

## Zur Geologie und plattentektonischen Entwicklung eines westlichen Teilabschnittes der Anatoliden-Pontiden-Sutur

Von KARL NEBERT, FRANZ JOSEF BROSCH & WOLFGANG MÖRTH\*)

Mit 25 Abbildungen

*Türkei  
Nordwestanatolien  
Anatoliden-Pontiden-Sutur  
Plattentektonik*

### Inhalt

Zusammenfassung .....	361
Summary .....	362
1. Einleitung .....	362
2. Ophiolith-Komplex .....	363
2.1. Definition und Vorkommen .....	363
2.2. Gesteinsbestand des Ophiolith-Komplexes .....	363
2.3. Das Alter der Ophiolithe .....	363
2.4. Art des Kontaktes zu angrenzenden tektonischen Einheiten .....	363
2.5. Internbau des Ophiolith-Komplexes .....	366
3. Ophiolithischer Melange-Komplex .....	367
3.1. Definition und Vorkommen .....	367
3.2. Gesteinsbestand des ophiolithischen Melange-Komplexes .....	367
3.2.1. Die Melangematrix .....	368
3.2.2. Die Melangeblöcke(-klasten) .....	368
3.3. Art des Kontaktes zu angrenzenden tektonischen Einheiten .....	370
3.4. Das Alter des ophiolithischen Melange-Komplexes .....	370
3.5. Internbau des ophiolithischen Melange-Komplexes .....	371
4. Karbonatgesteins-Komplex .....	375
4.1. Definition und Vorkommen .....	375
4.2. Gesteinsbestand des Karbonatgesteins-Komplexes .....	375
4.3. Art des Kontaktes zu angrenzenden tektonischen Einheiten .....	375
4.4. Internbau des Karbonatgesteins-Komplexes .....	376
4.5. Das Alter der Gesteine des Karbonatgesteins-Komplexes .....	376
5. Konglomerat-Zone .....	377
5.1. Definition und Vorkommen .....	377
5.2. Gesteinsbestand der Konglomerat-Zone .....	378
5.3. Art des Kontaktes zu angrenzenden tektonischen Einheiten .....	380
5.4. Internbau der Konglomerat-Zone .....	380
5.5. Das Alter der Gesteine der Konglomerat-Zone .....	381
6. Kristallin-Zone .....	381
7. Junge Vulkanite .....	382
8. Verkieselungen .....	382
9. Die plattentektonische Entwicklung der Anatoliden-Pontiden-Sutur .....	384
9.1. Das Entwicklungsstadium des Sea-Floor-Spreading .....	384
9.2. Das Subduktionsstadium .....	386
9.3. Das Kollisionsstadium .....	386
Nachwort und Dank .....	387
Literatur .....	387

### Zusammenfassung

Die vorliegende Untersuchung bezieht sich auf einen westlichen Teilabschnitt der Anatoliden-Pontiden-Sutur (= Nordanatolische Ophiolith-Sutur). Fünf tektonische Einheiten bauen die Sutur im Untersuchungsgebiet auf. Gesteinsinhalt, tektonischer Stil und Deformationsgefüge dieser Einheiten werden

ausführlich beschrieben und plattentektonisch interpretiert. Im Süden des Gebietes tritt der Ophiolith-Komplex sowie der ophiolithische Melange-Komplex auf. Sie werden als Reste der ozeanischen Lithosphäre bzw. als Subduktionskomplex aufgefaßt. Die überwiegend klastischen Sedimente der Konglomerat-Zone, im heutigen Gebietsmittellabschnitt, werden als Ablagerungen eines Vorbogenbeckens gedeutet. Die Karbonatgesteine der vierten tektonischen Einheit bildeten einst den breiten Schelfgürtel des Kontinentalrands der Pontiden-Platte. Zum Kontinentalrand gehörte auch die im Norden des Gebiets auftretende Kristallin-Zone mit ihren Granitintrusionen. Bei der plattentektonischen Entwicklung der Anatoliden-Pontiden-Sutur werden ein Sea-Floor-Spreading-Stadium (Jura), ein Subduktionsstadium (Obere Kreide - Anfang Eozän) und ein Kollisionsstadium (Miozän) besprochen.

\*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. KARL NEBERT, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; Dr. FRANZ JOSEF BROSCH, Institut für Technische Geologie, Mineralogie und Petrographie der Technischen Universität Graz, Rechbauerstraße 12, A-8010 Graz; Dr. WOLFGANG MÖRTH, Zahnstraße 46, A-8055 Graz.

### Summary

The present investigation refers to the geology of a portion of the western part of the Anatolides-Pontides-Suture (= North Anatolian Ophiolite Suture). Within the area studied the suture is composed of five tectonic units. Rock content, tectonic style and deformation fabrics of these units permit a plate-tectonic interpretation. The Ophiolite-Complex and the Ophiolitic Melange-Complex, exposed in the southern part of the area, represent remnants of the oceanic lithosphere, and of a subduction complex respectively. The predominantly clastic sediments of the Conglomerate-Zone, situated in the area's middle part, are considered to be deposits of a forearc basin. The carbonate rocks of the fourth unit (Carbonate Rock-Complex) formed once the broad shelf zone along the continental margin of the Pontides plate. The continental margin included also the Crystalline Zone with its granitic intrusions, situated in the northern part of the area. A sea-floor-spreading phase (Jurassic), a subduction phase (Upper Cretaceous – Lower Eocene) and a collision phase (Miocene) are discussed within the plate-tectonic evolution of the Anatolides-Pontides-Suture.

## 1. Einleitung

Das untersuchte Gebiet liegt in Nordwestanatolien, ca. 30 km nördlich der Stadt Eskişehir, zu beiden Seiten des Mittellaufs des Sakarya-Flusses (Abb. 1). Der südlich des Sakarya-Flusses gelegene Gebietsabschnitt ist Teil der Nordabdachung der Sündiken- Dağları (1768 m), der nördlich des Sakarya gelegene Abschnitt gehört zu den Westausläufern der Koroğlu Dağları (2378 m).

In regionalgeologischer Hinsicht befindet sich das Untersuchungsgebiet im Grenzbereich der Pontiden und Anatoliden (Abb. 2) und ist Bestandteil des Ophiolithmassivs von Eskişehir.

Erstmalig hat H. G. KUPFAHL (1954) mit einer Übersichtskartierung nahezu alle tektonischen Großeinheiten des Gebiets erkannt. Zum Teil wurde auch der tektonische Bau von ihm richtig interpretiert. Die stratigra-

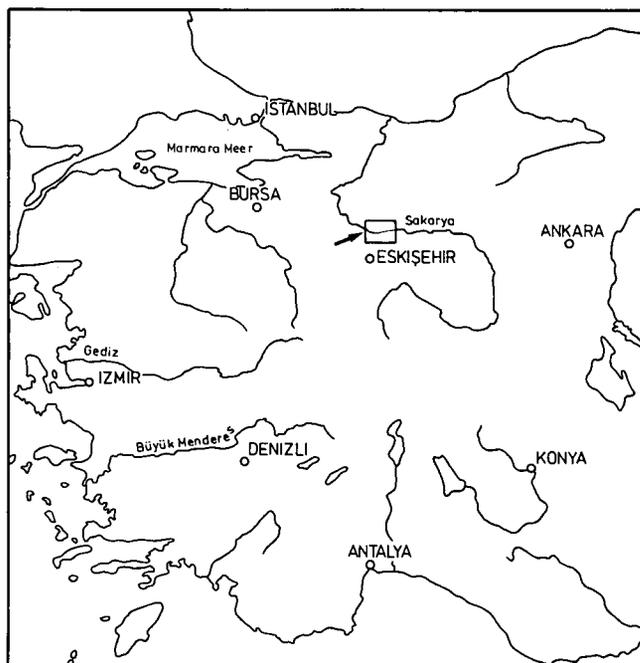


Abb. 1: Die Lage des Untersuchungsgebietes innerhalb von Westanatolien.

phische Gliederung des weiteren Gebiets entlang des Sakarya-Flusses führte zwanzig Jahre später E. I. ALTINLI (1975a, 1975b und 1976) mit seinen Schülern aus.

Hinweise auf die Chromitvorkommen des Eskişehir-Gebiets finden wir bei Ö. H. BARUTOĞLU (1961), F. J. BROSCHE (1984) und W. J. SCHMIDT (1954, 1955).

Annähernd WSW–ENE streichende Dislokationslinien zerlegen das Gebiet in etwa fünf tektonische Zonen oder tektonische Einheiten (Abb. 3). Einige dieser Einheiten haben einen äußerst komplizierten Innenbau, so daß sie gemäß den Richtlinien des „International Stratigraphic Guide“ (H. D. HEDBERG, 1976, S. 35) als „Komplexe“ bezeichnet werden müssen.

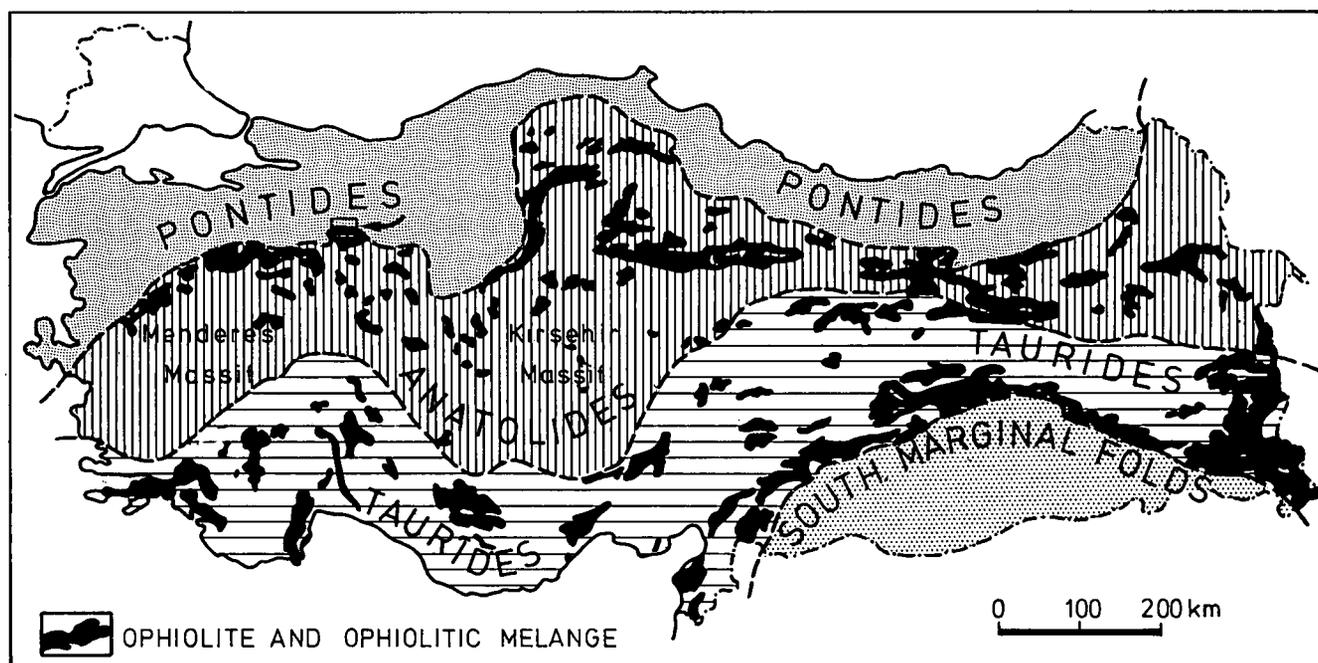


Abb. 2: Regionalgeologische Lage des Untersuchungsgebietes im Grenzbereich der Pontiden und Anatoliden. Tektonische Großgliederung Anatoliens nach I. KETIN (1966) und G. EVANS (1971).

Die tektonischen Zonen bzw. die Gesteinskomplexe wurden jeweils nach ihrem charakteristischen Gesteinsinhalt benannt:

- Kristallin-Zone
- Konglomerat-Zone
- Karbonatgesteins-Komplex
- Ophiolithischer Melange-Komplex
- Ophiolith-Komplex

Norden

Süden

Diese Einheiten werden, von Süden nach Norden schreitend, besprochen. Darüber hinaus treten in den verschiedenen Einheiten Vulkanite mit ihren pyroklastischen Abkömmlingen sowie ausgedehnte VerkieSELungen auf. Der Anteil von pliozänen und quartären Ablagerungen am Bau des Untersuchungsgebietes ist unbedeutend.

## 2. Ophiolith-Komplex

### 2.1. Definition und Vorkommen

Als Ophiolith-Komplex oder Ophiolith-Zone wird jener im Süden des untersuchten Gebietes auftretende Gesteinskomplex bezeichnet, der nur aus ophiolithischen Gesteinen aufgebaut ist. Der Terminus „Ophiolith“ wird hier im Sinne der von der Penrose-Konferenz der Geologischen Gesellschaft von Amerika (ANONYMUS, 1972) und von einem Symposium der Geologischen Gesellschaft Frankreichs (MESORIAN et al., 1973) erarbeiteten und von R. G. COLEMAN (1973 und 1977) präzisierten Definition verwendet. Danach bezeichnet man als „Ophiolithe“ Vergesellschaftungen von mafischen und ultramafischen Gesteinen, von denen man annimmt, daß sie Teile der ozeanischen Kruste und des oberen Mantels darstellen und daß sie von dort durch tektonische Prozesse (Subduktion, Obduktion) an die Erdoberfläche verfrachtet wurden.

Im Südostabschnitt des Untersuchungsgebietes bilden ophiolithische Gesteine eine geschlossene Zone (Abb. 3). Sie bauen dort das z. T. dicht bewaldete Gebirgsmassiv des Karamuklu auf, dessen einzelne Gipfel über 1600 m SH emporragen. Von dort zieht sich der Ophiolith-Komplex etliche Kilometer südwärts fort und zwar außerhalb der Südgrenze des Untersuchungsgebietes. Gegen Westen löst sich der Ophiolith-Komplex in einzelne, isolierte Schollen auf, die zwickelförmig in den ophiolithischen Melange-Komplex eindringen.

### 2.2. Gesteinsbestand des Ophiolith-Komplexes

Der Ophiolith-Komplex des untersuchten Gebietes besteht aus ultramafischen und mafischen Gesteinen, die durch Peridotite, Pyroxenite und Gabbros vertreten sind. Diese Gesteinstypen sind zumeist bis über 50 % serpentiniert, wobei in stark zerscherten Bereichen die Serpentinisierung 100 % erreichen kann. Häufigstes Serpentinmineral ist der Chrysotil. Mafische Dike-Gesteine (mafic sheeted dike complex) und mafische Vulkanite scheinen dem Ophiolith-Komplex zu fehlen. Sie wurden jedoch, wie wir noch sehen werden, im nördlich anschließenden ophiolithischen Melange-Komplex in Form von exotischen Blöcken nachgewiesen. Die Benennung der ophiolithischen Gesteine erfolgte nach der

von der I. U. G. S.-Kommission (1973) und von A. STRECKEISEN (1974 und 1976) vorgeschlagenen Nomenklatur.

Unter den Peridotiten ist der Lherzolit am häufigsten vertreten. Etwa 60 % des Lherzoliths bestehen u. d. M. aus einem äußerst serpentinierten und undulös auslöschenden Olivin, der nur noch in Resten in einem vorwiegend aus Chrysotil bestehendem Serpentinfilz vorhanden ist. Der Anteil der rhombischen Pyroxene ist etwa doppelt so groß wie jener der Klinopyroxene. Bis zu 70 % des rehraun verwitternden, dichten und feinkörnigen Duniten kann in Serpentin umgewandelt sein. In chromiterznahen Zonen hat die Serpentinisierung in der Regel das ganze Gestein erfaßt. Als drittes Peridotitgestein kommt untergeordnet Harzburgit vor. Er verwittert rostbraun und besitzt bis zu 5 mm große Pyroxenkristalle.

Pyroxenite treten in Form von Schlieren und Gängen auf. Frischgebrochen besitzt das Gestein eine hellolivgrüne bis hellgraugrüne Farbe. Die bis zu 1 cm großen Pyroxeneinzelkristalle sind an ihren schillernden Spaltflächen leicht zu erkennen. Hinsichtlich ihrer mineralogischen Zusammensetzung lassen sich die Pyroxenite des untersuchten Gebiets als Orthopyroxenite bis Websterite bezeichnen.

Im südlichsten Abschnitt des Untersuchungsgebietes tritt vereinzelt ein grobkörniger, schwach verwitterter Gabbro auf. Mit freiem Auge sind bei ihm Feldspat und Augit erkennbar.

### 2.3. Das Alter der Ophiolithe

H. KERN (1968) rechnet dem chromitführenden Ophiolithmassiv nördlich von Eskişehir, dem auch der Ophiolith-Komplex des bearbeiteten Gebiets angehört, ein varistisches Alter zu. Radiometrische Altersbestimmungen an Pyroxeniten des Ophiolithmassivs von Mihaliçcik, das in der östlichen Fortsetzung des Ophiolithmassivs von Eskişehir liegt, ergaben 300 Mio. Jahre (E. COĞULU, 1967; COĞULU & KRUMMENACHER, 1967). Aus Gründen, die sich aus plattentektonischen Überlegungen ergeben (s. Unterkapitel 9.1.), läßt sich dieses Alter auf die Ophiolithe des untersuchten Gebiets nicht übertragen.

Auf der geologischen Karte der Türkei 1 : 500.000 werden die Gesteine des Ophiolith-Komplexes und jene des nördlich anschließenden ophiolithischen Melange-Komplexes zu einem gemeinsamen „Ophiolith-Komplex“ mesozoischen Alters mit dem Symbol „mof<sub>1</sub>“ zusammengefaßt.

### 2.4. Art des Kontaktes zu angrenzenden tektonischen Einheiten

Der Ophiolith-Komplex grenzt im Norden an den ophiolithischen Melange-Komplex. Diese Begrenzung ist eindeutig tektonischer Natur, wobei die Kontaktfläche eine mittelsteile, N-einfallende Aufschiebungsfläche darstellt (s. Profil C-D, Abb. 23). An ihr tauchen die Gesteine des Ophiolith-Komplexes unter jene des ophiolithischen Melange-Komplexes. Zwar ist die Grenze zwischen dem Ophiolith-Komplex und dem ophiolithischen Melange-Komplex streckenweise durch eine intensive VerkieSELung sowie durch emporgedrungene jüngere Vulkanite maskiert, dennoch besteht kein

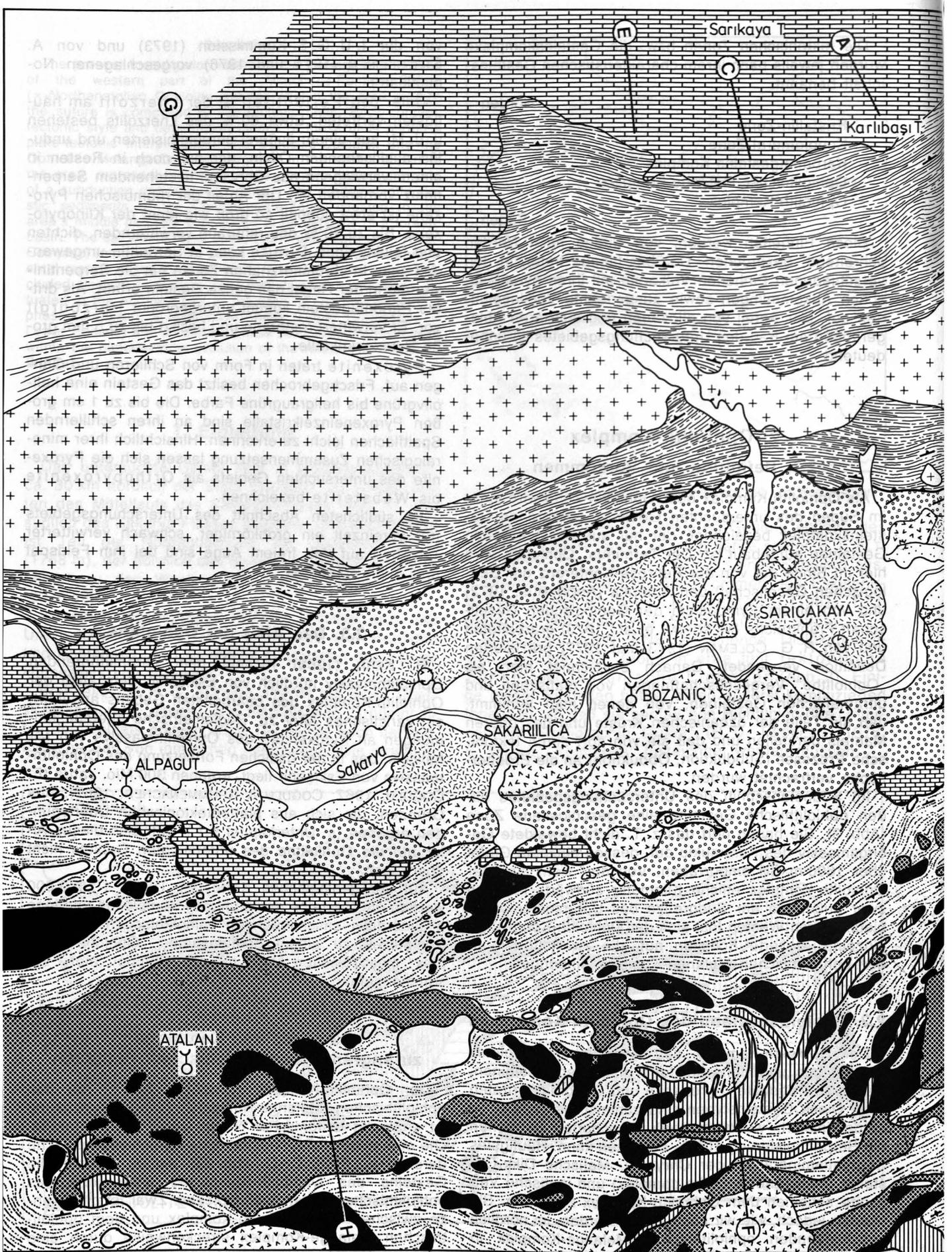
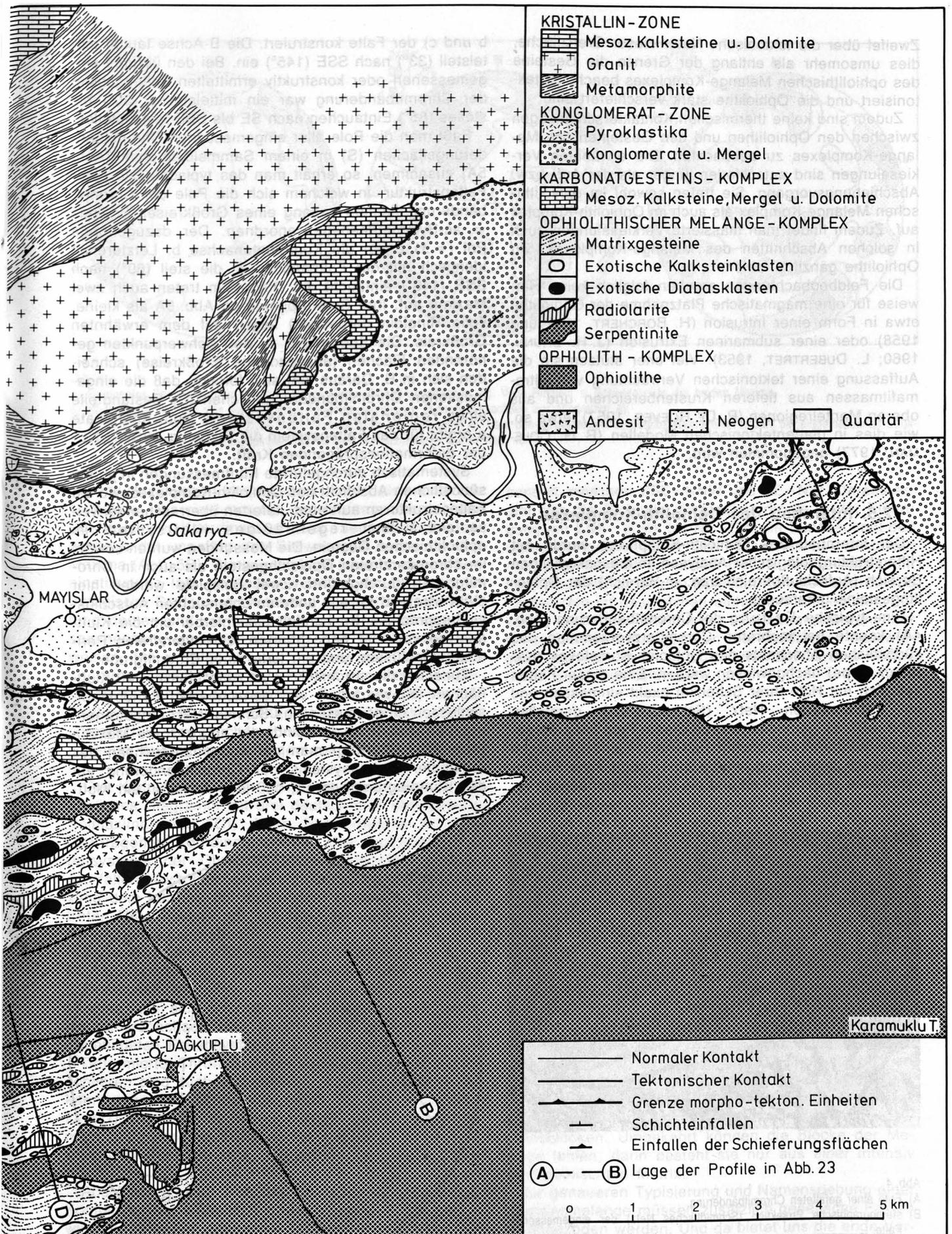


Abb. 3: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes.



