

VERGLEICHENDE STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DER LIGNITFÜHRENDEN NEOGENGEBIETE WESTLICH UND NÖRDLICH VON TAVŞANLI *

Karl NEBERT

Mineral Research and Exploration Institute of Turkey

Grosse Areale Westanatoliens werden von kontinentalen Neogenablagerungen eingenommen. Dem stratigraphisch-lithologischen Studium dieser Sedimente wurde bislang nicht die gebührende Aufmerksamkeit entgegengebracht, obwohl beispielsweise das westanatolische lakustre Neogen die wirtschaftlich bedeutendsten Braunkohlenlager Anatoliens beinhalten. Bei der Datierung begnügte man sich mit einem «Süsswasser-Neogen im allg.» und verzichtete auf eine weitere Aufgliederung oder Korrelierung. Dieser stiefmütterlichen Behandlung des westanatolischen Süsswasserneogens muss ein planmässig durchgeführtes stratigraphisch - lithologisches Spezial- und Detailstudium folgen, wobei alle gesammelten Daten verwertet und alle Hilfswissenschaften herangezogen werden müssen. Nur auf diese Art wird es in Zukunft möglich sein, neue Braunkohlenlager für die türkische Energiewirtschaft aufzufinden.

Zwar sind die in vorliegender Arbeit besprochenen Gebiete westlich und nördlich von Tavşanlı mit ihrer Gesamtausdehnung von rund 2500 km² im Vergleich zu den immensen Neogenflächen Westanatoliens nur ein bescheidener Ausschnitt, dennoch lieferte das stratigraphisch - lithologische Studium ihres Sedimentbestandes interessante Ergebnisse.

Vorerst gelang es, die Gesteinsfolgen der untersuchten Neogenabschnitte dieses Raumes untereinander zu parallelisieren und ihren Gliedern eine einheitliche Nomenklatur zu geben. Gewiss, damit ist noch keine allgemeingültige Stratigraphie des westanatolischen Neogens geschaffen, aber ein erster Schritt in dieser Richtung ist getan. Ferner liessen sich aus diesem begrenzten Raum Gesetzmässigkeiten bezüglich der neogenen Lithogenese und Tektogenese ableiten, die auch auf das übrige westanatolische Neogen anwendbar sind. Damit wurden die ersten Leitlinien für den geotektonischen und lithogenetischen Entwicklungsgang Westanatoliens während des Miozäns und Pliozäns festgelegt.

Sieht man von der Studie G. v. d. Kaaden's (1959), die sich auf die nördlich angrenzenden Nachbargebiete bezieht, ab, so existiert nur in der von Barutoğlu (1944) publizierten Zusammenstellung über die Braunkohlenlager der Türkei eine knappe Schilderung der

stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse der Becken von Tunçbilek und Değirmisaz. Als Quelle dienten unveröffentlichte Berichte von Arni (1942) und Romberg (1936 *a* und 1936 *b*), die im Archiv des M.T.A.-Institutes aufbewahrt werden. Zu diesen Arbeiten mit rein geologischem Charakter gesellten sich in den letzten Jahren noch meine Kartierungsberichte (Nebert 1958 *a*, 1958 *b*, 1958 *c* und 1960) über die einzelnen Neogengebiete dieses Raumes. Dieselben dienten als Grundlage für vorliegende Veröffentlichung, die bestrebt ist, über diesen Raum ein abgerundetes Bild zu geben.

GEOGRAPHISCHE CHARAKTERISIERUNG DER NEOGENGEBIETE

Die zu besprechenden Neogenabschnitte (siehe hierzu Abb. 1) liegen regionalgeographisch im westanatolischen Raum, und zwar in dessen nordöstlicher Ecke. Zusammen mit dem umgebenden Grundgebirge bilden sie ein landschaftlich reizvolles und morphologisch wechselvolles Bergland, dessen durchschnittliche Höhen zwischen 600 und 1200 m liegen. Im Süden grenzt dieses Bergland an den Eğrigöz Dağ (2181 m) und an die Nordausläufer des Koca Dağ (1814 m). Den Nordrahmen liefern die Gebirgszüge des Ulu Dağ (2493 m) und des Yirce Dağ. Im Westen wird es von dem ausgedehnten Granodiorit-Batholithen von Orhaneli abgeschlossen. Gegen Osten zu geht das Bergland allmählich in die zentralanatolische Hochebene über.

Hauptentwässerungsader des Gebietes ist der Koca Su. Er entspringt im Murat Dağ (2312 m), fließt bis Tavşanlı in nördlicher Richtung, wendet sich sodann in geschwungenem Bogen gegen Westen und mündet schliesslich bei Deveci Konağı in den Kirmesti Çay. Den südlichen Abschnitt entwässert zu einem geringen Teil der Emet Çay.

Im Gebiet herrscht ein kontinentales Klima. Heisse Sommer und kalte, meistens schneereiche Winter wechseln einander ab, wobei sich im Herbst und im Frühjahr eine kurze Regenperiode zwischenschaltet.

Der gesamte Raum lässt sich in einzelne Neogeneinheiten aufteilen. Diese sind voneinander durch mehr oder weniger ausgedehnte Grundgebirgsflächen getrennt. Es ergeben sich folgende Neogeneinheiten, die bis zu einem gewissen Grad auch geographische Einheiten darstellen:

- (1) das Becken von Tunçbilek
- (2) das Becken von Domaniç,
- (3) das Becken von Değirmisaz
- (4) der Neogenzwickel von Dağardı Madeni
- (5) die Neogenscholle von Çıvgalar
- (6) das Neogengebiet zwischen Sülleköy und Tavşanlı
- (7) das Becken von Harmancık
- (8) das Becken von Keles.

Eine knappe geographisch-morphologische Charakterisierung dieser Einheiten soll im folgenden gegeben werden.

Zunächst die Becken von Tunçbilek und Domaniç (Tafel I). Beide liegen im Norden von Tavşanlı und nehmen eine Gesamtfläche von rund 450 km² ein. Als konventionelle Grenze zwischen beiden Becken mag die Linie: Koca Su - Bey Deresi - Koca Su gehen. Ansonsten sind die beiden Becken von einem geschlossenen Grundgebirgsrahmen umgeben.

Morphologisch stellt das Becken von Tunçbilek ein sanft modelliertes Bergland mit Höhen zwischen 900 und 1200 m dar. Das Becken von Domaniç hingegen zeigt durch das Auftreten ausgedehnter Basaltergüsse und Süswasserkalke einen anders gearteten morphologischen Charakter. Denn die Basaltdecken und Süswasserkalkbänke bilden

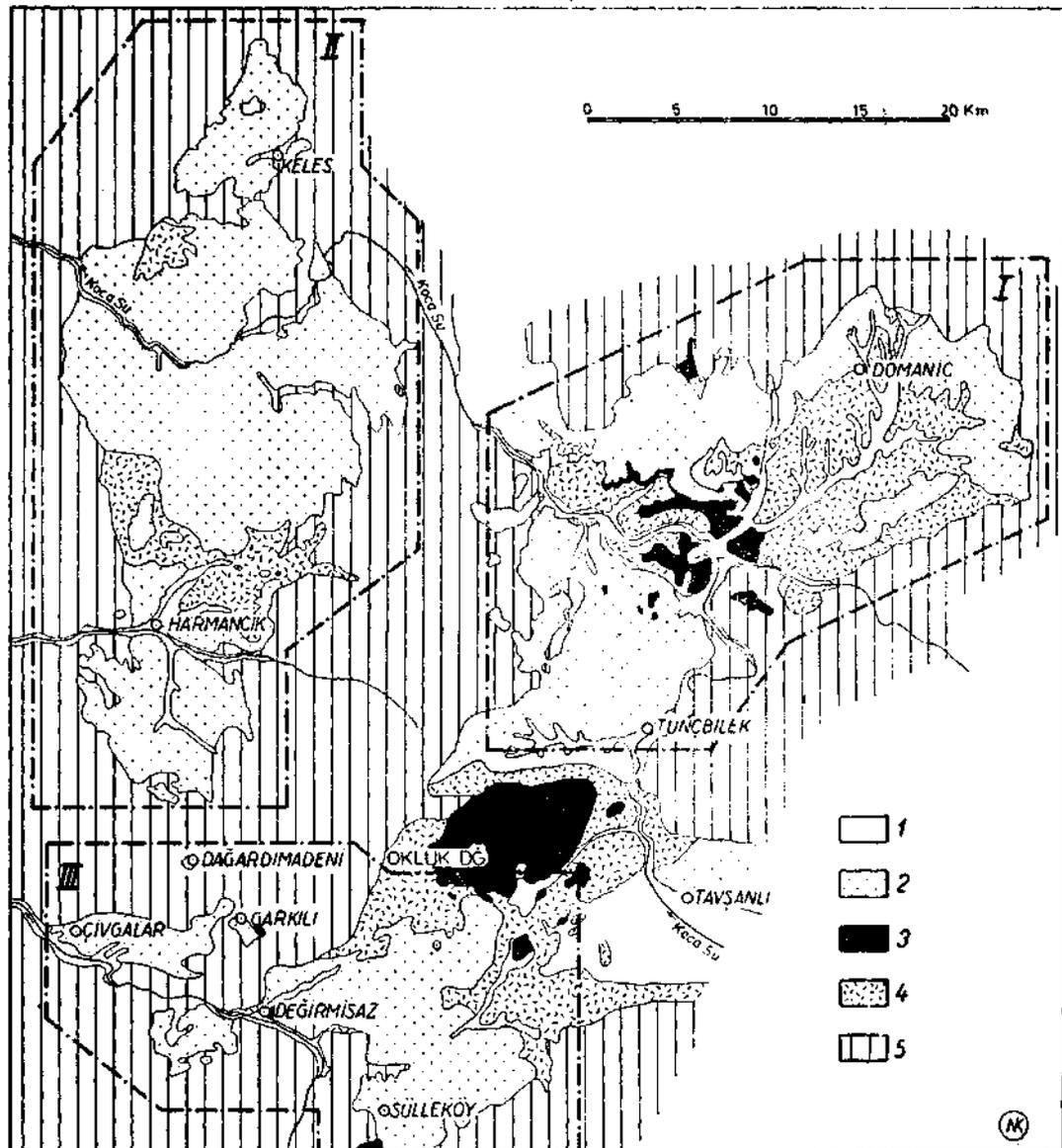


Abb. 1 - Geographisch-geologische Übersichtskarte der Neogengebiete westlich und nördlich vom Tavşanlı. Die Lage der Tafeln I, II und III ist entsprechend eingezeichnet.

1 - Alluvionen; 2 - neogene Schotter, Sande, Mergel und Kalke; 3 - Andesite und Basalte;
4 - pyroklastische Gesteine; 5 - Grundgebirge.

zusammen eine über 100 m starke Gesteinsplatte, die im Laufe des Quartärs von zahlreichen Bächen durchsägt wurde. Auf diese Art entstanden inselförmige Tafelberge, die voneinander durch tiefeingeschnittene, zumeist canonförmige Schluchttäler getrennt sind. Diese morphologischen Elemente prägen das heutige Landschaftsbild des Neogenbeckens von Domaniç.

In geologischer Hinsicht ist das etwa 20 km² umfassende Becken von Değirmisaz (Tafel III) eigentlich kein richtiges Becken, sondern lediglich der kleine Rest eines früheren und ausgedehnten Beckens. Da sich aber der Begriff «Becken von Değirmisaz» in der geologischen Literatur bereits eingebürgert hat, wird er auch in dieser Arbeit übernommen.

Das Becken von Değirmisaz liegt etwa 50 km WSW von Tavşanlı. Seinen Namen erhielt es von der Eisenbahnstation Değirmisaz und nicht von dem gleichnamigen Dorf, das sich weiter östlich und ausserhalb des eigentlichen Beckens befindet. Morphologisch stellt das Becken ein Bergland mit einer durchschnittlichen Höhenlage von 600 m dar.

Der nur 2 km² messende Neogenzwickel von Dağardı Madeni (Taf. III) ist zwischen Serpentinmassen des Grundgebirges eingeklemmt und hat, wie wir später sehen werden, mehr eine regionalgeologische Bedeutung, da er gewissermassen das Bindeglied zwischen den im Süden vorkommenden Neogengebieten und dem Becken von Harmançık darstellt.

Die Neogenscholle von Çıvğalar (Taf. III) umfasst eine Oberfläche von rund 40 km². Sie befindet sich in der westlichsten Ecke des bearbeiteten Raumes: Das Gebiet ist in der Hauptsache ein flachhügeliges Ackerland. Wälder fehlen zur Gänze.

Das Neogengebiet zwischen Sülleköy und Tavşanlı (Taf. III) besitzt eine Oberfläche von rund 215 km. Im Norden wird es von den vulkanogenen Produkten des Okluk Dağı (1342 m) begrenzt. Im Osten erstreckt sich die Hochebene von Tavşanlı (Tavşanlı Ovası, 800 m). Im Süden und im Westen werden die Neogenbildungen hauptsächlich von Serpentinmassen und kristallinen Kalken umrandet. In *morphologischer* Hinsicht besteht das Gebiet aus einzelnen Bergücken, deren absolute Höhen zwischen 700 und 1200 m liegen. Das zentralanatolische Klima macht sich hier bereits bemerkbar, denn Wasser ist relativ knapp.

Das Becken von Harmançık (Taf. II) liegt etwa 60 km SE von Bur-

sa und 35 km NW von Tavşanlı und hat eine Gesamtausdehnung von rund 400 km². Das Becken wird allseitig vom Grundgebirge umrandet. Der südlich von Harmançık gelegene Beckenteil ist ein Hügelland, dessen absolute Höhen zwischen 700 und 1200 m liegen. Der nördliche Beckenteil ist ein ausgesprochenes Tafelland mit schwach gekippten Schichten und mit tief eingeschnittenen, canonartigen Erosionstälern.

Das allseitig vom Grundgebirge umrandete Becken von Keles nimmt eine Oberfläche von etwa 80 km² ein. Es ist ein Bergland mit Höhen, die zwischen 900 und 1100 m liegen.

DAS NEOGENE DECKGEBIRGE

Wenn auf vergleichender Basis im Entwicklungsbild der einzelnen neogenen Teilgebiete gemeinsame Züge herausgearbeitet und allgemeingültige Gesetzmässigkeiten im Entwicklungsgang festgehalten werden sollen, ist eine Aufzählung des stratigraphisch-lithologischen Gesteinsbestandes innerhalb dieser Neogengebiete nicht zu umgehen. Daher soll im folgenden das Wesentliche über ihre Stratigraphie und Lithologie gebracht werden.

Schichtfolge im Neogengebiet von **Tunçbilek-Domañıç** (Taf. I u. Abb. 2). In meinem unveröffentlichten M.T.A. Bericht (Nebert, 1958) unterschied ich im Neogengebiet von Tunçbilek - Domañıç zwei Serien, die sich altersmässig trennen lassen: die Serie von Tunçbilek und die Serie von Domañıç. Erstere stellt die ältere Folge dar, und im folgenden sollen ihre Horizonte mit dem Symbol «m» gekennzeichnet werden. Die Serie von Domañıç ist jünger. Dieser Altersunterschied ist bei der Ortschaft Ömerler zu sehen. Hier liegen die Basalschotter der Serie von Domaniş mit schwacher, aber deutlicher Diskordanz über den Mergeln und Tonen der

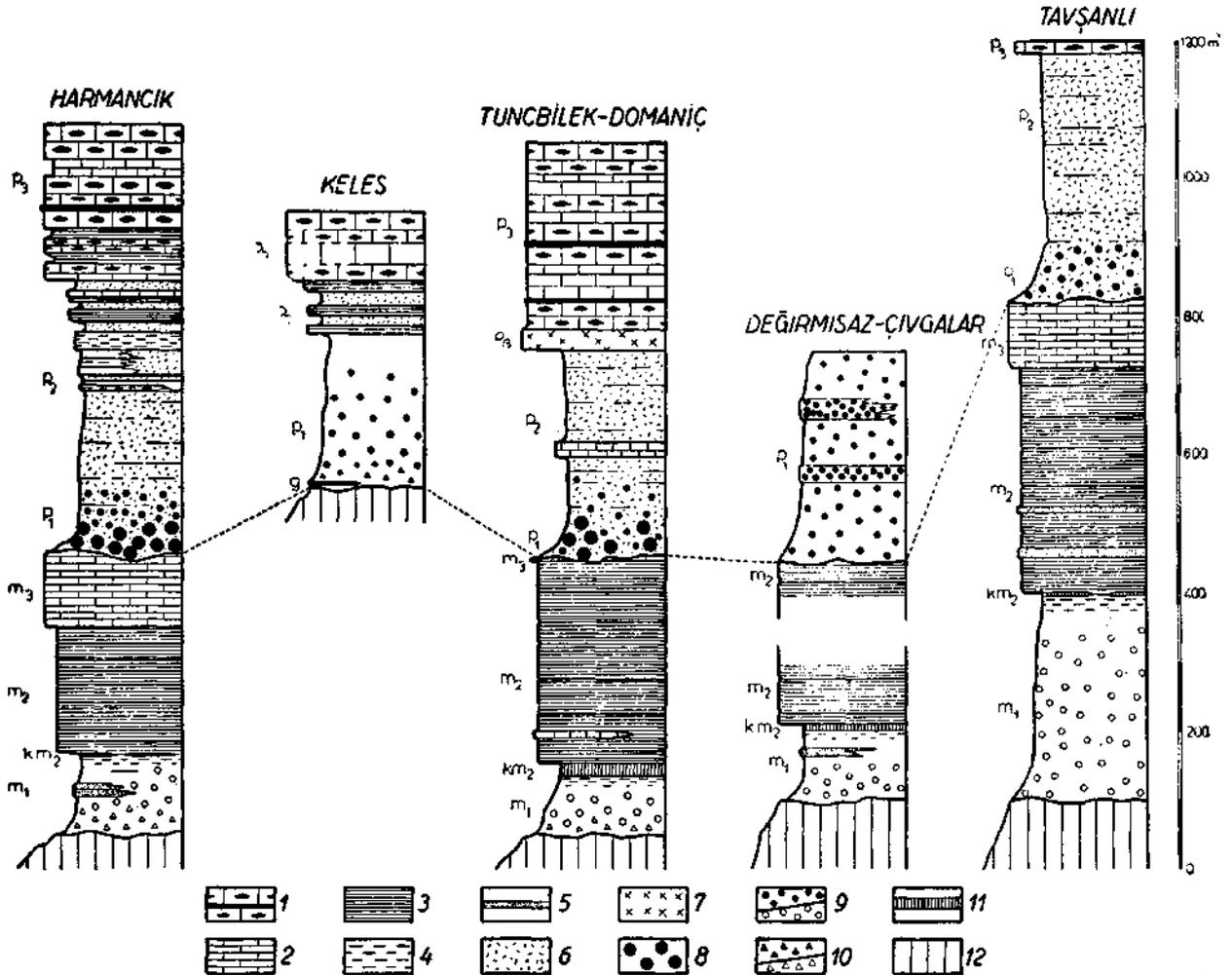


Abb. 2 - Geologische Standardprofile.

