

DER GEOLOGISCHE BAU DER EINZUGSGEBIETE KELKİT ÇAY UND KIZILIRMAK (NE-ANATOLIEN)

Karl NEBERT

Mineral Research and Exploration Institute of Turkey

GLIEDERUNG

- A. Vorbemerkung
- B. Relief und Gewässer
- C. Das Baumaterial
 - 1. Der metamorphe Untergrund
 - 2. Das permo-triadische Geosynklinalstadium
 - 3. Die jurassisch-kretazischen Gesteine der Berdiga-Dag-Geosynklinale
 - 4. Das Tertiär
 - 5. Quartäre Bildungen
- D. Der Bau des Gebietes
 - 1. Der Geosynklinalbereich des Berdiga Dağ
 - 2. Der Schieferzug von Ağvanis
 - 3. Pontischer Gebietsabschnitt
 - 4. Die Serpentinzone von Refahiye
 - 5. Der südliche Eozanflynzug
 - 6. Der Gipszug von Zara
 - 7. Das vulkanische Gebiet von İmranlı

A. VORBEMERKUNG

Vorliegende Arbeit bringt die Ergebnisse einer Übersichtskartierung im Maßstab 1:100 000, die in den Sommer- und Herbstmonaten des Jahres 1954 durchgeführt wurde. Das in Frage stehende Gebiet umfasst eine Oberfläche von rund 5 600 km². Zweck der Kartierungsarbeit war die Herausarbeitung der wichtigsten stratigraphisch-lithologischen Einheiten, um den geologischen Bau des Gebietes in seinen Grundzügen zeichnen zu können. Detailprobleme oder Fragen von lokaler Bedeutung wurden hierbei nicht berücksichtigt.

Wenn man von den Berichten aus der Zeit der Forschungsreisen (Freeh, 1910; Oswald, 1910; Schaffer, 1907; Tchihatcheff, 1867/69) und den regional-geologischen Werken Oswald's (1912) und Philipsson's (1918) absieht, so verbleiben von den Arbeiten, die sich direkt auf unser Gebiet beziehen, lediglich zwei petrographische Studien von Gysin & Pamir (1940) und Sağıroğlu (1946). Sie berichten über die Untersuchung einiger Intrusiva und Effusiva aus der Gegend von Şebinkarahisar.

Demgegenüber ist die geologische Literatur, die sich auf die umgrenzten Nachbargebiete bezieht, reichhaltiger. Sie liegt in Form von Publikationen (C.

Erentöz, 1956; L. Erentöz, 1956; Fliegel, 1920; Ketin, 1951; Lahn, 1950; Leuchs, 1939; Nowack, 1929 und 1932; Stchepinsky, 1938c, 1940a, 1940e und 1945) oder als unveröffentlichte M.T.A.-Berichte (Altınlı, 1956; Baykal, 1952 und 1953; Erguvanhan, 1950 und 1951; Ezgü, 1953; Kovenko, 1936; Okay, 1952a und 1952b; Pilz, 1937; Stchepinsky, 1938a, 1938b, 1939a, 1940c, 1940d und 1941; Tolun, 1950) vor. Die Berichte befinden sich im Archiv des M.T.A.-Institutes in Ankara.

Die palaontologischen und petrographischen Bestimmungsarbeiten der gesammelten Gesteins- und Fossilproben wurden in den betreffenden Laboratorien des M.T.A.-Institutes durchgeführt. Für palaontologische Bestimmungsarbeiten möchte ich folgenden Damen und Herren meinen aufrichtigen Dank aussprechen: Frau U. Bilgütay, Dr. A. Dizer, Dr. L. Erentöz, Dr. C. Kirağlı, Dr. R. Oberhauser, Dr. C. Öztömür, Dr. Y.N. Pekmen, Dr. Roman, Dr. Sornay und Dr. K. Turnovsky.

Die petrographischen Bestimmungen wurden zum überwiegenden Teil von den Herren Dr. G. Kieft und Dr. F. Ronner ausgeführt. Einen kleinen Teil besorgte Herr Dr. G. van der Kaaden. Auch diesen Herren gebührt mein herzlichster Dank.

Die Geländearbeiten erfuhren durch das M.T.A.-Institut weitgehendste Förderung, wofür ich insbesondere Herrn Dr. Cahit Erentöz, Direktor der Abteilung für geologische Kartierungsarbeiten, zu danken habe. Schliesslich bin ich Herrn Generaldirektor Dr. Ing. Sadrettin Alpan für die Publikationserlaubnis dieser Arbeit zu tiefem Dank verpflichtet.

B. RELIEF UND GEWASSER

Das kartierte Gebiet liegt im Norden Anatoliens, zwischen den Städten Sivas, Erzincan und Giresun (siehe Nebenkartchen in der linken oberen Ecke der Fig. 1). Es umfasst den Oberlauf des Kızılırmaks und einen Abschnitt des Oberlaufes des Kelkit Çay. Verwaltungspolitisch untersteht das Gebiet den Vilayetstädten Giresun, Sivas und Erzincan.

Die Gewässer (siehe Fig. 1). Hauptentwässerungsader des Gebietes ist der Kelkit Çay. Mit seinen Nebengewässern (İlimsu, Zevker, Çukur, Binasor, Şakşak und Pulat D.) entwässert er über drei Viertel des Gebietes. Der Rest fällt auf den Oberlauf des Kızılırmaks (und dessen Nebenfluss Acisu) sowie auf den Sinek Dere, Maden Dere und Şaşılbaba Dere, welche letztere bereits dem Entwässerungssystem des Fırat Nehri angehören.

Eine Gegenüberstellung der geologischen Karte und des Gewässernetzes zeigt mit aller Deutlichkeit die funktionellen Beziehungen: die Hauptentwässerungsadern sind ausgesprochen linear ausgerichtet und fallen mit tektonischen Grosslinien zusammen. Daraus folgt ihre tektonisch bedingte Anlage. Die ungefähr E-W streichenden Dislokationslinien bestimmten auch die gleich ausgerichtete lineare Anordnung des Hauptgewässernetzes (z.B. Kelkit Çay, Kızılırmak, Zevker Dere, Acisu etc.). Kurze N-S Quertaler (als Durchbruchstaler angelegt) stellen die Verbindung zwischen den linear ausgerichteten E-W Langtalern her.

Diese Gesetzmässigkeit der linearen Ausrichtung der Taler trifft auf etwa zwei Drittel des Gebietes zu. Das restliche Drittel zeigt ein radial



Fig. 1 • Orographisch-hydrographische Karte des untersuchten Gebietes

gerichtetes Gewässernetz, das hauptsächlich in jenen Gebietsabschnitten auftritt, die überwiegend aus vulkanischen Gesteinen aufgebaut sind.

Das Relief wird in erster Linie vom geologischen Untergrund bestimmt. Der Versuch einer Relief-Grossgliederung des Gebietes ergibt folgende Reliefzonen (siehe hierzu Fig. 2) :

1. Fluvial zertaltes Bergland
2. Schichtrippenlandschaft
3. Serpentinlandschaft
4. Dolinenlandschaft
5. Plateauartige Tafelberge.

1. Fluvial zertaltes Bergland ist in typischer Form in Gebieten ausgebildet, die aus lithologisch wenig oder nicht differenzierten Gesteinen aufgebaut sind. Dies trifft vor allem auf die ausgedehnten Räume nordlich Şebinkarahisar-Alucra und südlich Suşehir zu. Diese Räume werden nur von andesitischen und basaltischen Gesteinen eingenommen. Das augenfälligste Merkmal dieser Zonen sind die engen V-Täler mit steilen Flanken. Das Gewässernetz ist radial angelegt. Eine natürliche Vegetation ist im allgemeinen spärlich, wir können eher von völlig kahlen Gebieten sprechen.-Die Kulturzonen sind isoliert und

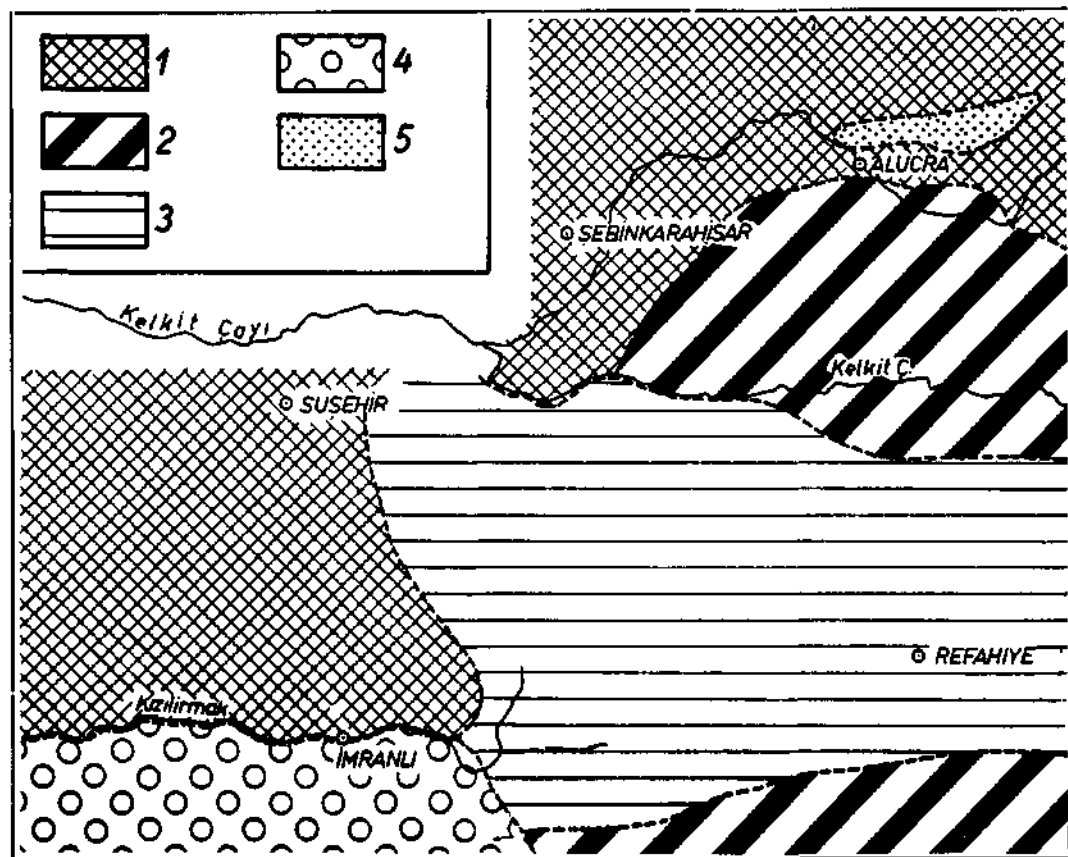


Fig. 2 - Grossgliederung in Reliefzonen

- 1 - Fluvial zertaltes Bergland; 2 - Schichtrippenlandschaft; 3 - Serpentinlandschaft;
4 - Dolinenlandschaft; 5 - Plateauartige Tafelberge.

vornehmlich an Flyschinseln gebunden, die aus den mächtigen Basalt- und Andesitdecken fensterartig hervorblicken.

2. Die Schichtrippenlandschaft kennzeichnet Gebiete, in denen heterogen aufgebaute und lithologisch stark differenzierte Schichtkomplexe vorkommen, wie dies besonders in Flyschgebieten der Fall ist. Hier erzeugte selektive Erosion die harten Schichtrippen, die aus weicherem Gestein emporragen (Foto 1). Die kleineren Taleinschnitte sind meistens isoklinal ausgebildet. Eine natürliche Vegetation fehlt völlig. Lokal können kleine, schütterere Föhrenwälder —an reine Kalksteinböden gebunden—auftreten. Isolierte Kulturzonen auf weicherem Gesteinsböden treten inselartig aus der völlig kahlen Landschaft heraus. In diese Reliefzone gehört auch der geschlossene, nur aus mesozoischen Kalksteinen aufgebaute Gebirgszug des Berdiga Dağ, dessen höchste Gipfel über 2300 m emporragen.

3. Die Serpentinlandschaft wird durch ein flachwelliges Relief charakterisiert. Als geschlossene Reliefeinheit tritt sie dort auf, wo grosse Areale serpentinisierter basischer und ultrabasischer Gesteinskomplexe vorhanden sind. Trotz ihres sanft geformten Reliefs können die Bergrücken beachtliche Höhen erreichen. So sind beispielsweise der Kızıll Dağ (3015 m) und der Kurtlu Tepe (2701 m) die höchsten Berggipfel des Gebietes überhaupt (Foto 2). Sie bestehen nur aus serpentinisierten Gesteinsmassen.

Infolge der ausgeprägt E-W verlaufenden tektonischen Störungslinien sind die Hauptentwässerungsadern entsprechend linear gerichtet.

Die Vegetation ist stark verarmt («Serpentin-Flora»). Kultur- und Nutzzonen sind vornehmlich an Inseln tektonisch angelegter Miozankalkzüge oder Pliozan-Schotterrinnen gebunden.

4. Die Dolinenlandschaft (Foto 3) ist eine eminente Karstlandschaft. Sie nimmt den Raum südlich des Oberlaufes des Kızılırmaks ein, greift jedoch auch auf die südlich und westlich anschliessenden Nachbarkartenblätter über. Diesen Teil des kartierten Gebietes bauen hauptsächlich mächtige Gipsmassive auf. Nur vereinzelt tauchen als Inseln in diesem «Gipsmeer» emporgekommene Antiklinalkerne untermiozaner Schichten auf. Der gesamte Gebietsabschnitt ist ein einziges Dolinenfeld. Der Durchmesser dieser Dolinen erreicht oft 80-100 m.

Die zwei Hauptentwässerungsadern (Kızılırmak und Acısu) sind desgleichen tektonisch bedingt; ihre Flussläufe sind entsprechend linear E-W gerichtet.

Die Gipsmassen sind praktisch bar jeder Vegetation. Doch hat sich im Laufe der Zeit eine dünne Lehmhaut am Dolinenboden gebildet. Das lehmige Material stammt von den tonig-mergeligen Verunreinigungen, die den Gips durchsetzen und die sich nach der Herauslösung und dem Abtransport des Gipses durch das Regenwasser am Boden der Dolinen anreicherten. Heute bilden die Dolinenlehme bedeutende Nutzböden, auf denen vornehmlich Getreide angebaut wird. Kulturzonen sind auch noch an die vorstehend erwähnten hochgekommenen Kalk-Mergel-Antiklinalkerne gebunden.

5. Plateauartige Tafelberge kommen nördlich von Alucra vor. Sie werden von horizontal gelagerten Blotkschotter-Schichten aufgebaut. Ihre heutige

Oberfläche stellt eine Verebnungsfläche dar, auf der die Spuren alter Talböden noch zu erkennen sind.

C. DAS BAUMATERIAL

1. Der metamorphe Untergrund

Gesteinsbestand. — In den Schiefen des Gebirgszuges von Agvanis treten uns die ältesten Gesteine des bearbeiteten Gebietes entgegen. Das Tal des Zevker Flusses teilt den Gebirgszug in zwei ungleichlange Abschnitte. Den westlichen Abschnitt bauen hauptsächlich Grünschiefer auf, den östlichen setzen Gesteine mit überwiegend phyllitischem Charakter zusammen.

Die Gruppe der Grünschiefer umfasst stumpfdunkelgrüne, fein- bis feinstkornige, gut und eng geschieferte, mitunter scharf gebanderte Metamorphite, die die epizonale Mineralkombination der Prasenite aufweisen: Albit, Klinozoisit, Epidot, Chlorit, Hornblende und manchmal auch Biotit. Diese Mineralien sind unter dem Mikroskop gewöhnlich als kleingestreckte Individuen ausgebildet und zu langen Zügen oder Bandern angeordnet. Hierbei wechseln Lagen — aus einem oder zwei Mineralien bestehend — miteinander ab und ergeben auf diese Art die typische Schieferung bzw. Bänderung. Opakes Erz ist in Form von kleinen Kornchen oder dünnen Streifen vorhanden. Petrographisch liessen sich folgende Grünschiefer-Varietäten nachweisen: Aktinolith-Epidot-Chlorit-Kalzit-Oligoklas-Quarzschiefer, Biotit-Epidot-Chlorit-Kalzit-Oligoklas-Quarzschiefer, Pyroxen-Epidot-Amphibolschiefer, Albit-Klinozoisit-Amphibolschiefer und Quarz führende Kalk-Chloritschiefer.

Die Phyllite des östlichen Gebirgsabschnittes sind tektonisch stark durchbewegt und besitzen den Charakter typischer B-Tektonite. Besonders dann tritt dies in Erscheinung, wenn stärkere Quarzlagen im Gesteinsverband auftreten. Als hellgefaltete Schnüre auf dunklem Untergrund geben die Quarzlagen anschaulich den Faltungscharakter wieder.

Im allgemeinen haben wir es bei den Phylliten mit helleren Gesteinen zu tun, doch können sie durch mehr oder weniger starke Graphitbeimengungen eine dunkle bis tiefschwarze Färbung annehmen. Serizitische Gesteine überwiegen.

Petrographisch liessen sich folgende Varietäten nachweisen: Quarz-Muskowit (Serizit)-Schiefer, graphitische Quarzschiefer, Flasergneis, Muskowitschiefer-Augengneis, Chlorit-Muskowit-Biotit-Albit-Schiefergneis und Quarz-Kalkschiefer. Die Textur dieser Gesteine ist feinstkornig, eng geschiefert oder schon gebändert. Die Mineralkombination weist desgleichen auf epizonal-metamorphe Bedingungen hin. Die Muskowitblattchen sind eingeregelt. Für gewöhnlich hat Graphit die Form langer und dunkler Streifen oder feinwelliger Schlieren. In den Phyllitgneisen bilden Muskowit, Serizit und Chlorit filzartige Bänder oder gewellte Züge verschiedener Dicke (bis 1 mm), die sich an die frischen Feldspat-Porphyroblasten sanftbogenförmig anschmiegen.

Sowohl im westlichen als auch im östlichen Abschnitt des Gebirgszuges von Agvanis treten Marmore oder marmorisierte Kalke und Kalkschiefer auf. Meist bilden sie im Gesteinsverband der Schiefer reihenweise angeord-

nete Linsenkörper oder zusammenhängende Züge. Ihre Textur ist eher feinkörnig als grobkörnig. Es kommen massige Marmore neben plattigen und schiefrigen vor. Ihre Farbe wechselt zwischen hellweiss und dunkelgrau. Nicht selten sind sie gebändert. Wenn Serizit zugegen ist, dann ist er stets eingeregelt. In Gesteinsverbänden, die zu Übergangspartien gehören, wechseln sich marmorisierte Kalklagen mit hellen Quarzlagen bzw. dunklen Chlorit-Epidot-Lagen ab, wodurch eine betonte Bänderung entsteht. In halb-marmorisierten Kalken ist die primäre Schichtung oft noch vorhanden. Dagegen ist sie in typischen Marmoren verlorengegangen.

Der Schieferzug von Ağvanis findet seine westliche Fortsetzung im Westabschnitt des Çatalçam Bergrückens (sudlich von Ezbider). Phyllitische Quarzschiefer (Biotit-Kalk-Quarzschiefer) und Schiefergneise (Chlorit-Serizit-Schiefergneis) treten hier im tektonischen Verband mit mächtigen Hornsteinbanken, plattigen Kalken und Serpentinlinsen auf. Hierüber wird das folgende Kapitel eingehender berichten.

Schliesslich sollen noch jene epizonalen Metamorphite besprochen werden, die im Süden inmitten des grossen Serpentinebietes hervorbrechen. Auch hier handelt es sich um Vertreter der drei grossen Gruppen: Grünschiefer, Phyllite und Marmore.

Die Grünschiefertypen zeigen unter dem Mikroskop ähnliche Mineralkombinationen (Plagioklas, Chlorit, Epidot, Klinozoisit und Hornblende als Hauptgemengteile) und Textureigenschaften, wie wir sie bei den Grünschiefern des Ağvanis Schieferzuges kennen gelernt haben. Neben typischen Grünschiefern kommen noch folgende petrographische Varietäten vor: Chlorit-Epidot-Quarz-Schiefer, Kalk-Grünschiefer und Amphibolschiefer. Das gleiche gilt für die Phyllite, Serizit-Graphitschiefer und Marmore: sie zeigen eine ähnliche petrographisch-lithologische Beschaffenheit wie die entsprechenden Gesteine des Schieferzuges von Ağvanis.

Lagerungsuerhaltnisse, Alter und Korrelation. — Die epizonalen Metamorphite sind praktisch fossilfrei. Sie werden aber von der nichtmetamorphen Sedimentfolge des Lias diskordant überlagert. Daraus folgt: die epizonalen Schiefergesteine sind auf jeden Fall älter als Unterjura. Regionalgeologische Überlegungen sprechen für ein jungparalaozoisches Alter. Zieht man als Vergleich die Verhältnisse im Menderes-Kristallin heran, so lassen sich diese epizonalen Metamorphite mit der Hüllschieferserie des Menderes-Kristallins korrelieren (Nebert&Ronner, 1956). Ihre epizonale Prägung erhielten die Gesteine vermutlich während der varistischen Orogenese.

Dass die Serie in ihrer Gesamtheit -umgewandelte Sedimente darstellt, verrät ihr heterogener Charakter. Zwischen den einzelnen Gesteinsgruppen geht es alle Übergänge. Die lithologische Heterogenität spiegelt sich bereits im Handstück wider, wenn wir etwa einen Quarz-Kalkschiefer oder einen Biotit-Kalk-Quarzschiefer oder einen Kalk-Grünschiefer betrachten: Kalklagen wechseln mit Quarz- bzw. Chlorit-Epidotlagen ab. Diese Bänderung ist primär an das Ausgangsmaterial gebunden und weist auf den ursprünglich sedimentären Charakter hin. Besonders schroff tritt die lithologische Heterogenität im Aufschlussbereich in Erscheinung. Man berücksichtige etwa jene Marmoreinschaltungen, die als Linsen oder Züge

in den epizonalen Schiefergesteinen auftreten. Aufschlüsse, wie sie Fig. 3 wiedergibt, sind sehr häufig. Hier liegen zweifellos primäre Lagerungsverhältnisse vor. Die vereinzelt im Verband dieser epizonalen Paragesteine auftretenden Ortho- metamorphite spielen mengenmassig eine ganz untergeordnete Rolle.

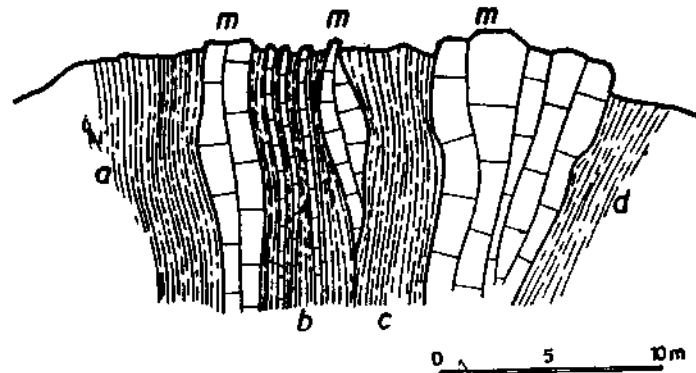


Fig. 3 - Aufschluss bei der Ortschaft Bektaşlı
m - Wechsellagerung von Marmorlinsen; a - Phylliten; b - Quarz - Kalkschiefern; c - Graphitschiefern und d - Grünschiefern.

An verschiedenen Stellen durchbrechen mesozoische Granodioritmassen den Schieferzug von Ağvanis. Altersmassig sind zwei Granodioritgenerationen vertreten. Der Altersunterschied aussert sich vor allem in der Textur der Gesteine. Die alte Generation ist stark kataklastisch bis leicht geschiefert. Bei der jüngeren Generation lässt sich eine Kataklastose unter dem Mikroskop kaum feststellen.