Zweifel über die tektonische Natur dieser Grenzfläche, dies umso mehr als entlang der Grenze die Gesteine des ophiolithischen Melange-Komplexes beachtlich tektonisiert und die Ophiolithe stark verschiefert sind.

Zudem sind keine thermischen Kontakterscheinungen zwischen den Ophiolithen und den Gesteinen des Melange-Komplexes zu beobachten. Die erwähnten Verkieselungen sind entschieden jünger als der Auf- bzw. Abschiebungsvorgang. Sie treten sowohl im ophiolithischen Melange-Komplex als auch im Ophiolith-Komplex auf. Zudem findet man massierte Verkieselungen auch in solchen Abschnitten des Melange-Komplexes, wo Ophiolithe gänzlich fehlen.

Die Feldbeobachtungen ergeben folglich keine Hinweise für eine magmatische Platznahme der Ophiolithe etwa in Form einer Intrusion (H. BORCHERT, 1957 und 1958) oder einer submarinen Extrusion (J. H. BRUNN, 1960; L. DUBERTRET, 1953). Viel eher stützen sie die Auffassung einer tektonischen Verfrachtung von Ultramafitmassen aus tieferen Krustenbereichen und aus oberen Mantelregionen (P. DE ROEVER, 1957), etwa so, wie dies in plattentektonischen Modellen (R. G. COLEMAN, 1977) angenommen wird.

## 2.5. Internbau des Ophiolith-Komplexes

Der Internbau des Ophiolith-Komplexes wurde mit Hilfe strukturgeologischer Analysen im mesoskopischen Bereich (Aufschlußbereich bzw. m-Bereich) der Ophiolithgesteine untersucht.

Eine typische Faltung der Chromitbänderung (Abb. 4A) konnte bei mehreren Chromitervorkommen des südöstlichen Abschnitts des Ophiolith-Komplexes (Karamuk Tepe) nachgewiesen werden. Eine dieser Falten ließ sich mit Hilfe ihrer Schenkel exakt einmessen und im flächentreuen Netz (Schmidt-Netz) darstellen (Abb. 4B). Eingemessen wurde die im Foto links dargestellte Antiform. Obzwar ihr Faltenbild nicht als typisch rhombisch gelten mag, wurde eine rhombische Falten-symmetrie angenommen und die Koordinatenachsen (a,

b und c) der Falte konstruiert. Die B-Achse taucht mittelsteil (33°) nach SSE (145°) ein. Bei den übrigen eingemessenen oder konstruktiv ermittelten Faltenachsen der Chromitbänderung war ein mittelsteiles (30°) bis steiles (85°) Eintauchen nach SE bis SSE festzustellen.

Faßt man die Pole aller eingemessenen Chromitbänderungsflächen (S) in einem Sammeldiagramm (Abb. 5A) zusammen, so erhält man das typische Bild einer Faltenstruktur, in welchem sich die Pole der Chromitbänderungsflächen entlang eines Großkreises ( $\pi$ -Kreis = ac-Symmetrieebene) anordnen. Der dazugehörige Pol (=  $\pi$ ) ergibt die Koordinatenachse b. Letztere ist identisch mit der Faltenachse B, die steil (60°) nach SSE (148°) eintaucht. Im Diagramm treten auch zwei Maxima auf. Ihre Schwerpunkte (in Abb. 5A als kleine, volle Ringlein dargestellt) liegen auf dem erwähnten Großkreis. Die Spuren der zu den Schwerpunkten gehörenden Flächen (ausgezogene Großkreise) schneiden sich in B. Daraus läßt sich folgern, daß die eingemessenen Chromitbänderungsflächen (S) Bestandteile eines regionalen Falten-systems sind. Koordinate a ergibt für das Falten-system die Richtung (WSW-ENE) der deformationsprägenden Kraft.

Systematisch durchgeführte Kluftmessungen in jenem südöstlichen Abschnitt des Ophiolith-Komplexes, wo die Faltenstrukturen auftreten, lieferten überraschenderweise ein äußerst regelmäßiges Kluftsystem im ophiolithischen Gestein. Die Messungen wurden sowohl im chromiterzfreien Ophiolithgestein als auch in Chromitgruben durchgeführt. Zwei Beispiele werden hier stellvertretend für alle anderen untersuchten Aufschlüsse besprochen. Es handelt sich hierbei um die Kluftanalyse von vier benachbarten, chromiterzfreien Peridotitaufschlüssen und um jene einer Chromitgrube.

Zunächst die chromiterzfreien Aufschlüsse. 240 Kluftflächen (K) wurden in vier benachbarten Peridotitaufschlüssen eingemessen. Ins Schmidt-Netz eingetragen, ergaben ihre Pole drei eindeutig abgrenzbare Maxima (Abb. 5B). Überträgt man die Koordinatenachsen des regionalen Falten-systems der Chromitbänderung auf das Kluftdiagramm derart, daß jede Achse in ein Kluft-

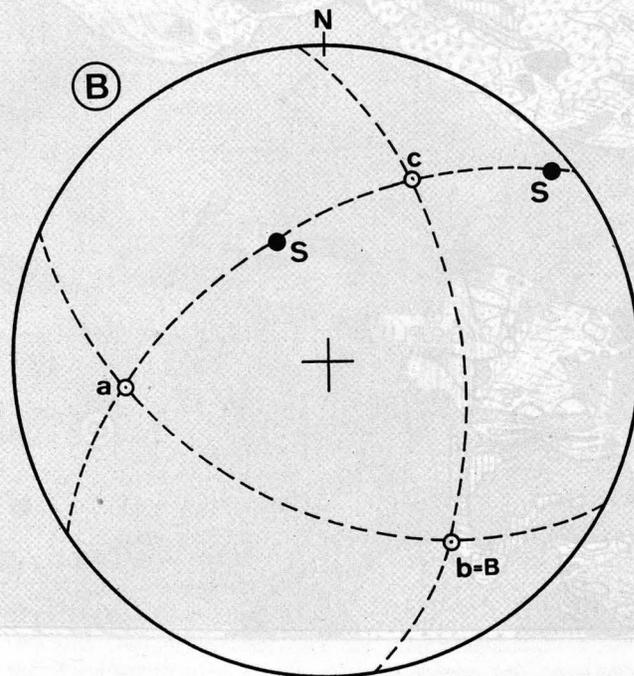


Abb. 4

A) Foto einer gefalteten Chromitbänderung.  
B) stereographische Projektion (Schmidt'sches Netz) der eingemessenen Falte.

a, b und c = Koordinatenachsen; B = konstruktiv ermittelte Faltenachse; S = Pole der beiden Falten-schenkel.

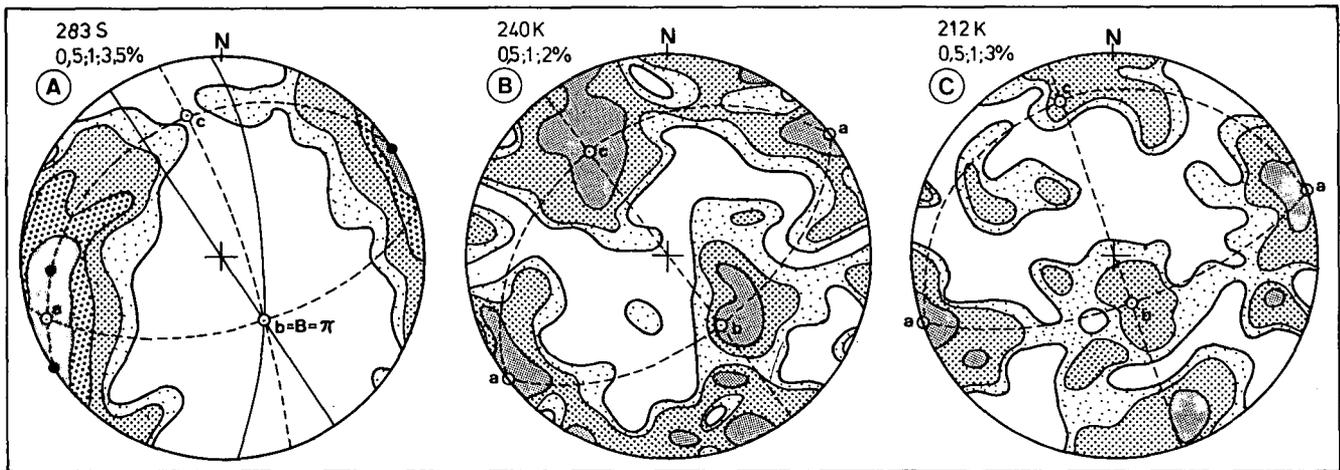


Abb. 5  
 A) Regionales Sammeldiagramm von Polen zu Chromitbänderungsflächen (S). Volle Ringlein = Schwerpunkte der beiden Maxima.  
 B) Kluftanalyse (K) von vier benachbarten Peridotitauflösungen (Koordinatenachsen aus Diagramm A).  
 C) Kluftanalyse (K) einer Chromitgrube (Koordinatenachsen aus Diagramm A). Über den eingekreisten Großbuchstaben stehen Anzahl der eingemessenen Strukturelemente sowie Besetzungsdichte. Die übrigen Bezeichnungen wie in Abb. 4B.

maximum zu liegen kommt, dann ergibt sich eine verblüffende Übereinstimmung der Kluftmaxima mit den übertragenen Koordinatenachsen: Jede Koordinatenachse bildet ungefähr den Schwerpunkt eines der drei Maxima (Abb. 5B). Die geschilderte geometrische Übereinstimmung läßt sich ohne weiteres als eine symmetrologische Beziehung zwischen Faltenachsen und Klüftung deuten und sie würde auf einen genetischen Zusammenhang zwischen Faltung und Klüftung hinweisen. Mit anderen Worten: Faltung der Chromitbänderung und Klüftung lassen sich auf denselben tektonischen Bildungsakt zurückführen. Damit würden die drei Kluftmaxima h00 (bc)-, 0k0 (ac)- und 00l (ab)-Klüften entsprechen. Im gleichen Kluftdiagramm (Abb. 5B) erscheinen auch Polanhäufungen von h0l- und 0kl-Klüften.

Die Kluftanalyse einer Chromitgrube lieferte ein ähnliches Diagramm mit drei deutlich sich abhebenden Polmaxima (Abb. 5C), deren Schwerpunkte mit den übertragenen Koordinatenachsen des regionalen Faltensystems der Chromitbänderung ungefähr zusammenfallen. Auch hier lassen sich somit die drei Kluftmaxima dem h00-0k0-00l-Klüftungssystem zuordnen. Daneben treten Untermaxima auf, die h0l-, 0kl- und hk0- sowie hkl-Klüften entsprechen.

Im Nordabschnitt des Ophiolith-Komplexes ergab die Kluftanalyse analoge Strukturdiagramme wie jene des Südostabschnitts: drei dominierende Klüftflächenpolmaxima, die sich um die drei konstruktiv ermittelten Koordinatenachsen des durch die Chromitbänderung abgebildeten Faltenystems ( $B = 345^\circ/10^\circ$ ) gruppieren.

Deformierte Chromitbänder und gefaltete Pyroxenit-schlieren sind auch aus anderen Teilen Anatoliens bekannt geworden (G. HIESSLEITNER, 1951/52; P. DE WIJKERSLOOTH, 1957; Y. TATAR, 1968). Sie wurden allgemein auf plastische Deformation des noch nicht ganz erstarrten Peridotit- bzw. Pyroxenitmagmas zurückgeführt.

Abschließend läßt sich der Internbau des Ophiolith-Komplexes als einheitlich geprägt charakterisieren. Er wird durch einen regionalen Faltenbau bestimmt, der sich in der Faltung von Chromitbändern äußert. Die Richtung der Faltenachsen ( $B =$  Gefügekoordinate  $b$ )

pendelt zwischen SSE–NNW und SE–NW. Daraus ergibt sich die Richtung (Gefügekoordinate  $a$ ) der Einengung mit ENE–WSW bis NE–SW. Im Südabschnitt des Ophiolith-Komplexes ist das Abtauchen der B-Achsen mittelsteil bis steil nach SSE bis SE, im Nordabschnitt flach nach NNW. Das im Ophiolith-Komplex auftretende Klüftungssystem ist desgleichen einheitlich ausgebildet. Bezogen auf das rhombische Koordinatensystem der Chromitbänderfalten gehören die Klüftflächen überwiegend den h00-, 0k0- und 00l-Klüften an. Darüber hinaus treten auch hkl-Klüfte auf.

### 3. Ophiolithischer Melange-Komplex

#### 3.1. Definition und Vorkommen

Zusammensetzung, Ausbildung und Genese einer Gesteinsmelange ist derart komplex und vielfältig, daß sich die Teilnehmer einer Penrose-Konferenz der Amerikanischen Geologischen Gesellschaft über eine allgemein gültige Definition nicht einigen konnten (E. A. SILVER & E. C. BEUTNER, 1980). Nach Ansicht der Teilnehmer sollte der Terminus „Melange“ lediglich deskriptiv angewendet werden, und zwar für solche kartierbaren Gesteinseinheiten, deren ursprünglicher Verband infolge von Zerstückerungs- und Vermischungsvorgängen verloren ging. Zur Zerstückerung und Vermischung der Gesteine kann es durch tektonische Bewegungen, durch sedimentäre Gleitungen oder kombiniert durch beide Vorgänge kommen. Die Melange enthält eine Vielzahl von Blöcken (Klasten) verschiedenartiger Gesteine, die in einer petrographisch vielfältig zusammengesetzten Matrix eingebettet sind. Die Matrix kann fehlen; dann besteht die Melange nur aus Gesteinsblöcken. Umgekehrt können die Blöcke der Melange fehlen, dann besteht sie nur aus einer intensiv durchgemischten Matrix.

Zur genaueren Typisierung und Namensgebung einer Gesteinsmelange müssen zusätzlich genetische Fakten herangezogen werden. Und da bietet uns die enge Verknüpfung einer Melange mit einem Ophiolith-Komplex das Hauptmerkmal, um die im untersuchten Gebiet auf-

tretende Gesteinsmelange im Sinne von A. GANSSER (1974) als „ophiolithische Melange“ zu bezeichnen. Zur Definition einer ophiolithischen Melange führt dieser Autor elf charakteristische Punkte an. Alle elf Punkte treffen auf die Gesteinsmelange des Untersuchungsgebiets zu.

Im untersuchten Gebiet bildet der ophiolithische Melange-Komplex einen einheitlichen, tektonisch gut umgrenzten Zug, der als ophiolithische Melange-Zone bezeichnet werden kann. In einer Breite von 4–8 km verläuft die Zone in westsüdwest–ostnordöstlicher Richtung quer durch das Untersuchungsgebiet (Abb. 3). Die einzelnen Berge des Melange-Komplexes können Höhen von über 1000 m erreichen. Typisch für die Morphologie des ophiolithischen Melange-Komplexes sind die zahlreichen exotischen Riesenblöcke, die infolge selektiver Erosion inselartig aus der umgebenden Matrix zu beachtlichen Höhen emporragen (s. Foto in Abb. 12).

### **3.2. Gesteinsbestand des ophiolithischen Melange-Komplexes**

Bei der Besprechung des Gesteinsbestandes des ophiolithischen Melange-Komplexes muß zwischen seiner Matrix und seinen Blöcken (Klasten) unterschieden werden.

#### **3.2.1. Die Melangematrix**

Die Matrix der ophiolithischen Melange besteht aus nichtmetamorphen, aus leichtmetamorphen und aus epimetamorphen Gesteinen, die entweder einen bunten Wechsel darstellen oder aber einen durchbewegten Komplex bilden.

Die nichtmetamorphen Matrixgesteine der Melange sind durch flyschartige, graue, fein- bis mittelkörnige, klastische Sedimente vertreten, die besonders im Süden und im Westen der Melange-Zone anzutreffen sind. Im Gelände wurden sie als Mergel, Sandstein oder Grauwacken angesprochen.

Unter den leichtmetamorphen Matrixgesteinen gehören Metawacken zu den häufigsten Vertretern. Es sind dies grau bis graugrün gefärbte, schiefrige bis plattige oder ungebankte, glimmerführende, leicht metamorph umgewandelte klastische Gesteine, die man im Gelände als Sandstein, Grauwacke oder als serizitführender Schiefersandstein ansprechen kann. Sie sind häufig von verschiedenstarken Quarz- und Karbonatadern durchzogen und zeigen mitunter eine kräftige Limonitierung. Auf Grund der mikroskopischen Zusammensetzung ließen sich die Metawacken als Arkose-Wacken, feldspatführende Grauwacken und Arkose-Arenite bezeichnen (nach PETTIJOHN, POTTER & SIEVER, 1970).

Zu den leichtmetamorphen Matrixgesteinen könnten auch die Radiolarite und Rotschiefer gerechnet werden. Da sie jedoch mit den übrigen Melangematrixgesteinen (Phyllite, Grünschiefer) stets im tektonischen Verband stehen und in diesen als größere oder kleinere fetzenartige Fremdkörper (Blöcke) stecken, werden sie später bei den „exotischen Blöcken“ beschrieben.

In der Gruppe der epimetamorphen Matrixgesteine haben Grünschiefer eine große Verbreitung und bilden den Hauptanteil der Matrixgesteine. Es handelt sich hierbei zumeist um verschieferte Metatuffite oder

um verschieferte Metavulkanite, die mitunter örtlich durch massige Metavulkanite vertreten sind. Makroskopisch erscheinen die Grünschiefer als enggeschieferter und linsig zerscherte, hell- bis dunkelgrünlichgrau gefärbte, zumeist feinkörnige Epimetamorphite, die bereits im Handstück einen Lagenbau und ein Parallelgefüge erkennen lassen. Die mikroskopische Untersuchung ergab eine reiche Palette von Grünschiefertypen, von denen einige karbonat-, andere glaukophanführend sind.

Die erwähnten massigen Metavulkanite erscheinen als meterstarke Zwischenlagen in Grünschieferkomplexen. Ihre petrographische Zusammensetzung ist ziemlich konstant: In einer plagioklasreichen und mit Opaksubstanz durchstäubten Grundmasse stecken Plagioklase, die mit Klinozoisitstengeln dicht durchwachsen sind, sowie farblose, zum Großteil uralitisierte Klinopyroxene. Häufig treten zentimetergroße Kalzitmandeln auf. Deren Rand wird von einem schmalen Saum aus klaren Albitkörnern umgeben.

Den überwiegenden Teil der massigen Vulkanite stellen vergrünte basaltische Gesteine dar, auf die der Name „Diabas“ zutrifft (STRECKEISEN, I. U. G. S.).

Die chemische Analyse ergab für die Grünschiefer und die Metavulkanite einen basaltischen Chemismus. Lediglich eine einzige Gesteinsprobe zeigte einen intermediären Charakter.

Phyllite gehören desgleichen in die Gruppe der epimetamorphen Matrixgesteine. Im Gesteinsverband zeigen sie eine intensive Durchbewegung oder Zerknetung (Abb. 6F). Im Dünnschliff erscheint ihr Gefüge flaserig bis verworren. Die einzelnen Fasern bestehen aus Serizit bzw. aus Quarz-Feldspat-Aggregaten. Charakteristisch für die Phyllite des Untersuchungsgebiets ist ihr Karbonatgehalt.

Phyllitische Glimmerschiefer treten in Form von schmalen Säumen entlang von Abschiebungs- bzw. Aufschiebungsbahnen auf, d. h. in tektonisch stärker beanspruchten Abschnitten des ophiolithischen Melange-Komplexes. Der Karbonatgehalt kann bei manchen phyllitischen Glimmerschiefervarietäten derart zunehmen, daß das betreffende Gestein als Kalkglimmerschiefer bezeichnet werden muß.

Im Süden des Untersuchungsgebiets und zwar im Grenzbereich zwischen ophiolithischem Melange-Komplex und Ophiolith-Komplex besteht die Melangematrix aus stark verschiefertem Serpentin.

#### **3.2.2. Die Melangeblöcke(-klasten)**

Die Blöcke oder Klasten, die in der Melangematrix eingebettet sind, zeigen hinsichtlich ihrer Dimensionierung eine unendliche Variationsmöglichkeit. Von Klasten, deren Durchmesser nur wenige Zentimeter beträgt (Abb. 6A), bis zu Blöcken (bzw. Schollen, Fetzen, Strängen oder Zügen) gigantischen Ausmaßes (Abb. 12) des km-Bereiches sind alle Größen vertreten. Hinsichtlich ihrer lithologisch-stratigraphischen Herkunft unterscheidet man „native Blöcke“ und „exotische Blöcke“ (K. J. HŠÜ, 1968).