1 - Kieselkalke und Kiesellagen (schwarz); 2 - Kalke; 3 - Mergel; 4 - Tone; 5 - Sande und Sandsteine; 6 - Tuffe; 7 - Basalterguss; 8 - Agglomerate; 9 - Schotter der oberen und unteren Serie; 10 - Blockschutt der oberen und unteren Serie; 11 - Lignit-Flöz; 12 - Grundgebirge.

Tunçbilek-Serie. Die Horizonte der Domaniç-Serie will ich im folgenden mit dem Symbol «p» bezeichnen. Eine Begründung für diese Bezeichnungweise der beiden Serien werde ich später geben.

Die Serie von Tunçbilek (m) beginnt mit klastischen Bildungen, die unmittelbar über dem Grundgebirge zu liegen kommen. Dementsprechend lassen sich diese Klastika zu einem Basalho-

izont (m_1) zusammenfassen. Zwischen diesem und dem darunter liegenden Grundgebirge besteht eine Diskordanz. Die Grundgebirgsoberfläche stellt somit ein begrabenes Relief dar.

In zeitlicher Richtung zeichnet sich innerhalb des m_1 -Horizontes deutlich eine Kornabnahme der Komponenten ab. Unmittelbar über dem Grundgebirge findet man zumeist einen groben Blockschutt. Dieser ist kaum gerundet

und hat somit nur einen kurzen Transportweg zurückgelegt. Der Blockschutt geht allmählich in gerundeten Blockschotter mit durchschnittlich kopfgrossen Elementen über. Danach folgen gewöhnliche Schotter mit gut gerundeten, faust- bis haselnussgrossen Geröllkomponenten. Das Korn nimmt nach oben zu weiter ab, bis schliesslich reine Sande auftreten. Sandige Tone und reine Tone schliessen den m₁-Horizont in zeitlicher Richtung ab.

In der Zusammensetzung des Basalschotters m₁ spiegelt sich meistens die petrographische Natur des umgebenden Grundgebirgsrahmens wider. Abtragungsgebiet und Einzugsgebiet lagen demgemäss nahe beieinander. Wo dies nicht der Fall ist, wo also die petrographische Zusammensetzung des Schotters von jener des umrandenden Grundgebirges abweicht, muss man einen längeren Transportweg annehmen.

In seinem Bericht hat Arni (1944) die Deltanatur dieser klastischen Basalbildungen entsprechend gewürdigt. Nachzuweisen ist sie vor allem nördlich von Tunçbilek, an der Strasse, die nach Domaniç und İnegöl führt.

Als durchschnittliche Mächtigkeit lässt sich für den Basalhorizont 100 m anführen. Doch gibt es Gebietsabschnitte, wo diese Standardmächtigkeit um vieles überschritten wird.

Guten Einblick in die lithologische Beschaffenheit des Basalhorizontes m₁ erhält man im Gebiete der Dörfer Yörgüç und Beye. Hier sind die m₁-Ablagerungen durch Taleinschnitte freigelegt. In typischer Ausbildung tritt der Horizont, wie bereits, gesagt, noch entlang der Strasse, die von Tunçbilek nach Domaniç führt, auf. Durch die Strassenstrasse entstanden zahlreiche künstliche Aufschlüsse, die uns instruktive Bilder liefern.

Unmittelbar über dem Basalhorizont m₁ ist ein bis 20 m mächtiger Lignit-Horizont (im folgenden wird er das Symbol «km₂» führen) entwickelt. Dabei lässt sich in den meisten Aufschlüssen ein allmählicher Übergang des m₁-Horizontes in den km₂-Horizont beobachten, und zwar erfolgt der Übergang in der Weise, dass die tonigen Partien im obersten Teil des m₁-Horizontes langsam kohlig werden und eine tiefschwarze Färbung annehmen. Weiter nach oben zu wechsellagern tonige Partien mit Lagen von tonigem Lignit. Sodann tritt der kohlige Ton stark zurück und toniger Lignit herrscht in diesem Profilabschnitt vor. Allmählich treten Bänder mit reinem Lignit auf. In den oberen zwei Dritteln des Lignithorizontes km₂ ist schliesslich reiner Lignit entwickelt.

Dieselithologische Aufeinanderfolge innerhalb des Lignithorizontes entspricht selbstverständlich einem Standardprofil, denn in manchen Aufschlüssen treten uns Bilder entgegen, die im Detail etwas abweichen. Der mittlere und obere Abschnitt des km₂-Horizontes kann sich beispielsweise in mehrere Flöze aufspalten, die von tauben, gewöhnlich tonigen und mergeligen Partien voneinander getrennt sind, oder es treten bauwürdige Flöze bereits im unteren Abschnitt des Lignithorizontes km₂ auf. Diese Abweichungen haben jedoch nur lokale Bedeutung, wohingegen das vorhin skizzierte «Standard-Profil» eine allgemein-regionale Ausbildungsart des Lignithorizontes km₂ darstellt.

Einiges muss noch über die Eigenschaften der Kohle gesagt werden. Ihre Qualität ist nicht gleichmässig über das gesamte Flözprofil verteilt. Die Analysen einiger entnommener Proben zeigen jedoch gute Durchschnittswerte. Wir haben es im allgemeinen mit einer pechschwarzen, festen und harten Glanz-

kohle zu tun, deren Heizwerte zwischen 3500 und 5500 kcal/kg (bezogen auf Rohkohle) liegen. Die Werte des Gesamt-S schwanken zwischen 1,13 % und 3,70 % (desgleichen auf Rohkohle bezogen).

Nach oben zu wird der Lignithorizont m_2 —zumeist unvermittelt— von den untersten Bildungen des darüber folgenden Ton -Mergel- Horizontes (m_2) abgeschlossen. Letzterer ist vor allem im eigentlichen Gebiet von Tunçbilek anzutreffen. Er zieht sich gegen Westen bis zu den Dörfern Demirbilek, Bozbelen und Yörgüç, wo er vermittels Störungslinien an das Grundgebirge grenzt. Gegen Norden zu taucht er bei dem Dorfe Ömerler unter die Schichten der Domanıç- Serie (p). Als Durchschnittsmächtigkeit lassen sich für den m_2 -Horizont 300 m angeben.

Die lithologische Zusammensetzung des m_2 - Horizontes ist recht einfach : er besteht aus festen Tonen (Tonsteinen) und harten Mergeln. Arni (1944) hat bei seinen Untersuchungen eine Trennung zwischen den Tonen und Mergeln stratigraphisch durchgeführt und auf seiner geologischen Karte entsprechend eingezeichnet. Er unterscheidet einen tieferen Horizont von «plattig bis schiefrig, seltener gebankt ausgebildeten grauen Mergeln» und einem höheren Horizont von «Ton- und Mergelschichten». Streng genommen lässt sich eine derartige Trennung nicht durchführen, da nur zu oft in horizontaler Richtung fazielle Verzahnungen zwischen beiden Gesteinsarten auftreten. Ja, man kann sagen, dass der untere Abschnitt dieses Horizontes eher tonig ausgebildet ist, und erst nach oben zu nimmt die kalkige Komponente allmählich derart zu, dass im oberen Horizontabschnitt Mergel die Alleinherrschaft antreten.

Die Tone des m_2 -Horizontes sind ungeschichtet bzw. ungebankt. Sie sind

hart und fest, weswegen man sie eher als Tonsteine bezeichnen kann. Ihr Bruch ist muschelig, die Farbe hellgrau bis gelblichgrau. Demgegenüber sind die Mergel des gleichen Horizontes gut gebankt oder geschichtet, oft auch geschiefert.

Die Schichten des Ton-Mergel Horizontes sind besonders in ihrem unteren Abschnitt reich an Blattabdrücken. Leider blieben diese Pflanzenreste bis heute unbestimmt, obwohl in stratigraphischer Hinsicht gerade diese Bestimmungsarbeiten verheissungsvolle Ergebnisse zeitigen könnten. Dies umso mehr, als innerhalb des m_2 -Horizontes fast keine tierischen Fossilien gefunden wurden.

Bei dem Dorf Yörgüç sind die Reste des nächstfolgenden Süsswasserkalk-Horizontes m_3 in Form einer dünnen Decke erhalten geblieben. Leider wird das stratigraphisch-lithologische Studium dieses Horizontes durch das Vorhandensein ausgedehnter Kulturflächen erschwert. Immerhin lassen sich an herumliegenden Lesesteinen auch Kieselknollen feststellen, ein Umstand, der darauf hinweist, dass eine geringe vulkanische SiO_2 -Förderung bereits während der Sedimentation des m_3 -Horizontes stattgefunden hat. Dieselbe erlangte jedoch niemals jenes Ausmass, wie in der Domanıç-Serie.

Während die Serie von Tunçbilek den Südabschnitt des in Frage stehenden Neogengebietes, also das eigentliche Becken von Tunçbilek (siehe Taf.I), einnimmt, erstrecken sich die Ablagerungen der Serie von Domanıç im Norden des Gebietes als breiter E-W orientierter Neogenraum, der zum überwiegendem Teil vom Grundgebirge eingeraht wird und sich im grossen und ganzen mit dem Becken von Domanıç deckt.

Die Serie von Domaniç (p) beginnt desgleichen mit klastischen Basalbildungen. Sie haben als Unterlage entweder das vortertiäre Grundgebirge, oder sie liegen unmittelbar über den Ablagerungen der m-Serie. Aus diesen Lagerungsverhältnissen ergibt sich zwischen den beiden Serien ein zeitlicher Hiatus. Er entspricht einer Sedimentationsunterbrechung und somit einer Trockenlegungsphase. Erosion mag eine nicht unbedeutende Rolle gespielt haben, denn von dem sicherlich über 100 m mächtigen Kalkhorizont m_3 sind—wie wir sahen— nur mehr einige dünne Fetzen übriggeblieben.

Der klastische Basalhorizont (P_1) der Domaniç-Serie liegt demzufolge über einem früheren Relief. Im Süden, bei dem Dorf Hamitabat, ist der unterste Abschnitt des p_1 -Horizontes als lockerer Schotter ausgebildet. Seine Geröllkomponenten sind gut gerundet und erreichen im Durchschnitt die Grosse eines Hühnereies bzw. die Grosse einer Faust. Dort, wo die p_1 -Schotter direkt über m_1 -Schottern zu liegen kommen (z.B. westlich von Hamitabat), ist es schwer, die beiden Schotterhorizonte stratigraphisch auseinanderzuhalten. Ein lithologischer Unterschied ergibt sich aus der Korngrösse. Im allgemeinen ist das Korn des p_1 -Schotters bedeutend kleiner als jenes des m_1 -Schotters. Ferner zeigen die Gerolle des p_1 -Schotters eine vollkommenerer Rundung als jene des m_1 -Schotters.

Im Becken von Tunçbilek ist die Tuff-Komponente in der petrographischen Zusammensetzung des p_1 -Schotters kaum wahrzunehmen. An ihre Stelle treten feine Sande. Dies vor allen im oberen Niveau des p_1 -Horizontes. Anders im Becken von Domaniç. Dort dominiert das tuffogene Material als Zwischen- oder Bindemittel, und zu den Schottergeröllen tritt noch vulkanogenes Locker-

material hinzu. Deshalb ist dort das lithologische Erscheinungsbild sehr mannigfaltig. Neben losen Geröllen, die nur locker in tuffogenem Zwischenmittel eingebettet sind, treten insbesondere verfestigte Klastika in Form von Tuff-Konglomerat-Bänken auf, die zumeist mit reinen Tufflagen wechsellagern (Foto 2). Hierbei ist das tuffogene Zwischenmittel zugleich auch Bindemittel. Die Dimensionen der Geröllkomponenten variieren zwischen Faust- und Kopfgrösse. Petrographisch stellen die einzelnen Komponenten aufgearbeitetes Grundgebirgsmaterial dar. Zuweilen überwiegen in der Zusammensetzung der Komponenten Vulkanit (Andesit und Basalt)-Rundlinge. Es ergeben sich sodann Agglomerate.

Auch bei diesem oberen Basalhorizont nimmt das Korn der Komponenten in zeitlicher Richtung zusehends ab, und es treten Sand-Tuffite, Mergel-Tuffite, Kalk-Tuffite etc. auf. Schliesslich gehen diese Bildungen weiter nach oben zu unmerklich in den nächstfolgenden Horizont der Domaniç-Serie, den Tuff-Mergel-Horizont p_2 über. Eine genaue Grenze zwischen dem p_1 - und dem p_2 -Horizont lässt sich nicht ziehen.

Der Tuff-Mergel-Horizont (p_2) besteht überwiegend aus hellweissen bis hellgrauen Tuffen, denen nicht selten basaltische oder andesitische Lavaergüsse geringeren Ausmasses eingeschaltet sind. Eine etwa 20 m starke Kalkmergelbank teilt die mindestens 300 m mächtige Sedimentfolge des p_1 - und p_2 -Horizontes in zwei Abschnitte und übernimmt im Gebiet des Dorfes Saruhanlar die Rolle einer Leitbank.

Den Abschluss der vulkanogenen Ablagerungsfolge bildet ein ausgedehnter Basalterguss. Er liegt in Form einer 20-30 m starken Decke direkt über den p_2 -Tuffen und wird seinerseits von dem folgenden Kieselkalk-Horizont (p_3)

überlagert. Diese Basaltdecke (pb) erstreckt sich von Karaköy bis westlich Saruhanlar und erreicht eine Ausdehnung von über 14 km. Dank ihrer grossen Widerstandskraft gegen Verwitterung und Erosion bestimmt sie den morphologischen Charakter einiger Berg Rücken. So stehen der Dededüz-Tepe und der Yongalikkaya-Tepe als imposante Tafelberge in der sonst sanft modellierten Landschaft.

Den Abschluss der Domaniç Serie bildet der bis 250 m mächtige Kieselkalk-Horizont (p_3). Er liegt unmittelbar über der Basaltdecke, oder —wo diese fehlt— über den pyroklastischen Bildungen des p_2 -Horizontes. Seine lithologische Ausbildung zeigt eine auffallende Uniformität: helle Süsswasserkalkbänke, die reich an Kieselbildungen sind. Das Erscheinungsbild dieser Kieselprodukte ist recht mannigfaltig: Knollen, Kieselbänder, Kiesellagen und cm-starke Kieselbänke. Jedenfalls ist das SiO_2 -Material innerhalb des Horizontes stets in irgendeiner dieser Erscheinungsformen zugegen und bildet dessen Hauptmerkmal. Die Entstehung dieser neogenen Kieselbildungen behandelte ich eingehend in einer Arbeit (Nebert, 1959). Sie wurden als Produkte eines lithogen-finalen Vulkanismus gedeutet, der das Rücksenkenstadium charakterisiert.

Das Alter der beiden Neogenfolgen von Tunçbilek-Domaniç. Für eine einwandfreie Einstufung der Tunçbilek-Serie fehlt die paläontologische Grundlage. Die wenigen Süsswasserfossilien (*Limnaea* sp., *Glandina*?), die ich während meiner Begehung sammelte, sind derart schlecht erhalten, dass sie nur eine vage generische Bestimmung zulassen. Ferner konnten die aufgesammelten Blattabdrücke noch nicht bestimmt, und die zahlreichen Lignitproben für palynologische Untersuchungen noch nicht

bearbeitet werden. Es verbleiben somit nur die Lagerungsverhältnisse, aus denen sich relative Altersbeziehungen ableiten lassen. Die Serie von Tunçbilek ist auf jeden Fall älter als die Domaniç-Serie. Da nun die Domaniç-Serie —wie weiter unten gezeigt werden soll— das obere Pliozän umfasst, muss die Tunçbilek-Serie zumindest ins Miozän gestellt werden. Man könnte auch an Oligozän denken. Dies ist jedoch weniger wahrscheinlich. Schon aus dem Grund, weil das Oligozän im Süden Westanatoliens rein marin entwickelt ist. Bei der Tunçbilek-Serie haben wir es hingegen mit ausgesprochen kontinentalen (fluviatilen und lakustren) Bildungen zu tun. Auch würde dann das gesamte Miozän in diesem Raum fehlen.

Es ist somit sehr wahrscheinlich, dass die Tunçbilek-Serie ein fluvial-lakustres Miozän darstellt. Aus diesem Grund erhielten ihre Horizonte als stratigraphisches Symbol den Buchstaben «m». Dieser besagt, dass es sich bei der Tunçbilek-Serie «wahrscheinlich» um miozäne Bildungen handelt.

