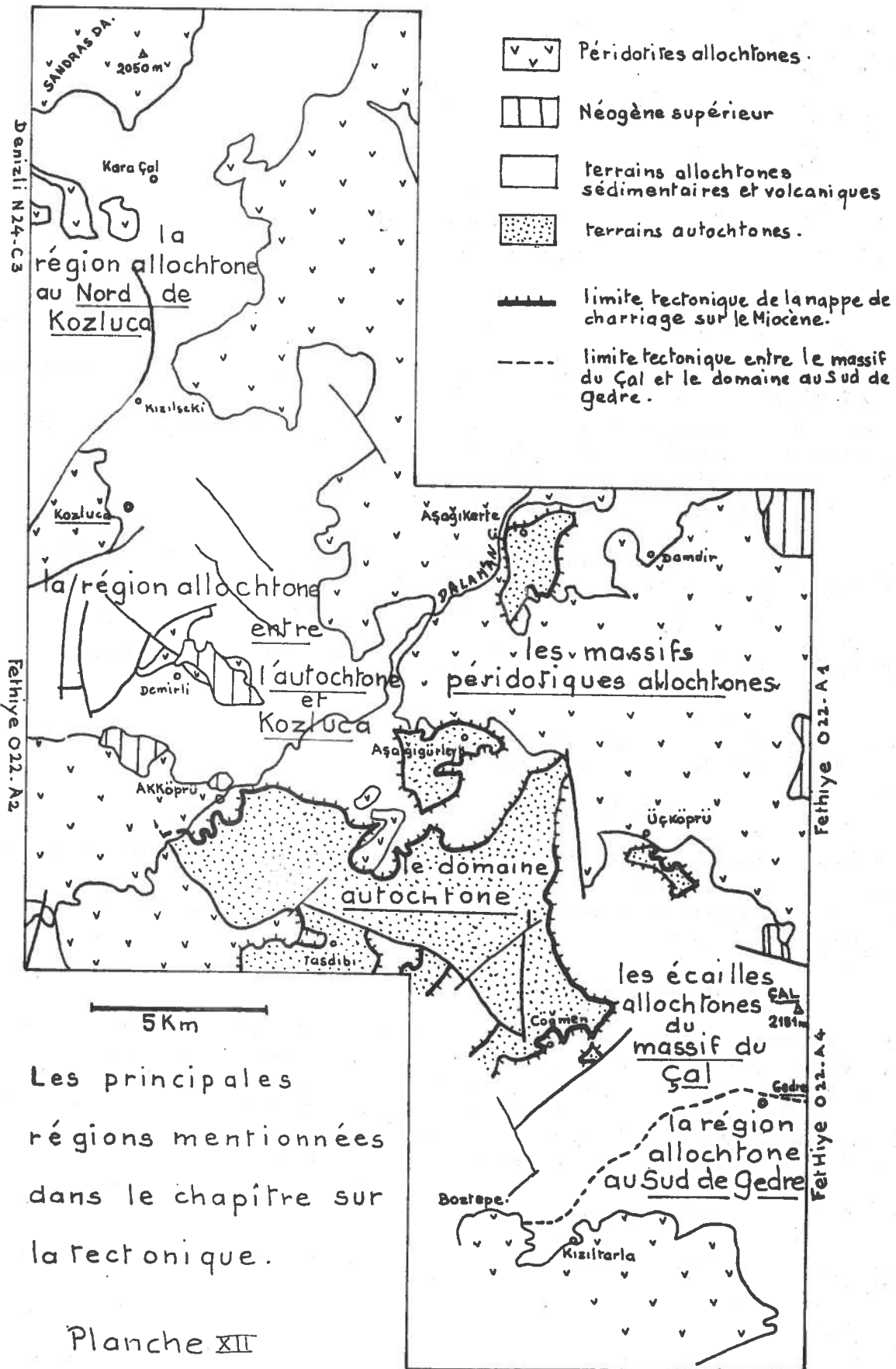
Entre l'Eocène et le Miocène, les diabases qui probablement recouvraient les harzburgites (2) ont sans doute été supprimées par l'érosion.

Enfin, lors de la mise en place de la nappe de charriage au Miocène, des rejeux tectoniques ont perturbé l'agencement primitif des roches éruptives.

---

(1) - Le terme d'épanchement ne correspond pas en fait à un phénomène qui n'a pas d'équivalent dans le volcanisme aérien.

(2) - En Syrie (L. DUBERTRET 1954) et en Grèce (J.H. BRUNN 1952) une croûte spilitique recouvre les ultramafites.



## TECTONIQUE

-----

Sur notre terrain affleure grosso-modo une bande sédimentaire et volcanique orientée NW-SE, encadrée par des massifs péridotiques (planche XII).

Nous débuterons l'étude de la tectonique, dans la bande sédimentaire, par les terrains les plus profonds, autochtones, affleurant au centre de la région cartographiée entre Gökseki et Gürleyk.

Puis, nous décrirons successivement :

- Les formations allochtones volcano-sédimentaires au SE, dans le massif du Çal, et au Sud de Gedre.

- Les formations allochtones volcano-sédimentaires au NW, d'Akköprü à Akkalbur da.

Enfin nous terminerons par l'examen structural des formations allochtones péridotiques.

### I - LA STRUCTURE DE L'AUTOCHTONE. SON CONTACT AVEC LES FORMATIONS SUS-JACENTES.

Nous décrirons tout d'abord, les accidents récents postérieurs aux nappes de charriage, jouant un grand rôle dans la topographie actuelle.

#### A - LES FAILLES DANS LE DOMAINE AUTOCHTONE.

Un accident est surtout remarquable, tant par sa longueur que par son rejet, il s'agit de la faille dite de Tasdibi, au Nord du village qui porte ce nom.

Des cassures rectilignes de moindre importance recoupent cette faille, elles seront étudiées sous le nom de failles "secondaires".

##### 1 - La faille de Tasdibi.

Elle serpente sur une dizaine de kilomètres du lit du Dalaman, à l'Ouest d'Akköprü, à l'Aygir da, suivant une direction générale W-NW, E-SE. Entre le compartiment septentrional surélevé et le compartiment méridional, le rejet a une valeur calculée moyenne de 1000 mètres avec un maximum de 1400 mètres à l'Aygir da.

Les terrains les plus récemment mis en place, recoupés par la cassure sont les péridotites. L'escarpement qui matérialise l'accident n'est pratiquement pas érodé et un miroir de faille recouvert de calcite striée de canelures verticales est encore visible. Il est donc probable que la faille de Tasdibi se soit produite récemment.

##### 2 - Les failles secondaires.

Elles existent suivant trois directions principales : N-S, SW-NE, SE-NW. Leur tracé est presque rectiligne.

- Les failles secondaires N-S : Elles sont peu nombreuses, l'une d'elle marque l'arrêt brutal de la faille de Tasdibi, elle correspond à la limite entre le domaine autochtone et le massif du Çal.

- Les failles secondaires SW-NE. La plus grande partie des petites coupures qui affectent la falaise de Tasdibi ont cette direction. Très nettes, elles ont un rejet faible. Leur longueur est limitée et elles se perdent rapidement dans le Miocène détritique. Le plus important de ces accidents suit au SE de Cöğmen un affluent en rive gauche du Kizildere, du Mal tepe en direction de Şimsir. Il sépare la région surtout miocène de Cöğmen à peine recouverte de quelques lambeaux charriés, des formations allochtones du massif du Çal, dans le compartiment effondré au SE.

- Les failles secondaires SE-NW. Dans le lit du Kizildere, du Mal tepe en direction de Kizil-tarla. un accident ayant cette direction recoupe les alluvions anciennes de la rivière, montrant ainsi son extrême jeunesse.

### 3 - Age des failles.

Sur le compartiment nord de la faille de Tasdibi, nous trouvons, au SE du Boztepe (long. 77,3 - lat. 86,2) un placage mésozoïque supérieur-pliocène lacustre, sans pendage significatif, à l'altitude de 750 mètres.

Plus au Sud, à Akköprü, en rive droite du Dalaman, des formations identiques tant par le faciès que par l'épaisseur, affleurent cette fois à la cote 150 mètres, avec un pendage nord d'une dizaine de degrés.

Une différence d'altitude de 600 mètres existe donc entre les deux affleurements. La faille de Tasdibi en est la cause.

La faille de Tasdibi s'est donc formée après le dépôt du Pliocène lacustre, à une époque récente, ce que confirme le relief de la falaise qu'elle détermine.

Le réseau de failles secondaires recoupe la faille de Tasdibi, il s'est donc produit pendant ou après sa formation. Certaines failles sont quaternaires (accident NW-SE du Kizildere).

## B - LA STRUCTURE DE L'AUTOCHTONE.

C'est dans les formations calcaires rigides qui forment sa base visible que nous pouvons lire la structure de l'autochtone. Ces formations nous apparaissent grâce au système de fractures post-néogène, notamment dans la falaise de Tasdibi. En faisant abstraction du pendage nord que nous observons dans cette falaise, pendage causé par la tectonique récente, la structure de l'autochtone rigide est tabulaire.

Au NE de l'Aygir, les formations allochtones du massif du Çal recouvrent, directement, des calcaires autochtones "émergeant" de la série détritique miocène à 1200 mètres d'altitude. Au Nord comme au Sud, la molasse qui succède stratigraphiquement à ces calcaires autochtones affleure à des altitudes de plus en plus basses. A trois kilomètres au Nord, les grès miocènes sont à 300 mètres d'altitude, au Sud, ils sont à la cote 600 mètres à Cöğmen. Nous avons donc là un bombement important dans l'autochtone, bombement dont l'axe est à une latitude voisine de celle de la falaise de Tasdibi. Nous verrons (contact autochtone-allochtonne) que le plan de contact anormal des formations allochtones sur le Miocène épouse globalement cette vaste forme anticlinale dont l'âge pourrait être postérieur à la mise en place des nappes. Ce bombement a pu se former en même temps que la faille de Tasdibi dont il représenterait le prolongement, dans une région où les faciès ont répondu différemment aux sollicitations des contraintes génératrices de la fracture de Tasdibi.

### C - LE CONTACT ENTRE LES FORMATIONS AUTOCHTONES ET LES FORMATIONS ALLOCHTONES CHARRIÉES. (planche XIII)

Les terrains autochtones nous apparaissent grâce à l'érosion des formations allochtones qui les recouvrent tectoniquement. Ils affleurent principalement au Nord et au Sud de la falaise de Tasdibi et dans les fenêtres d'Aşağıkerte, d'Aşağigurleyk, d'Üçköprü. Nous allons étudier leur limite tectonique avec les formations à faciès variés qui les surmontent.

#### a) - Sur le compartiment nord de la faille de Tasdibi.

Nous allons suivre le contact du Miocène avec les unités charriées qui les limitent, en partant de l'Ouest du compartiment septentrional de la faille de Tasdibi, en rive gauche du Dalaman.

Dans cette région, les calcaires autochtones se présentent en surface structurale, plongeant sous les alluvions du Dalaman. En rive droite du fleuve se dresse, à cette longitude, le massif péridotique du Gündik tepe. La limite entre les deux ensembles est cachée par les alluvions.

Longeons le Dalaman vers l'Est : bientôt apparaît, sur la dalle calcaire, la molasse miocène, puis, au-dessus, des blocs calcaires de tailles diverses, pouvant atteindre celle d'un immeuble. L'ensemble de ces blocs a l'aspect d'un éboulis. La plupart des faciès qui y sont représentés sont des calcarénites à cherts lités du Crétacé, toutefois des blocs de calcaire paléozoïque à faciès sub-récifal ont été reconnus. Entre les blocs existe souvent une matrice broyée, sableuse, carbonatée, de teinte jaunâtre présentant l'aspect du ciment avant emploi (planche XIII coupe 7).

Jusqu'à la longitude 74 à l'Est d'Akköprü, le plan de contact entre le Miocène et les calcaires sus-jacents apparaît fortement incliné, presque vertical du fait du jeu de bascule du compartiment nord de la faille de Tasdibi.

Les formations chaotiques de la rive gauche du Dalaman passent en rive droite et à l'Est d'Akköprü à une série calcaire mésozoïque épaisse.

Le contact monte ensuite vers l'Est, sur une distance de 3 km, de 150 mètres près du Dalaman, à 800 mètres d'altitude environ au Sud de Bozbel. Des blocs importants de calcaires à cherts lités montrent sa nature tectonique, mais il est difficile sur le terrain de connaître la position des deux formations l'une par rapport à l'autre, la surface de contact nous apparaissant verticale.

