

L'ENSEMBLE OPHIOLITIQUE DE ÇANGAL

(TURQUIE DU NORD)

MISE EN EVIDENCE D'UN METAMORPHISME OCEANIQUE
ET D'UN RETROMETAMORPHISME CATACLASTIQUE TARDIF

O. YILMAZ

University of Istanbul, Fac. Engin., Dept. geological Engin., 34459 Vezneciler
Istanbul- Turkey

Abstract

The Pre-Liassic Çangal metaophiolite, outcropping on the northeastern part of Daday-Devrekani massif, has an ocean floor character, and consists of serpentinite, anthophyllite schist, metagabbro, metadiabase, metaspilite and metaporphyrite. Orthophyllonites are also commonly developed among sheared zones within these litological units. The latter are mapped as two associations: the Dibekdere metaultramafite (the stratigraphically lower part) and the Karadere metabasite (the upper part).

In this paper, the Çangal metaophiolite has been studied mineralogically and petrographically. Its metamorphic mineral paragenesis has been examined, thus permitting to distinguish two progressive metamorphism zones. The first zone is characterized by mafic greenschist facies (clinzoisite-albite-tremolite/actinolite-chlorite); the second one is low grade amphibolite (albite/oligoclase-hornblende-chlorite).

It is suggested that the ocean floor metamorphism of the Çangal metaophiolite developed in primary position within the oceanic crust, under conditions of some 3,5-5 kb pressure and temperature higher than 350°C. On other hand, we can say that according to the mineral assemblages of orthophyllonites, the Çangal metaophiolite underwent a low grade retrograde cataclastic metamorphism while it was sutured to the Daday-Devrekani metasediment of Precambrien age, with continental crust character. Element migration (metasomatism) locally occurred within the Çangal metaophiolite during the cataclastic metamorphism.

INTRODUCTION

Les méta-ophiolites de Çangal constituent une association tectono-stratigraphique d'âge pré-jurassique (YILMAZ, 1979) affleurant à la partie nord-est du massif métamorphique de Daday-Devrekani, au Nord de la Turquie (fig.1).

Les principaux types lithologiques sont des serpentinites, des schistes à anthophyllite, des métagabbros, des métadiabases, des métaspilites, des métaporphyres et des orthophyllonites. Ils ont été groupés de bas en haut en deux unités cartographiables (YILMAZ, 1980): les méta-ultramafites de Dibekdere et les metabasites de Karadere (fig.2).

CADRE GEOLOGIQUE

Les méta-ophiolites de Çangal sont un fragment bien conservé de la croûte océanique téthysienne (YILMAZ, 1983) affleurant sous les Pontides en position intermédiaire entre les métasédiments précambriens (?) de Daday-Devrekani (YILMAZ, 1981-1983) et les métasédiments du massif d'Ilgaz (fig.1). Dans le secteur où les méta-ophiolites de Çangal couvrent une superficie assez importante, l'auteur a effectué des levés au 1/25.000, la succession tectonostratigraphique s'établit comme suit (fig.2).

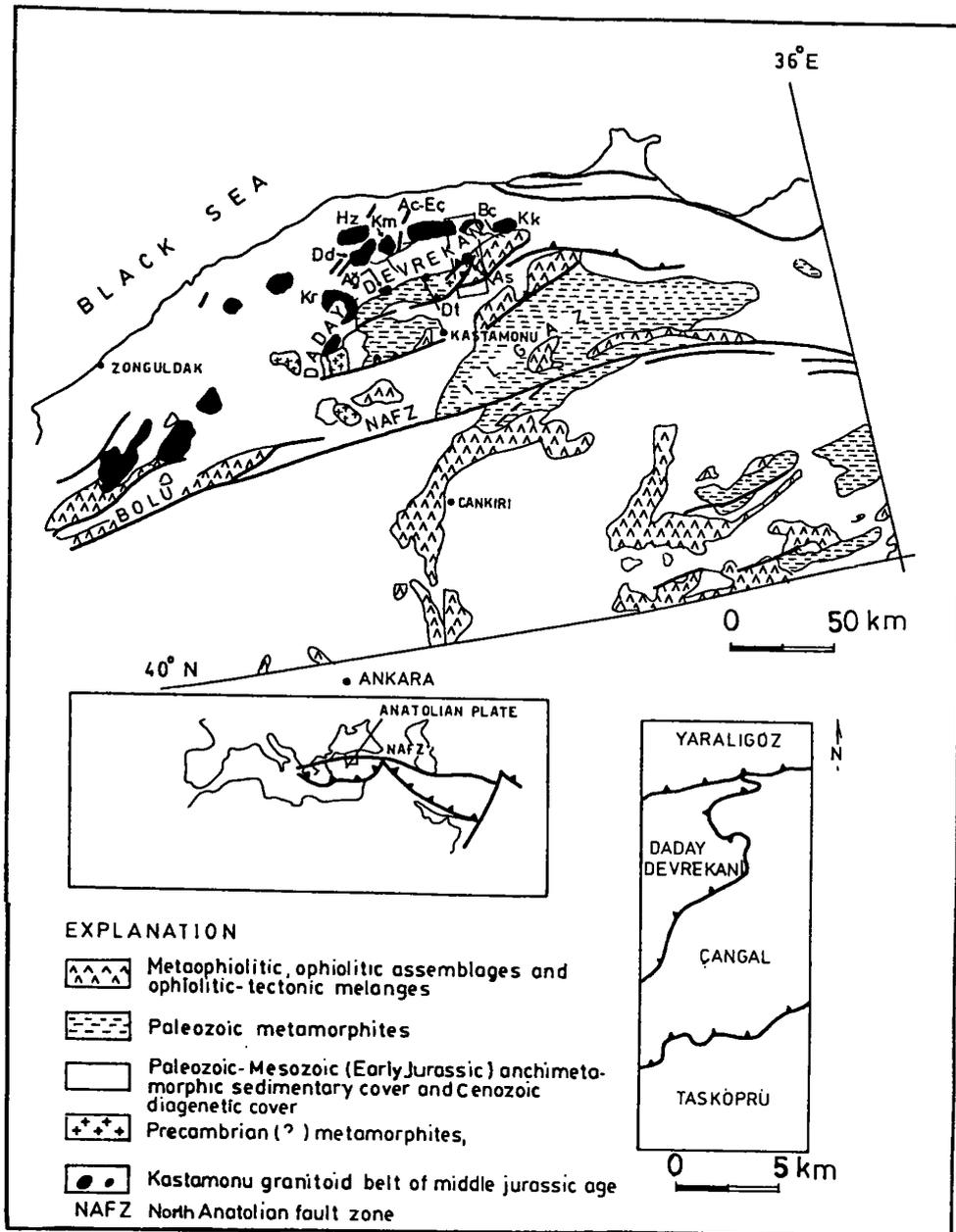


Figure 1.- Cadre structural du secteur étudié. Schéma du haut d'après BINGOL (1978) dans lequel les secteurs des massifs de Daday-Devrekani et d'Ilgaz ont été modifiés par l'auteur; Schéma du milieu d'après FRANCHETEAU (1983); Schéma du bas d'après YILMAZ (1980).

Figure 1.- Structural frame the study area. Above map taken after BINGOL (1978) with modification on the Daday-Devrekani and Ilgaz massifs by the author; Middle schema after FRANCHETEAU (1983); Lower schema after YILMAZ (1980).