Die ältere (=erste) Granodioritgeneration (siehe Fig. 10) kommt in Form einer Batholithintrusion im östlichen Abschnitt des Schieferzuges von Ağvanis (südlich der Ortschaft Perçim) vor. Petrographisch handelt es sich um stark kataklastische oder verschieferte Quarzdiorite bis Plagioklas-Granite. In tektonisch starker beanspruchten Batholithpartien sind dieselben zu Gneis oder Quarz-Albit-Schiefer umgewandelt. Unter dem Mikroskop zeigen die Gemengteile sehr deutlich den Grad der tektonischen Deformation. Quarz löscht in kataklastischen Gesteinen stark undulös aus. In geschieferten Varietäten ist es zu parallelen Schlieren mit stark undulöser Ausloschung ausgezogen. In Gneisen bildet er parallel angeordnete Bänder. Der zonar aufgebaute Plagioklas ist desgleichen kataklastisch und überdies serizitisiert. Der verbogene oder gar zerbrochene Biotit ist baueritisiert und in dünne, unregelmässige Bänder ausgezogen. Die Intrusion dieser tektonisierten Granodioritgeneration lässt sich nicht genau datieren. Doch mag folgende Überlegung zu einer relativen Altersfixierung führen: Die Granodiorite sind auf jeden Fall jünger als die paläozoischen Schiefer von Ağvanis. Dies bezeugt ihr nur leicht metamorpher Charakter, der gegen die epizonale Prägung der Schieferzone von Ağvanis deutlich absticht. Von den nachfolgend zu besprechenden Granodioriten der zweiten Generation, deren Alter mit jungmesozoisch verhältnismässig exakt zu datieren ist, unterscheiden sie sich eben durch diesen ihren leicht metamorphen bzw. kataklastischen Charakter, der dort nicht zu finden ist. Baugeschichtlich würde sich die Intrusion der ersten Granodioritgeneration am besten mit Ende Trias fixieren lassen.

Die jüngere (=zweite) Granodioritgeneration des Schieferzuges von Ağvanis (siehe Fig. 10).— Die epizonalen Metamorphite des Agvanis-Zuges wurden während der Iaramischen Orogenphase durch das aufsteigende Magma der zweiten Granodioritgeneration zu Grossantiklinal-Strukturen emporgewölbt. Dadurch finden wir diese granodioritischen Gesteine in zentralen Partien der Strukturen, wie dies in Demirtaş Dere gut zu beobachten ist.

Wie zu erwarten, sind die granodioritischen Gesteine im Antiklinalkern grobkörnig. Die Randfazies zeigt hingegen eine hyabysische oder porphyrische Ausbildung. Dementsprechend besteht die Kernpartie aus Granodiorit oder Quarzdiorit, während die Randfazies durch Dazit und Quarzdiorit-Porphyr vertreten ist.

Die Granodiorite sind mittel- bis grobkörnig und führen als Hauptkomponenten Plagioklas, Quarz, Biotit und Hornblende. Der Plagioklas liegt in Form eines frischen, schwach zonar aufgebauten und zwillingslamellierten Oligoklases vor. Quarz löscht mitunter ganz leicht undulös aus. Der braune Biotit bildet grosse und dicke Scheiter. Die braungrüne Hornblende ist fast idiomorph ausgebildet. Untergeordnet kommt noch mikroklin-geigitterter Kalifeldspat vor. Das Auffallende an diesen Granodioriten ist das Fehlen einer ausgeprägten Kataklastase.

Die Gesteine der Randfazies (Dazite und Quarzdiorit-Porphyr) zeigen einheitliche Züge in ihrem petrographischen Charakter und in ihrer mineralogischen Zusammensetzung. Die Grundmasse ist mikrokristallin bzw. kleinkörnig ausgebildet. Als Phenokristalle treten auf: Stark korrodierter Quarz, frischer Oligoklas und leistenformiger, z.T. resorbierter Biotit.

Nicht nur das geologische Erscheinungsbild spricht für ein alpidisches Alter dieser stets als Sattelkerne anzutreffenden Granodiorit-Intrusionen, sondern auch der petrographische Befund.

Ihr geologisches Erscheinungsbild soll an einem instruktiven Aufschluss (Fig. 4) gezeigt werden, der im Demirtaş Dere, unweit der Ortschaft Seme zu sehen ist. Als Kern einer Antiklinale tritt dort ein dunkler Quarzdiorit auf. Quarzdioritisches Magma drang aber auch in die S-Fugen der darüberliegenden epizonalen Hüllschiefer (Grünschiefer, Muskowitschiefer) ein, blattete die Schiefer auf und erstarrte zu Dazit.

Ausser den erwähnten Kontaktererscheinungen, spricht noch der nicht metamorphe Zustand dieser Magmatite für ihre später, d.h., postmetamorph in bezug auf die umgebenden epizonalen Metamorphite erfolgte Intrusion. Zeitlich lässt sich der Intrusionsakt als Iaramisch datieren, da die gleichen Granodioritmassen weiter östlich bis in die Antiklinalgebilde der jurassisch-kretazischen Sedimente eindringen und die Fal-

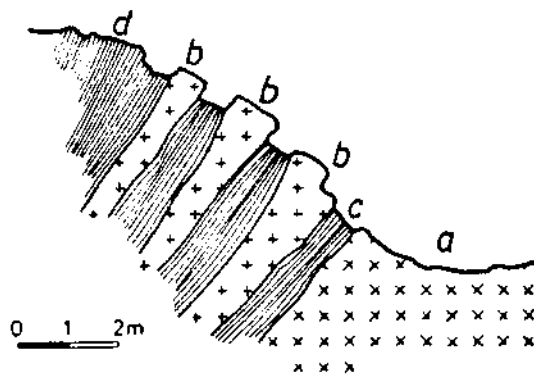


Fig. 4 - Aufschluss im Demirtaş Dere
(südlich Seme)

a - dunkler Quarzdiorit; b - dazitische Ganggesteine;
c - Muskowitschiefer; d - Grünschiefer.

tung dieser Schichten teilweise mitmachen: Während im Schieferzug von Ağvanis die mesozoischen Schichten einer Abtragung anheimfielen, blieben sie im östlichen Teil der gleichen Antiklinalstruktur erhalten.

Noch deutlicher zeigt der petrographische Befund das «postmetamorphe». Eindringen der granodioritischen Massen in die epizonalen Schiefergesteine des Ağvanis-Zuges.

Ungefähr 5 km östlich der Ortschaft Eğrek (etwa 5 km N Ağvanis; an der betreffenden Stelle befindet sich eine Yayla) ist das Dach eines Granodiorit-Körpers angeschnitten. Es zeigt sich nun : das emporsteigende granodioritische Magma blattete auch hier die Schiefergesteine auf und erstarrte zu Granitaplit oder zu Quarz-Diorit-Porphyr. Ich greife zwei Schliffbeschreibungen heraus und gebe die Diagnose des bearbeitenden Petrographen (Ronner) fast mit gleichem Wortlaut wieder.

- *Quarzdiorit-Porphyr*, als Gangaquivalent und Randfazies von Quarzdiorit (Schliff No. 21046 der Kollektion des M.T.A. -Institutes) : In der feinkörnig verzahnten und richtungslosen Grundmasse schwimmen Phenokristalle von Oligoklas (zonar gebaut und im frischen Zustand). In der Grundmasse liegt neben Biotit meist Epidot. «Die ganze Struktur der Grundmasse, die Farbe (grünlich) und der Habitus des Biotites, sowie der Epidot und Muskowit in der vorliegenden Erscheinungsform ist atypisch für ein magmatisches Gestein. Die Grundmasse sieht mehr wie ein kristalliner Schiefer aus» (Ronner).
- *Hybrider quarzdioritischer Porphyrit* (Schliff No. 21051 der Kollektion des M.T.A. -Institutes) : In einem sehr feinkörnigen, zerrissen wirkenden granoblastischen Gewebe von Quarz und Oligoklas mit Muskowit und etwas Chlorit stecken über 1 mm grosse, idiomorphe Phenokristalle von Oligoklas (nicht zonar, frisch, etwas zwillingslamelliert) und stark untergeordnet Epidot-Klinozoisit. «Das Gestein hat unzweifelhaft Ähnlichkeit und teilweise Bestand eines Metamorphiten: Der viele Muskowit, der teilweise noch in grossen Schnüren liegt, dann Chlorit und Epidot, sowie teilweise auch die Textur zeigen Anklänge zu metamorphen Gesteinen. Die Tatsache des gangartigen Auftretens, wie auch die grossen Plagioklas-Phenokristen und die Zerrissenheit des Grundgewebes, als auch das —im grossen und ganzen— doch fehlende Parallelgefüge sprechen für primäre Entstehung. Sachbearbeiter denkt an eine Ausfüllung einer klaffenden Kluft durch Lösung eines granitischen Gesteins, wobei während der Gesteinsbildung Nebengesteins-Elemente (epizonale kristalline Schiefer) miteinbezogen wurden» (Ronner).

Die Schliffdiagnose des Petrographen steht somit im besten Einklang mit dem Feldbefund des kartierenden Geologen : Die granodioritische Intrusion erfolgte «postmetamorph» in bezug auf das kristalline Pragungsalter der umgebenden epizonalen Metamorphite. (Es muss hier noch festgehalten werden, dass Herr Dr. Ronner bei der Niederschrift seiner Diagnose die geologischen Verhältnisse des betreffenden Gebietsabschnittes überhaupt nicht kannte, dass er somit die petrographische Schliffdiagnose unabhängig und unbeeinflusst vom geologischen Feldbefund gegeben hat.)

Versuchen wir nun als Abschluss die wesentlichen Züge dieses Kapitels herauszuarbeiten :

- Den metamorphen Untergrund liefern epizonale Paragesteine.
- Heterogen zusammengesetzte Sedimente bildeten das Ausgangsmaterial für sie.
- Das Alter der metamorphen Gesteine ist wahrscheinlich jungpaläozoisch.
- Ihre kristalline Prägung erhielten sie vermutlich während der varistischen Orogenese.
- Tektonisch bilden die metamorphen Gesteine das Schieferdach eines Antiklinalgewölbes, in das mesozoische Granodioritmassen eindringen.

2. Das permo-triadische Geosynklinalstadium

Südlich des paläozoischen Schieferzuges von Ağvanis erstreckt sich ein grosses Areal (im bearbeiteten Gebiet ca. 1500 km²) serpentinisierter basischer und ultrabasischer Gesteine : die Serpentinzone von Refahiye. Orographisch handelt es sich um die Gebirgsmassive des Kızıl Dağ, Dumanlı Dağ und Kurtlu Tepe. Über dem Serpentinuntergrund liegen neogene Sedimente. Teils sind sie in die Serpentinmassen eingefaltet (marines Miozan), teils wurden sie in tektonische Rinnen und Graben abgelagert (kontinentalklastisches Pliozan). Assoziiert mit den Grüngesteinen treten Schiefer, Hornsteine, Marmore und Halbarmore auf.

Zunächst folgt eine petrographisch-lithologische Charakterisierung dieser serpentinierten Gesteine, die zweifellos Indexgesteine eines geosynklinalen Stadiums darstellen. Stets handelt es sich um mechanisch deformierte und tektonisch stark durchbewegte basische bis ultrabasische Magmatite. Sie sind in einzelne Linsen aufgeschert, deren Begrenzungsflächen Harnischflächen mit Gleitstreiferi darstellen. Das Ursprungsgestein lässt sich aus Relikten meistens noch erkennen. Bei extrem durchbewegten und deformierten Massen ist der ursprüngliche petrographische Charakter verlorengegangen : Das Gestein wurde in eine einzige Serpentinmasse umgewandelt.

Die Tatsache, dass innerhalb des gleichen Serpentinmassivs starker durchbewegte Partien einen fortgeschritteneren Serpentinierungsgrad zeigen als tektonisch weniger beanspruchte Teile, spricht sehr dafür, dass die Vergrünung bzw. Serpentinisierung nicht durch einen autometamorphen Prozess (z.B. synmagmatische Hydratation) hervorgerufen wurde, sondern eher das Ergebnis einer Dynamometamorphose (Nebert, 1959) ist. Die Grüngesteine (Ophiolite) können somit als erststufige Metamorphite aufgefasst werden.

Die grosse Sippe der ophiolitischen Gesteine liess sich in folgende petrographische Gruppen aufgliedern :

Die Gruppe der Peridotite führt als Hauptgemengteil Olivin (partiell oder total in Serpentin umgewandelt). Pyroxen kann in seiner rhombischen oder monoklinen Form vorhanden sein; dadurch ergeben sich neben typischem Peridotit noch die Varietäten Harzburgit und Lherzolith. Akzessorisch treten Chlorit und Magnetit auf. Die Textur dieser Gesteine ist holokristallin, mittel- bis grobkörnig. Tritt manchmal ein basischer Plagioklas (Labradorit) als Neben-

gemengteil auf, so stellt dieser Gabbro-Peridotit den Übergang zu den gabbroiden Gesteinen her.

Die Gruppe der Hornblendite wird durch fein- bis grobkörnig struierte Gesteine vertreten, die nur aus Hornblende bestehen.

Die gabbroiden Gesteine (Hornblendegabbro, Uralitgabbro) sind holokristallin, fein- bis grobkörnig. Ein basischer Plagioklas (oft zonar gebaut) und monokline und rhombische Pyroxene sowie Hornblende sind die Hauptbestandteile. Die dunklen Gemengteile sind meistens in Uralit umgewandelt. Akzessorisch findet man Epidot und Chlorit.

Bei der Gruppe der Diorite (Hornblendediorit, Gabbrodiorit) tritt neben stark serizitisiertem Plagioklas und grüner Hornblende noch ein völlig in Uralit umgewandelter Pyroxen auf.

Neben diesen abyssischen Formen können im gleichen Serpentinmassiv auch hyabysische (doleritische Basalte) oder gar effusive Typen (Basalte) auftreten. Hierbei sind die Lagerungsbeziehungen zwischen effusiven und abyssischen Gesteinen derart innig, dass wir von wahren Übergängen sprechen können. Dies ist ganz besonders gut in der Köroğlu Schlucht bei Refahiye zu beobachten. Hier hat sich der Fluss tief und mit steilen Hängen in das Serpentinmassiv eingesagt. Neben typischen Peridotitgesteinen kommen doleritische Basalte vor, wobei die Grenze zwischen beiden Gesteinsarten schwer zu ziehen ist.

Ein anderes Charakteristikum ist das Vorkommen von Marmoren und halb-marmorisierten Kalkgesteinen im Innern der Serpentinmassive. Helle und dunkle Marmorzüge und Marmorlinsen durchziehen scharenweise (wie z.B. bei Alakilise) die Serpentinegesteine. Die Lagerungsverhältnisse zwischen den beiden Gesteinsarten sind hier die gleichen wie bei den Marmorzwischenschaltungen im Agvanis-Schieferzug. Trotz intensiver Durchbewegung beider Gesteinsarten müssen wir primäre Verbandsbeziehungen zwischen ihnen annehmen.

Den zentralen Teil des Dumanlı Dağ bauen Marmore und intensiv gefaltete halbkristalline Kalksteine auf. Die Kalksteine führen oft Hornsteinlagen. Dieser mächtige Kalkstein-Marmor-Komplex steckt inmitten von Serpentinegesteinen. Zuweilen lassen sich Wechsellagerungen zwischen Kalkstein und Serpentin beobachten. Leider sind diese Kalk- bzw. Marmorvorkommen völlig fossilfrei, so dass für ihre Altersbestimmung keine Anhaltspunkte existieren. Dadurch lässt sich auch das Intrusionsalter der Serpentine nicht eindeutig und direkt ermitteln.

Charakteristisch sind ferner die zahlreichen Klippen und Schollen von vermutlich mesozoischen Kalksteinen, die am Südsaum des Serpentinegebietes auftreten. Sie reihen sich entlang einer Aufschubebene der Serpentinmassen auf den eozanen Flysch und stellen wurzellose Körper dar, die aus ihrem Gesteinsverband herausgerissen und durch tektonische Vorgänge an die Stirnfront der nach Süden strebenden Serpentinmassen verfrachtet wurden. Ihre Dimensionen schwanken sehr. Von kartenmassig nicht erfassbaren und nur wenige Kubikmeter betragenden Blocken bis zu Massen, die ganze Berggipfel aufbauen, haben wir alle Übergänge.

Im vorigen Kapitel sahen wir, wie im Westabschnitt des Çatalçam Berges (südlich Ezbider) Schiefergesteine mit mächtigen Hornsteinbanken, plattigen Kalken und Serpentinlinsen vergesellschaftet sind. Man kann hier bis zu einem gewis-

sen Grad von einer «Schiefer-Hornstein-Formation» sprechen. Es treten noch Halbmarmore hinzu, die die Gipfel zweier Berge aufbauen und das tektonische Gesamtbild noch mehr verwirren.

Halbphyllitische Gesteine und epizonale Schiefer sind zuweilen mit serpentinierten Ultrabasiten vergesellschaftet. Doch handelt es sich hierbei meistens um sekundartektonische Verbandsbeziehungen.

Direkte Beweise für eine Alterscinstufung der Serpentine können nicht angeführt werden. Alle Kalksedimente innerhalb der Serpentinzone von Refahiye erfuhr eine Rekristallisation und ihre Lebensspuren wurden zerstört. Der Umstand, dass die Serpentine auch mit Hornstein führenden Kalken und mit Hornsteinbanken vergesellschaftet sind, spricht sehr für ein mesozoisches Alter. Die ersten datierbaren Sedimente im bearbeiteten Gebiet sind liassisch. Sie sind durchsetzt mit Initialmagmatiten. Wie wir noch sehen werden, handelt es sich hierbei aber durchwegs um vergrünte Vulkanite und deren pyroklastischen Derivate. Nirgends konnten innerhalb der jurassischen und kretazischen Sedimente Serpentine als Initialmagmatite nachgewiesen werden. Die serpentinierten Ultrabasite müssen demzufolge älter als liassisch sein. Zu diesem Schluss gelangt auch Blumenthal (1945) bei der Altersdiskussion der Serpentinmassen von Amasya, die man als Fortsetzung der Serpentinzone von Refahiye auffassen kann. Die Serpentine von Amasya werden von fossilführenden Lias-Schichten überlagert. Aus diesem Grund datiert Blumenthal die Serpentine mit «altliassisch, besser triadisch». Ähnliche Verhältnisse sollen auch bei Ankara existieren.

Auch Bailey & McCallien (1956) sprechen von einem triadisch-jurassischen Alter der Serpentine bei Ankara und Alaca Höyük.

Auf der Balkanhalbinsel werden vor allem die Serpentinmassen des Zlatibor Gebirges für triadisch gehalten (Pilger, Ledebur). Auch soll die Schiefer-Hornstein-Formation im gleichen Gebiet oberpermisch bis unterskythisch sein.

Auf Grund dieser Überlegungen würden sich die Ophiolite der Refahiye-Zone am besten in die Trias einstufen lassen. Die Schiefer-Hornstein-Serie würde entsprechend ein permisches Alter haben. Die mächtigen Marmore und Halbmarmore des Dumanlı Dağ bei Refahiye könnte man als umkristallisierte triadische Kalke deuten.

Zusammenfassend lässt sich somit sagen: Nach der varistischen Orogenese entstand im Gebiet der Serpentinzone von Refahiye eine Geosynklinale. In ihr gelangten permo-triadische Sedimente zur Ablagerung. Riesige initiale Ultrabasitmassen extrudierten und bildeten die Indexgesteine für die permo-triadische Geosynklinale. Ihren epizonal-metamorphen Charakter erhielten die Gesteine der permo-triadischen Geosynklinale in der nachfolgenden (altkimmerischen) Orogenphase. Während dieser Phase stiegen auch sialische Gesteinsmassen empor. Sie wurden im vorhergehenden Kapitel als «Granodiorite der ersten Generation» besprochen.

3. Die jurassisch-kretazischen Gesteine der Berdiga-Dağ-Geosynklinale

An die Serpentinzone von Refahiye schließt sich im Norden der Geosynklinealbereich des, Berdiga Dağ an. Im kartierten Gebietsabschnitt schiebt sich

zwischen beide Zonen der Schieferzug von Ağvanis ein. Im östlich anschliessenden Nachbargebiet grenzen aber beide unmittelbar aneinander.

In einer beachtlichen Mächtigkeit füllen jurassische und kretazische Sedimente mit ihren Initialmagmatiten den Geosynklinaltrog auf. Hinzu treten noch orogene Granite und Granodiorite. Diese jurassisch-kretazische Gesteinsfolge wird im folgenden analysiert und charakterisiert.

Die jurassische Flysch-Serie (Lias f Dogger). Zwischen dem Gebirgszug des Berdiga Dağ und dem Schieferzug von Ağvanis breitet sich ein Bergland aus, das fast nur aus unter- und mitteljurassischen Gesteinen aufgebaut ist. Die Grundfarbung der Gesteine ist dunkelgrau bis schwarz—daher das düstere Aussehen dieser kahlen Landschaft. Der lithologische Charakter der Sedimente ist heterogen. Vorherrschend sind mürbe dunkelgrüne bis tiefschwarze Mergel, deren sandige Komponente Schwankungen unterworfen ist. Im Extremfall ergeben sich—meist als Zwischenschaltungen—dunkle Sandsteine. Auch der kalkige Anteil kann schwanken, denn sandige Kalksteinbiincke als Einschaltungen in den Mergeln sind ziemlich häufig. Im unteren Abschnitt der Serie treten mächtige, gutgebankte, schwarze Konglomerate auf. Ihre Gerölle (hauptsächlich Marmore, Halbarmore und kristalline Schiefer) erreichen im Durchschnitt die Grösse einer Faust. Doch sind auch überkopfgrosse Gerölle nicht selten, insbesondere in grundgebirgsnahen Niveaus.

Manchenorts führen die Sedimente lagen- bis flözstarke Braunkohlendildungen (z.B. bei den Ortschaften Arda und Mindeval).

Durch das Auftreten verschiedenster Gesteine magmatischer Herkunft innerhalb der Serie wird ihr heterogener Charakter wesentlich gesteigert.

Aus dieser gedrängten lithologischen Typisierung tritt der flyschartige Charakter der Serie klar hervor. Im folgenden wird dieser klastische Abschnitt der jurassischen Sedimentfolge kurz «jurassische Flyschserie» genannt.

Die Lagerungsverhältnisse zum vorjurassischen Grundgebirge sind an einigen Stellen gut aufgeschlossen. So ist bei dem Dorf Pergim die Basis der Folge in einigen Erosionsrinnen zu sehen: Harte und feste Konglomeratbanke liegen transgressiv über einer Marmorlinse, die zur epizonal-metamorphen Serie des Ağvanis-Zuges gehört. In der Zusammensetzung des Konglomerates überwiegen Marmorgerolle.

Überlagert wird die jurassische Flysch-Serie von fossilführendem Malm. Dies tritt entlang des Südhanges des Berdiga Dağ an vielen Stellen klar hervor.

Es gelang mir leider nicht, das Alter der jurassischen Flysch-Serie mit Hilfe von Fossilfunden zu belegen. Auch erwiesen sich bei den nachfolgenden Untersuchungen alle aus dem Bereich der Serie aufgesammelten Schlamm- und Gesteinsproben in bezug auf Mikrofossilien als steril.

In dem weiter ostlich liegenden Gebiet von Bayburt beschreibt İ. Ketin (1951) die gleiche Flysch-Serie. Mit Hilfe von zahlreichen Ammonitenfunden (*Phylloceras heterophyllum* Sow., *Ph. cf. avayronnense* Meneg., *Amalteus cf. margaritalus* Montf., *Phylloceras frondoeum* Reyn., *Ph. alontinum* Gem., *Ph. bonarelli* Bet., *Arietites latiscaltns* Qu. etc.) konnte er deren Alter mit liassisch festlegen. Nach I. Ketin fehlt im Gebiet von Bayburt der Dogger. Die Malmkalke liegen dort diskordant

und transgressiv über den liassischen Bildungen. Auch soll die gesamte liassische Gesteinsserie eine Mächtigkeit von 2000 m erreichen.

Für unser Gebiet lässt sich der intrajurassische Hiatus nicht eindeutig nachweisen. Klare Diskordanzen konnte ich nirgends beobachten. Wohl ist die Faltungsintensität der in Frage stehenden Serie um vieles grösser als jene der darüberfolgenden Malmkalke. Aber dieser Unterschied kann auch dahingehend erklärt werden, dass die Flysch-Serie in ihrer Gesamtheit eine faltungswilligere und mobilere Partie innerhalb der mesozoischen Sedimentkomplexe darstellt. Der Unterschied in der Faltungsintensität zwischen dem klastischen Abschnitt und dem darüberliegendem kalkigen Abschnitt der jurassischen Ablagerungen muss nicht unbedingt auf eine intrajurassische Diskordanz zurückgeführt werden.

Für eine Sedimentationskontinuität sprechen vor allem tektonische Gründe. Die an der Wende Kreide-Tertiar geschaffenen Antiklinalstrukturen führen in ihren inneren Partien stets jurassische Flyschsedimente, auf die dann Malmkalke folgen. Es herrscht ein einheitlicher Stil im Bau der Strukturformen und eine normale und ungestörte Aufeinanderfolge ihrer stratigraphischen Glieder. Eine intrajurassische Sedimentationslücke hatte ihre Spuren wahrscheinlich offenkundlicher hinterlassen.