Der native Block (= einheimischer Block) steckt noch im ursprünglichen Muttergestein, obwohl er oft aus dem primären Verband herausgerissen wurde. Zur Illustrierung werden einige Beispiele herangezogen.

Sehr verbreitet sind native Serpentinblöcke und -klasten (Abb. 6E). Sie stecken meistens in einer dichten, verschieferten und mit Magnesitaderchen oder -adern völlig durchsetzten Serpentinmatrix. Native Diabas-

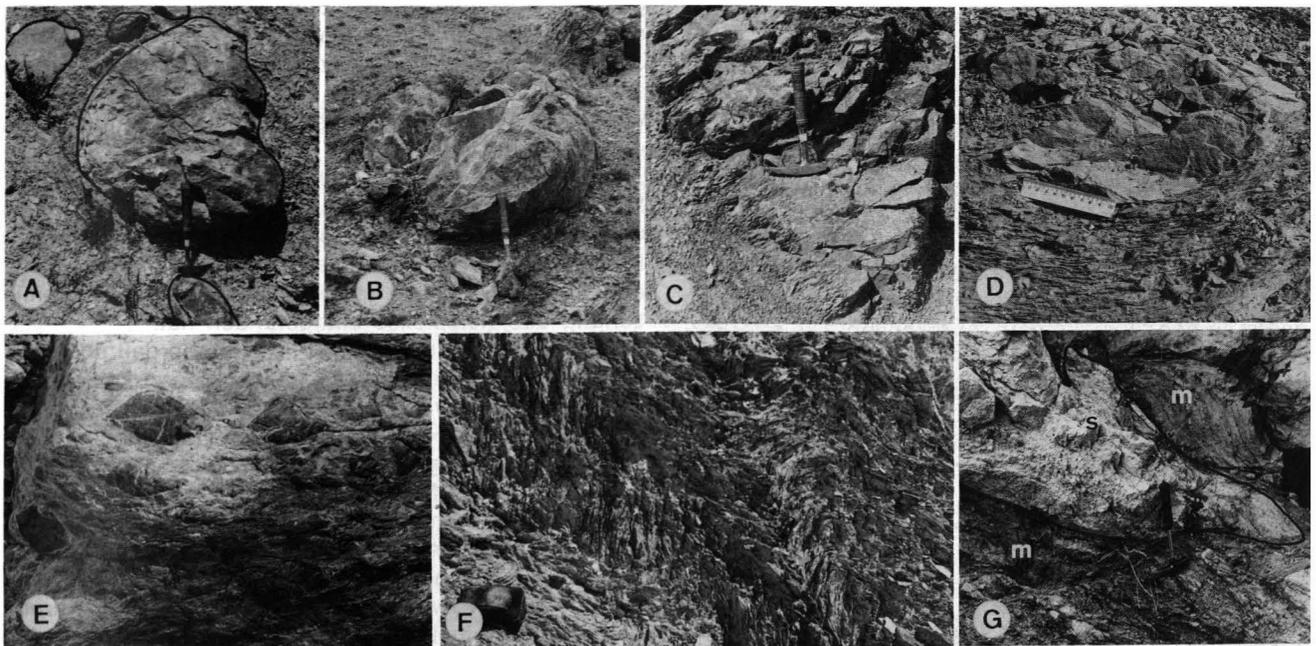


Abb. 6

- A) Exotische Kalksteinklasten verschiedener Dimensionen in einer Grauwackenmatrix.  
 B) Exotischer Block aus kristallinem Kalkstein mit einem rundlichen Querschnitt in einer Matrix aus Metawacken.  
 C) Nativer Diabasblock steckt in einem verschieferten Diabas als Muttergestein.  
 D) Nativer Grauwackenblock in einem verschieferten Metapelit als Muttergestein.  
 E) Faustgroße Serpentiniklasten stecken in einer dichtverfilzten, verschieferten und mit Magnesitädern durchsetzten Serpentinmatrix.  
 F) Knickfalten mit beginnender Achsenflächenscherung in Serizitphylliten (Länge der Fotosche ca. 15 cm).  
 G) Exotischer Serpentinblock (s) in einer phyllitischen Matrix (m). Hammerlänge = 32 cm.

blöcke sind in einer stark verschieferten Diabasmatrix eingebettet (Abb. 6C). Die Schieferung geht unmerklich aus der verschieferten Matrix in den unverschieferten Diabasblock über. Nicht selten begleiten dunkle Diabasbrekzien die nativen Diabasschollen. Native Grauwackenblöcke haben als Melangematrix in der Regel ein verschiefertes metapelitisches Muttergestein (Abb. 6D). Auch kann die Schieferung graduell in den nichtverschieferten Grauwackenblock übergehen.

Der exotische Block ist ein Fremdkörper im Matrixgestein. Da er durch tektonische Vorgänge aus seinem primären Verband herausgerissen und in eine fremde Umgebung verfrachtet wurde, könnte man ihn als Tektonoklasten bezeichnen. Die Größe der exotischen Blöcke variiert zwischen cm-großen Klasten (Abb. 6A) bis zu Riesenkörpern des km-Bereichs. Desgleichen variiert auch die Form der exotischen Blöcke. So können Riesenblöcke als Schollen, als fetzenartige Züge oder als Stränge auftreten (s. geolog. Karte in Abb. 3).

Exotische Serpentinblöcke erscheinen als Körper des mesoskopischen Bereichs (Abb. 6G) oder als zerfetzte Stränge oder Züge von einigen Kilometern Länge und mehreren hundert Metern Breite (s. geolog. Karte in Abb. 3). Als Matrix treten Grünschiefer oder Phyllite auf. Der exotische Block selbst besteht aus einem serpentinierten Harzburgit oder Dunit.

Metabasaltblöcke haben als Matrix verschiedenartige Schiefergesteine (zumeist Grünschiefer). Die Blöcke besitzen eine dunkel- bis graugrüne Färbung, sind feinkörnig und zeigen oft eine Mandelstruktur. Die Mandeln sind mit Karbonat und Klinozoisit gefüllt.

Metadiorit-, Metagabbro- und Amphibolitblöcke enthalten als Hauptgemengteil Amphibol. Sie haben ein massiges Aussehen, sind hell- bis dunkel-

grün gefärbt und zeigen eine plattige oder rhomboedrische Klüftung. Zumeist ist eine schiefrige Randzone zu den Matrixgesteinen (Grünschiefer) entwickelt.

Zu den auffallendsten exotischen Blöcken gehören die selektiv herausgewitterten Kalksteinblöcke. Man trifft sie in allen Dimensionen vor: beginnend mit cm-großen Klasten (Abb. 6A) bis zu morphologischen Riesenrippen bzw. -höckern (Abb. 12). Sie bestehen aus einem hellblauen bis dunkelgraublauen, feinsparitischen bis zuckerkörnigen, kristallinen Kalkstein, dem primärsedimentäre Strukturen fehlen. Die Kalksteinblöcke besitzen eine kalzitische, seltener ankeritische Durchaderung sowie eine ausgeprägte Klüftung. Die Kalkklasten des mesoskopischen Bereichs haben in der Regel einen rundlichen Querschnitt (Abb. 6B). Charakteristisch für die exotischen Kalksteinblöcke ist ihre perschnurartig lineare Reihung, die sowohl im mesoskopischen als auch im makroskopischen Bereich zu beobachten ist. Diese Reihung und die rundliche Gestalt der Klasten erinnern lebhaft an jene der Boudins. Als Matrixgestein tritt die gesamte, am Anfang dieses Unterkapitels angeführte Gesteinspalette auf: Grauwacken, Grünschiefer, Phyllite, Serpentine etc. Manchenorts ist eine randliche Verschieferung des Kalksteinblocks zum Matrixgestein zu beobachten, oder aber entlang des Kontaktes Kalkstein-Matrixgestein ist eine tektonische Brekzie, bestehend aus einem Gemenge Kalkbruchstücken und Matrixgestein, entwickelt.

Die exotischen Radiolaritschollen gehören desgleichen zum charakteristischen Bild eines ophiolithischen Melange-Komplexes. Sie bilden in den verschiedenartigen Matrixgesteinen fetzenartige Züge oder Stränge von mehreren Kilometern Länge und einigen hundert Metern Breite (s. geolog. Karte in Abb. 3). Der Kontakt zum Matrixgestein ist tektonischer Natur. Sie

bestehen aus einer Wechsellagerung von ziegel- bis violettroten, seltener grünlichen oder grauen, plattig ausgebildeten Kalk- und Kieselschichten verschiedenster Dicke (Abb. 11A). Dazu schalten sich dezimeterdicke, dünnblättrige Rotschiefer ein. Klüfte und Risse der Radiolaritgesteine sind quarzverheilt. Eine intensive disharmonische Faltung (Abb. 11B) mag zusätzlich als typisches Merkmal dieser Radiolaritgesteine gelten. U. d. M. bestehen die Kieselschichten aus runden Quarzkörnern, die als umkristallisierte Radiolarienskelette zu deuten wären. Seltener ist ein primäres Kieselgerüst in den Quarzkörnern zu erkennen. Die rote Färbung der Radiolarite wird durch schlierige Wolken eines feinstkörnigen Pigments hervorgerufen. Die Rotschiefer sind karbonatreiche Pelite, die aus intensiv gefalteten und zerscherten, äußerst feinkörnigen Quarz-Feldspat-Serizit-Lagen bestehen (Abb. 7B).

### 3.3. Art des Kontaktes zu den angrenzenden tektonischen Einheiten

Bereits in einem der vorigen Unterkapitel (2.4.) wurde gezeigt, daß die Gesteine des Ophiolith-Komplexes die Unterlage für den ophiolithischen Melange-Komplex bilden, wobei die Grenzfläche zwischen beiden tektonischen Einheiten eindeutig tektonischer Natur ist.

Die obere Grenze des ophiolithischen Melange-Komplexes wird desgleichen von tektonischen Trennflächen bestimmt, denn die nördlich anschließenden tektonischen Einheiten (bzw. Zonen), also sowohl der Komplex der mesozoischen Karbonatgesteinsschollen als auch die Gesteine der Konglomerat-Zone überschieben den ophiolithischen Melange-Komplex. Entlang der Überschiebungs- bzw. Aufschiebungsbahnen sind mächtige tektonische Brekzien und Harnischflächen entwickelt. Dies wird, wie später gezeigt werden soll, durch zahlreiche instruktive Aufschlüsse belegt.

### 3.4. Das Alter des ophiolithischen Melange-Komplexes

Plattentektonisch wird ein ophiolithischer Melange-Komplex als Subduktionskomplex gedeutet. Er entsteht an den Rändern zweier konvergierender Lithosphärenplatten und ist ein morpho-tektonisches Bauelement eines Bogen-Graben-Systems.

Zwei Vorgänge sind an der Entstehung und am Wachstum des Subduktions-Komplexes beteiligt (D. E. KARIG, 1974; D. R. SEELY, 1979; D. R. SEELY & W. R. DICKINSON, 1977): Durch „accretion“ (engl.: Wachstum, Anwachsen, Zuwachs) nimmt der Komplex seewärts zu und durch „Understuffing“ (engl.: Unterstopfen) wächst der Komplex landwärts in die Höhe, wobei dem Komplex Material sowohl von der ozeanischen Lithosphäre als auch von der kontinentalen Kruste angegliedert wird. Aus dem Bereich der ozeanischen Kruste stammen Radiolarite, Rotschiefer (= metamorphe Tiefseetonne), Grünschiefer (= metamorphe Vulkanite und deren Tuffe) sowie Phyllite, aus jenem der kontinentalen Kruste metamorph umgewandelte oder nicht umgewandelte Grauwacken, Mergel, Sandsteine und Kalksteine. Serpentinite und andere Ophiolithgesteine stammen aus den oberen Partien des Erdmantels.

Der Subduktionsprozeß kann sich über eine längere geologische Periode dahinziehen. Die einzelnen litholo-

gischen Bestandteile des Subduktionskomplexes können zu ganz verschiedenen Zeiten während des Subduktionsprozesses dem Komplex angegliedert worden sein. Aus diesem Grund ist es schwierig, dem Subduktionskomplex ein einheitliches geologisches Alter zuzuordnen.

Wie in den meisten Ophiolith-Gebieten Anatoliens fehlen auch im Untersuchungsgebiet direkte Beweise über die Bildungszeit des ophiolithischen Melange-Komplexes. Mit Bestimmtheit können wir somit nicht angeben, zu welcher geologischen Zeit die Durchmischung des Komplexes stattgefunden hat.

Der Melangematrix fehlen Fossilien, so daß über das Alter ihrer verschiedenen Gesteinsgruppen keine Aussage gemacht werden kann. Für die Melangeblöcke gilt das Gleiche. Zwar wurden Reste von Radiolarien in den Radiolariten nachgewiesen, für eine Altersbestimmung ließen sich diese Mikrofossilien jedoch nicht verwerten.

Die Überlagerungsverhältnisse bringen uns einer Altersbestimmung etwas näher. Wie wir im vorigen Unterkapitel (3.3.) sahen, wird der Melange-Komplex von den Schollen bzw. Lappen des mesozoischen Karbonatgesteins-Komplexes und von den Gesteinen der Konglomerat-Zone überlagert. Der Kontakt ist jedoch – wie gezeigt werden soll – überall eindeutig tektonischer Natur. Da das Alter der überschiebenden Gesteinskomplexe bekannt ist, ergibt sich als Überschiebungsalter: postkretazisch bzw. postpaläozän.

Nun treten in verschiedenen Niveaus der paläozänen Konglomerat-Einheit an vielen Stellen (speziell im Ostabschnitt des Untersuchungsgebietes) Serpentiniterölle auf, die kopfgroße Dimension erreichen können. Dies würde bedeuten, daß im Paläozän beachtliche Abschnitte des Subduktionskomplexes zu einem Strukturbogen (SEELY & DICKINSON, SEELY) im Vorbogenbereich eines Bogen-Graben-Systems emporgewachsen waren und zum Liefergebiet für ein Vorbogen-Becken wurden. In diesem lagerten sich die Gesteine der Konglomerat-Zone ab. Daraus wäre zu folgern, daß der Subduktionskomplex gleich alt oder älter als die paläozänen Sedimente der Konglomerat-Zone ist. Paläozän ergäbe somit die obere Altersgrenze des ophiolithischen Melange-Komplexes. Eine untere Altersgrenze ist aus den Lagerungsverhältnissen nicht ableitbar.

Aus den Dünnschliffuntersuchungen von Phylliten, pyllitischen Glimmerschiefern, Grünschiefern und geschieferteten Metavulkaniten lassen sich zwei metamorphe Prägungsakte ableiten: eine ältere Hochdruck-Niedertemperatur-Metamorphose (nach H. G. F. WINKLER eine sehr niedriggradige Metamorphose) mit Bildung von Na-Amphibolen wie Glaukophan-Crossit, Lawsonit (?), und eine jüngere, niedriggradige Metamorphose (nach WINKLER) mit Neubildung von Aktinolith, Chlorit, Prehnit, Albit-Oligoklas, Stilpnomelan und Klinozoisit. Das Prägungsalter der beiden Metamorphosen ließ sich nicht ermitteln.

Der ophiolithische Melange-Komplex des Untersuchungsgebiets setzt sich mit kurzen Unterbrechungen 50 km südostwärts bis in das Gebiet von Mihalıççık fort. Dort haben E. COĞULU & D. KRUMMENACHER in den Schiefergesteinen und Metagrabbros eines Melange-Komplexes desgleichen zwei verschiedenalte metamorphe Prägungsakte nachgewiesen und ihr absolutes Alter (K/Ar-Methode) mit 156 Mio. Jahren (Oberjura) bzw. 56 Mio. Jahren (Untereozän) bestimmt.

Nimmt man an, daß beide metamorphe Prägungsakte im Verlaufe eines einzigen Subduktionsprozesses statt-

fanden und überträgt man die Daten auf das Untersuchungsgebiet, dann ergibt sich für den Subduktionskomplex ein Alter, das die Zeitspanne „Oberjura – Untereozän“ umfaßt. Die aus den Überlagerungsverhältnissen abgeleitete obere Altersgrenze (Paläozän – Untereozän) des ophiolithischen Melange-Komplexes würde mit diesem Datierungsversuch gut harmonisieren. Aus plattentektonischen Überlegungen (s. Unterkapitel 9.2.) wurde die untere Altersgrenze mit obere Oberkreide festgelegt.

### 3.5. Internbau des ophiolithischen Melange-Komplexes

Trotz seines lithologisch chaotischen Charakters zeigt der ophiolithische Melange-Komplex einen einheitlich geprägten Deformationsstil. Dies ging aus zahlreichen strukturgeologischen Analysen hervor. Sie bezogen sich hauptsächlich auf den mesoskopischen Bereich (Handstück- bis Aufschlußbereich). Der megaskopische Bereich (km-Bereich) und der mikroskopische Bereich wurden – wo es möglich war – in die Untersuchungen miteinbezogen.

Zunächst die Ergebnisse der Strukturanalyse der Matrixgesteine. Grünschiefer, Phyllite und phyllitische Glimmerschiefer sind intensiv deformiert, wobei sie in engstehende Kleinfalten gelegt sind. Diese Faltung läßt sich vom mesoskopischen (Abb. 6F) bis in den mikroskopischen Bereich (Abb. 7A und B) nachweisen.

Die regionale Streichrichtung der eingemessenen Schieferungsflächen ( $S_1$ ) variiert zwischen NE–SW und E–W, die Fallrichtung zwischen N und NW bzw. S und SE, wobei das Fallen Werte von 5° bis 80° annehmen kann. Auf der geologischen Karte (Abb. 3) ist die Schnittlinie zwischen Schieferungsflächen und topogra-

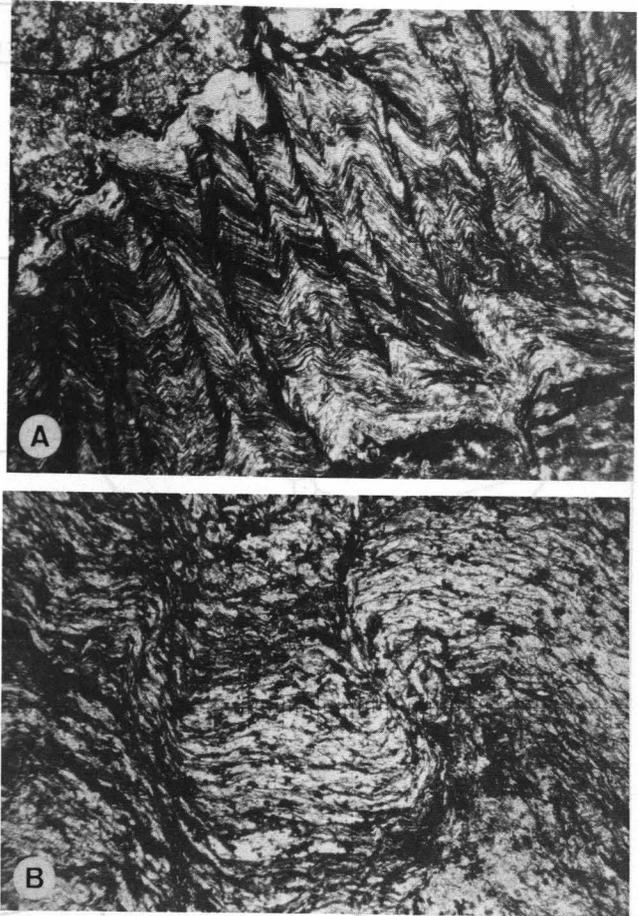


Abb. 7  
 A) Fältelung und Scherflächenbildung in einem Metapelit (Vergr. 30 ×, Nicols ||).  
 B) Rotschiefer im Dünnschliff (Vergr. 30 ×; Nicols ||).

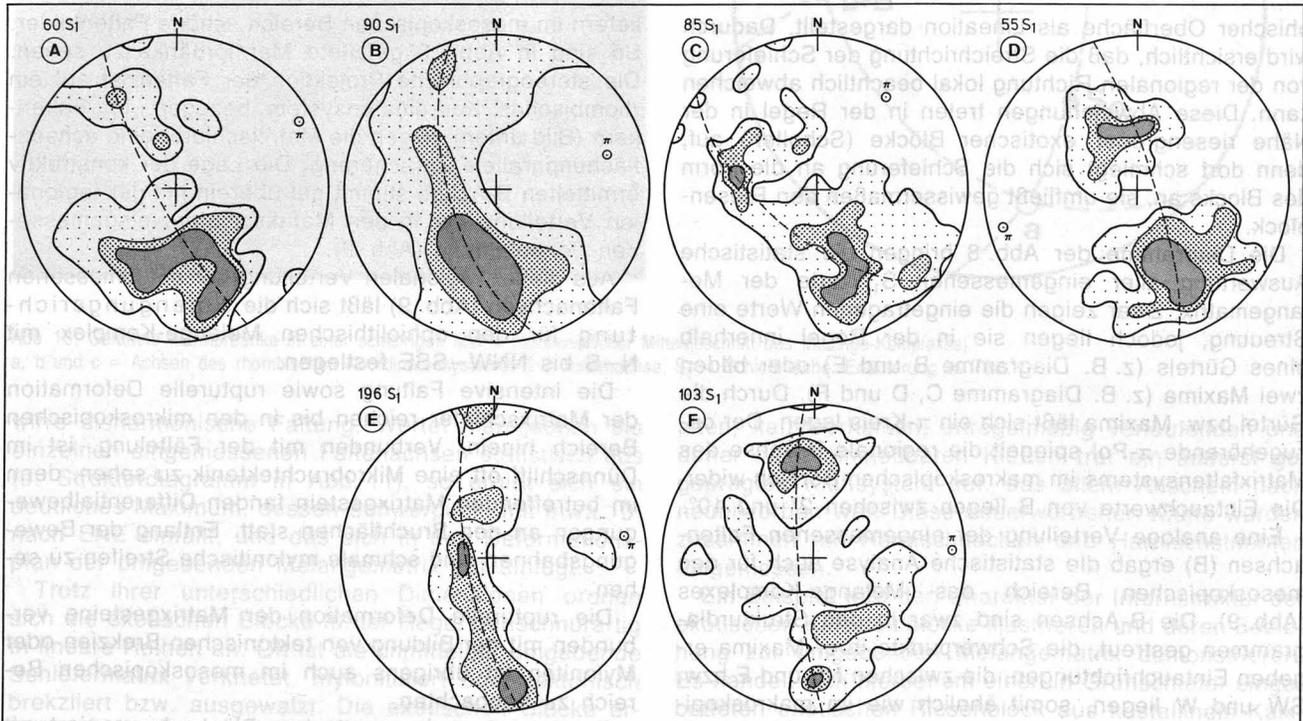


Abb. 8: Sammeldiagramme zur regionalen Verteilung der Schieferungsflächen  $S_1$  in der Melangematrix. A = westlicher, B = zentral-nordwestlicher, C = zentral-nordöstlicher, D = östlicher, E = zentral-südwestlicher und F = zentral-südöstlicher Abschnitt des Melange-Komplexes. Besetzungsdichte: 1 %, 3 % und 5 %. Erläuterung im Text.