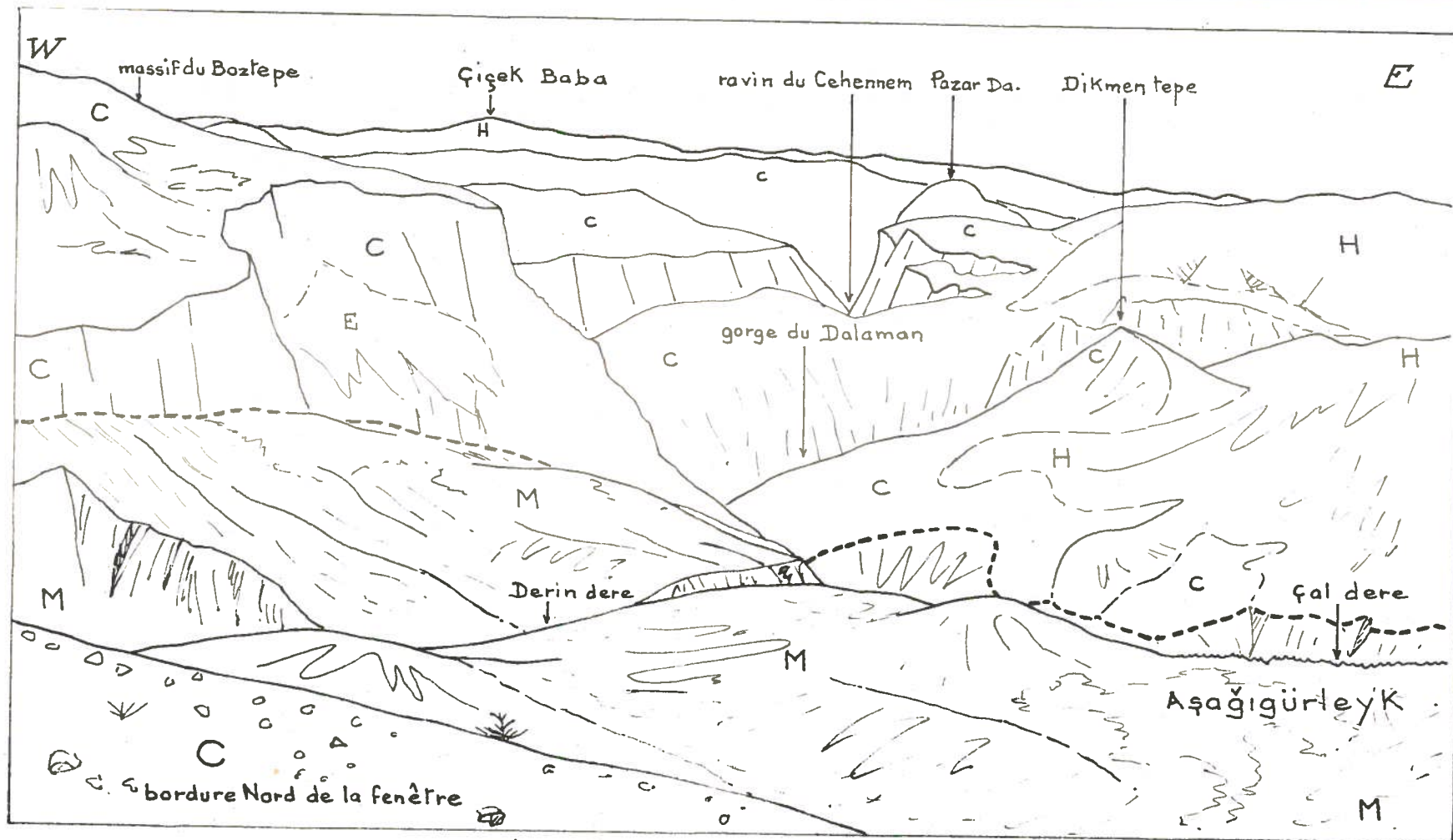
Au SE de Bozbel, des péridotites recouvrent en discordance, d'une part le massif calcaire du Boztepe où elles s'allongent en deux langues distinctes, d'autre part les sédiments gréseux plastiques du Miocène, dans lesquels elles sont, semble-t-il ancrées. En effet, à l'échelle de l'affleurement, les harzburgites ont une disposition incertaine par rapport à la molasse, et semblent même par endroit, s'enfoncer sous les grès post-aquitaniens.

Le massif du Boztepe puissant de 5 à 600 mètres dans les gorges du Dalaman, s'amincit vers le Sud jusqu'à n'être plus représenté que par une mince pellicule de calcaire broyé entre Bozburun et le Derin dere à la latitude 87. Là s'étend une surface où le Miocène, visible de place en place sous forme d'un mélange broyé gréseux de couleur vert sombre à noirâtre est recouvert d'une mince couche de "farine" calcaire sableuse de couleur jaunâtre, résultat d'une intense tectonisation. Par endroit, des lambeaux de calcaires mésozoïques à cherts stratoïdes subsistent dans cette "farine" tectonique.

Grâce aux boutonnières miocènes, il nous est possible de reconstituer la surface du contact anormal qui est ici irrégulière et en moyenne peu inclinée, malgré le basculement secondaire provoqué par la faille de Tasdibi.

Vers l'Est, les formations allochtones s'épaississent et constituent le massif de l'aşar tepe formé de calcaires crétacés dont le pendage est souvent voisin de celui de la dalle miocène.

A l'Est de Gürleyk köy, le contact anormal butte sur une faille récente N-S.



Fenêtre miocène d'Aşağıgürleyk.

E : éboulis

terrains allochtones

H : Péridotites

C : calcaires à cherts lités  
du Crétacé supérieur

M : molasse miocène autochtone  
(aquitanienne ou  
post aquitanienne)

--- limite tectonique du charriage.

Planche XIII

entre le Dikmen tepe et le premier plan : 3 Km.

b) - Dans la fenêtre d'Aşagigurleyk. (Planche XIII).

La surface entre Bozburun et le Derin dere où l'érosion a presque complètement décapé les formations allochtones, sert de trait d'union entre le Miocène qui affleure sur la falaise de Tasbidi et celui de la fenêtre d'Aşağıkerte.

Cette fenêtre profonde a une forme triangulaire, elle permet, par sa position, de préciser la surface de contact anormal et de confirmer l'existence du charriage des formations volcano-sédimentaires et des péridotites sur le Miocène.

Sur le côté ouest du triangle, le Derin dere a profondément entaillé les formations détritiques miocènes qui sont surmontées, sur la rive gauche de la rivière par les formations d'âge mésozoïque supérieur du Boztepe. Le contact descend régulièrement de 700 à 200 mètres d'altitude sur une distance de 2 km.

Sur la bordure est de la fenêtre, en rive droite du Derin dere, le contact anormal est moins net et plus découpé qu'en rive gauche. De la cote 700, il descend dans le lit du Çal à la cote 400 mètres.

Enfin, le troisième côté de notre triangle, le plus bas, nous permet d'observer, outre le contact des calcaires qui labourent irrégulièrement la molasse, les péridotites discordantes directement sur le Miocène. Ces dernières roches devaient, avant érosion, faire corps avec les affleurements ultramafiques au SE de Bozbel.

La surface de contact de la nappe de charriage dans cette fenêtre est irrégulière en raison des différences lithologiques qui existent entre les calcaires et les péridotites qui, tour à tour, sont en contact avec l'autochtone. La pente moyenne de cette surface est de 12°. Les effets de la tectonique récente enlèvent toute signification à ce résultat.

c) - A l'Est de l'Aygir.

Une faille N-S à rejet vertical, à l'Est de Gürleyk, masque le contact du charriage sur quelques centaines de mètres. Un fait nouveau marque sa réapparition : ce sont des termes paléozoïques qui sont chevauchants sur la série détritique. Au point de long. 82,4 - lat. 88,4 près du pont qui traverse le Çal dere, des schistes noirs à faciès récifaux datés du Carbonifère par G. VAN der KAADEN (1954) sont étroitement mêlés aux faciès schisto-micacés miocènes de couleur vert sombre. Plus au Nord, la molasse prend contact avec des calcaires blancs à Fusulines du Permien inférieur. A la hauteur de Sarialan, les formations permienne semblent, d'après leur pendage, s'enfoncer dans le Miocène. Une fois de plus, l'allochtone s'est incrusté dans le matériel malléable autochtone.

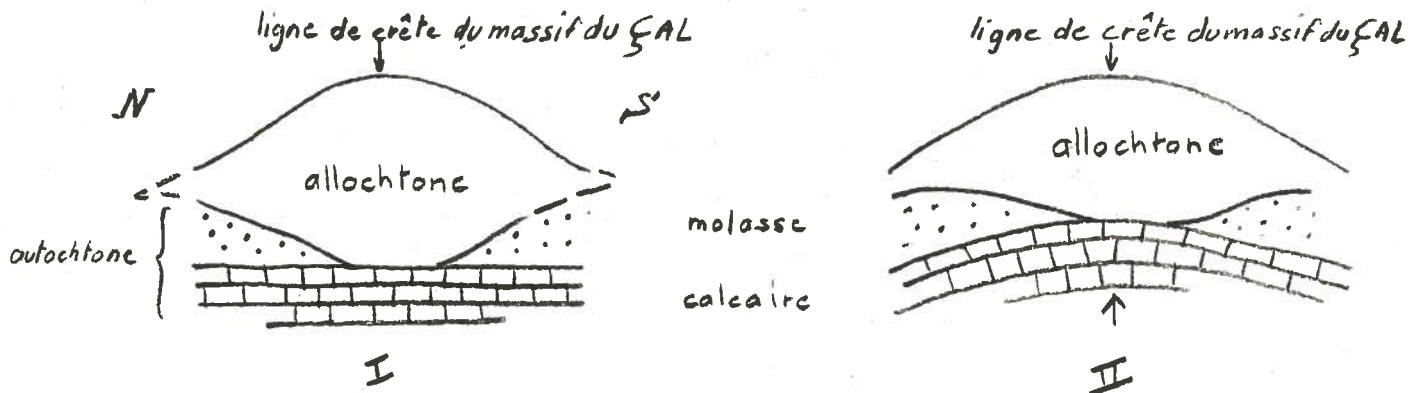
Le contact tectonique est à la cote 600 à l'Est de Gürleyk. A la latitude 83,5 voisine de celle de l'Aygir, il atteint la cote maximum de 1050 mètres, là, les faciès paléozoïques, les ponces, les calcaires oolithiques ferrugineux, les calcaires récifaux etc... sont en contact direct avec les calcaires aquitaniens. Vers le Sud, le contact redescend et se trouve à 450 mètres d'altitude au niveau du Mal tepe. Le contact du charriage sur le Miocène épouse donc ici une structure anticlinale.

Conjointement, nous avons vu dans le chapitre sur la structure de l'autochtone que les calcaires autochtones formaient un vaste bombement. En fait, la structure anticlinale est plus prononcée dans ces derniers puisque la série détritique, absente sur l'axe même de la structure, s'intercale sur ses flancs entre les calcaires allochtones et les formations rigides de l'autochtone qui s'infléchissent relativement plus.

Cette disposition peut s'expliquer de la manière suivante :  
la montagne du Çal da. présente un empilement d'écaillés calcaires de plus de mille mètres d'épaisseur sur sa ligne de crête. Au Nord et au Sud, le nombre et l'épaisseur de ces écaillés diminuent. Lors de leur arrivée sur le Miocène, les formations charriées, plus importantes à l'emplacement du massif du Çal da., ont labouré plus profondément l'autochtone jusqu'aux formations rigides calcaires. Au Nord et au Sud, où la charge de la nappe diminuait progressivement, l'action mécanique a été plus faible, et seul, le sommet des formations détritiques a été perturbé par l'arrivée des formations allochtones (fig. I). A une époque récente, après la mise en place



tectonique des péridotites, la région située à l'Ouest de l'Aygir, constituée surtout d'autochtone molassique s'est fracturée suivant la faille de Tasbidi. Sous la même contrainte, la région orientale du massif du Çal surtout calcaire, s'est simplement bombée (fig. II).



Dans la région de Cöğmen, l'allochtone recouvre le Miocène suivant de petits massifs ou de blocs isolés de différentes tailles parfois encore reliés entre eux au hasard de l'érosion. Des faciès calcaires crétacés, liasiques, paléozoïques ont été reconnus dans cette région.

d) - Dans la fenêtre d'Üçköprü (photo n° 30).

Dans la fenêtre d'Üçköprü, le Miocène détritique représente l'affleurement autochtone le plus oriental sur notre terrain. Surmonté au Nord par des calcaires liasiques et crétacés, il est en contact au Sud, avec des formations permienes.

e) - Au Sud de la faille de Tasbidi.

L'allochtone, préservé de l'érosion, occupe une surface relativement plus importante qu'au Nord.

Un grand massif de péridotites affleure à l'Ouest de Tasbidi, au pied de la falaise du même nom. Il était en continuité avec les ultramafites au SE de Bozbel avant les manifestations tectoniques récentes. Le contact de ce massif avec la série gréseuse et chaotique miocène apparaît vertical sur le terrain. A Tasbidi même, une petite colline de calcaire à lits siliceux est en relation confuse, tant avec les péridotites qu'avec le Miocène : il semble que ce massif soit pincé entre les ultramafites et la molasse.

Plus à l'Est, le massif de Yomuklu tepe marque, après une grande étendue détritique, la réapparition des calcaires allochtones. Ces calcaires sont paléozoïques : des quartzites bariolés y ont été, en effet, observés. Ils reposent sur les terrains détritiques autochtones mais, sont recouverts par endroit à l'Est par un mélange gréseux où semblent représentés à la fois le Paléozoïque, et le Miocène sous forme de débris molassiques à Nummulites remaniées. Il est vraisemblable que ce mélange s'est élaboré durant la mise en place de l'allochtone.

f) - Dans la fenêtre d'Aşagikerte.

Les terrains meubles post-aquitaniens de la bordure est de la fenêtre d'Aşagikerte sont surmontés par des faciès paléozoïques récifaux ou par des faciès mésozoïques (vers le Sud). Dans la fenêtre même, des lambeaux de terrains allochtones flottent sur la molasse. La surface du contact anormal semble être inclinée vers l'Ouest.