Ferner spricht auch die über 2000 m betragende Mächtigkeit der jurassischen Flysch-Serie eher für eine Kontinuität in der Sedimentation, dahingehend nämlich, dass dieser überaus mächtige klastische Abschnitt die Zeitspanne Lias plus Dogger beinhaltet.

Schliesslich würde der Umstand, dass der tiefere Abschnitt des Malms stellenweise in einer sandig-kalkigen oder in einer rein sandigen Fazies auftritt, eher für eine Kontinuität in der Sedimentation sprechen: Der klastische Dogger geht allmählich in die Kalke des Malms über.

Diese Überlegungen führten mich zu der Auffassung, dass im bearbeiteten Gebiet während der jurassischen Zeit eine Kontinuität in der Sedimentation existierte und dass der unter den Malmkalken liegende klastische Abschnitt in den Lias plus Dogger zu stellen sei.

Ein weiteres Kennzeichen für die jurassische Flysch-Serie ist ihre intensive Durchsetzung mit basischen Vulkaniten und deren Pyroklastika. Es handelt sich hauptsächlich um Gesteine basaltisch-spilitischer Zusammensetzung, die sekundäre Umwandlungen (Vergrünung, Verkieselung, Kaolinisierung etc.) mitgemacht haben. Die dunkelpigmentierte Grundmasse ist meistens verkieselt, wobei sich sphärolitischer Chalzedon in Begleitung von Serpentin- oder Chlorit-schüppchen neubildete. Der Verkieselungsprozess führte so weit, dass mitunter auch die Plagioklase von ihm erfasst wurden. Sonst sind die Plagioklase nur kaolinisiert. Augite und Olivin sind in Serpentin oder Chlorit umgewandelt. Man kann diese vergrüneten Gesteine den typischen, Ophioliten gegenüberstellen und sie als Produkte eines initialen Magmatismus auffassen. Als solche wurden sie dann das geosynklinale Stadium der 'unter- und mitteljurassischen Zeitspanne charakterisieren. Diese basischen Gesteine stammen von Laven, die sich auf dem

Boden der Berdiga-Đađ-Geosynklinale ergossen. Sie treten aber auch als Dykes auf. Am verbreitetsten sind ihre pyroklastischen Abkommlinge. Im innigsten Verband wechseln Schritt auf Tritt schmutziggrüne bis schwarze Tuffe und Tuffite mit Mergeln und Sandsteinen von gleicher Farbe ab. Nicht selten findet man ganze Schichtkomplexe, die nur aus solchem pyroklastischen Material bestehen. Unter dem Mikroskop zeigen die Tuffe eine isotrope bis feinkornige Masse mit eckigen Fragmenten von Plagioklas. Die polykomponenten Tuffite bestehen hingegen aus Bruchstücken von Quarz, Oligoklas, Serpentin, Natronkeratophyrspilit und Ghlorit. Ausserdem ist die Textur der Tuffite mehr klastisch ausgebildet.

Es häudelt sich bei diesen Gesteinen offenbar um die effusive Phase des initialen Magmatismus der jurassischen Zeitspanne. Auf der geologischen Karte liessen sich nur grössere Vulkanitkörper gesondert ausscheiden. Sonst wurden die Vulkanite mit den marin-liassischen Seclimenten unter der Bezeichnung «jurassischer Flysch (Lias und Dogger) plus Initialvulkanite» zusammengefasst.

Malm. Es wurde bereits darauf hingewiesen, dass über der jurassischen Flysch-Serie fossilführender Malm folgt. Der tiefere Abschnitt des Malms ist in einer sandig-kalkigen oder in einer rein sandigen Fazies entwickelt. Zuweilen aber fehlt die sandige Komponente und die Malm-Sedimentation beginnt mit reinen Massenkalken.

Dementsprechend kommen im unteren Niveau des Malms oolithische Kalksteine und rostbraune Sandsteine vor. Sie führen massenhaft Klein- und Grossmollusken (Trigonien). Auch konnten die Korallengattungen *Stylosmilia* und *Montlivauhia* (Bestimmung Cahide Kırađlı) nachgewiesen werden.

Die genauere Alterseinstufung dieses Malm-Abschnittes erfolgte jedoch mit Hilfe von *Trocholina elongata* (Leupold) (Bestimmung Oberhauser). In Frankreich gilt diese Form als leitend für den tieferen Malm.

Nach oben zu verlieren die Malmsedimente ihren sandigen Anteil und gehen in reine, dichte und graue oder schwarzgefleckte Kalke über, die in lithologischer Hinsicht grosse Ähnlichkeit mit den Quintnerkalken des helvetischen Tithons zeigen. Der palaontologische Befund bekräftigt die Einstufung dieser Kalke ins Tithon. In den betreffenden Gesteinsproben liessen sich folgende Kleinformen nachweisen (Bestimmung Oberhauser) : *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch und *Trocholina* sp. Die beiden erstgenannten Mikroorganismen sind typische Vertreter des Tithons (bis Unter-Berrias).

Damit wäre sowohl der tiefere als auch der höhere Malm auf mikropalaontologischer Basis im Bereich der Berdiga-Đađ-Geosynklinale nachgewiesen.

Nach oben zu gehen die Kalke des Malms unmerklich in jene der Unterkreide über.

Die Malm-Ablagerungen finden wir als schmales Band entlang der Südostabdachung des Berdiga Đađ. Ferner sind sie noch im Bereich der Synklinale von Pađnik anzutreffen. Als maximale Mächtigkeit kann für den Malm-Komplex 400-500 m angegeben werden. Meistens ist die Mächtigkeit jedoch geringer.

Unterkreide. Die unterkretazischen Ablagerungen entwickeln sich ohne Unterbrechung aus den dichten und dunklen Massenkalken des Malms. In der

Hauptsache sind es hell- oder dunkelgraue Kalke, die gewöhnlich eine gute Bankung aufweisen. In ihrer lithologischen Gesamtausbildung zeigen sie eine gewisse Monotonie, die hier und dort nur dadurch unterbrochen wird, dass die Bankung betonter wird oder es entwickeln sich Plattenkalke. Auch können zwischen die Schichten der Malm-Kalke dunkle spilitische Gesteine (Natron-Keratophyrsplite) eingedrungen sein, wie dies im Berdiga Dağ, nordwestlich des Dorfes Arda, zu sehen ist.

Die unterkretazischen Schichten zeigen zumeist eine intensive Faltung. Stellenweise ergaben sich auch inverse Lagerungsverhältnisse. Auch wurden in den Faltungsvorgang oberkretazische Sedimente mit einbezogen (Fig. 13).

Unter den aufgesammelten Makrofossilien (*Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp.) befindet sich ein Ammoniten-Exemplar, das als zugehörig zur Gruppe der Neocomitinen oder Berriaseliden erkannt wurde (Bestimmung Sornay) und stratigraphisch an die Basis der Kreide gestellt werden muss. An Mikroorganismen liessen sich die folgenden Foraminiferengattungen bzw. Formengruppen nachweisen (Bestimmung Oberhauser) : *Cuneolina* sp., Milioliden, Textulariden, Valvuliniden, Rotaliniden, Gornuspirinen.

Cuneolina sind leitend für die mittlere und obere Kreide. Diese vermutlich neue *Cuneolina*-Art lässt sich jedoch subgenetisch abtrennen, denn sie ist eine kleinwüchsige, primitive Form, ohne sekundäre Kammerteilung und konnte bereits in der Unterkreide auftauchen (Oberhauser).

Unterkretazische Ablagerungen haben eine grosse Verbreitung im Berdiga Dağ, wo sie als geschlossener Zug oder als Reste auftreten. Ferner finden wir sie in der Synklinale von Pağnik. Die Mächtigkeit der unterkretazischen Ablagerungen variiert stark, doch überschreitet sie nicht 700-800 m.

Oberkreide. — Der untere und mittlere Abschnitt der Oberkreide liegt in einer kalkigen Fazies vor. Ihr oberer Abschnitt ist als Flysch entwickelt.

Die kalkige Fazies der Oberkreide geht unmittelbar aus den Kalken der Unterkreide hervor. Nach oben zu wird sie allmählich mergelig-sandig und geht schliesslich in typische Flyschablagerungen über.

Unmittelbar über den unterkretazischen Kalkschichten liegen graue und rauh-sandige, örtlich auch oolithisch ausgebildete Kalksteine mit guter Bankung. Ihre Mächtigkeit überschreitet kaum 10-15 m. Die mikropalaontologische Untersuchung von Proben dieser Kalksteine (Bestimmung Oberhauser) ergab eine Faunenzusammensetzung, die für Cenoman spricht: *Trocholina altispira* Henson, *Trocholina ex gr. altispira* Henson, *Cuneolina* sp., *Coscinolina* sp., ferner Lituoliden, Textulariden und Milioliden.

Vielenorts führen die Cenoman-Kalke massenhaft unbestimmbare Krinoiden- und Echinidenreste. Schliesslich gelang es Tallusreste einer Solenoporaceae (Cenoman-Turon) nachzuweisen (Bestimmung U. Bilgütay).

Über diesen Cenoman-Kalkbanken ist ein charakteristischer Horizont von weinroten Plattenkalken entwickelt, der identisch zu sein scheint mit den Seewerkalken der helvetischen Oberkreide. Dies geht nicht nur aus seinem lithologischen Habitus hervor, sondern auch seine überaus arten- und

individuenreiche Mikrofauna stützt die Parallelisierung und stellt den Horizont ins Turon-Senon. Dank seiner roten Färbung übernimmt er im Gelände die Funktion eines Leithorizontes.

Die Zusammensetzung der Mikrofauna zeigt folgendes Bild (Bestimmung Oberhauser): *Globotruncana lap. lapparenti* Bolli, *Gl. lap. tricarinata* (Quer.), *Gl. lap. corondta* Bolli, *Gl. lap. schneegansi* Sigal, *Gl. lap. bulloides* Vogler, *Gl. leupoldi* Bolli, *Gl. globigerinoides* Brotzen, *Gl. rugosa* (Marie), *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Gümb. pupa* (Reuss), *Gümbelina* sp., *Rotalipora turonica* Brotzen, *Bigenerina* sp., *Globigerina* ex typ. *cretacea*.

Die Mächtigkeit des weinroten Kalkhorizontes ist gering. Im Durchschnitt beträgt sie 5-10 m. Örtlich kann sie auf 40-50 m anschwellen.

Die Flyschfazies umfasst die Zeitspanne Maastricht und Dan. Der Flysch entwickelt sich allmählich aus dem Horizont der roten Kalke (Turon - Senon), indem letzterer nach oben zu merklich mergeliger und schliesslich von reinen Mergeln abgelöst wird. Gleichzeitig wechselt auch die Farbe von weinrot zu grünlichgrau oder blaulichgrau.

Im Gesteinsbestand des Flysches herrschen gut geschichtete bzw. Gebankte Mergel vor. Einen beachtlichen Anteil am Aufbau des Flysches haben noch Sandsteine, Arkosen, sandige Mergel und Kalkmergel. Grobklastische Ablagerungen, wie wir sie beim jurassischen Flysch begegneten, treten in auffallender Weise stark zurück. Ein weiteres Charakteristikum der Flyschablagerungen ist ihre kraftige Durchsetzung mit vulkanogenen Produkten des initialen Magmatismus. Darauf soll weiter unten eingegangen werden.

Das oberkretazische Alter (Maastricht-Dan) der Flyschbildungen konnte vor allem auf Grund von Mikrofossilien (Bestimmung Oberhauser) einwandfrei nachgewiesen werden. Im folgenden gebe ich die Liste der Formen, die aus Proben verschiedener Fundpunkte stammen: *Globotruncana leupoldi* Bolli, *GL rugosa* (Marie), *Gl. globigerinoides* Brotzen, *Gl. stuarti* (Lap.), *Gl. area* Cushman, *Gl. lap. tricarinata* (Quer.), *Gl. lap. bulloides* (Vogler), *Globotruncana* sp. (doppelkielig), *Gümbelina pupa* Reuss, *Gümb. globulosa* (Ehrenberg), *Gümbelina* sp., *Stensioina* sp., *Pseudotextularia elegans* Rhexak, *Globigerina* ex typ. *cretacea*, *Globigerina* sp. und *Rotaliiden*.

Ausser diesen Mikroorganismen sind noch Ammoniten- und Hippuritenfunde zu verzeichnen.

Die oberkretazischen Flyschsedimente kommen als geschlossener Zug im Berdiga Dag vor. Sie bauen dessen Nordabdachung auf und erlangen eine beachtliche Ausdehnung. Für diesen Gebietsabschnitt ergaben sich aus den konstruierten Profilen Flyschmächtigkeiten von 4000 m. Ferner treten innerhalb der Berdiga-Dağ-Geosynklinale oberkretazische Flyschsedimente in Form eines zerscherten Muldenkerns in der Synklinalstruktur von Pağnik auf. Schliesslich findet man isolierte Fetzen oberkretazischen Flysches über den Nordabschnitt des Gebietes verstreut. Hier werden sie von jüngeren Basalt- und Andesitergiässen überlagert.

Die Vergesellschaftung des oberkretazischen Flysches mit Vulkaniten und deren tuffogenen Derivaten ist im Bereich der Berdiga-Dağ-Geosynklinale eine allgemeine Erscheinung. Die vulkanischen Gesteine treten als Lagergänge (Sills)

oder Stöcke (Dykes) auf. Oft findet man beide Arten in ein und demselben Aufschluss, wie dies instruktiv bei dem Dorf Feykas (an der Strasse, die von Alucra kommt) zu sehen ist (Fig. 5). Basaltisches Magma drang hier in Form eines Stockes (d) empor. Dieser macht trotz seiner beachtlichen Dimensionen das allgemeine Streichen der oberkretazischen Flyschmergel mit. Daneben kommen stark verwitterte und mehr andesitische Lagergänge (a, b, c) vor, die den Kreidesedimenten konkordant zwischengeschaltet sind. Offenbar handelt es sich bei den Lagergängen um synsedimentäre Ergüsse, denn Kontakterscheinungen zum sedimentären Nebengestein fehlen.

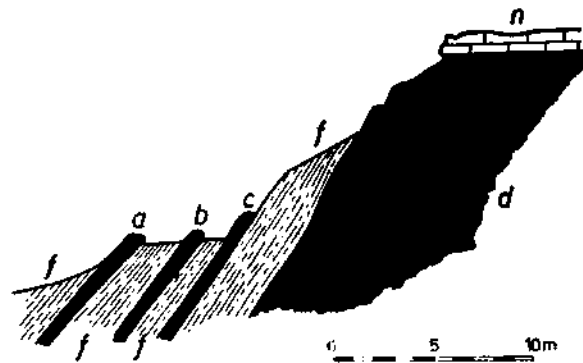


Fig. 5 - Aufschluss bei dem Dorf Feykas
a, b, c - andesitische Lagergänge; d - basaltischer Stock;
f - oberkretazischer Flysch; n - Süßwasserneogen

Die vulkanogenen Produkte waren den gleichen Faltungsvorgängen unterworfen wie die Flyschsedimente. Gemeinsam mit diesen wurden sie zu Antiklinalen und Synklinalen verformt. Somit stellen sie Produkte eines initialen Vulkanismus dar.

Petrographisch handelt es sich bei den oberkretazischen Vulkaniten um Andesite und Basalte, die aber gern ineinander übergehen. Auf der geologischen Karte wurde auf eine Grenzziehung zwischen beiden Gesteinsarten verzichtet. Ihr petrographisches Erscheinungsbild ist recht mannigfaltig und erschwert dadurch die Bestimmung im Feld. Dies gilt vor allem für Basalte. Unter diesen kommen ganz helle Varietäten vor, die im Feld als «Andesit» bestimmt wurden, sich aber unter dem Mikroskop auf Grund des sehr basischen Plagioklases als Basalt entpuppten. Allerdings könnte man einen Teil dieser hellen Basalte —wie wir weiter unten sehen werden—als Andesite auffassen, die erst durch die Verdauung von mergeligen Sedimenten basischer, d. h. zu Basalten geworden sind.

Die mineralogisch-petrographische Zusammensetzung der oberkretazischen Vulkanite schwankt. Jedoch überwiegen porphyrische Gesteine. Haupteinsprenglinge sind: Ein Plagioklas (0,5 - 1 cm und mehr) mit wechselvollem Chemismus, Biotit, Hornblende (oft basaltisch), Augit (monoklin und rhombisch) und Olivin (zumeist in Serpentin umgewandelt). Die Grundmasse besteht aus Mikrokristallen, die bei den Basalten oft zu einer ophitischen Textur angeordnet sind. Die Grundmasse kann aber auch partiell oder ganz verglast sein.

Es liessen sich verschiedene Varietäten von Andesit (z.B. Labradoritandesit, Biotitandesit, Hornblendeandesit etc.) und Basalt (plagioklasreicher Basalt, Olivinbasalt, Dolerit, latitischer Basalt, Quarzbasalt etc.) nachweisen. An diese Effusiva sind genetisch Tuffe, Tuffite, Agglomerate und vulkanische Brekzien gebunden. Die Pyroklastika sind mit den oberkretazischen Sedimenten auf das innigste vergesellschaftet.

Die Dimensionen der Lagergänge und Stocke sind sehr verschieden. Auf der geologischen Karte wurden nur die grosseren Effusivkörper ausgeschieden. Die

kartenmassig nicht mehr erfassbaren, kleinen Körper laufen unter der Signatur «oberkretazischer Flysch plus Initialvulkanite.

Die Absonderung der Andesite ist im allgemeinen plattig bis kugelförmig, während Basalte sehr gern eine saulenförmige Absonderung wahlen (Foto 4), wobei die Säulen senkrecht zu den Schichtfugen der Sedimente stehen.

Einige Worte waren noch über syn- und postmagmatische Umwandlungs- bzw. Verdrängungsvorgänge bei diesen Initialvulkaniten der Oberkreide zu sagen. Die Vorgänge betreffen einerseits den Chemismus des Mineralbestandes, andererseits sind sie das Ergebnis von Druckbeanspruchungen, denen diese Gesteine unterworfen waren.

Spilitisierungsvorgänge sind sehr verbreitet. Die Spilitisierung aussert sich darin, dass neben dem umgewandelten oder zersetzten und nurmehr in Relikten erhalten gebliebenen Plagioklas glasklare Albitkristallaggregate neugebildet wurden.

Synmagmatische Hydratation bewirkte eine Vergrünung der Gesteine. Mafitische Bestandteile (als Phenokristalle oder innerhalb der Grundmasse) wurden dabei partiell oder total in Chlorit und Serpentin umgewandelt. Die Umwandlungsprodukte bilden Flecken, Aggregate, Kleindrüsen usw. Plagioklas wird des öfteren von Zeolithen verdrängt, die als radialstrahlig angeordnete Drüsen den Mineralkörper teilweise oder ganz erfüllen, wobei der Plagioklas oft nurmehr an seinem Umriss zu erkennen ist. Hand in Hand mit diesen autometamorphen Prozessen verläuft eine Kalzitisierung, die desgleichen verschiedene Mineralien befallen kann, für gewöhnlich aber auf die Grundmasse beschränkt ist.

Synmagmatische Resorbtionen sind an Biotit und Hornblende zu beobachten. Diese mafitischen Bestandteile können partiell oder total resorbiert sein. Im ersten Fall ist meist ein Opazitrand zu sehen, im zweiten Fall liegt an Stelle des Biotits oder der Hornblende ein Haufwerk von Opazit.

Kalifeldspatverdrängungen durch basische Plagioklase. Die einzelnen mehr oder weniger fortgeschrittenen Stadien lassen sich an mehreren Schlifflinien studieren. Im Anfangsstadium zeigt der klare Kalifeldspat lediglich Resorbtionsränder. Ein fortgeschritteneres Stadium zeigt ihn bereits mit Resorbtionsrändern, in denen Kleinplagioklase eingelagert sind oder aber es sind noch die nicht ganz «verdauten» Reste von Kalifeldspat in grossen Plagioklasen zu sehen. Schliesslich ist die Verdrängung des Kalifeldspates so weit fortgeschritten, dass praexistente Kalifeldspate nurmehr vermutet werden können.

Sowohl die synmagmatischen Resorbtionen als auch die Kalifeldspatverdrängungen sind Prozesse, die darauf hinweisen, dass die Schmelze ursprünglich saurer gewesen sein muss. Dieser Schluss wird ferner von Schlifflinienbeobachtungen gestützt, die besagen, dass die Biotite noch während der Gesteinsbildung umfielen und kleinere und stabil bleibende Pyroxene gebildet wurden (Ronner).

Kontakterscheinungen liessen sich an zahlreichen Stellen beobachten. Ich greife eine solche Stelle heraus, weil ich den Vorgang mit aufgesammelten Proben belegen kann. Der Aufschluss (Fig. 6) befindet sich beim Dorf Himmetaga.

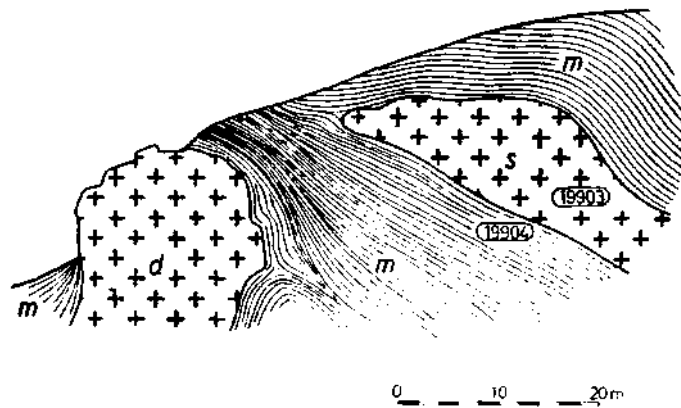


Fig. 6 - Aufschluss bei dem Dorf Himmetağa
 Kontakterscheinungen zwischen Basalten (d und s) und kretazischen
 Flyschmergeln (m). Weitere Erklärung im Text.

Der Bach bildet hier ein scharfes Knie und hat oberkretazische Mergel (m) angeschnitten. In diese Mergel ist basaltisches Magma (Schliff No. 19903 der Kollektion des M.T.A.-Institutes) in Form eines Dykes (d) und eines Sills (s) eingedrungen. Eine Probe (Schliff No. 19904 der Kollektion des M.T.A.-Institutes) wurde aus der unmittelbaren Kontaktnähe entnommen. Hier sind die oberkretazischen Mergel aufgeblättert und leicht gefrittet. Der Schliff (No. 19904) lasst einen grau pigmentierten, feinkornigen Mergel erkennen. In diesen immigrierte Labradorit-Andesit-Material, das zum Teil als Grundmasse und zum anderen Teil als xenomorphe und hypidiomorphe Phenokristen ausgebildet ist. Als Neukomponenten wurde Labradoritandesin und monkliner Pyroxen sowie opakes Erz bestimmt (Ronner). Ausserdem sind im Schliff noch Reste von Mikrofossilien zu sehen, die als *Globotruncana* sp. und *Gümbelina* sp. (Oberkreide) bestimmt wurden (Turnovsky).

Schliesslich waren noch Erscheinungen zu erwähnen, die auf mechanische Beanspruchung der Gesteine zurückzuführen sind. Im Schliff sind die tektonischen Deformationen dadurch zu erkennen, dass Zerrüttungszonen auftreten, in denen die grosseren Einsprenglinge, wie Plagioklas und Augit, geknickt oder zerbrochen sind. In die entstandenen Risse infiltrierte Kalzit oder sie wurden mit Zeolithe bzw. Chlorit gefüllt.

Die orogenen Magmatite der Berdiga-Dag-Geosynklinale.—Das Erscheinungsbild dieser Magmatite ist jenes der typischen Granit-Diapire. In charakteristischer Ausbildung kommen sie im Gebietsabschnitt der jurassischen Flysch-Serie vor, wo sie stets den Kern von Antiklinalstrukturen einnehmen (siehe Profile der Fig. 11).

Im Antiklinalkern besteht der Intrusionskörper aus grobkornigem, richtungslos-holokristallinem Granodiorit oder Quarzdiorit. Hauptgemengteile sind : Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Biotit. In pegmatitisch ausgebildeten Partien des Diapirs sind zuweilen die Spuren einer postmagmatischen Deformation zu erkennen : der Quarz loscht undulos aus und der Feldspat ist kataklastisch oder gebogen. Auf postmagmatische Vorgänge sind ferner die intensive Kaolinisierung

und Serizitisierung der Feldspate sowie die leichte Chloritisierung dunkler Gemengteile zurückzuführen.