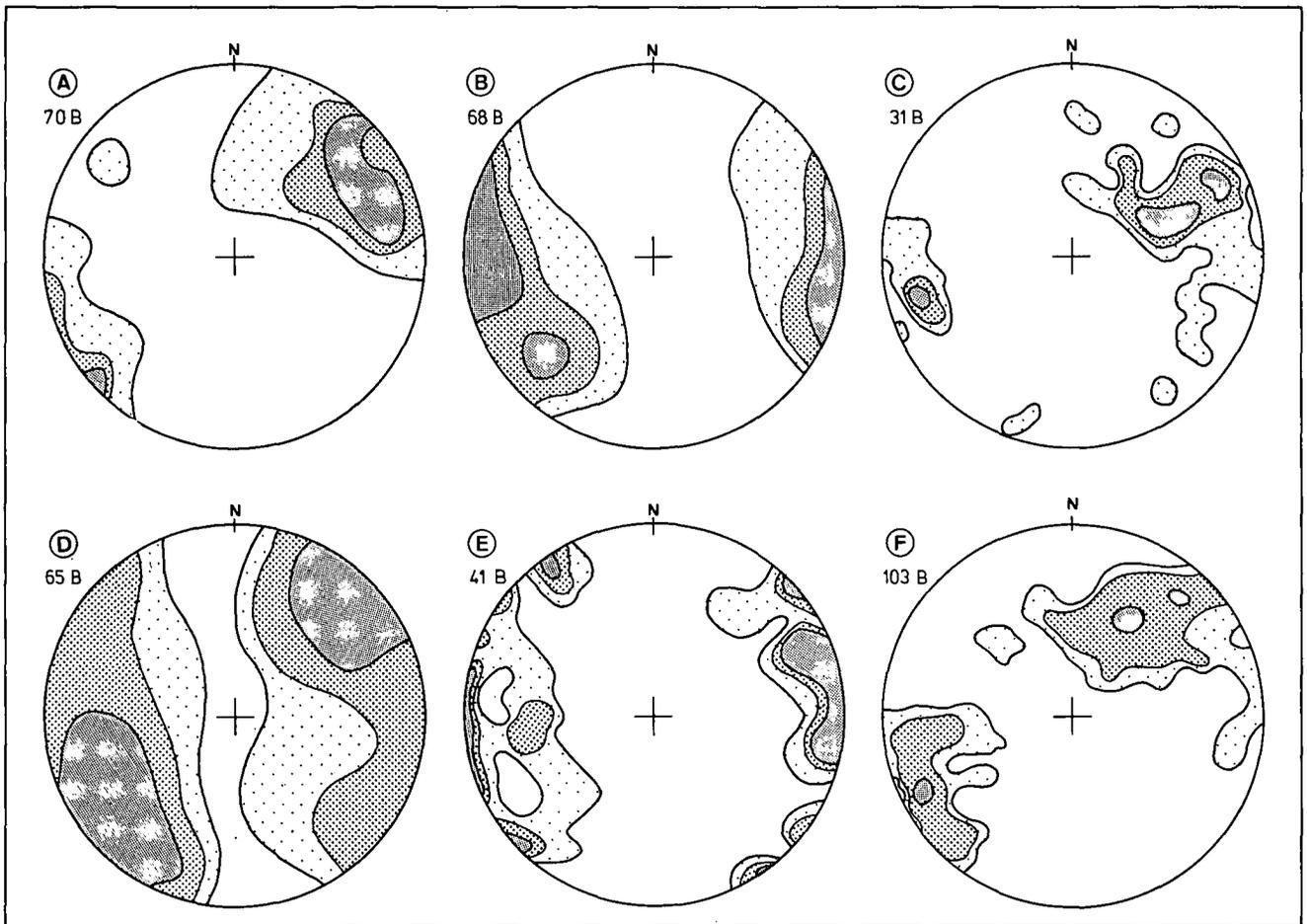


Abb. 9: Sammeldiagramme zur regionalen Verteilung der mesoskopischen Faltenachsen in Matrixschiefern des Melange-Komplexes. Sämtliche Diagramme aus dem Mittelabschnitt des Melange-Komplexes.  
 A = nordwestlicher, B = zentraler, C = nordöstlicher, D = südwestlicher, E = zentraler, F = südöstlicher Mittelabschnitt. Besetzungsdichte: 1 %, 3 % und 5 %.

phischer Oberfläche als Lineation dargestellt. Dadurch wird ersichtlich, daß die Streichrichtung der Schieferung von der regionalen Richtung lokal beachtlich abweichen kann. Diese Abweichungen treten in der Regel in der Nähe riesengroßer exotischer Blöcke (Schollen) auf, denn dort schmiegt sich die Schieferung an die Form des Blocks an, sie umfließt gewissermaßen den Riesenblock.

Die Diagramme der Abb. 8 bringen die statistische Auswertung aller eingemessenen  $S_1$ -Werte der Melangematrix. Zwar zeigen die eingetragenen Werte eine Streuung, jedoch liegen sie in der Regel innerhalb eines Gürtels (z. B. Diagramme B und E) oder bilden zwei Maxima (z. B. Diagramme C, D und F). Durch die Gürtel bzw. Maxima läßt sich ein  $\pi$ -Kreis legen. Der dazugehörige  $\pi$ -Pol spiegelt die regionale B-Achse des Matrixfaltensystems im makroskopischen Bereich wider. Die Eintauchwerte von B liegen zwischen  $2^\circ$  und  $10^\circ$ .

Eine analoge Verteilung der eingemessenen Faltenachsen (B) ergab die statistische Analyse auch für den mesoskopischen Bereich des Melange-Komplexes (Abb. 9). Die B-Achsen sind zwar in den Strukturdiagrammen gestreut, die Schwerpunkte ihrer Maxima ergeben Eintauchrichtungen, die zwischen NE und E bzw. SW und W liegen, somit ähnlich wie im makroskopischen Bereich. Die Eintauchwerte variieren zwischen  $5^\circ$  und  $80^\circ$ .

Auch einzelne Kalksteinbänke, die als Einschaltungen in Metawacken und Schiefergesteinen auftreten,

liefern im mesoskopischen Bereich schöne Faltenbilder. So sind in Abb. 10 gefaltete Marmorbänke zu sehen. Die stereographische Projektion der Falten ist auf ein rhombisches Koordinatensystem bezogen. Im Faltenkern (Bild unten) zeigen die Matrixschiefer eine achsenflächenparallele Zerschierung. Die Lage der konstruktiv ermittelten B-Achse stimmt gut überein mit der regionalen Verteilung der in den Matrixschiefern eingemessenen Faltenachsen (Abb. 9).

Aus dieser regionalen Verteilung der eingemessenen Faltenachsen (Abb. 9) läßt sich die Einengungsrichtung für den ophiolithischen Melange-Komplex mit N-S bis NNW-SSE festlegen.

Die intensive Faltung sowie rupturale Deformation der Matrixschiefer reichen bis in den mikroskopischen Bereich hinein. Verbunden mit der Fältelung, ist im Dünnschliff oft eine Mikrobruchtektonek zu sehen, denn im betreffenden Matrixgestein fanden Differentialbewegungen an den Bruchflächen statt. Entlang der Bewegungsbahnen sind schmale mylonitische Streifen zu sehen.

Die rupturale Deformation der Matrixgesteine verbunden mit der Bildung von tektonischen Brekzien oder Myloniten ist übrigens auch im mesoskopischen Bereich zu beobachten.

Der Internbau der exotischen Blöcke harmoniert mit jenen der umgebenden Matrixgesteine.

Instruktive mesoskopische Faltenstrukturen zeigen Radiolarite (Abb. 11B). Dabei handelt es sich um eine

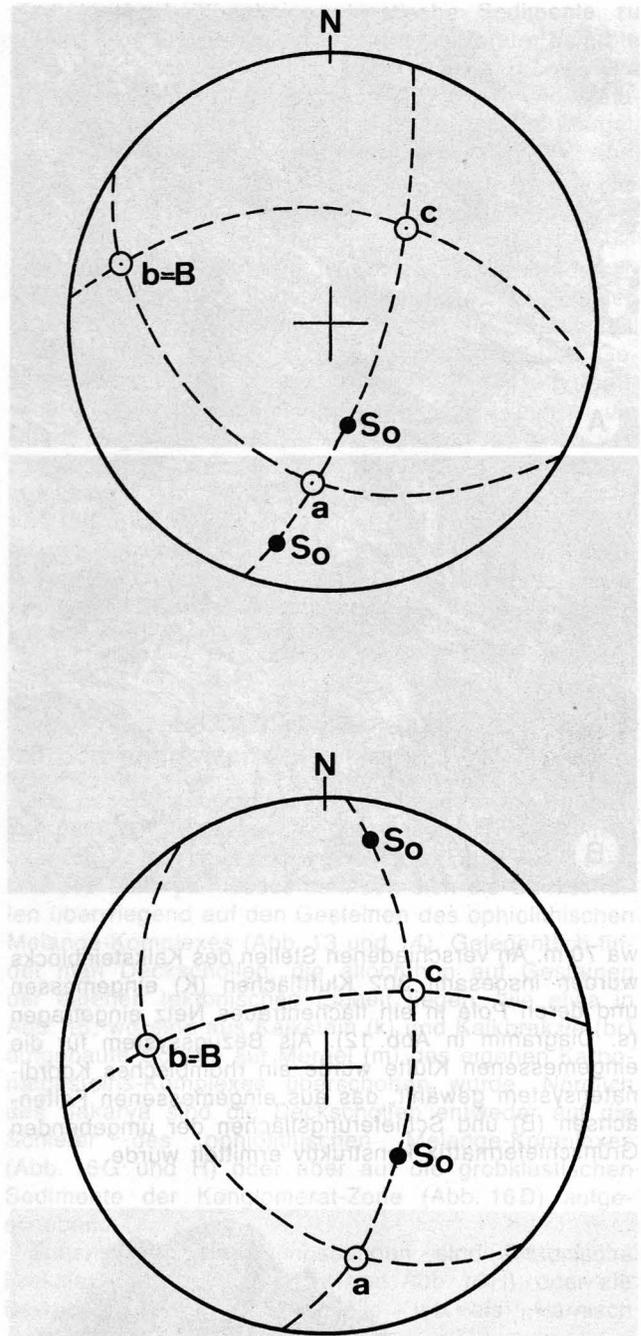


Abb. 10: Gefaltete Marmorbänke in einer schiefrigen Matrix (nordwestlicher Mittelabschnitt des Melange-Komplexes). a, b und c = Achsen des rhombischen Koordinatensystems; B = Faltenachse;  $S_0$  = Schichtfläche. Erläuterung im Text.

wirre disharmonische Faltung. Wertet man jedoch die einzelnen eingemessenen Faltenachsen statistisch aus (s. Strukturdiagramm in Abb. 11), so ergibt sich ein deutliches Maximum, dessen Schwerpunkt mit etwa  $10^\circ$  nach ENE einfällt, und das sich in den Deformationsplan der umgebenden Melangematrix gut einfügt.

Trotz ihrer unterschiedlichen Dimensionen ordnen sich die exotischen Blöcke in der Regel perschnurartig in lineare Reihen an. Oft ist die unmittelbar umgebende Schiefermatrix verknetet, mylonitisiert oder tektonisch brekziiert bzw. ausgewalzt. Die exotischen Blöcke erscheinen parallel zur Streichrichtung der Matrixschiefer ausgelängt.

Besonders dankbare Objekte für die Strukturanalyse waren exotische Kalksteinblöcke und -schollen. Neben

alten, kalzitverheilten, unregelmäßig verlaufenden und daher nicht einmeßbaren Klüften trat ein äußerst gut geprägtes Kluftsystem auf, das allem Anschein nach neuerworben war. Diese neuerworbenen Klüfte wurden zusammen mit Harnischflächen und Harnischstriemen eingemessen.

Ein Beispiel wird den Charakter der Internstruktur der exotischen Kalksteinblöcke illustrieren und deren Beziehung zur umgebenden Melangematrix demonstrieren. Es handelt sich hierbei um einen in Grünschiefer eingebetteten exotischen Riesenblock aus kristallinem Kalkstein (Abb. 12) aus dem südöstlichen Mittelabschnitt des Melange-Komplexes. Der Block entspricht einem makroskopischen Homogenbereich. Seine Länge beträgt ca. 350 m, seine Breite 200 m und seine Höhe et-

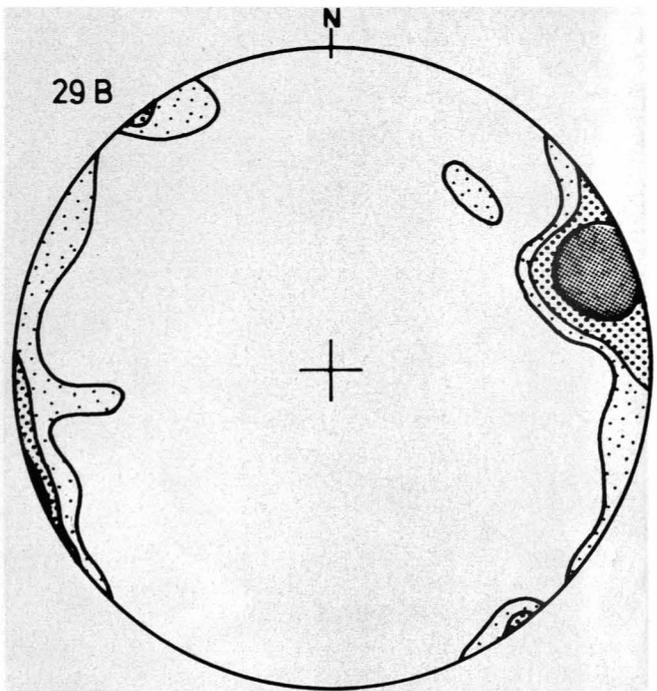
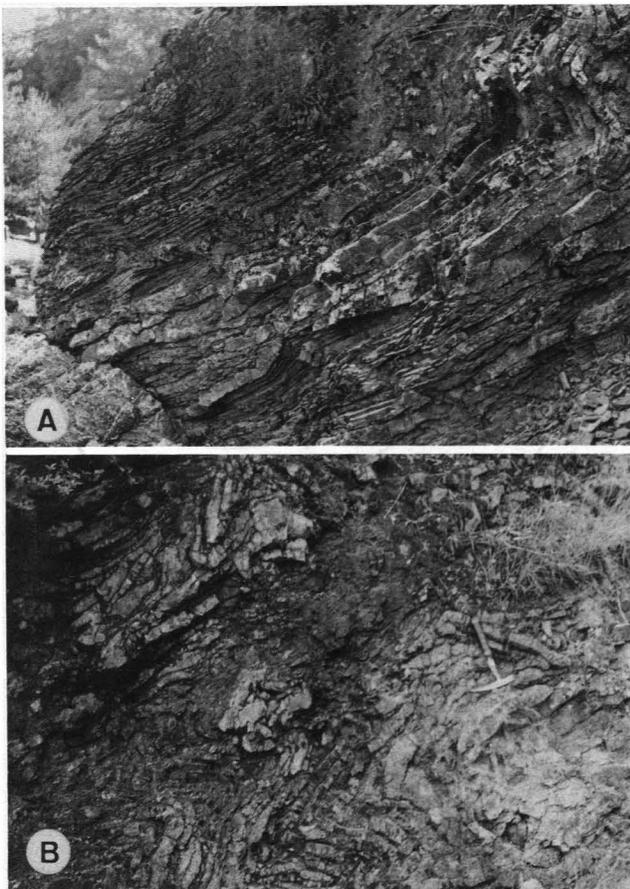


Abb. 11  
 A) Wechsellagerung von plattigen roten Kalksteinschichten mit Kiesellagen.  
 B) Disharmonisch deformierter Radiolaritkomplex. Daneben das Strukturdiagramm von 29 eingemessenen Faltenachsen (B). Besetzungsdichte: 3 %, 5 % und 10 %.

wa 70 m. An verschiedenen Stellen des Kalksteinblocks wurden insgesamt 302 Klufflächen (K) eingemessen und deren Pole in ein flächentreues Netz eingetragen (s. Diagramm in Abb. 12). Als Bezugssystem für die eingemessenen Klüfte wurde ein rhombisches Koordinatensystem gewählt, das aus eingemessenen Faltenachsen (B) und Schieferungsflächen der umgebenden Grünschiefermatrix konstruktiv ermittelt wurde.

Im Geltungsbereich der b-Koordinate liegt ein dominierendes Maximum, das die Pole von ac- bzw. Ok0-Klüften beinhaltet. Um die a-Koordinate gruppieren sich die Pole von bc (= h00)-Klüften, bei Koordinate c handelt es sich um die Pole von ab (= 00l)-Klüften. Daneben treten Polhäufungen von hkl- und h0l-Klüften auf. An drei verschiedenen, voneinander entfernt liegenden, Stellen wurden am Kalksteinblock Harnischstreifen (H)

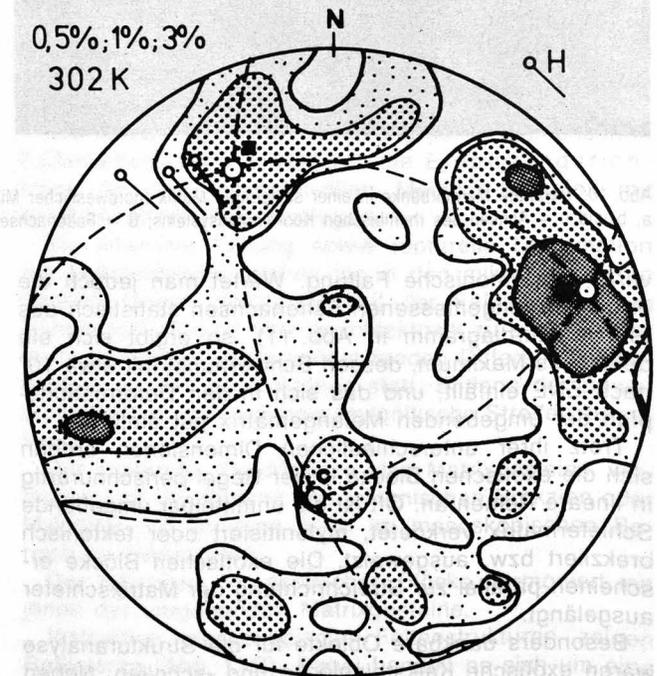


Abb. 12: Exotischer Riesenblock aus kristallinem Kalkstein des ophiolithischen Melange-Komplexes. Daneben das Strukturdiagramm von 302 eingemessenen Klufflächen (K) und von 3 Harnischstreifen. Südöstlicher Mittelabschnitt des Melange-Komplexes.

eingemessen. Bezogen auf das gewählte Koordinatensystem, handelt es sich um „Lineationen in a“. Diese Strukturelemente wurden auf ac (= 0k0)-Flächen dem Block im Zuge des Deformationsvorgangs während seines Transportes aufgeprägt.

Ähnliche Strukturanalysen wurden an zahlreichen, lithologisch unterschiedlichen exotischen Blöcken des mesoskopischen und des makroskopischen Bereichs vorgenommen. Die Ergebnisse waren stets die gleichen: Es ließ sich immer eine geometrisch-symmetrologische Beziehung zwischen den an exotischen Blöcken eingemessenen Strukturelementen und jenen der umgebenden Melangematrix herstellen. Die festgestellten geometrisch-symmetrologischen Beziehungen zwischen Melangematrix und exotischen Blöcken weisen auf eine genetische Beziehung hin, nämlich dahingehend, daß man annehmen kann, die neuerworbene Klüftung der exotischen Blöcke und die zahlreichen mesoskopischen Faltenachsen der Matrix entstanden während des gleichen Deformationsvorgangs, und da der Melange-Komplex plattentektonisch als Subduktionskomplex gedeutet wird, ist zu folgern, daß all diese Strukturelemente während des Subduktionsprozesses geprägt wurden.

Aus den Ergebnissen der Strukturanalyse läßt sich die Einengungsrichtung bzw. die Richtung des tektonischen Transports innerhalb des ophiolithischen Melange-Komplexes (= Subduktionskomplexes) mit S-N bis SSE-NNW ableiten, womit auch die Subduktionsrichtung festgelegt wurde.

## 4. Karbonatgesteins-Komplex

### 4.1. Definition und Vorkommen

Dem ophiolithischen Melange-Komplex schließt sich im Norden eine Zone aus mesozoischen Karbonatgesteinen an (s. Abb. 3). Oberflächlich bildet sie keine geschlossene und kontinuierliche morpho-tektonische Einheit, sondern setzt sich aus einzelnen, isolierten und tektonisch verfrachteten Deckschollen zusammen. Die Dimensionen der Schollen variieren zwischen Kilometerbereich und Meterbereich. Der Internbau dieser mesozoischen Deckschollen ist stark gestört, und die Trennflächen zum Liegend- und Hangendgestein sind stets tektonischer Natur. Aus diesem Grund erhielt die Zone die Bezeichnung „Karbonatgesteins-Komplex“.

Die Schollen des Karbonatgesteins-Komplexes reihen sich entlang der linken (südlichen) Talflanke des Sakarya-Flusses. Dort bilden sie schroffe, südwärts fallende Felsabstürze. Zwischen den großen Deckschollen des km-Bereichs erscheinen zahlreiche Kleinschollen als Erosionsreste oder tektonisch eingeklemmte Linsen des m-Bereiches.

Auch entlang der rechten (nördlichen) Talflanke des Sakarya treten mesozoische Kalksteinschollen auf: Zwei Schollen im Nordosten und mehrere Schollen im äußersten Westen des Untersuchungsgebiets und zwar dort, wo der Sakarya eine dieser Großschollen durchsägt (s. Abb. 3).

### 4.2. Gesteinsbestand des Karbonatgesteins-Komplexes

Eine primär-sedimentäre Abfolge läßt sich für den Karbonatgesteins-Komplex nicht aufstellen. Im unteren

Komplexabschnitt scheinen klastische Sedimente zu dominieren: feinkörnige, gelblich bis rostbraun gefärbte Ton- und Siltsteine, hellgraue bis rosarote, grobkörnige Sandsteine mit diffus verstreuten Quarzit- und Metawackenklasten, und dünngeschichtete, bunte Mergel, denen dm-starke graue Sandsteine eingeschaltet sind.

Der mittlere Abschnitt des Karbonatgesteins-Komplexes wird von einem Dolomit eingenommen. Sein lithologischer Charakter wechselt von Deckscholle zu Deckscholle. Im Ostabschnitt des Gebiets tritt er als massiges, schlecht geklüftetes, feinkörniges, im frischen Bruch gelblich-grau gefärbtes Gestein auf. Mikrofaziell wurde er als Pelsparit bis Pelmikrit eingeordnet. Im Gebietsmittelabschnitt zeigt er ein brekziöses Gefüge mit einer rauhen Bruchfläche. Es handelt sich hierbei um einen biogenführenden Pelmikrit (mit Fossilresten von Foraminiferen, Ostrakoden und Gyrogoniten).

Im oberen Abschnitt des Karbonatgesteins-Komplexes tritt in der Regel ein dichter, feinkörniger und hellgrauer Kalkstein auf. Er ist gut geklüftet und besitzt eine deutliche Bankung. Er enthält zahlreiche Bruchstücke von Fossilgehäusen und wurde als pelletführender Biomikrit bis Biosparit bestimmt.