Für die Einstufung der Domaniç-Serie stehen uns von mehreren Fundpunkten gut erhaltene Fossilien zur Verfügung.

Aus den p_1 -Sanden bei Hamitabat stammen: *Unio* sp. und *Planorbis planorbis* Linne (Bestimmung Dr. Lütfiye Erentöz *).

Die Kieselkalke p_3 lieferten von verschiedenen Fundstellen innerhalb des Beckens von Domaniç folgende Süsswasserfauna (Bestimmung Dr. Lütfiye Erentöz) :

- Planorbis (Corctus) cornicus* Linne
- Planorbis (Coretas) thiollierei* Michaud

Planorbis planorbis Linne

Pianorbis (Segmentina) sp.

Limnaea (Stagnicola) palustris (Müller)

Limnaea (Radix) sp.

Auf Grund dieser Gastropodenfauna lässt sich der Kieselkalk p_3 ins oberste Pliozän (Levantin) einstufen. Für die darunterliegenden Horizonte p_1 und p_2 ergibt sich sodann ein Daz. Jedenfalls ist die gesamte Schichtfolge der Domaniç-Serie ins obere Pliozän zu stellen. Entsprechend dieser Einstufung erhielt sie als stratigraphisches Symbol den Buchstaben «p».

Vulkanische Gesteine. Zwei vulkanische Zentren liegen im Bereiche der untersuchten Neogengebiete westlich Tavşanlı. Die Vulkanite und vulkanogenen Pyroklastika des einen Zentrums bauen den Oklukdağ, westlich Tavşanlı, auf (siehe Abb. 1). Das zweite Zentrum befindet sich innerhalb des Neogengebietes von Tunçbilek-Domaniç (siehe Taf. I), und zwar zwischen den Dörfern Karaköy, Ayvazlar und Güney. Alle Berge, die diesen Gebietsabschnitt aufbauen, bestehen aus zertrümmerten und abgetragenen Vulkanitstöcken. Petrographisch handelt es sich um Andesite und Olivinbasalte mit ausgeprägter Fluidaltextur. Die Basalte führen neben Olivin noch Augit und einen basischen Plagioklas.

Dieses Zentrum förderte auch jenen Lavaerguss, der zu einer 20 - 30 m starken Decke (pb) erstarrte. Kleinere Apophysen, die genetisch mit dem Hauptzentrum in Verbindung stehen, sind bei Ömerler und Yörgüç freigelegt. Sie durchbrechen dort die Schichten der m-Serie. Deren Mergel wurden kontaktgeriffelt, wobei ihre hellgraue Farbe in eine tiefschwarze überging. Besonders schön ist diese Erscheinung im Beyetal, bei der Ortschaft Ömerler zu sehen.

Das Alter dieser Vulkanite lässt sich eindeutig fixieren: Sie sind jünger als die Tunçbilek-Serie (Kontakterscheinung zwischen m-Mergeln und Vulkanitauflüchungen) und gleichaltrig mit der Domaniç-Serie (Lavaergüsse die den p_1 -Schichten zwischengeschaltet sind).

Das vulkanische Lockermaterial des P_1 - und p_2 - Horizontes wurde von dem Vulkanzentrum: Karaköy-Ayvazlar-Güney aus gefördert. In der Süßwasserschichtfolge der Domaniç-Serie haben sich Charakter und Wandel der vulkanischen Fördertätigkeit materialisiert. Zwar weisen die Kieselbildungen des Süßwasserkalkes m_3 darauf hin, dass eine vulkanische Tätigkeit schon gegen das Ende der Tunçbilek-Serie auftrat. Sie muss aber unbedeutend gewesen sein, denn erst mit dem Beginn der Domaniç-Serie setzte jene umfassende und intensive vulkanische Aktivität ein, die sowohl den lithologischen als auch den morphologischen Charakter der Landschaft geprägt hat. Sie begann mit einer explosiven Phase. Dies bezeugen die mächtigen Tuff-, Tuffit- und Agglomeratprodukte, die im gesamten Ablagerungsraum der Domaniç-Serie anzutreffen sind. Auf die explosive Tätigkeit folgte die eifusive, mit ruhigem Lavaerguss. In der postvulkanischen Phase schliesslich wurde während der Ablagerung des Kieselkalk - Horizontes (p_3) nurmehr SiO_2 gefördert.

Kennzeichnend für zentral- und westanatolische Verhältnisse ist ferner das Auftreten exhalativ-sedimentärer Borlagerstätten im Liegenden des Kieselkalk-Horizontes p_3 . Borlagerstätten, und Kieselbildungen sind somit genetisch beide an die postvulkanische Phase des pliozänen Vulkanismus geknüpft.

Der vulkanische Entwicklungsgang: explosive Tätigkeit (Pyroklastika)—effusive Tätigkeit (Basaltlagen)—postvulkanische Tätigkeit (SiO_2 - und B-Förderung)

ist für alle Neogengebiete westlich Tavşanlı charakteristisch.

Zusammenfassend lassen sich folgende Hauptzüge für die beiden Serien herauschälen: In beiden Serien müssen wir zwei abgeschlossene kontinentale Sedimentationszyklen erblicken. Die m-Serie (Tunçbilek-Serie) umfasst den miozänen Zyklus, und die p-Serie (Domaniç - Serie) den pliozänen Zyklus. Zwischen beiden Zyklen existiert ein markanter Hiatus, der einer Trockenlegungs- und Denudationsphase entspricht.

In beiden Sedimentfolgen lässt sich eine zyklische Gliederung der Sedimente durchführen. Für die m-Serie:

grober Blockschutt und Blockschotter - Schotter - Sand - Tön - Lignit - Mergel - Kalk.

In der p-Serie maskiert das Überhandnehmen der tuffogenen Komponente auf den ersten Blick diese zyklische Folge. Lässt man die Tuff-Komponente indessen ausser Acht, dann ergibt sich auch für die p-Serie eine ausgesprochen zyklische Gliederung:

Schotter - Sand - Ton - Mergel - Kalk.

Der Unterschied zwischen beiden Serien besteht darin, dass in der p-Serie kein Lignithorizont zur Ausbildung gelangte. Die Bedingungen hierfür waren infolge der zu raschen Abwärtsbewegung des Beckenuntergrundes nicht vorhanden.

In lithologischer Hinsicht ist die m-Serie bei weitem die homogenere, wohingegen die p-Serie eine grössere Heterogenität aufweist. Dies besagt, dass die Sedimentationsbedingungen während der «m-Zeit» ausgesprochen ruhig waren. In der «p-Zeit» hingegen verlief die Sedimentation —wohl infolge des zunehmenden Vulkanismus— unruhiger.

Die vulkanische Tätigkeit setzt im oberen Niveau der m-Serie ein. Ihren Höhepunkt erreicht sie jedoch im unteren und mittleren Abschnitt der p-Serie. Im oberen Abschnitt der p-Serie (Levantin) flaut der Vulkanismus ab, und in der postvulkanischen Phase wird nurmehr SiO₂ und B gefördert.

Schichtfolge im Becken von Değir-misaz. (siehe Taf. III und Abb. 2). Wie bereits eingangs darauf hingewiesen wurde, kann man in geologischer Hinsicht von einem eigentlichen Becken nicht sprechen. Die neogene Schichtfolge beginnt auch hier mit klastischen Ablagerungen, die sich zu einem Basalhorizont (m₁) zusammenfassen lassen. Das unterste Niveau dieses Horizontes besteht aus Schottern. Hier und da ist dieser zu Konglomeratbänken verfestigt. Seine Geröllkomponenten stellen bis zu 70 % Serpentin- und Hornsteingerölle dar. Die restlichen 30 % der Gerölle werden von mesozoischen Kalken geliefert. Die einzelnen Gerölle haben durchschnittlich Faustgrösse. Doch trifft man nicht selten auch gerundete Blöcke grösserer Dimensionen an. In vertikaler Richtung nimmt das Korn des Schotters allmählich ab und ein Übergang zu Sanden stellt sich ein. Oft lässt sich eine Verzahnung des Schotters mit Sanden in horizontaler Richtung wahrnehmen. Auch treten Sandsteinbänke als grössere Linsen innerhalb des Schotters auf. Die Sande werden nach oben zu feinkörniger und es erscheint eine tonige Komponente. Schliesslich findet der Basalhorizont mit sandigen Tonen, zuweilen auch mit reinen Tonen, seinen Abschluss. Dabei stellt sich ein allmählicher Übergang —etwa so, wie er bei der Tunçbilek-Serie geschildert wurde— zu dem darüber liegenden Lignithorizont km₂ ein.

Im nördlichen Beckenabschnitt gestatten zahlreiche Aufschlüsse einen gu-

ten Einblick in die Lagerungsverhältnisse zum Grundgebirge: Auch im Bereich des Beckens von Değirmisaz liegt der Basalschotter m_1 unmittelbar über dem Grundgebirge und bedeckt ein altes, wahrscheinlich markantes Relief.

Die Mächtigkeit des Basalhorizontes m_1 beträgt im Durchschnitt 80-100 m. Maximal kann sie 150-200 m erreichen.

Der Lignit-Horizont km_2 lässt sich im allgemeinen in ein oberes und in ein unteres Flöz unterteilen. Jedes der beiden Flöze erreicht eine durchschnittliche Stärke von 2 m. Die Flöze sind durch eine ca. 4 m mächtige mergelige Zwischenlage voneinander getrennt. Manchmal fehlt die Zwischenlage. Dann erstreckt sich die bauwürdige Partie über den ganzen Lignithorizont und erreicht eine Gesamtmächtigkeit von nahezu 10 m. Tonige und mergelige Bänder geringerer Stärke sind jedoch stets zugegen.

Die Qualität der Kohle ist ausgezeichnet. Wir haben es mit einer streifig ausgebildeten, festen und harten Glanzkohle zu tun. Gegenüber der Kohle von Tunçbilek zeigt die Kohle von Değirmisaz im allgemeinen bessere Analysenwerte. Der Heizwert (bezogen auf Rohkohle) einiger entnommenen Proben schwankt zwischen 4000 und 6000 kcal/kg. Dies besagt, dass der Veredlungsprozess der Kohle von Değirmisaz, bedingt durch tektonisch erzeugten Druck, ein fortgeschritteneres Stadium erreicht hat.

Über dem Lignithorizont km_2 ist ein Ton-Mergel-Horizont m_2 entwickelt. Seine Ausbildungsart ist die gleiche wie bei der Tunçbilek - Serie. Feste Tone kommen insbesondere im unteren Abschnitt des Horizontes vor. Desweiteren finden wir auf den Schichtfugen des m_2 - Horizontes zahlreiche Pflanzenabdrücke.

Im Räume von Değirmisaz fehlt der Kalkhorizont m_3 . Er fiel wahrscheinlich der Abtragung zum Opfer.

Die vertikale Fortsetzung des Neogenprofiles von Değirmisaz müssen wir im Gebiet der *Neogenscholle von Civgalar* suchen. Hier liegen über dem m_2 -Horizont (die m -Serie führt übrigens auch ein bauwürdiges, 1,70 m starkes Glanzkohlenflöz) rostbraungefärbte Schottermassen und Sande, deren Gesamtmächtigkeit über 300 m erreichen kann. Dieser klastische Horizont entspricht stratigraphisch dem Basalhorizont P_1 der Domaniç-Serie. Seine gut gerundeten Geröllkomponenten erreichen im Durchschnitt die Grosse einer Faust. Die Verteilung der Klastika auf das Horizontprofil ist die übliche. Im unteren Horizontabschnitt findet man Schotter. Diese gehen allmählich in Sande über. Letztere zeigen manchmal eine Kreuzschichtung. Stellenweise sind die klastischen Bildungen des p_1 -Horizontes verfestigt und ergeben Konglomerat- bzw. Sandsteinbänke.

Als Verbindungsglied zwischen der Neogenscholle von Civgalar und dem Becken von Harmancık wäre noch der *Neogenzwickel von Dağardı Madeni* zu erwähnen. Er steckt tektonisch eingeklemmt inmitten von Serpentinmassen. Seine Sedimente bestehen aus Mergeln und Kalkmergeln, die zweifelsohne mit dem m_2 -Horizont von Tunçbilek und Değirmisaz zu korrelieren sind. Im Liegenden dieses Mergelhorizontes m_2 ist ein Lignit-Horizont km_2 entwickelt. Er beinhaltet ein 0,80 - 1,70 m starkes Hangendflöz und ein 0,70 - 1,80 m starkes Liegendflöz. Beide Flöze sind durch eine mergelig-kalkige Zwischenlage (deren Mächtigkeit nicht genau zu ermitteln war) voneinander getrennt. Die Kohle besitzt Heizwerte zwischen 3900 bis 4700 kcal/kg (bezogen auf Rohkohle) und zeigt im übrigen ähnliche Eigen-

schaften wie jene von Değirmisaz und Tunçbilek. Über dem Mergelhorizont m_2 liegt eine dünne Schotterdecke. Sie entspricht dem unteren Abschnitt des P_1 -Horizontes von Civgalar und Domaniç.

Alterseinstufung und Parallelisierung der Neogenfolgen von Değirmisaz, Civgalar und Dağardı Madeni. Wohl konnten einige Süßwasserfossilien aus dem Mergelhorizont m_2 von Çivgalar aufgesammelt werden, aber ihre Bestimmung geht nicht über eine generische hinaus: *Planorbis (Coretus)* sp., *Limnaea (Stagnicola)* sp. und *Limnaea (Radix)* sp. Auch die aufgesammelten Pflanzenreste konnten vorderhand nicht bearbeitet werden. Bei der Alterseinstufung und Parallelisierung der in Frage stehenden Neogenfolgen sind wir somit auf Analogieschlüsse angewiesen.

Dass wir es bei der Neogenfolge von Değirmisaz mit der m-Serie (Tunçbilek-Serie) zu tun haben, steht ausser allen Zweifeln. Nicht nur die Ausbildung eines Lignithorizontes zwischen einem unteren klastischen Horizont m_1 und einem Mergelhorizont m_2 spricht für diese Parallelisierung, sondern auch der lithologische Charakter der Gesteine innerhalb der Neogenfolge von Değirmisaz. Lediglich der Kalkhorizont m_3 ist nicht vorhanden. Jedoch lässt sich sein Fehlen auf einfache Art aus den Lagerungsverhältnissen im Bereiche der Neogenscholle von Çivgalar deuten, denn dort liegen die p_1 -Schotter diskordant über den m_2 -Mergeln. Offensichtlich bestand zwischen der Ablagerung der beiden Horizonte eine längere Erosionsphase, der die m_3 -Kalke zum Opfer fielen, wohingegen im Gebiet von Tunçbilek noch ein Rest dieser Kalke als dünne Decke erhalten geblieben ist.

Zusammenfassend kann herausgestellt werden, dass auch in den Neogenfolgen von Değirmisaz, Çivgalar und

Dağardı Madeni zwei Sedimentationszyklen abgebildet sind. Das unvermittelte Auftreten von p_1 -Schottern über den m_2 -Mergeln weist nicht nur auf eine Sedimentationslücke zwischen der m- und der p-Serie hin, sondern zeigt zugleich, dass in diesem Raum die Erosions- und Denudationstätigkeit während der Trockenlegungsphase um vieles tiefgreifender war als in den übrigen Neogengebieten von Tavşanlı.

Nicht nur der äussere Habitus der Sedimente innerhalb der m-Serie, sondern auch deren zyklische Gliederung ist die gleiche wie in der Tunçbilek-Serie :

Schotter — Sand — Ton — Lignit — Mergel — (Kalk).

Die p-Serie ist lediglich durch ihren Bazalhorizont p_1 vertreten, Auffallend ist der Unterschied bezüglich der tuffogenen Komponente. In der Serie von Domaniç beherrschte dieselbe deren unteren und mittleren Abschnitt (p_1 und p_2). Hier scheint sie gänzlich zu fehlen. Jedenfalls führen die p_1 -Klastika des Gebietes von Çivgalar kein tuffogenes Material. Ferner lässt sich nicht entscheiden, warum die beiden nächstfolgenden Horizonte p_2 und p_3 in diesem Raum nicht vorhanden sind. Fielen sie der Abtragung zum Opfer oder gelangten sie nicht zur Ablagerung?

Die Schichtfolge im Neogengebiet zwischen Sülleköy und Tavşanlı (siehe Taf. III und Abb. 2). Das geschlossene Neogengebiet zwischen Sülleköy und Tavşanlı wird desgleichen von zwei Serien, einer unteren Serie (m) und einer oberen Serie (p), aufgebaut. Unmittelbar über dem Grundgebirge folgen grobklastische Ablagerungen. Die Lagerungsverhältnisse zwischen den Basal- und Schottern und dem darunterliegenden Grundgebirge sind in zahlreichen Aufschlüssen freigelegt : die Schotter liegen zweifellos über einem alten Relief.

Fast die Hälfte des in Frage stehenden Gebietes wird von diesen grobklastischen Ablagerungen bedeckt. Deren lithologische Beschaffenheit sowie deren Lagerungsverhältnisse lassen sich an vielen Aufschlüssen (z.B. an der Strasse Tavşanlı-Emet und entlang der Eisenbahnlinie Değirmisaz-Yeniköy) studieren. Die Schotter sind zumeist locker gelagert (Foto 3), seltener zu Konglomeraten (Foto 4) verfestigt. Die Grosse der Schotterkomponenten variiert beachtlich. Überkopfgrosse und schwach gerundete Brocken haben die gleiche Verbreitung wie faustgrosse Rundlinge. Im allgemeinen nimmt jedoch die Korngrösse von unten nach oben zu stetig ab, bis schliesslich Kleinschotterlagen allmählich in Sande übergehen. Sand- oder Sandsteinbänke können auch hier in Form von Linsen den Grobschottern zwischengelagert sein. In der lithologischen Zusammensetzung des Schotters tut sich der petrographische Charakter des umrandenden Grundgebirges kund: In Gebietsabschnitten wo Serpentin als Grundgebirgsrahmen auftritt, überwiegen Serpentin- und rote Hornsteingerölle. Besteht hingegen das nachbarliche Grundgebirge aus mesozoischen Kalken, dann ist auch die lithologische Zusammensetzung des Schotters dementsprechend.