Die Randfazies des Diapirs liegt in typisch hypabyssischer Ausbildung vor. Aufgesammelte Handstücke aus diesen Diapirabschnitten wurden petrographisch als Dazit, Rhyo-Dazit, Quarz - Dioritporphyrat etc. bestimmt.

Der Übergang vom abyssischen Granodiorit bzw. Quarzdiorit zu seiner hypabyssischen Randfazies ist kontinuierlich. Die Magmatite der Randfazies zeigen in unmittelbarer Nähe liassischer Flyschsedimente stets die Textur effusiver Gesteine. Der Diapirkörper ist indessen nicht immer so tief angeschnitten, dass sein granodioritischer Kern frei zu Tage tritt. Für gewöhnlich hat die Erosion die oberste Dachpartie des Diapirs abgetragen, so dass uns nur seine Randfazies in Form von rhyolitisch-dazitischen Gesteinen entgegentritt.

Nachträglich entstandene Spalten wurden mit Ganggesteinen ausgefüllt. Ihre Gemengteile zeigen desgleichen Spuren einer tektonischen Deformation.

Orogene Magmatite treten nicht nur im Gebiet der jurassischen Flyschserie auf. Vielmehr findet man ähnliche Intrusionskörper auch innerhalb des Bereiches jüngerer mesozoischer Sedimente. Hier bevorzugten die Intrusionen mechanische Diskontinuitätsflächen, wie sie etwa zwischen den Kalken des Cenomans und den roten Kalkmergeln des Turon-Senons bestehen. Im tektonischen Abschnitt dieser Arbeit soll am Beispiel des Rhyolith-Lakkolithes von Almoluk der Intrusionsmechanismus noch eingehend erörtert werden (Fig. 12 und 13).

Im Kapitel über den metamorphen Untergrund wurde gezeigt, dass die Granodiorite der zweiten Generation jeweils in Grossantiklinalstrukturen des Agvanischieferzuges stecken. In dem östlich anschließenden und hauptsächlich aus jurassischen Flyschsedimenten aufgebauten Antiklinalgebiet von Allolar haben diese Strukturen ihre natürliche Fortsetzung (siehe Fig. 10).

Die Granodiorite des Antiklinalgebietes von Allolar verdanken somit ihre «mise en place» dem gleichen Intrusionsakt wie die Granodiorite der zweiten Generation im Schieferzug von Agvanis. Daraus folgt weiter, dass die Granodiorit- und Quarzdioritdiapire der Berdiga-Đađ-Geosynklinale und speziell des Juraflysch-Gebietes die zweite Generation intrusiver Orogenmagmatite für das untersuchte Gebiet darstellen. Das Alter dieser Granodiorite wäre somit lararmisch.

Überblicken wir zusammenfassend nochmals das Wesentliche, so ergibt sich zunächst für die Zeit des unteren und mittleren Jura folgende Charakteristik: Lithologisch kamen synorogene klastische Sedimente in einer typischen Flyschfazies zur Ablagerung. Es müssen somit beachtliche tektonische Kräfte am Werk gewesen sein, die die notwendigen Höhenunterschiede für den Abtransport des grobklastischen Materials schufen. Das Material wurde am Saum der neuentstandenen Gebirgsketten in einer geosynklinalen Vortiefe abgelagert. Die isolierten Braunkohlenvorkommen weisen jedoch darauf hin, dass im allgemeinen seichte Sedimentationsbedingungen herrschten. Wenn es trotzdem zu Machtigkeiten von über 2000 m kommen konnte, so ist dies auf ein stetiges und allmähliches Absinken des Geosynklinalbodens zurückzuführen. Der geosynklinal Charakter der Vortiefe geht vor allem aus dem Vorhandensein von initialmagmatischen Gesteinen hervor.

Die klastische Sedimentation wird von einer kalkigen abgelöst. Der Wechsel vollzieht sich allmählich, so dass zwischen jurassischem Flysch und den darauffolgenden Kalken des Malm ein Übergang festzustellen ist. Während der unteren und mittleren Kreide herrschen weiterhin ruhige Sedimentationsbedingungen, und Kalk lagert sich ab. Erst in dem oberkretazischen Flysch vollzieht sich ein neuerlicher Wechsel in der Sedimentation. Zwar muss man auch diese Flyschsedimente als synorogene Bildungen ansprechen, aber dieselben stellen in ihrer Gesamtheit ein feinklastisches Material dar. Entweder hatten die orogenen Bewegungen zur Zeit der Ablagerung des Flysches lediglich den Charakter von Bodenunruhen, oder aber das zur Sedimentation gelangte Material hatte einen weiten Transportweg zurückzulegen. Ich neige eher zur ersten Auffassung und sehe in den erwähnten Bodenunruhen die Vorläufer der bald einsetzenden laramischen Phase, während der der gesamte Inhalt (Sedimente und initiale Produkte) der Berdiga- Dağ-Geosynklinale eine intensive Faltung mitmachte.

4. Das Tertiär

Palaontologisch datierbar sind die ältesten Tertiärschichten erst mit dem Mitteleozän. Das Untereozän liesse sich aus dem Vorhandensein einiger Nummulitenarten lediglich vermuten. Ein einwandfreier Nachweis fehlt jedoch. Das Paläozän scheint zu fehlen oder steckt im untersten Teil des eozänen Flysches.

Das Eozän.— Regional lassen sich die Eozänvorkommen des kartierten Gebietes in drei Gruppen zusammenfassen :

- a. die Vorkommen nördlich des Berdiga Dağ
- b. die Vorkommen zwischen dem Kelkit Çay und dem Berdiga Dağ
- c. die Vorkommen südlich des Kelkit Çay.

a. Die Vorkommen nördlich des Berdiga Dağ zeigen insofern gemeinsame Züge, als sie im allgemeinen als Fetzen oder kleine Überreste inmitten von vulkanischen Gesteinen stecken. Die Art ihrer Lagerungsverhältnisse soll später besprochen werden.

Lithologisch handelt es sich um ausserst fossilreiche Kalke, Kalkmergel, Mergel und Sandsteine. Die Mikrofauna nimmt gegenüber der Makrofauna (Korallen, Krinoiden, Echiniden, Bryozoen, Anneliden und Mollusken) eine überragende Stellung ein, denn das faunistische Bild wird von Foraminiferen geprägt. Unter diesen spielen Grossforaminiferen (Nummuliten und Assilinen) dank ihres Individuen- und Artenreichtums die ausschlaggebende Rolle. Von verschiedenen Fundpunkten stammen folgende Arten (Bestimmung A. Dizer und Y. N. Pekmen): *Nummulites uroniensis* (Form A und B) Heim, N. cf. *uroniensis* (Form A und B) Heim, N. *uroniensis* var. *paucigranulata* (Form A und B) Donc., N. *guettardi* d'Archiac, N. *gallensis* (Form B) Heim, N. *perforatus* de Montfort, N. aff. *irregularis* Desch., N. *somaliensis* (Form A und B) Nuttal, N. *laevigatus* Brog., N. *lamarcki* d'Arch. & Haime, N. *millepunctata* Boube, N. cf. *nitidus* de la Harpe, N. *subnitidus* de la Harpe, N. *heeri* de la Harpe, N. *anomala* de la Harpe var. *granulosa* Cizancourt, N. *atacicus* Leymerie, N. *subatacicus* Douville, N. cf. *murchisoni* Brunner, N. *granifera* Douville, *Assilina spira* de Roissy, *Ass. subspira* De la Harpe, *Ass. praespira* Douville, *Ass. leymeriei* d'Arch., *Ass. exponens* Sow., *Ass. mamillata* d'Arch.

Die Zusammensetzung dieser Grossforaminiferen-Fauna ist typisch für das Lutet (Mittelozean). Darunter befinden sich Arten, die nur für das Unter-Lutet leitend sind, andere wieder nur für das Ober-Lutet. Ausserdem wurden noch die folgenden Kleinformen aus verschiedenen Proben nachgewiesen: *Discocyclina* sp., *Operculina* sp., *Asterocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Robulus* sp., *Globigerina* sp., *Alveolina* sp., *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Rotalia* sp., *Nonion* sp. und *Sphaerogypsina* sp.

Obereozane Ablagerungen kommen zwischen den Ortschaften Zülfükaraoğlu und Çalgan vor. Rote Kalke enthalten hier massenhaft Grossforaminiferen, die den folgenden Arten angehören (Bestimmung Y. N. Pekmen): *Nummulites incrasatus* de la Harpe, *N. striatus* Bruguiere, *Discocyclina* sp. und *Actinocyclina* sp. Die beiden Nummuliten-Arten sind Leitformen des P-riabon (Obereozan). Ferner wurden bei Kuruköy neben anderen Echiniden (*Pericosmus* sp. und *Echinolampas* sp.) auch ein *Schizaster* cf. *vicinalis* Agassiz (Bestimmung Roman) gefunden. Diese Echinidenart kommt in Algerien und im übrigen Nordafrika in obereozanen Schichten vor. Da die Foraminiferenbestimmung von Proben des gleichen Vorkommens lediglich ein «Eozan» ergaben, wäre es möglich, dass hier desgleichen Obereozan vertreten ist.

Im Nordosten des bearbeiteten Gebietes treten die eozanen Ablagerungen in Form von Flysch auf. Helle reine Mergel und graue sacidige Mergel prägen das lithologische Bild. Recht verbreitet sind auch helle Tuffe, Tuffite und Andesit- sowie Basaltlageregänge. Vulkanite und Pyroklastika sind mit eozanen Flyschgesteinen eng verknüpft.

Die Lagerungsverhältnisse der eozanen Schichten nördlich des Berdiga Dağ seien durch einige Beispiele illustriert.

Bei dem Dorf Zil liegen gelblich-weiße Kalkmergel des Lutet in einer Basaltmasse eingebettet. Zwischen den eozanen Sedimenten und dem Basalt sind Kontakterscheinungen zu sehen. Der Basalt ist offensichtlich jünger als die betreffenden Sedimente des Eozans. Die Kalkmergel sind sehr fossilreich. An Makrofossilien wurden bestimmt (L. Erentöz und J. Roman): *Pycnodonta archiaci* (Bellardi), *Pycn. gigantea* (Solander), *Chlamys* aff. *subtripartitus* d'Archiac, *Echinolampas* ex gr. *cotteaui*, *Stomatoporus* cf. *hispanicus* Cotteau. Die Mikrofauna zeigt folgende Formen: *Nummulites uroniensis* (Form A) A. Heim, *N. uroniensis* var. *Paucigranulata* (Form A und B) Donc., *N. praelucasi* Douville, *N. gallensis* Heim, *Assilina exponens* Sow., *Ass. mamillata* d'Arch., *Ass. spira* Roissy und *Discocyclina* sp. Die Zusammensetzung der Makro- und Mikrofauna ist für das Lutet typisch. Da *N. uroniensis* für den tieferen Abschnitt des Lutet leitend ist, würden wir es hier mit einem Unter-Lutet zu tun haben.

Oft sind die eozanen Schichten von Basalt- oder Andesit- Dykes durchsetzt. Bei Kuruköy ist ein derartiger Aufschluss sehr lehrreich (Fig. 7). Fossilführende Sandsteine, Mergel und Kalke werden von Basaltgängen (d) quer durchschnitten und von einer Basaltdecke (5) überlagert. In diesem Beispiel hat basaltisches Magma zweifellos die Fugen eines orthogonalen Kluftsystems für seine Aufstiegswege verwendet. Auch hier sind Kontakterscheinungen zwischen Sediment und Vulkanit zu beobachten.

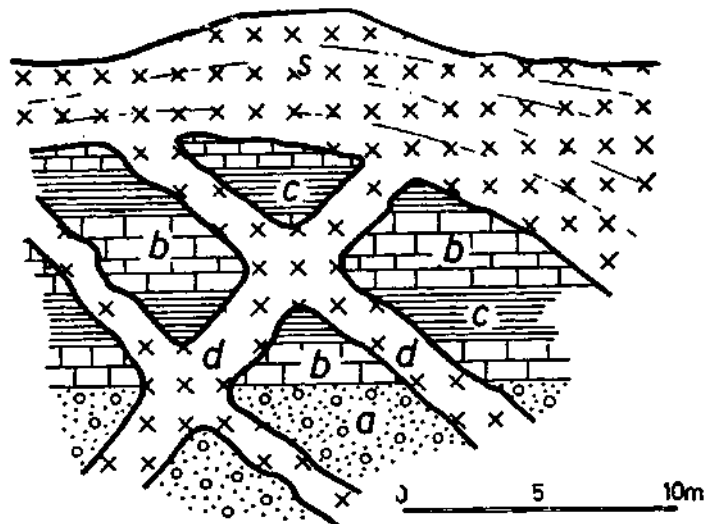


Fig. 7 - Eozänaufrschluss bei Kuru Köy

a - Sandsteine und Konglomerate mit Echiniten und Grossforaminiferen; b - Kalksteine; c - Mergel; d - Basalt- und Andesit-Dykes; s - Basaltdecke

Lagergänge (Sills) sind desgleichen recht verbreitet. Ob es sich hierbei um Ergüsse auf dem ehemaligen Meeresboden handelt, die von nachfolgendem Sedimentmaterial überdeckt wurden, oder aber um typische «Sills», die ihre Entstehung dem Eindringen von Magma in die Schichtfugen bereits verfestigter Sedimente verdanken, dies eindeutig zu entscheiden, stösst meistens auf Schwierigkeiten.

Nur zu häufig findet man massenhaft Assilinen und andere Grossforaminiferen in Tuffen und Tuffilen eingebettet, ein Umstand, der auf eine rege vulkanische Tätigkeit während der eozänen Sedimentation hinweist (initialer Magmatismus). Über diese Tätigkeit soil am Schluss des Kapitels eingehend die Rede sein.

Fig. 8 zeigt uns einen solchen Aufschluss bei der Ortschaft Püsküllüoğlu mit folgendem Profil von unten nach oben:

- (a) dunkelgrüne bis schwarze sandig-mergelige Tuffe mit grossen Assilinen, Discocyclusen, Nummuliten, Operculinen etc.
- (b) Basaltlagergang (Sill) bzw. erguss
- (c) sandig-mergelige Tuffe und Tuffite mit Nummuliten, Ostreen und Terebraten
- (d) Sandstein mit grossen Assilinen und Nummuliten (*N. uroniensis*, *N. gallensis*, *N. laevigatus*, *Assilina exponens*, *Ass. mamillata*)
- (e) sandige Mergel
- (f) Basaltdecke mit plattiger Abspnderung.

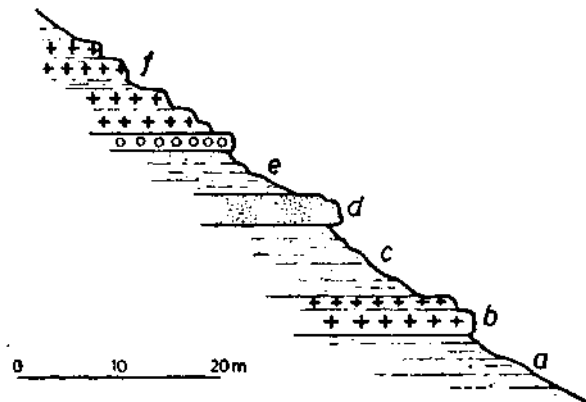


Fig. 8 - Eozänvorkommen bei Püsküllüoğlu. Erklärung im Text

b. Die Vorkommen zwischen dem Kelkit Çay und dem Berdiga Dağ liegen ausnahmslos diskordant über den Gesteinen der jurassischen Flysch-Serie. Lithologisch handelt es sich um helle Kalke, sandige Kalkmergel und Sande. Die Schichten liegen söhlig oder sie sind leicht schrag gestellt. Von einer Faltung der Schichten ist nichts zu sehen. Als maximale Mächtigkeit mag 200-300m gelten. Die Bestimmungsergebnisse der gesammelten Proben (Bestimmung A. Dizer und Y.N. Pekmen): *Nummitlites lucasanus* de France, *N.praelucasi* Douville, *N. murchisoni* Brunner, *N. granifera* Douville, *N. laevigatus* Bruguiere, *N. cf. partschi* de la Harpe, *N. ex gr. irregularis*, *Nummulites* sp. sp., *Assilina exponens* Sowerby, *Assilina* sp., *Discocyclina cf. douvillei* Schlumb., *D. taramelli* Schlumb., *D. stella* Guembel, *Discocyclina* sp. sp., *Asterocyclina* sp., *Linderina* sp., *Actinosiphon* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Amphistegina* sp., *Rotalia* sp., *Globigerina* sp., *Biloculina* sp. und *Textularia* sp. Ferner: Bryozoen, Melobesien, Krinoiden und Molluskenbruchstücke.

Diese Fauna zeigt in klarer Weise, dass die Vorkommen zwischen dem Kelkit Çay und dem Berdiga Dağ auch ins (Mittelozean) gestellt werden müssen.

Zahlreiche Andesit- und Basalt-Dykes durchziehen die eozanen Ablagerungen dieses Abschnittes. Die Gänge durchsetzen manchmal kilometerweit die eozanen Kalkbanke.

Das hervorstechendste Merkmal der mittelozeanen Ablagerungen zwischen dem Kelkit Çay und dem Berdiga Dağ ist also ihre söhliche bzw. flache Lagerung.

c. Die Vorkommen südlich des Kelkit Çay. In lithologischer Hinsicht gehören diese Vorkommen bereits zu den Flyschbildungen, denn Sande, Sandsteine, Konglomerate, Mergel, Sandige Mergel und Kalkmergel stellen das Gesteinsinventar dar. Zudem sind auch diese Sedimente mit initialvulkanischen Gesteinen (Basalte und Andesite sowie deren Pyroklastika) vergesellschaftet. Über den Charakter dieser Vulkanite wird weiter unten berichtet.

Das bedeutendste Eozanvorkommen südlich des Kelkit Çay bildet der südliche Flyschzug (siehe Foto 1). Derselbe schliesst sich als geschlossenes Bauelement an die Serpentinzone von Refahiye an. Isolierte Flyschinseln, meist als Erosionsfenster freigelegt inmitten von Basalten und Andesiten, kommen nördlich des Kızıllırmak, im südwestlichen Gebietsabschnitt vor. Eine grössere Eozanflysch-Insel befindet sich bei der Ortschaft Ezbider, eine kleinere bei Kadıköy (Serpentinzone von Refahiye).

Einige Fundpunkte lieferten Makro- und Mikrofossilien. Sie sollen listenmässig im folgenden angeführt werden (Bestimmung L. Erentöz und Y.N. Pekmen). Makrofossilien: *Pycnodonta* aff. *brogniarti* (Bronn), *Phacoides* cf. *subcircularis* (Deshayes), *Chlamys subdiscors* (d'Archiac), *Chlamys* sp., *Mytilus* sp., *Spondylus* sp., *Ostrea* sp., *Trochus* sp., *Campanile* ex gr. *cornucopiae* aff. *beuchi* Bayan, *Campanile* sp. und *Clavatula* sp. Foraminiferen: *Nummulites uroniensis* (Form A und B) Heim, *N. perforatus* de Montfort, *N. guettardi* d'Archiac, *Assilina exponens* Sowerby und *Ass. mamillata* d'Archiac.

Damit lassen sich auch die Vorkommen südlich des Kelkit Çay ins Lutet (Mittelozean) einstufen.

Die initialen Magmatite des Eozans beherrschen zusammen mit den posteozanen Vulkaniten flächenmässig den Nordabschnitt des Gebietes.

Nur liegen die Verhältnisse hier so, dass der eozane Initialmagmatismus sich mit dem posteozenen basischen Vulkanismus überschneidet bzw. überlappt. Gewiss, an vielen Stellen liess sich das eozane Alter der geforderten Magmatite einwandfrei nachweisen. Zudem könnte man einen Teil jener Vulkanite, die an mittlereozanen Sedimenten Kontakterscheinungen erzeugten, noch als späteozan taxieren. Indessen gibt es ansehnliche Massen intermediärer und basischer Vulkanite, die sich posteozen als Deckenergüsse über die schon vorhandenen eozanen Sedimente und Erstarrungsgesteine legten. Der Kontakt zwischen beiden ist meistens derart innig, dass ihre altersmassige Trennung nicht immer möglich war. (Zumindest konnte sie im Rahmen dieser Übersichtskartierung nicht überall durchgeführt werden.) Aus diesem Grund wird bei der Beschreibung der vulkanischen Gesteine des Nordabschnittes keine Rücksicht auf deren Alter genommen.

In den übrigen Gebietsteilen mit basischen Vulkanitmassen lässt sich die Abgrenzung und Alterseinstufung leichter durchführen.

Die Art des geologischen Auftretens dieser basischen Vulkanite wurde verschiedentlich erwähnt (Stöcke, Kuppen, Lagergänge, Dykes und Ergussdecken). Petrographisch handelt es sich um überwiegend porphyrisch ausgebildete Andesite (Varietäten: Quarzführender Andesit, Andesit-Mandelstein, Oligoklas-Andesit, Alkalifeldspat führender Andesit = Murgearit, grobporphyrischer Andesit, Olivin-Labradorit-Andesit etc.) und Basalte (Varietäten: Olivinbasalt, Essexitbasalt, Dolerit etc.), deren Hauptbestandteile Plagioklas (Andesin bis Labradorit), Pyroxen (fast nur in monokliner Form), Biotit (zumeist umgewandelt) und Olivin (mehr oder weniger serpentinisiert) sind. Die Textur der Grundmasse ist trachytisch oder ophitisch. Die Grundmasse selbst besteht aus Mikrokristallen der vorhin erwähnten Phenokristalle, zwischen denen oft noch Glas ausgebildet ist. Im allgemeinen ist die Textur richtungslos, doch trifft man ab und zu Aufschlüsse, in denen die Gesteine ein deutliches Fliessgefüge zeigen, wobei die tafelförmigen Feldspatsprenglinge in das Fluidalgefüge eingeregelt sind. Die Absonderung der Andesite ist plattig bis kugelförmig, jene der Basalte mehr säulenförmig.

Gleich den Initialmagmatiten der Oberkreide haben auch die eozanen Vulkanite syn- und postmagmatische Umwandlungsprozesse (Spilitisierung, Vergrünung, Verdrängungen etc.) erfahren. Diese Vorgänge wurden bei den oberkretazischen Gesteinen ausführlich behandelt. Deshalb kann hier auf eine Wiederholung verzichtet werden. Lediglich der Spilitisierungsvorgang soll an Hand von aufgesammelten Gesteinsproben etwas eingehender besprochen werden.

Zwecks Illustrierung dieses Phänomens sei ein Aufschluss herangezogen, der sich im Pulat Dere, nahe der Ortschaft Aksar befindet. An der linken Talflanke ist ein über 10 m mächtiger Andesit-Lagergang angeschnitten (Fig. 9 u. Foto 5). Im Handstück sieht das Gestein ganz frisch aus. Das Hangende und das Liegende des Lagerganges (a) wird von gut geschichteten Flyschmergeln des Eozans (e) eingenommen. Die Absonderungsflächen des Andesit verlaufen senkrecht zur Schichtung der Sedimentgesteine. Von verschiedenen Punkten des Andesitganges (Aufschlussbereich : Etwa 10-15 m) wurden Handstücke geschlagen. Die petrographische Untersuchung dieser Proben ergab eine Sukzessionsreihe von Andesitgesteinen mit nur leichter Umwandlung bis zu völlig spilitisierten Andesiten, die man petrographisch bereits als Spilite ansprechen muss. Die Spilitisierung aussert

sich darin, dass neben dem umgewandelten und zersetzten Plagioklas — der oft auch sauer geworden ist — Neubildungen von glasklaren Albitkristallaggregaten auftreten.

Bei diesem Aufschluss muss noch erwähnt werden, dass die eozanen Mergel (e) mit Tuff- und Tuffitlagen (t) wechsellagern, deren Hauptbestandteile eine glasig-grüne Masse darstellt. Oft sind in dieser Masse noch die Reste angefritteter Mergelbrocken zu sehen (Foto 6).

Überblicken wir die wesentlichen Merkmale der eozanen Ablagerungen, so ergibt sich folgendes Bild: Das Eozan tritt im bearbeiteten Gebiet in einer kalkig-mergeligen Fazies und in einer Flyschfazies auf.

Nördlich des Kelkit Çay sind beide Faziesarten vertreten. Hierbei muss nochmals auf das Lagerungsverhältnis des Eozans zwischen dem Kelkit Çay und dem Berdiga Dağ hingewiesen werden. Das Eozan liegt hier söhlig auf seiner Unterlage oder ist leicht schrag gekippt. In diesem Gebietsabschnitt waren die eozanen Ablagerungen somit keiner Faltung unterworfen. Demgegenüber weisen die eozanen Sedimente nördlich des Berdiga Dağ zumeist eine intensive Faltung auf.