Le groupe des métasédiments de Daday-Devrekani, auparavant appelé métamorphites d'Ebrek (YILMAZ, 1979, 1980 et 1981) composé de gneiss et de métacarbonates de moyen à haut degré a été subdivisé en deux unités lithostratigraphiques: les gneiss de Gürleyik et les métacarbonates de Basakpinar. De même les métaophiolites de Çangal, essentiellement formées de roches faiblement métamorphiques ont été subdivisées en deux autres unités qu'il a été dit plus haut.

Les données de terrain sont en faveur d'un âge précambrien pour les métasédiments de Daday-Devrekani et d'un âge pré-jurassique inférieur pour les métaophiolites de Çangal.

Les séries du Mésozoïque au Cénozoïque sont de bas en haut les suivantes:

- Formation de Börümce (Jurassique inférieur);
- Granitoïde d'Asarcik (Jurassique moyen);
- Groupe de Yaralıgöz, formant la couverture mésozoïque des anciennes associations et se subdivisant en Formation de Muzrup (Jurassique moyen à supérieur);
- Formation de Yukarıköy (Jurassique supérieur à Crétacé inférieur);
- Formation de Çatak (Crétacé inférieur)

Toutes ces unités et notamment le Paléozoïque non métamorphique et métamorphique des secteurs avoisinants, forment le soubassement du groupe pontique qui les recouvre en discordance angulaire, ainsi que celui des bassins sédimentaires situés entre les massifs d'Ilgaz et de Daday-Devrekani, tel celui de Tasköprü.

ETUDE MINÉRALOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE

Meta-ultramafites de Dibekdere

Cette unité est constituée de serpentinites et schistes à anthophyllite.

Serpentinites

Elles sont formées uniquement de minéraux du groupe de la serpentine avec parfois des minéraux accessoires: talc, calcite, trémolite/actinolite, reliques de pyroxène (augite diopsidique), chromite. Les assemblages suivants sont formés de minéraux en quasi-totalité riches en magnésium:

- . serpentine
- . serpentine + chromite
- . serpentine + chromite + talc
- . serpentine + calcite + pyroxène (relique)
- . serpentine + talc + calcite + chlorite + trémolite/actinolite

Serpentine: Au microscope, les serpentines sont caractérisées par leur relief faible et leur teinte de polarisation vert pâle. En général, elles sont tronçonnées par la foliation cataclastique. Il est souvent difficile de distinguer au microscope les différents polymorphes, antigorite, lizardite, chrysotile, définis par WHITTAKER & ZUSMANN (1956); on ne peut guère d'ailleurs parler d'après PAGE (1968) WHITTAKER & WICKS (1970) et BOCQUET (1974), de véritables polymorphes sensu stricto. C'est pourquoi les techniques de R.X. et de l'A.T.D. ont été utilisées pour leur identification. Les diffractogrammes de poudre ont été exploités selon les critères de WHITTAKER & ZUSMANN (1956) et les données obtenues ont été comparées avec celles de COGULU (1967), ENGIN (1968) et ASLANER (1973) (Tableau 1). Pour bien préciser la présence de l'antigorite détectée dans divers diffractogrammes de poudre, quelques échantillons ont fait l'objet d'une étude à l'A.T.D. Dans le thermogramme, l'antigorite a un pic endothermique vers 700-800°C (figure 3, tableau 2), bien caractéristique, puisque les autres serpentines ne l'ont pas. D'après ces données, on peut avancer que la lizardite et l'antigorite sont les constituants majeurs des serpentinites, tandis que le chrysotile se trouve en faible quantité. Les serpentinites, presque totalement formées de lizardite ont été analysées chimiquement après purification au séparateur électro-magnétique Frantz et leur composition chimique a été portée sur le diagramme de FAUST & FAHEY (1962).

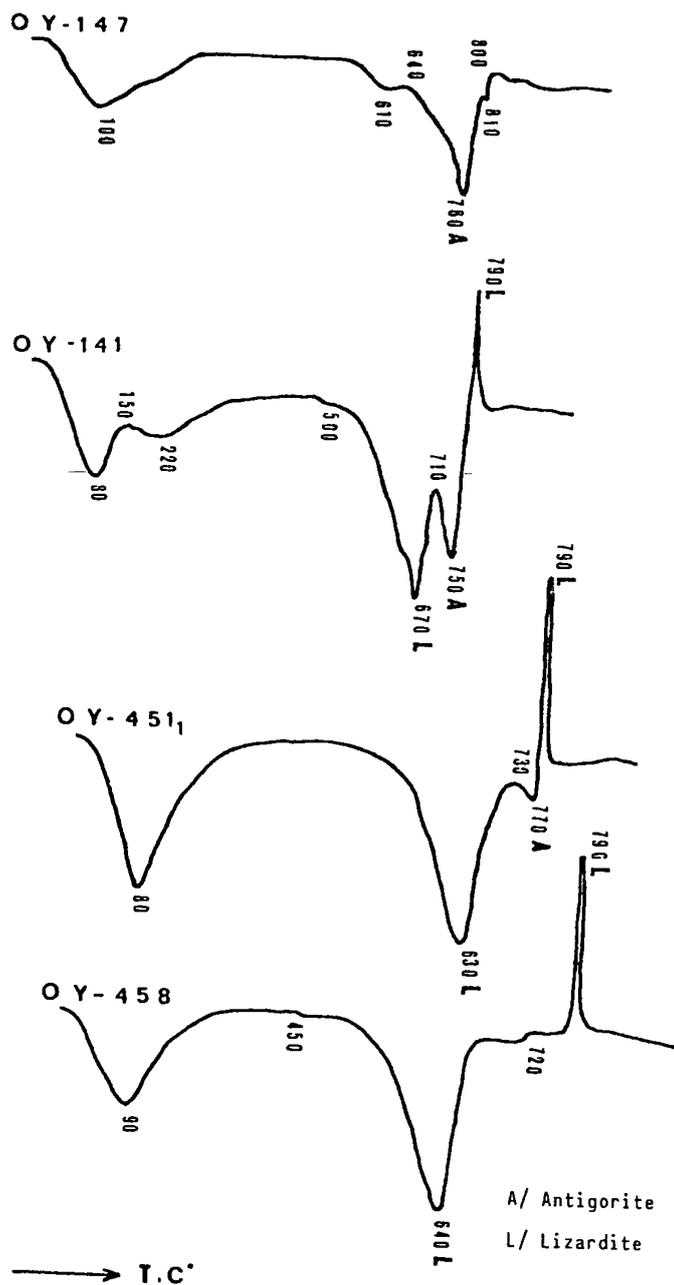


Figure 3.- Thermogrammes A.T.D. en roche totale des serpentinites provenant des méta-ultramafites de Dibekdere. Pour les paragenèses minérales des roches voir le tableau 1.

Figure 3.- Wholerock D.T.A. thermograms of serpentinites from the Dibekdere metaultramafite. See Table 1 for mineral parageneses.

- (1) - TX : Diffractogramme de poudre de roche totale
- (2) - EC - Antigorite : Antigorite identifiée par Cogulu (1967) dans la région de Mihaliccik, Province d'Eskisehir, Turquie
- (3) - WZ-antigorite, WZ-chrysotile, WZ-lizardite: Whittaker et Zussman (1956:p.117,121)
- (4) - valeurs moyennes
- x - Raies caractéristiques du chrysotile
+ - Raies caractéristiques de la lizardite

Tableau 2.- Intervalles de température caractéristique des minéraux serpentineux (FAUST et FAHEY, 1962) et données de l'A.T.D. en roche totale des serpentinites de la méta-ultramafite de Dibekdere.

