

EIN BEITRAG ZUM JUNGSTEN GEOLOGISCH-TEKTONISCHEN  
WERDEGANG INNERANATOLIENS: NACHWEIS DER  
WALLACHISCHEN OROGENPHASE IM  
VILAYET ANKARA (BEI KAYI-BUCUK)

K. NEBERT \*

ABSTRACT — On the basis of fine - stratigraphic researches in connection with a tectonic analysis a young (Upper Pliocene - Pleistocene) tectogenesis is established for the region of Kayı - Bucuk which is situated in Central Anatolia. Besides this, the geologic evolution of the region is shown with the aid of blockdiagramms.

1. EINLEITUNG

Die Beobachtungen, die dieser Arbeit zugrunde liegen, wurden anlässlich einer montangeologisch-wirtschaftlich ausgerichteten Detailkartierung gesammelt. Vorliegende Arbeit verfolgt jedoch in keiner Hinsicht ökonomische Ziele. Sie will lediglich ein Licht auf die jüngste geologische Entwicklung Inneranatoliens werfen.

Es liegt auf der Hand, dass eine rein tektonisch bzw. gefügekundlich ausgerichtete Untersuchung des Gebietes die Zahl der existierenden Dislokationsbilder vermehrt hätte. Auch hätte eine solche Analyse den zeitlichen Ablauf der tektonischen Geschehnisse übersichtlicher und eingehender klären können. Nichtsdestoweniger glaube ich, schon mit diesen Einzelbeobachtungen nicht nur den Baustil, sondern auch den Dislokationsablauf in rohen Zügen zeichnen zu können.

Das untersuchte Gebiet gehört zum inneranatolischen Hochland und liegt 40 km WNW von Ankara. Die beiden Dörfer Kayı und Bucuk befinden sich als einzige Siedlungen im näheren Bereich des kartierten Gebietes. Sowohl in geo-

logischer als auch in morphologischer Hinsicht stellt das Gebiet eine Zwischenzone dar, die den Übergang von einer abgesunkenen Scholle (der Mürdet Ovası) zu einem gehobenen Gebirgsmassiv (dem Ahmaşık Dağ) herstellt, das nur aus vulkanischen Gesteinen aufgebaut ist (siehe Fig. 1).

2. DAS BAUMATERIAL

Am geologischen Aufbau des Gebietes nehmen Süßwasserablagerungen, fossile Lateritboden (als Erosionsreste) und umgelagertes Lateritmaterial teil. Daneben kommen noch Lavaergüsse, vulkanische Tuffe, sowie andere pyroklastische Abkommlinge vor. Dank des auf weite Strecken hin einheitlich ausgebildeten Gesteinscharakters der Schichten eignete sich das Gebiet vortrefflich für stratigraphische Detailarbeit und Feinhorizontalisierung (siehe geologisch-tektonische Karte, Fig. 1).

a. *Die Stissivasserablagerungen* gehören einem einheitlichen Sedimentationszyklus an, dessen Schichtfolge eine sichtbare Gesamtmächtigkeit von rund 800 m aufweist. Die

