

Beiträge zur Ophiolithfrage in Anatolien (Türkei)

Von Herwig F. Holzer (Wien) und Hansjoachim Colin (Krefeld) *)

Inhaltsverzeichnis

I. Zur Einführung	214
II. Zum Begriff „Ophiolith“	215
III. Der Stoffbestand der Ophiolithserien	216
IV. Über geologisches Auftreten und Altersstellung	217
1. West- und Südwestanatolien:	
a) Das Peridotitmassiv von Fethiye	217
b) Die Ophiolithe von Elmalı-Akdağ	220
c) Die Ophiolithe des Alakırçay-Tales	220
d) Das Ophiolithgebiet von Çekürler-Söğütyaylaköy	221
e) Ophiolithe westlich Kütahya	222
2. Ost- und Südostanatolien:	
a) Ophiolithe im Monzurgebirge	224
b) Ophiolithe im Gebiet von Elazığ	224
3. Zusammenfassung	225
V. Bemerkungen zur Petrogenese	226
VI. Zur regionaltektonischen Position der Ophiolithe in Westanatolien	230
VII. Versuch einer zeitlichen Gliederung des Magmatismus in Westanatolien ..	232
VIII. Literaturverzeichnis:	
a) Allgemeines	234
b) Arbeiten, die Türkei betreffend	235

Zusammenfassung

Vorliegende Arbeit basiert auf Untersuchungen, die von den Autoren für das Institut für Lagerstättenforschung der Türkei (Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, kurz „M. T. A.“) in den Jahren 1953—1955 durchgeführt wurden. Nach kurzer Übersicht über den gegenwärtigen Stand der geologischen Kenntnisse in der Türkei wird der Begriff „Ophiolith“ diskutiert. Stoffbestand und geologisches Auftreten von Ophiolithkomplexen aus verschiedenen Teilen West- und Ostanatoliens werden beschrieben. Aus den Feldbeobachtungen wird geschlossen, daß die in Frage stehenden Ophiolithe mesozoischen Alters (Oberjura-Kreide) sind. Entgegen modernen Ansichten über metasomatische Entstehung von Ultrabasiten wird an der magmatischen Deutung festgehalten. Auf eine Beschreibung der tektonischen Verhältnisse Westanatoliens folgt eine Gliederung der magmatischen Vorgänge in diesem Raum. Es wird auf die Wahrscheinlichkeit einer alpidischen Regionalmetamorphose im Menderes-Massiv hingewiesen. Die zeitliche Abfolge Ophiolithe-Granite-Rhyolithe-Andesite-Basalte wird hervorgehoben.

Abstract

The paper is based on investigations done by the authors while working for the „Institute of Mineral Research and Development of Turkey“ (Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü = M. T. A.) in 1953—1955. A brief review of the present state of knowledge

*) Anschrift der Verfasser: Dr. H. Colin, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, Westwall 124, Deutschland; Dr. H. Holzer, Geologisches Bundesanstalt, Wien III.

of Geology in Turkey is followed by a discussion of the term „ophiolite“, as applied here to peridotite-serpentine-spilite-diabase-associations. Ophiolites represent the initial magmatism (H. Stille) of orogenic zones. Geologic and petrographic characteristics of various ophiolite areas in Anatolia (Asia Minor, Turkey) are described. As true magmatic contacts with fossiliferous sediments have not been found, no exact stratigraphic position of the ophiolitic series can be given. The field observations strongly suggest Mesozoic (upper jurassic-cretaceous) age. The orthodox magmatic interpretation of the genesis of the ophiolites is accepted. Some of the problems of the tectonics of Western Anatolia in connection with the emplacement of the ophiolitic masses are pointed out. Furthermore an effort is made to present a working hypothesis of the chronological sequence of magmatism in Western Anatolia during the alpidic orogenesis.

I. Zur Einführung

Mit der in den letzten Jahren bemerkenswert rasch fortschreitenden geologischen Erschließung der Türkischen Republik hat sich eine Fülle von Beobachtungsmaterial über die „Grünen Gesteine“ des Landes angesammelt. Die große Verbreitung dieser Gesteine in Anatolien und die damit verknüpften genetischen, stratigraphischen und tektonischen Fragen haben demgemäß erstrangige Bedeutung für die Geologie der Türkei.

Wir wollen im folgenden eine Reihe von Beobachtungen aus verschiedenen Teilen des Landes und die daraus gezogenen Folgerungen zum Problem der Ophiolithe mitteilen, welches infolge der Verknüpfung des anatolischen Raumes mit den Gebirgssystemen Südost- und Mitteleuropas allgemeineres Interesse beanspruchen dürfte. Vorliegende Arbeit basiert auf Untersuchungen, die von uns im Auftrag des türkischen Institutes für Lagerstättenforschung (Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, kurz M. T. A.) in Ankara während unseres zweijährigen Aufenthaltes in Anatolien (1953 bis 1955) durchgeführt wurden. Wir waren Mitarbeiter an der jetzt abgeschlossenen geologischen Übersichtskartierung 1:100.000 der Türkei und bereisten in diesem Zusammenhang weite Teile des Landes.

Es ist uns eine angenehme Aufgabe, an dieser Stelle der Generaldirektion des M. T. A.-Institutes für die uns damals zuteil gewordene Förderung sowie für die Erlaubnis zur Publikation dieses Artikels ergebenst zu danken. Unser Dank gebührt aber auch allen unseren türkischen Freunden, die, ob Regierungsbeamte oder einfache Bauern und Hirten, unsere Feldarbeiten bereitwilligst unterstützt haben, und deren herzliche Gastfreundschaft wir so oft genossen haben.

Wenn wir uns in dieser Arbeit mit den Problemen der Ophiolithgesteine aus verschiedenen Gebieten der Türkei befassen, so sind wir uns bewußt, damit ein sehr dornenreiches und schwieriges Gebiet zu betreten. Nicht umsonst schreibt einer der besten Kenner alpiner Ophiolithgebiete, H. P. Cornelius (1935): „Alles in allem befindet sich demnach das geologische Problem der Ophiolithe in einem Stadium gleich einer mangelhaft entzifferten Inschrift in unbekannter Sprache: wir glauben Worte und Sätze lesen zu können, aber sie widersprechen sich noch häufig, und das Ganze gibt noch keinen befriedigenden Sinn. Möge es der Forschung der kommenden Jahre gelingen, die Widersprüche restlos aufzuklären.“

In unseren Betrachtungen ist die einschlägige Literatur, soweit sie uns erreichbar war, berücksichtigt worden. Wir hatten jedoch keinen Einblick in die zurzeit in der Türkei laufenden Arbeiten, sowie in die im Archiv des M. T. A.-Instituts vorliegenden unveröffentlichten Rapporte.

In dieser Zeitschrift ist vor kurzer Zeit die „Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien“ von G. Hiessleitner (1952) erschienen. Man möge unsere Zeilen als Versuch einer Ergänzung für den anatolischen Raum zu den Untersuchungen Hiessleitners werten. Allerdings konnten wir auf lagerstättenkundliche Erörterungen nicht eingehen.

Zum besseren Verständnis für den fernerstehenden Fachkollegen sind einige Worte über den gegenwärtigen Stand der geologischen Arbeiten in der Türkei am Platze. Die planmäßige Erschließung des Landes begann mit der Gründung des M. T. A.-Institutes im Jahre 1935. Bis zu diesem Zeitpunkt lagen über verschiedene Landesteile sehr verschiedenwertige Arbeiten und Einzelkarten vor. Es mag erwähnt werden, daß in früheren Jahren u. a. auch eine Reihe österreichischer Geologen an der Erforschung des Landes beteiligt waren. G. Arthaber, A. Bittner, G. v. Bukowsky, H. v. Foullon, F. Heritsch, R. Hörnes, L. Kober, F. Kossmat, F. X. Schaffer, E. Tietze, F. Toula, um einige Namen zu nennen, lieferten Beiträge (betreffend das Gebiet innerhalb der heutigen Grenzen der Türkischen Republik). Umso erfreulicher ist es, daß die traditionellen Beziehungen der österreichischen Geologie zum türkischen Raum auch heute lebendig sind. Seit Kriegsende konnten eine Anzahl österreichischer Geologen im Dienste der Türkischen Republik an der geologischen und lagerstättenkundlichen Erschließung des Landes mitarbeiten.

Zwischen 1942 und 1946 erschien die erste geologische Übersichtskarte, die das gesamte Staatsgebiet der Türkei sowie deren Randgebiete umfaßt. Diese Karte im Maßstab 1 : 800.000 ist eine Kompilation der durch die Mitarbeiter des M. T. A.-Institutes durchgeführten Neuaufnahmen, sowie der aus früheren Arbeiten vorliegenden Daten. Zu der Karte (Redaktion N. Egeran & E. Lahn) besteht in Schwarz-weiß-Druck eine tektonische Karte gleichen Maßstabes. Für das wirtschaftliche Aufbauprogramm des türkischen Staates wurde in den letzten Jahren eine geologische Kartierung 1 : 100.000 sowie geotechnische, hydrologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen ausgeführt.

Das Kartenwerk 1 : 100.000 ist heute mehr oder minder abgeschlossen, gegenwärtig wird an einer Kompilation zu einer Übersichtskarte 1 : 500.000 gearbeitet, andererseits die geologische Kartierung wirtschaftlich interessanter Gebiete im Maßstab 1 : 25.000 und darunter betrieben. Diese kurz skizzierten Arbeiten werden in erster Linie vom M. T. A.-Institut in Ankara ausgeführt, wobei neben den türkischen Geologen und Technikern auch eine Reihe ausländischer Fachkräfte tätig sind. Geologische Forschungsarbeiten leisten außerdem die Universitäten und Hochschulen in Ankara und Istanbul.

II. Zum Begriff „Ophiolith“

Seit geraumer Zeit hat sich, vor allem in der alpinen Literatur, der Begriff „Ophiolith“ eingebürgert, wobei derselbe gelegentlich eine wechselnde Begriffsbestimmung erfahren hat. Nachdem gerade vor kurzem wieder Stimmen laut geworden sind, die sich scharf gegen die Verwendung dieses Begriffes wenden (G. v. d. Kaaden & K. Metz, 1954), ist es angebracht, sich mit dem Ophiolithbegriff kurz auseinanderzusetzen.

Das Wort Ophiolith ist aus dem Griechischen ($\phi\phi\iota\varsigma$ = Schlange) abgeleitet. Bereits in der Antike (Plinius, Vitruv) wird der Ausdruck „Ophites“ verwendet. In Zirkels Lehrbuch der Petrographie (1866) ist Ophiolith ein selten gebrauchter Name für Serpentin. Im Laufe der Zeit ergab sich eine Begriffserweiterung (insbesondere seit Steinmann, 1905, u. a. O.), indem der ursprünglich petrographische Terminus geologisch-tektonische Bedeutung erhielt. Ganz allgemein werden die basischen bis ultrabasischen Gesteine der Geosynklinalgebiete als Ophiolithe bezeichnet. H. Stille (1939) betont, daß wir bei der historisch-geologischen Klassifikation der magmatischen Phänomene für den orthogeosynklinalen Magmatismus einer Gesamtbezeichnung bedürfen, die nichts über eine spezielle petrographische Entwicklung aussagt. Die Gesamtheit des Magmatismus der mobilen Erdräume in ihrer orthogeosynklinalen Phase ist als initialer Magmatismus als Oberbegriff zu bezeichnen, und ophiolithisch wäre ein Sonderfall hievon, u. zw. der Regelfall.