L'existence de cette fenêtre souligne l'ampleur de la nappe de charriage sur le Miocène, ampleur confirmée

par les travaux effectués au SW de notre terrain par F. RICHARD (1964- 65) et I. YLMAZ (1964-65).

#### D - CONCLUSION.

- Les terrains miocènes sont recouverts en contact anormal par des formations sédimentaires allant du Paléozoïque au Paléocène ou par des péridotites. La surface de contact, très irrégulière dans le détail, ne révèle aucune inclinaison significative à l'échelle de notre terrain.

- Les effets mécaniques du charriage se traduisent par un broyage intense de la molasse autochtone et de la base du compartiment charrié.

Aucun plissement n'est visible dans la zone du contact anormal, tant dans l'autochtone que dans l'allochtone.

- L'ampleur du charriage est considérable et dépasse largement le cadre de notre terrain où les formations autochtones ne constituent finalement qu'une simple fenêtre dans les terrains charriés qui y affleurent principalement.

## II - LA STRUCTURE DES FORMATIONS ALLOCHTONES SEDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES.

### A - STRUCTURE DES FORMATIONS ALLOCHTONES SEDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES DANS LE MASSIF DU ÇAL ET DANS LA REGION DE GEDRE (feuilles-Üçköprü-et massif du Çal au SE de notre région)

Avant d'aborder l'étude de ces deux domaines, nous allons passer en revue les failles récentes, peu nombreuses.

#### 1 - Les failles dans le massif du Çal et dans la région au Sud de Gedre.

Quatre failles seulement d'importance notable y ont été mises en évidence, toutes dans le domaine des écaillés du Çal.

La plus méridionale, de direction SW-NE est localisée au SE de Cöğmen, elle est commune au massif du Çal et à l'autochtone, nous l'avons décrite avec les failles de ce dernier.

A une latitude voisine de celle de la ligne de crête du massif du Çal, deux accidents à rejet vertical grossièrement Est Ouest déchirent les écaillés, le premier affaisse la région au Sud du Şimşir, le second détermine la grande falaise du versant nord du Çal, il met en contact les péridotites avec les calcaires paléozoïques. Des terrains lacustres récents sont recoupés par ce dernier accident.

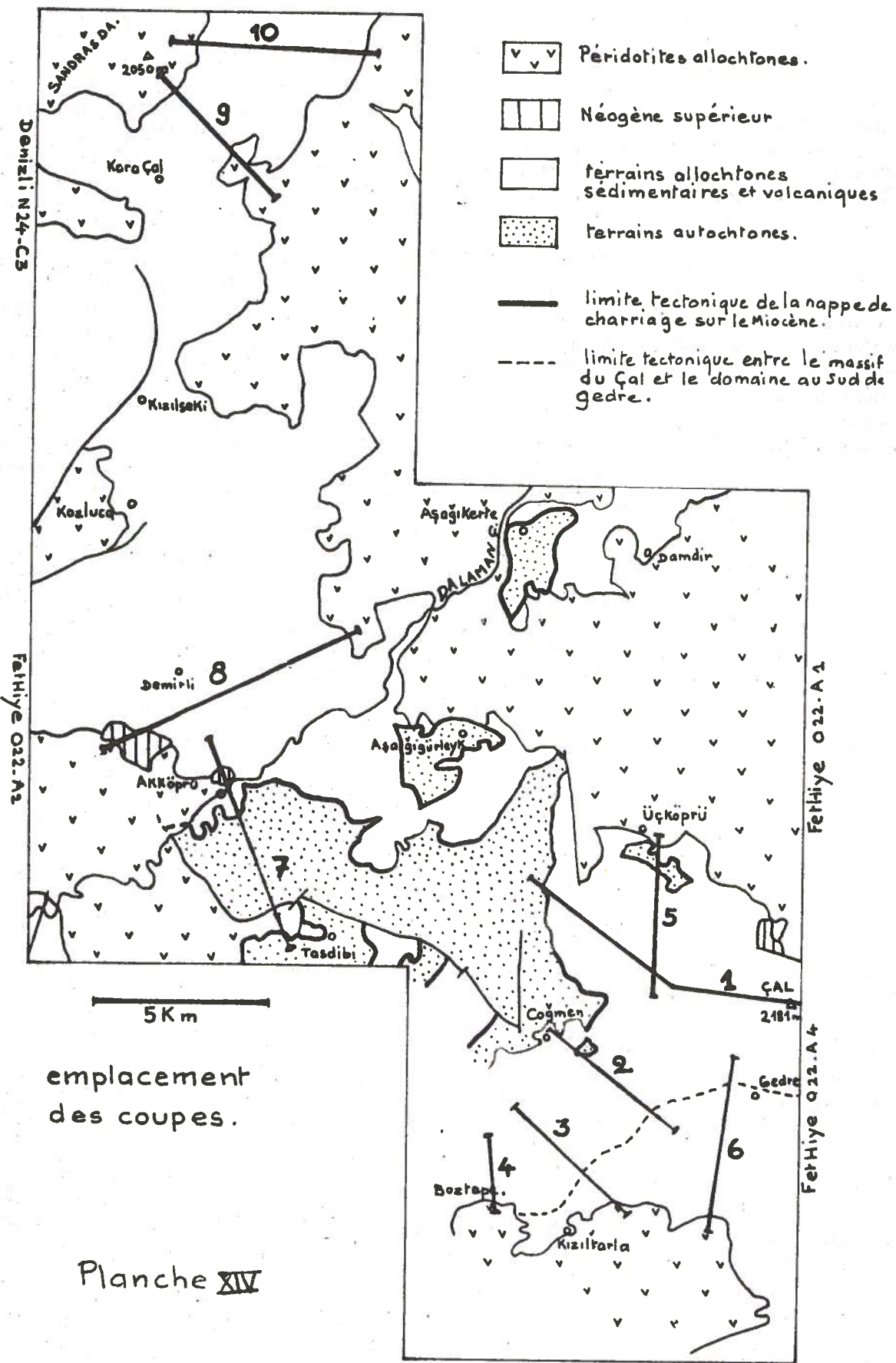
La quatrième cassure, enfin, à l'Ouest de Gürleyk, affecte à son extrémité nord, le Miocène. Son compartiment oriental est relativement affaissé.

Tous ces accidents dont certains sont communs au domaine autochtone, sont probablement, comme ceux qui affectent ce dernier, postérieurs au Pliocène lacustre.

L'absence de failles importantes au Sud de Gedre peut être expliquée par la plasticité des sédiments argilo-détritiques qui ont pu amortir l'effet des contraintes et les répartir sur de petits accidents peu significatifs.

#### 2 - Le domaine des écaillés du Çal (planche XIV, XV, XVI, coupe n° 6).

Les formations qui constituent le massif du Çal sont caractérisées structurellement par des écaillés allongées SW-NE s'infléchissant à leurs extrémités et inclinées régulièrement vers le SE. Ces écaillés comportent entre autre



emplacement  
des coupes.

Planche **XIV**

du Paléozoïque et du Mésozoïque inférieur.

L'épaisseur des formations calcaires du Çal da. atteint son maximum sur la ligne de crête du massif. C'est sur cette ligne que s'empilent le plus grand nombre d'unités tectoniques. Nous décrirons à cette latitude une coupe type de direction d'abord NW-SE de Sarialan au Şimsir tepe, puis Ouest-Est du Şimsir tepe au sommet du Çal. Elle nous servira de point de départ à l'étude du massif.

a) - Coupe Sarialan - Şimsir - Çal (planche n° XV, coupe n° 1).

Le pendage varie très peu d'un panneau tectonique à l'autre, il oscille entre l'Est et le SE avec une inclinaison de 35 à 50°. Les surfaces tectoniques de séparation ont des pendages voisins. Sur le terrain, les discordances entre les diverses unités tectoniques n'apparaissent pas. La répétition de certains faciès, l'identification des microfossiles ont seules permis de déterminer l'existence des contacts anormaux, en l'absence d'indices directs causés par les efforts mécaniques.

Pour faciliter l'exposé, chaque écaille sera désignée par un numéro. On observe la succession suivante :

- 1 - Calcaires paléozoïques en contact avec le Miocène. Vers le sommet, nous trouvons les faciès repère de quartzites et de pélites rouges. Il est possible que des niveaux de décollement répètent les calcaires de base inhabituellement épais à cet endroit.
- 2 - Calcaires à cherts lités contenant des débris d'Orbitolines roulées.
- 3 - Calcaires dolomitiques gris non datés. Par analogie de faciès avec les calcaires triasiques à Dasycladacées de I. YLMAZ (1964) nous attribuons ces calcaires au Trias.
- 4 - Calcaires à lits siliceux du Crétacé.
- 5 - Lambeaux de calcaires paléozoïques récifaux à patine rouille.
- 6 - Calcaires crétacés du Şimsir.
- 7 - Calcaires paléozoïques gris avec un niveau de quartzites.
- 8 - Faciès crétacés avec bancs de calcarénites à débris d'Orbitolines.
- 9 - Calcaires à Algues probablement jurassiques.
- 10 - Série paléozoïque comportant les deux horizons détritiques.
- 11 - Nouvelle série paléozoïque.
- 12 - Lambeau de calcaires à Dasycladacées liasiques.
- 13 - Formations crétacées.
- 14 - Calcaires à Algues jurassiques.

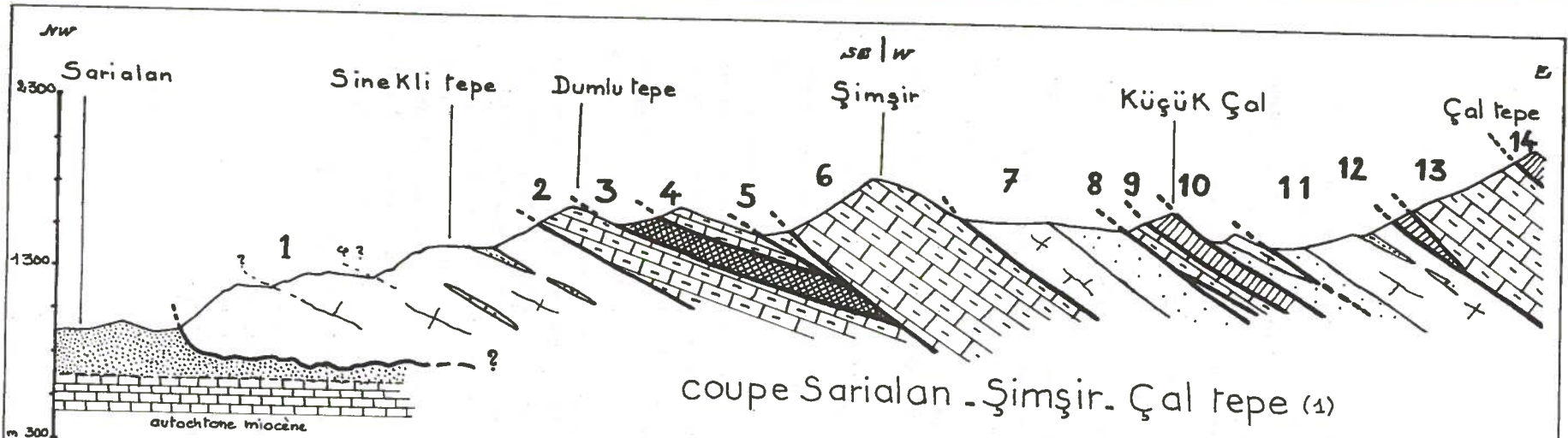
L'épaisseur de ces formations sur l'autochtone est difficile à évaluer. En nous basant sur les affleurements miocènes les plus proches, nous avons calculé qu'elle devait avoisiner 700 mètres.

Nous n'avons noté dans cette succession d'écailles, ni séries renversées, ni plissements.

Etudions maintenant ce que deviennent toutes ces unités tectoniques du massif du Çal da au Sud de la coupe précédente, puis au Nord.

b) - Evolution des structures au Sud de la coupe Sarialan - Şimsir - Çal.