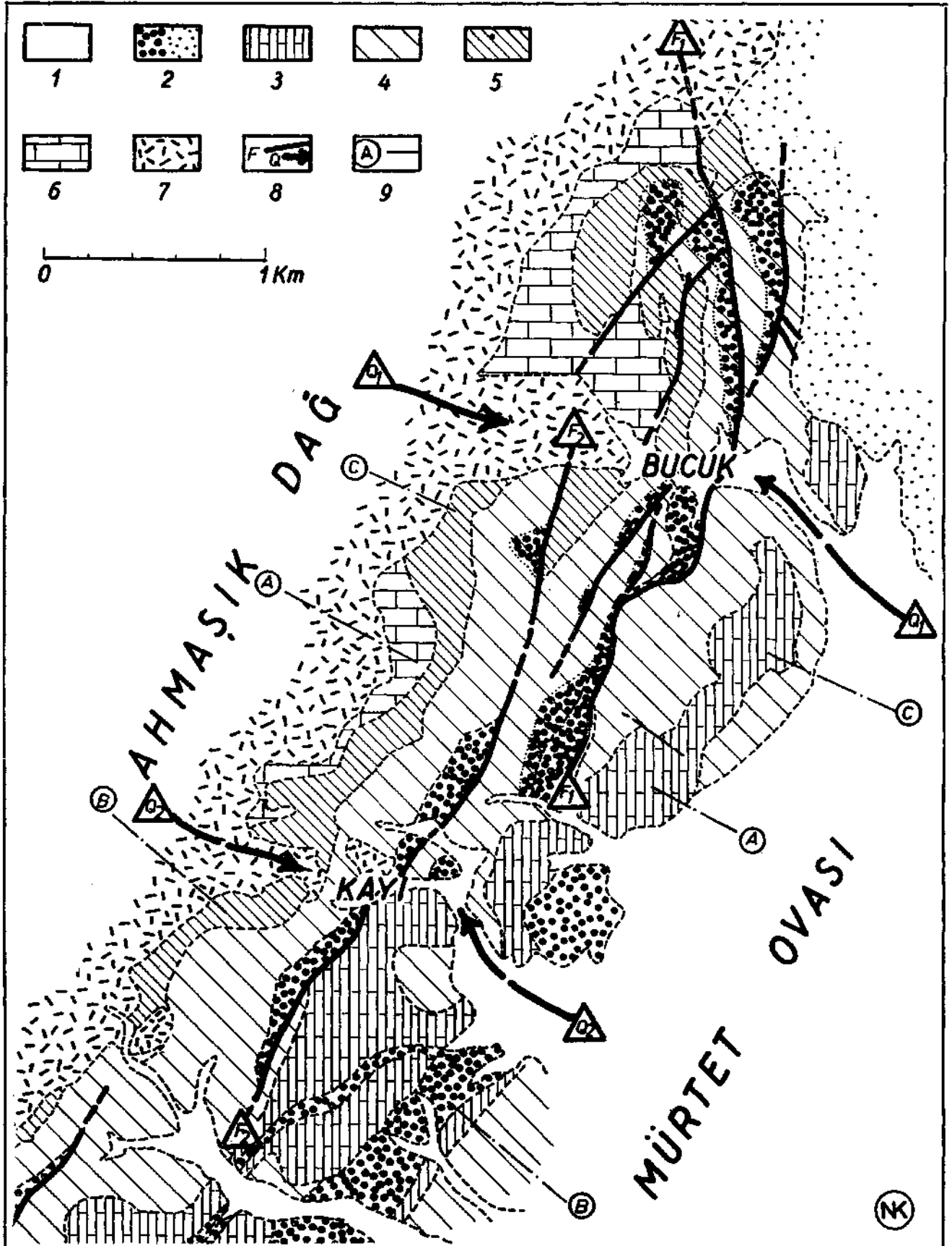


FIG. 1 - Geologisch - tektonische Karte des Gebietes von Kayı-Bucuk (Vilâyet Ankara). 1. Alluvionen; 2. Lateritbildungen (dick gepunktet) bzw. umgelagertes Lateritmaterial (dünn gepunktet); 3. Kalk - Sandstein - Horizont (d); 4. gestreifter Horizont (c); 5. grüner Mergelhorizont (b); 6. Kalkmergelhorizont (a); 7. vulkanische Gesteine und deren pyroklastische Abkömmlinge; 8. Dislokationslinien; 9. Schnitte.

liess sich in vier Haupthorizonte aufgliedern. Jedoch können innerhalb der Haupthorizonte gewisse Gesteinsbänke zusätzlich die Rolle von Leithorizonten übernehmen.

Einige Wasserrisse im Nordteil des Gebietes haben ein Basalkonglomerat als tiefstes Glied der Serie freigelegt. Die gerundeten faust- bis kopfgrossen Komponenten aus vorwiegend vulkanischem Material stecken in einem festen, kalkigen Bindemittel. Daneben treten auch Gerolle alttertiärer und mesozoischer Kalke und Sandsteine auf. Horizontal und nach oben verzahnt sich das Basalkonglomerat mit dem Kalkmergelhorizont (a), dessen Mächtigkeit 100-150 m erreicht.

Die 1-2 m dicken Einzelbänke haben meistens eine rostbraune bis gelbliche Verwitterungsfarbe und sind durch grünliche Mergelzwischenlagen voneinander getrennt. Im oberen Abschnitt dieses Horizontes tritt ein durchschnittlich 1 m mächtiges Braunkohlenflöz auf.

Auf den Kalkmergelhorizont folgt der 80-90 m mächtige grüne Mergelhorizont (b), dessen Schichten eine charakteristische olivgrüne Farbe haben, jedoch noch oben zu in hellgelbe, leicht verwitterbare Kalkmergelbänke übergehen.