Auf die grobklastischen Ablagerungen folgen Sande, die aber bald in Tone übergehen. All diese Sedimente lassen sich zu einem über 300 m mächtigen Basalhorizont m₁ zusammenfassen.

Erwähnenswert ist das Auftreten von faustgrossen Gerollen aus eozänem Nummulitenkalk, die sich unter die übrigen Komponenten des m₁-Schotters mischen. Die Fundstelle befindet sich in dem E-W streichenden Tal, das nördlich von Sülleköy liegt und in den Emet Çay mündet. Die Schotter ruhen direkt über Serpentin- und Radiolarit-

gesteinen. Nachdem in der Grundgebirgs-umrandung der untersuchten Neogengebiete weit und breit kein Eozän auftritt, erscheint es wahrscheinlich, dass dasselbe zur Gänze der Abtragung zum Opfer gefallen ist. Dieser Feststellung kommt eine regional-geologische Bedeutung zu und sie soll später entsprechend gewürdigt werden.

Der Übergang des Basalhorizontes m₁ in den Lignit-Horizont km₂ vollzieht sich kontinuierlich, wobei als Zwischenbildungen Ton und kohligere Ton auftreten. Der Lignithorizont selbst ist auf wenige Meter, und die bauwürdige Flözpartie auf 40 - 70 cm reduziert. Daraus lässt sich folgern, dass der Lignithorizont km₂ von W nach E zu allmählich auskeilt und vertaubt. An sich hat die Qualität der Kohle keine Einbusse erlitten (Heizwert: 4500 - 5100 kcal/kg auf Rohkohle bezogen).

Der Lignithorizont beisst an etlichen Stellen aus (z.B. bei den Dörfern Abdüsselämdemirli, Yeniköy, Sekbandemirli, Kışlardemirli und Sülleköy). Auch wird seine Kohle zum Teil abgebaut.

Über dem Lignit-Horizont km₂ ist, wie zu erwarten, ein Mergel-Horizont m₂ entwickelt. Er hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von 300 m. Es gibt jedoch Gebietsabschnitte, wo diese Mächtigkeit um vieles überschritten wird. Der Mergel-Horizont ist ziemlich uniform und monoton aufgebaut: plattige oder gebankte Mergel und Kalkmergel, die im unteren Horizontabschnitt einige Male von Sandsteinbänken abgelöst werden. Weit verbreitet sind in diesen Mergeln Pflanzenabdrücke. Das Auftreten kohligere Bänder im oberen Niveau des Horizontes m₂ bei Emirler hat nur eine lokale Bedeutung.

Innerhalb der m-Serie setzt sich die Sedimentation in zeitlicher Richtung

normal fort und der Mergel-Horizont m_2 geht in den Kalk-Horizont m_3 über. Letzterer erlangt Mächtigkeiten von 80 - 100 m, muss aber sicherlich mächtiger gewesen sein, denn zwischen ihm und der nachfolgenden p-Serie existieren diskonforme Lagerungsverhältnisse. Der m_3 -Horizont zieht sich bei dem Dorf Emirler entlang der Eisenbahnlinie in Form eines schmalen Streifens (siehe Taf. III).

Über dem Kalkhorizont m_3 lagert ein mächtiger Tuff- und Tuffitkomplex. Dessen unterer Abschnitt beginnt zumeist mit Schottergeröllen, die in dem tuffogenen Material eingebettet sind. Ferner treten auch Agglomerate auf. Die Ähnlichkeit dieses unteren Abschnittes mit dem p_1 -Horizont ist somit eine vollständige. Der obere Abschnitt des tuffogenen Komplexes beinhaltet nur mehr reine Tuffe. Stratigraphisch entspricht er somit dem p_2 -Horizont. Schön entwickelt ist dieser Abschnitt im Gebiet der Dörfer Emirler und Başköy. Hier sind die Bergkuppen ausschliesslich aus diesem hellweissen Tuffmaterial aufgebaut.

Der bei Domaniç aussergewöhnlich gut entwickelte Kieselkalk-Horizont (p_3) ist hier nur mehr in Resten vorhanden. Wir finden diese südwestlich von Başköy als helle Süsswasserkalke, die reich an opalartigen Kieselbildungen sind.

Zu erwähnen wären noch Andesit- und Basaltstöcke, die im Süden bei Sülleköy und im Norden bei Ayvalı auftreten. Auch diese Vulkanite zeigen die bekannte Fluidaltextur.

Die Parallelisierung der neogenen Sedimente von Sülleköy - Tavşanlı erfolgte aus Analogiegründen nach dem für das Gebiet von Tunçbilek-Domaniç aufgestellten Schema. Die untere Serie (m) ist mit ihren drei Horizonten das Kor-

relat der Tunçbilek-Serie. In beiden Gebieten ist die zyklische Gliederung der m-Sedimente im grossen die gleiche:

Schotter — Sand — Ton — Lignit—
Mergel — Kalk.

Was die obere Serie (p) von Sülleköy-Tavşanlı betrifft, so lässt sich deren lithologische Analogie zur Domaniç-Serie kaum bezweifeln-. Der Beginn der p-Serie mit Schotter-Tuffiten, die mächtige Entwicklung eines mittleren Tuff-Horizontes und der Kieselkalk-Horizont als Abschluss der Sedimentation, all dies ist genau nach dem bei der Domaniç-Serie aufgestellten stratigraphischen Schema ausgebildet.

Wenn wir nun das Wesentliche kurz zusammenfassen, so gelangen wir zu einem analogen Entwicklungsbild, wie wir es aus dem Gebiet Tunçbilek-Domaniç her kennen: Im Raum Sülleköy-Tavşanlı existieren zwei zyklisch aufgebaute Sedimentationsserien, die durch einen zeitlichen Hiatus getrennt sind. Die untere Serie (m) ist innerhalb ihrer Horizonte in lithologischer Hinsicht homogen aufgebaut. Sie ist frei von irgendwelchen vulkanogenen Produkten. Nicht so die obere Serie (p). Diese ist lithologisch heterogen, und vor allem ist sie mit Tuffen und anderen pyroklastischen Produkten durchsetzt. Beide Serien entsprechen zwei Sedimentationszyklen und sind voneinander durch eine Sedimentationslücke getrennt. Die untere Serie umfasst wahrscheinlich einen Zeitabschnitt des Miozäns, während die obere Serie ins obere Pliozän gestellt werden muss. Die Analogien zur Tunçbilek- und Domaniç-Serie sind also in lithologischer und in stratigraphischer Hinsicht hundertprozentig gegeben.

Die Schichtfolge im Neogenbecken von Harmancık (Fig. 2 u. Taf. II) besteht desgleichen aus zwei Serien. Die untere Serie (m) nimmt den flächen-

massig kleineren Südabschnitt des Gebietes (südlich von Harmancık) ein, während die obere Serie (p) dessen ausgedehnteren Nordabschnitt aufbaut. Nicht immer ist die geologische Grenzziehung zwischen oberer und unterer Serie möglich, da beide Serien mit klastischen Bildungen beginnen, die sich vor allem an den Beckenrändern überlappen, so dass die kartenmässige Trennung der Serien manchmal auf Schwierigkeiten stösst. Doch mag als Charakteristikum gelten, dass der Basalschotter der oberen Serie für gewöhnlich ein vulkanogenes Tuff- bzw. Tuffitzwischenmittel oder -bindemittel besitzt, während ein solches bei den klastischen Bildungen der unteren Serie fehlt.

Auch im Becken von Harmancık beginnt somit die untere Serie mit einem 100-200 m mächtigen klastischen Basalhorizont m_1 . Über dem Grundgebirge liegt ein schwach gerundeter, grober Blockschutt mit überkopf grossen Elementen, der allmählich in Schotter übergeht. Wie in den bisher behandelten Neogenebietten westlich Tavşanlı spiegelt sich auch hier in der lithologischen Zusammensetzung des Schotters der petrographische Charakter des umrandenden Grundgebirges wider. Nach oben zu werden die Schotterkomponenten allmählich kleiner und gehen schliesslich in Sande und Tone über. Es ist dies das gewohnte Bild, wie wir es aus dem bisher besprochenen Neogenebietten kennenlernten. Auch treten innerhalb des m_1 -Horizontes Konglomerate und Sandsteine auf. Ihr Vorkommen ist aber an kein bestimmtes Niveau gebunden.

Der Lignit-Horizont km_2 ist nur örtlich als 20-30 cm starke Kohlenlage entwickelt und hat keine wirtschaftliche Bedeutung.

Über dem Lignithorizont erscheint eine monotone Folge von grünlich-gel-

blichgrauen Mergeln und Tonen, die zu einem Ton-Mergel-Horizont (m_2) zusammengefasst wurden. Die Mergel sind gut geschichtet, was man von den muscheligen brechenden Tonen nicht sagen kann. Der Horizont erreicht eine durchschnittliche Mächtigkeit von 150 m, kann aber bis zu 300 m anschwellen.

Den Abschluss der unteren Serie bildet im Gebiet von Harmancık ein heller Süsswasserkalk (m_3). Dieser ist gebankt oder plattig ausgebildet und erreicht eine Mächtigkeit von rund 100 m.

Die obere Serie beginnt desgleichen mit klastischen Basalbildungen (Horizont p_1), in denen tuffogenes Material als Binde- bzw. Zwischenmittel eine bedeutende Rolle spielt. Man findet diese am Westrand des Beckens, und zwar in dessen nördlichem Abschnitt, zwischen den Ortschaften Harmancık und Fadıl. Die Dimensionen der Komponenten sind beachtlichen Schwankungen unterworfen. In den beckenrandnahen Abschnitten herrscht ein grober bis gröbster Schutt vor, und da die einzelnen Brocken in tuffogenem Material eingebettet sind, kann man petrographisch von einem Blockschutt-Tuffit sprechen. Bei der Verwitterung des tuffitischen Zwischenmittels bleiben die grossen Brocken an Ort und Stelle liegen, während das tuffitische Material vom Wasser abtransportiert wird. Nördlich der Ortschaft Çakmak (in demselben westlichen Gebietsabschnitt) besteht der Blockschutt bis zu 70 % aus Granodiorit-Rudiingen. Den Rest von 30 % bilden Serpenterölle. Der Granodiorit-Blockschutt liegt im Gelände verstreut und seine Elemente erreichen nicht selten überdimensionale Ausmasse (siehe Foto 6). Man könnte leicht verleitet werden, ihn als ein ganz junges (quätar-subrezent) Produkt zu deuten, zeigten nicht

einige instruktive Aufschlüsse bei Çakmak (Foto 5) den wahren Sachverhalt. In solchen Aufschlüssen ist einwandfrei festzustellen, dass der Blockschutt der oberen Serie angehört.

In der Zusammensetzung des nachbarlichen Grundgebirgsrahmens kommen so gut wie keine Granodiorit - Gesteine vor. Diese treten erst 10-15 km weiter westlich auf (Orhaneli-Batholith). Darum machte mir die Herkunft dieser grossen Granodiorit - Brocken eine Zeitlang viel Kopfzerbrechen. Da sie in tuffogenem Material eingebettet sind, dachte ich zuerst, sie seien durch eine Explosion aus dem Untergrund zu Tage gefördert und zusammen mit dem Aschenmaterial abgelagert worden. Dagegen sprach jedoch ihre deutliche Abrundung, die unverkennbar auf einen Wassertransport hinwies. Der Transport dieser überdimensionierten Brocken setzt aber ein ziemlich steiles Gefälle voraus. Daraus wieder ergibt sich der Schluss, dass während der Ablagerung dieses Grobshuttes ein akzentuiertes Relief im Gebiet geherrscht haben muss. Die Brocken wurden von weit her von Gebirgsbächen mit torrentialem Charakter, wahrscheinlich während Regenperioden, herbeigeschafft und in den Süswassersee abgelagert. Hierfür spricht auch die auffallend gute Schichtung des die Brocken einbettenden tuffogenen Materials.

Gegen das Beckeninnere nimmt das Korn der Komponenten allmählich ab. Doch liegen die faustgrossen Schotterelemente noch immer in einem tuffartigen Bindemittel. Die Lagerung ist meist locker, aber durch Verfestigung können sich Konglomerat-Tuffite ergeben, etwa so, wie wir dies aus dem Raum Domaniç kennenlernten. Bei weiterer Kornabnahme stellen sich im obersten Niveau, und dies vor allem im Nordwest-Abschnitt des Beckens von Harmancık, Sande ein.

Die grob- und feinklastischen Ablagerungen lassen sich zu einem Basalhorizont (p_1) zusammenfassen. Dieser geht nach oben zu in reine Tuffe über. Deren Mächtigkeit kann 200 m erreichen. Bald treten Ton- und Mergelbänke auf. Anfangs lässt sich eine Wechsellagerung zwischen den hellen Tuffen und den dunkelgelb verwitternden Tonen und Mergeln beobachten. Später tritt das tuffogene Material stark zurück, während die kalkige Komponente zunimmt. Demzufolge bauen Mergel- und Kalkmergelbänke diesen Profilabschnitt auf.

Tuffe, Tone und Mergel ergeben zusammen den Mergel-Tuff-Horizont (p_2). Eine scharfe Grenze zwischen dem p_1 - und dem p_2 -Horizont lässt sich somit im Neogenbecken von Harmancık nicht ziehen. Es ist vielmehr so, dass die beiden Horizonte unmerklich ineinander übergehen. Immerhin kann der Beginn des p_2 -Horizontes in jenes Niveau verlegt werden, wo reine Tuffe auftreten.

In vertikaler Richtung erlangt die kalkige Komponente allmählich die Alleinherrschaft. In diesem Abschnitt des lithologisch-stratigraphischen Profils beginnt der Kieselkalk-Horizont (p_3). Die in Form von Knollen, Lagen und Bänken ausgebildeten Kieselgelprodukte durchsetzen die hellgelben Süswasserkalke oder sie wechsellagern mit ihnen. Oft haben diese Kieselbildungen flächenmässig eine bedeutende Ausdehnung und übernehmen dann dank ihrer Härte die Rolle von Kappen, die die darunterliegenden weicheren Schichten vor weiterer Abtragung schützen. Für gewöhnlich bauen derartige Kieselgel-Kappen grössere Bergrücken auf und verleihen diesen den morphologischen Charakter von Tafelbergen.

Die Wechsellagerung von Sanden, Tuffen, Tuffiten, Mergeln, Tonen, Süswasserkalken und Kieselbildungen

begünstigten die selektive Erosion. Im Laufe der Zeit entstand eine typische Schichtrippenlandschaft mit flach gelagerten Schichtgliedern. Tiefe Schluchttäler durchschneiden die neogene Schichtfolge und bringen den Charakter der Schichtrippenlandschaft noch besser zum Ausdruck.

In den einstigen zentralen Beckenteilen fehlen grobklastische Basalbildungen. Dort liegen die Süßwasserkalke, oft in Wechsellagerung mit Kalkmergeln oder Mergeln, unmittelbar über dem Serpentin-Grundgebirge. Schön sind diese Lagerungsverhältnisse im Ostteil des Gebietes (z.B. bei der Ortschaft Basakköy) zu sehen. Junger Hebungsvorgänge zufolge ist hier eine Teilscholle höher geschaltet worden, und der Bach hat den basalen Abschnitt der Sedimente freigelegt.

Erwähnenswert sind noch einige wirtschaftlich unbedeutende Braunkohlenvorkommen im Bereich der oberen Serie (bei den Dörfern: Issızören, Denizler und Davutlar). Sie liegen in einer tektonisch gestörten Zone und stellen ca. 20 - 30 cm starke eingeschuppte Braunkohlenlinsen dar. Durch die tektonischen Vorgänge ist die Kohle zu Staub zerrieben. Die stratigraphische Einordnung dieser Vorkommen in das lithologische Standardprofil der oberen Serie lässt sich nicht durchführen. Wahrscheinlich handelt es sich um einen Horizont, der zwischen dem Basalhorizont (p_1) und dem darüber folgenden Tuff-Mergel-Horizont (p_2) liegt. Trifft dies zu, dann müsste der Lignit-Horizont das stratigraphische Symbol « kp_2 » führen.

Parallelisierung der Sedimentfolge von Harmancık. Die vorstehend durchgeführte Typisierung der Gesteinsfolgen im Becken von Harmancık lässt klar erkennen, dass die beiden Serien zwei zeitlich getrennten Sedimentationszyklen

entsprechen. Die diskonforme Überlagerung der unteren Serie (m) durch die obere Serie (p) liess sich auch im Becken von Harmancık an einigen Stellen nachweisen. Dadurch ergaben sich relative Altersbeziehungen zwischen den beiden Serien.

In lithologisch-stratigraphischer Hinsicht lässt sich die untere Serie von Harmancık unschwer mit der Serie von Tunçbilek parallelisieren, während an der Gleichaltrigkeit der oberen Serie von Harmancık und jener von Domaniç durch das massive Auftreten von Tuffen und anderen vulkanogenen Derivaten kaum gezweifelt werden kann. Auch paläontologisch lässt sich die Gleichstellung untermauern, denn einige Fundpunkte aus dem Gebiet der oberen Serie von Harmancık lieferten ähnliche Gastropoden, wie sie aus dem Gebiet von Domaniç beschrieben wurden.