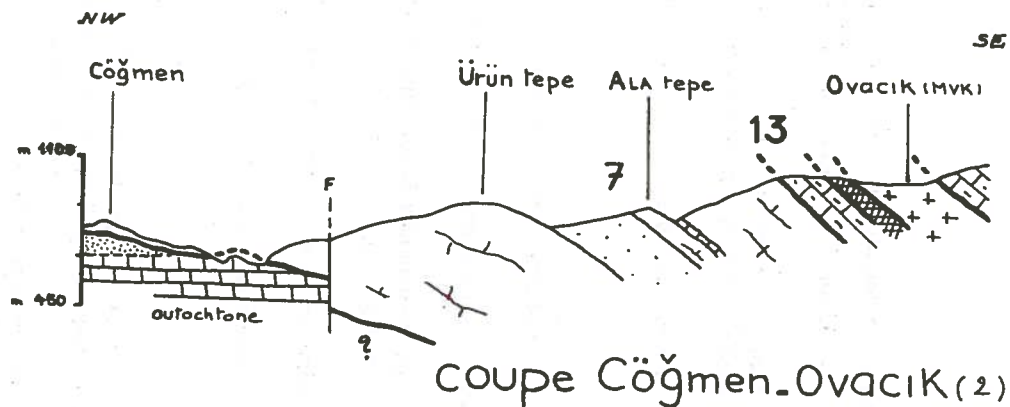
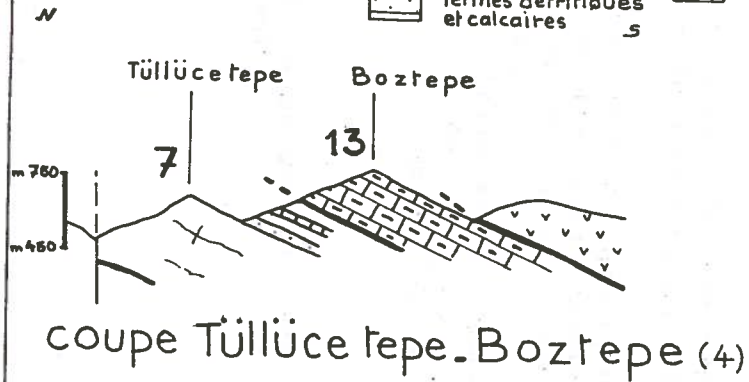
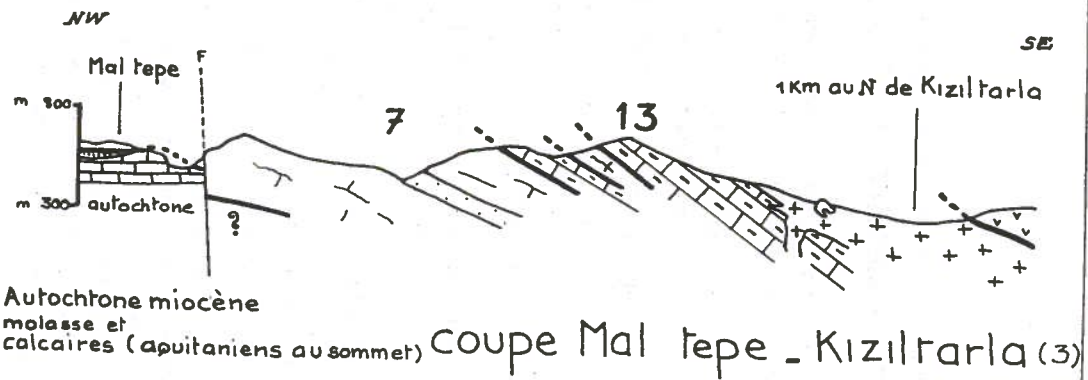
La distribution relativement régulière des écailles dans cette région sera démontrée par trois coupes orientées



coupes de la partie Sud du  
**MASSIF DU ÇAL**

500 m

- |  |  |  |  |
|--|--|--|--|
|  | Péridotites  |  | dolomie (Triasique?)   |
|  | lavés éocènes  |  | calcaires liasiques  |
|  | calcaires du Crétacé supérieur (Cénomannien, Turonien) |  | Paléozoïque (surtout SaKmarien, terres détritiques et calcaires) |



NW - SE :

- La première partant de Cöğmen, aboutit à Ovacik.
- La seconde est localisée entre le Mal tepe et Kiziltarla.
- La troisième enfin, à la limite de notre terrain est limitée d'un côté par le Tüllüce tepe, de l'autre par le Boztepe.

1) - Coupe Cöğmen - Ovacik (planche n° XV, n° 2).

Dans la région de Cöğmen les formations allochtones sont réduites, la coupe débute réellement après la faille qui marque la disparition de l'autochtone. Nous retrouvons les mêmes caractéristiques structurales que dans la coupe précédente : pendage SE de 35° des couches stratigraphiques et des plans de contact anormaux, absence de plissements et d'indices directs de charriage. L'allongement des écaïlles est SW-NE.

Les écaïlles de 1 à 6 ont en grande partie disparu. La première unité que nous rencontrons, constituée de formations paléozoïques bien développées, correspond à la structure N° 7 que nous pouvons suivre sans interruption de la coupe Sarialan - Şimsir - Çal à la coupe Cöğmen Ovacik grâce aux deux niveaux repère détritiques de la série sakmarienne qui affleurent de façon continue.

Des formations crétacées sont charriées sur l'unité N° 7, elles sont en continuité avec l'écaïlle N° 13 de la coupe Sarialan - Şimsir - Çal. Les unités N° 8 à 12 disparaissent au NE de Daryeri dans une région tectoniquement complexe.

Des calcaires dolomitiques terminent cette coupe, ils marquent la limite avec la région au Sud de Gedre. Ces faciès dolomitiques forment un niveau discontinu qui, peut-être, se poursuit par les dolomies de Gedre. Nous leur attribuons un âge triasique comme pour l'unité N° 3 de la coupe Sarialan - Şimsir - Çal.

L'épaisseur des terrains allochtones, calculée par rapport à l'affleurement miocène de long. 84,5 - lat. 80,8 est d'environ 4 à 5 mètres. Elle est moins importante que celle de la coupe précédente, ce qui doit être en relation avec le nombre moins élevé d'unités structurales qui y sont présentes.

2) - Coupe Mal tepe - Keberlek tepe (planche n° XV, fig. 3).

Les caractéristiques structurales ne changent pas. La partie située au NW de la faille ne diffère en aucune façon de celle que nous avons précédemment décrite aux environs de Cöğmen.

Au SE de la faille, nous retrouvons l'unité tectonique N° 7 avec des faciès comparables à ceux de la coupe précédente.

Des calcaires du Mésozoïque supérieur à cherts lités succèdent en contact anormal à l'unité N° 7. Puis un lambeau pincé, d'une centaine de mètres d'épaisseur, de calcaires blancs saccharoïdes stratigraphiquement considérés comme paléozoïques vient s'intercaler ensuite.

Des calcaires à débris d'Orbitolines terminent sous les laves paléocènes notre coupe, ils prolongent l'écaïlle N° 13, de la coupe Sarialan - Şimsir - Çal.

L'épaisseur des formations allochtones charriées est la même que celle de la coupe Cöğmen - Ovacik.

3) - Coupe Tüllüce tepe - Boz tepe (planche n° XV, fig. 4).

L'unité N° 7 apparait encore, avec une épaisseur réduite.

Après une zone confuse, les calcaires crétacés de l'écaïlle N° 13 terminent la coupe. Les péridotites recouvrent ces ultimes formations.

L'épaisseur de l'allochtone sur le Miocène, tout proche à cet endroit, ne dépasse pas 200 mètres. La présence de péridotites au-dessus démontre que l'importance réduite des terrains charriés n'est pas due à l'érosion.

c) - Evolution des structures au Nord de la coupe Sarialan-Şimsir-Çal.

Au Nord, l'agencement des écaïlles du Çal devient complexe du fait du changement de direction des unités

structurales, le pendage stratigraphique varie également, dans le même sens. Panneaux tectoniques et formations sédimentaires s'inclinent en moyenne vers le NE.

Nous allons détailler une coupe, du sommet du Şimşir au Nord de la fenêtre d'Üçköprü (long. 85,3 - lat. 87,2) (planche n° XVI, coupe n° 5).

+ Sur la bordure septentrionale de la fenêtre, la coupe débute sous les péridotites par des formations d'âge mésozoïque supérieur de 150 à 200 mètres d'épaisseur, charriées sur un lambeau liasique. Le plus souvent, dans cette région, elles sont en contact direct avec la série détritique miocène.

Nous pouvons suivre ces formations presque sans interruption jusqu'à l'unité N° 6 de la coupe Sarialan - Şimşir - Çal.

+ Au Sud de la fenêtre d'Üçköprü, nous trouvons, directement sur le complexe détritique autochtone, l'unité paléozoïque N° I de la coupe de référence. Au-dessus succèdent les unités suivantes :

- N° 2 - Calcaires du Mésozoïque supérieur
- 3 - Calcaires dolomitiques
- 4 - Calcaires crétacés
- 5 - Calcaires récifaux paléozoïques
- 6 - Calcaires à cherts lités du Şimşir tepe.

Les unités de 1 à 5 ont donc disparu au Nord de la fenêtre d'Üçköprü, montrant la discordance des panneaux tectoniques du massif du Çal sur la molasse.

L'écaille N° 6 est la seule que nous puissions suivre de bout en bout au Nord de la coupe Sarialan-Şimşir-Çal. Incliné vers le SE au sommet du Şimşir, elle tourne progressivement vers le NE en rive gauche du Çal dere, suivant une structure d'axe S-SW - N-NE qui pourrait correspondre au vaste anticlinal de l'autochtone au NE de l'Aygir.

Plus à l'Ouest, l'unité N° 7 de la coupe de référence éclate en un faisceau complexe d'écailles sur l'axe du bombement précédemment mis en évidence. Les panneaux tectoniques suivants disparaissent ensuite de manière confuse sous le domaine volcano-sédimentaire et péridotique du compartiment nord de la faille du Çal da, domaine où la complexité est accrue par la présence de terrains sub-horizontaux postérieurs à la mise en place des ultramafites.

#### d) - Conclusion.

- Les écailles du massif du Çal Da ont une direction générale SW-NE, elles sont inclinées vers le SE. Aucun plissement, aucune série inverse n'y ont été observés.

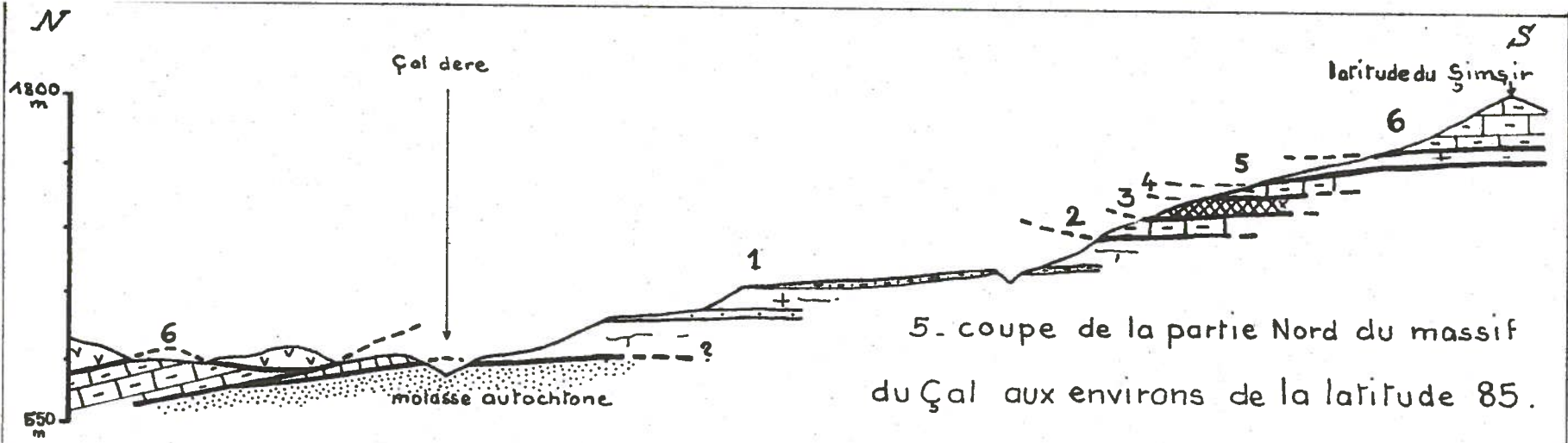
- Les écailles du Çal sont discordantes sur le Miocène. Elles sont en nombre et épaisseur maximum sur la ligne de crête du massif. Au Nord et au Sud, leur importance et leur nombre diminuent sous les péridotites.

- Les formations autochtones et les ultramafites ne participent pas, à notre connaissance, à l'écaillage du massif du Çal, ce qui indiquerait une élaboration précoce de cet écaillage, avant la mise en place finale de l'allochtone.

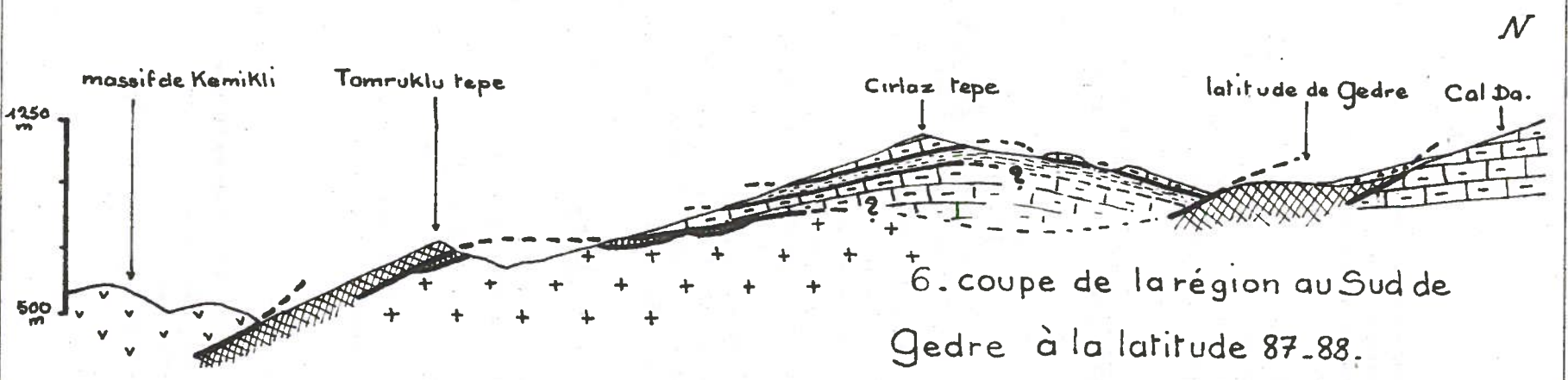
### 3 - Le domaine au Sud de Gedre.