Vom Standpunkt des Feldgeologen wollen wir festhalten, daß wir den Begriff Ophiolith für durchaus notwendig betrachten, da er einem terminologischen Bedürfnis für jene Serien „grüner Gesteine“ entspricht, für welche sonst kein zutreffender Begriff existiert. Er kennzeichnet genetisch zusammengehörige, in ihrer petrographischen Zusammensetzung zwar im einzelnen mannigfaltige, aber im regionalen Sinne sehr gleichförmige Serien, die im Geosynklinalmechanismus orogener Zonen weltweite Verbreitung besitzen.

III. Der Stoffbestand der Ophiolithserien

Bei den von uns in Ost- und Westanatolien bearbeiteten Ophiolithkomplexen ließen sich im großen und ganzen folgende Gesteinsgruppen unterscheiden:

1. Peridotite (Dunite, Harzburgite, Lherzolithe, Hornblendeperidotite), Pyroxenite — in allen Graden der Serpentinisierung, bzw. Serpentine. Ferner die mit diesen Gesteinen häufig verknüpften Talkgesteine, Tremolit- und Aktinolithfelse und Anthophyllitgesteine.
2. Gabbros und dioritische Gesteine.
3. \pm Veränderte vulkanische bis subvulkanische Gesteine: Spilite, mehr oder minder vergrünte basaltische bis andesitische Gesteinstypen.
4. Metamorphe Glieder: Grünschiefer im weiteren Sinne = Prasiniten, Glaukophanschiefer, Amphibolite.
5. Mischserien aus den oben angeführten Serien mit Tuffiten und Spilitschalsteinen sowie Radiolariten, Hornsteinmergeln, Sandsteinen, Kalcken und Marmoren.

In der Verbreitung und Häufigkeit obiger Gesteine überwiegt bei weitem die Peridotitfamilie und die entsprechenden Serpentine, u. zw. in der Hauptsache Harzburgite. Dunite, Lherzolithe usw. sind nach unseren Erfahrungen relativ selten. Talkgesteine, Aktinolithschiefer usw. haben geringe Ausdehnung, sind jedoch fast immer in den Randgebieten der Peridotit- (bzw. Serpentin)körper anzutreffen. Gabbroide bis dioritische Gesteine findet man in jedem größeren Peridotitareal, meist als gangförmige Bildungen oder als kleinere Schollen. Auch die unter 3. bis 5. angeführten Gesteine

beobachtet man praktisch überall. Sie sind hauptsächlich gegen die umschließenden Schichten hin anzutreffen. Sie treten mengenmäßig gegenüber den ultrabasischen Gesteinen in den Hintergrund.

Zur besseren petrographischen Charakterisierung und zur Kenntnis der Variationsbreite folgt eine Auswahl von Dünnschliffbestimmungen, welche in der mineralogischen Abteilung des M. T. A.-Institutes an unseren Aufsammlungen gemacht worden sind, und für welche wir den Herren Drs. G. v. d. Kaaden, C. Kieft, F. Ronner und P. de Wijkerslooth zu danken haben.

1. Harzburgite, Pyroxenperidotite, Wehrlite, Anorthosite, Peridotite in allen Phasen der Serpentinisierung, calcifizierte, verkieselte, limonitisierte Serpentine.

2. Gabbros, uralitisierte Gabbros, Gabbronorite, Olivingabbros, Hornblendite, uralitisierte Gabbrodiorite, vergrünte Quarzdiorite.

3. Diabase, Uralitdiabase, Metadiabase, Quarzdiabase, Diabaspilite, Spilite, Spilit-Mandelsteine, Andesite, Basalte, Tephrite.

4. Albitchloritschiefer, Epidot-Glaukophanschiefer, Chloritschiefer, Prasinite in verschiedenen Variationen.

5. Vergrünte Tuffite, Spiltschalsteine, Konglomerate von Schalstein-typus (Gerölle von Spiliten bis Diabasen in kalkiger Grundmasse), spilitische Eruptivbreccien. Radiolarite und Hornsteine.

IV. Über geologisches Auftreten und Altersstellung

Wir wollen in diesem Kapitel zunächst eine Reihe von regional angeordneten Geländebeobachtungen anführen. Sie stellen den feldgeologischen Befund dar, an welchem später das allgemeine Erscheinungsbild dargestellt werden soll.

Abb. 1 zeigt die geographische Position aller behandelten Ophiolithgebiete in Anatolien.

1. West- und Südwestanatolien

a) Das Peridotitmassiv von Fethiye

Nördlich von Fethiye (Vilayet Muğla) in Südwestanatolien befindet sich ein großes, WNW—ESE gestrecktes Peridotitmassiv. Es besteht überwiegend aus schwach serpentinierten, grobkristallinen Harzburgiten. Nur in Störungszonen ist die Serpentinisierung weiter vorgeschritten. Häufig ist in diesen Zonen auch eine Prehnitisierung zu beobachten. Neben den Harzburgiten treten noch Dunite, Pyroxenite, Wehrlite, Olivingabbros, Gabbros und Gabbrodiorite auf. Die gabbroiden Gesteine, die meist stock- oder gangförmig in dem Peridotitmassiv liegen, bilden etwas jüngere Nachschübe. Die den Peridotiten im Gebiet von Fethiye ihre wirtschaftliche Bedeutung verleihenden Chromerze treten als Schlierenstöcke oder Schlierenbänder auf. Die Erze sind vorwiegend als Sprenkelerze oder Kugelerze ausgebildet. Der Chromit liegt in einer Grundmasse von serpentiniertem Dunit, der sich meist deutlich von den frischeren Peridotiten abhebt. Neben Dunit ist in den Schlieren auch Chromtremolit zu finden.

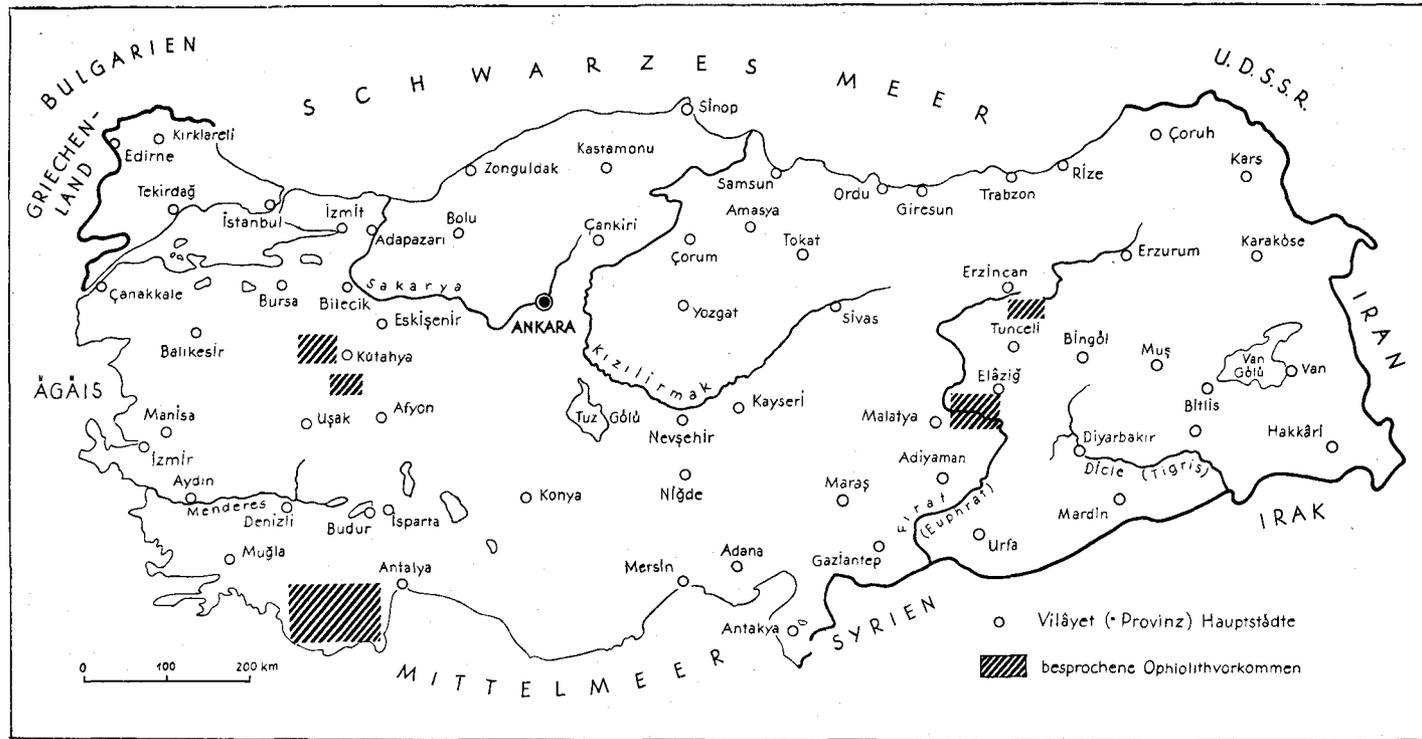


Abb. 1

Das Peridotitgebiet von Fethiye wird im Norden und Westen von Kalken überlagert. Sie sind mit dem Peridotit eng verfaltet und verschuppt. Der Kontakt zwischen den Kalken und dem Peridotit ist stets tektonisch durchbewegt. Teilweise treten unmittelbar, in die Kontaktzone eingeschuppt, rote Radiolarite auf. Am Südostrand des Peridotitmassives wurde bei Göben in der Kontaktzone auch ein stark umgewandelter Diabas beobachtet. Das Hangende wird von geschichteten, mehr oder minder stark eingekieselten Kalken gebildet. In diese Serie eingeschaltet fanden sich westlich Kuzkavak und am mittleren Kizil-Dere oberhalb der Chromerzgrube Yemişli sedimentäre Manganerzlagerstätten (pyrolusitführende Hornsteine). Am Kizilangedik bei Kuzkavak, am Bekirbeli oberhalb Incirköy, und am Aladağ westlich Üzümlü konnten aus der Kieselkalkserie stammende Mikrofaunen bestimmt werden, die anzeigen, daß diese Serie in dem Zeitraum zwischen Gault und Oberturon abgelagert worden ist (die Mikrofossilbestimmungen besorgte in dankenswerter Weise Herr Dr. Oberhauser).

Neben dieser mehr oder weniger flachen Überlagerung der Peridotite durch Kalke ist das Massiv stellenweise auch durch steilstehende Störungen begrenzt. In diesen Störungen, die westlich Fethiye an der Halbinsel Karagözler und am Aladağ bei Üzümlü beobachtet werden konnten, sind Spilite zwischen die Ultrabasite und Kalke eingeschaltet.

Als Liegendes des Peridotitmassivs von Fethiye müssen die isolierten Kalkvorkommen des Buztaş und Naldöken südlich von Cenger, sowie an der Südostspitze von Kizil-Ad. betrachtet werden. Während in diesen Kalken keine Fossilien gefunden werden konnten, sind in einem am Ostrand des Peridotitmassives gelegenen (im Eşencay-Tal südlich Kemer) weißen Massenkalk stark an *Solenoporella jurassica* Rothpl. erinnernde Kalkalgen festgestellt worden. (Die Bestimmung der Algen verdanken wir Frau Utarit Bilgütay.) Der Massenkalk fällt ebenfalls unter den Peridotit ein.

Paläozoische Gesteine treten in der Umgebung des Peridotitmassives nur im Gebiet westlich und nordwestlich von Incirköy auf. Es handelt sich hierbei um stark herausgequetschte Aufsattlungen, in deren Kern permokarbone Kalke und Quarzite aufgeschlossen sind. Diese Gesteine konnten aber an keiner Stelle im Kontakt mit Ophiolithen beobachtet werden.