Südlich des Kelkit Çay scheint das Eozan nur in einer Flyschfazies entwickelt zu sein. Die Flyschgesteine sind hier beachtlich gefaltet.

Eines der hervorstechendsten Merkmale ist die innige Durchsetzung der eozanen Sedimente mit vulkanogenen Produkten. Ein Grossteil dieser Vulkanite gehört zu den Indexgesteinen (Initialmagmatiten) der eozanen Vertiefung und hat die nachfolgenden Faltungen zusammen mit den Eozansedimenten mitgemacht.

Altersmassig handelt es sich bei den eozanen Ablagerungen um die Zeitspanne Lutet-Priabon. Diese Einstufung erfolgte auf Grund der aufgesammelten Fossilien. Im südlichen Flyschzug dürfte auch das untere Eozan oder gar das Palaozan entwickelt sein.

In der Flyschfazies haben sich zweifelsohne orogene Bewegungen lithogenetisch abgebildet. Das Bodenrelief war jedoch nicht sehr akzentuiert, denn der Inhalt des eozanen Flysches tendiert eher zur feinklastischen Sedimentgruppe.

Machtigkeitsangaben sind für die Sedimente der kalkig-mergeligen Fazies schwer zu machen. Die Mächtigkeit des Eozanflysches (bei Ezbider) lässt sich aus den Schnitten mit 3000-4000m berechnen.

Die orogenen Magmatite des Spateozans. — Im Nordabschnitt des kartierten Gebietes kommen saure Gesteine vor. Sie stecken inmitten der andesitisch-basal-

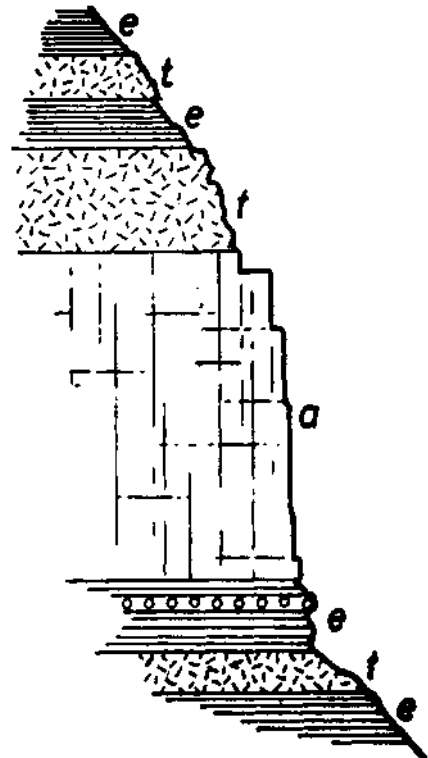


Fig. 9 - Andesitaufschluss im Pulat Dere (siehe auch Foto 5)

a - Andesit; e - Eozän - Flyschmergel;
t - Tuff- bzw. Tuffitlagen.

tischen Extrusionen des Eozans. Ihr Intrusionskörper hat die Form eines Pfeilerartigen Plutons. Die Absonderung innerhalb des Plutons ist plattig-tafelförmig (Foto 7).

Petrographisch handelt es sich um Granite, *Quarzmonzonite* und Quarzsyenite, also um ausgesprochen saure Gesteinstypen. Neben Quarz führen sie als Hauptbestandteile Plagioklas und Alkalifeldspat (beide mehr oder weniger kaolinisiert). Untergeordnet tritt Biotit, Augit (monoklin) und Hornblende hinzu. Zuweilen sind diese Mafite miteinander verwachsen. Diese Gesteinstypen treten oft an ein und demselben Magmakörper auf. Als Randfazies ist ein Granitporphyr ausgebildet. Das effusive Äquivalent dieser abyssischen bzw. hypabyssischen Gesteinsreihe stellen Tuffe dar. Sie haben eine weite Verbreitung. Oft gesellen sich auch Ergüsse von sauren und glasreichen Eruptivgesteinen hinzu.

An die sauren Ergüsse sind genetisch Alunitisierungsprozesse geknüpft. Sie wurden durch Exhalationen, die Schwefelsäure enthielten, verursacht. Die Schwefelsäure griff insbesondere die Substanz der Feldspate an und verwandelte diese in Alunit $[K_2Al_6(SO_4)_4 \cdot 6H_2O]$. Hierbei wurde viel Kieselsäure frei, die sich in Form von dichten und glasigen Quarzmassen absonderte. Man kennt einige Alunitvorkommen in diesem Gebietsabschnitt, die mit mehr oder weniger gutem Erfolg abgebaut wurden.

Auf den ersten Blick überrascht es einen, dass saure Magmatite basische und ultrabasische Gesteinsmassen des Eozans durchbrechen. Doch ist es durchaus denkbar, dass die sauren Intrusionen während Faltungsperioden in Antiklinalbereiche eindringen, dass aber diese Strukturen im Gelände infolge Fehlens entsprechender Sedimentgesteine nicht zu erkennen sind. Gewiss, die initialmagmatischen Gesteine des Eozans zeigen überall Spuren einer intensiven tektonischen Deformation, doch lassen sich aus diesen keine Strukturen ableiten. Hinzu tritt noch der Umstand, dass der posteozeane Vulkanismus eventuell vorhandene Strukturen verdeckt und maskiert.

Analoge Granitplutone sind aus dem gesamten Bereich der pontischen Zone bekannt (z.B. Kieft, 1956; P. de Wijkerslooth). Ihr Alter kann mit späteozän fixiert werden. Im untersuchten Gebiet stellen diese Granite die dritte und jüngste Granitgeneration dar.

Das Oligozän ist im kartierten Gebiet auf paläontologischer Grundlage nicht nachweisbar. Ein guter Teil jener Sedimente, die Stchepinsky (1938, 1940a, 1940b, 1941, 1945) aus Analogiegründen ins Oligozän gestellt hat, erwies sich als Pliozän und noch jünger. So gelang es mir, in Stchepinsky's «kontinentalem Oligozän» vielfach Gerölle miozäner Kalke (mit *Miogypsina* cf. *irregularis*, *Miogypsinoidea* sp., *Lithothamnium* cf. *florae brassica* und *Lithophyllum* sp.) nachzuweisen. Ferner fand ich in dem gleichen «kontinentalen Oligozän» an mehreren Fundstellen Süßwasserfossilien (Congerien, Melanopsiden, Lymnaeen und Paludinen), die ihrem Charakter nach eher als pliozän anzusprechen sind. (Die Bestimmungsergebnisse dieser Süßwasserformen stehen leider noch aus.) Zahlreiche Schlammproben aus den gleichen Sedimenten lieferten Ostrakodenarten, die ins Unterpliozän eingestuft wurden (Turnovsky).

Bezüglich des Gipses, der im Südwestabschnitt eine beachtliche Fläche einnimmt, konnte ich nachweisen (Nebert, 1956), dass derselbe ein obermiozanes Alter hat und nicht dem Oligozan angehört, wie dies Stchepinsky annahm.

Zieht man nun all diese Ablagerungen, die sich als Neogen erwiesen haben, von den bisher als Oligozan gehaltenen Sedimenten ab, so verbleibt ein kleiner Rest, den ich bis zu seiner endgültigen stratigraphischen Klärung unter der Bezeichnung «Oligozan (?)» auf der geologischen Karte ausgeschieden habe.

An erster Stelle waren die klastischen Ablagerungen östlich von Şebinkarahisar zu erwähnen. Es sind dies vorwiegend Sande und Konglomerate, die eine buntgestreifte Färbung aufweisen: Rot, violett, schmutziggrün, schwarz etc. Ihre Schichten liegen schwach diskordant über oberkretazischem Flysch. Dies lässt sich im Kavaklı Dere gut beobachten. Eine Faltung haben diese Schichten nicht mitgemacht. Lediglich leichte Schragstellungen treten auf, die auf Kippung des Untergrundes zurückzuführen sind. Bezüglich einer Fossilführung erwiesen sich die Ablagerungen steril. Westwärts streichen die Schichten in das von Erguvanlı (1951) bearbeitete Nachbargebiet hinüber. Dieser Autor zeichnet zwar auf seiner geologischen Karte Fossilfundpunkte im Bereich der betreffenden Ablagerungen ein, sagt aber im dazugehörigen Bericht, dass der Erhaltungszustand der aufgesammelten Fossilien keine einwandfreie Bestimmung zuliesse. In Anlehnung an Stchepinsky stellt er diese Ablagerungen ins Oligozan. Es ist indessen möglich, dass auch dieser klastische Komplex ins Pliozan eingestuft werden muss.

Schliesslich habe ich im Südabschnitt des Gebietes einige isolierte und kleine Vorkommen klastischer Sedimente vorläufig dem Oligozan zugeteilt.

Zusammenfassend muss somit herausgestellt werden, dass im untersuchten Gebiet «sicheres» Oligozan nicht nachweisbar war. Vielmehr entspricht das Oligozan einer ausgesprochenen Trockenlegungszeit, in der die Abtragung eine beachtliche Rolle spielte. Das abgetragene Material wurde zum überwiegenden Teil in Nachbarräume abtransportiert und sedimentiert. Bezüglich des oligozanen Vulkanismus muss gesagt werden, dass ein Teil der posteozeanen Vulkanite sicherlich während des Oligozans gefördert wurde.

Das Miozan.— Der tiefere Abschnitt der miozänen Sedimente ist im kartierten Gebiet rein marin entwickelt, der höhere Abschnitt als geschlossene Gipsformation.

Das Vorkommen der marin-miozänen Schichten ist ausschliesslich auf das Gebiet südlich des Kelkit (Çay beschränkt. Nördlich des Kelkit Çay ist marines Miozan nicht mehr vorhanden. Ferner ist das Vorkommen marinen Miozans vorzugsweise an tektonisch stark mitgenommene Zonen gebunden. Hier sind die Schichten des Miozans zumeist intensiv gefaltet.

Dicht am Kızılırmak, etwa 5 - 6 km westlich von İmranlı, liegt bei den Ortschaften Yazıfatı und Yazıhacı ein Neogenvorkommen, das in seinem unteren Niveau die ältesten Miozanschichten des Gebietes beinhaltet. Gesammelte Proben von hier lieferten eine Mikrofauna (Bestimmung Öztürüm und Turnovsky), die im übrigen Gebiet nicht mehr angetroffen wurde. *Archais* cf. *kirkukensis* Henson, *Peneroplis thomasi* Henson, *Spiroloculina* sp. und *Austrotrillina* sp. Die beiden erst-

genannten Arten beschrieb Henson aus Schichten, die im Irak als Oberoligozan-Untermiozan gelten. Offenbar haben wir es hier mit Aquitan zu tun, denn Proben aus dem Hangendabschnitt des Vorkommens ergaben ein einwandfreies Burdigal. Man kann somit annehmen, dass der miozane Sedimentationszyklus mit dem Aquitan begann. Jene weitumspannende miozane Transgression jedoch, die grosse Gebietsteile Ostanatoliens überflutete, setzte erst mit dem Burdigal ein. Dies muss klar herausgestellt werden, zumal die Beobachtungen aus dem bearbeiteten Gebiet im besten Einklang stehen mit den von L. Erünal-Erentoz (1956 und 1958) durchgeführten Studien über die Stratigraphie und Palaeogeographie der marin-miozanen Ablagerungen Südanatoliens.

In konkordanter Lagerung folgen auf die erwähnten Kalke des Aquitans weisse, rotgefleckte und fossilreiche Algenriffkalke von massiger Beschaffenheit. Die Kalkalgen sind an den geschlagenen Handstücken bereits mit freiem Auge wahrzunehmen.

Zahlreiche Proben wurden mit gutem Erfolg auf Foraminiferen (Bestimmung C. Öztemür und Turnovsky) und Kalkalgen (Bestimmung Utarit Bilgütay) untersucht.

Foraminiferen: *Miogypsina* cf. *inflata* Yabe-Hanzawa, *M. saitoi* Hanzawa, *M. irregularis* (Michelotti), *M. cf. complanata* Schl., *M. aff. globulina* (Michelotti), *Miogypsina* sp., *Miogypsinoidea* sp., *Gypsina* sp., *Lepidocyclina* cf. *borneensis* Provale, *Lepidocyclina* sp., *Miolepidocyclina* sp., *Nephrolepidina* sp., *Amphistegina radiata* (Fichtel & Moll), *Elphidium fichtelianum* (d'Orb.), *Cibicides bouanus* (d'Orb.), *Martinotiella communis* (d'Orb.), *Reussella spinulosa* (Reuss), *Astergerina planaria* d'Orb., *Trachyleberis, tricostata* Reuss, *Calcarina* sp., *Textularia* sp., *Rotalia* sp., *Globorotalia* sp., *Cycloclypeus* sp., *Quinqueloculina* sp., *Discorbis* sp. etc.

Kalkalgen: *Lithothamnium florum-brassica* (Millet) Lemoine, *Lithothamnium* sp., *Lithophyllum albanense* Lemoine, *Lithophyllum* cf. *albanense* Lemoine, *Lithophyllum* cf. *praelichenoides* Lemoine, *Lithophyllum* sp. und *Lithoporella* sp.

Diese ausserordentlich reiche Mikrofauna und Algenfauna ermöglicht es, die Kalke stratigraphisch eindeutig ins Burdigal einzustufen.

Zu dem gleichen Ergebnis führt uns auch die Analyse der Makrofauna (Bestimmung L. Erentöz und Roman): *Panopaea faujasi* Yenard, *Chlamys rotundata* (Lamarck), *Chlamys* sp., *Pycnodonta squarrosa* (M. de Serres), *Conus* sp., *Amussium* sp., *Pectunculus* sp., *Cardium* sp., *Scutella* cf. *tarraconensis* Lambert, *Clypeaster* cf. *latirostris* Agassiz var. *subovalis* Lambert.

Nach oben zu gehen die Kalke des-Burdigals in feingeschichtete sandige Mergel über. Auch dieser Abschnitt ist reich an Fossilien. Seine Einstufung ins Helvet erfolgte insbesondere auf Grund der Zusammensetzung seiner Foraminiferen-Fauna (Bestimmung Turnovsky): *Martinotiella communis* (d'Orb.), *Robulus cultratus* d'Orb., *Robulus* sp., *Uvigerina aculeata* Papp & Turnovsky, *Uvigerina* cf. *macrocarinata*, *Nonion* cf. *dollfusi*, *N. soldanü*, d'Orb., *N. boueanum* d'Orb., *Cibicides lobatulus* (W. & J.), *C. boueanus* (d'Orb.), *C. dutemplei* (d'Orb.), *Asterigerina planorbis* (d'Orb.), *Elphidium lisieri* d'Orb., *E. macellum* (F. & M.), *Bolivina dilatata* Reuss, *B. pupoides* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Reussella spinulosa* (Reuss).

Spiroplectammina carinata (d'Orb.), *Discqfbis* sp., *Pullenia bulloides* d'Orb. und *Textularia* sp.

Wie ich für den südwestlichen Abschnitt des Gebietes nachweisen konnte (Nebert, 1956), gehen die miozanen Ablagerungen vertikal allmählich in massive Gipsbildungen über. Der Gips stellt somit im Raume Zara-İmranlı das Regressionsstadium des marin-miozanen Sedimentationszyklus dar und würde altersmassig dem oberen Mittelmiozan plus Obermiozan entsprechen.

Zusammenfassend lassen sich für das Miozan im bearbeiteten Gebiet folgende Hauptzüge herausarbeiten: Das nur südlich des Kelkit Çay auftretende marine Miozan stellt einen geschlossenen Sedimentationszyklus dar. Die Sedimentation beginnt bereits mit dem Aquitan, zeigt aber erst im Burdigal den Charakter einer weitumspannenden Transgression. Im oberen Helvet setzt allmählich eine Regression ein, die schliesslich im Obermiozan zu lagunaren Gipsausscheidungen führt. Postmiozane Vorgänge haben sowohl die miozanen Ablagerungen als auch deren Unterlage kraftig verformt.

Das Pliozan ist im untersuchten Gebiet fein- bis grobklastisch entwickelt. Die in Zentral- und Westanatolien weit verbreiteten pliozanen Süsswasserkalke scheinen hier bis auf ganz kleine und unbedeutende Vorkommen zu fehlen.

An erster Stelle muss jener pliozane Schotterzug erwähnt werden, der im Süden des Schieferzuges von Ağvanis das Gebiet in E-W Richtung durchquert. Seine Anlage ist insofern tektonisch, als er sich entlang von gleichlaufenden Dislokationen dahinzieht. Seine grobklastischen Ablagerungen befinden sich somit in einer tektonisch bedingten Rhine. Sie erreichen Mächtigkeiten von einigen hundert Metern. Stchepinsky sah in diesen Ablagerungen «kontinentales Oligozan». Wie ich jedoch bei den oligozanen Ablagerungen zeigen konnte, führt der Westabschnitt dieses Zuges Gerölle von aufgearbeiteten Miozankalken. Daraus ergibt sich sein postmiozanes d.h. pliozanes Alter. Ähnlich liegen die Verhältnisse im Ostabschnitt des Schotterzuges. Hier gelang es mir, an mehreren Stellen Süsswasserfossilien (Melanopsiden, Viviparen, Paludinen und Congerien) zu finden, die ein pliozanes Alter sehr wahrscheinlich machen. Einige Schlammproben ergaben Ostrakodenarten (Bestimmung Turnovsky), die im Wiener Becken das Unterpliozan charakterisieren: *Cyprideis* cf. *heterostigma* Reuss, *Cyprideis* cf. *heterostigma tribulata* (Reuss), *Candona* aff. *labiata* (Reuss), *Candona* sp. und *Ilycypris expansa*.

Im Südwestabschnitt des Gebietes, und zwar im Bereich der Gipsablagerungen, tritt ein zweiter ausgedehnter Schotterzug auf. Da das Korn seiner Komponenten in vertikaler Richtung stetig abnimmt, besteht sein oberes Niveau nurmehr aus flachgelagerten und kreuzgeschichteten Sanden. Unter den verstreut herumliegenden Schottergerollen fand ich einen *Hipparion-Zahn*, womit das pliozane Alter auch für diesen Schotterzug nachgewiesen wurde.

Ein Vorkommen von pliozanem Blockschutt —allerdings von geringerer Ausdehnung— befindet sich im Bereich der Synklinale von Yeniceköy. Der Schutt liegt hier in einer tektonisch angelegten Rinne. Seine überkopfgrossen Elemente stellen aufgearbeitete mesozoische Kalke und paläozoische Marmore sowie Phyllite dar.

Zu erwähnen wäre noch ein Blockschutt, der nördlich des Berdiga Dağ auftritt. Seine Komponenten bestehen nur aus aufgearbeiteten Andesiten und Basalten. Das Ganze ist unsortiert und liegt meistens söhlig. Man konnte diese Ablagerungen auch als Agglomerate auffassen und sie dem postmiozänen Vulkanismus zurechnen, jedoch fehlt ihnen das die Agglomerate charakterisierende Lava- oder Tuffzwischenmittel. Man hat eher den Eindruck, diese gerundeten Brockenbatten einen Wassertransport mitgemacht. Der Blockschutt ist mehrere hundert Meter mächtig und baut typische Tafelberge auf. Das Relief dieser Tafelberge lässt die Anlagen eines älteren Talsystems deutlich erkennen.

5. Quartäre Bildungen

Quartäre Schotterterrassen kommen bei Mindeval entlang des rechten Ufers des Kelkit Çay vor. Sie liegen in etwa 50-80 m Höhe über dem heutigen Talboden.

Bei der Ortschaft Zağpa (am Kelkit Çay) kommt eine quartäre Travertintafel vor. Auf ihr sind die einzelnen Gehöfte dieser Ortschaft aufgebaut. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 80 - 100 m.

Reste einer grösseren Travertintafel, die durch subrezente tektonische Vorgänge in mehrere Stücke zerlegt wurde, findet man bei der Ortschaft Yenice. In die geologische Karte wurden diese Reste nicht mehr aufgenommen.

Alluviale Schotter und Sande sind auf grössere Flussläufe beschränkt.

D. DER BAU DES GEBIETES

Das untersuchte Gebiet lässt sich in mehrere Einheiten gliedern. Hierbei nimmt der Geosynklinalbereich des Berdiga Dağ als tektonisches Bauglied eine zentrale Stellung ein. Der sich nordwärts anschliessende Gebietsabschnitt gehört geographisch zu den pontischen Gebirgsketten. Aus diesem Grund erhielt er den Namen: Pontischer Gebietsabschnitt. Im Süden grenzt der Geosynklinalbereich des Berdiga Dağ an den Schieferzug von Ağvanis. An diesen wieder schliesst sich südwärts die Serpentinzone von Refahiye an. Entlang einer erstrangigen Dislokationslinie stösst die Serpentinzone von Refahiye im Süden an den südlichen Eozänflysch-Zug.

Im südwestlichen Abschnitt des Gebietes trennt der Kızılırmak zwei Einheiten: im Süden des Kızılırmaks erstreckt sich der Gipszug von Zara (die Stadt Zara liegt bereits ausserhalb des kartierten Gebietes), im Norden davon das vulkanische Gebiet von İmranlı.

Diese Gliederung wurde nach lithologisch-stratigraphischen Gesichtspunkten vorgenommen. Zwar hatten alle Bauglieder im Rahmen der Gesamtentwicklung des Gebietes-einen gemeinsamen Werdegang, dennoch hat jedes Bauglied für sich, zumindest für eine kurze Zeit, eine Eigenentwicklung mitgemacht, wodurch es sich auch in baugeschichtlicher Hinsicht charakterisieren und von den übrigen Baugliedern unterscheiden lässt.

1. Der Geosynklinalbereich des Berdiga Dağ (Fig. 10)

Als zentralem Bauglied mit einer geschlossenen Sedimentfolge, die von Jura bis in die Oberkreide reicht, kommt ihm die grösste Bedeutung zu. Die auftretenden tektonischen Leitlinien lassen sich zu zwei Gruppen ordnen: Faltenachsen und Bruchlinien. Die Faltenachsen zeigen im östlichen Abschnitt ein W-E-Streichen (Fig. 10). Breitbogenförmig schwenken sie allmählich in die südwestliche Streichrichtung und werden im spitzen Winkel scharf von der Kelkit Çay Linie (F_1) abgeschnitten.

Gefaltet wurde der gesamte Geosynklinalinhalt an der Wende Oberkreide-Paläogen, also in der Iaramischen Phase. Gleichzeitig drang granodioritisches Magma diapirartig in die Sattel ein. Heute bilden die Granodioritdiapire stets den Kern von Antiklinalstrukturen. Dieser Baustil lässt sich besonders im Gebiet des Kelkit Çay und südlich davon beobachten. Antiklinal- und Synklinalstrukturen wechseln sich hier wellenartig ab.

Zunächst die Strukturen südlich des Kelkit Çay. Der Kelkit Çay selbst fliesst entlang der Achse einer Synklinale (S_k), die durch die Kelkit (Çay Dislokation (F_1)) streckenweise stark gestört ist. Immerhin ist im Bereich des Profils B (Fig. 11) der Muldencharakter noch zu erkennen.

Die Antiklinale von Pardu (A_p) wäre als nachstfolgendes Strukturelement zu erwähnen. Dieselbe ist nur auf eine kurze Strecke zu verfolgen, da sie im Osten und im Westen von einem Seitenast (F_2) der grossen Bruchlinie von Kökeren-Perçim (F_4) abgeschnitten wird. In ihrer Kernpartie führt sie Granodioritdiapire, die durch die Erosion an drei Stellen freigelegt wurden. Zum Grosse teil sind die Granodiorite durch Gesteine ihrer Randfazies (Dazit und Rhyo-Dazit) vertreten.

Weiter südlich tritt als neues Strukturelement die Synklinale von Pağnik (S_p) auf. An ihrem Aufbau nehmen alle stratigraphischen Glieder der mesozoischen Sedimentfolge teil. In der Kernpartie der Synklinale befindet sich oberkretazischer Flysch in typischer Ausbildung. Die Synklinalachse taucht gegen Osten zu auf. In diesem Abschnitt (Profil A, Fig. 11) besitzt die Synklinale noch ungestörte Schenkel. Weiter westlich (Profil B und C, Fig. 11) sinkt die Achse der Synklinale in die Tiefe und ihre beiden Schenkel werden von Brüchen (F_2 und F_4) begrenzt. Ausserdem wird der Südschenkel von einem mächtigen Blockschutt pliozänen Alters bedeckt (siehe geologische Karte), dessen Elemente zum überwiegenden Teil aus überkopfgrossen Marmorrundlingen bestehen. Die Schuttkomponenten entstammen dem südlich angrenzenden Schieferzug von Ağvanis.