### 4.3. Art des Kontaktes zu den angrenzenden tektonischen Einheiten

Bei den Deckschollen des Karbonatgesteins-Komplexes handelt es sich ausschließlich um allochthone geologische Körper, die auf fremder Unterlage ruhen. Südlich des Sakarya-Flusses befinden sich die Deckschollen überwiegend auf den Gesteinen des ophiolithischen Melange-Komplexes (Abb. 13 und 14). Gelegentlich findet man Deckschollen, die allochthon auf Gesteinen der eigenen tektonischen Einheit liegen, wie etwa in Abb. 15, wo eine aus Kalkstein (k) und Kalkbrekzie (br) aufgebaute Scholle auf Mergel (m) des eigenen Karbonatgesteins-Komplexes überschoben wurde. Nördlich des Sakarya sind die Deckschollen entweder auf die Schiefer des ophiolithischen Melange-Komplexes (Abb. 16G und H) oder aber auf die grobklastischen Sedimente der Konglomerat-Zone (Abb. 16D) aufgeschoben.

Entlang von Bewegungsbahnen sind tektonische Brekzien entwickelt (Abb. 14 und Abb. 16H), oder die Bewegungsfläche der Scholle ist als Harnisch

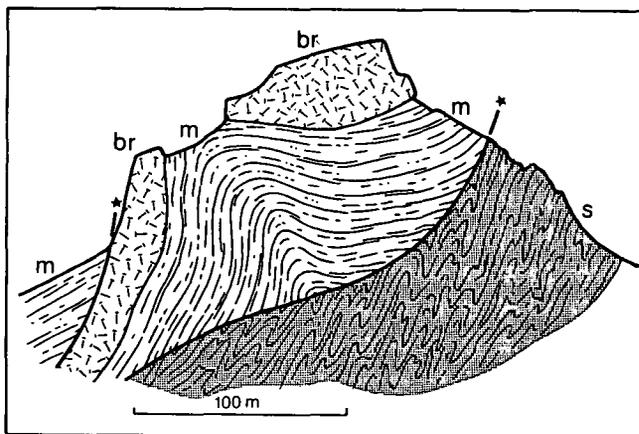


Abb. 13: Eine Deckscholle des Karbonatgesteins-Komplexes auf Schiefer (s) des Melange-Komplexes aufgeschoben. br = Kalkbrekzie; m = Mergel. Aufschluß im Gebietsmittelabschnitt.

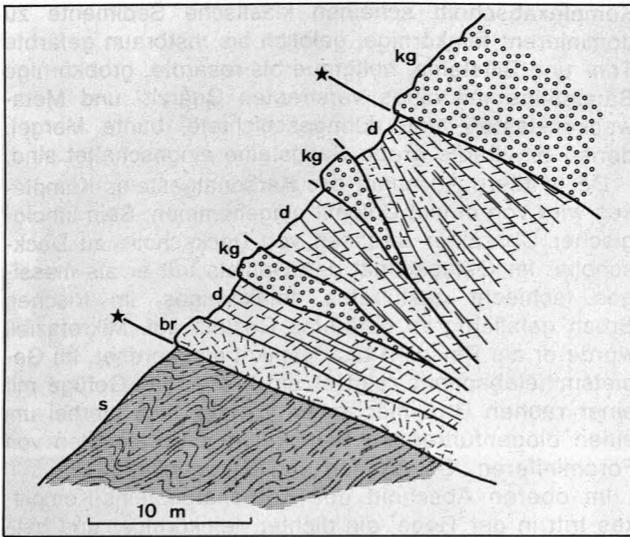


Abb. 14: Eine aus Dolomit (d) bestehende und mit Konglomeratlinsen (kg) der Konglomerat-Einheit verschuppte Deckscholle des Karbonatgesteins-Komplexes liegt mit tektonischem Kontakt über Schiefer (s) des ophiolithischen Melange-Komplexes. Entlang der Überschiebungsbahn ist eine tektonische Brekzie (br) entwickelt. Im Hangenden wird die Deckscholle von den Konglomeraten (kg) der Konglomerat-Zone überfahren. Aufschluß im Ostabschnitt des Gebietes.

(Abb. 16F) ausgebildet, oft mit ausgeprägten Harnischstriemen (Abb. 16E), mit Hilfe derer Bewegungsrichtung und -sinn der Scholle ermittelt werden kann.

Ferner sind entlang von Bewegungsbahnen gelegentlich tektonisch eingeklemmte Gesteinslinsen zu sehen. Sie liegen als Fremdkörper des m-Bereichs zwischen verschiedenen Gesteinseinheiten (Abb. 17C und D).

Im Mittel- und Ostabschnitt des Untersuchungsgebietes tragen die mesozoischen Kalksteinschollen im Hangenden Gesteine der Konglomerat-Zone (Abb. 14),

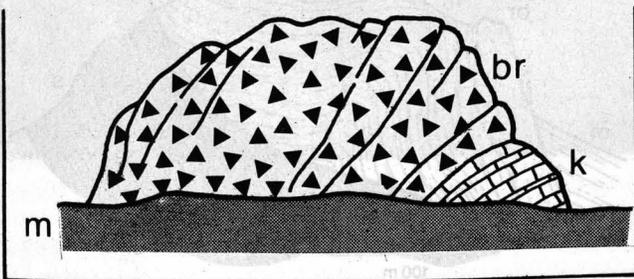
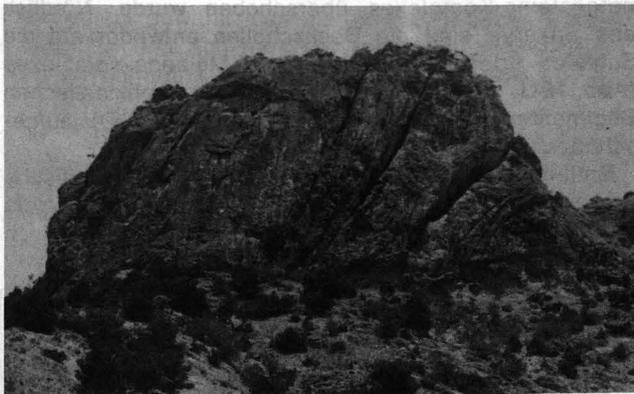


Abb. 15: Eine Deckscholle, bestehend aus Kalkstein (k) und Kalkbrekzie (br), auf Mergel (m) des mesozoischen Karbonatgesteins-Komplexes überschoben. Die Bäume im Foto mögen als Vergleichsmaßstab dienen. Aufschluß im Mittelabschnitt des Gebietes.

die desgleichen in Form von Deckschollen tektonisch verfrachtet wurden.

#### 4.4. Internbau des Karbonatgesteins-Komplexes

Wie bereits erwähnt, entspricht die lithologische Gliederung des Karbonatgesteins-Komplexes in keiner Weise einer ungestörten, primärsedimentären Abfolge. Im Gegenteil: Zahlreiche Störungen durchziehen in der Regel schichtparallel den Komplex in allen Niveaus (Abb. 16C und 17A). Entlang dieser Störungen fanden Teilbewegungen statt, die polierte Harnische hinterließen (Abb. 17B), oder es entstanden mächtige tektonische Brekzien (Abb. 13, br; Abb. 16F, Pfeil). Auch wurden während der Verfrachtung ganze Teile der Scholle in eine Brekzie, zumeist mit dunkelroter Matrix, umgewandelt, wie beispielsweise der jurassische Kalkstein einer Deckscholle im Westabschnitt des Untersuchungsgebietes (Abb. 16A und 16B) oder die Kalksteinbrekzie einer kleineren Scholle im Gebietsmittelschnitt (Abb. 15, br).

Durch die tektonische Verfrachtung der Karbonatgesteinsschollen fanden auch Verschuppungen mit den Gesteinen anderer morpho-tektonischer Einheiten statt. So enthält in Abb. 14 der Dolomit (d) des Karbonatgesteins-Komplexes Schuppen des Konglomerats (kg) der darüberliegenden Konglomerat-Einheit (kg).

Im Westen und im Osten des Gebiets ließen sich mit Hilfe der Kalksteinbankung flache Faltenstrukturen nachweisen. Deren Achsen waren NE-SW bis ENE-WSW ausgerichtet. Die Richtung der eingemessenen Harnischstriemen pendelte zwischen NW-SE und WNW-ESE. An einigen Striemen ließ sich der Bewegungssinn mit SE bis ESE festlegen. Daraus ergibt sich die Folgerung: Die Striemen entsprechen „Lineationen in a“, infolgedessen erfolgte der tektonische Transport der mesozoischen Deckschollen in südöstlicher bzw. ostsüdöstlicher Richtung.

#### 4.5. Das Alter des Karbonatgesteins-Komplexes

Der Gesteinsbestand des Karbonatgesteins-Komplexes ließ sich mit Hilfe von Mikrofossilien (Bestimmung Ö. ÖZER) und Ammoniten (Bestimmung M. TÜRKÜNAL) altersmäßig einstufen.

Die Mikrofauna von vier Kalksteinproben ergab als wahrscheinliches Alter Jura. Eine Kalksteinprobe enthielt neben Lageniden, Nodosariden und Echinidenstacheln *Involutina liassica* (JONES), womit zunächst Jura sichergestellt war. Mehrere schlecht erhaltene Ammoniten aus der Familie der Perisphinctidae sprachen für die Alterszeitspanne Mitteljura – Unterkreide. Ein gut erhaltener Ammonit wurde mit *Nothocephalites* aff. *mondoensis* SPATH bestimmt und ins Unterjura gestellt.

Desweiteren wurden in Kalksteinproben Reste von *Clavator reidi* (GROVES) (Bestimmung A. FENNINGER) nachgewiesen. Diese Characeenart lebte im Süßwasser während Oberjura – Oberkreide. Aus dem Süßwasser wurde sie in benachbarte Schelfmeergebiete eingeschwemmt.

Schließlich lieferte eine Mergelprobe neben Globigeriniden die Mikrofossilien *Hedbergella* sp. und *Ticinella* sp. und wurde als wahrscheinliches Cenoman eingestuft.

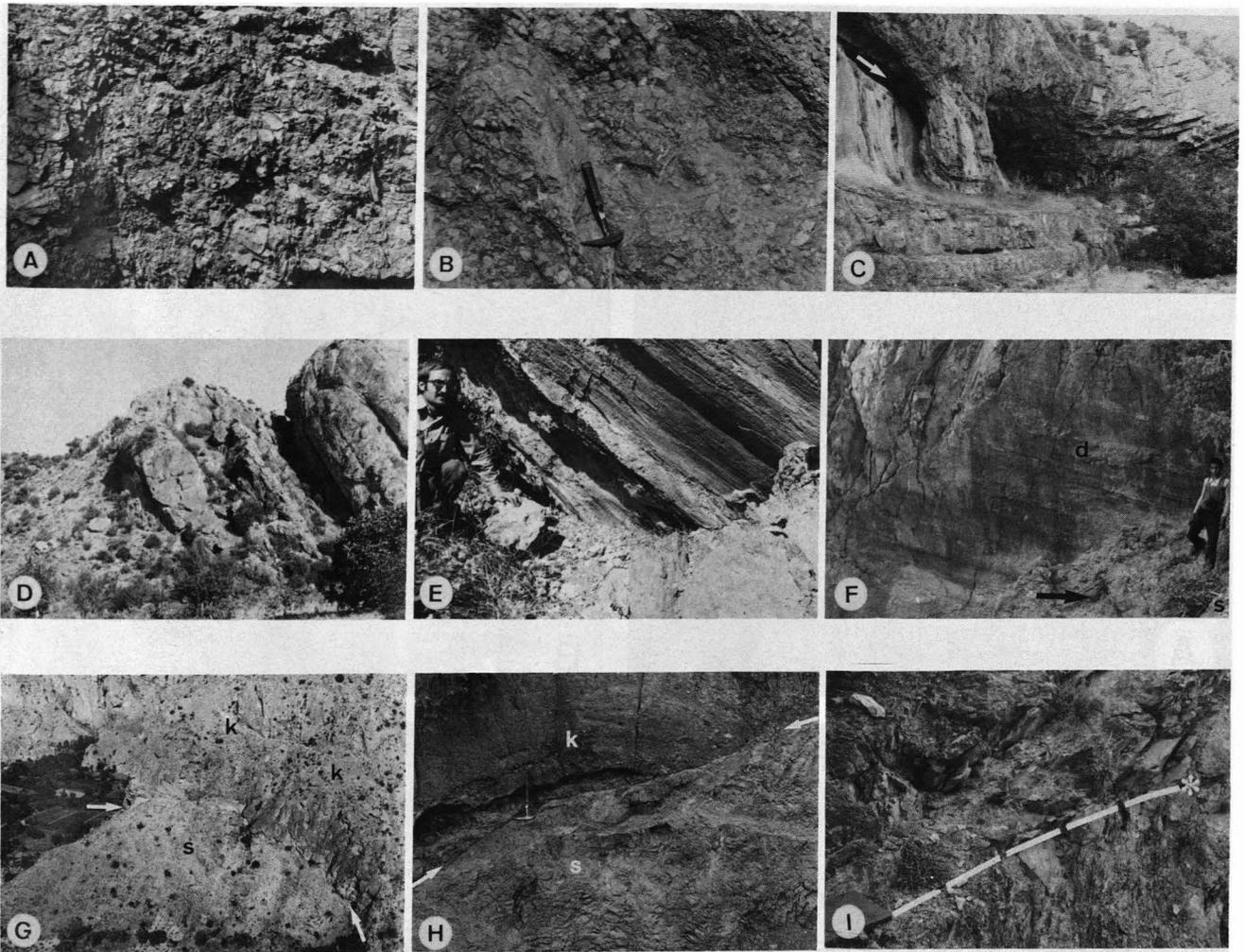


Abb. 16

- A) Tektonische Kalksteinbrekzie. Westabschnitt des Karbonatgesteins-Komplexes (Länge des Hammers 32 cm).  
 B) Wie Foto A.  
 C) Schichtparallele Bewegungsbahn (Pfeil) im jurassischen Kalk einer westlichen Deckscholle. Der Kalkstein ist z. T. in eine tektonische Brekzie umgewandelt.  
 D) Deckscholle aus mesozoischem Kalkstein auf klastischen Sedimenten der Konglomerat-Zone aufgeschoben.  
 E) Die Unterfläche der aufgeschobenen Deckscholle aus Foto D zeigt tiefeingeschnittene Rutschstreifen.  
 F) Eine als Harnischfläche mit Harnischstriemen ausgebildete, N-S streichende tektonische Grenzfläche zwischen Dolomit (d) des Karbonatgesteins-Komplexes und Schiefen (s) des ophiolithischen Melange-Komplexes. Entlang der Bewegungsfläche ist eine m-starke tektonische Brekzie (Pfeil) entwickelt. Aufschluß im Ostabschnitt des Gebietes.  
 G) Deckscholle aus jurassischem Kalk (k) auf Melangeschiefer (s) überschoben. Pfeile zeigen Überschiebungsbahn an. Westabschnitt des Karbonatgesteins-Komplexes.  
 H) Nahaufnahme der messerscharfen Überschiebungsbahn (Pfeile) aus Foto G. Der jurassische Kalkstein (k) ist entlang der Bewegungsbahn in eine tektonische Brekzie umgewandelt (Hammerlänge 32 cm).  
 I) Zerbrochene Mergel über steilstehenden Phylliten entlang der Aufschiebungsbahn zwischen Karbonatgesteins-Einheit und ophiolithischem Melangekomplex. Aufschluß im Mittelabschnitt des Gebietes.

Auf Grund der angeführten Fossilien ergäbe sich für die Gesteine des Karbonatgesteins-Komplexes als Alter: Mitteljura bis Oberkreide. Diese Zeitspanne stimmt gut mit den von ALTINLI (1975a, 1975b und 1976) publizierten Altersangaben überein. Die Gesteine des Karbonatgesteins-Komplexes lassen sich nämlich z. T. mit der von diesem Autor als Bileçik-Kalk (Oberjura – Unterkreide) aufgestellten Einheit, z. T. mit seiner Vezirhan-Formation (Cenoman – Turon) korrelieren.

Ihrem lithologischen Charakter nach sind die Sedimente des Karbonatgesteins-Komplexes ausgesprochene Schelfablagerungen. Gestützt wird diese Feststellung zusätzlich von den erwähnten Charazeen, die aus einem benachbarten Süßwassermilieu in das Schelfmeer eingeschwemmt wurden.

## 5. Konglomerat-Zone

### 5.1. Definition und Vorkommen

Zu beiden Seiten des Sakarya-Flusses erstreckt sich in SSW–NNE-Richtung eine bis zu 5 km breite und kontinuierliche Zone, die vorwiegend aus buntgefärbten klastischen Gesteinen aufgebaut ist. Konglomerate sind in dieser Zone das lithotype Element, daher wurde sie „Konglomerat-Zone“ benannt.

Einige Erosionsreste der Konglomerat-Einheit bilden im Süden inselartige Deckschollen, die auf den Gesteinen des Melange-Komplexes und auf jenen des Karbonatgesteins-Komplexes zu liegen kommen.

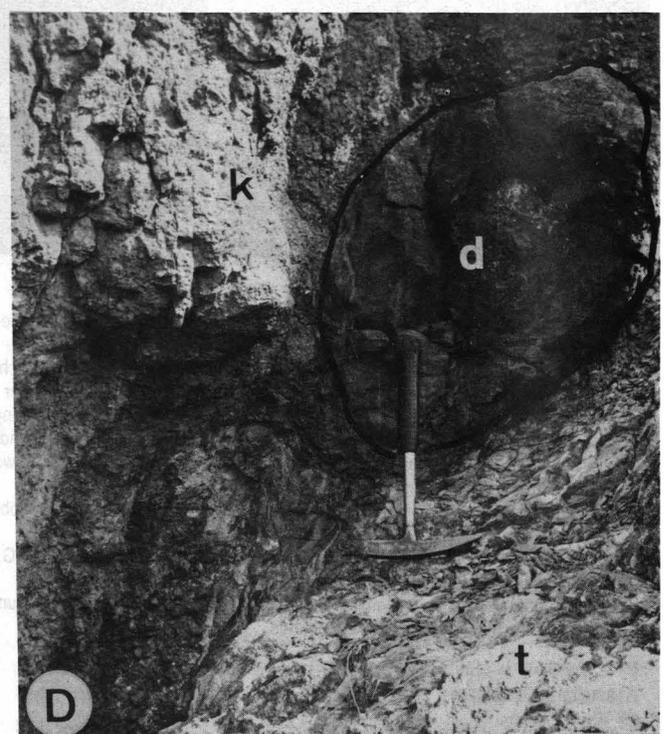
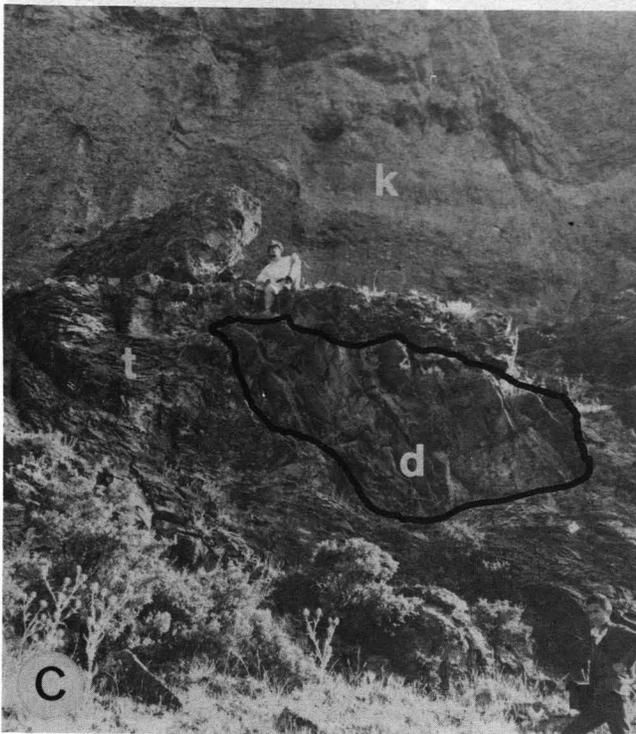
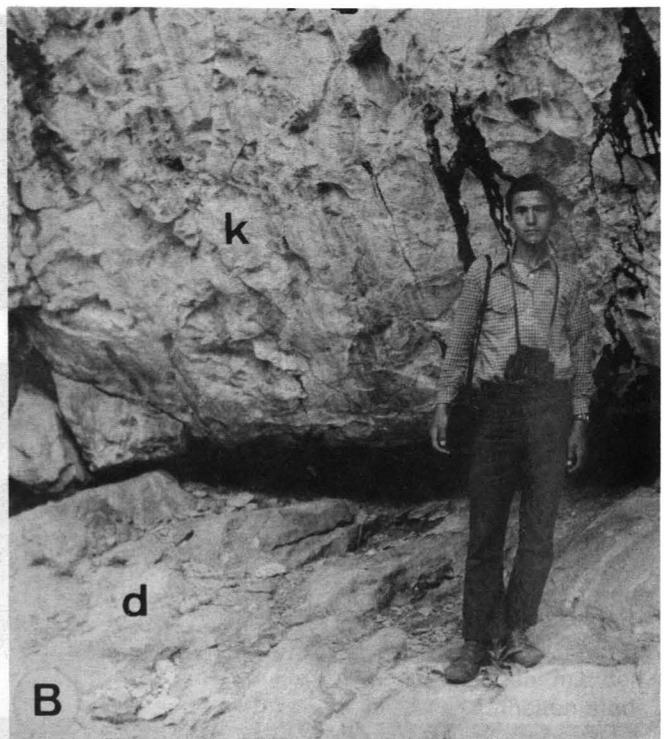
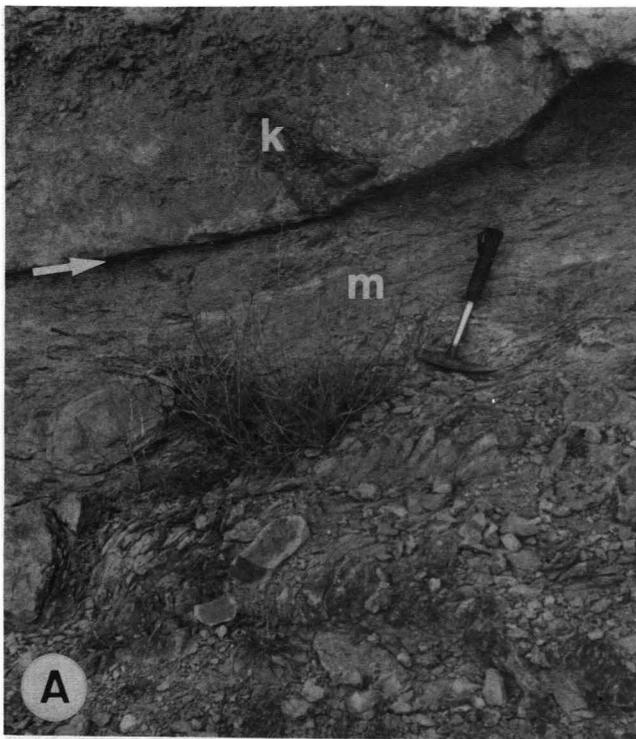


Abb. 17

- A) Schichtparallele Bewegungsbahn (Pfeil) zwischen Kalkstein (k) und Mergeln (m) des Karbonatgesteins-Komplexes. Aufschluß im Mittelabschnitt des Gebietes (Hammerlänge 32 cm).
- B) Polierte Bewegungsfläche zwischen Kalkstein (k) und Dolomit (d) aus dem Karbonatgesteins-Komplex. Aufschluß im Mittelabschnitt des Gebietes.
- C) Eine Dolomitlinse (d) steckt in intensiv tectonisierten Ton- und Siltsteinmassen (t) des Kalkstein-Komplexes. Im Hangenden sieht man das tectonisch überschobene Basalkonglomerat (k) der Konglomerat-Zone.
- D) Tectonisch eingeklemmte Dolomitlinse (d) zwischen Konglomeraten (k) der Konglomeratzone und Ton (t) des Kalkstein-Komplexes. Hammerlänge 32 cm.