Verfasser fand in diesem Gebiet einen roten, brecciösen Kalk, der neben einer permokarbonen Mikrofauna Bruchstücke von zersetztem spilitischem Material enthielt. G. v. d. Kaaden und K. Metz (1954) führten dieses Handstück als Beweis für das von ihnen postulierte paläozoische Alter der Spilite an. Es muß dazu bemerkt werden, daß es sich bei dem Handstück um einen Lesestein handelt. Die Rotfärbung des Kalkes wird durch Mikrofossilien hervorgerufen, die durch Limonit rot pigmentiert sind, während sonst die permokarbonen Kalke stets grau gefärbt sind. Das kalzitische, rekristallisierte Bindemittel ist farblos. In unmittelbarer Nachbarschaft des Fundortes stehen eoazäne Flyschgesteine (kalkige Mikrobrecien, Mergelschiefer, Kalksandsteine) an. Es kann wohl angenommen werden, daß das fragile Gestein im Tertiär durch Aufarbeitung von paläozoischen Kalken sowie von Ophiolithen entstanden ist. Dafür sprechen auch die Korrosionserscheinungen an den Mikrofossilien (Bestimmung letzterer verdanken wir Herrn Dr. Suat Erk).

Auf Grund der Lagerungs- und Verbandsverhältnisse ergibt sich, daß das Peridotitmassiv von Fethiye in einem mesozoischen Schichtverband ungefähr den Zeitraum zwischen Oberjura-Unterkreide und Oberkreide (Turon) einnimmt.

b) Die Ophiolithe von Elmali-Akdağ

Östlich des Eşencay-Tales (Vilayet Muğla) erhebt sich das große Bergmassiv des Elmali-Akdağ. In ihm treten an verschiedenen Stellen kleinere Ophiolithkörper auf, die in die Kalke eingeschaltet sind. Ein typisches Beispiel eines solchen Ophiolithvorkommens, das am Karabel südlich der Seki Ova, soll hier beschrieben werden.

Über einer mehr als 1000 *m* mächtigen Massenkalkserie, aus welcher triassische und jurassische bis unterkretazische Mikrofossilien und Algen bestimmt werden konnten, liegen hier geschichtete Hornsteinkalke mit roten, grauen und grünlichen Schieferzwischenlagen. Mit den Schiefen sind auch kleine Konglomeratbänkchen vergesellschaftet, die sich unter dem Mikroskop als schalsteinartige Bildungen zu erkennen gaben. Gerölle von Spiliten und Diabasen, Radiolarit und kleine Kalksplitter sind durch Kalk verkittet. Etwas östlich der Paßhöhe treten auch Spilite und Peridotite in dieser Serie auf. Die Spilite sind feinkörnig und schwach porphyrisch struiert. Brecciöse Teile in der Spilitmasse machen es wahrscheinlich, daß hier eine Eruptivbreccie vorliegt. Dafür spricht auch das Auftreten der Peridotite (schwach serpentinierte Harzburgite), die die liegende Kalkserie durchsetzen und anscheinend der Förderspalte der Spilite gefolgt sind. Die ungefähr N—S gerichtete Förderspalte der ophiolithischen Gesteine hat bei der Orogenese als Störung gewirkt, sodaß Peridotite und Spilite in der Aufstiegszone etwas durchbewegt wurden. Der Versetzungsbetrag an der Störung kann jedoch, wie sich aus stratigraphischen Vergleichen ergibt, wenige 10 *m* nicht überschritten haben. Über der an dieser Stelle ungefähr 150—200 *m* mächtigen Schiefer-Hornsteinserie mit ihren Ophiolith-einschaltungen folgen weiße, massige Kalke, die auf Grund von faziellen Vergleichen und ihrer Lagerung der oberen Kreide zugerechnet werden dürfen.

Gegenüber dem Peridotitgebiet von Fethiye sind die Ophiolithe des Elmali-Akdağ durch geringere tektonische Durchbewegung ausgezeichnet. Die Kontaktzonen sind daher besser erhalten geblieben. Die basischen Effusivgesteine oder deren Tuffe bilden hier meist einen Mantel um die Peridotite. Unter den begleitenden Sedimentgesteinen sind Schiefer weiter verbreitet als im Gebiet von Fethiye.

c) Die Ophiolithe des Alakırçay-Tales

Bei Finke (Vilayet Antalya) mündet das ungefähr 60 *km* lange, N—S gerichtete Tal des Alakırçay. Begleitet wird das Tal auf beiden Seiten von Hochgebirgszügen. Im Westen sind es die vorwiegend aus oberkretazischen gebankten Kalken aufgebauten Beydağlari, während im Osten das Tal durch eine aus Riffkalken bestehende Gebirgskette vom Meer getrennt wird. An der Basis dieser Riffkalke treten permokarbone Kalke auf. Darüber folgt eine Zone von grob gebankten Kalken, die nach oben unmerklich in die über 1000 *m* mächtige Riffkalkserie übergeht. Die Riffkalke vertreten den Zeitraum von oberem Jura bis zur oberen Kreide. Sie sind mit plattigen Kalken, Hornsteinkalken, Schiefen und Sandsteinen verzahnt, die teilweise weit in die Riffkalke hineingreifen.

Diese Kalk-Schiefer-Hornsteinserie ist in dem ganzen Talgebiet des Alakırçay verbreitet und geht an dessen Westrand in die gebankten

Kalke der Beydağları über. Faunistisch wird sie charakterisiert durch Radiolarien und Oligosteginen. Doch fanden sich außer diesen reinen Faziesfossilien auch Mikrofaunen, die zur Altersbestimmung herangezogen werden konnten. Danach ist die Kalk-Schiefer-Hornsteinserie ungefähr in dem Zeitraum zwischen Apt-Alb und Maastricht abgelagert worden. Sie stellt also nur eine besondere Faziesausbildung gegenüber den sie begleitenden Kalkketten dar.

Die Ophiolithe des Alakırçay-Tales sind in die Kalk-Schiefer-Hornsteinserie eingelagert. Es handelt sich um basische Effusivgesteine und um ultrabasische Intrusiva. An Effusivgesteinen wurden Basalte, Diabase, Quarzdiabase, Kalikeratophyre und Hauynteophrite beobachtet (Bestimmung G. v. d. Kaaden und C. Kieft). An Intrusivgesteinen treten Quarzdiorite, Gabbonorite, Uralitgabbros, Hornblende-Plagioklasfelse, Pyroxenite und Peridotite in allen Umwandlungsstufen zu Serpentinaen auf.

Die basaltischen Gesteine haben als submarine Extrusionen die Kalk-Schiefer-Hornsteinserie durchsetzt und sind mit ihnen verzahnt. Pillow-Laven (in denen manchmal Analcim auftritt), und isoliert in den Basalten schwimmende Kalkschollen konnten öfters beobachtet werden. Die Intrusivgesteine sitzen als langgestreckte Stöcke in den Basalten. Sie scheinen, wie schon im Gebiet des Elmali-Akdağ beobachtet, dieselben Förderwege wie die Basalte benutzt zu haben. Am Pazarkayasi am Nordende des Alakırçay-Tales war der Kontakt der Intrusivgesteine gegen die Basalte gut aufgeschlossen. Es zeigte sich hier ein nahezu lückenloser Übergang von schwach serpentinisierendem, chromerzführendem Peridotit zu einem Aktinolith-Plagioklasfels und weiter zu einem Quarzdiorit ($\pm 10\%$ Quarz). Neben diesen Gesteinen fanden sich porphyrische Basalte. Es muß angenommen werden, daß sich an den Peridotiten bei ihrer Intrusion in die Basalte eine etwas saurere Randzone ausgebildet hat.

Intrusiv- und Extrusivgesteine sind zusammen mit der Kalk-Schiefer-Hornsteinserie verfaltet, doch hat sich nur an größeren Peridotit- oder Kalkmassiven ausgeprägte Schuppungstektonik vollzogen. Die magmatischen Gesteine müssen auf Grund ihrer Lagerungsbeziehungen zu der Kalk-Schiefer-Hornsteinfolge gleichalterig, bzw. etwas jünger als diese Serie sein. Die obere zeitliche Begrenzung für den Aufstieg der Peridotite ist durch ihre Überlagerung durch eoazäne, flyschartige Gesteine am Nordende des Alakırçay-Tales gegeben. Die Ophiolithe unseres Gebietes bestehen ungefähr zu gleichen Teilen aus basaltischen Effusivgesteinen und aus ultrabasischen Intrusiven. Die basaltischen Gesteine wurden als submarine Extrusionen während des Zeitraumes zwischen Apt-Alb und Maastricht gefördert, sie sind mit der Kalk-Schiefer-Hornsteinserie verknüpft. Die Ultrabasika stecken als jüngere Einschübe in den Basalten. Wie aus der Überlagerung durch eoazäne Sedimente hervorgeht, muß die Platznahme der Peridotite vor deren Ablagerung stattgefunden haben.

d) Das Ophiolithgebiet von Çekürler—Söğütyaylaköy

Westlich Kütahya sind im Gebiet um Çekürler und Söğütyaylaköy (Vilayet Kütahya) an mehreren Stellen Ophiolithe aufgeschlossen. Der Untergrund des ganzen Gebietes wird von leicht epimetamorphen, klastischen Sedimenten (überwiegend Quarzserizitschiefern) gebildet. Diese werden von einer Kalk-Marmorserie überlagert, die zum Teil, besonders in den

tiefere Partien, dunkel gefärbt und leicht bituminös ist. Gegen das Hangende zu sind die Gesteine hellgrau und teilweise hornsteinführend. Fossilien wurden in diesen Gesteinen nicht gefunden, sodaß eine altersmäßige Einstufung nur auf Grund von faziellen Vergleichen mit den Nachbargebieten möglich ist. Die klastischen Sedimente des Untergrundes, die teilweise stärker, teilweise schwächer metamorph, über den Emirdağ bis in den Sultandağ verfolgt werden konnten, lieferten eine devonische Korallenfauna. In dunklen Kalken, die dort ebenfalls die klastischen Sedimente überlagern, fand sich eine Mikrofauna, die ins Permokarbon zu stellen ist (nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. Brennich). Den hangenden, hornsteinführenden Kalken entsprechende Gesteine beobachtete H. Holzer (1954 b) im Gebiet westlich Kütahya. Aus den faziell und lagemäßig gleichartigen Kalken konnte eine oberkretazische Mikrofauna bestimmt werden.

Die Ophiolithe im Raume von Çekürler und Söğütyaylaköy werden von den zuletzt erwähnten hornsteinführenden Kalken überlagert. Die Hornsteine sind teils schichtförmig, teils unregelmäßig knollig. Die Kontaktzone der Kalke gegen die die Hauptmasse der Ophiolithe ausmachenden Serpentine (serpentinisierte Peridotite) konnte bei Çekürler und Söğütyaylaköy beobachtet werden. In dieser Kontaktzone fanden sich rote Radiolarite und eine mehr oder weniger mächtige Folge von Grünschiefern. Im einzelnen trafen wir crossitglaukophanführende Chloritschiefer, chloritführende Quarz-Epidot-Na-Hornblendeschiefer, titanitführende Klinozoisitamphibolite, Prasinite, epidotisierte Spilite und Metadiabase (die petrographische Bestimmung dieser Gesteine verdanken wir Herrn Dr. F. Ronner). Nach den Schlibfbildern dürfte das Ausgangsmaterial dieser Serie basische Effusiva gewesen sein. Auf Grund der verhältnismäßig geringen Metamorphose der begleitenden Kalke und Peridotite ist anzunehmen, daß die Glaukophan-Neubildung auf Na-Metasomatose beruht. Hier muß erwähnt werden, daß in hangenden kristallinen Kalken auch kleine Albitnester auftreten.