Les écailles du massif du Çal sont surmontées, au SE de notre terrain, par le complexe volcano-détritique, en place sur des calcaires à cherts stratoïdes à l'Ouest de Kiziltarla. Les laves diabasiques forment, normalement, le sommet du complexe volcano-détritique.

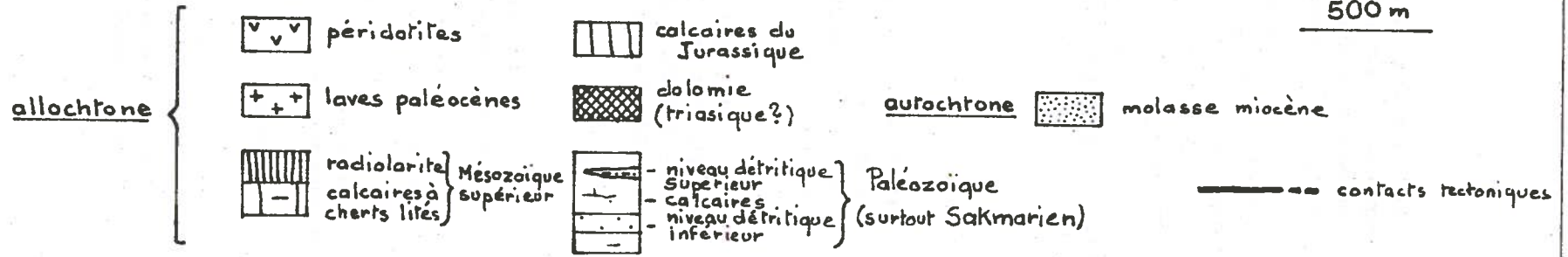
Au-dessus, en particulier sur les laves diabasiques, des formations calcaires à cherts siliceux, et des faciès



5. coupe de la partie Nord du massif du Çal aux environs de la latitude 85.



6. coupe de la région au Sud de Gedre à la latitude 87-88.





gréseux et radiolaritiques du complexe volcano-détritique, sont agencés de manière confuse, suivant une structure différente de celle que nous avons observé dans le massif du Çal.

Ces formations s'étendent au Sud de Gedre. leur limite, soulignée par des calcaires dolomitiques, se suit de la falaise qui surplombe Kiziltarla à la plaine éluviale de Gedre, en passant par Ovacik.

La coupe N-S des environs de Gedre (long. 87,6 - lat. 80,5) à Kemikli tepe dans les harzburgites au Sud, montre les principaux caractères de ce domaine. (voir planche n° XVI, coupe 6).

Des formations surtout calcaires sont comprises entre les laves qui apparaissent dans les dépressions, et les massifs péridotiques méridionaux. Elles ont un pendage très variable sur le terrain, en moyenne incliné vers le Sud.

A la base de cet ensemble calcaire, jalonnant par intermittence le contact avec les diabases altérées, nous trouvons des radiolarites ou des calcaires dolomitiques qui constituent sur notre coupe le sommet du Tomruklu tepe.

Les calcaires à accidents siliceux parfois en lits discontinus, à faciès mésozoïque supérieur leur succèdent formant l'essentiel de l'unité au Sud de Gedre. Ils sont interrompus à plusieurs niveaux par des faciès gréseux ou des radiolarites appartenant habituellement au complexe volcano-détritique. D'extension locale, ces faciès intercalés sont en contact disharmonique avec les calcaires qui les encadrent et sont probablement en position tectonique.

Sur leur bordure septentrionale, les formations du Sud de Gedre sont en discordance sur les formations du massif du Çal.

Conclusion. Plusieurs indices sont en faveur de la position tectonique des formations de la région méridionale de Gedre :

- Relativement à notre terrain, ces formations sont en position anormale sur les laves.
- Des dolomies jalonnent le contact entre les diabases et les calcaires sus-jacents.
- Le domaine calcaire du Sud de Gedre est discordant sur les formations du massif de Çal.

En définitive, la région méridionale de Gedre fait peut-être partie des unités structurales du massif du Çal. Nous verrons aussi qu'elles sont comparables à certaines formations en position anormale dans le complexe volcano-détritique, au NW de notre terrain.

## B - STRUCTURE DES FORMATIONS ALLOCHTONES SEDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES AU NORD D'AKKÖPRÜ.

Outre la partie NW de la bande volcano-sédimentaire au-dessus de l'autochtone, la partie est de la fenêtre d'Aşağıkerte et le coin SW de la feuille Akköprü font l'objet de cette étude.

Nous nous intéresserons d'abord, comme dans les autres chapitres, à la tectonique cassante récente.

### 1 - Les failles et la structure actuelle dans la région au Nord d'Akköprü.

Nous distinguerons dans cette région trois groupes de failles :

- Les grandes cassures à rejet important, à tracé sinueux (peu différentes de la faille de Tasdibi)
- Les petites failles postérieures aux précédentes, rectilignes, parallèles à quelques ondulations récentes de faible amplitude, entre Demirli et Kozluca
- Les accidents du massif du Boziyepe, dus au rejeu du massif calcaire sur les faciès détritiques miocènes.

a) - Les grandes cassures à tracé sinueux.

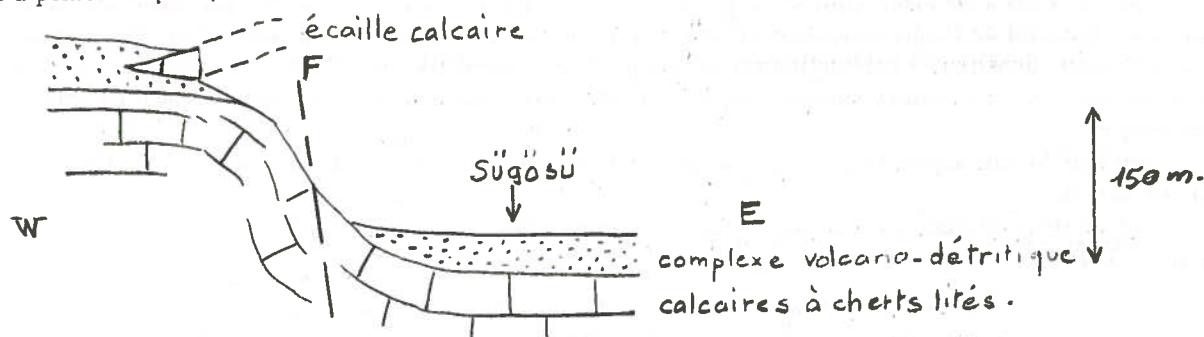
Elles jouent un grand rôle dans la topographie, et sont au nombre de quatre : faille d'Aşağıkerte, faille de Demirli, faille de Sazak, faille de Kizilseki.

La faille d'Aşağıkerte détermine la falaise qui surplombe le village du même nom à l'Est de la fenêtre. Le compartiment est surélevé d'une centaine de mètres et ne livre à l'observation, malgré la proximité du contact avec le Miocène, que des terrains allochtones. Le contact anormal du charriage doit donc être très incliné vers l'Est.

Au Nord d'Akköprü, les trois autres failles, contournées dans le détail, sont presque parallèles et de direction SW-NE sur notre terrain. En fait, les cassures de Sazak et de Kizilseki deviennent E-W vers l'Occident, dans la région cartographiée par D. MAITRE (1964).

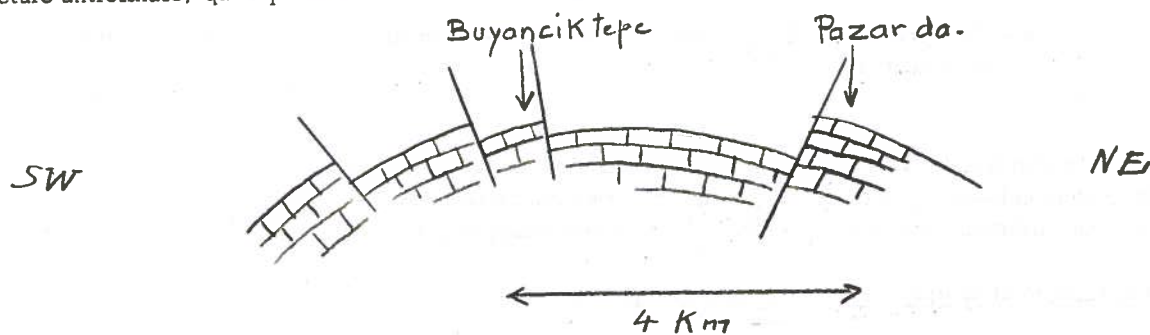
Les accidents les plus importants de Demirli et Kizilseki déterminent des gradins de plus en plus élevés dans la topographie, le compartiment nord étant chaque fois surélevé, ce qui explique la culmination du Sandras da. au Nord de notre terrain à 2055 mètres d'altitude.

Les failles les plus septentrionales sont en fait des flexures faillées, et en certains endroits (Otmanlar) la cassure est à peine marquée (voir schéma ci-dessous).



b) - Les failles secondaires et les ondulations d'axe NW-SE.

Les failles secondaires recoupent les accidents précédents, elles sont surtout visibles entre Demirli et Kozluca où se dessine une structure anticlinale d'axe NE-SW (voir schéma). Sur le flanc ouest du bombement sont localisées deux failles N-S à regard est et une faille NW-SE à regard SE. Sur le flanc est nous ne trouvons que la faille de Pazar da, de direction SE-NW, à regard SW. Il semble qu'il y ait une relation entre les failles secondaires et la structure anticlinale, qui a pu se casser lors de sa formation ?

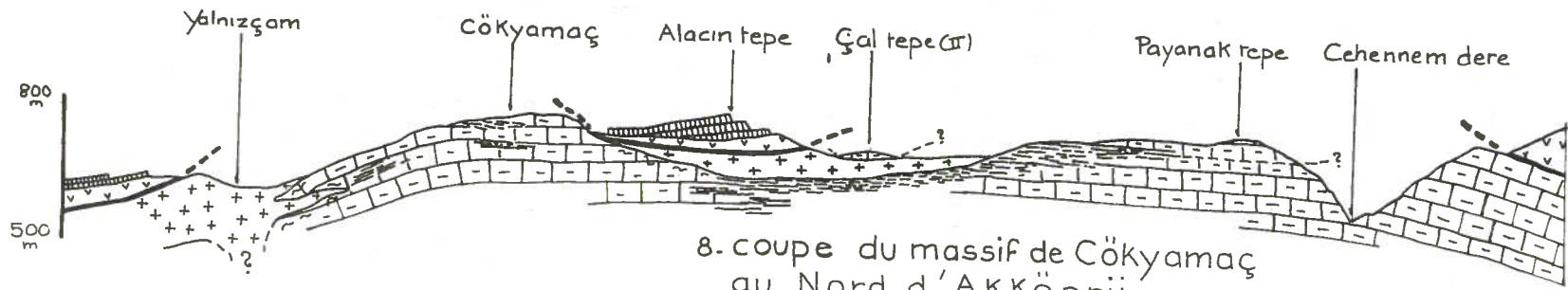


c) - Les accidents de rejeu du massif du Boztepe.

Le massif du Boztepe est affecté de petites cassures N-S, W-E, SW-NE, qui ne se poursuivent pas dans l'autochtone détritique qu'il recouvre. Ces cassures se sont produites à cause des différences lithologiques existant entre les formations superposées en présence, peut-être lors du basculement du compartiment nord de la faille de Tasdibi.

W.SW

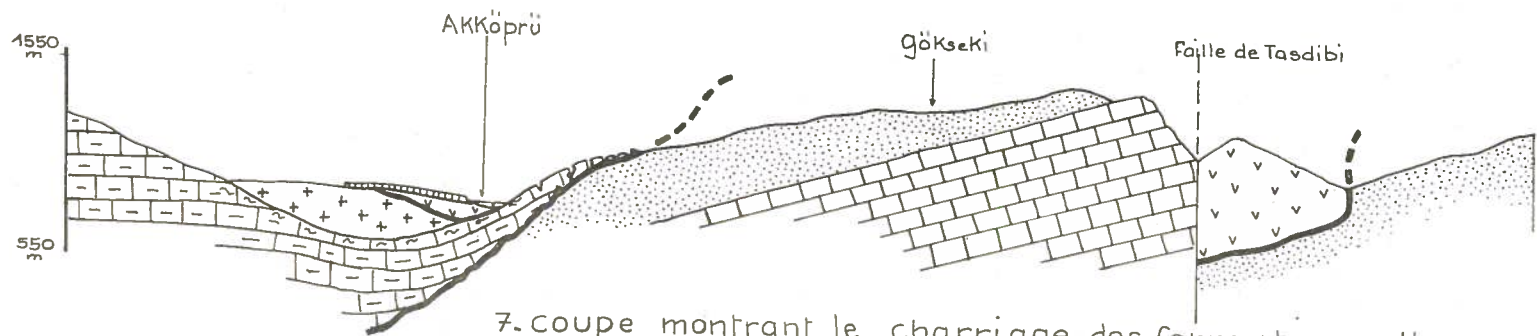
E.NE












8. coupe du massif de Cökyamaç au Nord d'AKKöprü

N.NE

S.SW



7. coupe montrant le charriage des formations allochtones sur les terrains miocènes à la longitude d'AKKöprü.