Ferner lässt sich auch zyklische Gliederung innerhalb der beiden Serien von Harmancık herausarbeiten. Ich möchte jedoch hier nur noch auf den lithologisch stark heterogenen Charakter der oberen Serie (p) hinweisen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass sich das bisher aufgestellte stratigraphisch-lithologische Schema auch für das Neogenbecken von Harmancık anwenden lässt. Lediglich in jenen Gebietsabschnitten, die dem einstigen Beckeninneren angehörten, herrscht eine andere Schichtfolge, indem Süßwasserkalke und -mergel direkt und ohne Zwischenschaltung eines klastischen Basalhorizontes über dem Grundgebirge liegen. Die Abweichung lässt sich unschwer aus der speziellen Lage dieser Gebietsteile in bezug auf die Konfiguration des einstigen Beckens erklären: es sind dies lediglich fazielle Unterschiede.

Die Schichtfolge im Becken von Keles (Abb. 2 und Taf. II). Es sei gleich

vorweggenommen, dass im Becken von Keles die untere Serie nicht entwickelt ist. Der Basalschotter (p_1) liegt im gesamten Beckenbereich unmittelbar über dem Grundgebirge und wird seinerseits von den Tuffen und Tuffiten sowie Mergeln des p_2 -Horizontes überlagert. Die Elemente des überwiegend losen Schotters sind im Durchschnitt faust- bis kopfgross und stellen aufgearbeitetes Material des umgebenden Grundgebirges dar. Stellenweise nimmt die Korngrösse des Schotters derart zu, dass die Bezeichnung «Blockschutt» zutrifft. Der vertikale Übergang des Schotters in Sande, Oft in Gegenwart einer tuffitischen Komponente, stellt sich auch im Becken von Keles ein. Die maximale Mächtigkeit des klastischen Basalhorizontes beträgt 250 m.

Bemerkenswert ist das Auftreten eines Lignitflözes (bei der Ortschaft Harmanalan) im untersten Niveau des Basalhorizontes p_1 , und zwar gleich über dem Grundgebirge. Das Vorkommen stellt ein Grundflöz in der Formulierung von Wedding (1957) dar. Zwar soll das Flöz eine Mächtigkeit von 68 m haben und es wird auch im Kleinbetrieb abgebaut, trotzdem kommt ihm keine grössere ökonomische Bedeutung zu, denn seine Ausdehnung ist beschränkt. Würde es sich bei diesem Braunkohlen vorkommen um eine Bildung handeln, die über den lokalen Rahmen hinausginge, so hätten sich seine Ausbisse auch an anderen Stellen des Beckens von Keles nachweisen lassen müssen. Dies war aber entschieden nicht der Fall. Obwohl der Kontakt zwischen dem Basalhorizont (p_1) und dem Grundgebirge auf weite Strecken hin gut aufgeschlossen ist, gelang es mir nicht, Spuren dieses Lignit-Horizontes auch an anderen Punkten des Beckens aufzufinden.

Über dem Flöz sind sandige Tonlagen entwickelt, die nach oben zu bald

von den losen Gerollen des Basalhorizontes abgelöst werden. Der Lignit von Harmanalan ist eine bräunlich-schwarze Mattkocle von uniformer Beschaffenheit. Der Strich der Kohle ist braun. Sie bricht muschelförmig, zeigt aber im rohen Zustand einen festen Charakter. An der Luft getrocknet zerfällt sie zu Staub. Der Heizwert der Rohkohle (Wasser = 47,86%) beträgt rund 2500 kcal/kg.

Über dem Basalhorizont entwickelt sich allmählich der Tuff-Mergel-Horizont (p_2). Ein 100m mächtiger Kieselkalk-Horizont (p_3) schliesst die Sedimentfolge im Becken von Keles ab. Übrigens übernimmt der Kieselkalk-Horizont auch hier die Rolle einer Kappe. Da die Neogensichten im Becken von Keles im allgemeinen söhlilig liegen, erscheint der p_3 -Horizont stets in einer bestimmten Höhenlage (etwa 1100 m) und schützt den betreffenden Bergrücken vor weiterer Abtragung.

Parallelisierung der Schichtfolge von Keles. Durch das Auftreten von Tuffen und Tuffiten im Sedimentbestand des Beckens von Keles lässt sich dessen gesamte Neogenfolge mit der Serie von Domaniç parallelisieren. Somit haben wir es im Bereich dieses Beckens mit der oberen Serie (p) zu tun. Die untere Serie ist in diesem Raum nicht zur Ablagerung gekommen.

Das Fazit der stratigraphisch-lithologischen Analyse. Die stratigraphisch-lithologische Gegenüberstellung der neogenen Teilgebiete westlich und nördlich von Tavşanlı brachte den Nachweis zweier Serien: einer unteren (m) und einer oberen Serie (p). Beide Serien entsprechen zwei kontinentalen Sedimentationszyklen. Altersmässig stellt die untere Serie wahrscheinlich ein fluvial-lakustres Miozän dar. Definitive Beweise für diese Datierung konnten allerdings noch nicht gebracht werden.

Demgegenüber liess sich die obere Serie mit Hilfe von Süsswasserfossilien einwandfrei ins obere Pliozän (desgleichen in einer fluviatil-lakustren Entwicklung) einstufen. Zwischen beiden Serien schiebt sich eine Trockenlegungs- und Erosionsphase ein, während der ein Teil der unteren Serie abgetragen wurde. Dadurch lässt sich an verschiedenen Punkten die diskordante oder diskordante Überlagerung der unteren Serie (m) durch die obere Serie (p) nachweisen.

Der Sedimentbestand der beiden Serien liess sich in Horizonte aufgliedern. Das stratigraphische Schema sieht von oben nach unten wie folgt aus :

p Obere Serie (Pliozän) $\left\{ \begin{array}{l} p_3 \text{ Kieselkalk-Horizont} \\ p_2 \text{ Tuff-Mergel-Horizont} \\ (kp_2 \text{ Lignit-Horizont?}) \\ p_1 \text{ klastischer Basalhorizont} \end{array} \right.$

H i a t u s : Trockenlegung und Abtragung

m Untere Serie (Miozän ?) $\left\{ \begin{array}{l} m_3 \text{ Süsswasserkalk-Horizont} \\ m_2 \text{ Ton-Mergel-Horizont} \\ km_2 \text{ Lignit-Horizont} \\ m_1 \text{ klastischer Basalhorizont} \end{array} \right.$

Altes Grundgebirgs-Relief

Lithologisch liess sich für beide Serien eine zyklische Gliederung ihres Sedimentinhaltes durchführen :

Schotter—Sand — Ton — Lignit—Mergel — Kalk.

Ferner konnte gezeigt werden, dass die untere Serie lithologisch bei weitem die homogenere ist, wohingegen die obere Serie durch eine akzentuierte Heterogenität charakterisiert wird.

Die ersten Anzeichen einer beginnenden vulkanischen Tätigkeit finden wir bereits in der unteren Serie (Kieselknollen des m₃-Horizontes). Seinen Höhepunkt erreichte der Vulkanismus während der Ablagerung der p-Serie (Pliozän). Ausgedehnte pyroklastische Gesteinsmassen (Tuffe, Tuffite, Agglome-

rate) sind für den unteren und mittleren Abschnitt (p₁ und p₂) der oberen Serie kennzeichnend und besagen, dass in diesem Zeitintervall (Daz) der Vulkanismus einen vorwiegend explosiven Charakter hatte. Bald darauf folgte eine effusive Tätigkeit (Andesit- und Basaltergüsse). Im oberen Abschnitt der oberen Serie, etwa im Bereich des Kieselkalk-Horizontes p₃ (Levantin), setzt die post-vulkanische Phase ein, bei der hauptsächlich Kieselgel und Bormineralien gefördert wurden.

Nicht in allen behandelten Neogenabschnitten ist die untere Serie vorhanden (z.B. im Becken von Keles). Man kann natürlich annehmen, dass sie hier während der Trockenlegungsphase zur Gänze abgetragen wurde. Ich neige aber eher zur Ansicht, dass diese Gebietsteile zu jener Zeit nicht dem Ablagerungsbereich angehörten, sondern Abtragungsgebiete waren. Sie wurden erst im Pliozän in den Ablagerungsbereich einbezogen.

DAS GRUNDGEBIRGE

Der die einzelnen Neogengebiete westlich und nördlich von Tavşanlı umgebende Grundgebirgsrahmen besteht zum überwiegenden Teil aus serpentinierten ultrabasischen Gesteinen. Es sind dies stark durchbewegte und tektonisierte Gabbros, Pyroxenite und Peridotite, die sich gern mit gelben und roten Hornsteinen vergesellschaften. Ihrem Gesteinscharakter nach wären sie in die Gruppe epizonal geprägter Metamorphite zu stellen. Die Serpentinisierung ist auf dynamometamorphe Vorgänge zurückzuführen. Das Intrusionsalter dieser Ophiolite ist auch heute noch hart umstritten. Van der Kaaden (1959), der das nördlich angrenzende Gebiet untersucht hat, spricht ihnen ein varistisches Alter zu. Andere Autoren sehen in ihnen alpidische Initialmagmatite. Ich beschränke mich auf diese Hinweise

und verzichte auf eine eingehende Altersdiskussion, die den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde.

Die neogenen Sedimente im Gebiet Tavşanlı wurden jedenfalls über einem ausgedehnten Serpentinmassiv abgelagert. Die wenigen Metamorphite, die an der Zusammensetzung des Grundgebirges noch teilhaben, spielen baueologisch kaum eine Rolle. Wir finden sie im NW und E von Harmancık als epizonale Grünschiefer, graphitische Pliyllite, Quarzite und grobkörnige Marmore. Ferner treten im NW-Abschnitt des Beckens von Domaniç Granite und Diorite auf. Schliesslich seien noch die spärlichen Vorkommen schwachmetamorpher mesozoischer Kalke (Halbmarmore) im Gebiet von Harmancık und Tunçbilek erwähnt.

ZUR TEKTONIK DER UNTERSUCHTEN NEOGENGEBIETE

Im *Becken von Tunçbilek* (siehe Taf. V) zeigen die neogenen Sedimente im allgemeinen Schichtverstellungen, die 20° nicht überschreiten. Ausgenommen sind Störungszonen, wo die Schichtpakete der m-Serie zuweilen mittelsteil (bis zu 50°) einfallen. Eine solche Zone befindet sich beispielsweise entlang der grossen Dislokationslinie, die zwischen den Dörfern Ayvazlar und Karamanlar den Lauf des Koca Su bestimmte.

Im geologischen Schnitt erscheinen die Schichten der Serie von Tunçbilek schwach gewellt. Diese scheinbare Faltung ist aber nicht das Ergebnis orogener Einengungsvorgänge, sondern muss auf die Schollentektonik des Gebietes zurückgeführt werden. Verstellungen im Schollenbau des Grundgebirges übertragen sich auch auf die neogene Decke. Sie wurde teilweise zerrissen und zerstückelt. Dass man innerhalb der Horizonte der m-Serie vorhandene Störungslinien nicht nachweisen kann, rührt

von der lithologisch-homogenen Beschaffenheit ihres Gesteinsinhaltes her. Störungslinien lassen sich nur dort nachweisen, wo die Gesteifte der unteren Serie (m) an jene der oberen Serie (p) oder an das Grundgebirge stossen. Das letztere ist im Westabschnitt des Beckens von Tunçbilek der Fall. Zahlreiche Brüche treten hier auf und bestimmen einen mosaikartigen Schollenbau.

Dieser westliche Beckenabschnitt deckt sich somit in keiner Weise mit dem einstigen Beckenrand, den man weiter westlich suchen muss. Am Süd- und am Nordrand des Beckens fallen die Schichten der Tunçbilek-Serie unter die jüngere Serie von Domaniç ein, und es ist nicht festzustellen, wie weit dieselben sich nach Norden bzw. nach Süden ziehen. Lediglich der heutige Ostabschnitt des Beckens von Tunçbilek scheint der einstigen Beckenrandpartie angehört zu haben, nachdem dort die Basalschotter der unteren Serie (m) ungestört über dem Grundgebirge liegen.

Demgegenüber zeigt das *Becken von Domaniç* einen ausgesprochen ruhigen Bau. Die Schichtglieder der p-Serie liegen sählig oder sie sind nur schwach gekippt (Schiefeinfallen 5 - 10°). In den geologischen N-S-Schnitten (siehe Taf. V) ergibt sich ein flacher Muldenbau.

Geht man von der Vorstellung aus, dass in den einstigen Beckenpartien klastische Ablagerungen herrschen müssen, dann würde der heutige Nordrand nicht den einstigen Beckenrand darstellen. Denn die Schotter des p₁-Horizontes treten in diesem Abschnitt stark zurück und der Kieselkalk-Horizont (p₂) dringt weit nach Norden vor und liegt ohne Zwischenschaltung anderer Sedimente über dem Grundgebirge.

Die vorhin erwähnte, etwa WNW - ESE streichende Hauptdislokationslinie

des Koca Su setzt sich in das Tal des Kırık Dere fort und begrenzt im S und SE das Neogengebiet von Domaniç.

Es wurde bereits verschiedentlich darauf hingewiesen, dass das *Becken von Değirmisaz* nur den Rest eines grösseren Beckens darstellt. Wohl liegt im Nordabschnitt der Basalschotter (m_1) ungestört über dem Grundgebirge, doch sind im Süden die Schichten des m_2 -Horizontes deutlich vermittelt Bruchlinien gegen dasselbe abgesetzt. Man kann bei dem Becken von Değirmisaz generell von einer Mulde sprechen, deren Längsachse etwa E-W verläuft. Die Schichten fallen im allgemeinen gegen die Muldenachse ein, sofern sie nicht durch lokal auftretende Verwerfer gestört sind. Die Mulde selbst ging nicht aus einem Faltungsprozess hervor, sondern entstand durch entsprechende Kippung der Untergrundschollen. Aus diesem Grund kann man auch von keiner Faltung der Schichten sprechen, obwohl in einem Tagebau eine kleine Rückfaltung am Flöz zu sehen war (Foto 1). Dieselbe stösst jedoch hart an eine Störungslinie und ist lediglich eine Begleiterscheinung der Bruchtektonik. Die Schichten der unteren Serie von Değirmisaz haben somit die Bewegung des Serpentin-Untergrundes passiv mitgemacht.

Mit der Bezeichnung «*Neogenacholle von Çıvgalar*» wollte ich andeuten, dass es sich um eine tektonisch angelegte Einheit handelt. In der Tat wird die Scholle im N und im S von je einer Dislokationslinie begrenzt. Auch hier hegt also bloss der kleine Rest eines früheren Grossbeckens vor. Diese Auslegung wird durch den nördlich auftretenden *Neogenzwickel von Dağardı Madeni* gestützt. Derselbe steckt in Form einer kleinen Synklinale mit NW-SE orientierter Längsachse zwischen Serpentinmassen eingekeilt und stellt

regionalgeologisch die Verbindung zum Becken von Harmancık her. Der Zwickel zeigt somit, dass die Neogengebiete von Harmancık, Çıvgalar und Değirmisaz vormals einem einheitlichen und ausgedehnten Sedimentationsraum angehörten, und dass diese Einheitlichkeit erst nachträglich durch tektonische Vorgänge verlorengegangen ist.

Für die Lagerungsverhältnisse der Neogensedimente im *Raum zwischen Süleköy und Tavşanlı* (Tav. V) gilt das Gleiche wie für die Becken von Tunçbilek und Domaniç. Die Schichtglieder der unteren Serie (m) sind betont gestörter als jene der oberen Serie (p). Der einstige Beckenrand ist nur im Süden mehr oder minder erhalten geblieben. Ansonsten wird dieses Gebiet von tektonisch bedingten Grenzlinien umgeben.

Im *Becken von Harmancık* (Taf. IV) liegen ähnliche Verhältnisse vor. Die Osgrenze wird fast durchlaufend von Störungslinien vorgezeichnet. An vielen Stellen dringen die neogenen Sedimente keilförmig und tief in die Grundgebirgsumrandung ein und lassen erkennen, dass sich das einstige Becken viel weiter nach Osten ausgedehnt haben muss. Diese Neogenzwickel sind stets von markanten Dislokationslinien begrenzt und zeigen einen tektonisch stark gestörten Innenbau. Auch die Westgrenze des Beckens wird streckenweise von erstrangigen Dislokationslinien geliefert.

Im Nordabschnitt des Beckens, der, wie wir sahen, von den Sedimenten der oberen Serie (p) eingenommen wird, herrschen im allgemeinen sohlige bis flache Lagerungsverhältnisse (maximales Einfallen 5°). Sie sind auf schwache Kippung im Schollenbau des Untergrundes zurückzuführen. Mitunter treten aber auch stark gestörte Zonen auf. In diesem Fall lassen sich die charakteristischen Leitbänke nicht mehr ver-

folgen und kartenmässig herausarbeiten. Wohl erkennt man deren Gesteinsmaterial, aber alles ist kunterbunt durcheinandergeworfen und es entsteht der Eindruck, als wäre an solchen Stellen die Sedimentdecke eingestürzt. Mechanisch lassen sich derartige Zonen etwa so erklären, dass im Unterbau in Folge horizontaler Bewegungen zwei Schollen auseinanderkamen. Hierbei entstanden tiefklaflende und breite Spalten, die Sedimentdecke brach durch, der Sedimentverband löste sich in einzelne Gesteinsmassen und -trümmer auf und das Ganze stürzte in die Tiefe. Solche Störungszonen sind oft über 2 km breit und weisen längen von mehreren km auf.

Das *Becken von Keles* (Taf. IV) zeigt einen ruhigen Bau. Seine Sedimente liegen söhlig oder schwach gekippt. Gestörte Lagerungsverhältnisse treten nur ganz untergeordnet auf. In der heutigen Umrandung scheint sich im grossen und ganzen der einstige Beckenrand erhalten zu haben.