Permokarbone Sedimente wurden an keiner Stelle im Kontakt mit den Ophiolithen angetroffen. Das Ophiolithgebiet von Çekürler—Söğütyaylaköy wurde, zusammen mit seiner Umgebung, leicht regionalmetamorph überprägt. Es gleicht in seinem Gesteinsbestand weitgehend anderen, nicht metamorphen Vorkommen. Das Alter der die Ophiolithe begleitenden Gesteinsserien kann wegen des Fehlens von Fossilfunden nicht sicher angegeben werden. Regionale Vergleiche machen es jedoch wahrscheinlich, daß die begleitende Kalkserie kretazisches Alter besitzt und die leichte Regionalmetamorphose alpidisch ist.

e) Ophiolithe westlich Kütahya

Unser Bereich liegt innerhalb der Vilayets Kütahya und Bursa (der Landschaft Phrygien der Antike), im Raume Tavşanlı-Dağardı-Orhaneli. Nach der tektonischen Gliederung von M. Blumenthal befinden wir uns im Bereich der zentralanatolischen Zwischenmasse. Über 1000 km² unseres Raumes werden von Ophiolithen eingenommen. Die Hauptmasse bilden Serpentine bzw. Peridotite in wechselndem Grade der Serpentinisierung. Mehr oder minder unveränderte Peridotite trifft man immer wieder in Form von Knollen und linsenartigen Körpern. Gabbroide Gesteine bilden geringmächtige Gänge. Gegen die Serpentinränder erscheinen prasinitische Gesteine, Glaukophanschiefer, Diabase und Spilite, in bunter

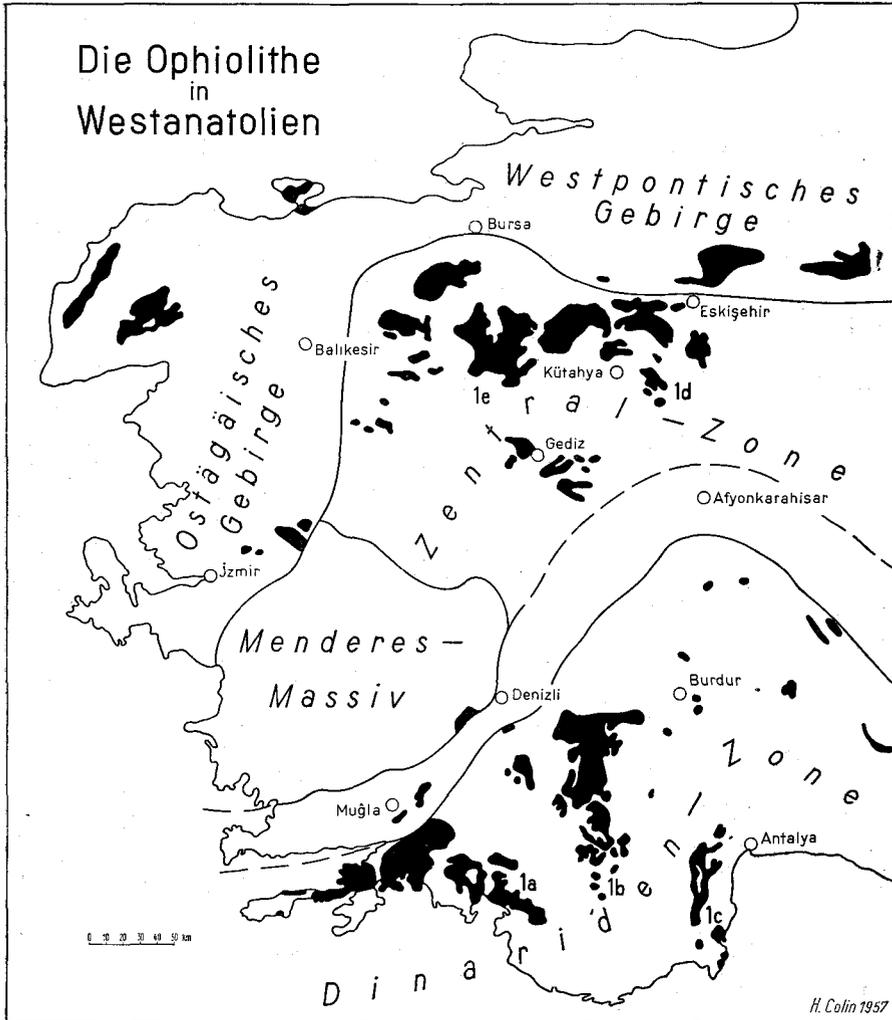


Abb. 2 gibt die Verbreitung der Ophiolithe (schwarz) in Westanatolien. Die Ziffern 1a—1e der Karte beziehen sich auf die entsprechenden Abschnitte im Text.
(1a: Fethiy e, 1b: Elmali-Akdağ, 1c: Alakırçay-Tal, 1d: Çekürler-Söğütyaylaköy
1e: westlich Kütahya).

Mischung mit Serpentin schuppen, Marmorlamellen und roten Radiolariten sowie Hornsteinkalken. Die tektonische Durchbewegung ist hier — wie gewohnt — kräftig, von irgendwelchen primären Kontakten keine Spur.

Dieses Serpentinegebiet wurde bisher als paläozoisch angesprochen (z. B. Wijkerslooth, 1941 b). Diese Ansicht geht zurück auf die Arbeiten Philipppsons (1910—1915), der auch die erste geologische Karte dieses Gebietes gab. Während unser Serpentinareal randlich zum großen Teil von Neogensedimenten umgeben ist, sind im Raume südlich Tavşanlı und des Değirmisaz Dere Profile zu den überlagernden Schichten auf-

geschlossen. Über den Serpentin folgt gegen oben die bereits erwähnte Mischserie aus miteinander verknüpften Serpentinsschuppen, Grünschieferpartien, Marmor- und Radiolaritlamellen. Darüber liegen graue, feinkristalline Marmore und Kalke. Philippson kartierte diese Gesteine gemäß der damals herrschenden Konzeption als Paläozoikum und hielt folgerichtig die darunter liegenden Ophiolithe für paläozoisch. Es ist uns nun gelungen, aus den schwach kristallinen Kalken etwa 2 km südlich des Serpentinrandes *Siderolites calcitrapoides* Lamark und Orbitolinen (Bestimmung R. Oberhauser) nachzuweisen, womit ein oberkretazisches Alter (Maastricht) der Kalke sichergestellt ist. Wie so oft in Anatolien, so liegt auch hier die Oberkreide über den Ophiolithen. Verknüpfung mit paläozoischen Gesteinen wurde nicht beobachtet.

2. Ophiolithe in Ost- und Südostanatolien

a) Ophiolithe im Monzurgebirge

Das Gebiet liegt im Bereiche des Vilayets Tunceli, zu einem schmalen Teil im Gebiet der Provinz Erzurum, innerhalb des Monzur-Silsilesi-Gebirgsystems. Das hochalpine Terrain (Gipfelhöhen bis 3450 m) erstreckt sich zwischen dem obersten Firat (= Euphrat) und dem Murat Nehri, in der Landschaft Hozat (Dersim). Regionaltektonisch befinden wir uns im Grenzbereich östliche Tauriden—Anatoliden. Erstere sind in unserem Raume durch Schuppenbau und Aufhebungen nach Süden gekennzeichnet, letztere haben flachwelligen Faltenbau, der zumindest an manchen Stellen nach Norden vergiert. Der zu behandelnde Ophiolithkomplex erstreckt sich im kartierten Bereich über einige hundert Quadratkilometer. Die Mächtigkeit ist stellenweise über 300 m (aufgeschlossen). Es handelt sich hier um eine sehr komplexe Serie von in sich verschuppten und miteinander verknüpften Schollen von Ophiolithen, Kalken und Radiolariten. Bei den Grüngesteinen überwiegen die Serpentine weitaus. Seltener, doch immer vorhanden, sind Diabase und spilitisches Material. Der sedimentäre Anteil der Mischserie besteht aus grauen, z. T. feinkristallinen Kalken, gelbbraunen, brecciösen Kalken, weißen Marmoren, rötlichen, geschichteten Hornsteinkalken (die oft an alpine Aptychenkalke erinnern), roten, kieseligen Mergeln, vielen roten Radiolariten und, seltener, grüngrauen, feinstkörnig-quarzitischen Sandsteinen. Überlagert wird der ganze Komplex von mächtigen Oberkreidekalken, das Liegende ist nicht aufgeschlossen. In Kalken der Mischserie wurden Orbitolinen gefunden, die Ober Barrême bis Unterenoman belegen (Bestimmung R. Oberhauser). In der östlichen Fortsetzung unserer Serie wurde von I. Ketin (1945) *Orbitolina* aff. *conoidea* Gras. angegeben. Eine Verknüpfung unserer Ophiolithe mit Gesteinen, die als Paläozoikum angesprochen werden könnten, wurde nicht beobachtet. In Übereinstimmung mit I. Ketin und H. N. Pamir, welche die östliche Fortsetzung unseres Gebietes kartiert haben, halten wir die Ophiolithe für mesozoisch, etwa Oberjura-Unterkreide.

b) Ophiolithe im Gebiet von Elaziğ

Das untersuchte Gebiet liegt im Vilayet Elaziğ bzw. Malatya, etwa zwischen den Orten Elaziğ, Baskil, Kale und Sivrice. Es wird vom Firat (Euphrat) durchflossen. Wir befinden uns am Südrand der Iraniden.

Mehrere hundert Quadratkilometer werden hier von Grüngesteinen eingenommen. Es sind durchwegs vergrünte gabbroide Gesteine. Im einzelnen: Uralitgabbros, olivinführende Gabbros, ophitische Uralitgabbros, uralitisierte Gabbrodiorite. Dazu (seltener) Hornblendite sowie diabasische Gesteine. Größere Mengen von Serpentin fehlen. Aktinolith-Tremolitbildungen findet man gelegentlich, lokal treten Prehnit-Neubildungen in unseren Gesteinen auf. Die tektonische Beanspruchung ist geringer als im vorhin erwähnten Raum.

Die Ophiolithserie wird an verschiedenen Stellen von Graniten durchbrochen. Die granitische Beeinflussung geht von schwacher aplitischer Durchaderung zu scharf begrenzten pegmatoiden Gängen und Spaltenfüllungen. Die Granite selbst haben echten Kontakt (mit Skarnbildungen) zu Kalken und Marmoren, welche sichere Oberkreide(Maastricht)-Faunen geliefert haben. An verschiedenen Punkten wird die Ophiolithserie von Maastrichtkalken und Eozänflysch überlagert, sie liegt im Westen unseres Gebietes über Permokarbonkalken. Die Altersstellung ist demnach: älter als Maastricht, jünger als Permokarbon.

Theoretisch ist sehr gut vorstellbar, daß zwischen dem Entstehungsakt der Ophiolithe und der Amplatzstellung der Granite keine allzu langen geologischen Zeiträume verstrichen sind. Granite und granitische Durchtränkung finden sich nur innerhalb der Ophiolithserie. Das legt den Schluß nahe, daß beide von einem Magmenkörper abstammen, der — zeitlich gesehen — bis an die Kreide-Eozänwende aktiv geblieben ist. (Chemische Analysen stehen uns leider nicht zur Verfügung.) Wir sind der Anschauung, daß die gabbroiden Schmelzen etwa in der Zeitspanne Unterkreide—tiefere Oberkreide aufgedrungen sind. In der Tiefe vollzogen sich Differenziationsvorgänge, vermutlich auch Assimilation von Nebengesteinsmaterial. Mit den orogenetischen Bewegungen zwischen Oberkreide—Untereozän kommt es dann zum Aufdringen der granitischen Schmelzen (Kontakt zu Maastricht, Mitteleozän hingegen unbeeinflusst). Das Mengenverhältnis Ophiolithe-Granite entspricht kartenmäßig durchaus dem theoretischen Verhältnis eines solchen Magmenzyklus.