- |                      |   |   |                      |   |  |
|----------------------|---|---|----------------------|---|--|
| terrains allochtones |  | calcaires lacustres du Néogène supérieur                                  | terrains autochtones |  | contacts tectoniques                               |
|                      |  | péridotites   |                      |  | molasse calcaires (aquitaniens au sommet)<br>1 Km. |
|                      |  | laves paléocènes  |                      |  |  |
|                      |  | terres détritiques en partie paléocènes.                                  |                      |  |  |
|                      |  | métamorphisme de contact calcaires à cherts lités du Mésozoïque supérieur |                      |   |  |

d) - Age de la tectonique cassante au Nord d'Akköprü.

Elle est postérieure à la mise en place des péridotites qu'elle recoupe. Elle est probablement contemporaine de la tectonique cassante précédemment étudiée, dont elle présente certaines caractéristiques.

2 - Les écailles à la base de l'allochtone, au NW de notre terrain.

Les écailles à matériel paléozoïque et mésozoïque inférieur qui caractérisaient le massif du Çal, sont réduites et le plus souvent absentes sous l'allochtone au NW de notre terrain. Nous n'avons trouvé qu'un lambeau de Jurassique à l'Est d'Akköprü, à l'entrée des gorges du Dalaman, au point de long. 72,9 - lat. 88,1. Dans la fenêtre d'Aşagıkerte, des écailles paléozoïques sont représentées sur toute la bordure orientale de la fenêtre entre le Flysch et la série crétacée de Damdir, sans cependant atteindre une importance comparable à celle du massif du Çal. Nous n'avons pas mis ici en évidence de structure particulière dans le Paléozoïque qui apparaît morcelé d'une façon complexe.

3 - Structure des formations allochtones au Nord d'Akköprü.

Au Nord d'Akköprü, les formations crétacées et paléocènes prédominent. Nous y distinguerons deux régions :

- La première s'étend du contact anormal avec l'autochtone jusqu'à la faille de Kozluca. Si la tectonique récente nous est connue dans cette région, il n'en est pas de même de la tectonique majeure tangentielle qui n'a pu être indiscutablement mise en évidence. Les formations orientales les plus élevées de la fenêtre d'Aşagıkerte seront attribuées à ce domaine.

- La seconde, située au Nord de la faille de Kozluca, est marquée par la présence d'écailles du Paléozoïque et du Mésozoïque inférieur entre les ultramafites et le complexe volcano-détritique.

a) - La région comprise entre l'autochtone et la faille de Kozluca (planche XVII)

Le complexe volcano-détritique couvre la plus grande partie de cette zone, il surmonte progressivement des calcaires crétacés épais, à cherts lités profondément entaillés par le Dalaman et le Cehennem (voir planche XVII, coupe 8).

Ces calcaires sont interrompus par quelques passées gréseuses dans les gorges du Dalaman, et par un niveau dolomitique dans le ravin du Cehennem et dans la falaise de Demirli.

Dans les gorges du Dalaman, entre le Boztepe et le Çal II, plusieurs passées de grès verts, plus ou moins argileux, se rattachant par leur faciès au complexe volcano-détritique, sont visibles. Elles sont localisées à des niveaux différents, surtout dans la partie haute de la falaise, en rive droite. Leur contact avec les calcaires est disharmonique.

Nous sommes peut-être là en présence des premiers faciès détritiques du complexe volcano-détritique, mais un écaillage est plus probable étant donné l'importance de la tectonique tangentielle sur l'ensemble de notre terrain.

Dans le ravin du Cehennem, en rive droite, nous avons mentionné, dans le chapitre stratigraphie, la présence d'un niveau dolomitique. Ce niveau a une épaisseur inconstante et n'apparaît qu'en quelques endroits sur notre terrain. Il n'est pas daté, non plus que les formations calcaires sous-jacentes.

Dans les écailles du Çal et dans le domaine au Sud de Gedre, il nous a été donné d'observer dans diverses unités tectoniques, des dolomies que nous avons attribuées au Trias en comparaison avec des faciès datés de cette époque à l'Ouest de Göcek (I. YLMAZ 1964).

Il est vraisemblable que les dolomies du ravin de Cehennem et de la falaise de Demirli soient également triasiques, et qu'ainsi, elles jalonnent un contact anormal puisqu'elles recouvrent des calcaires à lits siliceux à faciès mésozoïque supérieur.

Conclusion.

La tectonique tangentielle n'a pas été mise de façon certaine en évidence dans les parties basses de cette région. La partie sommitale montre une succession stratigraphique normale, ne portant pas trace d'un écaillage.

b) - La région au Nord de la faille de Kozluca.

Le complexe volcano-détritique chaotique y affleure principalement. Ce sont des terrains de couleur brune en collines molles.

Des radiolarites, de petits massifs calcaires ou de calcaires à radiolarites circonscrits, de taille variable (20 à 2000 m de longueur), tranchant par leur couleur blanche et leur relief accusé sur les faciès volcano-détritiques, sont dispersés sur toute la surface s'étendant de Kozluca à Akkalbur da. L'étude de leur gisement formera l'essentiel de ce chapitre, nous verrons que ce sont des écailles sur ou dans le complexe volcano-détritique.

1) - De Kozluca à Çuvenli est localisé un grand massif calcaire coupé dans sa partie médiane par la faille de Kizilseki. Des calcaires rouges à entroques vraisemblablement paléozoïques et des calcaires jurassiques à Dasycladacées y ont été reconnus. Ils surmontent les faciès détritiques et volcaniques du Paléocène. Le contact tectonique sur les laves est particulièrement net au point de long. 68,2 - lat. 97,4 sur la route d'Akköprü-Kara Çal (photo n° 34). Des lambeaux de serpentine révélant au microscope une structure de harzburgite (pyroxènes bastitisés, grains de chromite) sont pincés entre le massif charrié et les faciès paléocènes, au point de long. 68 - lat. 97,2, montrant une participation des péridotites à la tectonique d'écaillage. Signalons encore dans la zone du contact anormal, près de Kozluca, la présence d'une écharde de quartzite à grenat provenant peut-être du socle allochtone.

2) - Jusqu'au Kara Çal dere, des buttes calcaires ou radiolaritiques se succèdent, disséminées sur la série détritique et volcanique. Toutes ne sont pas datées mais toutes sont vraisemblablement en position tectonique dans le complexe volcano-détritique. Les calcaires à radiolarites et radiolarites appartiennent probablement au cortège des laves. Nous décrirons à titre d'exemples deux de ces buttes.

Entre les dépressions éluvionnaires de Çumovasi et Çakinak se dresse un monticule calcaire allongé émergeant des laves altérées. Il est probablement d'âge paléozoïque en raison d'un affleurement de calcaire rouge à entroques visible à l'Est de la route, à la sortie nord de la dépression de Çumovasi. Les roches volcaniques que nous avons vues précédemment sous les lambeaux paléozoïques et jurassiques les recouvrent ici.

Au SE de la maison forestière (orman ev), autour du point de long. 71,5 - lat. 104, une masse calcaire à cherts lités, passant par variation latérale de faciès à des passées de radiolarites rouges, surmonte en discordance des grès à éléments volcaniques et des roches d'épanchement très altérées à structure diabasique ou microlitique. Elle est elle-même recouverte par des diabases peu altérées dans lesquelles sont pincées de petites lentilles de serpentine provenant de la transformation de harzburgites, et jalonnant des contacts anormaux.

3) - Plus au Nord (planche XVIII, coupe 9), entre la maison forestière et Akkarlik affleurent des écailles complexes de calcaires à radiolarite, de roches effusives ou argilo-détritiques, et de serpentine intercalées tectoniquement dans les laves. Il faut noter particulièrement ici la présence de serpentine sous un lambeau de calcaire à radiolarite au point de long. 71,8 - lat. 106,4 (photo n° 32). Cette serpentine, comme celle que l'on observe au Sud de Çuvenli sous les calcaires paléozoïques et celles qui constituent des lentilles laminées dans les laves au SE de la maison forestière, montrent leur origine péridotique (grains de chromite, bastite etc...). Il se confirme donc que la tectonique tangentielle au Nord de la faille de Kozluca date de la mise en place des ultramafites ou lui est postérieure.

4) - A l'extrémité septentrionale de la faille de Kara Çal (photo n° 29 - planche n° XVIII - coupe 10), au niveau d'Akkarlik tepe, une coupe W-E, des péridotites de Sandras da. au lit du Gök dere montre les formations volcaniques et sédimentaires sur 900 mètres d'épaisseur.

A la hauteur de la rivière, les faciès détritiques plus ou moins calcaires ou argileux du complexe volcano-détritique forment la base de la coupe, leur aspect est chaotique.

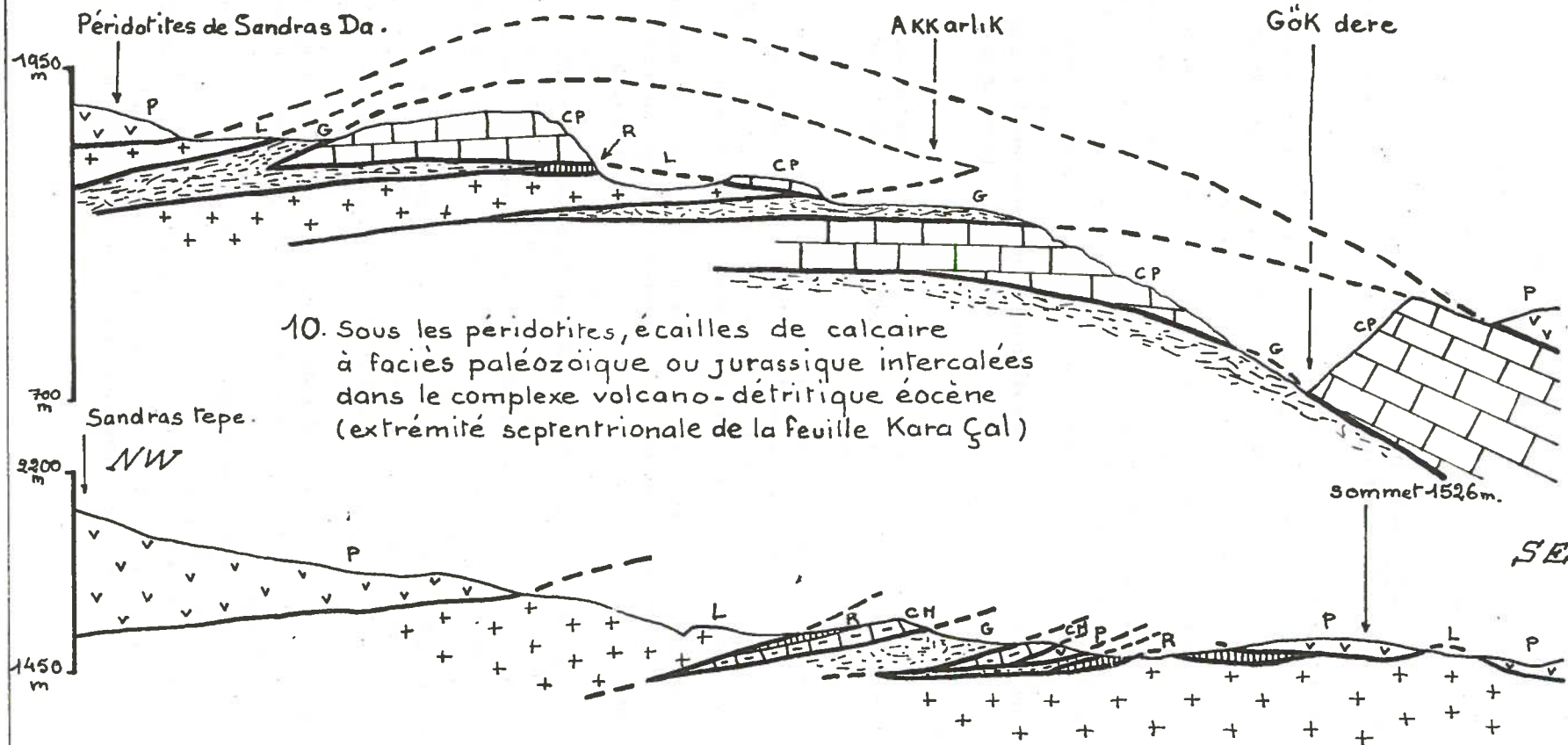
Une puissante barre de calcaire massif gris non datée (Paléozoïque ou Mésozoïque inférieur ?) vient ensuite, son contact sur les formations précédentes est disharmonique. Cet ensemble calcaire est incliné vers l'Est.

Les formations qui succèdent à cette barre montrent une structure qui lui est parallèle : ce sont tout d'abord

W

## Ecailles au sommet des formations allochtones (Kara Çal)

E



10. Sous les péridotites, écailles de calcaire à faciès paléozoïque ou jurassique intercalées dans le complexe volcano-détritique éocène (extrémité septentrionale de la feuille Kara Çal)

9. coupe schématique des écailles sous les péridotites entre AKKAlbur Da. et Kara Çal (Noter le lambeau de péridotite serpentinisée participant à l'écaillage.)