Tableau 2.- Characteristic temperature intervals of serpentine polymorphs (FAUST and FAHEY, 1962) and wholerock D.T.A. data of serpentinites from the Dibekdere metaultramafite.

Echantillon Minéral / Roche	Intervalles de T (° C) des réactions thermiques					
	600-700		700-800		800-900	
Chrysotile	665-696	EN	701-796	EN ^x	801-820	EX
Chrysotile+lizardite, C>L	615-698	EN	782-798	EX	803-825	EX
Lizardite+chrysotile, L>C	602-687	EN	720-732	EX	811-816	EX
Lizardite	661-698	EN	700-714	EN	800-883	EX
Antigorite, A >> L, C	-		733-796	EN	802-874	EX, EN

Serpentinites des méta-ultramafites de Dibekdere	Minéraux serpentineux déterminés par ATD					
OY-138 TK(1)	660	EN	780	EN	830	EX lizardite, antigorite
139b	670	EN	730	EN	800	EX lizardite, antigorite
141	670	EN	750	EN	-	antigorite, lizardite
147	-		790	EX	-	lizardite
451 ₁	-		760	EN	-	antigorite
452	630	EN	770	EN	-	lizardite, antigorite
457	650	EN	790	EX	-	antigorite
458	610	EN	750	EN	-	lizardite, antigorite
461	640	EN	770	EN	-	lizardite
	650	EN	790	EX	-	lizardite
	650	EN	790	EX	-	lizardite, chrysotile

ATD : Analyse thermique différentielle

EX : Exothermique

EN : Endothermique

A : Antigorite

C : Chrysotile

L : Lizardite

(1) : Les paragenèses minérales sont données au tableau 1

Tableau 3.- Données chimiques en roche totale des deux échantillons de serpentinites formées de lizardites.

Tableau 3.- Wholerock chemical data of two serpentinites consisting of lizardite.

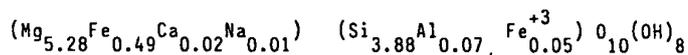
Oxydes	OY-457 TK ⁽¹⁾		OY-458 TK	
SiO ₂	40.30	40.74	38.50	38.38
Al ₂ O ₃	0.02	0.61	0.50	0.50
TiO ₂	0.02	0.02	0.02	0.02
T Fe ₂ O ₃	7.50	7.58	7.60	7.58
FeO	n.d.		n.d.	
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	36.80	37.20	36.80	36.69
CaO	0.20	0.20	2.00	1.99
Na ₂ O	0.05	0.05	0.05	0.05
K ₂ O	0.05	0.05	0.05	0.05
P ₂ O ₅	< 0.01		< 0.01	
PF	13.35	13.50	14.74	14.69
TOTAL	98.92	100.00	100.31	100.00

=====
Proportions atomiques
 (base oxygène : 28)

Si	7.76	7.51
Al	0.14	0.12
Ti	< 0.01	< 0.01
T Fe ⁺³	1.09	1.12
Mn	0.01	0.01
Mg	10.56	10.69
Ca	0.04	0.42
Na	0.02	0.02
K	0.01	0.01

=====
Formules structurales

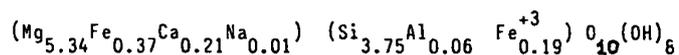
OY-457 TK



Σ octa: 5,80

Σ tétra: 4.00

OY-458 TK



Σ octa: 5.93

Σ tétra: 4.00

=====
 (1) TK : Roche totale

Il s'avère que ces deux lizardites sont des serpentinites caractéristiques. L'antigorite est toujours développée dans les serpentinites à foliation cataclastique. Dans ces conditions, il apparaît que le faciès primaire des serpentinites est constitué de lizardite, puis transformé en antigorite lors de la foliation cataclastique. Cette foliation peut-elle même être reliée à la phase de serrage de la masse métamorphologique.

Talc: le talc est un minéral étroitement associé aux serpentinites à antigorite. Il est reconnaissable par ses raies basales 9.33 et 3.12 Å° dans le diffractogramme orienté, ainsi que par la raie 060 à 1.52 Å°.

Trémolite/actinolite: L'amphibole est un constituant mineur des serpentinites. Elle s'observe en cristaux de petite taille dans l'affleurement OY 147 (YILMAZ, 1980 - annexe 2). Le diffractogramme de poudre dépouillé à l'aide de la fiche minéralogique 24 Al de NICOLAS (1966) a mis en évidence une amphibole de la série trémolite/actinolite. Cette amphibole souligne la schistosité primaire de la serpentinite.

Minéraux divers: les chlorites des serpentinites sont ferromagnésiennes, d'après leurs données radiocristallographiques. La calcite s'observe dans les assemblages à talc. La chromite de taille réduite, atteint dans certaines serpentinites 2-3 % du poids de la roche et trace le litage magmatique primaire. Dans les méta-ultramafites à chromite la concentration du Ni en roche totale devient très importante.

Schistes à anthophyllite: ces schistes affleurent au point OY 471 (YILMAZ, 1980 - annexe 2) et présentent deux assemblages minéraux:

- anthophyllite/cummingtonite
- anthophyllite/cummingtonite + talc

L'anthophyllite et la cummingtonite sont des polymorphes de la série des amphiboles Fe-Mg (LEAKE, 1978). Au microscope, on voit des porphyroclastes de cummingtonite entourés par les fibres de l'anthophyllite. L'angle d'extinction ZAC est de 16°. Le faciès asbeste de l'anthophyllite doit caractériser les zones d'écrasement (CAMPBELL et al., 1977). Les raies de l'anthophyllite sont données dans le tableau 4. TROMMSDORF & EVANS (1974) mettent l'accent sur la coexistence des polymorphes cummingtonite et anthophyllite dans les roches ultramafiques ayant subi un métamorphisme. Lorsque le talc s'y présente, il souligne la foliation cataclastique.

Tableau 4: Données radiocristallographiques de l'anthophyllite provenant d'un schiste à anthophyllite des méta-ultramafites de Dibekdere
Table 4 : Radiocrystallographic data of anthophyllite from anthophyllite schist of the Dibekdere meta-ultramafite

OY 471 ANTHOPHYLLITE		
d_{hkl} (Å°)	Intensité	h k l (JCPDS,9-455)
9.30	F	2 0 0
8.94	m	0 2 0
8.19	tF	2 1 0
4.51	m	4 1 0, 2 1 1
4.13	m	4 2 0
3.66	m	3 2 1, 2 3 1, 4 3 0
3.22	F	4 2 1, 4 4 0
3.03	tF	6 1 0, 5 0 1
2.87	m	5 2 1
2.82	m	4 5 0, 2 6 0
2.74	m	4 4 1, 6 3 0
...

Métabasites de Karadere: les différents faciès lithologiques des métabasites de Karadere se groupent en métagabbros, métadiabases, métaspilites, métaporphyres et orthophyllonites. L'appellation de ces roches de couleur vert sombre avec le préfixe "méta" est tirée d'études au microscope (MIYASHIRO, 1973; WINKLER, 1974), plutôt que de leur aspect macroscopique. C'est la présence conjointe des minéraux magmatogènes et des recristallisations métamorphiques accompagnées ou non d'une schistosité fruste qui a conduit à les désigner de cette façon.

Les métaporphyres recoupent les métabasites en dykes décamétriques. Les faciès phyllonitiques de celles-ci sont dénommés orthophyllonites selon les définitions de divers auteurs (SPRY, 1969; JACKSON, 1970; HIGGINS, 1971; DE ROEVER, 1972; ZECK, 1974).