3. Zusammenfassung

Wir haben oben Ophiolithkomplexe aus verschiedenen Teilen Anatoliens, aus verschiedenen tektonischen Einheiten beschrieben. Fassen wir unsere Erfahrungen über das geologische Auftreten zusammen:

Nirgends wurden autochthone Durchbrüche oder diskordante Lagerung festgestellt. Generell herrscht tektonische Konkordanz zu den umschließenden Schichten.

Die äußere Form der Ophiolithkörper ist mehr oder minder lentikular, in der Größenordnung von wenigen Metern bis Tausenden von Metern. Es gibt geschlossene Ophiolithareale von 1000 km^2 und darüber.

Echte magmatische Kontakte wurden von uns nirgends beobachtet. Irgendwelche Zufuhrkanäle, in welchen die Ophiolithe aufgedrungen sein könnten, waren nicht mit Sicherheit auszumachen.

Die Randzonen der Ophiolithkörper zeichnen sich generell durch starke tektonische Durchbewegung aus, während das Ausmaß der Deformation im Inneren größerer Massen gering sein kann. Die Ränder sind fast immer

durch das Auftreten von Mischserien (Ophiolithe-Radiolarite-Kalke usw.) gekennzeichnet.

In den beschriebenen Gebieten haben die Ophiolithe stets sichere Lagebeziehungen zu jungmesozoischen Sedimenten.

Das überall beobachtbare Zusammenvorkommen von Ophiolithen und Radiolariten muß auf eine gesetzmäßige genetische Verknüpfung zurückgeführt werden.

Aus dem oben Gesagten, das im übrigen zwanglos mit den Ergebnissen der Bearbeiter anderer Ophiolithgebiete übereinstimmt, geht hervor, daß eine exakte, unanfechtbare Altersbestimmung unserer Ophiolithe nicht möglich ist. Jedoch sprechen unseres Erachtens nach die in den vorigen Kapiteln dargelegten Feldbefunde unbedingt für ein alpidisches Alter. Für eine Einstufung ins Paläozoikum liegen keine feldgeologischen Gründe vor. Wir haben für die Platznahme der Ophiolithe den Zeitraum zwischen Oberjura und Oberkreide anzunehmen.

V. Bemerkungen zur Petrogenese

Wie sich aus dem geologischen Befund unserer Gesteine ergibt, haben wir es mit Felsarten zu tun, die kaum Vergleichsmöglichkeiten mit anderen Erstarrungsgesteinen bieten. Genetische Fragen sind deshalb doppelt schwierig zu beantworten. Wir wollen zunächst aus der sehr umfangreichen Grüngesteinsliteratur einiges Weniges herausgreifen.

In der klassischen Petrographie waren die ultrabasischen Gesteine bislang selbstverständlich als Abkömmlinge ultrabasischer Magmen aufgefaßt worden. Bis vor kurzem wurde die magmatische Entstehung der Peridotite usw. wohl nie bezweifelt. Im Sinne der am Granitproblem entwickelten Vorstellungen des Transformismus finden wir nun in neuerer Zeit Tendenzen, auch die ultrabasischen Gesteine als Produkte hydrothermalen oder metasomatischer Vorgänge zu erklären. Sieht man von den extremen Gedankengängen von Perrin und Roubault (1949) ab, die praktisch jedes granulare Gestein als durch metasomatische Prozesse gebildet ansehen, so verdienen neuere Arbeiten skandinavischer Forscher unser Interesse. T. Mikkola (1955) interpretiert die früher als magmatisch angesehenen Peridotite der Orijarvi-Region als Produkte metamorpher Differenziation, hervorgegangen aus mergeligen Tonen. Ähnliche Gedankengänge vertritt H. Sørensen (1953) für die ultrabasischen Gesteine von Westgrönland. J. Avias (1949) kam in Neu-Caledonien zu ähnlichen Vorstellungen. Während diese Gedankengänge im „Unterbau“ (E. Wegmann) orogener Zonen entwickelt wurden, schlägt Sørensen vor, die transformistische Arbeitshypothese auch in den höheren Stockwerken der Orogene zu testen.

Ausgehend von unseren Erfahrungen in Anatolien möchten wir festhalten, daß die orthodoxe magmatische Deutung, obwohl sie manche Phänomene nicht zufriedenstellend erklärt, weit eher unserem geologischen Feldbefund gerecht wird. Zunächst liegen unsere Ultrabasite im allgemeinen innerhalb von nicht metamorphen Serien. Gibt es im Umkreis Metamorphikum, dann ist es in den uns bekannten Gebieten schwachstufiges, regional-metamorphes Kristallin, dessen Prägung unabhängig von den Ophiolithen vor sich gegangen ist. Wenn nun unsere Ophiolithe an Zonen tektonischer Beanspruchung auftreten, so bedeutet das unseres Erachtens nicht, daß

sie diesen Scher-, Faltungs- oder Bruchbewegungen (die sicher große Intensität aufgewiesen haben) ihre Entstehung verdanken (etwa als metamorphe Differenziation eines mergeligen Tones unter Einfluß von stärkstem stress). In so einem Fall müßte zumindest auch ein kleiner Teil des Nebengesteins metamorph verändert worden sein. Eher scheint uns die althergebrachte Ansicht zutreffend, daß nämlich Peridotite und umliegende Kalkmassen bei gleichzeitiger tektonischer Einspannung disharmonisch verformt werden, und daß solche Spannungen an den Grenzflächen der beiden mechanisch verschieden reagierenden Medien zur Auslösung kommen. Daß Serpentin einen ausgezeichneten tektonischen Gleithorizont abgibt, ist eine altbekannte Tatsache. Auch scheint uns das Auftreten der vielen Chromitlagerstätten in unseren Serpentin gegen eine metasomatische Deutung zu sprechen. Wollte man den Chromit z. B. pneumatolytisch in den Serpentin einwandern lassen, warum finden wir dann die Erzkörper nicht auch einmal im Nebengestein? Wenn man die mit den Ultrabasiten eng verknüpften gabbroiden Gesteine, die effusiven Spilite und Diabase ebenfalls metasomatisch deuten wollte, würde das wohl auf große Schwierigkeiten stoßen. Die transformistische Interpretation mag für den Unterbau der Orogene volle Berechtigung haben. In unserem Falle sehen wir keinen Grund, von der magmatischen Deutung abzugehen.

Zur Kenntnis des Chemismus der Ophiolithe können wir wenig beitragen, da keine Analysen unserer Gesteine vorliegen. Die von uns angebotenen, sehr seltenen Hauynteophrite haben wohl ausgesprochen atlantischen Charakter. Es wäre von Interesse, Analysenzahlen von den wenig veränderten Peridotiten von Fethiye zu erhalten, da hier eventuelle Veränderungen des Chemismus durch Metamorphose kaum zu erwarten sind.

Zur magmatischen Abfolge: Bereits Steinmann betonte die gesetzmäßige Altersfolge Serpentin—Gabbro—Diabas. Gleiches wird von vielen Ophiolithgebieten berichtet. Wir kommen zu folgendem Bild: als Vorläufer der Ultrabasite ist die Spilitförderung anzusehen. Nach Amplatzstellung der Peridotite oder auch in die letzten Phasen dieser fällt die Entstehung der gabbroiden Schlieren und Gänge (zeitlich sind beide wohl nicht weit entfernt). Die basischen Nachschübe können selten und in geringem Ausmaß noch dioritisches Material liefern. Die effusiven Gesteine sind eng mit sedimentären Gesteinen verzahnt.

Über Platznahme ophiolithischer Massen gibt es eine reichhaltige Literatur. Bowen & Tuttle, H. Hess, G. Hiessleitner, um nur wenige Namen zu nennen, haben sich mit diesem komplexen Problem beschäftigt. Generell herrscht die Ansicht, daß ultrabasische Magmen in viskosem, zähflüssigem Zustand aufgedrungen sind. Die Intrusionsmechanik solcher Vorgänge, wie z. B. Aufstiegswege, Beziehungen zum tektonischen Geschehen, Erstarrungsräume und deren Krustentiefe usw., wurden von verschiedenen Seiten her beleuchtet und diskutiert. Allerdings stehen endgültige, gesicherte Ergebnisse noch aus.

Vom Standpunkt des Feldgeologen sei zur Frage der Platznahme der ultrabasischen Gesteine bemerkt: wir halten es für sicher, daß die Peridotite die Oberfläche nur in erkalteter, thermisch nicht mehr reaktionsfähiger Form erreicht haben. Peridotitische Laven usw., die für effusive Entstehung sprechen würden, haben wir nicht beobachtet. Das Fehlen echter Kontakt-

mineralisation (auch wenn man die späteren tektonischen Bewegungen am Serpentinrand in Abzug bringt), deutet wohl auf geringe Temperaturen bei der Platznahme. Einschlüsse von Nebengestein, mehr oder minder resorbierte Schollen und „Fische“ von Fremdgestein, wie sie bei den granitischen Gesteinen so häufig vorkommen, haben wir nirgends beobachtet. Ebenso gibt es unseres Wissens keine peridotitische Durchtränkung bzw. Mischgesteinsbildung mit dem Nebengestein. Die räumliche und zeitliche Verbindung mit Diabasen und echten Effusiven kann wohl als Hinweis gelten, daß die Räume der Platznahme in nicht allzu großer Krustentiefe gelegen haben. Allerdings nähern wir uns hier bereits bedenklich den Hypothesen über Magmenbassins usw., jenen „Hypothesen-Asylen“ (P. Pruvost, nach E. Wegmann, 1952), wozu wir nichts Positives mehr beitragen können.

Zur Frage eines „endogenen Kontakthofes“.

Eine regional verbreitete Erscheinung ist das Auftreten von amphibolitischen Gesteinen an den Rändern von Peridotitkörpern. Sie wurden verschiedentlich als tektonisch mitgeschleppte Schollen des Untergrundes gedeutet. G. v. d. Kaaden & K. Metz (1954) erwähnen sie in Südwestanatolien in Zusammenhang mit Tremolitgesteinen und sprechen sie als „metamorphisierte endogene Kontaktzone“ des Peridotits an. Was zunächst die Amphibolite betrifft, so handelt es sich in den uns bekannten Gebieten einerseits um Gesteine, die den durchschnittlichen Mineralbestand eines normalen Amphibolites besitzen (z. B. M. T. A.-Schliff Nr. 19.753: Oligoklas, gemeine Hornblende, Titanit, Magnetit, Chlorit und Prehnit [sekundär]), dazu Reste von rhombischen und monoklinen Pyroxenen. Also ein Gestein, das man mit gutem Recht als Orthoamphibolit bezeichnen kann).

Andererseits trafen wir Gesteine an, die man am besten als Aktinolith-Tremolit-Felse bezeichnet, und die von v. d. Kaaden & Metz zusammen mit den Amphiboliten zur „endogenen Kontaktzone“ gerechnet werden.

Die Deutung von Amphiboliten mit Pyroxenrelikten als Kontaktgesteine erscheint uns zumindest zweifelhaft. In welcher Form bestünde da die Kontaktwirkung? Wir glauben viel eher, daß diese „echten“ Amphibolite Abkömmlinge gabbroider bzw. basaltischer Gesteine sind, welche in den Peridotitgebieten ja verschiedentlich vorkommen. Sie sind durch tektonische Vorgänge in den Randzonen der Peridotitmassen etwas verschiebert worden (etwa unter der Neubildung von Chlorit, Zoisit usw.). In ähnlicher Weise sind wohl auch die meisten Prasinitgesteine an den Serpentinrändern zu deuten.