500 m

P  Péridotites

L  laves de l'Eocène inférieur

G  terres détritiques du complexe volcano-détritique paléocène.

R  radiolarite

CH  calcaire à cherts lites

CP  calcaire à faciès paléozoïque ou mésozoïque inférieur

} Crétacé supérieur  
(ou Paléocène?)

Planche XVII

des faciès détritiques paléocènes du complexe volcano-détritique, puis des laves. Au-dessus, est visible une seconde barre calcaire à faciès jurassique ou paléozoïque s'effilant vers l'Ouest. C'est dans son voisinage (long. 72,3 - lat. 107,6) que nous avons collecté un petit bloc de calcaire noir à Goniatites ainsi que des fragments de calcaire noir à entroques à faciès paléozoïque. Le contact de cette écaille calcaire blanche, formant le massif d'Akkalbur da, avec les formations qui l'encadrent est jalonné par intermittence de lambeaux de radiolarite et d'amphibolite.

Des termes argilo-gréseux et des laves terminent la coupe, surmontés par le massif péridotique de Sandras da. Notons le redoublement des laves qui n'apparaît nettement que dans cette région.

#### Conclusion.

Au Nord de la faille de Kozluca, des écailles du Paléozoïque au Mésozoïque supérieur sont intercalées dans le complexe volcano-détritique, sous les péridotites. Ces dernières, représentées sous forme d'échardes de serpentine dans les écailles, ont pris part à la tectonique tangentielle qui a affecté la région.

### III - TECTONIQUE DES FORMATIONS ALLOCHTONES PERIDOTIQUES.

Nous n'avons pu mettre en évidence les traits structuraux au sein des ultramafites. Ces roches sont massives et homogènes, elles ne renferment pas de niveaux repères hormis quelques bandes fugitives de diabase ou de chromite dont l'extension n'est pas suffisante pour entrevoir des structures d'importance notable. Les éventuelles surfaces de contact tectonique ne se différencient pas du réseau dense de diaclases qui affecte les massifs péridotiques.

Les diaclases. Nous avons effectué un diagramme statistique des diaclases à l'aide du canevas de Schmidt d'après des mesures effectuées au Sud de Boztepe. Il nous montre des familles de diaclases verticales de direction SW-NE, WSW-ENE, et une ceinture, orientée SW-NE sur le canevas, correspondant à un plan de diaclase déformé autour d'un axe NW-SE.

Nous constatons, après comparaison avec des diagrammes de même nature effectués par I. YLMAZ 1964-65 à l'Ouest de Göcek et F. RICHARD 1964-65 à l'Ouest de la feuille du Çal, que les directions trouvées concordent partiellement. La déformation des diaclases est confirmée, notamment sur les diagrammes de F. RICHARD (1965).

L'essentiel de notre étude tectonique sur les péridotites portera sur les relations des péridotites avec les formations sous-jacentes.

#### A - RELATIONS DES PERIDOTITES AVEC LES TERRAINS ALLOCHTONES

##### 1 - Relations avec l'allochtone du massif du Çal et de la région au Sud de Gedre.

Les ultramafites sont en discordance tectonique sur ces terrains. C'est dans la partie septentrionale du massif du Çal que la disharmonie s'observe le plus nettement. Au Nord de la fenêtre miocène d'Uçköprü, les péridotites reposent sur l'écaille de Mésozoïque supérieur N° 6 alors qu'au Sud, à la cote 1200, au voisinage du méridien 86 nous retrouvons les mêmes faciès, en lambeaux isolés, surmontant l'écaille N° 7. Plus à l'Ouest, c'est sur le complexe volcano-détritique que se poursuit la limite harzburgite-allochtone.

Au Sud de Gedre, la discordance s'observe surtout sur les faciès volcano-détritiques. Les ultramafites y chevauchent des roches extrusives et des calcaires dolomitiques (Tomruklu tepe).

Le contact est franc sans traces mécaniques, ou marqué par une zone serpentinisée, broyée, de couleur

verdâtre clair, dans laquelle subsistent des esquilles de serpentine noire de tailles diverses allant du centimètre au mètre, montrant la nature tectonique du contact.

Les faciès diabasiques qui sont intercalés parfois dans les péridotites peuvent être de façon inopportune en contact direct avec les roches d'épanchement du complexe volcano-détritique. C'est le cas à Kiziltarla : le contact est alors difficile à mettre en évidence, et l'on peut se demander à l'échelle de l'observation sur le terrain si le passage n'est pas progressif entre les deux formations. Toutefois, les laves paléocènes sont très altérées, leur teinte est brune, leur surface d'affleurement érodée, présentant un profil mou. De nombreuses micro-diaclases rendent la roche friable et peu résistante sous le marteau. Elles renferment des lambeaux de radiolarite qui soulignent sporadiquement le contact. Les intercalations diabasiques des ultramafites sont, elles, moins altérées, en surface leur couleur est rouge, semblable à celle des péridotites dont elles se distinguent par une surface d'affleurement plus lisse. Ces roches sont dures et présentent une cassure bleutée que l'on ne rencontre pas dans les laves paléocènes. Elles ne sont jamais associées à des radiolarites.

## 2 - Relations avec l'allochtone au Nord d'Akköprü.

Les ultramafites sont également en discordance tectonique dans cette région. Alors qu'à l'Ouest elles surmontent le complexe volcano-détritique, elles reposent en rive gauche du Cehennem, sur le substratum calcaire de ce complexe. Des "presqu'îles" péridotiques aux contours découpés, des massifs témoins, préservés de l'érosion par des failles récentes montrent à l'échelle de la carte l'importance de la discordance.

La zone de contact est soulignée par une mylonite serpentineuse verdâtre de quelques mètres d'épaisseur renfermant des éléments esquilleux de serpentine vert bouteille (photo n° 33).

### + Les lambeaux de péridotite tectonisée dans la zone des écailles au Nord de la faille de Kozluca (photos n° 30 et 31).

Au Nord de la faille de Kozluca, sous des écailles calcaires et intercalées dans les laves de Kara Çal, se trouvent de petits lambeaux de serpentine. Nous avons déjà montré que ces lambeaux provenaient de la transformation de harzburgites identiques à celles qui forment les grands massifs péridotiques. Leur aspect est caractéristique à l'affleurement, on les reconnaît à leur patine rouge-orangé particulière, leur cassure est noire, sans minéraux visibles. Le contact de ces échardes de serpentine avec les calcaires se fait par l'intermédiaire d'une zone broyée où sont mêlés la serpentine et des blocs de calcaire de petite dimension. Lorsque les écailles de serpentine sont insérées dans les roches d'épanchement, le contact est franc et ne montre pas de traces mécaniques de frottement. Seule la serpentinisation nous permet ici de démontrer l'origine tectonique de ces échardes. En effet, jamais les harzburgites constituant l'essentiel des massifs ne présentent un tel degré de serpentinisation. Alors que dans les lambeaux, la serpentinisation est homogène et complète, il subsiste toujours dans les péridotites constituant les massifs quelques plages d'olivine non transformées.

## B - RELATIONS DES PERIDOTITES AVEC LES TERRAINS AUTOCHTONES.

Les péridotites reposent parfois directement sur le Flysch miocène. Sur la bordure ouest de la fenêtre d'Aşağıkerte, les péridotites sont broyées au contact de la molasse sur plus de 100 mètres d'épaisseur.

## C - CONCLUSION.

La nature tectonique du contact discordant des péridotites sur l'autochtone et l'allochtone est montrée par la



zone serpentinisée et broyée qui le jalonne, et surtout par l'existence de lambeaux de serpentine pincés dans la zone écaillée au Nord de Kozluca.

La masse elle-même des péridotites n'est pas recoupée par la tectonique tangentielle ce qui tend à montrer que le laminage des échardes de serpentine ne s'est probablement pas produit après la mise en place des ultramafites, mais en même temps.

#### IV - CONCLUSIONS GENERALES SUR LA TECTONIQUE.

Ainsi, notre région est affectée d'une importante tectonique tangentielle aquitanienne ou post-aquitannique, et a été morcelée secondairement par des failles verticales d'âge pliocène-actuel.

##### A - LA TECTONIQUE TANGENTIELLE.

De bas en haut, nous trouvons les unités structurales suivantes :

- L'autochtone miocène.

- L'allochtone comprenant des formations datées du Paléozoïque au Paléocène charriées sur l'autochtone. L'âge du charriage est aquitanien ou post-aquitannique.

La nappe recouvrant le Miocène est écaillée, on y distingue de bas en haut les unités tectoniques suivantes :

+ Un ensemble d'écaillés caractérisé par la présence de terrains d'âge paléozoïque et mésozoïque inférieur, et par des structures de direction SW-NE dans le massif du Çal. Cet ensemble est irrégulièrement réparti à la base de l'allochtone sur notre terrain. Important dans le massif du Çal au SW, il est pratiquement absent au NE.

+ Des formations de calcaires crétacés, peut-être écaillées, surmontées d'un complexe volcano-détritique paléocène. Ces formations, bien représentées au Nord d'Akköprü, sont présentes mais réduites entre les écaillés du Çal et les terrains surtout calcaires qui les chevauchent au Sud de Gedre.

+ Un ensemble d'écaillés précédant les ultramafites. Il est surtout mis en évidence au Nord de la faille de Kozluca, où des faciès d'âge paléozoïque et mésozoïque inférieur sont intercalés dans le complexe volcano-détritique paléocène. Dans cette même région, des échardes de serpentine font partie de cet ensemble, elles prouvent que la tectonique tangentielle s'est produite ici conjointement ou postérieurement à la mise en place terminale des péridotites.

Les formations carbonatées probablement d'âge mésozoïque supérieur, s'étendant au Sud de Gedre, intercalées entre les harzburgites et les laves paléocènes, sont assimilables à cet ensemble.

Les péridotites. Leur mode de mise en place est en fait discutable. Elles sont en tout cas en contact anormal et discordant sur les formations allochtones sédimentaires et volcaniques et sur l'autochtone. Il est logique de penser qu'elles sont chevauchantes, au moins dans la phase terminale de leur mise en place.



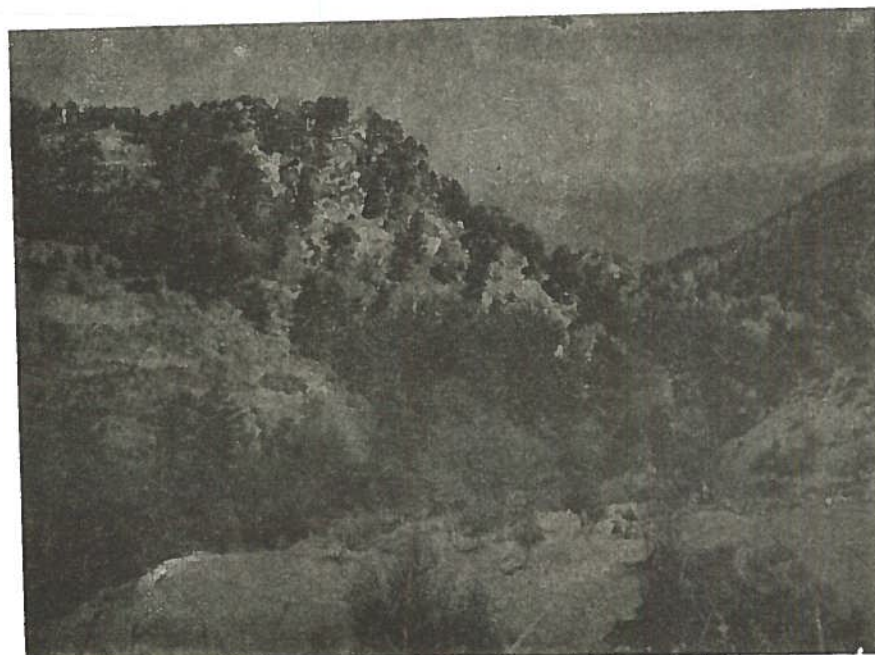
29 - Ecailles au sommet de l'allochtone sédimentaire et volcanique, sous les péridotites de Sandras Da. (extrémité septentrionale de la feuille de Kaşa Çal.

