

Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]
Band: 33 (1980)
Heft: 1-3

Artikel: Roches filoniennes et les rodingites dans les serpentinites du massif du Kizildag (Hatay), Turquie
Autor: Çogulu, Ersen
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-739493>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 18.10.2024

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

ROCHES FILONIENNES ET LES RODINGITES DANS LES SERPENTINITES DU MASSIF DU KIZILDAG (HATAY). TURQUIE

PAR

Ersen ÇOGULU¹

ABSTRACT

Rocks associated with the ultrabasics of the Kizildag massif area: dykes of pegmatitic gabbro, dykes of leucogabbro, diabase dykes and rodingites.

Serpentinisation of the ultrabasic complex took place during alpine orogenesis; in relation with this phenomenon, the associated rocks have undergone a calcic metasomatism and are transformed into rodingites.

The rodingite forming minerals are: hydrogrossular, prehnite, vesuvianite, xonotlite, Mn. diopside, pumpellyite, zoisite, tremolite, chlorite, calcite, sphene.

Comparative petrographic studies of rodingites from different regions of the massif have shown the variations in mineralogical compositions and structural properties.

RÉSUMÉ

Les roches filoniennes associées aux ultrabasites du massif de Kizildag sont: les filons de gabbro-pegmatite, les filons de leucogabbro, les dykes de diabase et les rodingites.

Au cours de la serpentinisation du massif pendant l'orogénèse alpine, ces roches ont subi une métasomatose calcique et se sont transformées en rodingites.

Les minéraux constitutifs des rodingites sont: l'hydrogrenat, la prehnite, la vésuvianite, la xonotlite, le Mn. diopside, la pumpellyite, la trémolite, la zoïsité, la chlorite, la calcite, le sphène.

L'étude pétrographique comparée des rodingites affleurant dans les régions différentes du massif, a mis en évidence les variations de la composition minéralogique et structurale.

I. INTRODUCTION

Les serpentinites du Hatay font partie d'une ceinture ophiolitique qui entoure le bloc arabe au nord et au nord-est. Cette ceinture commence depuis l'île de Chypre, passe par le Hatay et se continue par les plis bordiers de l'Anatolie. En Iran, elle se joint à la chaîne du Zagros et enfin, elle se termine par la chaîne de l'Oman à l'est de

¹ Istanbul Teknik Universitesi. Maden Fakültesi. Maçka. Beşiktaş-Istanbul. Turquie.

l'Arabie. Dans cette chaîne d'environ 3000 km de longueur, les ophiolites n'affleurent pas d'une façon continue; mais elles présentent des caractères géologiques et tectoniques semblables.

Le massif du Kizildag présente un cortège ophiolitique complet. En effet, on y trouve des ultrabasites, des gabbros, des complexes de dykes diabasiques et enfin des roches volcaniques sous-marines. (ÇOĞULU, 1973). La majeure partie du massif est composée des roches ultrabasiques. En se basant sur la composition minéralogique, sur les caractères structuraux et texturaux, nous avons distingué deux groupes d'ultrabasites: les tectonites et les cumulats (ÇOĞULU, 1974). Au sud du massif les ultrabasites passent aux roches basiques qui affleurent d'une façon continue depuis la Méditerranée jusqu'à la plaine d'Antioche. Mais les ultrabasites réapparaissent dans la région de Teknepinar située au sud de la cuvette basique (ÇOĞULU, 1975).

II. ROCHES FILONIENNES DANS LES ULTRABASITES

Les ultrabasites sont traversées par des filons nombreux de compositions différentes. Les meilleurs affleurements sont observés sur la côte méditerranéenne, dans la région de Gökyar, et dans le lit du Karaçay qui coule à l'est de Teknepinar.

II.1. ROCHES FILONIENNES DANS LES TECTONITES ULTRABASIQUES

D'après leur mode de formation, leur composition minéralogique et leur structure interne, nous les avons divisées en plusieurs groupes.

II.1.A. D'après leur mode de formation les filons sont divisés en deux groupes (tab. 1).

II.1.A₁. *Filons formés « in situ »*. Ils sont les produits de la fusion partielle des tectonites, lors de leur ascension dans le manteau terrestre. Les roches encaissantes qui les entourent ont souvent gagné la composition dunitique après la consolidation; ceci est surtout observable autour des filonnets de pyroxène.