## 5.2. Gesteinsbestand der Konglomerat-Zone

Der Südabschnitt der Konglomerat-Zone wird von grobklastischen Sedimenten eingenommen. Unter ihnen haben Konglomerate die Vorherrschaft. Im Nordabschnitt der Zone nimmt das Korn ab. Dort dominieren

feinklastische Ablagerungen. Der Sakarya bildet ungefähr die Grenze zwischen den beiden Faziesbereichen.

Hinsichtlich ihrer lithologischen Zusammensetzung lassen sich im Südabschnitt der Zone zwei Arten von Konglomeraten unterscheiden. Die Jaspis-Konglomerate führen als Komponenten in der Hauptsache

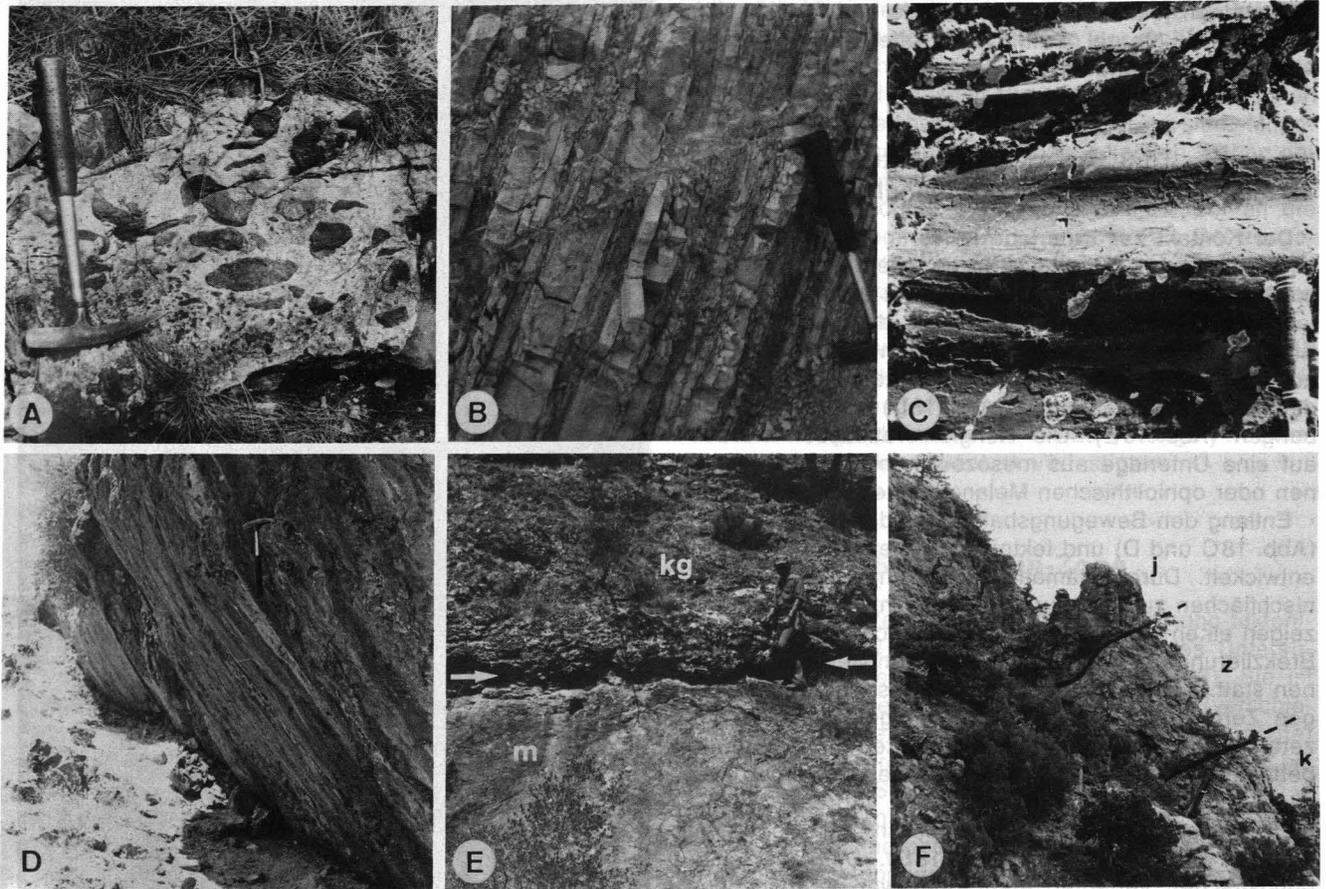


Abb. 18

- A) Jaspis-Konglomerat, bestehend aus kantigen Jaspiskomponenten, die in einer hellgrauen, kieseligen Matrix eingebettet sind.  
 B) Gut geschichtete Mergel als Einschaltung in Jaspis-Konglomeraten.  
 C) Harnischfläche mit NW-SE streichenden Striemen im Bindemittel einer tectonischen Brekzie.  
 D) Aufschiebungsfläche mit Harnischstriemen an der Unterseite eines Konglomeratkomplexes.  
 E) Überschiebung als tectonische Trennfläche (Pfeile) zwischen Konglomerat-Einheit (kg) und Karbonatgesteins-Einheit (m). Entlang der Überschiebungsbahn sind polierte Harnischflächen und tectonische Brekzien entwickelt.  
 F) Jaspis-Konglomerat (j) auf mesozoischen Kalkstein (k) der Karbonatgesteins-Einheit aufgeschoben. Zwischen den beiden Gesteinseinheiten ist eine meterdicke tectonische Brekzie (z) entwickelt. Alle Aufschlüsse befinden sich im Mittelteil der südlichen Konglomeratzone.

nuß- bis blockgroße ( $\varnothing$  über 0,5 m), gut gerundete bis kantige, knollenartige Gebilde aus gelbbraun, dunkelrot oder schwarz gefärbtem Jaspis und aus weißem bzw. bläulichem Opal (Abb. 18A). Die grauen Konglomerate bilden die zweite Art. Als Klaster enthalten sie faust- bis blockgroße Gerölle aus mesozoischen Kalken. Sowohl in den Jaspis- als auch in den grauen Konglomeraten treten zusätzlich faust- bis überkopfgroße Klaster aus dem Melange-Komplex (Grünschiefer, Marmor, Kalkschiefer, Metawacken, Radiolarite, Serpentine und Diabase) auf. Die Jaspis-Konglomerate besitzen ein kieseliges Zement. Im Dünnschliff zeigen die Jaspisknollen ein brekziöses Gefüge mit einem kieseligen Zement, in welchem gelegentlich Quarz- und feinkörnige Vulkanitplitter zu sehen sind, was auf eine vulkanische Herkunft der Knollen hinweist. Die grauen Konglomerate haben eine sandige Matrix und ein Karbonatzement.

Diese beiden Konglomeratkomplexe, die Mächtigkeiten von 150 m bis 200 m erreichen mögen, führen in verschiedenen Niveaus unterschiedlich starke Einschaltungen von tuffitischen Wacken, Tuffiten, Mergeln, Sandsteinen und vor allem im oberen Abschnitt Einschaltungen von Dolomiten. Die meisten dieser Sedimente sind desgleichen bunt gefärbt, und wenn sie in

einer entsprechenden Mächtigkeit zugegen sind und eine hinreichend laterale Ausdehnung besitzen, übernehmen sie oft die Funktion von Leitbänken.

Der mittlere Teil der südlichen Konglomerat-Zone (südlich des Sakarya-Flusses) ist überwiegend aus den Massen des Jaspis-Konglomerats aufgebaut, wobei in verschiedenen Niveaus meterstarke Einschaltungen von tuffitischen Gesteinen, Sandsteinen, Mergeln (Abb. 18B) und Dolomiten auftreten, doch dominieren die Jaspis-Konglomerate. Im östlichen Teil nimmt die Zahl der nichtkonglomeratischen Einschaltungen derart zu, daß wir es praktisch mit einer Wechsellagerung von verschiedenen Sedimentarten zu tun haben. Besonders hier im östlichen Teil treten in einigen Niveaus und in Zusammenhang mit Jaspis-Konglomeraten 2–3 m (maximal 6 m) starke Bänke aus reinem Jaspis auf. Dem westlichen Teil der südlichen Konglomerat-Zone fehlen Jaspis-Konglomerate. Dort besteht die Konglomerat-Zone ausschließlich aus grauen Konglomeraten mit feinklastischen Einschaltungen.

Im nördlichen Abschnitt der Konglomerat-Zone (nördlich des Sakarya-Flusses) nimmt der Anteil der grobklastischen Sedimente zusehends ab. Wohl findet man im Westen das graue Konglomerat mit überkopfgroßen Geröllen aus mesozoischem Kalkstein, jedoch bauen im

allgemeinen feinklastische Sedimente und Pyroklastika (Sandsteine, Mergel, Tuffite und Tuffe) den nördlichen Abschnitt der Konglomerat-Zone auf.

### 5.3. Art des Kontaktes zu den angrenzenden tektonischen Einheiten

Der Kontakt zur Unterlage ist stets tektonischer Natur. Er ist durch Trennflächen gegeben, die zu Bewegungsbahnen gehören (Abb. 18E). Im einfachsten Fall fand eine Anschubung statt: Teile der Konglomerat-Einheit wurden mesozoischen Kalken oder Dolomiten angepreßt. Zum überwiegenden Teil handelt es sich jedoch um Aufschiebungen (Abb. 18D) und Überschiebungen (Abb. 18E): Die Konglomeratmassen wurden auf eine Unterlage aus mesozoischen Karbonatgesteinen oder ophiolithischen Melangegesteinen verfrachtet.

Entlang den Bewegungsbahnen sind Harnischflächen (Abb. 18C und D) und tektonische Brekzien (Abb. 18F) entwickelt. Durch Hämatitanreicherung sind die Harnischflächen zumeist purpurrot bis schwarz gefärbt und zeigen einen metallischen Glanz. Gleichzeitig fand eine Brekzierung der Gesteine entlang den Bewegungsbahnen statt. Von einem harten Belag aus einem feinkörnigen Zerreibsel bis zu einem mächtigen Komplex aus zerbrochenen, in einem rötlich gefärbten Zement eingebetteten Gesteinstrümmern verschiedenster Größe sind alle Arten von tektonischen Brekzien vertreten.

Die Aufschiebungsflächen fallen in der Regel mit  $40^{\circ}$ – $80^{\circ}$  nach NNW ein (Abb. 18D). Die Überschiebungsflächen verlaufen mehr oder weniger horizontal (Abb. 18E).

Zeuge einer Massenverfrachtung ist das tektonische Fenster (ca. 2 km) südlich der Ortschaft Bozaniç (s. geolog. Karte in Abb. 3). Es hat eine W–E-Erstreckung von ca. 1 km und eine Breite von 200 m. Die Fensterumrahmung besteht aus Gesteinen (Konglomerate, Mergel und Tuffite) der Konglomerat-Zone. Im Fenster selbst sind Schiefer und Metawacken des Melange-Komplexes zu sehen. Mächtige, durch Hämatit tiefrot bis schwarz gefärbte tektonische Brekzien sowie Harnischflächen begleiten die Bewegungsbahn.

Auf den Komplex der Konglomerat-Zone sind die Gesteine der Kristallin-Zone an- bzw. aufgeschoben. (s. Abb. 3 und Abb. 21). Darüber wird im nächstfolgenden Kapitel berichtet.

### 5.4. Internbau der Konglomerat-Zone

Im Komplex der grauen Konglomeratfolge wurden auf Schichtunterseiten Strömungskolke und Rinnenausfüllungen als primär-sedimentäre Strukturen beobachtet. Sie weisen auf eine nordgerichtete Schüttung hin.

In der südlichen Konglomerat-Zone sind die Schichtglieder im allgemeinen ruhig gelagert und fallen mit  $25^{\circ}$ – $60^{\circ}$  nach NNW ein. Infolge der Aufschubung des Kristallin-Komplexes auf die Konglomerat-Zone sind die Schichten in der nördlichen Konglomerat-Zone an vielen Stellen saiger gestellt (Abb. 19).

Zwischen den einzelnen Schichtpaketen treten Harnischflächen mit Rutschstriemen auf. Sowohl auf den Trennflächen zu den anderen morfo-tektonischen Einheiten als auch auf den schichtparallelen Bewegungsflächen pendelt die Richtung der Harnischstriemen zwischen NW–SE und NNW–SSE. Statistische Ermittlungen

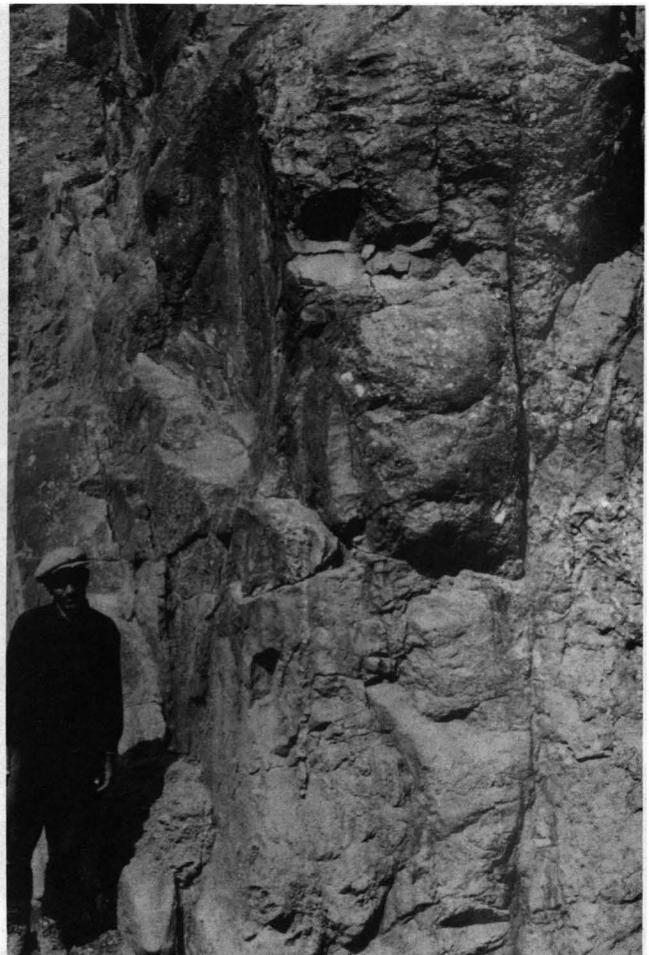


Abb. 19: Saiger gestellte Schichten im westlichen Teil der nördlichen Konglomerat-Zone (nördlich des Sakarya-Flusses).

gen zeigten jedoch, daß der tektonische Transport der Konglomeratmassen überwiegend in SSE-Richtung stattgefunden hat. Die Harnischstreifen tauchen in der Regel flach ein. Des öfteren beobachtet man auf Harnischflächen zwei Bewegungsrichtungen.

Seltener sind in feinkörnigen Schichtgliedern Falten zu sehen. Die Faltenachsen tauchen flach nach ENE ein, womit die Einengungsrichtung mit NNW–SSE festgelegt und eine Übereinstimmung mit der SSE-Richtung des tektonischen Transports hergestellt werden konnte.

Im allgemeinen ist die Klüftung in den Konglomeraten schlecht ausgebildet. Wo sie vorhanden war, ließen sich die Klüfte strukturanalytisch auf den durch die eingemessenen B-Achsen konstruierten orthorhombischen

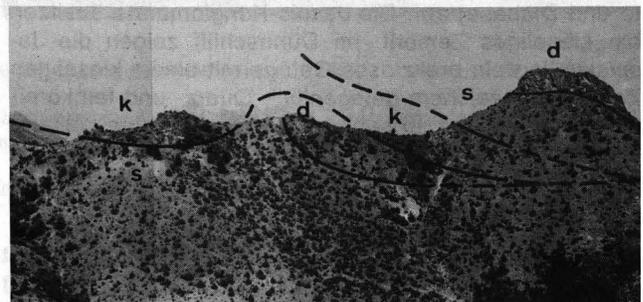


Abb. 20: Verschuppungszone im Ostteil der südlichen Konglomerat-Zone. Mergel und Konglomerate (k) der Konglomerat-Einheit sind mit Dolomiten (d) des Karbonatgesteins-Komplexes und Schiefer (s) des Melange-Komplexes verschuppt. Länge des Profils ca. 600 m.

Deformationsplan beziehen. In der Hauptsache handelt es sich um ac-, bc- und ab-Klüfte.

Schließlich müssen noch Verschuppungen als Großstrukturen erwähnt werden. Das Foto in Abb. 20 illustriert uns ein Beispiel. Mergel und Konglomerate (k) der Konglomerat-Einheit sind mit Dolomiten (d) des Karbonatgesteins-Komplexes und Schiefen (s) des ophiolithischen Melange-Komplexes verschuppt. Entlang den Bewegungsbahnen sind mächtige tektonische Brekzien mit Harnischflächen und -striemen entwickelt (Abb. 18C).

### 5.5. Das Alter der Gesteine der Konglomerat-Zone

Ostrakoden, die in Mergelschichtungen gefunden wurden, ließen sich lediglich als zur Familie der Cypridiacea gehörend bestimmen (Bestimmung P. HERRMANN). Die Gattungen *Cyprinotus*, *Cypridopsis* und *Cyclocyparis* würden in Betracht kommen, Formen, die seit Beginn des Tertiärs bekannt sind. Sonst wurden keine Fossilien in den Sedimenten der Konglomerat-Zone gefunden.

Fossilführendes Eozän soll im Osten (außerhalb des Untersuchungsgebietes) die Konglomerat-Einheit überlagern (KUPFAHL, 1954). ALTINLI (1975b) betrachtet die Konglomerat-Einheit als den unteren Teil der Kizilcay-Formation und stellt sie ins Paläozän. Nachdem einzelne Konglomeratschollen über oberkretazischen Kalken des Karbonatgesteins-Komplexes liegen, steht der Einstufung der Gesteine der Konglomerat-Zone ins Paläozän kein Hindernis im Weg. Die tektonischen Vorgänge, die zu dem komplizierten Bau führten, fanden jedoch postpaläozän statt.

Somit muß angenommen werden, daß während des Paläozäns im Vorbogenbereich (forearc region) eines Bogen-Graben-Systems ein Vorbogen-Becken (forearc basin) vorhanden war. Im Süden dieses Beckens befand sich das durch den Subduktionsprozeß emporgewachsene Strukturhoch. Dieses Hoch stellte im wesentlichen das Liefergebiet für das Vorbogen-Becken dar. Die überkopfgroßen Konglomeratkomponenten setzen eine beachtliche Transportenergie voraus, d. h. das betreffende Strukturhoch war um vieles höher als der Wasserspiegel des Beckens.

Die Schüttung war in der Hauptsache nordwärts gerichtet, wie dies einerseits aus primären Sedimentstrukturen (Kolke und Rinenausfüllungen), andererseits aus der Abnahme der Korngröße der Klasten in Richtung Norden gefolgert werden muß. Zusätzlich setzt die lithologische Zusammensetzung der grauen Kalksteinkonglomerate z. T. eine südgerichtete Schüttung voraus.

Neben Klasten, deren Liefergestein (Ophiolith-Komplex, Melange-Komplex, Karbonatgesteins-Komplex) unschwer zu ermitteln ist, treten in der Schichtfolge der Konglomerat-Zone massiert Jaspis- und Opalkomponenten und im oberen Abschnitt mächtige Tuff- und Tuffiteinschaltungen auf, deren direkte Herkunft nicht nachweisbar ist. Tuffe und Tuffite könnten aus dem Norden (Pontiden = Vulkanbogen des Bogen-Graben-Systems) in das Becken eingeweht bzw. eingeschwennt worden sein. Die Jaspis- und Opalknollen kamen zusammen mit den Klasten des Subduktions-Komplexes aus dem Süden. Ihr massiertes Auftreten (blockgroße Komponenten sowie bis zu 6 m mächtige

Jaspisbänke innerhalb der Konglomerat-Schichtfolge) läßt sich allein durch Verwitterung der Ophiolithe nicht erklären, vielmehr müssen wir annehmen, daß diese  $\text{SiO}_2$ -Klasten und -massen Produkte einer vulkanischen Tätigkeit im Bereich der Subduktionszone sind. Mikroskopische Untersuchungen an Jaspisknollen, haben deren vulkanische Herkunft bestätigt (s. Unterkapitel 5.2.). Aus der Tiefe könnte die Kieselsäure als Sol an die Oberfläche gelangt sein. Dort wurde sie als Gel ausgeflockt (NEBERT, 1959), wobei rundliche Klumpen und Knollen entstanden, die vom Wasser ins naheliegende Vorbogen-Becken abtransportiert wurden. Die meterstarken Jaspiszwischenlagen in der Konglomeratfolge würden sodann Kieselmassen darstellen, die desgleichen im Bereich der Subduktionszone gefördert wurden. Als  $\text{SiO}_2$ -Sol flossen sie in das Vorbogen-Becken, wo sie sich zu Jaspisbänken verfestigten.

### 6. Kristallin-Zone

Die Kristallin-Zone nimmt als letzte morpho-tektonische Einheit fast den gesamten Norden des Untersuchungsgebietes ein (s. geolog. Karte, Abb. 3). Sie ist aus epi- und mesozonalen Metamorphiten (verschiedenartige Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise, Quarzite) aufgebaut und wird in ihrer Länge von einem 0,3 km bis 1,5 km breiten, SSW-NNE streichenden Granitzug in einen Süd- und in einen Nordabschnitt geteilt. Der Granit hat die metamorphen Gesteine z. T. migmatisch verändert (Granitapophysen im metamorphen Gestein mit metasomatischen Reaktionsrändern, Augengneise, Migmatite).

Im Nordabschnitt werden die metamorphen Gesteine von einer kontinuierlichen Decke aus fossilführenden jurassischen und kretazischen Kalksteinen und Dolomiten überlagert. Es sind dies die gleichen Karbonatgesteine, welche auch den Komplex der mesozoischen Karbonatgesteine zusammensetzen. Die Schichten fallen flach gegen N bis NW ein. Morphologisch bilden diese Karbonatgesteine ein Hochplateau (s. geolog. Karte, Abb. 3).