Die Bruchlinie von Kökeren-Perçim (F_4) schneidet den Südschenkel der Synklinale von Pağnik früher ab, während sich ihr Nordschenkel noch einige km westwärts verfolgen (Profil D) lässt. Schliesslich wird auch der Nordschenkel im spitzen Winkel und scharf von der erwähnten Störungslinie (F_4) abgeschnitten.

Die im südwestlichen Abschnitt auftretenden beiden Antiklinalen von Allolar (A_a) lassen sich im kartierten Gebiet nur auf kurze Strecken verfolgen. Auch in ihren Kernpartien treten Granodioritdiapire auf (Profil A, Fig. 11). An ihrem Aufbau ist nur jurassischer Flysch beteiligt.

Bei alien Strukturlinien südlich des Kelkit Çay liegt die axiale Kulmination im Osten. Von dort nimmt das axiale Gefälle, westwärts schreitend, stetig zu.

Nördlich des Kelkit Çay ist nur die Antiklinale von Kartallı (Ak) zu erkennen (Profil A, B und G). Ihre beiden Schenkel bestehen aus jurassischem Flysch. Eine über 15 km lange Granodioritintrusion steckt diapirartig im Kern der Antiklinale und markiert zugleich ihre axiale Kulmination. Auffallend ist der bogenförmige Verlauf der Antiklinalachse. Er hebt die generelle Streichrichtung der tektonischen Hauptlinien im Bereich der Berdiga-Dağ-Geosynklinale scharf heraus.

Zwischen der Antiklinale von Kartallı und dem Gebirgszug des Berdiga Dağ liessen sich keine Strukturelemente herausarbeiten. Die Streichrichtung der Schichten fügt sich aber in die allgemeine Streichrichtung der tektonischen Hauptlinien ein. Dieser Abschnitt wird aus den Gesteinen des Jura-Flysches aufgebaut. Hinzu treten noch ausgedehnte Lutet-Kalke (siehe geolog. Karte), die horizontal oder leicht gekippt, jedoch diskordant über dem Jura-Flysch liegen. Dieses Lagerungsverhältnis ist recht eigenartig. Es besagt, dass der betreffende Abschnitt nach der laramischen Faltung vom mitteleozänen Meer zwar überflutet, aber in den Faltungsprozess der Folgezeit nicht mehr einbezogen wurde. Zur Zeit des Lutets ragte die heutige Gebirgskette des Berdiga Dağ inselartig aus dem Meer heraus. An ihrem Nordsaum befand sich die geosynklinale Vortiefe.

Im Norden konnte man am Fusse des Berdiga Gebirgszuges den bei der Ortschaft Ara auftretenden Rhyo-Dazitaufruch als die oberste Partie eines Granodiorit-Diapirs deuten und eine kleine Antiklinalstruktur vermuten.

Erst im Ostabschnitt des eigentlichen Berdiga Gebirgszuges treten erneut gut definierbare Strukturelemente auf.

Ganz im Norden tritt die Antiklinale von Feykas (Af) auf (Profil A und B, Fig. 11). Sie wird aus alien stratigraphischen Gliedern der Berdiga-Dağ-Geosynklinale aufgebaut (siehe geologische Karte). Im Antiklinalkern slegen überwiegend vergrünte Basaltmassen des Jura-Flysches. Besonders gut ausgebildet ist die Antiklinalstruktur östlich von Feykas. Hier befindet sich auch ihre axiale Kulmination. Eine Störungslinie (F_6) entwickelt sich aus der Scheitelpartie der Antiklinale und zieht bogenförmig bis in den Raum der Ortschaften Kestane und Kicura (Fig. 10). Diese Störung diente zugleich als Aufstiegsweg für basaltische und andesitische Ergüsse. Streckenweise verläuft die Störung unter diesen vulkanischen Decken. An ihr sank der Südschenkel der Antiklinale von Feykas in die Tiefe, während der Nordschenkel mit normaler Sedimentlagerung (Kalke und Flysch der Kreide) im Raum von Kestane (Profil D, Fig. 11) zu sehen ist.

Parallel zur Antiklinale von Feykas verläuft die Synklinale von Yogurdukara (S_y), (Profil A und B). Deren axiale Kulmination befindet sich desgleichen im Osten, in der Nahe des Dorfes Yoğurdukara. Auf eine Länge von 30 km lässt sich die Synklinale bis etwa 5 km südwestlich der Ortschaft Kicura (Fig. 10) eindeutig verfolgen. Von hier konnte man sie eventuell mit jenem kurzen Synklinalstück verbinden, das im südwestlichen Abschnitt des Berdiga Gebirgszuges auftritt.

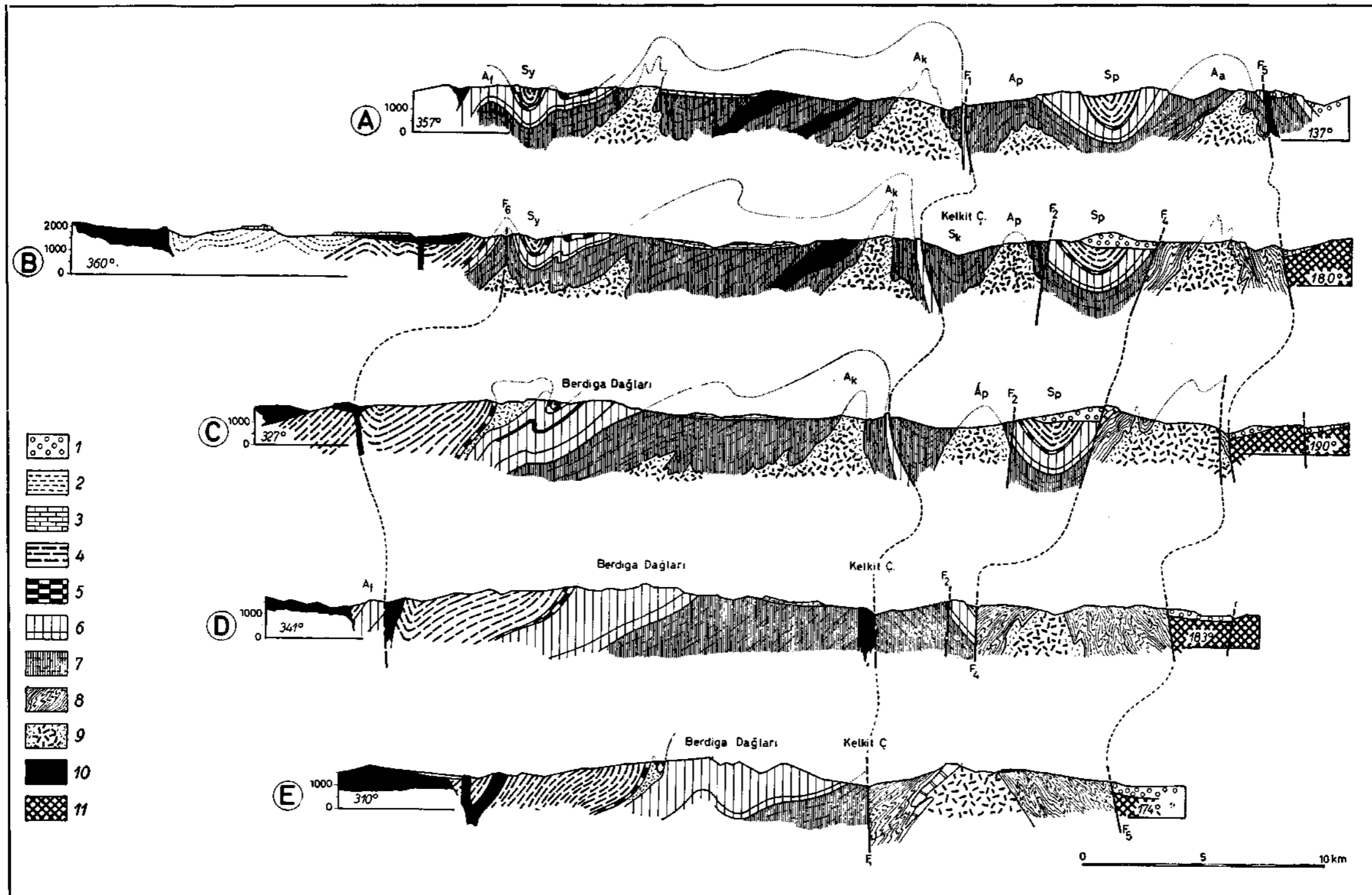


Fig. 11 - Profile durch den Berdiga-Đađ-Geosynklinalbereich und den Schieferung von Ađvanis

1 - pliozäner Schotter; 2 - Eozänflysch; 3 - Kalke des Lutet; 4 - Oberkreide-Flysch (Maastricht, Dan); 5 - Kalke der Oberkreide (Cenoman, Turon, Senon); 6 - Unterkreide und Malm; 7 - jurassischer Flysch; 8 - epizonale Schiefer des Ađvanis-Zuges; 9 - Granodioritdiapire mit Randfazies; 10 - Basalte; 11 - Serpentin.

Zwei kurze S akturelemente erstrecken sich zwischen den beiden Dörfern Almoluk und Arc (Fig. 11). Rhyolithisches Magma drang hier lakkolith-artig zwischen die Scherfugen der mesozoischen Gesteine ein, wodurch die Lagerungsverhältnisse sich komplizierten. Die Erläuterungen hierfür sollen an Hand einer geologischen Det carte (Fig. 12) und mit Hilfe von Profilen (Fig. 13) gegeben werden.

Der Rhyolith-Lakkolith von Almoluk steckt pfropfenartig in der Trennungsfuge, die zwei stratigraphische Glieder scheidet. Seine lakkolithartige Gestalt ergibt sich aus den geologischen Schnitten. Im Profil C der Fig. 11 wurde seine Kontur schematisch eingezeichnet. Das oberste Profil der Fig. 13 liegt noch ausserhalb des Lakkolithkörpers (siehe hierzu auch Fig. 12). In ihm zeigen die mittelsteil nach N einfallenden mesozoischen Schichtglieder noch die normale Aufeinanderfolge. Aber bereits im nächsten Schnitt (dem zweiten von oben) der Fig. 13 ist zu erkennen, wie die Rhyolithmasse zwischen den steil aufgestellten oolithischen Kalken des Cenomans (4) und den roten Kalken des Turon-Senons (3) eingedrungen ist. Die Schichten der roten Kalke und jenedes oberkretazischen Fylsches mussten bogenförmig (ca. 1 km) nach Nordwesten ausweichen (die Strichführung gibt gleichzeitig auch die Streichrichtung der mesozoischen Sedimente an) und wurden ziemlich steil (70 - 80°) gestellt. Jene der oolithischen Kalke (Genoman) wurden gegen SE geschoben und desgleichen steil gestellt.

Südwarts davon entwickelte sich ein Faltenbau, der z.T. eine überkippte Lagerung aufweist (Fig. 13, drittes Profil von oben). Der Bau wurde jedoch nicht durch das Eindringen des Rhyolithmagmenkörpers verursacht. Die betreffenden Strukturen setzen sich nämlich auch nach NE fort, obwohl saure Vulkanitmassen dort fehlen. Der Rhyolith-Lakkolith von Almoluk ist somit das Produkt eines syn- oder spatorogenen Vulkanismus der laramischen Phase.

Nach der Besprechung des in der laramischen Phase entstandenen Faltenbaues sollen nun auch die Leitlinien der jüngeren Bruchtektonik herausgearbeitet werden. Dabei nimmt die Kelkit-Çay-Linie den ersten Platz im Inventar der Hauptstörungen ein. Ihren Namen erhielt sie von dem Fluss, dessen Bett genetisch an ihre Entstehung gebunden ist. In Wirklichkeit dürften wir nicht von einer «Linie» sprechen, sondern viel eher von einer Linienschar., also von einem Bruchsystem. Diese Eigenschaft der Kelkit-Çay-Dislokation ergibt sich aber erst aus einer regionalgeologischen Betrachtung. Für das untersuchte Gebiet wird es zweckmassiger sein, die einzelnen Linien, die dem Kelkit-Çay-Bruchsystem angehören, getrennt zu beschreiben.

Als Kelkit-Çay-Linie (F_1) wird jene Dislokation des untersuchten Gebietes bezeichnet, deren Streichrichtung sich im grossen und ganzen mit dem Lauf des gleichnamigen Flusses deckt (Fig. 10). Diese Dislokation beginnt im Westen und schneidet mit annähernd W-E Streichrichtung im spitzen Winkel die Faltelemente des Berdiga-Gebirgszuges. Bis zur Ortschaft Fındıklı ist sie die Trennungslinie zwischen dem Schieferzug von Agvanis im Süden und den Sedimenten des Berdiga-Dag-Bereiches- im Norden (Profil E, Fig. 11). Etwa 2 km nördlich zweigt eine kurze Seitenlinie ab und vereinigt sich erst bei der Ortschaft Fındıklı mit der Hauptlinie wieder. Diese Seitenlinie gehört genetisch sowie tektonisch zum Kelkit-Çay-Bruchsystem. Sie trennt eine höher liegende Scholle mit

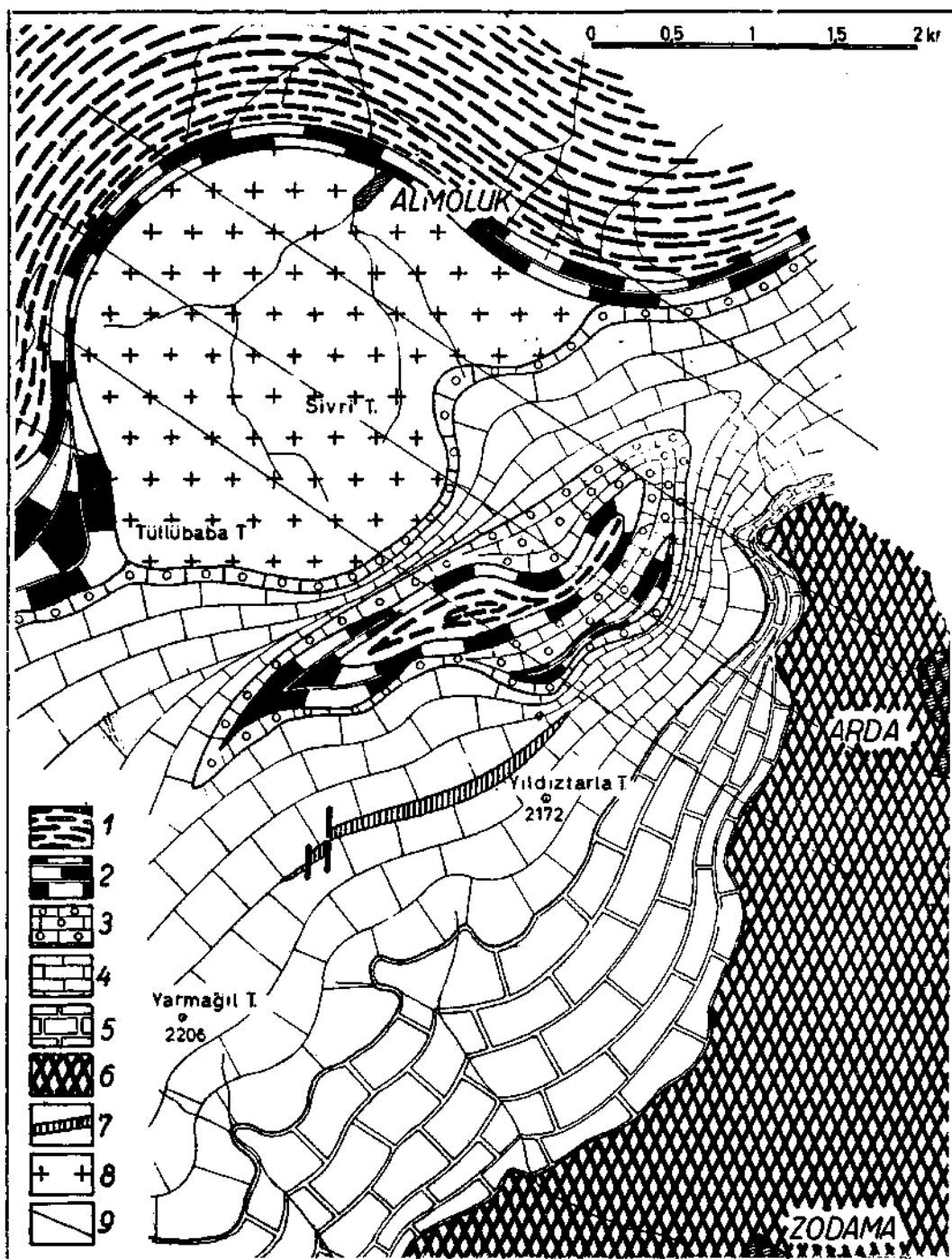


Fig. 12 - Geologische Detailkarte des Gebietes zwischen den Dörfern Almöluk und Arda

1 - Oberkretazischer Flysch; 2 - rote Kalke des Turon-Senon; 3 - oolithische Kalke des Cenoman; 4 - unterkretazische Kalke; 5 - Kalke des Malm; 6 - jurassischer Flysch (Lias + Dogger); 7 - Natronkeratophyr-Spilit-Gang; 8 - Rhyolith; 9 - Lage der Profile von Fig. 13.

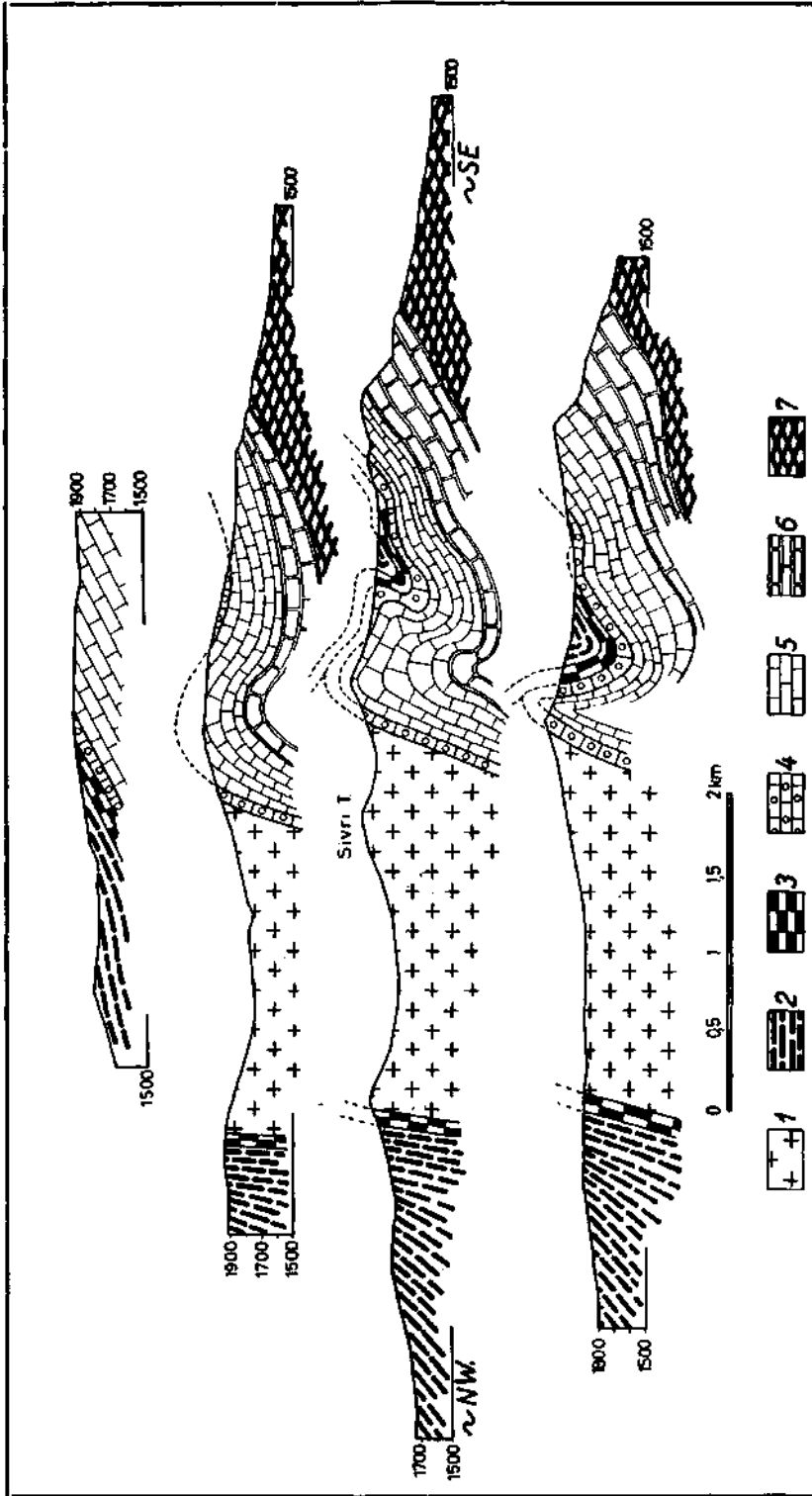


Fig. 13 - Serienprofile durch das Gebiet zwischen Almoluuk und Arda
 1 - Rhyolith; 2 - Oberkreatazischer Flysch; 3 - rote Kalke des Turon-Senon; 4 - oolithische Kalke des Cenoman; 5 - Kalke der Unterkreide;
 6 - Kalke des Malm; 7 - jurassischer Flysch (Lias + Dogger).

jurassischem Flysch von dem abgesunkenen Block des Berdiga-Gebirgszuges. Die Störung war gleichzeitig der Forderweg für aufsteigende Thermalquellen. An letztere ist genetisch die in pliozan-quartärer Zeit entstandene Travertinplatte von Zagpa gebunden (siehe geologische Karte).

Von der Ortschaft Fındıklı aus durchquert die Kelkit-Çay-Linie mit beibehaltender W-E Streichrichtung den jurassischen Flyschkomplex (Profil D, Fig. 11) und schneidet in der Nahe der Ortschaft Kartallı den Südschenkel der Antiklinale von Kartallı ab (Profile A, B und C). Weiter ostwärts streicht sie in das Gebiet der angrenzenden Kartenblätter hinein.

Die nun im folgenden zu beschreibenden Störungen gehören genetisch und tektonisch —wie bereits erwähnt— zum Bruchsystem des Kelkit Çay. Da wäre zunächst die Kökeren-Perçim-Dislokation (F_4) zu erwähnen. Von der Hauptlinie der Kelkit-Çay-Störung (F_1) zweigt sie bei der Ortschaft Fındıklı ab, verläuft in SE-Richtung und bildet die Grenzlinie zwischen dem geosynklinalen Bereich des Berdiga Dağ und dem Schieferzug von Ağvanis. Wie ich bereits bei den Strukturelementen des Berdiga-Dağ-Bereiches gezeigt habe, schneidet auch diese Dislokationslinie dieselben im spitzen Winkel ab.

Zwischen der Kelkit-Çay-Linie und der Kökeren-Perçim-Linie lassen sich noch zwei Störungslinien (F_2 und F_3) lokalisieren. Beide fallen in das Gebiet der Synklinale von Pağnik (S_p), wo die eine (F_2) den Synklinalbereich gegen Norden zu tektonisch abgrenzt.

Zuletzt sei noch jene Störungslinie (F_6) erwähnt, die parallel zum Nordrand des Berdiga Dağ verläuft. Wie wir sahen, hat sie ihren Ursprung in der Antiklinale von Feykas (A_f). Ihre parallel zu den laramisch gepragten Strukturelementen sowie ihre bogenförmig verlaufende Streichrichtung lassen erkennen, dass wir es bei ihr mit einer älteren Störungslinie zu tun haben. Dies geht auch daraus hervor, dass ihr Südwestende scharf von der Kelkit-Çay-Linie (F_1) abgeschnitten wird.