Ces filons n'ont pas de contacts francs avec la roche ultrabasique (fig. 1). Leurs directions et pendages sont généralement parallèles aux plans de foliation S_1 des tectonites encaissantes: N 3-35 E; 40-50 NW.

- FIG. 1. — Filons formés « in situ » (en haut, gauche) et les filons intrusifs de gabbro litée dans les tectonites. Remarquer la ramification des filons. La côte méditerranéenne.
- FIG. 2. — Gros cristaux de pyroxène formés « in situ » par la recristallisation des fusions partielles des tectonites ultrabasiques. La photo est prise dans le plan du filon. Karaçay-Teknepinar.
- FIG. 3. — Zone riche en filons intrusifs dans les cumulats ultrabasiques. Nord d'Ayvali Çay-La côte méditerranéenne.
- FIG. 4. — Réseau de filonnets de gabbro-pegmatite dans les cumulats ultrabasiques. Des taches grises dans les filonnets sont des cristaux de pyroxène entourés de plagioclases blanches. Karaçay-Teknepinar.

Figure 1

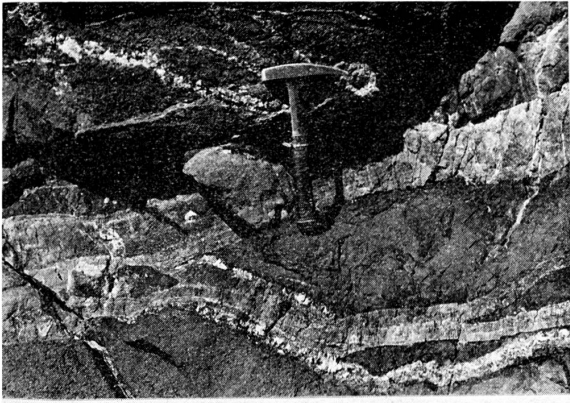


Figure 2

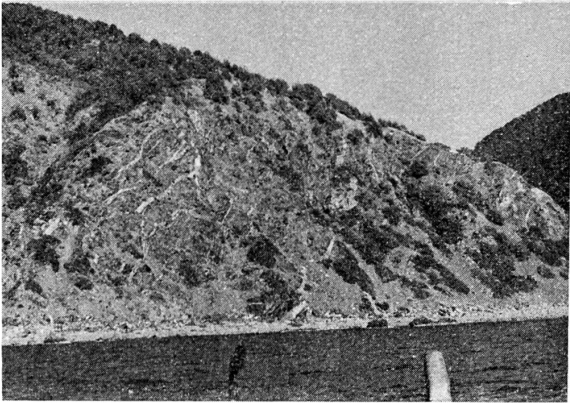
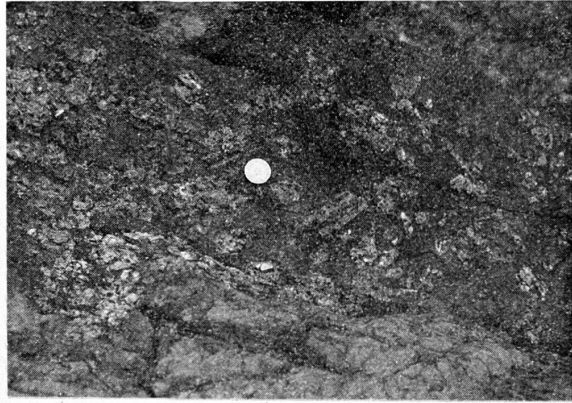


Figure 3



Figure 4

II.1.A₂. *Filons intrusifs*. Ils sont formés par le remplissage des fractures ou des failles; de ce fait, ils ont des contacts francs avec la tectonite qui les entoure (fig. 1). Leurs longueurs et épaisseurs sont plus grandes que celles des filons formés *in situ*. Leurs structures internes sont souvent zonées; chaque zone présente une texture et composition minéralogiques différentes. On n'y observe pas de bordures de refroidissement à grains fins; par contre, on voit souvent des enclaves ultrabasiques partiellement digérées.