Métagabbros: les métagabbros se distinguent des autres métabasites par leur structure hypidioblastique primaire à porphyroclastes de hornblende, diopside et plagioclase. Les affleurements de métagabbros ont de petites dimensions, par rapport au reste des métabasites; ils se présentent en amas plus ou moins allongés suivant la direction de la schistosité principale. Dans les associations minérales coexistent les minéraux magmatogènes, dits primaires et ceux de genèse métamorphique:

- hornblende primaire + trémolite/actinolite (1) + plagioclase primaire + albite + quartz + chlorite
- albite + quartz + trémolite/actinolite +/- chlorite +/- diopside primaire
- diopside primaire + trémolite/actinolite + clinozoïsite + chlorite + albite
- clinozoïsite + hornblende primaire + trémolite/actinolite +/- chlorite

Les paramètres de Niggli et les normes C.I.P.W. calculés d'après les analyses chimiques des métagabbros, indiquent des compositions normatives allant des gabbros à olivine aux gabbros quartziques (YILMAZ, 1979).

Amphiboles: au microscope les porphyroclastes primaires (0.1 - 0.5 mm) sont caractérisés par leur pléochroïsme jaune vert à vert foncé. L'angle d'extinction ZAC est de 17°. On observe à l'entour de la hornblende primaire des feutrages de fibres de trémolite/actinolite (1), qui parfois même la traversent. Ce phénomène va jusqu'à la transformation complète de la hornblende magmatique qui est encore perceptible sur les diffractogrammes de poudre. Une hornblende magmatique, séparée de son entourage de trémolite/actinolite a été analysée chimiquement en vue de la classer selon la nomenclature de l'I.M.A. (LEAKE, 1978). Il s'agit d'une Mg-Hornblende (tableau 5).

Diopsides: les pyroxènes magmatiques des métagabbros sont des diopsides (tableau 6).

Au microscope on voit des porphyroclastes de diopside entourés de trémolite/actinolite et de clinozoïsite.

(1) Trémolite/actinolite est une série des amphiboles calciques (LEAKE, 1978). Les minéraux de cette série ont des caractères optiques semblables (KERR, 1959) et des valeurs de d_{hkl} voisines (NICOLAS, 1966). Il est d'usage d'appeler ces minéraux trémolite/actinolite (NICOLAS, 1966; DIETRICH, VUAGNAT et BERTRAND, 1974), lorsqu'ils sont déterminés par les techniques optique et radiocristallographique.

Tableau 5.- Données chimiques d'une amphibole magmatique provenant d'un métagabbro et sa formule structurale calculée selon LEAKE (1978).

Tableau 5.- Chemical data and structural formula calculated after LEAKE (1978) of a magmatic amphibole from metagabbro.

OY - 148 - Amphibole					
% oxydes		Proportions atomiques (base oxygène: 23)			
SiO ₂	50.72	Si	7.09	T: Si	7.09
Al ₂ O ₃	7.72	Al	1.27	Al	0.91
TiO ₂	0.86	Ti	0.09	C: Al	0.36
1 Fe ₂ O ₃	10.60	Fe	1.12	Ti	0.09
FeO	n.d.	Mn	0.02	Fe	1.12
MnO	0.20	Mg	2.60	Mg	2.60
MgO	12.90	Ca	2.13	Mn	0.02
CaO	14.23	Na	0.36	Ca	2.81
Na ₂ O	1.35	K	0.04	B: Ca	1.38
K ₂ O	0.20			Na	0.36
P ₂ O ₅	0.06			A: K	0.04
P.F.	2.31				
TOTAL	101.15	Mg/Mg + Fe: 0.699			

Tableau 6: Données radiocristallographiques d'un pyroxène magmatique provenant d'un métagabbro

Table 6: Radiocrystallographic data of a magmatic pyroxene from metagabbro

OY - 377 Diopside				
d _{hkl} (Å ^o)	Intensité	h	k	l (JCPDS.11-654)
3.35	m	0	2	1
3.23	m	2	2	0
2.99	tF	2	2	$\bar{1}$
2.95	F	3	1	0
2.89	l	3	1	$\bar{1}$
2.56	F	1	3	$\bar{1}$
2.53	Γ	0	0	2, 2 0 2
2.51	F	1	1	$\bar{2}$, 2 2 1
2.30	m	3	1	1
...

Tableau 7: Données radiocristallographiques d'un épidote provenant d'un métagabbro

Table 7 : Radiocrystallographic data of an epidote from metagabbro

OY-377 Clinzoïsite	Intensité	h	k	l (JCPDS. 21-128)
5.00	m	1	0	1, 1 0 ?
4.62	F	0	0	2
4.03	m	2	0	0
3.78	F	1	1	1
3.47	F	2	1	$\bar{1}$
3.19	F	2	0	1
3.07	m	0	0	3
2.92	m	3	0	$\bar{1}$
2.88	tF	1	1	2, 1 1 $\bar{3}$
2.79	m	0	2	0
2.68	m	0	2	1
2.67	m	3	0	0
2.64	f	1	2	0
2.59	m	3	1	$\bar{1}$
...

Plagioclases: on observe également des porphyroclastes dans certains métagabbros. Dans d'autres, le plagioclase est transformé en albite et clinozoïte. D'après les mesures optiques et radiocristallographiques, il s'agit d'albite.

Clinozoïsite: en général, elle est en grains isolés à fort relief, allongés ou parfois en association radiale. Par exemple, une épidote de couleur blanche provenant du métagabbro de l'affleurement OY-377 (YILMAZ, 1980: annexe 2) a été déterminée comme clinozoïsite d'après les caractères optiques (TROGER, 1971; ERKAN, 1978) et radiocristallographiques (tableau 7).

Minéraux divers: les chlorites sont des constituants mineurs et appartiennent à la série ferromagnésienne. Le quartz a été déterminé uniquement dans les fractions blanches enrichies.

Métadiabases et métaspilites: les minéraux essentiels de ces roches sont: trémolite/actinolite, épidote, chlorite, albite, calcite et quartz. Pour refléter les compositions minéralogiques, les paragenèses ont été réunies en quatre groupes:

Paragenèses à trémolite/actinolite

- . albite + trémolite/actinolite + Fe-Mg chlorite
- . albite + Fe-Mg chlorite + trémolite/actinolite
- . trémolite/actinolite + albite + Fe-Mg chlorite
- . albite + Fe-Mg chlorite + trémolite/actinolite + calcite
- . albite + Fe-Mg chlorite + trémolite/actinolite + quartz +/- calcite

Paragenèses à trémolite/actinolite + épidote

- . albite + trémolite/actinolite + Fe-Mg chlorite + clinozoïsite
- . albite + Fe-Mg chlorite +/- clinozoïsite +/- quartz +/- trémolite/actinolite
- . albite + calcite + trémolite/actinolite + Fe-Mg chlorite + clinozoïsite
- . quartz + albite + Fe-Mg chlorite + clinozoïsite + trémolite/actinolite
- . quartz + calcite + clinozoïsite +/- trémolite/actinolite +/- Fe-Mg chlorite
- . quartz + albite + trémolite/actinolite +/- clinozoïsite

Paragenèses à épidote

- . albite + épidote +/- Fe-Mg chlorite +/- quartz
- . Fe-Mg chlorite + albite + quartz + clinozoïsite
- . quartz + Fe-Mg chlorite + albite + calcite + clinozoïsite
- . quartz + albite + Fe-Mg chlorite + clinozoïsite
- . quartz + épidote +/- albite +/- Fe-Mg chlorite
- . quartz + clinozoïsite + Fe-Mg chlorite
- . quartz + calcite + albite + Fe-Mg chlorite + clinozoïsite
- . quartz + calcite + clinozoïsite + Fe-Mg chlorite

Paragenèses à chlorite

- . albite + calcite + Fe-Mg chlorite
- . quartz + albite + calcite + Fe-Mg chlorite
- . Fe-Mg chlorite + albite +/- quartz +/- calcite

Dans les métaspilite, la texture arborescente est issues des dispositions en lattes d'albites de tailles petites à moyennes. Vers le haut des niveaux à métaspilites, les amygdales remplies de quartz, chlorite, calcite et/ou épidote deviennent plus fréquentes. Tandis que la texture porphyroblastique est caractéristique de métadiabases. Les paragenèses et les textures observées dans ces roches prouvent que les spilites et les diabases primaires ont subi une transformation métamorphique.