Kurz zusammenfassend wollen wir das Wesentliche für den geosynklinalen Bereich des Berdiga Dağ herauschalen:

- In der laramischen Orogenphase entstanden bogenförmig geschwungene Strukturelemente: Sattel und Mulden. Im Antiklinalkern steckt zumeist ein Granodiorit-Diapir (zweite Granodioritgeneration) mit einer hypabyssischen Randfazies. In den Synklinalen finden wir die den geosynklinalen Bereich des Berdiga Dağ charakterisierende Schichtfolge in ihrer vollständigen Ausbildung.
- Ihrem Verlauf nach zu urteilen, hat die nordliche Bruchlinie (F_6) desgleichen ein laramisches oder zumindest spatlaramisches Alter.
- All diese laramisch gepragten tektonischen Leitlinien möchte ich in Anlehnung an Arni als anatolisch bezeichnen, im Gegensatz zu den weiter unten zu typisierenden pontischen Leitlinien.
- Im allgemeinen befindet sich die axiale Kulmination der Falten im Ostabschnitt des Gebietes.

- Die pontischen Leitlinien gehören in die Gruppe der Rupturen. In ihrer Gesamtheit bilden sie das Kelkit-Çay-Bruchsystem. Dasselbe verläuft annähernd parallel zur heutigen Schwarzmeerküste und dürfte an einen gemeinsamen Entstehungsakt gebunden sein.
- Seiner Anlage nach ist das Kelkit-Çay-Bruchsystem vormiozan. Zu diesem Schluss führt uns die Tatsache, dass die Kelkit-Çay-Linie die nördlichste Grenze für die marin-miozänen Ablagerungen darstellt. Nirgends überschreitet im untersuchten Gebiet das marine Miozan diese Grenze. Wir müssen somit annehmen, dass zur Zeit der miozänen Transgression das Gebiet des heutigen Berdiga Dağ trocken lag. Die Trockenungsphase begann wahrscheinlich zu Beginn des Oligozans. Eine durch das Kelkit-Çay-Bruchsystem entstandene Steilküste verhinderte ein weiteres Vordringen des miozänen Meeres nach Norden.
- Die Bewegungen entlang des Kelkit-Çay-Bruchsystems hielten auch während des Pliozans und während des Quartars an. Entlang der Kelkit-Çay-Linie (F₁) und der Kökeren-Perçim-Linie (F₄) sind zahlreiche Hangtaler zu beobachten, deren Entstehung in das jüngste Quartar verlegt werden muss. Dass die Bewegungen innerhalb des Kelkit-Çay-Bruchsystems auch heute noch aktiv sind, bezeugen uns die zahlreichen Erdbeben, die fast alljährlich auftreten.

2. Der Schieferzug von Ağvanis (siehe Fig. 10 und 11 sowie geologische Übersichtskarte)

Die Begrenzung desselben ist recht einfach. Im Norden wird der Schieferzug von der Kelkit-Çay-Linie (F₁) und der Kökeren-Perçim-Linie (F₄) begrenzt. Parallel zu diesen beiden Linien verläuft seine südliche Grenze, die desgleichen eine Dislokationslinie darstellt. Wir wollen sie kurz die Ağvanis-Linie (F₃) bezeichnen.

Ihrem Verlauf nach gehört die Ağvanis-Linie zu den pontischen Leitlinien. Altersmassig dürfte sie etwas jünger sein als die Kelkit-Çay-Linie.

Die Streichrichtungen dieser Dislokationslinien bestimmen auch die morphologische Ausrichtung des Schieferzuges von Ağvanis.

In tektonischer Hinsicht stellt der Schieferzug von Ağvanis einen Kuppelbau dar. Zwei Granodioritgenerationen intrudierten in den Kuppelbau. Die Granodiorite wurden petrographisch im vorhergehenden Abschnitt charakterisiert. An dieser Stelle mochte ich nur noch darauf hinweisen, dass sich beispielsweise der Granodiorit-Pluton von Seme (=zweite Granodioritgeneration) in der streichenden Fortsetzung der Antiklinale von Allolar (-A_a) befindet.

3. Pontischer Gebietsabschnitt (siehe geologische Übersichtskarte)

Der pontische Gebietsabschnitt schliesst sich nördlich an den Berdiga-Dag-Bereich an. Das Hauptmerkmal dieses Gebietsabschnittes sind die ausgedehnten und mächtigen Andesit- und Basaltmassen, die in Form von Decken, Ergüssen, Kuppen oder Stocken auftreten. Sie bestimmen sowohl den geologischen Charakter als auch das Landschaftsbild. Die Kreidebildungen des Berdiga-Dağ tauchen

unter diese Vulkanitmassen und treten im Nordabschnitt nurmehr als isolierte Inseln auf.

Nicht immer lässt sich im Feld eine einwandfreie Grenzziehung zwischen den beiden vulkanischen Hauptgesteinstypen Andesit und Basalt vollziehen. Erstens sind Übergänge zwischen beiden sehr verbreitet. (Oft erwies sich ein im Feld makroskopisch als Andesit bestimmtes Gestein unter dem Mikroskop als typischer Basalt, und umgekehrt.) Sodann treten Überlappungen zwischen beiden Gesteinsarten auf. Dies ist auch der Grund, weshalb im Rahmen der Übersichtskartierung auf eine altersmassige Einstufung der Vulkanite verzichtet wurde, und weshalb in der geologischen Übersichtskarte beide Gesteinsarten (Andesite und Basalte) unter einer gemeinsamen Signatur laufen.

Den Grossteil dieser intermediären und basischen Vulkanite kann man als *Indexgesteine* (initialer Vulkanismus) der *eozenen Geosynklinale* bezeichnen. Nur zu gern wechsellagernde Lagergänge dieser Vulkanite mit Sedimenten des eozenen Flysches oder des Lutets (siehe z.B. Fig. 8), wobei sie den gleichen Faltungsvorgängen unterworfen waren, wie die Sedimente selbst. Aber auch dort, wo sie als grosse Massen auftreten, kann eine stattgefundene Deformation aus den neuentstandenen Klüften oder aus der Verstellung der alten Bankung abgeleitet werden. Die Daten lassen sich sodann unschwer in den allgemeinen Deformationsplan der eozenen Sedimente einordnen.

Das eine späteozäne (pyrenäische) Faltung stattgefunden hat, verrät uns der schon Faltenbau der eozenen Scholle von *Civrişun* (Fig. 14). Dieselbe wird allseitig von Andesit- und Basaltmassen umgeben und hat eine Oberflächenausdehnung von rund 100 km². Der eozone Flysch wurde in unsymmetrisch gebaute Mulden und Sattel gelegt. Im Norden liegt die Synklinale von *Armutlu*. Ihr Nordschenkel ist steil aufgestellt. In der Brührungszone mit dem nördlichen Andesitmassiv stehen die Schichten senkrecht. Der Südschenkel der Synklinale ist flach. Etwas südlicher ist ein Antiklinalrücken entwickelt, der in sich Andesitstöcke birgt. Weiter südwärts folgt die Synklinale von *Civrişun*. Auch diese hat einen steileren Nord- und einen flacheren Südschenkel. Der Flysch stellte ein baumechanisch mobiles Material dar, wohingegen die Andesitmassen sich mehr oder weniger starr verhielten. Dadurch wurde das faltungswilligere Flyschmaterial gewissermassen an die nördliche Andesitmasse angepresst, wobei es zu einer Steilstellung des Synklinal-Nordschenkels kam.

Eine eigenartige Stellung nehmen die sauren Magmatite (in der Hauptsache Granite) des Späteozäns ein. Wir finden sie nördlich von *Şebinkarahisar*, wo sie als Stocke und Plutone inmitten von basaltischen und andesitischen Extrusionen des Eozäns stecken (siehe geologische Übersichtskarte) und zumeist eine plattige oder tafelförmige Absonderung aufweisen (Foto 7). Zwar lassen sich —wie bereits im vorigen Abschnitt hervorgehoben— in diesem Gebietsabschnitt infolge Fehlens entsprechender Sedimentgesteine keine Antiklinalstrukturen direkt nachweisen, doch ist es denkbar, dass jene Stellen, wo heute die betreffenden Granitvorkommen liegen, im regionalen Bauegefüge Antiklinalbereiche darstellen, dass wir es somit mit *orogenen Magmatiten* der späteozänen bzw. pyrenäischen Orogenphase zu tun haben. Jedenfalls gehören diese späteozänen sauren Magmatite zur dritten und jüngsten Granitgeneration des Gebietes.

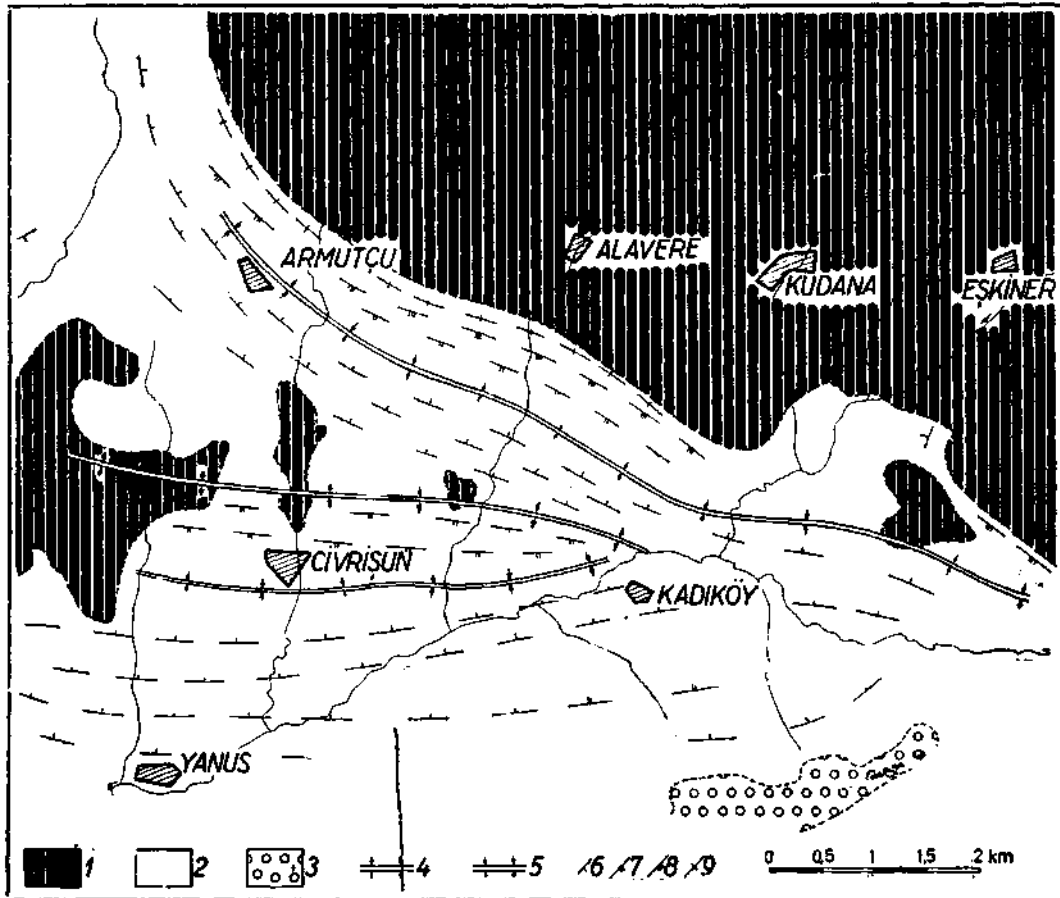


Fig. 14 - Eozängebiet von Civrişun

- 1 - Andesite; 2 - Eozänflysch; 3 - klastisches Pliozän; 4 - Antiklinalachse; 5 - Synklinalachse;
 6 - flaches Einfallen ($< 30^\circ$); 7 - mittelsteiles Einfallen ($30 - 60^\circ$); 8 - steiles Einfallen ($> 30^\circ$);
 9 - saiger (90°).

Erwähnenswert sind die plateauartigen Tafelberge nördlich des Berdiga Dağ, bei der Ortschaft Davola (siehe geolog. Übersichtskarte). Dieselben werden von pliozänen Schuttmassen aufgebaut und stellen in ihrer Gesamtheit Teile einer Verebnungsfläche dar. Das sanfte Relief dieser Tafelberge lässt die Anlage eines älteren Talsystems noch erkennen.

Für den pontischen Gebietsabschnitt kann mit grosser Wahrscheinlichkeit angenommen werden, dass mit Ende Eozän die marine Entwicklung zum Abschluss kam und dass mit Beginn des Oligozäns eine rein kontinentale Phase einsetzte. Zwar Hess sich vorderhand auf palaontologischer Basis kein kontinentales Oligozän mit Sicherheit nachweisen, doch spricht das vollständige Fehlen marin-oligozäner Sedimente sehr für eine kontinentale Entwicklung des pontischen Gebietsabschnittes während des Oligozäns.

4. Die Serpentinzone von Refahiye

Dieselbe hat im kartierten Gebiet flächenmassig die grosste Ausdehnung. Im Norden reicht sie bis zum Schieferzug von Ağvanis. Die Dislokationslinie von

Ağvanis (F_5 in Fig. 10, siehe auch geolpg. Übersichtskarte) bildet die Grenze zwischen beiden Baugliedern. Im Süden grenzt die Serpentinzone von Refahiye entlang einer erstrangigen Dislokationslinie an den südlichen Eozanflysch-Zug.

Samtliche geologische Leitlinien und Strukturelemente, die das tektonische Gefüge der Serpentinzone prägten, sind jungen Alters. Dies ist eines der Hauptmerkmale der Serpentinzone. An der Wende Miozan-Pliozan war die Zone einem Faltungsprozess unterworfen. Auf diesen folgte sodann eine Bruchtektonik. Die Hauptstorungslinien der Bruchtektonik gehören baugeschichtlich in die Gruppe der pontischen Rupturen.

Wohl hat die Serpentinzone von Refahiye auch ältere (altkimmerisch, laramisch) Faltungen mitgemacht, jedoch wurden deren Elemente durch die jungen Vorgänge überprägt.

Die postmiozane (attische) Faltung hinterliess ihre Spuren vor allem in den marinmiozänen Ablagerungen, die wir heute nurmehr in Form von tektonischen Schollen vorfinden. Unter diesen nimmt die miozane Scholle von Kandil (Fig. 15) dank ihrer Grösse den ersten Platz ein. Das fossilführende Miozan von Kandil ist intensiv gefaltet (siehe Foto 8), und in den Faltungsvorgang wurde auch die Serpentinunterlage miteinbezogen (Profil C, Fig. 16). An verschiedenen Stellen schoben sich die serpentinierten Ultrabasite dank ihrer grossen Mobilität und Plastizität als tektonische Schuppen und Zwickel zwischen die miozänen Sedimente ein. Dies hervorzuheben scheint mir von besonderer Bedeutung zu sein. Denn erstens zeigen die klaren tektonischen Verbandsverhältnisse, dass hier auf mechanischem Weg Gesteine verschiedener Provenienz und verschiedenen Alters sekundär zu einem neuen Verband zusammengeschweisst wurden. Würde man diese sekundär-tektonischen Verbandsverhältnisse nicht berücksichtigen, könnte man leicht zu einem voreiligen Schluss hinsichtlich des «miozänen Alters» der Serpentine gelangen. Die tektonischen Verhältnisse führen uns ferner zu dem Schluss, dass das marine Miozan während der attischen Phase zwar einer kraftigen Faltung unterworfen war, dass es aber in erster Linie der Serpentinuntergrund war, der intensiv und tiefgreifend deformiert wurde.

Die miozane Scholle von Kandil zeigt einen Faltenbau mit Sattel und Mulden. Die Faltenachsen verlaufen mehr oder weniger E-W. Im Süden ist die Scholle gegen den Serpentinuntergrund an einem Bruch abgesetzt (Profil C der Fig. 16). Westwärts und ostwärts treten an mehreren Stellen marin-miozane Kalke und Mergel schollenartig zwischen Serpentinmassen auf. Dieselben liegen alle in der streichenden Fortsetzung der Scholle von Kandil. So sieht man im Westen, bei dem Dorf Venice, zwei kleine Miozan-Schollen (Fig. 15) und eine bei der Ortschaft Çayköy (siehe geologische Übersichtskarte). Im Osten sind südlich von Refahiye zwei Miozanvorkommen zu sehen. Alle diese Reste müssen einmal eine zusammenhängende Decke gebildet haben.

In einer ähnlichen tektonischen Situation befindet sich die Miozan-Scholle von Deliktaş. Sie ist bedeutend kleiner als jene von Kandil, zeigt einen ausgesprochenen Synklinalbau (Profil B, Fig. 16) und steckt als isoliertes Gebilde inmitten von Serpentinesteinsmassen.

Jene Miozan-Vorkommen, die im Norden der Serpentinzone von Refahiye inselartig aus den klastischen Sedimenten des Pliozans heraustauchen, sollen weiter unten besprochen werden.

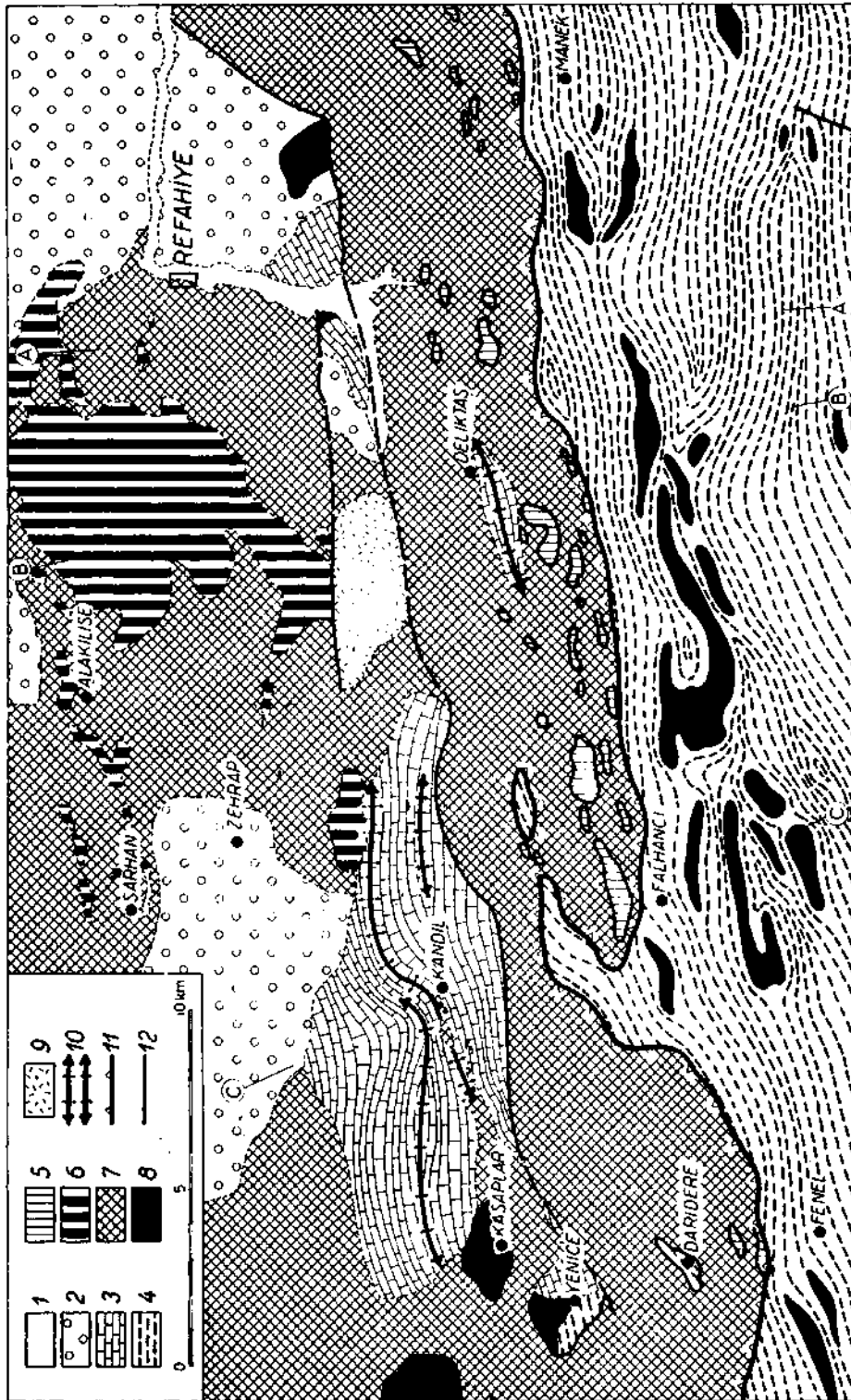


Fig. 15 - Südlicher Abschnitt der Serpentinzone von Refahiye und südlicher Eozänflysch-Zug

1 - Alluvionen; 2 - pliozäner Schotter; 3 - marines Miozän; 4 - eozäner Flysch; 5 - mesozoische Kalke der Stirnzone; 6 - Marmore und marmorisierte Kalke; 7 - serpentinisierte Ultrabasite; 8 - Andesite und Basalte; 9 - junge vulkanische Tuffe und Kiesabteilungen; 10 - Syn-kinatal- und Antiklinalachsen; 11 - Auf- bzw. Überschiebung; 12 - Brücke.

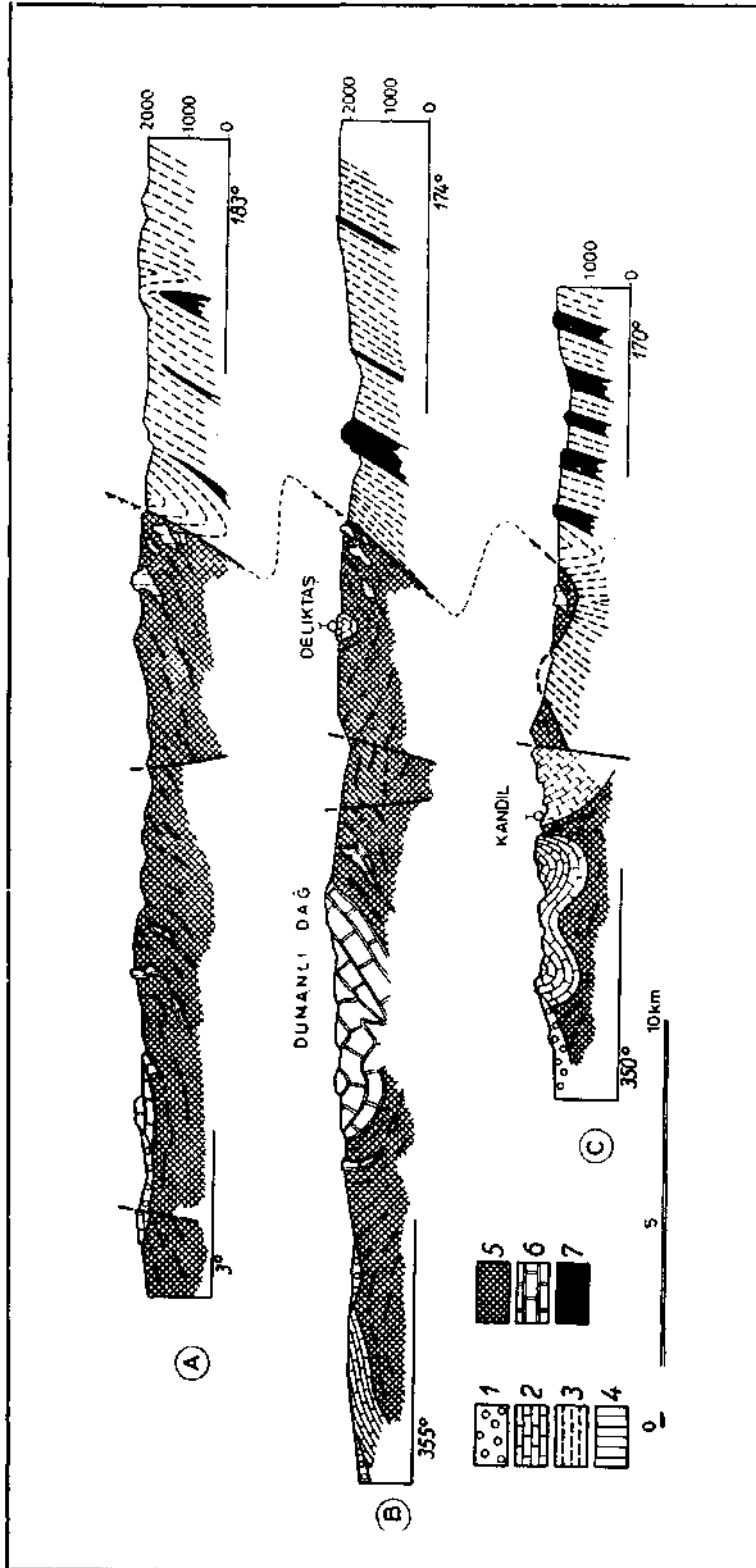


Fig. 16 - Profile zu Fig. 15
 1 - pliozäner Schotter; 2 - marines Miozän; 3 - eozäner Flysch; 4 - mesozoische Kalke der Stirnzone; 5 - serpentinisierte Ultrabasite;
 6 - Marmore; 7 - Andesite und Basalte.