Die Einfallrichtung der Schieferungsflächen der metamorphen Gesteine pendelt zwischen NNW und NNE, ihr Einfallswinkel variiert zwischen  $30^\circ$  und über  $80^\circ$ .

Der gesamte Kristallin-Komplex ist auf die Konglomerat-Zone aufgeschoben (s. Abb. 21 und Profile in

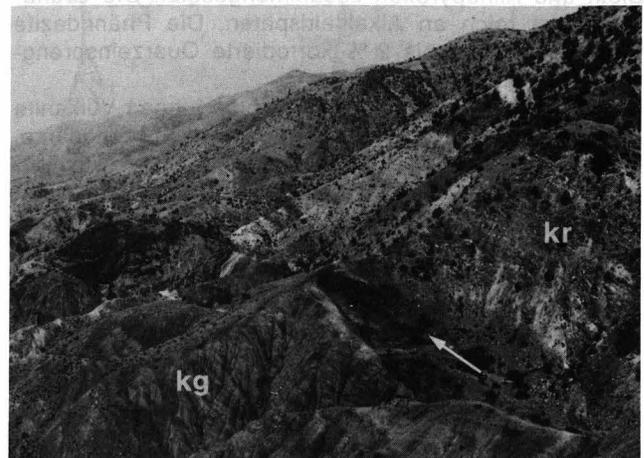


Abb. 21: Die Gesteine der Kristallin-Zone (kr) sind auf jene der Konglomerat-Zone (kg) aufgeschoben (Pfeil). Westabschnitt des Gebietes.

Abb. 23). Dabei gelangten vereinzelte Karbonatgesteins-Schollen des Kristallin-Komplexes in tektonischen Kontakt mit den Gesteinen der Konglomerat-Zone und bilden im Osten und im Westen des Untersuchungsgebietes Teile der Aufschiebungsstirnfront. Diese Karbonatgesteins-Schollen wurden bei der Besprechung des Karbonatgesteins-Komplexes behandelt.

In plattentektonischer Hinsicht hat die Kristallin-Zone echten kontinentalen Charakter. Sie würde einen Kontinentalrand mit einem gut entwickelten Schelfmeer entsprechen. Die im Norden auftretende Plateaudecke aus fossilführenden mitteljurassischen bis oberkretazischen Karbonatgesteinen repräsentieren die typische Sedimentfolge eines Schelfmeeres. Für die Alters-einstufung der Metamorphite und Granite fehlen Bezugsdaten. Die Entblößung der Metamorphite und Granite erfolgte sicherlich postpaläozän, denn die Gesteine der Konglomerat-Zone enthalten keine Granit-Klasten. Erst in pliozän-quartären Terrassenablagerungen erscheinen Granit-Klasten.

Wir müssen somit annehmen, daß die isolierten Karbonatgesteins-Schollen einst mit den Plateaukarbonatgesteinen eine zusammenhängende Schichtfolge bildeten und daß dieser Zusammenhang durch den Subduktionsprozeß verloren ging. Ein Teil der durch die Zerstückelung des Verbandes entstandenen isolierten Karbonatschollen wurde dem Subduktionskomplex einverleibt und metamorph in kristalline Kalksteine bzw. Dolomite umgewandelt. Heute finden wir sie als exotische Blöcke in allen Dimensionen wieder. Einem anderen Teil ging zwar die Verbandszusammengehörigkeit verloren, jedoch ergeben die einzelnen isolierten Schollen eine morpho-tektonische Einheit, nämlich den Karbonatgesteins-Komplex.

## 7. Junge Vulkanite

Sie treten in der Konglomerat-Zone und im ophiolithischen Melange-Komplex auf. Hierbei handelt es sich um massige, gut geklüftete, hell- bis dunkelgraue, zuweilen rötlich oder grünlich getönte Phänoandesite und Phänodazite, die makroskopisch voneinander nicht zu unterscheiden sind. Eine Trennung läßt sich nur unter dem Mikroskop durchführen. Die Phänoandesite sind überwiegend aus Plagioklaseinsprenglingen (An 40 %–60 %) und untergeordnet aus Hornblende, Biotit und Klinopyroxen zusammengesetzt. Die Grundmasse ist reich an Alkalifeldspäten. Die Phänodazite führen zusätzlich bis 2 % korrodierte Quarzeinsprenglinge.

In der Konglomerat-Zone bilden die jungen Vulkanite Stöcke, welche sich als morphologisch prägnante, WSW–ENE geradlinig gereihte Bergspitzen aus der Südflanke des Sakarya-Tales bis zu 800 m SH (Bozanişkaya Tepe) emporheben. Diese geradlinige Reihung ist sicherlich an tektonische Linien (Brüche) gebunden. In den Stöcken ist die Absonderung säulig oder plattig. Daneben sind Erosionsreste von Vulkandecken zu beobachten, die in seltenen Fällen kissenartige Absonderungsformen aufweisen. Vulkanitstöcke und -decken werden oft von Lockergesteinen (Tuffe und tuffitführende Zersetzungsprodukte mit beigemengtem Andesitabtragungsschutt) begleitet.

Im ophiolithischen Melange-Komplex sind die Andesitkörper unregelmäßig verteilt. Sie treten auch dort in

Form von Stöcken oder als Erosionsreste von Decken auf. Die Stöcke sind zumeist autohydrothermal in einen losen Grus umgewandelt. Darüber hinaus werden die Andesite von pyroklastischen Gesteinen (Tuffe) begleitet.

Für die jungen Vulkanite läßt sich ein relatives Alter mit Hilfe von Kontakterscheinungen herstellen. Zunächst wäre die thermometamorphe Umwandlung der Sedimente der Konglomerat-Zone im Kontaktbereich zu Andesitstöcken zu erwähnen. Die sonst grauen Mergel sind durch Frittung intensiv rot gefärbt. Diese Kontakterscheinungen sind an mehreren Stellen der Konglomerat-Zone nachzuweisen und sprechen für ein postpaläozänes Extrusionsalter der Andesite. Damit läßt sich auch das Fehlen von Andesitklasten in den Gesteinen der Konglomerat-Zone erklären.

In der ophiolithischen Melange-Zone sind die Grenzen der Andesitstöcke zum Nebengestein in der Regel tektonisiert, das Nebengestein ist hydrothermal umgewandelt (Bleichung der Serpentine, Durchsetzung mit SiO<sub>2</sub>-Adern). Für den Melange-Komplex sollte noch erwähnt werden, daß ihm exotische Andesitblöcke fehlen.

Diese Beobachtungsdaten würden im guten Einklang stehen mit einem miozänen Alter, das ALTINLI (1976) diesen jungen Vulkaniten zuordnete.

## 8. Verkieselungen

Ganz kurz wären noch Verkieselungserscheinungen zu besprechen. Sie treten als mehrere hundert Meter breite und etliche Kilometer lange, WSW–ENE verlaufende Zonen innerhalb des ophiolithischen Melange-Komplexes auf. Zwecks Wahrung der Übersichtlichkeit wurden die Zonen auf der geologischen Karte (Abb. 3) nicht eingetragen.

Das Erscheinungsbild der Verkieselungen im mesoskopischen Bereich (Aufschluß- bzw. Meterbereich) ist charakteristisch (Abb. 22). Das betreffende Matrixge-

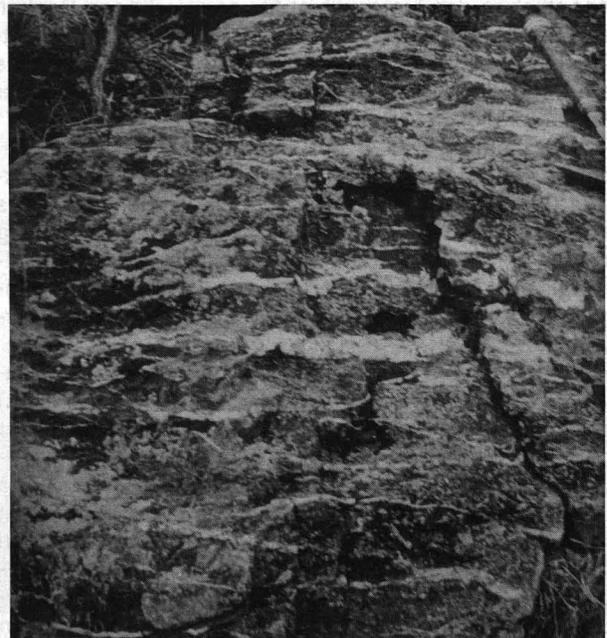


Abb. 22: Erscheinungsbild der Verkieselungen. Aufschluß im Westabschnitt des Untersuchungsgebietes; Hammerlänge 32 cm.

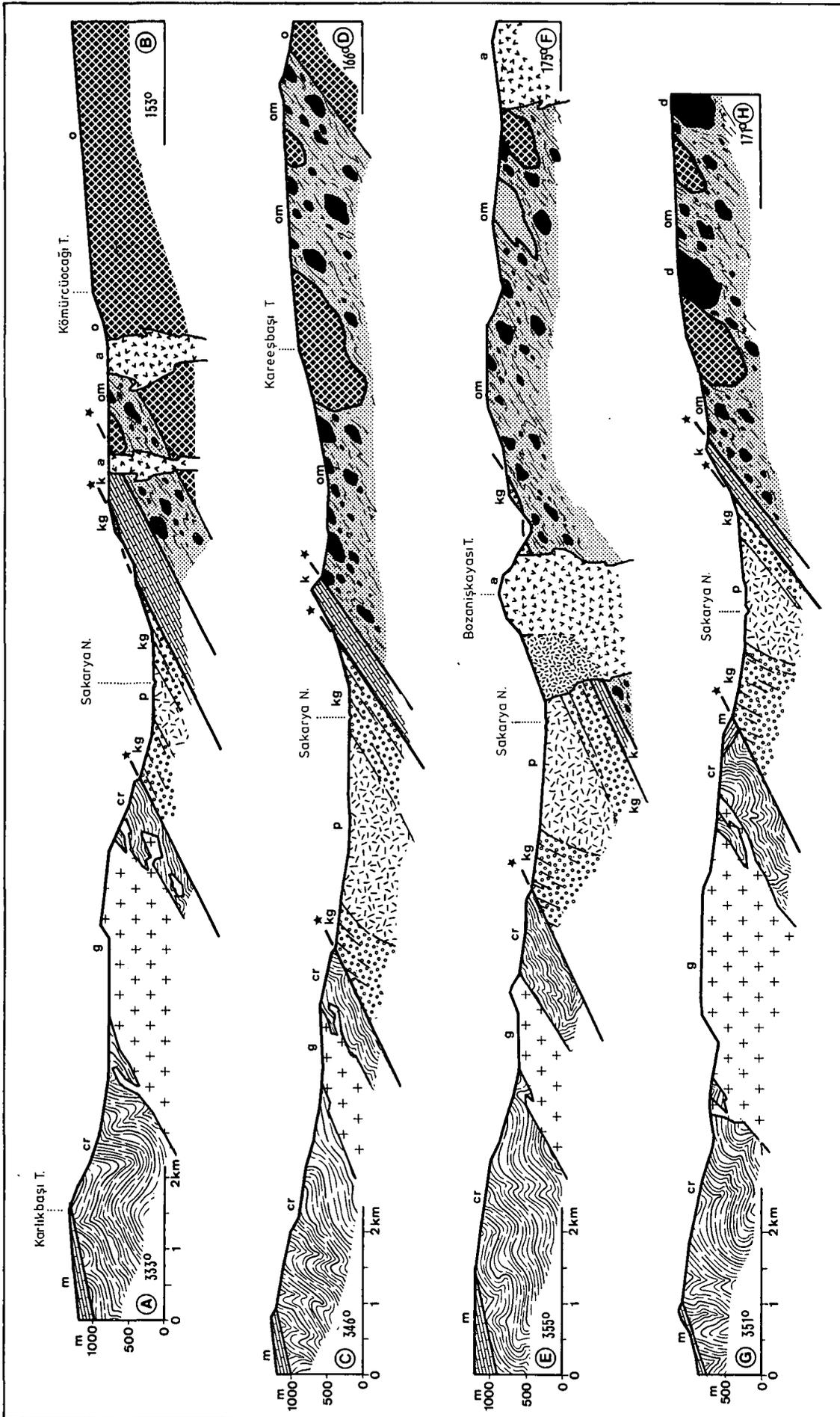


Abb. 23: Geologische Profile durch die Anatoliden-Pontiden-Sutur des Untersuchungsgebietes.  
 o = Ophiolith-Komplex; om = ophiolithischer Melange-Komplex; d = exotischer Diabasblock; k = Karbonatgesteins-Komplex; kg = Konglomerat-Zone; p = Pyroklastika der Konglomerat-Zone; cr = Kristallin-Zone; g = Granit; m = mesozoische Karbonatgesteine der Kristallin-Zone; a = Andesit. Lage der Profile siehe Abb. 3.

stein ist von SiO<sub>2</sub> (Chalzedon oder Jaspis)-Adern förmlich durchsetzt. Mit der SiO<sub>2</sub>-Durchaderung geht auch die Schieferung des betreffenden Matrixgesteins verloren.

Megaskopisch (Kilometerbereich) erscheinen die Verkieselungszonen im Gelände als scharfe Rippen. Gelegentlich erzeugte die Verkieselung meterstarke Gänge oder Dikes, die desgleichen als morphologische Rippen hervortreten.

Das Alter der Verkieselung ist schwierig zu fixieren. Die Verkieselung tritt nur im Melange-Komplex auf, im Karbonatgesteins-Komplex und in der Konglomerat-Zone fehlt sie. Für einen genetischen Zusammenhang zwischen den Jaspis- und Opalknollen der Konglomerate und den Verkieselungen gibt es keine Hinweise. Andererseits fügt sich die WSW–ENE-Richtung der Verkieselungszonen in den tektonischen Bauplan des Gebietes ein und würde mit der WSW–ENE-Reihung der miozänen Vulkanitstöcke der Konglomerat-Zone auf ein gemeinsam ausgerichtetes Bruchsystem hinweisen. Schließlich ist auch die gesamte Subduktionszone WSW–ENE ausgerichtet.

Ob die intensive Karbonatisierung (Magnesit, Dolomit) der Matrixgesteine des Melange-Komplexes Hand in Hand mit der Verkieselung verlief, mag dahingestellt bleiben.

## 9. Die plattentektonische Entwicklung der Anatoliden-Pontiden-Sutur

Der Ophiolith-Komplex und der ophiolithische Melange-Komplex des untersuchten Gebiets nehmen den Grenzbereich der Anatoliden und Pontiden ein (Abb. 2). Sie sind Bestandteile einer selbständigen regionaltektonischen Einheit, die sich aus Westanatolien (BRINKMANN, 1976) bis nach Ostanatolien (NEBERT, 1961; OKAY, 1984) erstreckt. Zunächst erhielt die Einheit die Bezeichnung „Nordanatolische Ophiolith-Zone“ (BERGOUGNAN, 1975, 1976; KAYA, 1976b) bzw. „Nordanatolischer Gürtel“ (KAYA, 1976a; TEKELI, 1981). Infolge ihrer Position zwischen Anatoliden und Pontiden deutete man sie plattentektonisch als Subduktionszone, in deren Bereich die „Nordanatolische Ophiolith-Sutur“ (BERGOUGNAN, 1976; ŞENGÖR & YILMAZ, 1981) verlief, also jene Naht bzw. Narbe, entlang welcher die Anatoliden im Verlauf einer Kollision an die Pontiden ange-schweißt wurden.

Die folgende Besprechung stellt einen Versuch dar, mit den erzielten Ergebnissen eine plattentektonische Entwicklung eines untersuchten westlichen Teilstücks der Anatoliden-Pontiden-Sutur zu skizzieren. Hierbei werden für das Gebiet drei plattentektonische Entwicklungsstadien besprochen: das Stadium des Sea-Floor-Spreading, das Subduktionsstadium und das Kollisionsstadium. Jedes dieser Entwicklungsstadien hat einen eigenen tektonischen Baustil und ein eigenes Deformationsgefüge geprägt.

### 9.1. Das Entwicklungsstadium des Sea-Floor-Spreading

Eine halbwegs gesicherte Altersdatierung führt zu der Annahme, daß das Untersuchungsgebiet während der Zeitspanne Mitteljura–Oberkreide in plattentektonischer Hinsicht einem divergierenden System angehörte, und

zwar baute es den Südsaum eines nordwärts driftenden Kontinents auf, der heute die Pontiden Anatoliens einschließt. Der betreffende Kontinent bildete den Nordrand der Tethys (nach ŞENGÖR & YILMAZ den Nordrand eines nördlichen Arms der Neotethys).

Das Gebiet war somit Teil eines divergierenden Kontinentalrands (Profil a in Abb. 24), der alle charakteristischen Bauelemente eines Kontinentalrands vom atlantischen Typus besaß, ähnlich wie die heutige Ostküste Nordamerikas. Die Schelfzone war besonders breit entwickelt. In ihr gelangten vorwiegend Karbonatgesteine zur Ablagerung. Die klastische Fracht von Turbiditströmen wurde in tieferliegenden Partien (kontinentale Randschwelle und Tiefseebecken) abgeladen. Daraus gingen die verschiedenartigen Flyschgesteine und Metawacken hervor.

Wie und wann der Nordarm der Neotethys sich zu einem offenen Meer entwickelt hatte, läßt sich nicht ermitteln.

Riftgesteine, mit denen man ein Riftstadium nachweisen könnte, liegen wahrscheinlich in der Tiefe. Für den Nachweis eines Proto-Ozeans fehlen entsprechende Evaporite. Die Spannbreite des Neotethys-Arms ist desgleichen unbekannt. Im Süden soll der Arm von den Anatoliden (nach ŞENGÖR & YILMAZ von der Plattform der Anatoliden-Tauriden) begrenzt gewesen sein. Deren kontinentaler Rand wurde bis jetzt noch nicht ermittelt.

Auch das „Wann“ läßt sich mit Sicherheit nicht festlegen. ŞENGÖR & YILMAZ (1981: 216) nehmen an, daß das Riftstadium der Neotethys in Anatolien die Zeitspanne obere Trias – unterer Jura einnahm. Die Öffnung der Neotethys erfolgte nach diesen Autoren (1981: 211) während des Jura oder noch früher.

Wie wir sahen (Unterkapitel 4.5.), bildete das Untersuchungsgebiet während des Mitteljura die breite Schelfzone eines gut entwickelten divergierenden Kontinentalrands, der die Nordgrenze eines offenen Ozeans darstellte (Profil a in Abb. 24). Dieses erreichte Entwicklungsstadium des Nordarms der Neotethys läßt sich nur unter der Annahme eines länger anhaltenden (mehrere Millionen Jahre) Spreading-Prozesses erklären. Das Schelfstadium dauerte bis in die Oberkreide.

Die von ŞENGÖR & YILMAZ angeführten Altersangaben würden somit mit der in vorliegender Arbeit angenommenen plattentektonischen Entwicklung des Untersuchungsgebiets im großen und ganzen harmonieren.

Demgegenüber gibt O. TEKELI (1981) dem Nordanatolischen Gürtel (und damit auch dem Ophiolith-Komplex und dem ophiolithischen Melange-Komplex unseres Gebiets) ein präjurassisches Alter. Seine Aussage stützt er auf die von COĞULU & KRUMMENACHER (1967) durchgeführten Altersbestimmungen an ultramafischen Gesteinen des Mihaliççik-Gebiets, das in östlicher Fortsetzung des Untersuchungsgebiets liegt (s. Kapitel 2.3.). Als Teil des Nordanatolischen Gürtels ist TEKELI's Nordanatolische Melange-Zone das Produkt einer Subduktionszone, die in Westanatolien prä-obertriadisch aktiv gewesen sein soll. Die betreffenden Ophiolithgesteine wären somit Bestandteile der ozeanischen Lithosphäre der Paläotethys.

Diese Alterseinstufungen lassen sich auf das untersuchte Gebiet nicht übertragen.

Aus der engen tektonischen Verknüpfung mit dem ophiolithischen Melange-Komplex wird der Ophiolith-Komplex des untersuchten Gebiets als ozeanische Lithosphäre der Neotethys gedeutet. Ihren Ursprung

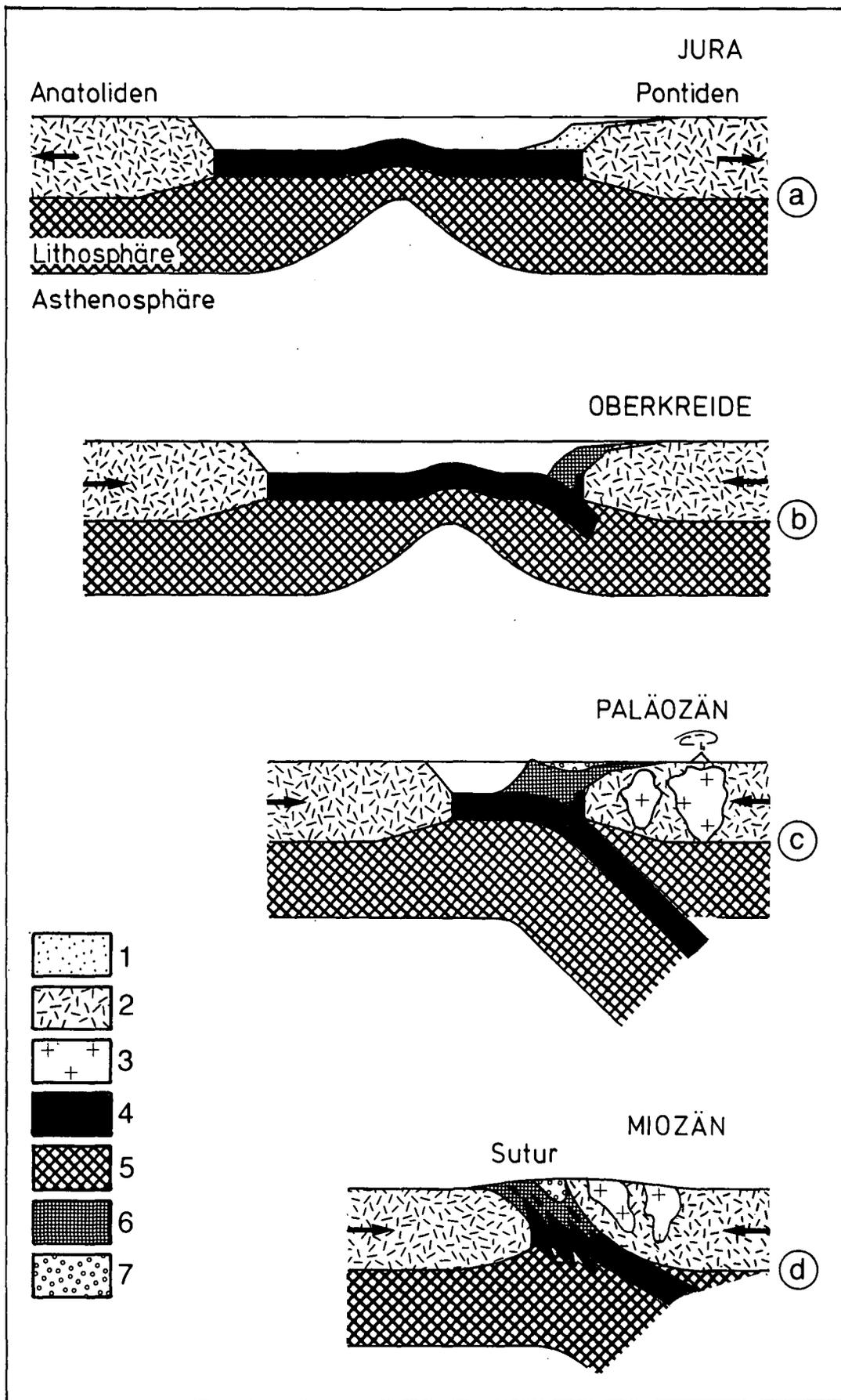


Abb. 24: Plattentektonisches Entwicklungsschema des Westabschnittes der Anatoliden-Pontiden-Sutur.