Albite: c'est le minéral principal des métaspilites et des métadiabases. Elle est idioblastique de taille petite à moyenne. Son orientation originelle induit parfois la schistosité; elle englobe de minuscules grains de chlorite et d'épidote. Selon les données radiocristallographiques, son contenu en anorthite est compris entre 0 et 5 %.

Chlorite: elle est abondante comme l'albite dans toutes les paragenèses. Les diffractogrammes des fractions inférieures à 2 μ m indiquent des chlorites ferromagnésiennes.

Trémolite/Actinolite: elle est fréquente dans les paragenèses sans quartz. Les xénoblastes de couleur verte remplissent les espaces restés libres entre les albites et les chlorites.

Clinozoïsite: c'est un minéral fréquent des métaspilites et des métadiabases. Elle est xénoblastique lorsqu'elle est avec la trémolite/actinolite; cependant dans les amygdales, elle prend ses formes idioblastiques.

Minéraux divers: quartz et calcite sont abondants dans les spilites à texture amygdaloïdale.

Métaporphyre: les métaporphyres sont des roches à texture porphyroblastique formées d'une part d'une matrice recristallisée à grain fin, et d'autre part de porphyroblastes d'albite et de quartz. Chlorite, albite, quartz et accessoirement, muscovite et épidote, forment la matrice. Au microscope, on observe des porphyroblastes d'albite et de quartz à golfes de corrosion.

Ce sont des roches de demi-profondeur recoupant en dykes les métagabbros les métadiabases et les métaspilites.

Les analyses chimiques correspondent au type plagiogranite et trondjémite (YILMAZ, 1980).

Les principales paragenèses sont:

- quartz + albite + clinozoïsite +/- muscovite +/- chlorite
- quartz + albite + chlorite +/- muscovite
- quartz + albite + calcite
- albite + quartz + chlorite +/- calcite

Quartz et albite (An 0-5) forment 90% de la roche.

Orthophyllonites: les orthophyllonites proviennent de toutes les metabasites de Karadere et ont une teinte verte et grise à noire. Elles présentent une foliation cataclastique. A l'intérieur des metabasites, elles se cantonnent dans des zones d'écrasement étroites, mais d'extension régionale. Lors de cette phyllonitisation les roches originelles, outre une intense déformation mécanique ont aussi subi un métamorphisme rétrograde. Il s'agit donc de roches cataclastiques rétomorphiques (HIGGINS, 1971). Avec cette définition, les orthophyllonites des metabasites de Karadere seraient les équivalents des phyllonites de SANDER (1911), TUNER et VERHOOGEN (1960) et SPRY (1969), de la phyllonite diaphtorique de HIGGINS (1971), SANDER (1911) et KNOPF (1931) du schiste phyllonitique de REED et BRYANT (1964) et des myloblastites de ZECK (1974).

Comme les orthophyllonites dérivent de tous les faciès des metabasites, toutes les paragenèses magmatiques et métamorphiques sont présentes sous forme de porphyroclastes et de minéraux rétomorphiques.

Paragenèses à chlorite + quartz

- quartz + albite + Fe-Mg chlorite
- quartz + albite + Fe-Mg chlorite + calcite
- quartz + Fe-Mg chlorite + albite + calcite
- quartz + Fe-Mg chlorite + calcite + albite
- quartz + calcite + Fe-Mg chlorite + albite
- calcite + quartz + albite + Fe-Mg chlorite

Paragenèses à muscovite + chlorite + quartz et à muscovite + quartz

- quartz + muscovite 2 M₁ + andalousite + Fe-Mg chlorite
- quartz + muscovite 2 M₁ + Fe-Mg chlorite
- quartz + Fe-Mg chlorite + Muscovite 2 M₁
- quartz + Fe-Mg chlorite + muscovite 2 M₁ + albite
- quartz + Fe-Mg chlorite + calcite + muscovite 2 M₁
- quartz + Fe-Mg chlorite + trémolite/actinolite + muscovite 2 M₁
- Fe-Mg chlorite + quartz + muscovite 2 M₁
- muscovite 2 M₁ + quartz + Fe-Mg chlorite + albite
- quartz + albite + Fe-Mg chlorite + muscovite 2M₁
- quartz + albite + Muscovite 2 M₁

Les orthophyllonites montrent tous les stades de la texture cataclastique. Les porphyroclastes transformés en minéraux rétro-morphiques s'allongent suivant la foliation du métamorphisme primaire et se tronçonnent selon la seconde foliation de phyllonitisation.

A côté des minéraux rétro-morphiques caractéristiques tels que la muscovite, la chlorite et le quartz, l'andalousite porphyroblastique se développe parfois dans certaines orthophyllonites riches en aluminium.

Comme le métamorphisme rétrograde cataclastique des méta-ultramafites de Dibekdere et des métasédiments de Daday-Devrekani (YILMAZ, 1981) présente les mêmes caractères au microscope et sur le terrain que celui des orthophyllonites et que cette transformation s'observe dans le même type de couloirs tectoniques, on en conclut que toutes ces formations subissent une seule et unique phyllonitisation.

Muscovite: elle se présente en feuillets minuscules et se plisse suivant la direction de schistosité de fracture. D'après les techniques de YODER & EUGSTER (1955) et SMITH & YODER (1956), la plupart des muscovites sont des polymorphes 2 M₁. BOCQUET insiste sur le fait que la muscovite 2 M₁ est un polymorphe caractéristique des métamorphites.

Les données radiocristallographiques (d_{002} (Å): 10.13-9.84) de ces muscovites coïncident avec celle de la phengite.

Andalousite: une andalousite de l'orthophyllonite de l'affleurement OY-713 (YILMAZ, 1980: annexe 2) a été séparée pour analyse aux R.X.

OY-713 Andalousite: 5.56, 4.55, 3.393, 3.52, ...

d_{hkl} (JCPDS. 13-122: 110, 101, 111, 120, ...

Tableau 8.- Données chimiques et formules structurales des chlorites provenant des orthophyllonites des metabasites de Karadere.

Tableau 8.- Chemical data and calculated structural formulas of chlorites from orthophyllonites of the Karadere metabasite.