Roches encaissantes	Filons formés « in situ »	Filons intrusifs
Tectonites ultrabasiques	Filons de pyroxène Filons de feldspath Filons de gabbro-pegmatite	Filons de gabbro-pegmatite Filons de gabbro-litée Filons de leucogabbro Dykes de diabase Rodingites
Cumulats ultrabasiques	Filons de feldspath Filons de gabbro-pegmatite	Filons de gabbro à olivine Filons de leucogabbro Filons de pegmatite Filons complexes Dykes de diabase Rodingites

Rodingites

Roches primaires	Localités	Minéraux caractéristiques
Filons de gabbro-pegmatite	Côte méditerranéenne	Hydrogrenat Prehnite Vesuvianite Zoïsite Mg. chlorite Calcite Sphène
Filons de leucogabbro		
Dykes de diabase	Région de Teknepinar	Hydrogrenat Prehnite Xonotlite Mn. diopside Pumpellyite Tremolite Mg. chlorite Calcite Sphène

TABLEAU 1. — Roches filoniennes et les rodingites dans les serpentinites du massif du Kizildag (Hatay). Turquie.

Vers le haut de la série des tectonites le nombre et l'épaisseur des filons augmentent et en même temps, des ramifications se produisent suivant des directions bien définies. Nous y avons déterminé deux directions:

- I. groupe: N 60-70 E; 45-60 NW.
- II. groupe: N 30-50 W; 40-50 SW.

Les filons de leucogabbro plus jeunes, coupent ces dernières et présentent des directions et pendages différents: N 10-40 E; 50-80 NW. Les dykes de diabase coupent tous les filons précédents.

II.1.B. D'après leur composition minéralogique on y distingue les filons de feldspath, les filons de pyroxène, les filons de gabbro-pegmatite, les filons de leucogabbro, les dykes de diabase, et les rodingites.

II.1.B₁. *Filons monominéraliques*. De feldspath ou de pyroxène ils passent souvent aux filons de gabbro-pegmatite, ou bien ils se réduisent à quelques cristaux situés l'un à côté de l'autre. Leurs épaisseurs dépendent des dimensions des cristaux constitutifs et varient de quelques mm. à 20 cm. (fig. 2).

II.1.B₂. *Filons de gabbro-pegmatite*. Ils sont constitués de gros cristaux de plagioclase, de pyroxène et parfois d'olivine. Les minéraux mafiques sont souvent situés dans les bords. Ils peuvent atteindre 50 cm. d'épaisseur et une dizaine de mètres de longueur.

II.1.B₃. *Filons de leucogabbro*. Ils sont essentiellement constitués de plagioclase. Les cristaux de pyroxène qui se trouvent souvent dans les bords, constituent 10 à 20 pour cent de la roche.

II.1.B₄. *Dykes de diabase*. Ils présentent toujours des bordures trempées à grains fins. Sous le microscope, ils montrent une structure intersertale parfois porphyrique. Les minéraux constitutifs sont: l'augite, la hornblende verte, la chlorite et le minéral opaque.

II.1.C. D'après leur structure interne on distingue trois types de filons.

II.1.C₁. *Filons zonés*. Ils sont composés des zones de textures et de compositions minéralogiques différentes. Leurs bords souvent pegmatitiques sont riches en minéraux mafiques. Vers le centre les zones leucocrates, les zones gabbroïques et pegmatitiques se succèdent d'une façon asymétrique.

II.1.C₂. *Filons de gabbro lité*. Ils présentent également une zonation; mais ces zones sont dues à l'arrangement des minéraux constituants, suivant des plans parallèles aux parois du filon. Ils se sont probablement formés pendant la tectonique qui leur a donné cette structure d'écoulement (fig. 1).

II.1.C₃. *Filons simples*. Ils ne présentent pas de variations de textures et de compositions minéralogiques.

II.2. ROCHES FILONIENNES DANS LES CUMULATS ULTRABASIQUES

Les cumulats affleurant au nord d'Ayvalı Çay sont particulièrement riches en filons. Cette zone est bien visible sur la côte méditerranéenne (fig. 3).

Les cumulats des environs de Teknepinar sont aussi traversés par des filons nombreux. Ces zones constituent les dernières séries des cumulats avant le passage aux gabbros. Le nombre et l'épaisseur des filons y atteignent le maximum. Généralement zonés, ces filons ont probablement servi de canaux aux produits des fusions partielles qui alimentaient le magma des gabbros.

Les filons associés aux cumulats sont aussi divisés en plusieurs groupes.

II.2.A₁. *Filons formés « in situ »*. Les cumulats montrent par endroits les indices de fusion partielle qui ne semble pas affecter ces roches autant que les tectonites sous-jacentes. La recristallisation de ces fusions a produit des filons de feldspath et de gabbro-pegmatite. Ceux-ci envahissent parfois la roche encaissante suivant un réseau irrégulier (fig. 4).