Talk- und Aktinolith-Tremolitgesteinsvorkommen am Rand von Serpentinkörpern sind eine altbekannte und weit verbreitete Erscheinung. Die von uns beobachteten derartigen Bildungen sind posttektonisch in bezug auf den Serpentinkörper, an dessen Rand sie auftreten. Wir vertreten die Anschauung, daß die fraglichen Gesteine mit einer magmatischen Kontaktwirkung des Serpentin nichts zu tun haben. Es sind höchstwahrscheinlich Produkte eines Stoffaustausches mit den Nebengesteinen. Sie könnten durch Reaktionen im festen Zustand erklärt werden.

Prehnitisierung (als mikroskopische Neubildung, meist in Diabasen und Grünschiefern) wurde in manchen Ophiolithgebieten angetroffen. Prehnit wurde früher von manchen Forschern als Produkt einer thermalen

Metamorphose gedeutet. Harker (1952) hält dafür, daß dieses Mineral durch spätere Reaktionen auf Kosten anderer Ca-Silikate gebildet worden sei. Die Prehnite in unseren Gesteinen sind wohl (hydrothermale?) Umwandlungsprodukte basischer Plagioklase. Ein Zusammenhang mit dem Aufdringen der Peridotite ist nicht anzunehmen.

Na-Metasomatose (Glaukophan- und Albitneubildung). Glaukophanführende Gesteine wurden von uns verschiedentlich an den Serpentinrändern gefunden. Es sind Glaukophanschiefer und Glaukophanprasinite. Glaukophan tritt jedoch auch als Neubildung in Radiolariten und Spiliten auf (v. d. Kaaden & Metz beschrieben solche Gesteine im Gebiet Dağçamarmaris. Wir kennen sie in den Gegenden von Çekürler-Söğütyaylaköy und westlich Tavşanlı, Provinz Kütahya). Nach Art ihres Auftretens läßt sich sagen: Die Glaukophangesteinsvorkommen sind auf jene Mischserien am Serpentinrand beschränkt, die sich durch starke tektonische Beanspruchung auszeichnen. Die Glaukophane treten durchwegs als jüngste Bildungen im Gestein auf. Sie finden sich nicht nur in basischen Gesteinen (Diabasen, Spiliten), sondern auch in Sedimenten (Radiolarit-Hornsteinen). H. M. E. Schürmann (1956) unterstreicht das beinahe regelmäßige Auftreten zusammen mit Serpentin. Ihre Entstehung wird auf sekundäre Natronzufuhr (eventuell im Zusammenhang mit der Serpentinisierung) und Einfluß intensiver Tektonik (stress) zurückgeführt. Unsere Beobachtungen passen gut zu dieser Vorstellung.

Lokale Albitisierung konnte gelegentlich nachgewiesen werden, u. zw. ebenfalls an den Serpentinrändern (Albitnester in Marmor).

Die Frage nach der Herkunft des Natrons müssen wir offenlassen. Ob es sich um Autometasomatose handelt, wie v. d. Kaaden & Metz meinen, oder eine sekundäre Natronzufuhr erfolgte, können wir nicht entscheiden. Sicher scheint uns, daß sowohl Glaukophan-Neubildung wie Albitisierung in den uns bekannten Gebieten in den Mischserien am Serpentinrand auftreten. Die Ultrabasite selbst sind, soweit uns bekannt ist, frei an solchen Bildungen.

Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophiolithen ist eine bekannte und viel diskutierte Erscheinung. In letzter Zeit haben sich besonders H. Grunau (1946), E. Wenk (1949), H. P. Cornelius (1951), E. B. Bailey & W. J. McCallien (1952/54) damit auseinandergesetzt. Wir können zu diesem Fragenkreis nicht allzu viel beitragen, da wir keine Gelegenheit zu diesbezüglichen Detailstudien hatten. Sicher ist die Vergesellschaftung von Ophiolithen und Radiolarit-Hornsteinen eine genetische. In allen uns bekannten Profilen machten wir die Erfahrung, daß dort, wo Ophiolithe auftreten, in unmittelbarer Umgebung auch Radiolarite anstehen, und umgekehrt; u. zw. mit gesetzmäßiger Regelmäßigkeit. Die schon so oft mit Bedauern konstatierte tektonische Verschleifung an den Serpentinrändern verhinderte aber Beobachtungen, warum dem so sei. Es scheint uns, daß die Beziehungen zwischen Radiolariten und Ophiolithen in erster Linie auf die vulkanischen Typen der letzteren beschränkt sind, in der Hauptsache also auf die Spilite und Diabase. Die Hypothese, daß diese zum Großteil submarin ausfließenden basischen Laven günstige Bedingungen für die Entstehung radiolarienreicher Kieselgesteine schaffen, ist am ehesten zu akzeptieren. Ob die Rolle der basischen Ausflüsse nun darin bestand, größere Mengen von Kieselsäure abzugeben, oder mehr die

Kalksedimentation durch Änderung des Chemismus des Seewassers verhinderte und damit indirekt die Radiolaritbildung förderte, entzieht sich unserer Kenntnis. Die Peridotite und Serpentine selbst dürften bei dem ganzen Vorgang am wenigsten beteiligt gewesen sein.

VI. Zur regionaltektonischen Position der Ophiolithe in Westanatolien ¹⁾

Einzelne Teile Westkleinasiens sind schon seit langem als mehr oder minder gut abgrenzbare tektonische Einheiten bekannt. Es sind dies besonders die den Nordwesten des Landes einnehmenden Komplexe des ostägäischen Faltengebirges und des westpontischen Gebirges (A. Philippson, 1918). M. Blumenthal (1946) hat diese Einheiten auf Grund stratigraphischer Vergleiche weiter unterteilt. Beide Einheiten sind alpidisch geprägt. Das ostägäische Faltengebirge streicht ungefähr SW—NE, während das westpontische Gebirge in dem hier zu besprechenden Abschnitt ungefähr E—W verläuft. Im Raume westlich von Bursa treffen beide Gebirgssysteme zusammen.

Eine weitere, sich deutlich heraushebende tektonische Einheit im Bau Westanatoliens ist das Menderesmassiv (die Lydisch-Karische Masse Philippsons). Über das Menderesmassiv wird weiter unten genauer berichtet. Der Südrand des Massivs wird von einer schmalen Zone vorwiegend paläozoischer Gesteine begleitet.

Im Gegensatz zu diesen klar heraustretenden Einheiten sind im übrigen Teil Westanatoliens die tektonischen und stratigraphischen Zusammenhänge noch wenig gesichert. Teils erschwert die Bedeckung weiter Räume mit postorogenen Sedimenten die Entzifferung der Bauzusammenhänge, teils wirkt die große Gleichförmigkeit und Fossilarmut der Sedimente der Klärung der stratigraphischen Verhältnisse entgegen. Bei aller Lückenhaftigkeit unserer Kenntnisse lassen sich dennoch zwei Hauptzonen erkennen:

Die eine dieser Zonen, die Zentralzone, schließt sich im NE an das Menderesmassiv an und wird nach Westen und Norden durch das ostägäische und westpontische Gebirge begrenzt. Zur zweiten Zone soll das dem Menderesmassiv südlich und südöstlich vorgelagerte Gebiet gerechnet werden, das im Norden bei Afyon-Karahisar und im Osten am Sultandag gegen die erste Zone grenzt. Diese Zentralzone deckt sich weitgehend mit dem Gebiet der Zentralanatolischen Zwischenmasse Blumenthals (1946), während die südlich davon liegende Zone teilweise den Tauriden und Iraniden der Gliederung dieses Forschers entspricht. Sie soll im folgenden als Dinaridenzone bezeichnet werden.

Der Innenbau von Zentral- und Dinaridenzone steht nur in loser Beziehung zu seiner Umgrenzung. In beiden Zonen fehlen große, auf weite Erstreckung hin zu verfolgende Strukturelemente. Die Tektonik scheint stark von örtlichen, faziell bedingten Materialunterschieden beeinflusst und geschient worden zu sein, hat vielleicht auch nicht jene Intensität erreicht, wie sie aus anderen Orogenen bekannt ist. Östlich Kütahya biegen z. B. die vom Emirdag mit NW-Richtung heranreichenden Schiefer beim Auftreffen auf ein Serpentinmassiv nach W und N ab. Die massigen Kalke

¹⁾ Siehe dazu auch Abb. 2.

auf dem mobilen Untergrund neigen als starre Körper nur zum Abscheren und leichter Verfaltung. In der Dinaridenzone mit ihren Kalkserien hat der Wechsel zwischen mächtigen Massenkalken, Plattenkalken und Schiefer-Hornsteinen zu einem Deckschuppenbau mit wechselnder Schubrichtung geführt.

Der Bau der Dinaridenzone ist eindeutig alpidisch geformt. Seit durch die Arbeiten von D. Wirtz (nach freundlicher mündlicher Mitteilung) und H. Holzer (1954 b) wahrscheinlich gemacht werden konnte, daß Granite im Norden der Zentralzone alpidisches Alter besitzen, kann geschlossen werden, daß Metamorphose und Tektogenese in diesen Räumen ebenfalls alpidisch sind.

Im einzelnen war die Faltung in der Zentralzone am frühesten abgeschlossen, denn hier transgrediert das untere Eozän schon über ein weitgehend eingeebnetes Relief (Chaput, 1941). Im inneren Teil der Dinariden (Tauriden nach Blumenthal) ist es das Aquitan, das bei Davas über gefaltetem Oligozän liegt (Tchihatcheff, 1867, Bukowsky, 1892 a). In den peripheren Teilen der Dinariden (Iraniden Blumenthals) wurde das untere Miozän noch in die Faltung einbezogen.

Es muß bemerkt werden, daß unsere Zoneneinteilung weitgehend auf faziellen Merkmalen beruht. Die Zentralzone liegt heute als ein Gebiet mit mehr oder minder stark epimetamorph umgewandeltem Untergrund aus klastischen Sedimenten vor, die wahrscheinlich paläozoisches (devonisches) Alter besitzen. Auf diesem Untergrund lagert eine Kalkmarmorserie, aus der sowohl permokarbone als auch kretazische Faunen bekanntgeworden sind (nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. Brennich, bzw. H. Holzer, 1954 b). Einen gewissen Übergang zwischen der Zentralzone und den Dinariden bildet die schon erwähnte, schmale paläozoische Randzone des Menderesmassivs, die sich über den Raum südlich Afyonkarahisar in den Sultandag fortzusetzen scheint. Im Verbreitungsgebiet der Dinariden fehlt der paläozoische, aus klastischen Sedimenten bestehende Untergrund. Hier ist nur eine (im einzelnen in ihrer faziellen Ausbildung stark wechselnde), meist sehr mächtige, überwiegend kalkige Schichtentwicklung zu beobachten. Ihre ältesten Glieder reichen, soweit heute bekannt, ins Oberkarbon (Philipson, 1914—1915).

In der Dinaridenzone liegt ein Geosynklinalbereich vor, der schon im Mesozoikum durch tektonische Unruhe gekennzeichnet war (starker Fazieswechsel, häufige synsedimentäre Breccien). Ähnliche Verhältnisse können auch für die Zentralzone angenommen werden (transgressive Trias in den Randgebieten — Balia Maden und Bithynien), wenn auch die Sedimentmächtigkeit nicht das Ausmaß erreicht wie in den Dinariden, sondern mehr der einer Epikontinentaltransgression gleicht.