Als Fazit dieser kurzen tektonischen Analyse ergeben sich drei Punkte :

Erstens ist die heutige Grenze : Grundgebirge-Neogen nicht immer gleich zu setzen mit dem einstigen Beckenrand sondern es ist vielmehr so, dass die ehemaligen Beckenränder weit über die heutige Grundgebirgsumrandung hinausgehen. Ja, es ist möglich, dass der Grossteil der Sedimente, die wir heute als isolierte Neogenvorkommen vorfinden, in einem einheitlichen Sedimentationsraum abgelagert wurden und dass nachträglich durch epirogene Bewegungen ihr Zusammenhang verloren ging. Durch diese Bewegungen entstanden Senkungs- und Hebungsfelder, wobei die Sedimentdecke zerrissen und zerstückelt wurde. Höher geschaltete Neogensedimente wurden vollständig abgetragen. An solchen Stellen tritt uns heute das Grundgebirge

entgegen. Nur auf abgesunkenen Schollen blieben Teile neogener Sedimentkomplexe erhalten.

Zweitens soll auf das gestörtere Lagerungsverhältnis innerhalb der Sedimente der unteren Serie (m) hingewiesen werden. Dasselbe muss auf Bewegungsvorgänge zurückgeführt werden, die sich während der Trockenlegung des m-Komplexes ereigneten. Demgegenüber zeigen die Sedimente der oberen Serie (p) im allgemeinen ruhigere Lagerungsverhältnisse.

Drittens sind einzelne Gebietsteile, wie das Becken von Keles, erst später, im Pliozän, in den neogenen Sedimentationsraum eibezogen worden, Bis dahin waren sie Abtragungsgebiet.

SCHLUSSBETRACHTUNGEN

Die Ergebnisse der durchgeführten stratigraphisch-lithologischen und tektonischen Analysen lassen sich als Bausteine für eine lithogenetische und entwicklungsgeschichtliche Synthese der Neogengebiete westlich und nördlich von Tavşanlı verwenden. Im Diagramm der Abb 3 habe ich versucht, die Vorgänge, welche den Entwicklungsverlauf in seiner Gesamtheit ergeben, kondensiert darzustellen. Die zeitliche und räumlich Lage der Vorgänge bezog ich auf ein rechtwinkliges Koordinatensystem, in welchem die Abzisse zur Auftragung der Zeit, und die Ordinate zur Auftragung einer räumlichen Dimension (Schichtmächtigkeit oder Höhenlage) diente.

Zunächst die Zeit. Sie ist teilweise in der Sedimentfolge den beiden Serien (m und p) materialisiert. Für diese Entwicklungsabschnitte wäre sie also in absoluten Werten abzuschätzen. Teilweise steckt sie in der «Diskonformität», d.h. sie konnte sich nicht abbilden, weil in jener Phase der Entwicklung das

Gebiet durch Emersion trockengelegt wurde.

Um zu absoluten Zeitwerten gelangen zu können, ist es erforderlich, ein allgemeingültiges Profil mit Standardmächtigkeiten für die untersuchten Neogenebiete aufzustellen. Dieses Standardprofil hat etwa folgende Zusammensetzung :

2,5 m Torfmoor benötigt werden. 10 m Braunkohle entsprechen somit einer Mächtigkeit von 25 m Torfmoor. Die Ablagerungsgeschwindigkeit für 1 m Torfmoor beträgt 750 Jahre. Daraus ergibt sich für die Ablagerung von 10 m Lignit (= 25 m Torfmoor) ein Zeitwert von rund 20 000 (genau 18.750) Jahren.

Obere Serie (p)	{	p ₃ -Horizont	250 m	
		p ₂ -Horizont	300 m	
		p ₁ -Horizont {	Sande	100 m
		Schotter	150 m	
Untere Serie (m)	{	m ₃ -Horizont	100 m	
		m ₂ -Horizont	300 m	
		km ₂ -Horizont	10 m	
		m ₁ -Horizont {	Ton	50 m
		Sande	100 m	
Schotter	50 m			

Für die einzelnen Faziesgruppen lassen sich sedimentäre Zeitwerte errechnen. Zu diesem Zweck greift man auf bekannte, statistisch ermittelte Sedimentationsgeschwindigkeiten zurück. Es liegt in der Natur der sedimentären Gesteine, dass ihre Sedimentationsgeschwindigkeiten grossen Schwankungen unterworfen sind. So hat man beispielsweise ermittelt, dass die Sedimentationsgeschwindigkeit für 1 m Sand zwischen 500 - 2000 Jahren liegen kann, je nachdem unter welchen Bedingungen das Material abgelagert wurde. Die Sedimentationsgeschwindigkeit der einzelnen Faziesgruppen liegt also stets zwischen zwei Extremwerten. Von diesen wählte ich jeweils den Maximalwert, weil ich absichtlich zu möglichst grossen Zeitwerten gelangen wollte.

Die Ergebnisse dieser Berechnungen habe ich in den Tabellen 1 und 2 zusammengestellt. Für die Berechnung des sedimentären Zeitwertes, der 10 m Konle entspricht, war zu berücksichtigen, dass zur Bildung von 1 m Lignit bekanntlich

Im Standardprofil beträgt die Gesamtmächtigkeit der m-Serie 610 m. Dies entspricht einem Zeitwert von 3 345 000 Jahren (Tabelle 1). Gegenüber der absoluten Gesamtzeit von 18 Mill. Jahren des Miozäns ist also in der m-Serie nur 1/6 der Miozän-Zeit materialisiert. Die übrigen 5/6 fehlen. Sie wurden entweder durch nachträgliche Erosion abgetragen oder gelangten nicht zur Ablagerung. Nachdem uns die paläontologischen Grundlagen hierzu fehlen, können wir nicht ermitteln, welcher Abschnitt des Miozäns in der m-Serie vorhanden ist.

Das Pliozän umfasst rund 15 Mill. Jahre, wovon 5 Mill. auf das obere Pliozän und die anderen 10 Millionen auf das Mittel- und Unterpliozän fallen. Wenn nun der Gesamtmächtigkeit der p-Serie (800 m) ein sedimentärer Zeitwert von 4 545 000 Jahren entspricht (Tabelle 2), und wenn ihr oberster Horizont (Kieselkalke p₃) auf Grund seines Fossilgehaltes ins Levantin eingestuft werden muss, so hat sich in der p-Serie

Tabelle 1

<i>Horizont</i>	<i>Lithologische Zusammensetzung</i>	<i>Standard- mächtigkeit in m</i>	<i>Sedimentations- geschwindigkeit je Meter in Jahren</i>	<i>Zeitwert in Jahren</i>
m ₃	Kalk	100	10 000	1 000 000
m ₂	Mergel	300	6 000	1 800 000
km ₂	Lignit (Torfmoor)	10 (25)	— (750)	20 000
	Ton	50	6 000	300 000
m ₁	Sand	100	2 000	200 000
	Schotter	50	500	25 000
m - Serie		610	—	3 345 000

Tabelle 2

<i>Horizont</i>	<i>Lithologische Zusammensetzung</i>	<i>Standard- mächtigkeit in m</i>	<i>Sedimentations- geschwindigkeit je Meter in Jahren</i>	<i>Zeitwert in Jahren</i>
P ₃	Kalke (+ Kieselbild.)	250	10 000	2 500 000
P ₂	Tone Mergel (+ Tuffe)	300	6 000	1 800 000
P ₁	Sande (+ Tuffe)	100	2 000	200 000
	Schotter (+ Tuffe)	150	500	75 000
p - Serie		800	—	4 575 000

eine Zeitspanne materialisiert, die genau dem oberen Pliozän (Daz+Levantin) mit einem Zeitwert von 5 Mill. Jahren entspricht. Während des Unter- und Mittelpliozäns lag das Gebiet 10 Mill. Jahre lang trocken. Es ist aber sehr wahrscheinlich, dass diese Trockenlegungsphase auch einen Abschnitt des Obermiozäns einschliesst, und dass jene Diskonformitätsfuge, die beide Serien

trennt, einen Zeitwert von mehr als 10 Millionen Jahren in Anspruch nimmt.

Ich muss noch einmal darauf hinweisen, dass ich bei diesen Berechnungen absichtlich maximale Sedimentationsgeschwindigkeiten eingesetzt habe, um zu möglichst grossen Zeitwerten zu gelangen, denn ich wollte zeigen, dass trotz dieser maximalen Zeitwerte beachtliche Zeitspannen auftreten, in denen das

Gebiet trocken lag. Zwar könnte man einwenden, dass uns heute nicht mehr die gesamte Serie entgegentritt, weil ihr oberster Abschnitt in der nachfolgenden Trockenlegungsphase mehr oder minder abgetragen wurde. Infolgedessen muss die Berechnung zu kürzeren Zeitwerten für die Sedimentation der Serie führen. Selbst wenn man diesen Umstand berücksichtigt, ergeben sich für die Perioden der Trockenlegung noch immer grössere Zeitwerte als für jene der Sedimentation.

Wenden wir uns nun der Sedimentation zu. Diagramm B der Abb. 3 lässt erkennen, dass sich die Sedimentation innerhalb eines Zyklus gesetzmässig und kontinuierlich durch alle Faziesgruppen bewegt. Es ist dies die Erscheinung, die ich wiederholt als zyklische Gliederung der Sedimente hervorhob, und die sich darin äussert, dass das Korn der Sedimente in zeitlicher Richtung stetig abnimmt, bis zuletzt nurmehr Präzipitationsedimente zur Ablagerung gelangen. In diesem Wandel haben sich in erster Linie das Relief und die Senkungsgeschwindigkeit des Beckenbodens abgebildet. Von diesen Faktoren hängen wiederum Transportkraft und Sedimentationsgeschwindigkeit ab.

Die Kurve der Sedimentationsgeschwindigkeit (Diagramm B, Abb. 3) zeigt im Anfangsstadium jeder Serie stark erhöhte Werte (der betreffende Kurvenabschnitt erscheint sehr steil). Berücksichtigt man ferner das dem gleichen Zeitabschnitt zukommende übergroße Komponenten Korn, so muss noch zusätzlich auf eine grösse Transportkraft geschlossen werden. Die Wasserbewegung war heftig und rasch. Sie schwemmte Blockschutt und Schotter in den Ablagerungsraum. Die orographischen Verhältnisse jener Zeiten haben sich in den

klastischen Sedimenten abgebildet. Diese deuten auf ein akzentuiertes, gebirgiges und reich gegliedertes Relief (Diagramm C, Abb. 3) hin. In allen Aufschlüssen, wo der Basalschutt direkt über dem Grundgebirge liegt, tritt er unvermittelt mit überdimensionierten, gerundeten Komponenten auf, ein Umstand, der zu dem Schluss führt» dass das abrupte Relief ebenso unvermittelt entstanden sein muss.

Zur Zeit der Sedimentation der Sande und Tone war die Transportkraft geringer, die Sedimentationsgeschwindigkeit entsprechend gesunken. Das Relief des Abtragungsgebietes muss hügelig gewesen sein und der Beckenboden muss sich langsam nach abwärts bewegt haben.

Während der Ablagerung der darauffolgenden Mergel und Kalke sank die Sedimentationsgeschwindigkeit noch mehr. Das Abtragungsgebiet war flach und weitgehend nivelliert, die Transportkraft dementsprechend klein. Schliesslich zeigten die beiden Faktoren derart minimale Werte, dass nur mehr gelöste Stoffe in den Sedimentationsraum gelangen konnten. Die Erosion nahm bis zum Verschwinden ab, statt dessen trat eine kräftige Denudation in Erscheinung. Die Abwärtsbewegung des Beckenbodens kam zum Stillstand. Später, in der Endphase der Sedimentation, wird sich der Boden bereits aufwärts bewegt haben.

Die Entstehung der Steinkohle wurde insbesondere von amerikanischen Autoren ein Teilprozess innerhalb eines Sedimentationszyklus gedeutet. Die Kohle wäre eine konstant auftretende Faziesgruppe in der zyklisch gegliederten Sedimentreihe. In letzterer hat sich ein kontinuierlicher Senkungsvorgang abgebildet. Flözbildung tritt jeweils dort auf, wo die kontinentalen Ablagerungen in marine übergehen. Mit anderen Worten:

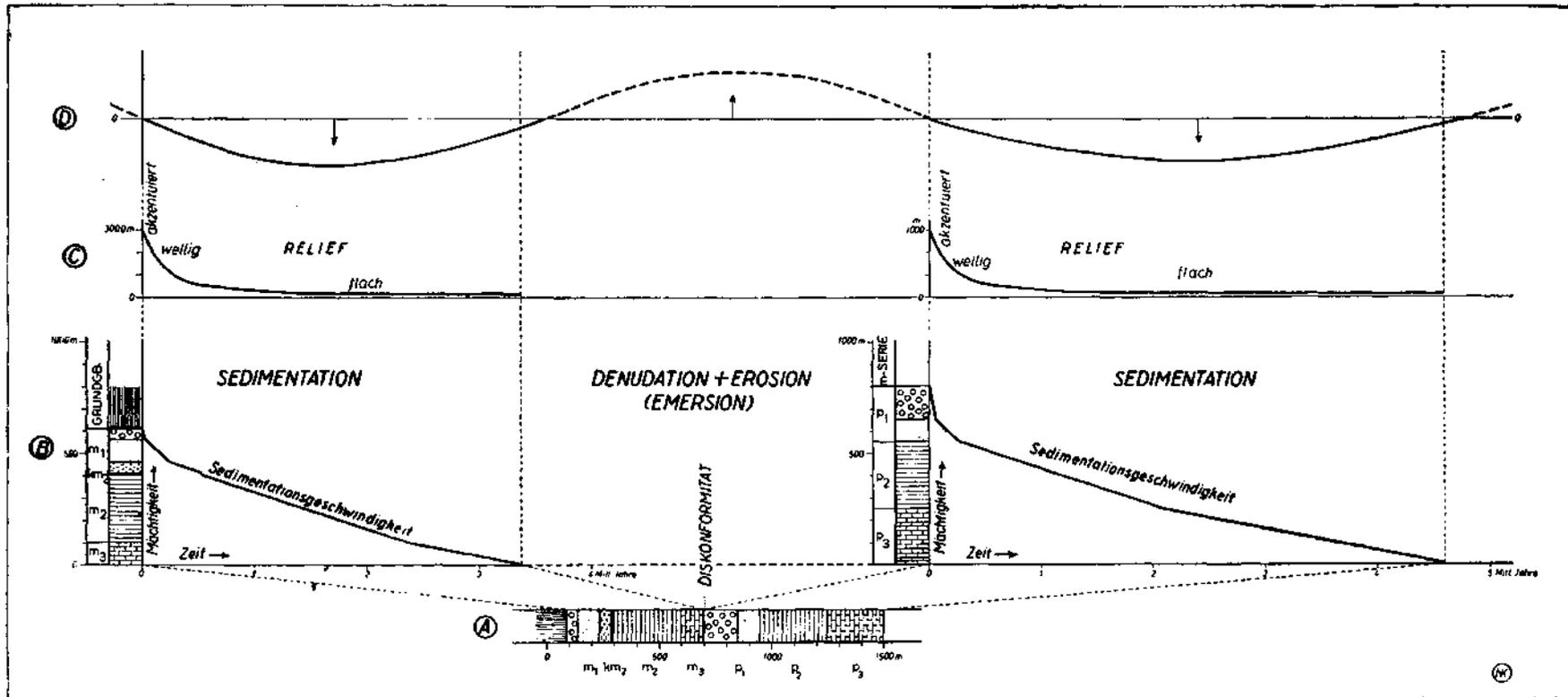


Abb. 3 - Sedimentationsgeschwindigkeit

die Moorbildung beginnt, wenn die Senkung das Meeresniveau fast erreicht hat. Solange das Moor nicht unter den Meeresspiegel taucht, sind optimale Bedingungen für sein Wachstum gegeben. Stellt sich ein Gleichgewicht zwischen dem Wachstum des Moores und der Senkung derart ein, dass beide ungefähr gleichschnell fortschreiten, dann können beachtliche Flözmächtigkeiten entstehen (z. B. im rheinischen Braunkohlengebiet bis zu 80 m). Dies ist aber nicht immer der Fall. Das Moor wird bald vom Meereswasser überflutet und stirbt ab. Über dem Torfmoor lagern sich sodann marine Sedimente ab: zuerst Mergel, später Kalke.

Der vorstehend für die Steinkohle skizzierte Entstehungsvorgang lässt sich auch auf das km_2 -Flöz anwenden, mit dem Unterschied, dass an Stelle einer marinen Immersion eine limnische angenommen werden muss, denn in den untersuchten Neogenebieten von Tavşanlı treten über dem Lignitflöz stets Süßwassermergel (mit untergeordneten Tonen) auf. Dies wieder setzt gewaltige Binnengewässer voraus. Westanatolien muss zu jenen Zeiten ein einziges Seengebiet gewesen sein.

Zuweilen tritt überhaupt kein Gleichgewicht zwischen Moorbildung und Senkungsgeschwindigkeit ein. Die Überflutung erfolgt zu rasch, als dass es zu einer Moorbildung kommen könnte. In diesem Fall wird ein Flöz in der sonst zyklisch gegliederten Sedimentreihe fehlen oder höchstens in Form von kohligen Tonlagen schwach angedeutet sein. Dies trifft in allgemeinen auf die p-Serie zu.

In der lithologischen Homogenität der unteren Serie (m) haben sich ruhige Sedimentationsbedingungen aufgezeichnet. Auch muss das Becken ziemlich tief gewesen sein, denn örtliche Bodenunruhen hinterliessen in den ab-

gelagerten Sedimenten keine Spuren. Kräftige Bodenschwankungen finden wir erst in der oberen Serie (p). Ihre betonte lithologische Heterogenität setzt zudem ein seichtes Becken voraus, denn örtliche Bodenoszillationen zeichnen sich in der Ablagerung der Sedimente am besten auf, wenn sie in der Nähe des Wasserspiegels stattfinden.