1 = Ablagerungen des Kontinentalrandes der Pontiden; 2 = kontinentale Kruste; 3 = Granitbatholithe; 4 = ozeanische Kruste; 5 = unterer Abschnitt der Lithosphäre; 6 = Subduktionskomplex; 7 = Ablagerungen des Vorbogen-Beckens.

hatte sie in einem Spreading-Zentrum, dessen Lage heute nicht zu ermitteln ist.

Aus dem Faltenbau der Chromitbänderung sowie aus der Klüftung in den Ultramafiten des Ophiolith-Komplexes ließ sich strukturanalytisch die Richtung der gefü geprägten Bewegung mit NE–SW bis ENE–WSW ableiten (s. Unterkapitel 2.5.). Für den Abschnitt des untersuchten Gebiets ergibt sich infolgedessen als Spreading-Richtung für die ozeanische Lithosphäre NE bis ENE.

Die Ultramafite des Ophiolith-Komplexes waren Bestandteile des oberen Erdmantels, Mafite gehörten zur ozeanischen Unterkruste. Die Basalte und Dike-Schwärme (Sheeted Dikes) der ozeanischen Unterkruste findet man im ophiolithischen Melange-Komplex (Subduktionskomplex) als exotische Diabasblöcke wieder. Die marinen Tiefseesedimente treten in Form von exotischen Fetzen als Radiolarite und Tonschiefer desgleichen im Melange-Komplex auf. Diese einst der ozeanischen Kruste angehörenden Gesteine wurden während des Subduktionsprozesses dem Subduktionskomplex einverleibt.

## 9.2. Das Subduktionsstadium

In der oberen Kreide kam der Spreading-Prozess infolge eines Abkoppelungsvorgangs zum Stillstand (Profil b in Abb. 24). Die ozeanische Lithosphäre wurde von der kontinentalen abgekoppelt. Der Riß verlief entlang des Kontinentalrands der Pontiden, und zwar mitten durch die Karbonatgesteine der Schelfzone. Die schwere ozeanische Lithosphäre sank in die Tiefe und unterfuhr in nördlicher Richtung die leichtere kontinentale Lithosphäre. Damit entstand ein konvergentes plattentektonisches System bzw. ein Kontinentalrand-Bogen-Graben-System mit all seinen morpho-tektonischen Bauelementen: Tiefseeegraben, Subduktionskomplex, Strukturhoch, Vorbogenbecken und magmatischer bzw. vulkanischer Bogen (Abb. 24c).

Der Tiefseeegraben ging während des nachfolgenden Kollisionsvorgangs verloren. Seine Bodensedimente (Turbidite) wurden dem Subduktionskomplex einverleibt.

Die Gesteinsmassen des Subduktionskomplexes und dessen Strukturhochs bauen den heutigen ophiolithischen Melange-Komplex des Untersuchungsgebiets auf. In Form von exotischen Kalksteinblöcken enthält der Melange-Komplex auch Reste der einstigen Schelfzone. Größere Schollen der Schelfzone setzen den Karbonatgesteins-Komplex zusammen. Die Füllung des Vorbogenbeckens ist in der Konglomerat-Zone erhalten geblieben. Die Kristallin-Zone gehört mit ihrer mesozoischen Kalksteindecke der kontinentalen Kruste an. In die Kristallin-Zone drang, als Folge des Subduktionsvorgangs, das in der Tiefe wiederaufgeschmolzene Krustenmaterial ein bzw. es stieg bis an die Oberfläche empor und bildete den magmatischen bzw. vulkanischen Bogen des Systems. Heute ist der magmatische bzw. vulkanische Bogen Bestandteil der Pontiden.

Der Subduktionsprozeß fand während der Zeitspanne Obere Kreide – Ende Paläozän bzw. Obere Kreide – Anfang Eozän statt (Profile b und c in Abb. 24). Das Strukturhoch und das Vorbogenbecken entwickelten sich durch „Understuffing“ (s. Unterkapitel 3.4.).

Die Deformationsstrukturen des ophiolithischen Melange-Komplexes sind Ausdruck des Subduktionsvor-

gangs. Zunächst wurde strukturanalytisch nachgewiesen (Unterkapitel 4.5.), daß die Strukturelemente der Melangematrix und jene der Melangeblöcke zueinander in einer geometrisch-symmetrologischen Beziehung stehen, woraus eine genetische Beziehung abgeleitet werden kann, d. h. die erwähnten Strukturelemente wurden während des gleichen Deformationsvorgangs geprägt. Ferner ergab die Strukturanalyse als Richtung des tektonischen Transports, d. h. als Subduktionsrichtung, N bis NNW. Gegenüber der Spreadingrichtung hatte sich die Subduktionsrichtung nordwärts verlagert. Diese Verlagerung dürfte eine lokale Erscheinung sein.

Moderne reflexionsseismische Untersuchungen und Tiefseebohrungen sind dabei, den Baustil und das Deformationsgefüge rezenter Subduktionskomplexe (Accretionary Complexes) aufzuklären (McCARTHY & SCHOLL, 1985; MOORE, COWAN & KARIG, 1985). Ein durch Zerschierung und Abscherung (Decollement) entstandener Schuppenbau (Imbricate Structure) charakterisiert den Baustil des Subduktionskomplexes. Zerschierung und Abscherung sind Abschabungsvorgänge der Subduktion an einem konvergierenden aktiven Plattenrand. Ein ähnlicher Schuppenbau wird für das Untersuchungsgebiet von den Profilen der Abb. 23 illustriert.

Alle vier von D. S. COWAN (1985) beschriebenen mesoskopischen Deformationsgefügetypen aus meso- und känozoischen Melangezonen der Westkordilleren Nordamerikas finden wir im ophiolithischen Melange-Komplex des untersuchten Gebiets wieder. Hinzu tritt noch als fünfte Gruppe ein Deformationsgefüge, in welchem intensiv gefaltete Schiefer als Matrix vorkommen. Nach COWAN (1985) und MOORE, COWAN & KARIG (1985) stammen die Deformationsgefüge aus verschiedenen Abschnitten des Subduktionskomplexes, und zwar sowohl aus dessen oberflächennahen Partien, als auch aus tiefer liegenden Partien entlang der Unterfahrungsfläche (Subduktionsbahn, Underplating, Subcretion) der Subduktionszone.

## 9.3. Das Kollisionsstadium

Die Konvergenz der Anatoliden-Platte mit jener der Pontiden führte zur Kollision beider, d. h. zur Anschweißung der Anatoliden an die Pontiden. Die dabei entstandene Naht erhielt die Bezeichnung Anatoliden-Pontiden-Sutur. Die Kollision erfolgte post-Paläozän, wahrscheinlich im Miozän. Kollisionsbewegungen sind indessen bis ins Quartär nachweisbar.

Zunächst wurden weitere Karbonatgesteinsmassen der einstigen Schelfzone von ihrer Unterlage abgeschert und als Großschollen oder -schuppen südwärts verfrachtet. Der Schub brachte sie bis in das Gebiet des Subduktionskomplexes bzw. bis in den Südbereich der Kristallin-Zone. Dort liegen sie z. T. als Deckschollen oder Schuppen über fremdem Gestein, z. T. wurden sie dem Subduktionskomplex einverleibt und bilden im heutigen ophiolithischen Melange-Komplex (= ehemaliger Subduktionskomplex) die exotischen Karbonatgesteinsblöcke.

Aus der Strukturanalyse von B-Achsen und Striemen konnte SE bis ESE als Richtung des tektonischen Transports ermittelt werden. Entlang der Bewegungsbahnen entwickelten sich mächtige tektonische Brekzien, die Klasten sowohl aus der überfahrenen Unterlage als auch aus den Deckschollen enthalten.

Sodann folgte die Abscherung von Gesteinsmassen aus der Füllung des einstigen Vorbogenbeckens (= heute Konglomerat-Zone). Sie überführen die Gesteine des Subduktionskomplexes und jene der Karbonatgesteinsschollen. Die Strukturanalyse zeigte, daß der tektonische Transport überwiegend in SSE-Richtung erfolgte.

Die Kollision führte schließlich zum An- bzw. Aufschub des kristallinen Komplexes der Pontiden auf die Konglomerat-Einheit des einstigen Vorbogenbeckens. Dabei wurde der überwiegend grobklastische Inhalt des Vorbogenbeckens zu einer überkippten Synklinale gefaltet (s. Profile in Abb. 23).

Der Kollisionsvorgang wurde von mächtigen Andesit-ausbrüchen und intensiven Verkieselungen begleitet. Ihre Förderung erfolgte entlang tiefgreifender Störungen.

Daß Kollisionsbewegungen noch in subrezenter Zeit aktiv waren, zeigen steile Verschuppungen in quartären Terrassenablagerungen (Abb. 25).

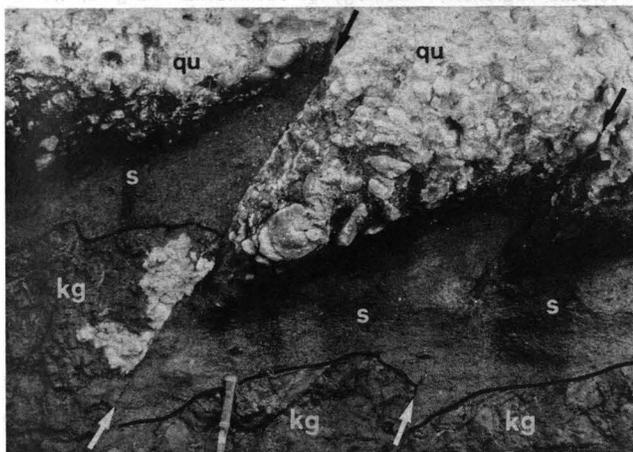


Abb. 25: Steile Aufschiebungen (Pfeile,  $348^{\circ}/60^{\circ}$ ) in quartären Ablagerungen als Folge der Kollisionstektonik.

kg = Konglomerate der Konglomeratzone; s = quartärer Sand; qu = quartärer Schotter; ausgezogene schwarze Linie = Paläorelief. Aufschluß im mittleren Nordabschnitt des Untersuchungsgebietes, in einem Seitental nördlich des Sakarya-Flusses.

#### Nachwort und Dank

Das Areal des rund 500 km<sup>2</sup> umfassenden Untersuchungsgebietes wurde im Rahmen eines MTA-Projektes auf einen Seniorgeologen (K. NEBERT, 1975), zwei Dissertanten (F.-J. BROSCHE, 1978 und W. MÖRTH, 1979) der Universität Graz, zwei Juniorgeologen (R. DOĞAN und F. ORTALAN) des MTA-Instituts und zwei Diplomanden (B. KOÇ und S. ALTIPAMARK) der Universität Istanbul aufgeteilt. Verantwortlicher Projektleiter war der Seniorgeologe.

Das Forschungsvorhaben hatte sich als Hauptaufgabe die lagerstättenkundliche Untersuchung und Beurteilung der im Süden des Sakarya-Flusses auftretenden zahlreichen Chromitvorkommen gestellt. Darüber hinaus sollte das zu beiden Seiten des Sakarya-Flusses liegende Gebiet in einer Breite von rund 20 km geologisch untersucht werden.

Von Seiten des MTA-Instituts (Institut für Lagerstättenforschung) in Ankara hatten wir jede Unterstützung, wofür wir Herrn Univ.-Prof. Dr. SADRETTIN ALPAN, dem damaligen Generaldirektor des Instituts und Herrn Dr. ORHAN ÖZKOÇAK, dem derzeitigen Vizegeneraldirektor, unseren aufrichtigen Dank aussprechen möchten.

Die Fossilbestimmungen und die chemischen Analysen von Chromitproben wurden in den Laboratorien des MTA-Instituts durchgeführt.

#### Literatur

- ALTINLI, E. I.: Bilecik Jurassic (Turkey). – Congr. Earth Sciences 1973, 105–114, Ankara 1975a.
- ALTINLI, E. I.: Geology of the Middle Sakarya River (Turkey). – Congr. Earth Sciences 1973, 161–194, Ankara 1975b.
- ALTINLI, E. I.: Geology of the northern portion of the middle Sakarya River. – Istanbul Univ. Fen Fak. Mec. Seri B, **41**, 35–56, Istanbul 1976.
- ANONYMUS: Penrose field conference on ophiolites. – Geotimes, **17**, 24–25, Leesburg Pike 1972.
- BARUTOĞLU, Ö. H.: The Eskişehir chrom region with special reference to the Sazak Mine (Turkey). – CENTO-Symposium on chrome ore 1960, 137–145, Ankara 1961.
- BERGOUGNAN, H.: Relations entre les édifices pontique et taurique dans le Nord-Est de l'Anatolie. – Bull. Soc. Géol. France (7), **17/6**, 1045–1057, Paris 1975.
- BERGOUGNAN, H.: Structure de la Chaîne pontique dans le Haut-Kelkit (Nord-Est de l'Anatolie). – Bull. Soc. géol. France (7), **18/3**, 675–686, Paris 1976.
- BORCHERT, H.: Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. – Neues Jb. Mineral., **91**, 541–572, Stuttgart 1957.
- BORCHERT, H.: Die Chrom- und Kupfererzlagerstätten des initialen ophiolithischen Magmatismus in der Türkei. – MTA-Publ., **102**, 176 S., Ankara 1958.
- BRINKMANN, R.: Geology of Turkey. – 158 S., Amsterdam – Oxford – New York (Elsevier Scientific Publishing Company) 1976.
- BROSCHE, F.-J.: Die Geologie des Gebietes südlich des Sakarya-Flusses zwischen den Ortschaften Sakari-Ilica und Mayislar, Nordwestanatolien. – Unveröffentl. Dissertation, Univ. Graz, 305 S., Graz 1978.
- BROSCHE, F.-J.: Chromitanreicherungen und Magnesitmineralisation im Ultrabazit von Dağ-Küplü, Nordwestanatolien. – Radex-Rundschau, H. 1, 338–347, Radenthein/Kärnten 1984.
- BRUNN, J. H.: Mise en place et différenciation de l'association plutovolcanique du cortège ophiolitique. – Rev. Géogr. Phys. et Geol. Dynam., **3/3**, 115–132, Paris 1960.
- BRUNN, J. H.: Les sutures ophiolitiques. – Rev. Géogr. Phys. et Geol. Dynam., **4/2**, 89–96 und **4/3**, 181–202, Paris 1961.
- COĞULU, E.: Etude pétrographique de la région de Mihaliççik. – Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., **47**, 683–808, Zürich 1967.
- COĞULU, E. & KRUMMENACHER, D.: Problèmes géochronométriques dans la partie NW de l'Anatolie centrale (Turquie). – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **47**, 825–833, Zürich 1967.
- COLEMAN, R. G.: Ophiolite conference combines field trips, seminars. – The Geologist, **8/2**, London 1973.
- COLEMAN, R. G.: Ophiolites. – 229 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1977.
- COWAN, D. S.: Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of North America. – Geol. Soc. of America Bull., **96/4**, 451–462, Boulder 1985.
- DICKINSON, W. R.: Plate tectonic evolution of sedimentary basins. – In: DICKINSON & YARBOROUGH (Hrsg.): Plate tectonics and Hydrocarbon accumulation, 1–56, AAPG continuing Educ. course Note Series Nr. 1, Washington 1977.
- DUBERTRET, L.: Géologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). – Notes et Mém. sur le Moyen-Orient, **6**, 2–179, Paris 1953.
- EVANS, G.: The recent sedimentation of Turkey and the adjacent Mediterranean and Black Seas. – In: A. S. CAMPBELL (Hrsg.): Geology and History of Turkey, 385–407, Tripolis 1971.
- GANSSENER, A.: The ophiolite mélange, a world wide problem on Tethyan examples. – Ecl. Geol. Helv., **67/3**, 479–507, Basel 1974.
- HEDBERG, H. D.: International stratigraphic guide. – 200 S., New York – London – Sydney – Toronto (J. Wiley & Sons) 1976.
- HIESLSLEITNER, G.: Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. – Jb. Geol. B.-A., Sonderband 1, 688 S., Wien 1951/52.

- HSÜ, K. J.: Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox. — *Geol. Soc. of America Bull.*, **79**, 1063–1074, Boulder 1968.
- HSÜ, K. J.: Franciscan Mélanges as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics. — *J. Geophys. Res.*, **76/3**, 1162–1169, Washington 1971.
- IUGS SUBCOMMISSION ON THE SYSTEMATICS OF IGNEOUS ROCKS: Classification of Plutonic rocks. Recommendations. — *N. Jb. Miner. Mh.*, **1973/4**, 149–164, Stuttgart 1973.
- KARIG, D. E.: Evolution of arc systems in the western Pacific. — *Annual review of earth and planetary sciences*, **2**, 51–75, Palo Alto 1974.
- KAYA, O.: Northwest Anatolian belt. — *Bull. Soc. géol. France* (7), **18/2**, 477–478, Paris 1976a.
- KAYA, O.: Northwest Anatolian ophiolite zone (Non metamorphic and mesozoic in age). — *Bull. Soc. géol. France* (7), **18/2**, 479–480, Paris 1976b.
- KERN, H.: Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Chroms und zur Mikroskopie und Genese der Chromerze. — *Clausthaler Hefte zur Lagerstättenkunde und Geochemie der mineralischen Rohstoffe*, Heft **6**, 236 S., Berlin – Stuttgart (Borntträger) 1968.
- KETIN, I.: Tectonic units of Anatolia (Asia Minor) — *MTA Bull.*, **66**, 23–34, Ankara 1966.
- KRAUSE, H.: Erzmikroskopische Untersuchungen an türkischen Chromiten. — *N. Jb. Min. Abh.*, **10**, 305–366, Stuttgart 1958.
- KUPFAHL, H. G.: Rapport über die geologischen Untersuchungen zur Kartierung der Blätter 55/2, 55/4 (Eskişehir), 56/1, 56/3 (Sivrihisar). — *Unveröff. Bericht*, MTA-Enst., Ankara 1954.
- MCCARTHY, J. & SCHOLL, D. W.: Mechanisms of subduction accretion along the central Aleutian Trench. — *Geol. Soc. America Bull.*, **96**, 691–701, Boulder 1985.
- MESORIAN, H., JUTEAU, T., LAPIERRE, H., NICOLAS, A., PARROT, J. F., RICOU, L. E., ROCCI, G. & ROLLET, M.: Idées actuelles sur la constitution, l'origine et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogéens. — *Bull. Soc. géol., France*, **15**, 478–493, Paris 1973.
- MOORE, J. C., COWAN, D. S. & KARIG, D. E.: Structural styles and deformation fabrics of accretionary complexes (Penrose conference report). — *Geology*, **13/1**, 77–79, Boulder 1985.
- MÖRTH, W.: Die Geologie des Gebietes zwischen Kara Dere und Karci Dere südlich des Sakarya-Flusses bei Eskişehir (Türkei). — *Unveröff. Dissertation Univ. Graz*, 307 S., Graz 1979.
- NEBERT, K.: Die Kieselbildungen des simischen Magmatismus in Anatolien. — *MTA-Bull.*, **53**, 1–20, Ankara 1959.
- NEBERT, K.: Der geologische Bau der Einzugsgebiete Kelkit Çay und Kizilirmak (NE-Anatolien). — *MTA-Bull.*, **57**, 1–51, Ankara 1961.
- NEBERT, K.: Bericht über die Kartierungs- und Explorationsarbeiten im Gebiet nördlich von Eskişehir. — *Unveröff. Bericht*, MTA-Enst., Ankara 1975.
- NORMAN, T.: On the structure of Ankara Melange. — *Congr. Earth Sciences*, 78–92, Ankara 1975.
- OKAY, I. A.: The geology of the Agvanis metamorphic rocks and neighbouring formations. — *MTA-Bull.*, **99/100**, 16–36, Ankara 1984.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R.: Sand and sandstone. — 618 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1970.
- ROEVER, P., DE: Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? — *Geol. Rdsch.*, **46**, 137–146, Stuttgart 1957.
- SCHMIDT, W. J.: Geologie und Erzführung der Chromitkonzession Başören (Anatolien). — *Sitz.Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. 1*, **163/9**, 622–644, Wien 1954.
- SCHMIDT, W. J.: Gesetzmäßigkeiten zentralanatolischer Chromitvorkommen. — *Z. deutsch. Geol. Ges.*, **106**, 497–504, Hannover 1955.
- SEELY, D. R.: The evolution of structural highs bordering major forearc basins. — In: J. S. WATKINS, L. MONTADERT & P. W. DICKERSON (Hrsg.): *Geological and geophysical investigations of continental margins*, AAPG Memoir **29**, 245–260, Tulsa 1979.
- SEELY, D. R. & DICKINSON, W. R.: Structure and stratigraphy of forearc regions. — *Geology of continental margins*, AAPG continuing education course note series **5**, C1–C23, Washington 1977.
- SENGÖR, C. A. M. & YILMAZ, Y.: Tethyan evolution of Turkey. A plate tectonic approach. — *Tectonophysics*, **75**, 181–241, Amsterdam 1981.
- SILVER, E. A. & BEUTNER, C. B.: Melanges (Penrose Conference Report). — *Geology*, **8/1**, 32–34, Boulder 1980.
- STRECKEISEN, A.: Classification and nomenclature of plutonic rocks. — *Geol. Rdsch.*, **63/2**, 773–786, Stuttgart 1974.
- STRECKEISEN, A.: To each plutonic rock its proper name. — *Earth-Science Reviews*, **12**, 1–33, Amsterdam (Elsevier) 1976).
- TATAR, Y.: Geologie und Petrographie des (chromitführenden) Marmaris Gebietes (SW-Türkei). — *MTA-Publ. Ser. B.*, Nr. **137**, 92 S., Ankara 1968.
- TATAR, Y.: Ophiolites around Conur village to the southeast of Refahiye. — *Congr. Earth Sciences 1973*, 437–446, Ankara 1975.
- TEKELI, O.: Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. — *Geology*, **9/2**, 68–72, Boulder 1981.
- WIJKERSLOOTH, P., DE: Über Deformationsstrukturen an frühmagmatischen Chromitkonzentrationen während der Erstarrung der ultrabasischen Intrusionsmasse. — *N. Jb. Mineral. Abh.*, **91**, 94–103, Stuttgart 1957.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of metamorphic rocks. — 320 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1974.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 4. November 1985.