II.2.A₂. *Filons intrusifs*. Ils remplissent les fissures ou les failles et ont des contacts francs avec la roche encaissante. Ils n'ont pas de bordures trempées; nombreux sont les filons qui présentent des cristaux pegmatitiques dans les bords (fig. 5).

Vers le haut de la série des cumulats les filons se ramifient souvent dans des directions bien définies (fig. 6). Nous y avons déterminé deux directions principales. Dans les filons affleurant sur la côte au nord d'Ayvalı Çay les directions des pen-dages sont:

I. groupe: N 10-30 E, 30-50 NW.

II. groupe: N 50-80 E, 40-50 NW.

FIG. 5. — Filon zoné dans les cumulats ultrabasiques. Les bords sont pegmatitiques alors que la zone interne est à grains fins. Karaçay-Teknepinar.

FIG. 6. — Ramification d'un filon de gabbro-pegmatite. Karaçay-Teknepinar.

FIG. 7. — Structure interne d'un filon complexe. Les zones de gabbro-pegmatite s'alternent avec des zones leucocrates à grains fins. La côte méditerranéenne.

FIG. 8. — Dyke de diabase transformée en rodingite. Remarquer la serpentinite écrasée de couleur foncée qui entoure la dyke. La côte méditerranéenne.

Figure 6



Figure 8



Figure 5

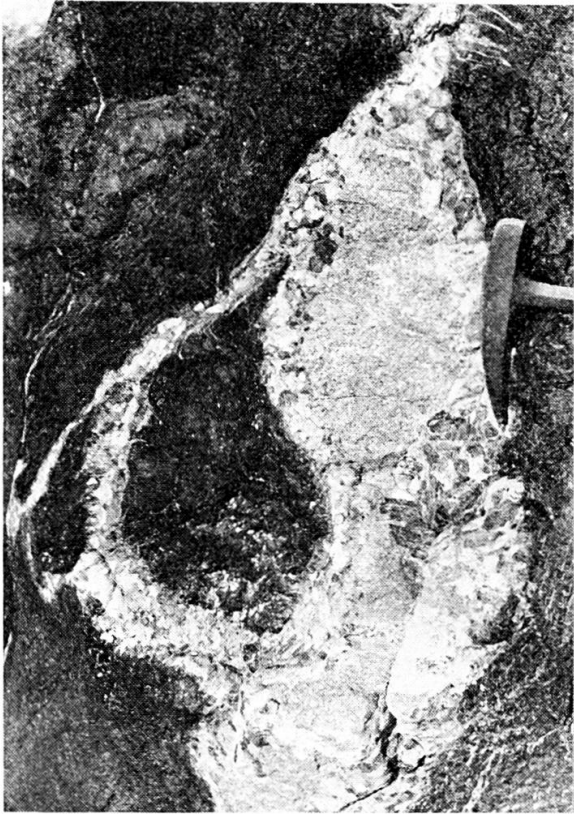
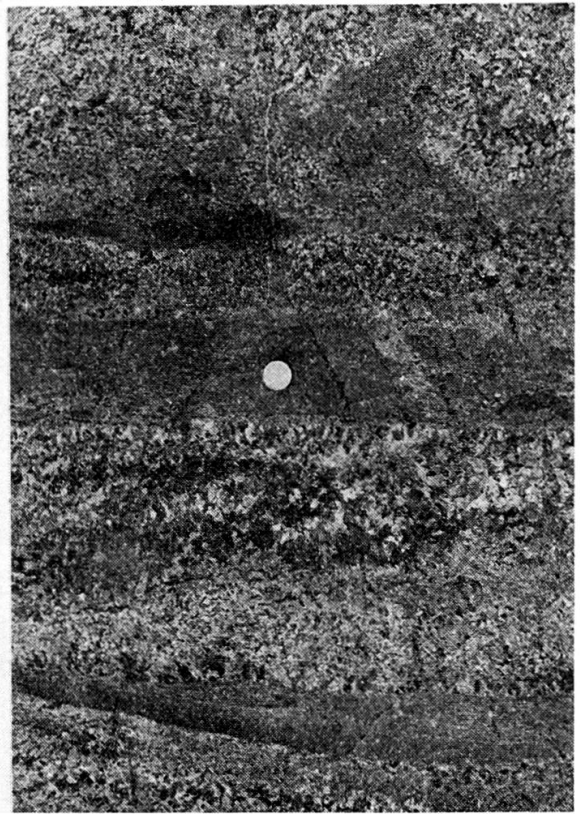