Eine markante tektonische Leitlinie trennt die Serpentinzone von dem südlich anschliessenden Eozanflysch-Zug. An ihr sind die Serpentinmassen auf den eozanen Flysch aufgeschoben (Fig. 15 und Profile A und B der Fig. 16. Siehe auch Foto 9). Die Aufschublinie, die ich im folgenden als Cengerli-Linie (nach der Ortschaft Cengerli) bezeichnen mochte, hat eine annähernd E-W Streichrichtung. Bei dem Dorf Falhanci ist die Streichrichtung unterbrochen. Buchartig dringt hier der eozane Flysch gegen Norden zu in die Serpentinmassen ein. In diesem Gebietsabschnitt ist die Aufschubung in eine Überschiebung mit geringer Schubweite (Profil C der Fig. 16) übergegangen. Ferner kommt bei dem Dorf Maden eine Insel fossilführenden Eozanflysches vor. Dieselbe lässt sich als tektonisches Fenster deuten.

Die Stirnfront der aufgeschobenen Serpentinmassen ist beachtlich zertrümmert und mylonitisiert. Charakteristisch ist das Auftreten zahlreicher Kalkklippen im Bereich der Stirnfront (Foto 10). Dieselben reihen sich wurzellos entlang der Aufschublinie. Ihre Grösse variiert stark. Angefangen von ganz kleinen Blocken, die kartennässig nicht mehr zu erfassen waren, bis zu 2 km langen Zügen kommen alle Dimensionen vor. Nahe der Aufschublinie sind die Kalke der Klippen stark kataklasiert oder mylonitisiert und kalzitverheilt.

Das Material der Kalkklippen ist zumeist marmorisiert. Eventuell vorhandene organische Spuren wurden durch die tektonischen Vorgänge zerstört und eine einwandfreie Datierung ist nicht mehr möglich. Dennoch muss man diesen Kalken, ihrem Gesteinshabitus nach zu urteilen, ein mesozoisches Alter zuschreiben.

Die Entstehung der Aufschubung möchte ich desgleichen in die attische Phase verlegen. Direkte Beweise freilich fehlen hierfür. Lediglich ihre E-W Streichrichtung, die zu den Faltenachsen der miozänen Scholle annähernd parallel verläuft, liesse sich als Stütze für diese Datierung verwenden.

Der Nordabschnitt der Serpentinzone von Refahiye wird von einem etwa 10 km breiten pliozänen Schotterzug eingenommen. Derselbe beginnt bei Ezbider und hat im kartierten Gebiet eine Länge von rund 60 km. Ostwärts geht er auf das anschliessende Kartenblatt über. Unter den Schotterkomponenten findet man auch miozane Kalkgerölle, wodurch das Alter dieser kontinentalen Bildungen mit Pliozan festgelegt werden konnte.

Tektonisch gesehen, ist der Schotterzug eine Rinnenfüllung. Die tektonisch angelegte, E-W gestreckte Rinne entstand zu Beginn des Pliozans. Sie wird beiderseits von Störungslinien flankiert. Innerhalb des Schotterzuges ist an mehreren Stellen der Serpentinuntergrund freigelegt. Auch marin-miozane Sedimente tauchen aus der Schotterdecke inselartig empor. Ihre Reihung entlang einer Linie, die zu den pontischen Rupturen parallel verläuft, ist tektonisch bedingt.

Obwohl die Verwitterung im Bereich der Serpentinmassen ein sanftes Relief erzeugt hat, liegen innerhalb der Serpentinzone von Refahiye dennoch die orographisch höchsten Erhebungen des kartierten Gebietes. So erreicht der Kızıl Dağ 3015 m. Er wird von geschieferten Grüngesteinen, epizonalen Schiefergesteinen und Serpentin aufgebaut. All diese Gesteine stecken in einem gemeinsamen Verband. Diese Erscheinung lässt sich irbrigens auch in dem sich ostlich von Refahiye bis zu 2701 m erhebenden Kurtlu Dağ beobachten. Auch hier liegen

geschieferte Grüngesteine, ungeschieferte Serpentine und grüne epizonale Schiefer anscheinend in einem primären Gesteinsverband.

Westlich von Refahiye erhebt sich der Dumanlı Dağ (2434 m). Er besteht hauptsächlich aus Marmorgesteinen, die nur selten eine Bankung aufweisen. Gegen den Rand zu lost sich die einheitliche Marmormasse des Dumanlı Dağ in kleinere und grossere Blöcke und- Linsen auf. Instrukтив ist dies in der Umgebung der Ortschaft Alakilise zu sehen. Mögen sich heute die Verbandsbeziehungen zwischen den isolierten Marmorkörpern und dem sie umgebenden Serpentin- gstein als sekundar-tektonischer Natur erweisen, dennoch müssen diese Gesteine einmal in einem primären Verbandsverhältnis gesteckt haben; tektonische Vorgänge zerstörten dasselbe.

Zusammenfassend lassen sich für die Serpentinzone von Refahiye folgende Merkmale herausarbeiten :

- Den Unterbau liefern überwiegend serpentinierte basische und ultrabasische Gesteine. Untergeordnet treten Marmore und Schiefergesteine auf.
- Miozane Meeresüberflutung hinterliess marine Sedimente. Postmiozane Vorgänge beschränkten sich nicht nur auf einen Faltenbau der miozänen Epidermis, sondern deformierten tiefgreifend auch den dermalen Serpentin-Untergrund. In diese Zeit fällt auch die Aufschiebung der Serpentinmassen entlang der Cengerli-Linie auf den eozanen Flysch im Süden.
- Pontische Rupturen schufen im Pliozan und Quartar das tektonische Gefüge, wie es uns heute entgegentritt.

5. Der südliche Eozanflysch-Zug (Fig. 15 und 16 sowie geolog. Übersichtskarte)

Zwar sind die Gesteine dieses Abschnittes im einzelnen lithologisch differenziert und heterogen, so dass die selektive Erosion eine typische Schichtrippenlandschaft (Foto 1) erzeugen konnte, dennoch bilden sie eine lithologisch und stratigraphisch geschlossene Giosseinheit, die als Bauglied gut zu typisieren ist.

Neben Mergeln und Sandsteinen kommen untergeordnet auch fossilführende Kalksteine vor. Das hervorstechendste Merkmal sind jedoch die zahlreichen Vulkanite (Andesite und Basalte) des initialen Vulkanismus. Auf der geologischen Karte wurden nur die grosser dimensionierten Vulkanitmassen ausgeschieden. Diese vulkanischen Körper sind eingeregelt in die allgemeine E-W Streichrichtung der Flyschsedimente. (Die Strichführung in Fig. 15 gibt gleichzeitig auch die Streichrichtung der eozanen Flyschsedimente an.) Zahlreiche vulkanische Lagergänge (Sills) sind den Sedimenten zwischengeschaltet und unterlagen einer gemeinsamen Faltung. Der Faltenbau entstand in der pyrenaischen Phase. Ohne auf die einzelnen Strukturelemente (Antiklinale und Synklinale) näher einzugehen, soll lediglich die E-W Streichrichtung der Faltenachsen hervorgehoben werden.

6. Der Gipszug von Zara (siehe geolog. Übersichtskarte)

Eine Störungslinie ersten Ranges durchzieht in E-W Richtung den südwestlichen Raum des untersuchten Gebietes und trennt zwei tektonische Einheiten. Weil sich die Linie im grossen und ganzen mit dem Lauf des Kızıllırmak Flusses deckt, erhielt sie die Bezeichnung Kızıllırmak-Linie (Nebert, 1956). Im

Kelkit Çayı ile Kızılırmak'ın beslenme sahasına ait jeolojik harita

Geologische Karte der Einzugsgebiete Kelkit Çay und Kızılırmak

ALÜVYON
TRAVERTEN

Alluvionen
Travertin

TERSİYER:

Pliosen (Blokmozol, Çakıllar, Kum, Kalker)
Alt ve Orta Miosen
Üst Miosen Jips
Karasal Oligosen (?)
Lütetien
Eosen flışı

TERTİAR:
Pliozän (Blockschutt, Schotter, Sande, Kalke)
Unter- und Mittelmiozän
Gipsbildungen des Obermiozäns
Kontinentales Oligozän (?)
Lutet
Eozänflysch

MESOZOİK:

Üst Kretase (Flis fasiesi + inisiyal magmatitler + Üst Senonien + Danien)
Üst Kretase (Kalkler fasiesi + Cenoman + Turon + Campan.)
Alt Kretase (Kalkler fasiesi)
Malm
Lias ve Dogger (Flis + inisiyal magmatitler)
Umumiyetle Mesozoik

MESOZOİKUM:
Oberkreide (Flyschfazies + Initialmagmatite)
Oberkreide (Malklazies + Cenoman + Turon + Campan.)
Unterkreide (Kalkfazies)
Malm
Lias u. Dogger (Flysch + Initialmagmatite)
Mesoz. im alg.

EPİZONAL METAMORFITLER:

Yeşil şistler ve Filitler
Mermer

EPİZONALE METAMORPHITE:
Grünschiefer u. Phyllite
Marmore

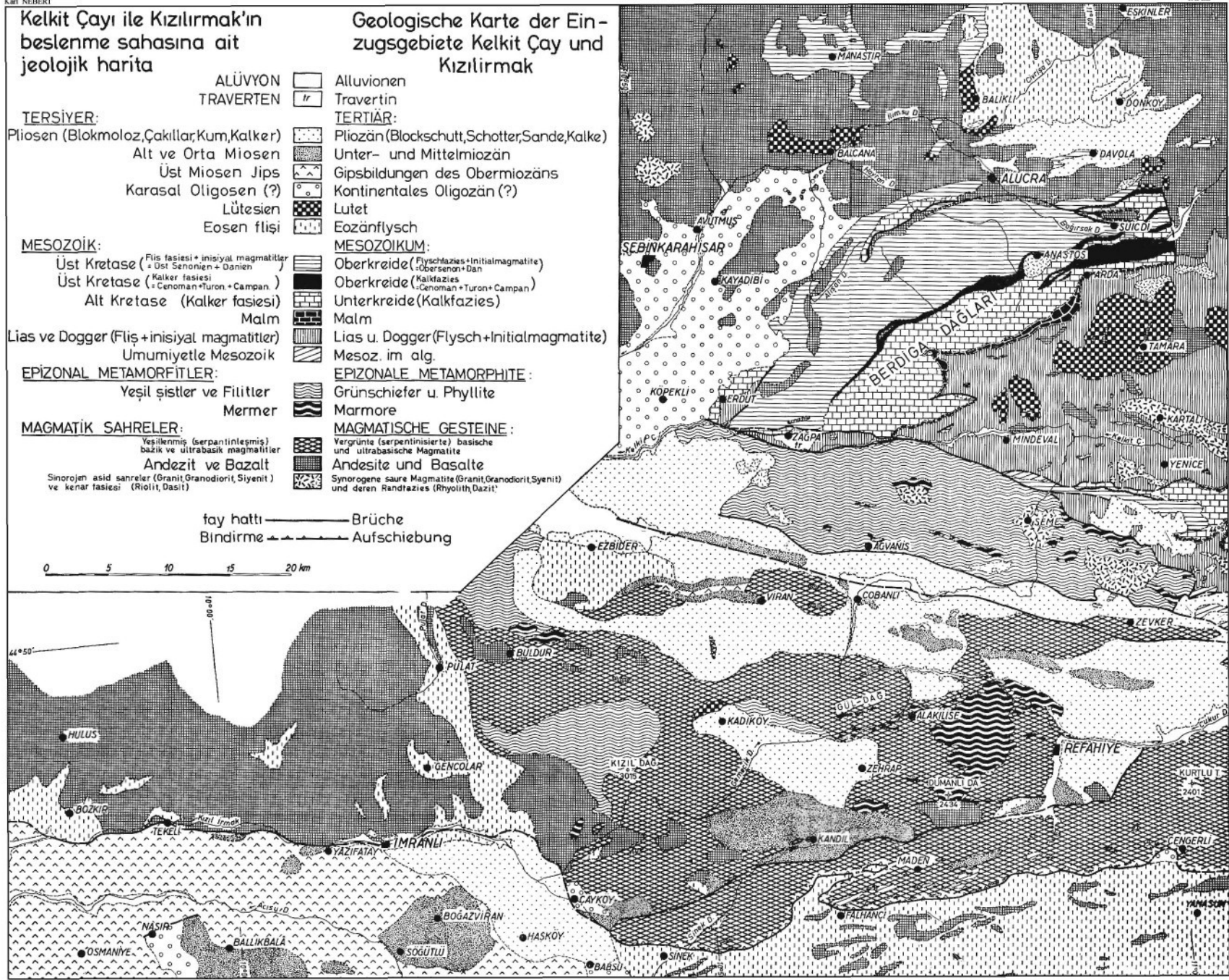
MAGMATİK SAHRELER:

Yeşilermiş (serpantinleşmiş) bazik ve ultrabazik magmatitler
Andezit ve Bazalt
Sinorojen asid sanreler (Granit, Granodiorit, Siyenit) ve kenar fasiesi (Riolit, Dasit)

MAGMATISCHE GESTEINE:
Vergrunte (serpentinisierte) basische und ultrabasische Magmatite
Andesite und Basalte
Synorojene saure Magmatite (Granit, Granodiorit, Siyenit) und deren Randfazies (Rhyolith, Dasit)

fay hattı ———— Brüche
Bindirme ———— Aufschiebung

0 5 10 15 20 km



westlichen Abschnitt kommt die Linie auch morphologisch gut zum Ausdruck. An ihr ist die südliche Einheit mit den mächtigen Gipsablagerungen gegenüber dem nördlichen Vulkangebiet von İmranlı abgesunken. Die Linie lässt sich bis İmranlı verfolgen. Hier verschwindet sie unter pliozänen Schottern. Dieser Schotterzug stellt desgleichen eine Rinnenfüllung dar. Die Rinne selber ist tektonisch angelegt. Verbindet man die Kızılırmak-Linie mit der axialen Ausrichtung der Rinne, dann gelangt man zur Cengerli-Linie. Wahrscheinlich verdanken beide Linien ihr Vorhandensein einem gemeinsamen Entstehungsakt. Dabei entwickelte sich die Cengerli-Linie als Aufschublinie, die Kızılırmak-Linie hingegen als ausgesprochene Bruchlinie.

Der Gipszug von Zara wird hauptsächlich aus Gipsmassen aufgebaut, deren mittel- bis obermiozanes Alter gesichert ist (Nebert 1956). Der tektonische Bau dieses Abschnittes ist ziemlich kompliziert. Auf eine postmiozane Faltung folgte eine pliozane Bruchtektonik, die den Gipszug in einzelne Schollen zerlegte. Bereits während der Faltung komplizierten die hochplastischen Gipsmassen das tektonische Gefüge. Die Komplikation steigerte sich wesentlich durch die junge Bruchtektonik. So ist es zu verstehen, wenn man in diesem Gebietsabschnitt Stellen mit primären Lagerungsverhältnissen kaum antrifft. Diesem Umstand ist es in erster Linie zuzuschreiben, dass man früher die Gipsserie dieses Raumes irrtümlicherweise ins Oligozän stellte.

Aus den Gipsmassen tauchen kleinere und grössere Schollen marin-miozaner Sedimente heraus. Auf Grund der aufgesammelten Makro- und Mikrofauna liessen sich dieselben ins Burdigal einstufen. Diese Schollen kann man als hochgekommene Antiklinalkerne deuten, obwohl sie im einzelnen einen komplizierten Faltenbau aufweisen.

Trotz lokaler Abweichungen, die zumeist auf plastische Verformung des Gipses zurückzuführen sind, zeigen die Schichten des Gipszuges von Zara ein generelles E-W Streichen. Dies steht im besten Einklang mit der Streichrichtung der Schichten sowie der Strukturelemente innerhalb der isolierten Miozanschollen im Bereich der Serpentinzone von Refahiye.

7. Das vulkanische Gebiet von İmranlı (siehe geolog. Übersichtkarte)

Das nördlich der Kızılırmak-Linie gelegene vulkanische Gebiet von İmranlı gehört lithologisch, stratigraphisch und baugeschichtlich zum pontischen Bereich im engeren Sinn. Es stellt gewissermassen die Fortsetzung des «Pontischen Gebietsabschnittes» dar. Wie dort, sind auch hier die ausgedehnten Andesit- und Basaltmassen das Hauptmerkmal dieser tektonischen Einheit. Eozanflysch, zumeist durch Erosion freigelegt, kommt inselartig zwischen den vulkanischen Massen vor. Die Vulkanite stellen Indexgesteine der eozänen Geosynklinale dar und sind die Produkte eines initialen Vulkanismus. Die späteozäne (pyrenaische) Faltung erfasste auch sie. Einen Faltenbau lassen jedoch lediglich die eozänen Flyschsedimente mit ihren zwischengeschalteten vulkanischen Lagerungen erkennen.

Die vulkanischen Massen sowie der eozäne Flysch streichen in die westlich und nördlich angrenzenden Nachbarräume hinüber. Auffallend im Bereich dieser tektonischen Einheit ist das vollständige Fehlen von marin-miozänen Ablagerungen.

L I T E R A T U R V E R ' Z E I C H N I S

- ALTINLI, E. (1946) : Ordu ve Giresun vilayetlerinin jeolojik incelemesi. Unveröff. *M.T.A. Bericht* No. 1629, Ankara.
- ARNI, -P. (1939) : Tektonische Grundzuge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. *M.T.A. Publ.* Serie B, No. 4, Ankara.
- BAYKAL, F. (1952) : Kelkit - Şiran bölgesinde jeolojik araştırmalar. Unveröff. *M.T.A. Bericht* No. 2205, Ankara.
- (1953) : Cimen ve Munzur dağları mıntıkasında jeolojik etütler. Unveröff. *M.T.A. Ber.* No. 2058, Ankara.
- BAILEY, E. B. & McCALLIEN, W. J. (1956) : Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, Bd. 42.
- BLUMENTHAL, M. (1945) : Sind gewisse Ophiolitzonen Nordanatoliens praliassisch? *M.T.A. Bull.* No. 33, Ankara.
- ERENTÖZ, C. (1956) : A general review of the Geology of Turkey. *M.T.A. Bull.* Turkey, No. 48, Ankara.
- ERGUVANLI, K. (1950) : Trabzon - Gümüşhane arasındaki bölgenin jeolojik etüdü hakkında rapor. Unveröff. *M.T.A. Bericht* No. 2273, Ankara.
- (1951) : Zara-Şebinkarahisar-Mesudiye arasındaki bölgenin jeolojisi hakkında rapor. Unveroeff. *M.T.A. Ber.* No. 1926, Ankara. *t*
- ERÜNAL - ERENTÖZ, L. (1956) : Stratigraphie des bassins neogenes de Turquie, plus specialement d'Anatolie Meridionale et comparaisons avec le Domaine Mediterranee dans son ensemble. *Publ. M.T.A., Serie C*, No. 3, Ankara.
- (1958) : Mollusques du Neogene des bassins de Karaman, Adana et Hatay (Turquie). *M.T.A. Publ., Serie C*, No. 4, Ankara.
- EZGU, N. (1953) : Giresun İli Şebinkarahisar-Alucra linyitlerinin tetkikine ait rapor. Unveröff. *M.T.A. Ber.* No. 2090, Ankara.
- FLIEGEL, G. (1920) : Über kretazische Beckenergüsse im pontischen Kustengebirge Kleinasiens. *Z.D. Geol. Ges.*, Bd. 72.
- FRECH, F. (1910) : Geologische Beobachtungen im pontischen Gebirge. *N. Jb. Miner., Geol. Pal.*
- GYSIN, M. & PAMIR, H. N. (1940) : Les roches syenito-monzonitiques au Nord de Şebinkarahisar (Anatolie). *Arch. Soc. Sc. Phys. Nat. Geneve*, Bd. 22.
- KETİN, İ. (1951) : Über die Geologie der Gegend von Bayburt in Nordost - Anatolien. *Rev. Far. Sc. Univ. İstanbul*, Bd. 16.
- KIEFT, C. (1955) : Etude de quelques gisements de Cuivre dans la region de Tirebolu (Vil. Giresun). *M.T.A. Ber.* No. 2311, Ankara.
- KOVENKO, V. (1936) : Note sur la visite des mines a l'Est de Zara. Unveroeff. *M.T.A. Ber.* No. 638, Ankara.
- LAHN, E. (1950) : La formation gypsifere en Anatolie (Asie Mineure). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, Bd. 20.
- LEUCHS, K. (1939) : Geologische Entwicklung von Anatolien. *Viert. J. für Südost-Europa*, Bd. 2, Leipzig.
- NEBERT, K. (1956) : Zur stratigraphischen Stellung der Gipsserie im Zara - İmranlı (Vil. Sivas). *M.T.A. Bull.* No. 48, Ankara.
- (1959) : Beobachtungen über Serpentinisierung ultrabasischer und basischer Gesteinsmassen. *M.T.A. Bull.* No. 52, Ankara.
- & RONNER, F. (1956) : Alpidische Albitisationsvorgänge im Menderes - Massiv und dessen Umrahmung. *M.T.A. Bull.* No. 48, Ankara.

- NOWACK, E. (1929) : Die wichtigsten Ergebnisse meiner anatolischen Reisen. *Z.D. Geol. Ges.* Bd. 80.
- (1932) : Kreide - Entwicklung und Grosstektonik in Nord-Anatolien. *Zentr. Miner. Geol. Pal.*, Stuttgart.
- OKAY, A. C. (1952a) : Sivas 62/1 paftası lövesi raporu. *M.T.A. Rap.* No. 1995, Ankara.
- (1952b) : Sivas 62/2 paftası lövesi raporu. *M.T.A. Rap.* No. 1996, Ankara.
- OSWALD, F. (1910) : *Geology of Armenia.* London.
- (1912) : Armenien. *Handbuch reg; Geol.*, Heidelberg.
- PHILIPPSON, A. (1918) : Kleinasien. *Handb. reg. Geol.*, Heidelberg.
- SAGIROĞLU, G.N. (1946) : Sur quelques andesites d'Anatolie. These, Geneve.
- SCHAFFER, F.X. (1907) : Grundzüge des geologischen Baues von Türkisch - Armenien und dem östlichen Anatolien. *Peterm. Mitt.* Bd. 53.
- STCHEPINSKY, V. (1938a) : Rapport sur les minerals divers (sauf hydrocarbures, charbon et sel) de la partie centrale du Vilayet de Sivas. Unveroff. *M.T.A. Ber.* No. 770, Ankara.
- (1938b) : Rapport sur Kızıl Mezra gisements et travaux de mines executes en 1938. Unveroff. *M.T.A. Ber.* No. 814, Ankara.
- (1938c) : Rapport sur la geologie generale de la partie centrale du Vilayet de Sivas. Unveroff. *M.T.A. Ber.* No. 868, Ankara.
- (1939a) : Hydrocarbures, lignites et sources saeles du Vilayet de Sivas. Unveroff. *M.T.A. Ber.* No. 917.
- (1940a) : Rapport sur la Geologie generale de la region d'Erzincan. Unveroff. *M.T.A. Ber.* No. 1004, Ankara.
- (1940c) : Rapport sur les lignites et hydrocarbures de la region d'Erzincan. Unveroff. *M.T.A. Ber.* No. 1033, Ankara.
- (1940d) : Rapport sur les gites metalliferes de la region d'Erzincan. Unveroff. *M.T.A. Ber.* No. 1032, Ankara.
- (1940e) : Rapport sur la geologie de la region de Zara - Koyulhisar - Suşehri. Unveroff. *M.T.A. Ber.* No. 1094, Ankara.
- (1941) : Geologie et richesses minières de la region d'Erzincan. *M.T.A. Y. Serie G, 2*, Ankara.
- (1945) : Rapport sur la Geologie et les ressources minerales du bassin superieur de la Kelkit Çayı. Unveroff. *M.T.A. Ber.* No. 1617, Ankara.
- TCHIHATGHEFF, P. de (1867/69) : *Asie Mineure*, Paris.
- TOLUN, R. (1950) : Sur les possibilites d'utilisation des Alunites de Turquie et les essais effectues sur les echantillons de Şebinkarahisar. *M.T.A. Mecm.* No. 40, Ankara.
- WIJKERSLOOTH, P. de (1946) : Einiges über die Erzprovinz des östlichen Schwarzmeerküstengebietes. *M.T.A. Mecm.* No. 1/35, Ankara.