Der unteren Serie (m) ging eine Trockenlegungsperiode voraus. Wahrscheinlich wurde damals das gesamte Oligozän und Eozän abgetragen. Von diesen Stufen sind im untersuchten Gebiet keine Sedimente mehr vorhanden. Sie müssen aber da gewesen sein, denn im Gebiet von Sülleköy führen die m1-Schotter—wie wir sahen—Nummulitenkalk-Gerölle.

Fasst man, um ein abgerundetes Bild zu erhalten, all diese Vorgänge zusammen, so kristallisieren sich epirogene Oszillationen heraus. Legt man ferner als Dauer einer Oszillation jene Zeitspanne fest, während der die vertikale Bewegung von einem Höhepunkt ausgehend, den nächstfolgenden erreicht, dann haben sich in den Zyklen der Serien (m) und (p) zwei Grossoszillationen sedimentär abgebildet (siehe Diagramm D, Abb. 3).

Ein Höhepunkt der ersten Oszillation befand sich zeitlich vielleicht noch im Oligozän, Während einer sprunghaften Abwärtsbewegung vollzog sich im Miozän der Wechsel zwischen Abtragung und Sedimentation. Ihren Tiefpunkt erreichte die Abwärtsbewegung nur langsam. Er fällt wahrscheinlich in die Zeit der Ablagerung des Mergel-Horizontes (m_2). Während der Sedimentation der m_3 -Kalke führte die vertikale Bewegung bereits ein umgekehrtes Vorzeichen. Dass dennoch Kalke allein zur Ablagerung gelangten, beruht auf die weitgehende Nivellierung des Reliefs, die dazuführte, dass nur gelöste Stoffe

in den Süßwassersee gelangten. Der Wechsel, diesmal zwischen Sedimentation und Abtragung vollzog sich desgleichen sprunghaft. Mit der Erreichung des zweiten Höhepunktes, der zugleich der erste für die nächstfolgende Oszillation ist, fand die erste Oszillation ihren Abschluss.

Jene Sedimentationsunterbrechung, die als Diskonformität beide Serien voneinander trennt, enthält das Ende der ersten und den Anfang der zweiten Grossoszillation. Diese verläuft zur ersten analog. Nur setzte sich ihre Abwärtsbewegung aus zahlreichen Mikrooszillationen zusammen. Dieselben registrierten sich vor allem in dem heterogen aufgebautem p_2 -Horizont.

Der Wechsel zwischen Sedimentation und Abtragung vollzog sich an der Wende Pliozän-Quartär. Die heutige Phase stellt für das Neogengebiet von Tavşanlı die Fortsetzung der zweiten Grossoszillation dar. Ob dabei deren zweiter Höhepunkt bereits erreicht wurde, lässt sich nicht aussagen.

Zum Zeitpunkt, als die geschilderten Vorgänge einsetzen, also zur Zeit des Miozäns, war Westanatolien in drei

Großräume aufgeteilt. Im Norden dehnte sich das Gebiet der kontinentalen Rücksenke (Abb. 4, Profil I, R_m) aus. Im Süden befand sich eine geosynklinale Vortiefe (G_m). Zwischen beiden erstreckte sich eine orogene hervorgegangene Hochzone. Im Gestaltungsprozess der Vortiefe und Rücksenke hatten epirogene Bewegungen die Alleinherrschaft. Während indessen die Entwicklung der miozänen Vortiefe marin ablief, stand sie in der kontinentalen Rücksenke im Zeichen eines fluviatil-lakustren Regimes. Die Gebirgsketten der orogenen Hochzone waren Alimentsgebiete sowohl für die Vortiefe als auch für einen Teil der Rücksenke. Zur letzten gehörte auch das Gebiet von Tavşanlı, wo zu jener Zeit die untere Serie (m) zur Ablagerung gelangte.

Im weiteren Verlauf der geotektonischen Entwicklung Westanatoliens verlagerte sich der orogene Paroxysmus postmiozän nach Süden (Abb. 4, Profil II). Es entstand die Kette der Tauriden, wie sie uns heute noch in ihren Grundlinien entgegentritt. Im Norden und Süden der Tauriden bildeten sich epirogene Senkungsfelder, die zur plio-

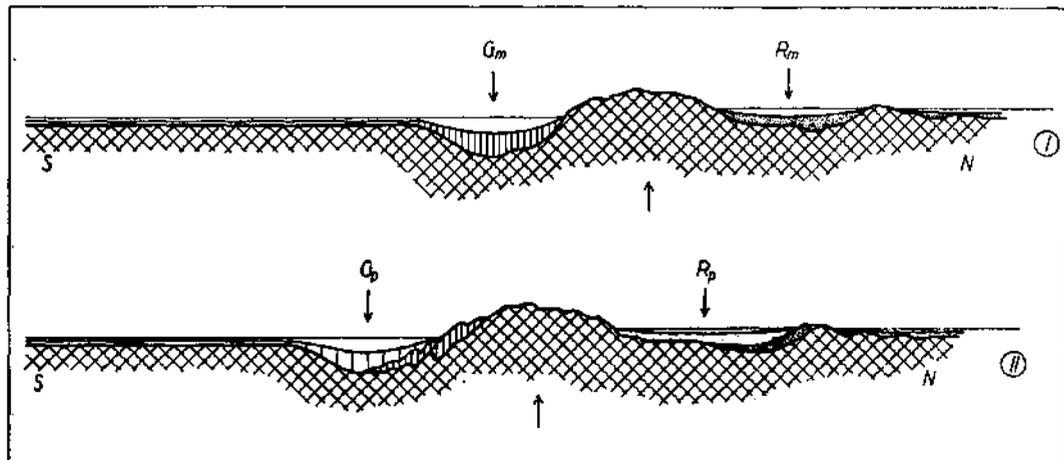
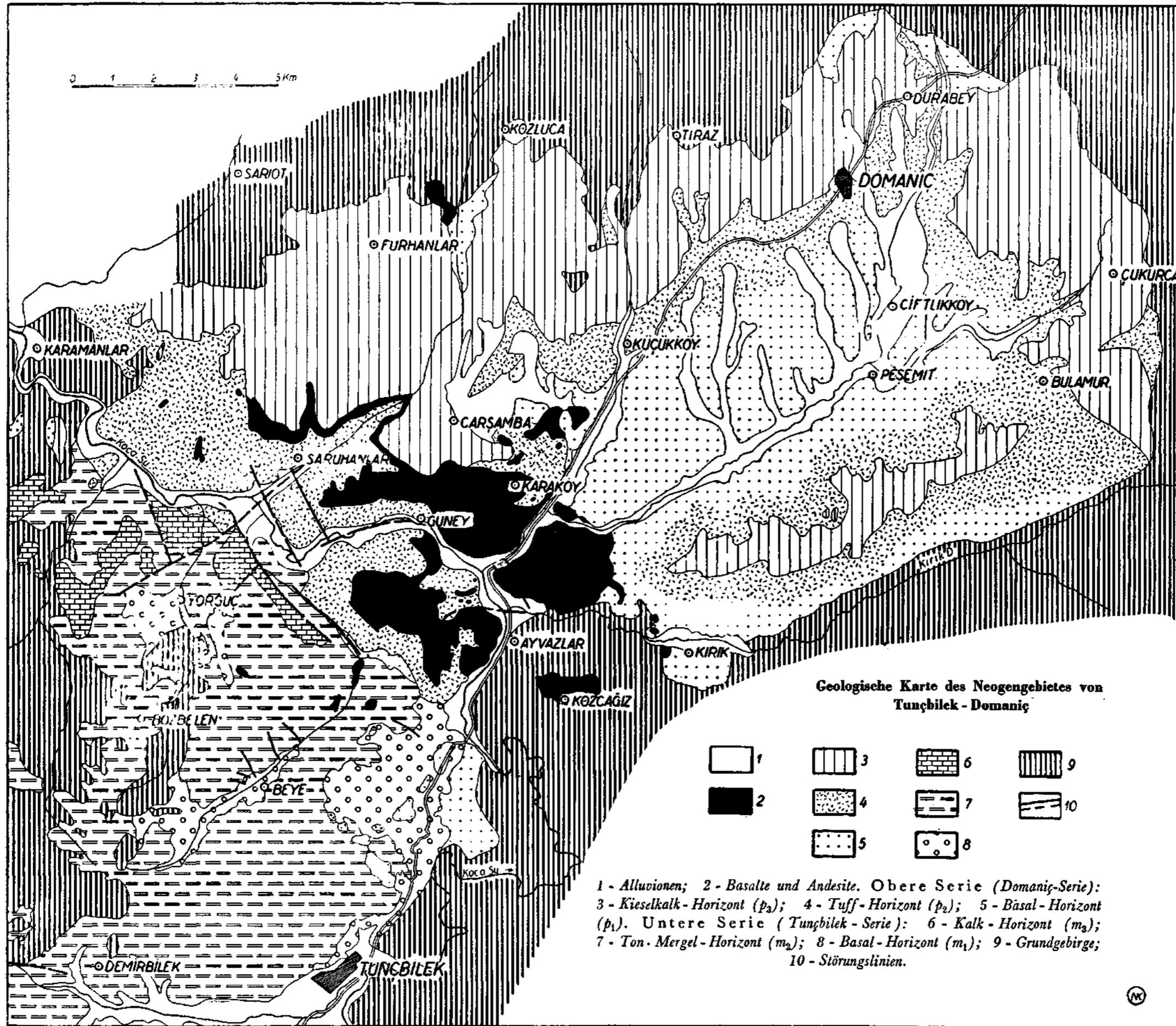


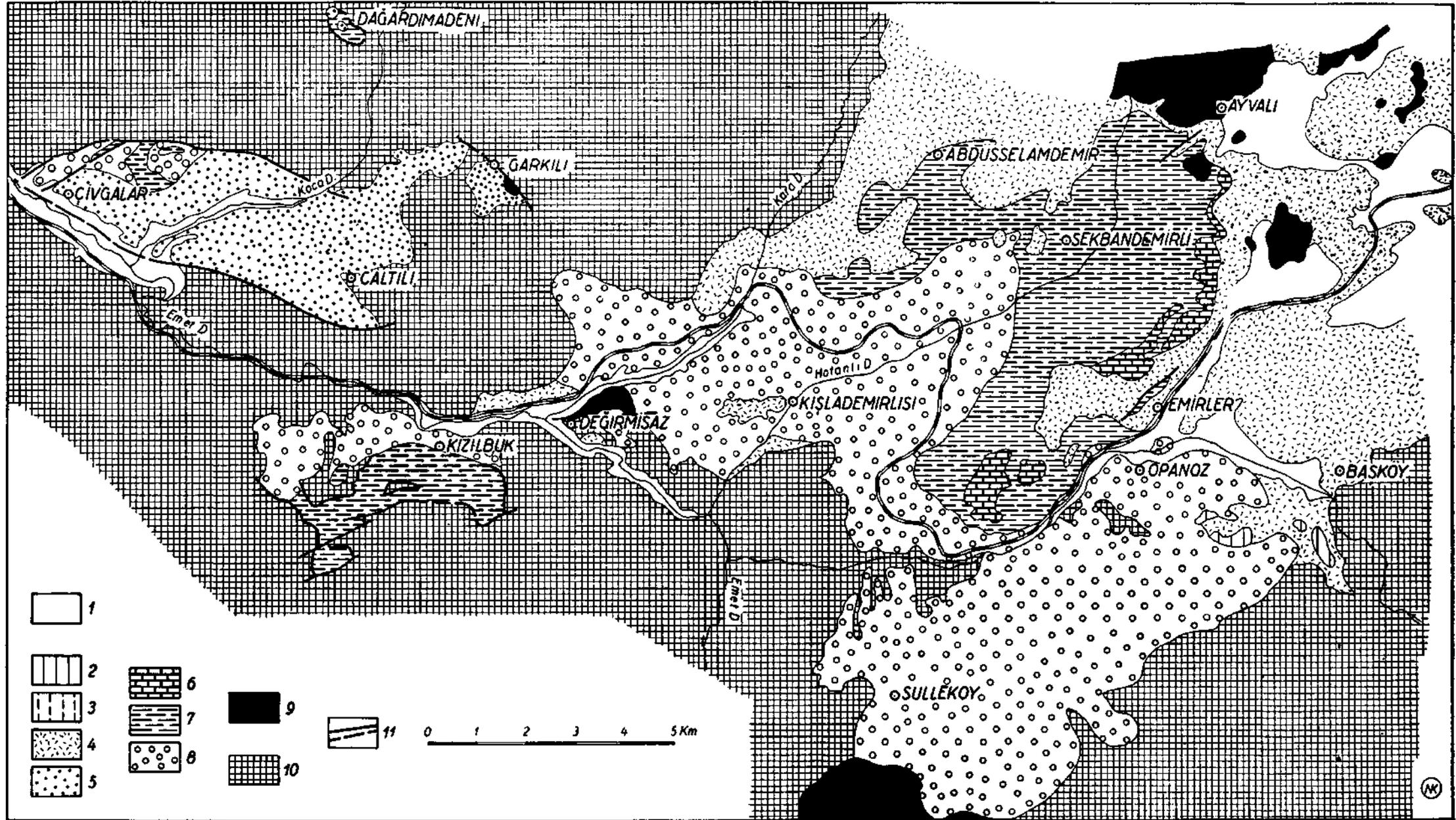
Abb. 4 - Schematische Darstellung der geologischen Entwicklung Westanatoliens während des Miozäns und Pliozäns (Erklärung im Text).





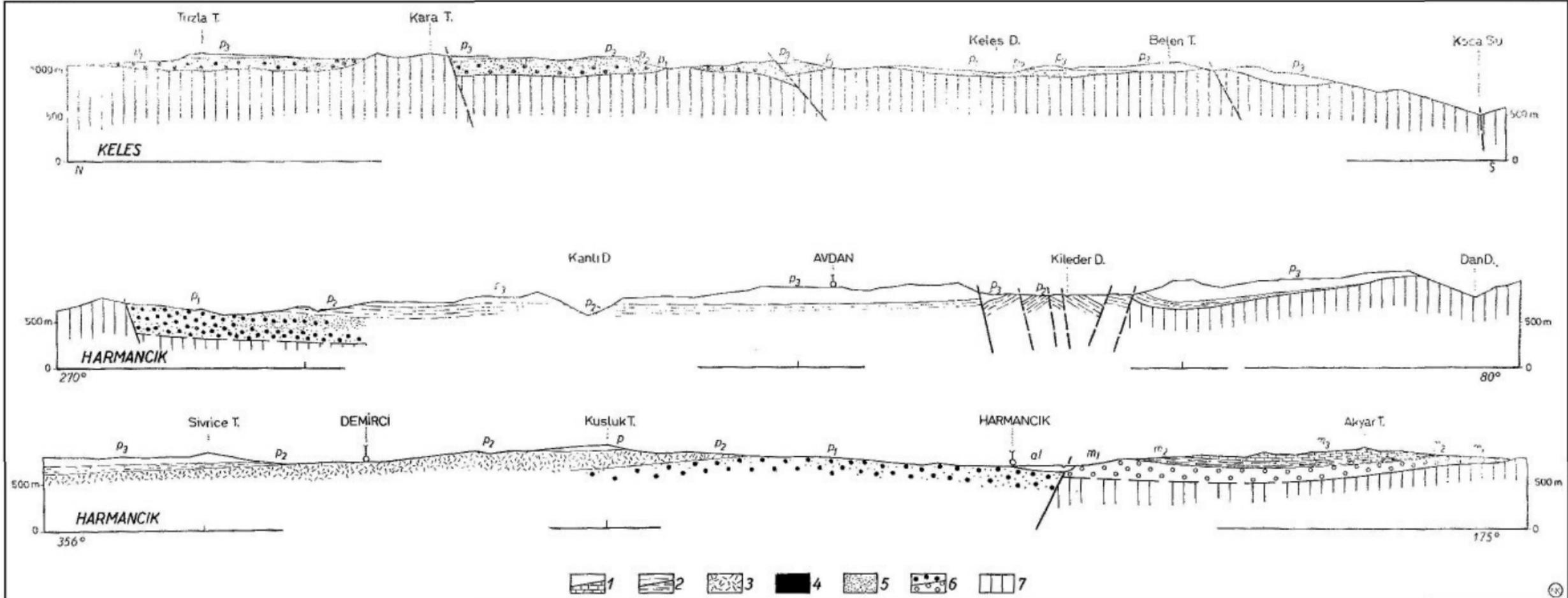
Geologische Karte der neogenen Becken von Harmançik und Keles

1 - Alluvionen. Obere Serie: 2 - Kieselkalk-Horizont (p_3); 3 - überwiegend Mergel (p_3); 4 - überwiegend Tuffe (p_3); 5 - Basal-Horizont (p_1). Untere Serie: 6 - Kalk-Horizont (m_2); 7 - Ton-Mergel-Horizont (m_2); 8 - Basal-Horizont (m_1); 9 - Grundgebirge; 10 - Störungslinien.