Betrachtet man in diesem Rahmen das Auftreten der Ophiolithe, so lassen sich zwei Hauptverbreitungsgebiete feststellen. Ein nordwestliches Ophiolithgebiet im Raume südlich Bursa und westlich Kütahya, und ein zweites, südwestanatolisches, im Raume SE des Menderesmassivs. Auffällig ist für beide, daß sie an der Außenseite von Krümmungen der Zentralzone und Dinaridenzone liegen. Beide Zonen stellen, wie gezeigt wurde, Großeinheiten dar, die zwar in sich faziell und tektonisch gegliedert, doch schon in ihrer regionalen Anordnung während des Mesozoikums bestanden haben müssen. Die Ophiolithe treten dort auf, wo die während des Mesozoikums

herrschende tektonische Unruhe am ehesten Zerrungen und damit Förderwege für den ultrabasischen Magmatismus entstehen ließ.

Das Fehlen ausgeprägter tektonischer Leitlinien, der Deckschuppenbau und die materialabhängige Tektonik passen nicht in das Bild orogen vollständig umgeformter fazieller Großeinheiten. Die orogene Beanspruchung hat in Westkleinasien nur die Grundzüge der geosynklinalen Anlage herausgearbeitet. Das Auftreten synorogener Granite im Gebiet der nordwestanatolischen Ophiolithe als einer ausgeprägten Krümmungs- bzw. Knickungszone fügt sich zwanglos in dieses Bild ein.

VII. Versuch einer zeitlichen Gliederung des Magmatismus in Westanatolien

Ein Blick auf die geologische Übersichtskarte der Türkei 1 : 800.000 zeigt die weite Verbreitung magmatischer Gesteine im Westen Kleinasiens. Wir wollen versuchen, auf Grund unserer Erfahrungen in diesem Raum die Gesamtheit der magmatischen Vorgänge zeitlich zu ordnen, wobei es nötig sein wird, uns auch mit Gebieten zu beschäftigen, die wir nur auf Übersichtsbegehungen kennenlernen konnten. Die nun folgenden Aussagen beziehen sich auf jenen Raum, der durch die Vilayet-Hauptstädte Kütahya—Aydin—Denizli—Afyonkarahisar grob umschrieben wird.

Das Menderes Massiv baut sich in der Hauptsache aus Gneisen und Glimmerschiefern auf. Einen gewissen Anteil nehmen (vor allem im Ostteil des Massivs) mehr oder minder vergneiste granitische Gesteine ein. Der Innenbau dieses Kristallinkomplexes ist kaum bekannt. Das Alter wurde von allen bisherigen Bearbeitern als vormesozoisch im weitesten Sinne angenommen. Die Gneise und Glimmerschiefer werden im E und S von regionalmetamorphen, sedimentogenen Serien überlagert, die aus Phylliten, Schiefen und mächtigen Marmorserien bestehen. Diese Hülschieferserien wurden bisher mangels an Fossilien als jüngeres Paläozoikum eingestuft, ihre Kristallinität nimmt gegen außen zu mehr oder minder gleichmäßig ab, um von schwach metamorphen bis unveränderten Sedimentpaketen, die zur Dinaridenzone bzw. den Tauriden gerechnet werden, überlagert zu werden.

Im Kristallin der Menderesmasse lassen sich folgende gesteinsprägende Phasen ablesen: eine ältere Kristallisationsphase, überprägt von einer jüngeren, gleichmäßig alle Gesteine erfassenden Kristallisation, welche etwa den Bedingungen der Albit-Epidot-Amphibolitfazies Eskolas entspricht (mit Neubildung von Epidot, Klinozoisit, Serizit, Chlorit usw.), und eine jüngste, diaphthoritisch-mylonitische Prägung. Regional bedeutend ist eine Albitisation, die über den engeren Kristallinbereich hinausgreift, und, nach außen zu abklingend, sogar noch Eozänflysch erfaßt (nach K. Nebert & F. Ronner, 1956).

Wir möchten folgendes Zeitschema zur Diskussion stellen:

1. Prämesozoische Regionalmetamorphose sedimentärer Serien. Ferner:
2. Amplatzstellung granitischer Gesteine (heute Augengneise, Granitgneis von Buldan²⁾, [Holzer, 1954 a]), im variszischen Zyklus.

²⁾ Entgegen den jüngst von Nebert & Ronner (1956) vorgebrachten, unseres Erachtens nach nicht sehr zwingenden Argumenten gegen das Auftreten magmatischer Kristallisationsprodukte im Mendereskristallin halten wir an der magmatischen Deutung dieser Granitgneise fest.

3. Regionalmetamorphe Überprägung mit teilweiser oder weitgehender Einstellung des Mineralbestandes an eine Kristallisationsstufe, die der „Tauernmetamorphose“ weitgehend entspricht, u. zw. im alpidischen Zyklus. Dies würde bedeuten, daß in den erwähnten Hüllschiefererien auch Mesozoikum in regionalmetamorpher Form vorliegen kann.

4. Diaphthoritisch-mylonitische Vorgänge im Zusammenhang mit jungen Hebungs- und Bruchbildungen.

Mit obigem Bild drängen sich auch tektonische Folgerungen auf. Das Menderesmassiv ist bisher meist als hochgekommenes Zwischengebirge oder als Grundgebirgskuppel angesehen worden. Was die Zwischengebirgsnatur betrifft, so verlangt die theoretisch-tektonische Vorstellung, daß vom Zwischengebirge aus die Vergenz der Faltung nach außen geht. Alle bisherigen Bearbeiter stimmen in unserem Falle überein, daß Hüllschiefererien und höhere Einheiten sich zwiebelschalenmäßig an den zentralen Kristallinkörper anschmiegen. Die Profile lassen eher eine Vergenz gegen das Kristallin hin erwarten. Es erhebt sich die Frage, ob im Menderesmassiv nicht ein „Metamorphidenfenster“ im Sinne von L. Kober vorliegt, wie dies von diesem Forscher schon früher angenommen wurde und neulich in einem Brief an W. Medwenitsch: „Fenster der Menderiden“ ausgesprochen wurde. Medwenitsch (1956) weist auf Grund seiner Arbeiten in Makedonien ebenfalls auf diese Fragestellung hin.

Das magmatische Geschehen im alpidischen Gebirgsbildungszyklus außerhalb des Menderesmassivs setzt mit der Amplatzstellung der riesigen Ophiolithmassen ein. Wie ausgeführt wurde, stufen wir den Ophiolithmagmatismus in den Zeitraum Oberjura-Kreide ein.

Im Gebiet des Eğrigöz Dağ westlich Kütahya erstreckt sich ein Areal granitischer bis granodioritischer Gesteine. Die frischen, vollkommen unveränderten Gesteine zeigen keinerlei Streckung oder Schieferung. Der Granitkörper weist einen geringmächtigen Mantel aus Gneisen und Glimmerschiefern auf. Im Norden, im Raume von Dağardı, werden die Granite von Oberkreidekalken überlagert. Wir konnten hier beobachten, daß die fossilbelegten Kalke in geringer Entfernung vom Granitrand zu körnigen, z. T. silikatführenden Marmoren umgewandelt sind, und äußerten (Holzer, 1954 b) die Ansicht, daß die Entstehung der Eğrigöz-Granite an die Wende Oberkreide-Alttertiär zu setzen ist.

Weite Strecken Westanatoliens werden von tertiären Vulkaniten bedeckt. Alttertiäre Effusiva sind aus unserem Raum nicht bekannt, werden aber von Wijkerslooth (1944) aus dem Raume von Koçhisar erwähnt.

Im Jungtertiär sind Rhyolithe und Dazite zu nennen (z. B. am Ostrand des Eğrigöz-Granits). Andesite sind weit verbreitet. Dazite und Andesite sowie deren ausgedehnten Tuffe haben mio-pliozänes Alter. Ihnen folgen zeitlich basaltische Gesteine, im Zeitabschnitt Pleistozän—subrezent (z. B. im Gebiet von Simav und bei Kula).

Die letzten Äußerungen der postparoxysmalen vulkanischen Tätigkeit sind die vielen heißen Quellen, die in Westanatolien allenthalben zutage treten (z. B. Pamukkale-Hierapolis bei Denizli, Afyon-Maden suyu usw.).

Die jungtertiären bis subrezentten Vulkanite hängen zweifellos mit jenen ausgedehnten Bruchvorgängen zusammen, die von den kräftigen, z. T. bis heute anhaltenden „kratogenen“ Hebungsvorgängen ausgelöst wurden (so schneidet der Fluß Menderes heute durch über 400 m Pliozän-sedimente).

Obiges läßt sich in folgender Tabelle zusammenfassen:

Alpidischer Zyklus

Gliederung nach H. Stille	Magmatismus	Zeit
Initial	Ophiolithe	Oberjura-Kreide
Synorogen	Granite (Eğrigöz Dağ)	Wende Kreide-Alttertiär
Subsequent	Rhyolithe	Eozän ?
Final	Dazite, Andesite, Basalte	Mio-Pliozän, Pleistozän-subrezent

Damit sind wir am Ende unserer Darlegungen angelangt. Wir sind uns bewußt, daß wir nur ein vorläufiges, in manchen Punkten noch ungesichertes Bild geben konnten. Wenn jedoch mit diesen Ausführungen die Diskussion des Ophiolithproblems erneut angeregt wurde, ist der Zweck unserer Zeilen erreicht.

VIII. Literaturverzeichnis

a) Allgemeines

Avias, P. (1949): Note préliminaire sur quelques observations et interprétations nouvelles concernant les serpentines de Nouvelle Calédonie. Bull. Soc. Geol. France, XIX, pp. 439—452.

Baier, W. (1938): Ein Beitrag zum Thema Zwischengebirge. Zentrabl. f. Min. usw., B, Stuttgart 1938.

Benson, W. N. (1913): Spilite lavas and radiolarian rocks in New South Wales. Geol. Mag., 50, 1913.

Benson, W. N. (1926): The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. Mem. Nat. Acad. Sc., 19, 90 pp., Washington.

Bischoff, G. & Schönenberg, R. (1956): Über das Einwandern des basischen Magmas in ortho- und parageosynklinale Räume. N. Jahrb. Geol. Pal. Monatsh., 1956, 11, pp. 497—505, Stuttgart.

Bowen, L. N. & Tuttle, O. F. (1949): The system MgO-SiO₂-H₂O. Bull. Geol. Soc. Amer., 60, pp. 439—460.

Burri, C. & Niggli, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. 1. Hauptteil. Vulkaninst. Imm. Friedländer, Zürich.

Cornelius, H. P. (1935): Geologie der Err-Juliergruppe. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F., 70, I.

Cornelius, H. P. (1941): Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinale. Ber. R. A. f. Bodenforsch., pp. 98—94, Wien.

Cornelius, H. P. (1951): Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. Geol. Rundsch., 39.

Grunau, H. (1946): Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophiolithen in den Schweizer Alpen. Ecl. geol. Helv., 39, No. 2.

Grunau, H. (1947): Die Geologie von Arosa mit besonderer Berücksichtigung des Ophiolithproblems. Diss. Univ. Bern.

Harker, A. (1952): Metamorphism. 3 d ed., reprinted. Methuen, London.

Hess, H. H. (1937): Island arcs, gravity anomalies and serpentine intrusions. A contribution to the ophiolite problem. 17th Int. Geol. Congr. Moscow 1937, Rept., 2, pp. 263—283.

Hiessleitner, G. (1952): Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Jahrb. G. B. A., Sonderband, Wien 1951/52.

Jaffè, E. (1955): Les ophiolithes et les roches connées de la région du Col des Gêtes (Chablais, Haute Savoie). Schweiz. min. petr. Mitt., 35, 1, 1955.