	OY-42	OY-119 ₂	OY-121	OY-131	OY-133	OY-155
	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite
% Oxydes						
SiO ₂	42.99	43.52	41.49	43.60	43.30	44.28
Al ₂ O ₃	19.89	16.56	20.00	20.22	17.99	20.49
TiO ₂	0.79	0.17	0.59	0.59	0.52	1.34
TFe ₂ O ₃	14.49	13.46	14.41	11.69	12.48	16.85
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0.22	0.13	0.16	0.21	0.13	0.25
MgO	12.98	14.71	14.18	14.09	15.47	8.13
CaO	0.70	0.42	0.28	0.21	0.38	< 0.01
Na ₂ O	1.68	1.01	1.76	2.48	1.15	3.92
K ₂ O	< 0.01	< 0.01	0.08	< 0.01	0.38	< 0.01
P ₂ O ₅	< 0.01	< 0.01	0.03	0.01	0.08	0.01
P.F.	8.34	8.88	8.60	8.13	8.54	5.61
Total	102.08	98.86	101.28	101.23	100.42	100.88
SiO ₂	42.11	44.02	40.67	43.07	43.12	43.89
Al ₂ O ₃	19.48	16.75	19.75	19.97	17.91	20.31
TiO ₂	0.77	0.17	0.58	0.58	0.52	1.33
TFe ₂ O ₃	14.19	13.62	14.23	11.55	12.43	16.70
Feo						
MnO	0.22	0.13	0.16	0.21	0.13	0.25
MgO	12.72	14.88	14.00	13.92	15.41	8.06
CaO	0.69	0.42	0.28	0.21	0.38	< 0.01
Na ₂ O	1.65	1.02	1.74	2.45	1.15	3.89
K ₂ O	< 0.01	< 0.01	0.08	< 0.01	0.38	< 0.01
P ₂ O ₅	< 0.01	< 0.01	0.03	0.01	0.08	0.01
P.F.	8.17	8.98	8.49	8.03	8.50	5.56
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Proportions atomiques (base oxygène : 28)						
Si	7.49	7.85	7.29	7.59	7.66	7.65
Al	4.08	3.52	4.17	4.15	3.75	4.17
Ti	0.10	0.02	0.08	0.08	0.07	0.17
Fe	1.90	1.83	1.92	1.53	1.66	2.19
Mn	0.03	0.02	0.02	0.03	0.22	0.03
Mg	3.37	3.95	3.74	3.65	4.08	2.09
Ca	0.13	0.08	0.05	0.04	0.07	0.00
Na	0.57	0.35	0.60	0.84	0.40	1.31
K	0.00	0.00	0.02	0.00	0.09	0.00
Fe/ Fe+Mg	0.360	0.317	0.339	0.295	0.289	0.511

Formules structurales

CHLORITES

OY-42	(Mg _{3.37} Ca _{0.13} Na _{0.57}	Mn _{0.03} Fe _{1.90} Ti _{0.10} Al _{3.57})	(Si _{7.49} Al _{0.51})	O ₂₀	(OH)	12
119 ₂	(Mg _{3.95} Ca _{0.08} Na _{0.35}	Mn _{0.02} Fe _{1.83} Ti _{0.02} Al _{3.37})	(Si _{7.85} Al _{0.15})	O ₂₀	(OH)	12
121	(Mg _{3.74} Ca _{0.05} Na _{0.60} K _{0.02}	Mn _{0.02} Fe _{1.92} Ti _{0.08} Al _{3.46})	(Si _{7.29} Al _{0.71})	O ₂₀	(OH)	12
131	(Mg _{3.65} Ca _{0.04} Na _{0.84}	Mn _{0.03} Fe _{1.53} Ti _{0.08} Al _{3.74})	(Si _{7.59} Al _{0.41})	O ₂₀	(OH)	12
133	(Mg _{4.08} Ca _{0.07} Na _{0.40} K _{0.09}	Mn _{0.02} Fe _{1.66} Ti _{0.07} Al _{3.42})	(Si _{7.66} Al _{0.34})	O ₂₀	(OH)	12
155	(Mg _{2.09} Na _{1.31}	Mn _{0.03} Fe _{2.19} Ti _{0.17} Al _{3.82})	(Si _{7.65} Al _{0.35})	O ₂₀	(OH)	12

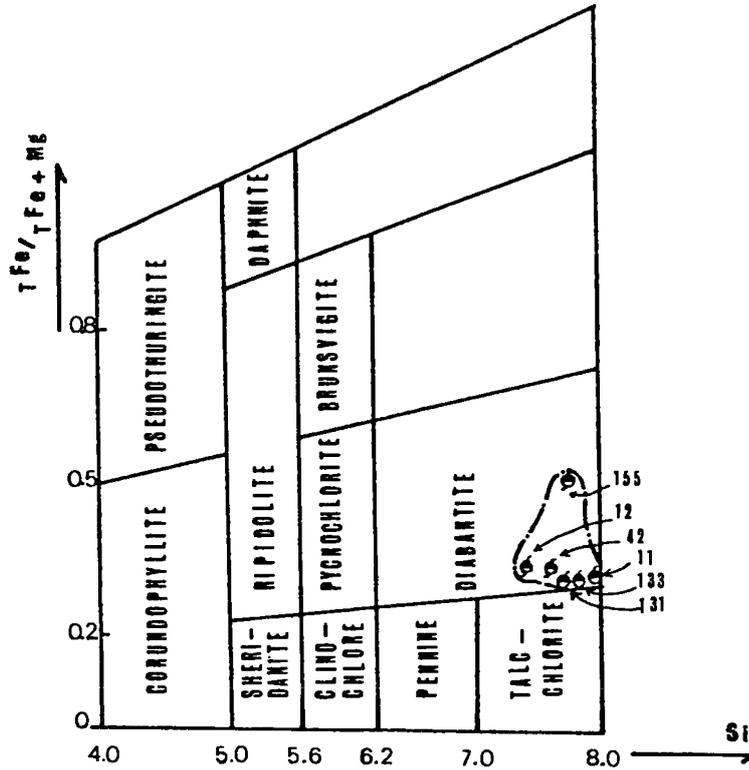


Figure 4.- Positions dans le diagramme de HEY (1954) des chlorites provenant des orthophyllonites des métabasites de Karadere.

Figure 4.- Positions of chlorites from orthophyllonites of the Karadere metabasite in the diagram of HEY (1954)

Cette andalousite développée indépendamment des schistosités se présente sous forme de porphyroblastes poecilitiques. Elle indique une surchauffe locale dans la zone d'écrasement où elle a pris naissance.

Minéraux divers

Chlorite, albite, quartz et autres minéraux n'ont rien de particulier. Cependant, les six fractions < 2 μ m sont uniquement composées de chlorites et ont fait l'objet d'analyses chimiques (Tableau .8). Les résultats répartis sur le diagramme de HEY (1954) nous précisent qu'il s'agit de diabantites de la série des chlorites Fe-Mg (figure 4).

CONDITIONS DE METAMORPHISME

Métamorphisme océanique

Dans les méta-ophiolites de Çangal se trouvent les paragenèses du métamorphisme océanique suivantes:

- Assemblages minéralogiques à partir des roches de composition tholéiitique:
- albite + trémolite/actinolite + Fe-Mg chlorite +/- clinozoïsite (1)
 - albite + trémolite/actinolite + Fe-Mg chlorite +/- calcite +/- quartz (2)
 - chlorite + albite + quartz + clinozoïsite (3)
 - quartz + calcite + clinozoïsite + Fe-Mg chlorite (4)
 - quartz + albite + calcite + Fe-Mg chlorite (5)
 - quartz + albite + Fe-Mg chlorite + muscovite (6)
 - hornblende primaire + trémolite/actinolite + plagioclase primaire + albite + quartz + Fe-Mg chlorite (7)
 - clinozoïsite + hornblende primaire + trémolite/actinolite +/- Fe-Mg chlorite (8)
 - albite + quartz + trémolite/actinolite +/- Fe-Mg chlorite +/- diopside primaire (9).