Figure 7



Les filons de la région de Teknepinar présentent des directions et des pendages suivants :

I. groupe: N 60-80 E, 50-80 NW.

II. groupe: N 65-70 W, 60-70 SW.

II.2.B. D'après leur composition minéralogique, les filons associés aux cumulats sont les suivants (tab. 1): les filonnets de feldspath, les filons de gabbro-pegmatite, de gabbro lité, de gabbro à olivine, de leucogabbro, les dykes de diabase et les rodingites.

II.2.C. En nous basant sur leur structure interne, nous avons distingué des filons complexes, des filons lités et des filons simples.

Les filons complexes sont caractéristiques de la région. Ils ont rempli les failles actives qui faisaient le passage aux produits gabbroïques. Ils sont composés des zones de gabbro-pegmatite, de gabbro lité, de leucogabbro et des zones à grains fins (fig. 7). Leurs bords sont souvent pegmatitiques. Les zones à grains fins sont toujours leucocrates et constituent les dernières venues magmatiques. Les enclaves prises dans les filons sont partiellement digérées; autour de ces enclaves dans des roches encaissantes, on note des textures et des compositions minéralogiques extrêmement variées. L'épaisseur des filons complexes atteint par endroits 4-5 mètres et on peut les suivre sur des centaines de mètres.

III. LES RODINGITES

III.1. CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Le complexe ultrabasique du Kizildag s'est plus ou moins serpentinisé au cours de sa mise en place pendant l'orogénèse alpine. La serpentinitisation s'est développée proportionnellement à la tectonique. Ce phénomène a également influencé les roches filoniennes associées aux péridotites. Ainsi les filons de leucogabbro, les dykes de diabase etc. ont subi des changements chimiques et minéralogiques et se sont transformés en rodingites.

Dans le Kizildag la rodingitisation est intimement liée aux zones serpentinisées. En effet dans les ultrabasites fraîches nous n'avons pas observé de roches qui ont subi cette transformation métasomatique.

Les rodingites se sont généralement tectonisées et boudinées au cours de leur formation. Elles sont entourées d'une zone de serpentinite bien écrasée que l'on distingue facilement par sa couleur foncée (fig. 8).

Il faut bien remarquer que dans les serpentinites du Kizildag toutes les roches filoniennes ne sont pas rodingitisées; à côté des roches bien transformées il y en a d'autres qui n'ont pas été affectées par ce phénomène. D'autre part, le degré de

rodingitisation n'est pas le même dans tous les filons. Nombreux sont les filons totalement rodingitiques qui se trouvent à côté de ceux qui sont transformés partiellement; donc le degré du métasomatisme calcique dans une région donnée, est réparti irrégulièrement.

Les roches primaires des rodingites du Kizildag sont les roches basiques suivantes: les filons de gabbro-pegmatite, les filons de leucogabbros, et les dykes de diabase (tab. 1).

L'éponte et les bords des rodingites sont riches en chlorites magnésiennes. Car les bords des filons gabbroïques et des dykes de diabase sont riches en minéraux mafiques qui sont transformés en chlorites. En dehors de la richesse en chlorites des bords, un phénomène secondaire de chloritisation semble affecter les rodingites. Ce phénomène est surtout observé dans la région de Gökyar.

La chloritisation secondaire est postérieure à la rodingitisation; elle affecte les filons depuis les bords vers l'intérieur. La zone chloritique de couleur foncée et d'épaisseur variable entoure toute la roche. Dans certains endroits le degré de chloritisation est tellement avancé que tout le filon se trouve transformé en chlorite.

III.2. PÉTROGRAPHIE

L'étude pétrographique des rodingites a mis en évidence la présence des minéraux suivants: l'hydrogrenat, la prehnite, la vésuvianite, la zoïsite, la xonotlite, le Mn. diopside, la pumpellyite, la trémolite, la Mg. chlorite, la calcite, le sphène, l'ilmenite.

Les minéraux mafiques des roches primaires se sont transformés en chlorites magnésiennes, ou en trémolite. Les plagioclases ont été remplacées par les minéraux calciques qui remplissent aussi les veinules.