Kossmat, F. (1937): Der ophiolithische Magmengürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. Sitzber. Preuß. Akad. Wiss. Berlin, phys.-math. Kl., pp. 308—325.

Medwenitsch, W. (1956): Zur Geologie Vardarisch-Makedoniens (Jugoslawien), zum Problem der Pelagoniden. Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 165, pp. 397—473.

Mikkola, T. (1955): Origin of ultrabasics in the Orijärvi region. Bull. Com. Geol. de Finlande, No. 168, XXVIII, Helsinki, pp. 39—51.

Nabholz, W. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safental. Ecl. geol. Helv., 38, pp. 1—120.

Perrin, P. & Roubault, M. (1949): On the granite problem. Journ. Geol., 57.

Pilger, A. (1940): Magmatismus und Tektonik in den Dinariden Jugoslawiens. Centralbl. Min. usw., B, 1940, pp. 257—261.

Schürmann, H. M. E. (1955): Beiträge zur Glaukophanfrage, III: Glaukophangesteine in Japan und der Türkei. N. Jahrb. Min., Abh., 89, pp. 41—85.

Sørensen, H. (1953): The ultrabasic rocks at Tovqussaq, West Greenland. A contribution to the peridotite Problem. Meddelelser om Grønland, 136, No. 4, København 1953.

Steinmann, G. (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen II, usw. Ber. natforsch. Ges. Freiburg i. Breisgau, 16, pp. 40—65.

Steinmann, G. (1926): Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. C. R. XIVme Congr. Géol. Int. 1926, Fasc. 2, pp. 637—667, Madrid (1927).

Stille, H. (1938): Initialer und synorogener Magmatismus, usw. Sitzber. Preuß. Akad. Wiss., pp. 51/52.

Stille, H. (1939): Bemerkungen betreffend die „sardische Faltung“ und den Ausdruck „ophiolithisch“. Zschr. D. Geol. Ges., 91, pp. 771—773.

Vuagnat, M. (1951): Le rôle des roches basiques dans les Alpes. Schweiz. min.-petr. Mitt., 31, pp. 309—332.

Wegmann, E. (1952): Entwicklung, von verschiedenen Standpunkten aus gesehen. Geol. Rundsch., 40, H. 2.

Wenk, E. (1949): Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Massengesteinen als petrogenetisches Problem. „Experientia“, 5, pp. 226—232.

b) Arbeiten, die Türkei betreffend

Altinli, E. (1944): Etude stratigraphique de la région d'Antalya. Rev. d. l. Fac. d. Sc. d. l'Univ. d. Istanbul, Ser. B, IX.

Altinli, E. (1945): Etude tectonique de la région d'Antalya. Rev. d. l. Fac. d. Sc. d. l'Univ. d. Istanbul, Ser. B, X.

Arni, P. (1939): Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. M. T. A. Mecm., Ser. B, No. 4, Ankara.

Arni, P. (1942): Materialien zur Altersfrage der Ophiolithe Anatoliens. Zschr. M. T. A., 3/28, Ankara.

Bailey, E. B. & McCallien, W. J. (1952/54): Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust. Transact. Roy. Soc. of Edinburgh, LXIII, Part. II, No. 11, 1952/54.

Blumenthal, M. M. (1945): Sind gewisse Ophiolithzonen Nordanatoliens preliassisch? M. T. A. Mecm., 1, Ankara.

Blumenthal, M. M. (1946): Die neue geologische Karte der Türkei und einige ihrer stratigraphisch-tektonischen Grundzüge. Ecl. geol. Helv., 39, No. 2.

Blumenthal, M. M. (1947): Geologie der Taurusketten im Hinterland von Seydişehir und Beyşehir. Zschr. M. T. A., Ser. D, No. 2, Ankara.

Blumenthal, M. M. (1956): Les chaines bordières du Taurus au Sud Ouest du bassin de Karaman-Konya et le problème de la formation schisto-radiolaritique. M. T. A. (Bull. Min. Res. Inst. of Turkey), No. 48, Ankara.

- Bukowsky, G. v. (1892 a): Geologische Forschungen im westlichen Kleinasien. Verh. k. k. Geol. R. A., Nr. 5, Wien.
- Bukowsky, G. v. (1892 b): Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Balia Maden usw. Sitzber. Kaiserl. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 101.
- Bukowsky, G. v. (1904): Neue Fortschritte in der Kenntnis der Stratigraphie von Kleinasien. C. R. IX. Congr. Intern. Wien.
- Chaput, E. (1941): Phrygie, Tom. I. Géologie et Géographie Physique. Inst. Français d'Archéologie de Stamboul. Paris.
- Colin, H. (1953): Bericht über die in der Zeit vom 28. Juli bis 6. Oktober 1953 erfolgte geologische Aufnahme der Kartenblätter Fethiye 122/4 und Keleş 139/2. Unveröffentl. Rapport, M. T. A. Ankara.
- Colin, H. (1954): Erläuterungen zu den geologischen Karten Blatt Afyon Karahisar 72/2 und 72/4. Unveröffentl. Rapport, M. T. A. Ankara.
- Colin, H. (1955): Erläuterungen zu den geologischen Karten Blatt Elmali 123/3, Elmali 123/4, Kaş 140/1 und 3 und Kaş 140/2. Unveröffentl. Rapport, M. T. A. Ankara.
- Egeran, N. (1947): Tectonique de la Turquie et relations entre les unités tectoniques et les gîtes métallifères de la Turquie. Thèse, Nancy.
- Erentöz, C. (1956): A general review of the geology of Turkey. Bull. Min. Res. Inst. of Turkey M. T. A., No. 48, Ankara.
- Hiessleitner, G. (1954/55): Neue Beiträge zur Geologie chromerzführender Peridotit-serpentine des südanatolischen Taurus. Bull. Min. Res. Inst. of Turkey M. T. A., No 46/47, Ankara.
- Holzer, H. (1954 a): Bericht über geologische Aufnahmen auf den Blättern 88/3, 4 und 89/1 und 3 (Südwestanatolien). Unveröffentl. Rapport M. T. A. Ankara.
- Holzer, H. (1954 b): Bericht über geologische Kartierungen auf den Kartenblättern Beyce 54/4 und Simav 71/2. Unveröffentl. Rapport M. T. A. Ankara.
- Holzer, H. (1955 a): Rapport über geologische Aufnahmen auf den Blättern 63/2 und 64/2 (Ostanatolien). Unveröffentl. Rapport M. T. A. Ankara.
- Holzer, H. (1955 b): Rapport über geologische Aufnahmen auf den Kartenblättern 80/3, 97/1 und 97/3. Unveröffentl. Rapport M. T. A. Ankara.
- Kaaden, G. v. d. & Metz, K. (1954): Beiträge zur Geologie des Raumes zwischen Dağca-Muğla-Dalaman Çay (SW-Anatolien). Bull. Geol. Soc. of Turkey, 5, No. 1—2, Ankara.
- Ketin, I. (1945): Über den geologischen Bau der Şeytandağları und ihrer näheren Umgebung im NE von Tunceli (Ostanatolien). Istanbul Univ., F. Fac. Mecm., B, X.
- Ketin, I. (1950): Über die tektonischen Ergebnisse der Geländeaufnahmen des Gebietes Ergani-Eğil in Südost-Anatolien. Rev. d. l. Fac. d. Sc. d. l'Univ. d'Istanbul, Fasc. 2.
- Kovenko, V. (1943): Visites des mines de chrome et de manganese de la région de Fethiye et d'Ak-köprü. Unveröffentl. Rapport M. T. A. Ankara.
- Kovenko, V. (1945): Gîtes de chromite des région de Fethiye et de Dağardı. M. T. A. Mecm. Ankara.
- Lahn, E. (1949): Contribution a l'étude tectonique de l'Anatolie centrale (Asie mineure centrale). Bull. d. l. Soc. Géol. France tom., 19.
- Leuchs, K. (1939): Ladinische und karnische Transgression in Inneranatolien. Zbl. Min. usw., B, 1939.
- Leuchs, K. (1943): Der Bauplan von Anatolien. N. Jahrb. Min. usw. Monatsh. B.
- Nebert, K. & Ronner, F. (1956): Alpidische Albitisationsvorgänge im Menderes Massiv und dessen Umrahmung. Bull. Min. Res. Inst. of Turkey M. T. A., No. 48, Ankara.
- Önay, T. (1949): Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens. Schweiz. min.-petr. Mitt., 29, H. 2, pp. 367—491.
- Pamir, H. N. & Baykal, F. (1943): Contribution a l'étude géologique de la région de Bingöl (Anatolie orientale). Rev. d. l. Fac. d. sc. d. l'Univ. d'Istanbul, VIII, Ser. B, Fasc. 4.
- Parèjas, E. (1942): Levés géologiques dans le région de Sandikli, Dinar, Burdur, Isparta et Eğridir. Unveröffentl. Rapport M. T. A. Ankara.
- Penk, W. (1918): Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. Stuttgart.

Petrascheck, W. E. (1955): Zur Altersbestimmung einiger Serpentine in Griechenland und Kleinasien. Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Jg. 1955, pp. 29—34, Wien.

Philippson, A. (1910—1915): Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. Peterm. Erg. Hefte, Gotha 1910—1915.

Philippson, A. (1918): Kleinasien. Handb. Reg. Geol., V, 2. Heidelberg.

Renz, C. (1940): Die Tektonik der griechischen Gebirge. Mem. d. l. Acad. d. Athènes, 8. Athen.

Romieux, J. (1942): Rapport sur la géologie des régions de Sivrihisar, des Paşadağları et des Emirdağları. Unveröffentl. Rapport M. T. A. Ankara.

Salomon-Calvi, W. (1940): Kurze Übersicht über den tektonischen Bau Anatoliens. M. T. A. Mecm., 5, Ankara.

Tchihatcheff, P. de (1868): Asie mineure. Paris 1867—1868.

Tietze, E. (1885): Beiträge zur Geologie von Lykien. Jahrb. k. k. Geol. R. A., Bd. 35, Wien.

Wijkerslooth, P. de (1941 a): Einiges über den Magmatismus des jüngeren Paläozoikums (des Varistikums) im Raume West-Zentralanatoliens. Zschr. M. T. A., No. 4, Ankara.

Wijkerslooth, P. de (1941 b): Die Chromerzprovinzen der Türkei und des Balkans und ihr Verhalten zur Großtektonik dieser Länder. Zschr. M. T. A., No. 1/26, Ankara.

Wijkerslooth, P. de (1943): Über die im weiteren Sinne sedimentären Manganerzlagerstätten West- und Zentralanatoliens. Zschr. M. T. A. Ankara.

Wijkerslooth, P. de (1944): Über den jungen Vulkanismus am Innenrand des Taurus zwischen Afyon Karahisar und Kayseri (Türkei). Zschr. M. T. A. Ankara, No. 2/32.

Ferner wurde herangezogen: Türkiye Jeolojik Hartasi 1 : 800.000 (8 Blätter), M. T. A. Ankara, 1942—1946, Redaktion N. Egeran & E. Lahn.

Leider gelangten die Arbeiten von E. Kündig: „Geology and Ophiolite Problems of East-Celebe“ (Ver. kon. Nederl. Geol. Mijnb. Gen. XVI, Gedenkboek H. A. Brouwer, Oct. 1956) sowie von N. Pinar & E. Lahn: „Nouvelles considérations sur la tectonique de l'Anatolie“ (Bull. Soc. Géol. France VI/5/1—3, 1955) erst während der Drucklegung dieser Arbeit zu unserer Kenntnis. Wir konnten uns deshalb darauf nicht mehr beziehen.