Assemblages minéralogiques à partir des roches de composition ultrabasique:

- antigorite + lizardite (10)
- antigorite + talc + chlorite (11)
- antigorite + talc + calcite + chlorite + trémolite/actinolite (12)

Les assemblages 1 à 6 indiquent un métamorphisme de faible intensité BP/BT de la zone du greenschist mafique à clinozoïsite-albite-trémolite/actinolite-chlorite. Les assemblages 7 à 9, que l'on rencontre chez les métagabbros, comportent des minéraux magmatiques. Ces types d'assemblages mixtes sont caractéristiques de la zone du faciès amphibolite de faible degré à albite/oligoclase-hornblende-chlorite (WINKLER, 1974).

De même on pense que les assemblages observées dans les roches de composition ultrabasique proviennent d'un métamorphisme de faible intensité. On doit dire que les assemblages issus du métamorphisme rétrograde cataclastique ont masqué aussi ceux de "low-grade" amphibolite. Bien que les données optiques et radiocristallographiques témoignent pour les métaophiolites de Çangal de deux zones différentes de métamorphisme de faible degré, ces zones n'ont pu être délimitées sur le terrain en raison du métamorphisme rétrograde cataclastique. En effet, les zones du faciès schiste vert mafique, du faciès amphibolite de faible degré et celles des orthophyllonites (muscovite-chlorite-quartz et chlorite-quartz) sont inextricablement mêlées (YILMAZ, 1979).

Conditions de genèse des méta-ophiolites de Çangal

La lawsonite et la glaucophane ont été recherchés d'une façon systématique sur toute l'étendue des méta-ophiolites de Çangal. Ils n'ont été rencontrés nulle part. Cependant, ces méta-ophiolites ont une composition chimique très sodique (YILMAZ, 1979). Si la lawsonite et la glaucophane n'ont pas été observés, c'est parce que les conditions du métamorphisme sont celles de BT à MT/BP.

Dans quelques paragenèses mafiques, l'association de hornblende verte avec trémolite/actinolite et clinozoïsite permettrait de rapporter les conditions P et T du métamorphisme à celles de la réaction suivante: trémolite/actinolite + clinozoïsite + chlorite + quartz \rightleftharpoons hornblende. Or d'après WINKLER (1974), cette réaction se réalise vers une température de 500°C. D'autre part, la température du métamorphisme donnant lieu au faciès schiste vert dans ces méta-ophiolites exigerait une valeur inférieure à 500°C. Par ailleurs, en l'absence de lawsonite et de

et de glaucophane une température $\geq 350^{\circ}\text{C}$ et une pression $\approx 3.5-5$ kb paraissent convenables pour cette zone contenant de la clinozoïsite et de l'albite.

Les données de terrain, de la minéralogie-pétrographie et aussi le chimisme et les associations minérales des méta-ophiolites de Çangal aboutissent à considérer que les deux zones du faciès "schistes-verts" de forte intensité et du faciès amphibolite de faible degré seraient le fruit d'un métamorphisme océanique du matériel ophiolitique par analogie, ce qu'on décrit MIYASHIRO (1973-1975) et COLEMAN (1977).

Dans leur contexte régional et avec les travaux d'ENGEL et ENGEL (1964) ENGEL-ENGEL et HAVENS (1965), MELSON et al. (1967), MIYASHIRO, SHIDO et EWING (1969a, 1969b, 1970), AUMENTO (1969) et COLEMAN (1977), les méta-ophiolites de Çangal présentant à leur base une série de méta-ultramafites et vers le haut une série de metabasites, auraient subi ce métamorphisme dans leur gisement primaire (in situ) à l'intérieur de la croûte océanique téthysienne.

Métamorphisme rétrograde cataclastique

Comme précisé aux paragraphes précédents, le Nord-Est du massif de Daday-Devrekani comporte deux groupes métamorphiques pétrographiquement différents. Le premier, celui des métasédiments précambriens de Daday-Devrekani appartient à la croûte continentale et le second celui des méta-ophiolites de Çangal à la croûte océanique téthysienne. La juxtaposition de la croûte océanique à celle du continent a développé une cataclase très intense accompagnée de transformations minéralogiques, l'ensemble étant désigné sous le nom de métamorphisme rétrograde cataclastique. Ce dernier événement a été ressenti dans chacun des deux groupes (YILMAZ, 1978, 1980, 1981, 1983) et a abouti à la formation des orthophyllonites dans les méta-ophiolites de Çangal.

Conditions P-T du métamorphisme rétrograde cataclastique

Les paragenèses des orthophyllonites à muscovite + chlorite + quartz et à chlorite + quartz déterminent un métamorphisme de faible intensité, à savoir la partie supérieure du faciès schistes verts. Par ailleurs, dans les méta-ultramafites, l'antigorite et l'anthophyllite se développent lors de cette phyllonitisation. L'apparition d'andalousite post-cinématique dans les orthophyllonites riches en Al_2O_3 indiquerait que, juste après les phénomènes cataclastiques, affectant les méta-ophiolites, les conditions d'un métamorphisme thermique ont été de nouveau localement rétablies.

CONCLUSIONS

Les méta-ophiolites de Çangal, d'âge pré-jurassique affleurant dans le secteur nord-est du massif de Daday-Devrekani, comportent des matériaux de la croûte océanique téthysienne. Les principaux faciès lithologiques sont: serpentinites, schistes à anthophyllite, métagabbros, métadiabases, métaspilites et métaporphyres. Tout au long des zones d'écrasement, les orthophyllonites sont abondantes. L'étude minéralogique-pétrographique et les associations minérales mettent en évidence que les méta-ophiolites de Çangal ont subi deux phases de métamorphisme d'intensités et d'âges différents.

Le premier lors de l'extension du fond océanique téthysien est un métamorphisme océanique, prograde à deux zones l'une du faciès schistes verts le plus intense et l'autre du faciès amphibolite de faible degré, avec une pression de l'ordre de 3,5 à 5 kb. et une température $\geq 350^{\circ}\text{C}$.

Le second métamorphisme s'est manifesté au moment de l'emplacement des méta-ophiolites de Çangal, près des métasédiments précambriens de Daday-Devrekani (YILMAZ, 1981); il s'agit d'un métamorphisme rétrograde cataclastique avec des conditions du faciès schistes verts de très faible degré.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été effectué dans le cadre d'un projet TBAG-263 supporté par l'Université de Hacettepe (Ankara-Turquie) et par TUBITAK, Conseil de Recherche Scientifique et Technique de Turquie.