Ces transformations dépendent du degré de rodingitisation de la roche primaire. Dans les filons partiellement rodingitiques on trouve des cristaux reliques de pyroxène, d'hornblende verte et de plagioclase.

A la suite des études de terrain et des analyses pétrographiques, nous avons mis en évidence les principaux caractères des rodingites affleurant sur la côte méditerranéenne, dans la région de Gökyar et enfin aux environs de Teknepinar. Ces caractères peuvent se résumer comme suit:

1. Dans les rodingites de la côte méditerranéenne, situées au nord d'Ayvalı Çay, les minéraux constitutifs sont: *l'hydrogrenat, la vésuvianite, la prehnite, la zoïsite, la chlorite, le sphène, les reliques des minéraux mafiques et des plagioclases* (tab. 1). Dans ce faciès il faut s'attendre à trouver d'autres minéraux caractéristiques des rodingites (SARP *et al.*, 1976).

2. Les rodingites de la région de Gökyar sont souvent affectées par *la chloritisation secondaire*. L'intensité du phénomène n'est pas la même dans les filons; certains

sont entièrement chloritisés alors que d'autres sont entourés d'une zone chloritique d'épaisseur variable. Une partie des gisements de chrysotile de cette région sont localisés autour des rodingites. L'épaisseur de la zone riche en chrysotile varie de 1 à 3 mètres.

3. Les minéraux constitutifs des rodingites affleurant dans le Karaçay, aux environs de Teknepinar sont: *l'hydrogrenat, la prehnite, la xonotlite, le Mn. diopside, la pumpellyite*, la chlorite, la trémolite, le sphène, la calcite, les reliques des minéraux primaires (tab. 1). Sous le microscope, les plagioclases sont remplacés par l'hydrogrenat et la prehnite. Les minéraux mafiques sont transformés en trémolite et en chlorite. *Les cristaux de la xonotlite et du Mn. diopside remplissent les veines.* La chloritisation secondaire ne semble pas affecter les rodingites de Teknepinar. En outre, on n'observe pas de formations de chrysotile autour de ces dykes.

IV. CONCLUSIONS

1. Les rodingites du massif du Kizildag sont localisées dans les zones fortement serpentinisées des péridotites.

2. Les rodingites proviennent de la transformation métasomatique des roches suivantes: les filons de gabbro-pegmatite, les filons de leucogabbro, les dykes de diabase.

3. Les minéraux caractéristiques des rodingites sont: l'hydrogrenat, la prehnite, la vésuvianite, la xonotlite, le Mn. diopside, la pumpellyite, la zoïsite.

4. Dans la région de Gökyar, les rodingites sont affectées par la chloritisation secondaire depuis les bords. A Teknepinar ce phénomène ne semble pas influencer sensiblement ces roches.

5. Une partie des gisements de chrysotile s'est développée autour des dykes rodingitiques; tandis qu'à Teknepinar on n'observe pas de formations de chrysotile.

REMERCIEMENTS

Nous remercions M. H. SARP, Département de Minéralogie du Muséum de Genève, pour la détermination de certains minéraux des rodingites.

BIBLIOGRAPHIE

- ÇOĞULU, E. et M. VUAGNAT (1965). Sur l'existence de rodingites dans les serpentinites des environs de Mihaliççik (Turquie). *B.S.M.P.*, 45, 17-20.
- ÇOĞULU, E. (1973). New data on the petrology of Kizildag massif (Hatay-Turkey). Proceedings of Congress of Earth Sciences. pages 409-423. Ankara. 17-19 November 1973.,
- (1974). Ultrabasic tectonites and layered peridotites of the Hatay area (Turkey). *Bull. Min. Res. Exp. Ins.* 83, 139-147.
- (1975). Etude géologique et pétrologique des ultramafiques de Hatay. (En turc). Rapport inédit de T.B.T.A.K. Projet n°: TBAG-62. Ankara.
- SARP, H., J. BERTRAND and E. MCNEAR (1976). Vuagnatite, CaAl(OH)SiO_4 , a new natural calcium aluminium nesosilicate. *Amer. Mineralogist*, 61, 825-830.

Adresse de l'auteur :

Professeur Dr Ersen Çogulu
Mühendislik-Mimarlik Fakültesi. Maden Bölümü. Ma ka
Beşiktaş-Istanbul (Turquie)