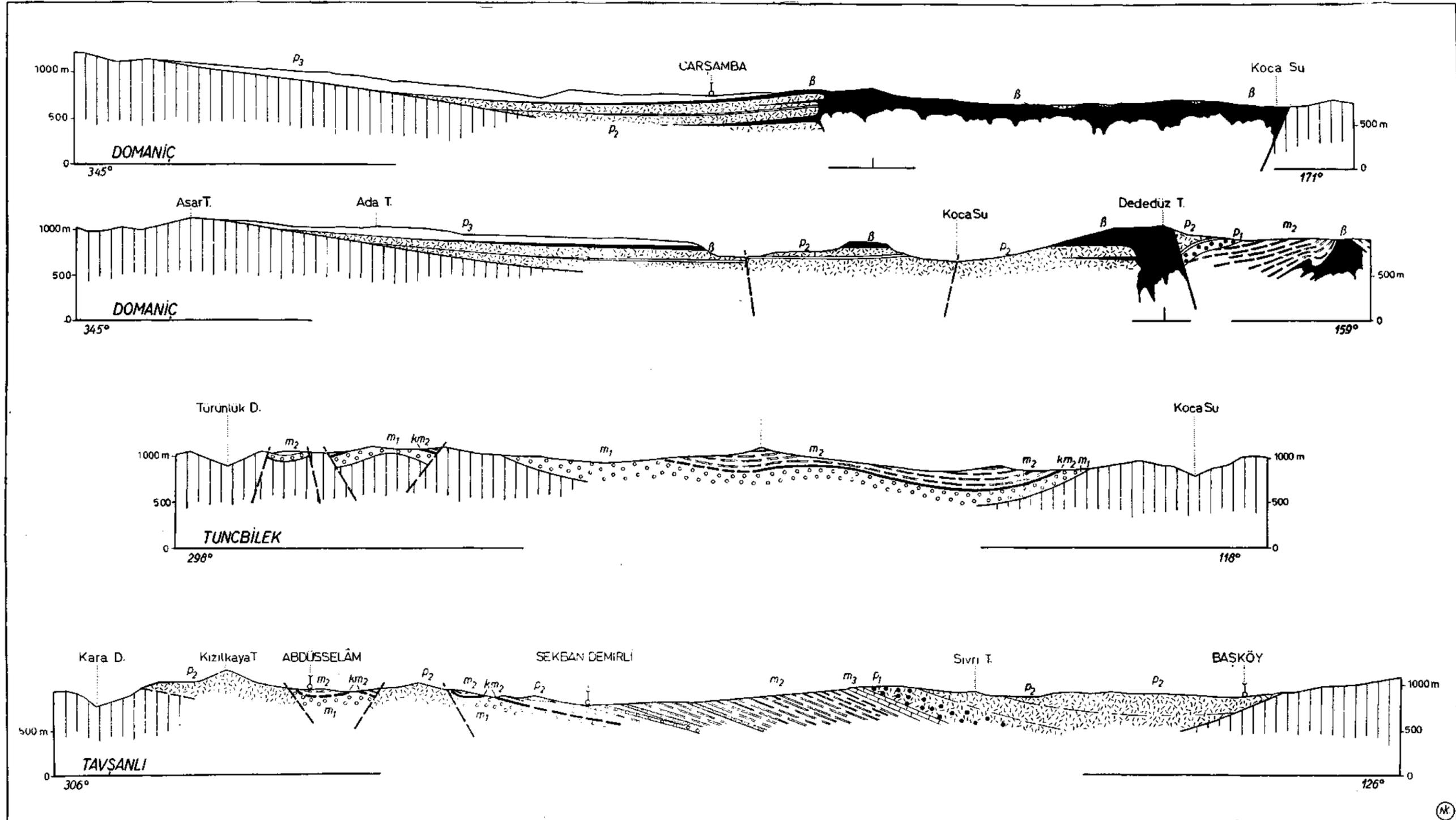
Geologische Karte der Neogengebiete von Değirmisaz, Çivgalar und Tavşanlı.

1 - Alluvionen. Obere Serie: 2 - Kieselkalk-Horizont (p_3); 3 - überwiegend Mergel (p_2); 4 - überwiegend Tuffe (p_1); 5 - Basal-Horizont (p_1). Untere Serie: 6 - Kalk-Horizont (m_3); 7 - Ton-Mergel-Horizont (m_2); 8 - Basal-Horizont (m_1); 9 - Andesite und Basalte; 10 - Grundgebirge; 11 - Störungslinien.



Profil-Beispiele aus den Neogenbecken von Harmancik und Keles

1-Kalke der oberen und unteren Serie; 2-Mergel der oberen und unteren Serie; 3-Tuffe; 4-Basalte und Andesite; 5-Sande; 6-Schotter der oberen und unteren Serie; 7-Grundgebirge.



Profil-Beispiele aus den Neogengebieten von Domanic, Tunçbilek und Tavşanlı (Erklärung wie Tafel IV).

(NK)

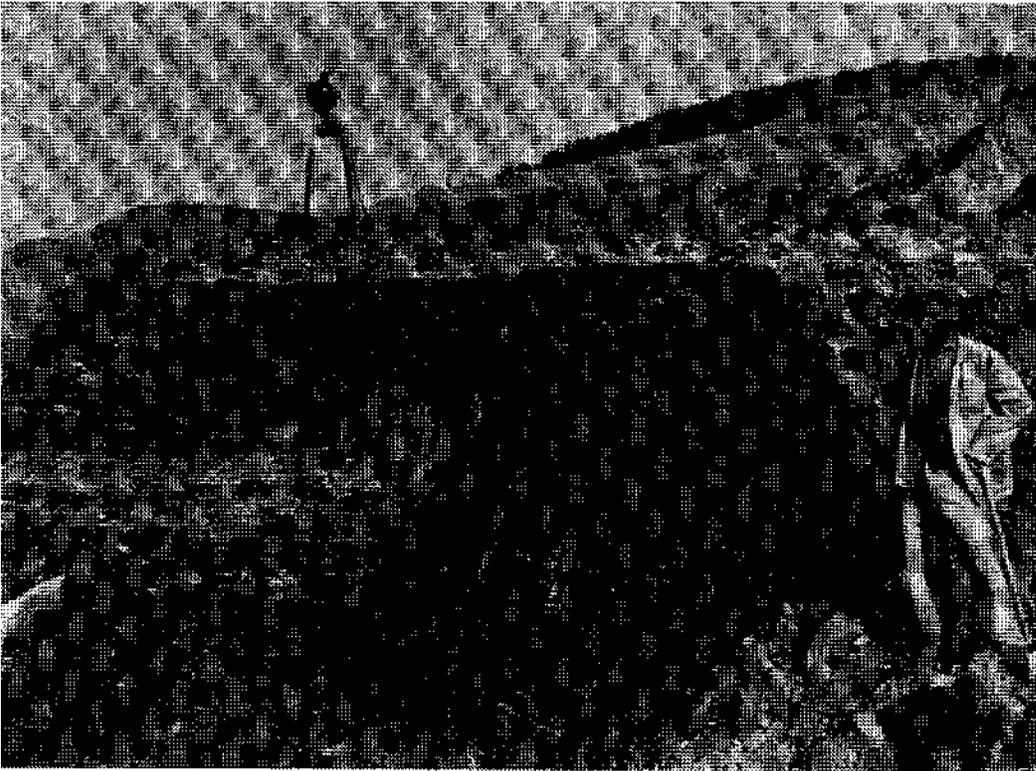


Foto 1 - Lokale Stauchung des Flözes k_{m2} in einem Tagebau von Dębirnisaz



Foto 2 - Becken von Domaniç. Wechsellagerung von Konglomeratbänken mit tuffogenen Lagen

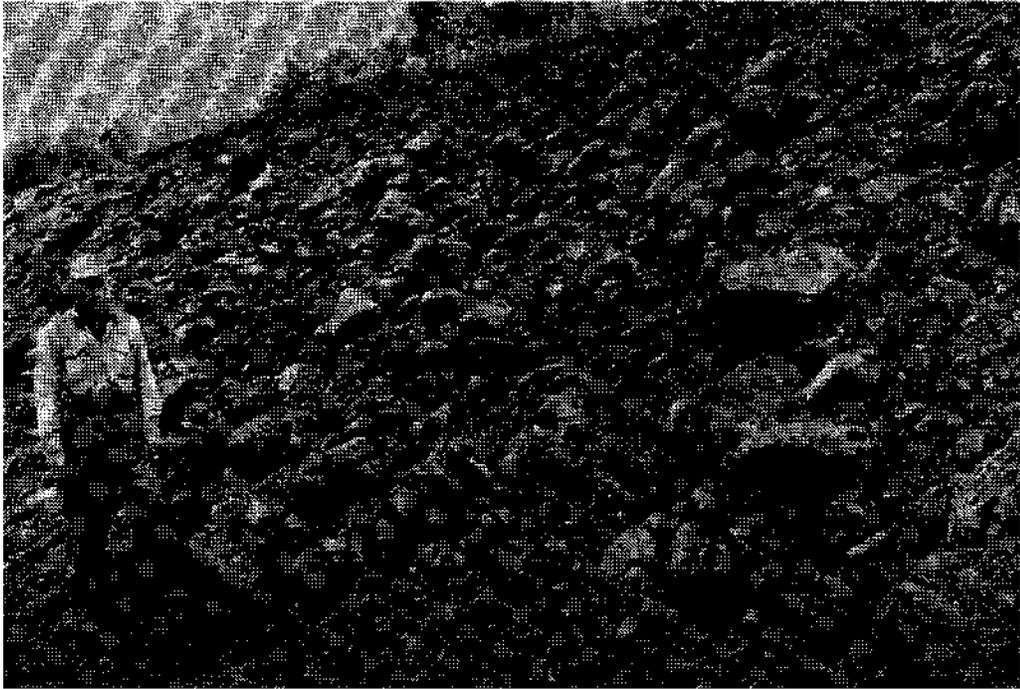


Foto 3 - Blockschotter m_3 . Aufschluss an der Eisenbahnlinie bei Değirmisaz

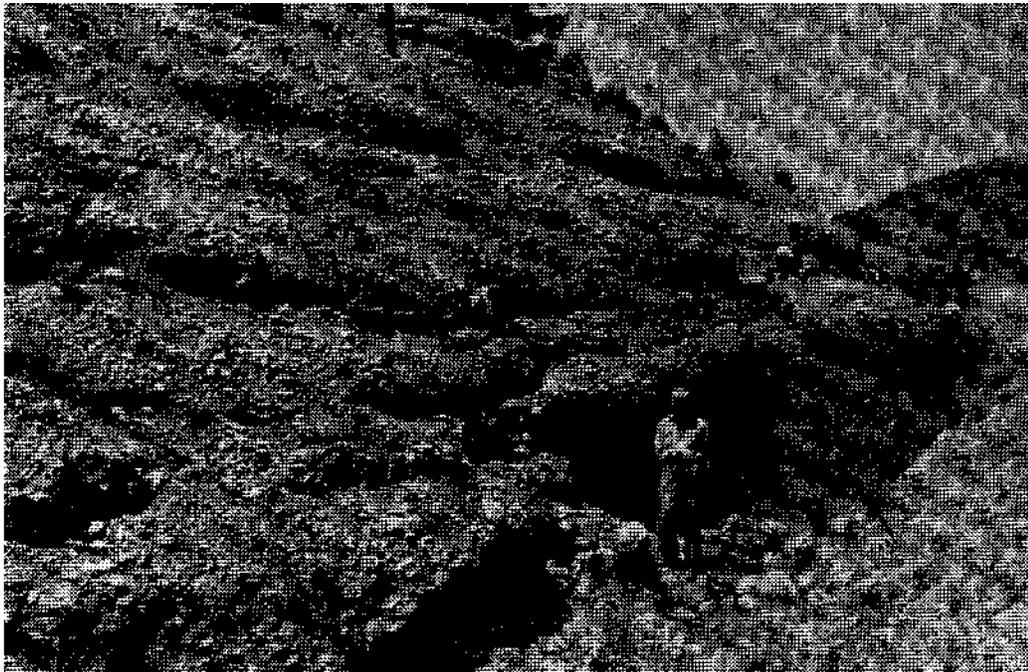


Foto 4 - Konglomeratbänke (m_1) an der Strasse Tavşanlı-Emet

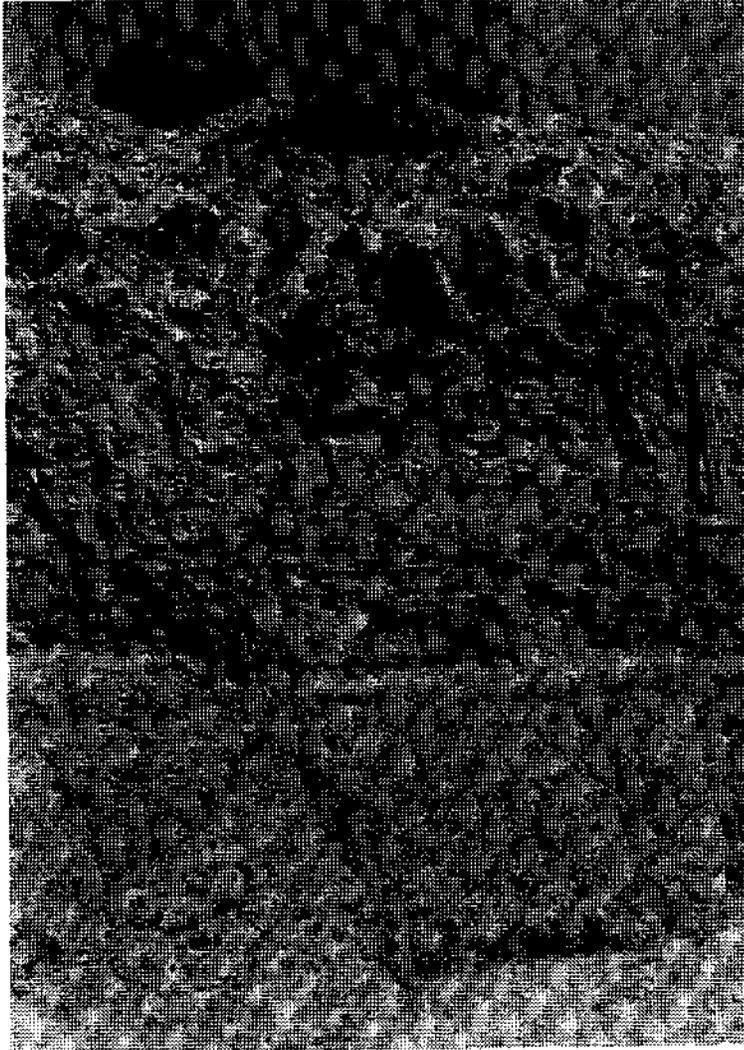


Foto 5 - Obere Serie (p) von Harmancık. Aufschluss nördlich des Dorfes Çakmak. Obere Bildpartie : Granodiorit-Rundlinge in tuffogenem Material eingebettet. Mittlere Partie : gut geschichteter Tuffit. Untere Partie : Tuff-Brekzie

KarlNEBERT



Foto 6 - Granodiorit-Brocken aus tuffogenen Lagen der p-Serie herausgewittert.
Nördlich von Çakmak

zänen Rücksenke (Rp) und pliozänen Vortiefe (Gp) führten. Die pliozäne Rücksenke machte auch diesmal eine fluviatil-lakustre Entwicklung mit. In ihr wurde der Sedimentgehalt der p-Serie abgelagert. Ihre Gebietsabschnitte gelangten sodann durch die zweite Grossoszillation in ihre heutige Höhenlage.

Welche praktische Schlussfolgerungen ergeben sich aus vorliegender Studie?

Zuerst können wir zukünftig neogene Braunkohlenlager von wirtschaftlicher Bedeutung nur in solchen Gebieten

Westanatoliens erwarten, die regional-geologisch zu den Rücksenken gehören. Ferner müssen wir lithologisch homogen aufgebaute Neogenfolgen suchen, wie etwa die Schichtfolge der m-Serie, denn nur in ihnen waren günstige Bedingungen für die Bildung eines Lignitflözes verwirklicht. Als Faziesglied einer zyklisch aufgebauten Sedimentreihe wird die Braunkohle stets zwischen Ton als Liegendem und Mergel als Hangendem auftreten. Zuletzt sei die Bedeutung, die der m-Serie bei der Auffindung neuer Lignitlager in Westanatolien zukommt, noch besonders hervorgehoben.

Manuscript received February 28, 1960

LITERATURVERZEICHNIS

- ARNI, P. (1942) : Das Braunkohlenbecken von Tavşanlı. - *Unveröffentl. M. T. A. Bericht*, Ankara.
- (1944) : Lagerung und Inhalt des Etidamars zwischen Grube 3 und Grube 4 im Braunkohlenbecken von Tavşanlı. - *Unveröffentl. M.T.A. Bericht*, Ankara.
- BARUTOĞLU, Ö. H. (1944) : Türkiye Lignit Yatakları, Ankara.
- KAADEN, G. van der (1959) : Age relations of magmatic activity and metamorphic processes in the northwestern part of Anatolia-Turkey. - *Bull. Min. Research and Expl. Inst. Turkey*, No. 52, 15-33, Ankara.
- NEBERT, K. (1958 a) : Das Neogenbecken von Harmancık (Vilayet Bursa).- *Unveröffentl. M.T.A. Bericht*, Ankara.
- (1958 b) : Die Braunkohlenvorkommen westlich und südwestlich von Tavşanlı. - *Unveröffentl. M.T.A. Bericht*, Ankara.
- (1958 c) : Die Neogenbecken von Tunçbilek und Domaniç. - *Unveröffentl. M. T. A. Bericht*, Ankara.
- (1959) : Die Kieselbildungen des simischen Magmatismus in Anatolien. - *Bull. Min. Research and Expl. Inst. Turkey*, No. 53, 1-20, Ankara.
- (1960) : Das Neogenbecken von Keles. - *Unveröffentl. M. T.A. Bericht*, Ankara.
- ROMBERG, H. (1936 a) : Bericht über die Untersuchung des Kohlenbeckens von Tavşanlı.- *Unveröffentl. M.T.A. Bericht*, Ankara.
- (1936 b) : Bericht über die Untersuchung des Grubenfeldes der Sümer-Konzession bei Tavşanlı. - *Unveröffentl. M.T.A. Bericht*, Ankara.
- WEDDING, H. (1957): Möglichkeiten der Braunkohlenprospektion in Anatolien. - *Bull. Min. Research and Expl. Inst. Turkey*, No. 49, 81-83, Ankara.