L'auteur remercie ces institutions ainsi que le Professeur Dr. G. ATAMAN, Membre du Conseil d'Enseignement Supérieur de Turquie, ainsi que les Professeurs R. MICHEL et M. PIBOULE de Grenoble, pour la révision critique du manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

- ASLANER M. (1973).- Iskennderun-Kirikhan bölgesindeki ofiyolitlerin jeoloji ve petrografisi. M.T.A. Yayini n°150, Ankara, 71 s.
- AUMENTO F. (1969).- Diorite from the Mid-Atlantic Ridge at 45°N. Science, N.Y., 165, 112-113.
- BAYLEY E.H., BARNES J.W., KUPFER D.H. (1967).- Geology and ore deposits of the Küre district, Kastamonu province, Turkey. Cento summer training program is geological mapping techniques Küre, Turkey, 1966. Office of United State Economic coordinator for Cento affairs, 102 p.
- BINGOL E. (1978).- Explanatory notes to metamorphic map of Turkey in H.J. ZWART, V.S. SOBOLEV and E. NIGGLI, edit. Metamorphic map of Europe, 1.2.500.000 explanatory text, sub-commission for the Cartography of the Metamorphic Belts of the World, Leiden.
- BOCQUET J. (1974).- Etudes minéralogiques et pétrologiques sur le métamorphisme d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse Docteur ès-Science Natur. Université Scientifique et Médicale, Grenoble, 489 p.
- CAMPBELL W.J., BLAKE R.L., BROWN L.L., CATHER E.E. and SJOBERG J.J. (1977).- Selected silicate minerals and their asbestiform varieties mineralogical definitions and their identification-characterization. IC 8751, U.S. Dept. of the Interior, Bureau of Mines, 1977, 56 p.
- COLEMAN R.G. (1977).- Ophiolites, ancient oceanic lithosphere? Springer Verlag, Heidelberg, 229 p.
- COGULU E. (1967).- Etude pétrographique de la région de Mihaliçcik (Turquie). Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt. 47, 683-824.
- DE ROEWER E.W. (1972).- Lawsonite-albite-facies metamorphism near Fuscaldo Calabria (southern Italy), its geological significance and petrological aspects. GUA 1-3, Amsterdam, 171 p.
- DIETRICH V., VUAGNAT M. and BERTRAND J. (1974).- Alpine metamorphism of mafic rocks. SNPM 54, 291-332.
- ENGEL A.E.J. and ENGEL C.G. (1964).- Composition of Basalts from the Mid-Atlantic Ridge: Science 144, 1330-1333.
- ENGEL A.E.J., ENGEL C.G. and HAVENS R.G. (1965).- Chemical characteristic of oceanic basalt and the upper mantle. Geol. Soc. Amer. Bull., 76, 719-734.
- ENGIN T. (1969).- The geology and geochemistry of ultrabasic rocks and associated chromit deposits of the Andizlik-Zimparalik area, Fethiye, Southwest Turkey, Ph. thesis, Univ. Durham.
- ERKAN Y. (1978).- Kayaç olusturan önemli minerallerin mikroskopta incelenmeleri Hacettepe Universitesi yayini A 26, Ankara, 497 s.
- FAUST G.T. and FAHEY J.J. (1962).- The serpentine group minerals U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 384 A.
- FRANCHETEAU J. (1983).- La croûte océanique. Revue pour la Science, Paris, 73, 72-93.
- HEY M.H. (1954).- A new review of the chlorites. Miner. Mag., 30, 277-292.

- HIGGINS M.W. (1971).- Cataclastic rocks. U.S. Geology Survey Prof. Paper 687-97 p.
- JACKSON K.C. (1970).- Textbook of lithology. Mc Graw Hill, Book Cy., London.
- J.C.P.D.S. (Joint Committee for Powder Diffraction Standards).- Powder data file data cards, sets 1 through 21 and inorganic index for the powder diffraction file, 1601 Park Lane, Swarthmore, Pennsylvania, 19081 U.S.A.
- KEER P.F. (1959).- Optical mineralogy. 3 rd. ed., Mc Graw-Hill, New-York, 442 p.
- KNOFF E.B. (1931).- Retrogressive metamorphism and phyllonitization. Am. J. Sc. 21, 1-27.
- LEAKE B.E. (1978).- Nomenclature of amphiboles. Amer. Miner. Vol.63, 1023-1052.
- MELSON W.G., JAROSEWICHE E., BOWEN V.T. and THOMPSON G. (1967).- St Peter and St Paul Rocks: A high temperature, mantle derived intrusion. Science N.Y., 155, 1532-5.
- MIYASHIRO A. (1973).- Metamorphism and metamorphic belts. George ALLEN and UNWIN Ltd. London, 492 p.
- MIYASHIRO A. (1975).- Classification characteristic and origin of ophiolites. Journ. Geol. 83, 248-281. Ceviri: M. Y. KATI, 76: Yeryuvari ve Insan, 1 (1) 56-73.
- MIYASHIRO A., SHIDO F. and EWING M. (1969a).- Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid Atlantic Ridge near 24° and 30° latitude. Contr. Mineral. Petrol. 23, 38-52.
- MIYASHIRO A., SHIDO F. and EWING M. (1969b).- Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N latitude. Contr. Mineral. Petrol. 23, 117-127.
- MIYASHIRO A., SHIDO F. and EWING M. (1970).- Crystallisation and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from Mid-Oceanic ridges. Earth Planet Sc. Letters, 7, 361-5.
- NICOLAS A. (1966).- Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes Piémontaises). Tectonique et métamorphisme. T.1 et T.2, Nantes, 299 p.
- PAGE N.J. (1968).- Chemical differences among the serpentine "polimorfs". Amer. Mineral., 53, 201-215.
- REED J.C. and BRYANT B. (1964).- Evidence for strike-slip faulting along the Brevard zone in North Carolina. Geol.Soci. America Bull., 75, 1177-1196.
- SANDER B. (1911).- Uber zusammenhange zwischen teilbewegung and gefüge in gesteinen. Tschemarks Min. Petr. Mitt., 30, 281-314.
- SMITH J.Y. et YODER H.S. (1956).- Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. Min. Mag. 31, 209-235.
- SPRY A. (1969).- Metamorphic textures. Pergamon press. Oxford, 350 p.
- TROGER W.E. (1971).- Optische bestimmung der gesteinsbildenden minerale. Teil I: Bestimmungstabellen, E.Schweizerbart'sche verlags-buchhandlung, Stuttgart, 188 p.
- TROMMSDORF V. and EVANS B.W. (1974).- Alpine metamorphism of peridotitic rocks. Schweiz. Miner. Petrog. Mitteil., 54 (2/3) 333-352.
- TURNER F.J. and VERHOOGEN J. (1960).- Igneous and metamorphic petrology. 2nd Ed. Mc. Graw-Hill, New-York, 634 p.
- WHITTAKER E.J.W. and ZUSSMAN J. (1956).- The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. Mineral. Mag., 31, 107.
- WHITTAKER E.J.W. and WICKS F.J. (1970).- Chemical differences among the serpentine "polimorfs". A discussion Amer-Mineral., 55, 1025-1047.
- WINKLER H.G.F. (1974).- Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag New-York 320 p.
- YILMAZ O. (1979).- Daday Devrekani masifi kuzeydogu kesimi metamorfitleri. Doc. Tezi, H.U., Yerbilimleri Enst. (Yayınlanmamis), Ankara, 234 S, 4 ek.
- YILMAZ O. (1981).- Daday-Devrekani masifi Ebrek metamorfitinin petrografisi ve tüm-kavac kimyasi. Yerbilimleri 8, 71-82, Ankara.
- YILMAZ O. (1983).- Çangal metaofiyolitinin mineralojik-petrografik incelenmesine metamorfaizma kosullari. Yerbilimleri 10, 45-58, Ankara.
- YODER H.S. and EUGSTER H.P. (1955).- Synthetic and natural muscovites. Geochim. Cosmochim. Acta., 8, 225-280.
- ZECK H.P. (1974).- Cataclastites, hemiclastites, holoclastites, blastoditte and myloblastites-cataclastic rocks. Amer. jour. Sc. 244, 1064-1073.