H = Péridotites (harzburgites)

VD = Complexe volcano-détritique paléocène (laves, roches argilo-détritiques, radiolarites)

C = écailles de calcaire, probablement paléozoïque ou mésozoïque inférieur

--- contacts tectoniques ---



30 - Dans la fenêtre d'Üçköprü - Charriage sur les terrains autochtones du Miocène  
 Au premier plan : molasse miocène autochtone  
 Au second plan, au S : calcaire paléozoïque allochtone

P = calcaire paléozoïque

M = molasse miocène



31 - Echarde de harzburgite complètement serpentinisée, pincée dans des diabases au Nord de Kara Çal - la serpentine est de teinte sombre

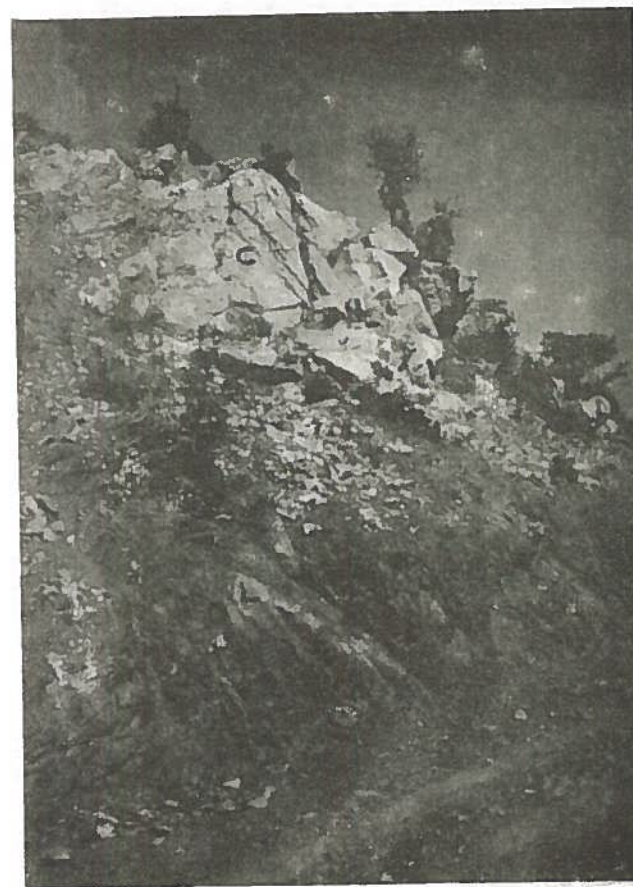
----- contact tectonique

32 - Lambeau de harzburgite complètement serpentinisée à la base d'une écaille de calcaire probablement d'âge crétacé, au Nord de Kara Çal  
On voit sous l'arbre la tache sombre de la serpentine - Au-dessus, calcaire disloqué à cherts lités.





33 - Contact tectonique des péridotites sur des laves mylonitisées à l'Est de Kizilseki  
 H = péridotites  
 S = serpentine broyée  
 Myl = Laves mylonitisées  
 ----- contact tectonique



34 - Calcaire jurassique en position tectonique sur les laves paléocènes aux environs de Çuvenli  
 C = calcaire jurassique  
 L = lave altérée

+ Age de l'écaillage des formations sédimentaires et volcaniques et de la mise en place tectonique des péridotites.

Nous ne savons rien de précis à ce sujet, il se situe entre la mise en place des épanchements paléocènes et le charriage final sur la molasse miocène.

Il est probable que les différents ensembles tectoniques ne se sont pas individualisés simultanément, la fragmentation tangentielle a dû s'effectuer en plusieurs temps durant la phase paroxysmale. Dans le massif du Çal, les importantes écailles de la base de l'allochtone montrent une structure régulière SW-NE provenant vraisemblablement d'une première phase tectonique. Leur disparition brutale en l'espace de quelques km vers le NW (asar tepe) a dû résulter d'une fragmentation et d'un laminage secondaire.

Les péridotites se sont mises en place en dernier lieu, nous pensons que l'ensemble tectonisé immédiatement sus-jacent comportant quelques fragments écrasés de serpentine a été bouleversé par l'arrivée tectonique finale des ultramafites.

+ Origine de l'allochtone.

Les terrains allochtones ne peuvent pas être issus des régions septentrionales où les terrains sédimentaires paléozoïques formant la couverture du Menderes, sont métamorphisés avant le Crétacé (G. VAN der KAADEN 1954).

Il faut donc chercher leurs racines dans des zones méridionales par rapport à notre terrain. En fait, plusieurs indices laissent penser que les terrains allochtones sont charriés vers le NW et que leur pays d'origine masqué aujourd'hui par la mer est situé au SE.

Ces indices sont les suivants :

- Sur la couverture du massif du Menderes, près de Karabörtlen, au SE de Muğla, le contact des formations allochtones est penté vers le SE (P. de GRACIANSKY 1964), indiquant une poussée venant du SE.
- Les écailles du massif du Çal sont également inclinées vers le SE.
- Des structures de pendages analogues ont été découvertes récemment à l'Est de la feuille du massif du Çal par P. de GRACIANSKY (1965).

## B - LA TECTONIQUE RECENTE

Les accidents observés sont postérieurs aux dépôts lacustres du Néogène supérieur, les plus importants ont un tracé sinueux, leur direction moyenne est difficile à dégager à l'échelle de notre terrain.

## C - HISTOIRE TECTONIQUE.

Nous ne pouvons retracer l'histoire tectonique qu'à partir du Crétacé, les terrains antérieurs nous étant méconnus.

La première manifestation tectonique se produit vers la fin du Crétacé supérieur, après le Turonien, dans une région interne de l'orogène d'où est issu l'allochtone. Elle devait être matérialisée par des accidents verticaux ayant permis la montée de roches d'épanchement et se traduit par le dépôt de faciès détritiques. Les premières laves sont émises dès l'apparition du complexe volcano-détritique sous une mer peu profonde proche du rivage.

La principale et ultime émission volcanique, au Paléocène (Yprésien ?) met fin à cette première phase tectonique. C'est durant cette période que les péridotites se mettent en place par un processus à vrai dire encore mal connu.

Pendant ce temps, le domaine autochtone connaît une période calme qui se traduit par une sédimentation carbonatée monotone.

Ce n'est qu'à l'Aquitainien que s'installe un dépôt flyschöïde qui, pensons nous, caractérise la bordure externe d'un sillon géosynclinal situé au SE de notre région. Ce Flysch "bâtard" est immédiatement recouvert, à une période syn ou post-aquitainienne, par les formations allochtones venant d'une zone interne située au SE.

Nous ne savons pas exactement à quel moment débute la migration de l'allochtone. Son écaillage s'est effectué selon nos observations avant sa mise en place finale sur le Miocène. Durant la phase paroxysmale, les différents ensembles tectoniques que nous avons distingué ont pu arriver séparément. Les unités les plus basses (ayant subi le maximum d'efforts mécaniques) ont été secondairement laminées et fragmentées ce qui explique leur répartition irrégulière.

De leur côté, les péridotites, constituant l'unité la plus récente, ont pu provoquer en partie l'écaillage des terrains sus-jacents où elles sont parfois présentes sous forme de petits lambeaux de serpentine.

A une période récente (Pliocène-actuel), des failles d'effondrement importantes terminent, provisoirement peut-être, l'histoire alpine de notre région.

#### D - SITUATION DE NOTRE REGION PAR RAPPORT AUX GRANDES UNITES TECTONIQUES DE LA TURQUIE.

Notre région fait partie des Iranides. Les traits principaux définissant ces unités se retrouvent en effet dans la région de Fethiye :

- Phase tectonique paroxysmale au Miocène
- Nappes de charriages (le déversement des nappes dans la définition des Iranides s'effectue soit vers le Nord, soit vers le Sud)
- Epanchements volcaniques du Crétacé à l'Eocène inférieur.
- Présence de roches vertes (A ce sujet, il faut signaler que ces roches sont par définition intrusives et d'âge crétacé, dans les Iranides.

La limite des Iranides dans la région au Sud du massif du Menderes coïncide probablement avec le grand contact anormal de Ula au SE de Mugla. Au-delà, la région du massif du Menderes et de sa couverture sédimentaire, fait partie classiquement de la zone intermédiaire.

L'équivalent des Taurides, entre la zone intermédiaire et les Iranides semble manquer d'après les observations rapides et peu étendues que nous avons pu effectuer entre Mugla et Karabörtlen.

BIBLIOGRAPHIE.

.....

- BOWEN (N. L.) 1956 The evolution of the igneous rocks
- BRUNN (J. H.) 1950 Ségrégation stratifiée dans une péridotite du Pinde et conditions de mise en place des roches vertes CR. Ac. Sc. tome 230 pp 988 - 990
- BRUNN (J. H.) 1960 Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique Rev. geog. phys. et geol. dyn. Vol. III fasc. 1, 2, et 3
- CENTO 1960 Symposium on chrome ore - Ankara - printed by M.T.A.
- COGULU (E.) 1965 Remarques sur les schistes à glaucophane et Lawsonite de la région de Mihaliççik (Turquie-) Arch. Sc. Soc. phys. et hist. nat. de Genève
- COLIN (H.) 1954 Bericht über geologische Kartierungsarbeiten der Kartenblätter Fethiye 122/4 etc... M.T.A. (unpublished).
- DUBERTRET (L.) 1953 Géologie des roches vertes du Nord Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie) Museum d'hist. nat. tome VI, notes et mémoires du Moyen Orient.
- DUCLOZ (C.) et VUAGNAT (M;) 1962 A propos de l'âge des serpentines de Cuba Arch. Sc. Genève 15, pp309-332.
- EGERAN (E.N.) 1947 Tectonique de la Turquie et relations entre les unités tectoniques et les gîtes métallifères de la Turquie (imprimerie Georges Thomas - Nancy).
- GRANGE (L.I.) 1927 On the "rodingites" of Nelson N.Z. inst. trans. 58, pp 106-166
- HESS (H.H.) 1951-52 Serpentin und chromerz führender Peridotit serpentinit des südanatolischen Taurus Bull. Mineral Research Explor. inst. Turkey 46/47 pp 17-45
- JAFFE (F.C.) 1955 Les ophiolites et les roches connexes de la région du col des Gets Bull. Suisse Min. Petr. 35 - p 1-150
- KAADEN Vd (G.) vn METZ (K.) 1954 Beitrage zur Geologie des Raumes zwischen Datça - Muğla-Dalaman Çay (SW-Anatolien) Bull. geol. Soc. Turkey N° 1/2 pp 71-70
- KAADEN Vd (G.) 1960 On the geological tectonic setting of the chromite province of Muğla (Turkey) Symposium on chrome ore. CEN TO. Ankara (printed by M.T.A.)
- KOVENKO (V.) 1945 Gîtes de chromite des régions de Fethiye et de Dağardı (Turquie) M.T.A. Mem. 10, H. 1, pp 59-75
- KOVENKO (V.) 1949 Gîtes de chromite et roches chromifères de l'Asie Mineure (Turquie) Mem. Soc. geol. France ; Tome XXVIII Fasc. 4 F 20 à 25 Mem. 61, pp 1 à 48
- LACROIX (A.) 1930 Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent extrait du livre jubilaire centenaire Soc. geol. France
- LANTEAUME (M.) 1965 compte rendu sommaire des séances de la soc. geol. de France 1965 Fasc. II, pp 460-461
- LAUDER (W.R.) 1965 The geology of Dun Mountain, Nelson, New-Zealand. Part. 2 - the petrology,

Structure, and origin of the ultrabasic rocks. New Zealand Journal of geol. - and geophys., vol. 8, n° 3

- Maden Tetkik Ve Arama Enstitüsü Degerisi Makaleler Bibliyo grafyasi 1936 - 1958 (1959)
- NABHOLZ (W.K.) 1945 Geologie der Bündnerschieferbirge zwischen Rheinwald valser und Safiental Ecl. Geol. Helv. Bd 38
- PAMIR (H.N.) 1956 Lexique stratigraphique international de l'Asie - Congrès géologique international 1956 - C.N.R.S., fasc. 9 Turquie -
- ROUTHIER (P.) 1945 Sur l'origine des roches vertes C.R. Somm S.G.F., pp 101-103 et 125
- ROUTHIER (P.) 1946 L'association radiolarite roches vertes dans les chaînes géosynclinales. C.R; Somm. S.G.F. p 26-28, 66-67, 108-109
- STANLEY (D.J.) 1961 Etudes sédimentologiques des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux revue de l'I.F.P. Vol. XVI n° 11
- STEINMANN (G.) 1926 Die ophiolitischen zonen in den Mediterraneanen Kettengebirgen C.R. XIV congr. geol. intern. Madrid 1927
- SUZUKI (J.) 1954 On the rodingitic rocks within the serpentinite masses of Hakkaido J. Fac. Sc. Hokkaido Univ. - Vol. IV, pp 8, 419-430
- THAYER (J.P.) 1946 Preliminary chemical correlation of chromite with the containing rocks Econ. Geol., pp 41, 202-217
- VUAGNAT (M.) 1946 Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow-lavas Bull. Suisse Min. Pétr. t 26, pp 116-298.
- VUAGNAT (M.) 1952 Rôle des coulées sous-marines dans les chaînes de montagne C.R. cong. geol. intern. Alger 1952 Sec. XV fasc. XVII p 53
- VUAGNAT (M.) 1953 Sur un phénomène de métamorphisme dans les roches vertes du Mont Genève (htes Alpes) Bull. Soc. France Min. pp 438-450
- VUAGNAT (M.) et JAFFE (F.C.) 1954 Sur les ophispérites de la région des Gets Arch. Sc. Genève, pp 7, 5, 14.
- VUAGNAT (M.) 1964 Remarques sur la trilogie serpentinites - gabbros - diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale geologische Rundschau - internationale Zeitschrift Für Geologie pp 336-357
- VUAGNAT (M.) et COGULU (E.) 1965 Sur l'existence de rodingites dans les serpentinites des environs de Mihaliççik (vilayet d'Esşehir - Turquie -) extrait du Bull. Suisse Min. et Petr. Vol. 45/1



DEUXIEME SUJET DE THESE

LES ROCHES ULTRAMAFIQUES DE TURQUIE  
ET LEUR MINERALISATION CHROMIFERE

.....

100

100

100

Vu

Grenoble, le  
Le Président de la thèse

R. BARBIER

Vu

Grenoble, le  
Le Doyen de la Faculté des Sciences

L. WEIL

Vu, et permis d'imprimer,

Le Recteur de l'Académie de Grenoble

R. TREHIN