Der nun folgende gestreifte Horizont (c) besitzt nicht nur die grösste Mächtigkeit (200-300 m), sondern hat auch flächenmässig den grössten Anteil am Aufbau des Gebietes. Sein Name charakterisiert eine Folge buntgestreifter Mergellagen (in 30-100 cm Dicke wechsellagern schmutziggrüne bis olivgrüne Mergelschichten mit solchen von hell- bis ockergelber Farbe). Nach oben zu verschwindet die Bänderung allmählich, die dunkelgrünen Farjatöne treten zurück, so dass im oberen Hbrizontabschnitt nurmehr hellweisse, tuffar-

tige Mergel- bzw. Kalkmergelschichten zugegen sind. Etwa im mittleren Horizontniveau tritt eine 30-40 cm dicke, fast nur aus Biotitblättchen bestehende Tuffbank (t) auf, die einen charakteristischen Leithorizont darstellt, der in Form einer herausgewitterten Schichtrippe fast das gesamte Gebiet durchzieht. Zuweilen wird die Tuffbank von einer bis 50 cm dicken Basaltdecke begleitet; seltener findet man die Lavalaage allein entwickelt.

Als vierter und oberster Horizont folgt der Kalksandsteinhorizont (d). Er beginnt mit hellweissen, reinen Süsswasserkalken und wird nach oben zu allmählich sandiger, bis schliesslich der Hangendabschnitt nurmehr aus grobkörnigen Sandsteinbänken besteht. Diese Sandsteine zeigen stellenweise Kreuzschichtung und bilden den Abschluss des Süsswassersedimentationszyklus. Der Horizont besitzt eine Mächtigkeit von rund 200 m.

In allen Horizonten dieser Sedimentserie sind Verkieselungen weit verbreitet. Diese können als grössere Massen von mehreren Kubikmetern das umgebende Gestein durchsetzen, oder aber sie bilden Feuersteinknollen von mannigfaltiger Gestalt und Grosse. Die Verkieselungen sind durch parabispostvulkanische telethermale Silikatlösungen hervorgerufen. Sie traten mit Unterbrechungen bis in jüngste Zeit auf. Bezogen auf die Ablagerungen sind sie sowohl syn- als auch postsedimentär. Im ersten Fall stellen sie konkordante Einlagerungen dar, im zweiten Fall verdrängen sie das kalkigmergelige Sedimentmaterial.

Das Alter der Süsswasserablagerungen. Der Kalkmergelhorizont (a) hat einige Blatt- sowie Frucht- abdrücke und ausserdem an einigen Stellen *Planorbis* - Steinkerne geliefert. Der obere Abschnitt des gestreiften

Horizontes (c) führt stellenweise grosse *Helix* - Steinkerne. Zieht man noch die fluviatile Kreuzschichtung der Sandsteinbänke des obersten Horizontes (d) in Betracht, so ist damit der Süsswassercharakter der gesamten Serie so gut wie erwiesen.

Für eine exakte geologische Alterseinstufung der Serie Hessen sich die aufgesammelten Landschnecken- und Süsswasserfossilien hingegen nicht verwenden. Die mikropaläontologischen Untersuchungen von Schlitzproben, die dem Braunkohlenflöz entnommen wurden (siehe hierzu anschliessende Arbeit von G. v. d. BRELIE) machen ein obermiozänes Alter (Torton bis Sarmat) sehr wahrscheinlich. Nun liegt aber das Flöz im untersten Horizont (a), darüber folgen noch Sedimente in einer Mächtigkeit von mindestens 700 m. Es ist also sehr wahrscheinlich, dass zumindest im obersten Abschnitt der Serie bereits unterpliozäne Ablagerungen vertreten sind. Somit beginnt die Sedimentation mit Torton - Sarmat und reicht kontinuierlich bis ins Unterpliozän. Auch in seinem lithologischen Charakter (hellweisse Süsswasserkalke mit Feuersteinknollen) zeigt der oberste Abschnitt der Serie grösste Ähnlichkeit mit sonstigen pliozänen Süsswasserkalken Anatoliens. Man kann somit die gesamte Serie mit Obermiozän - unterstes Pliozän datieren.

Die Herkunft des Sedimentmaterials. Etwa 15 km nördlich der Ortschaft Bucuk kommt fossilbelegtes (Echiniden, Mollusken und Grossforaminiferen) Paläozän und Eozän vor. Es handelt sich hierbei zum überwiegenden Teil um mergelige Sedimente, die bezüglich ihrer Färbung eine verblüffende Ähnlichkeit mit einigen Horizonten der Süsswasserserie von Kayı-Bucuk haben. Es ist somit sehr wahrscheinlich, dass in den Süsswasser-

sedimenten von Kayı - Bucuk zum überwiegenden Teil aufgearbeitetes Eozän- und Paläozän - Mergelmaterial vorliegt.

b. *Die Lateritbildungen des Pliozäns.* In Übereinstimmung mit anderen Teilen Anatoliens hat auch im Gebiet von Kayı - Bucuk zur Zeit des Mittel- bis Oberpliozäns ein Klima geherrscht, dass Lateritbildung stark förderte. Lateritböden bilden sich in tropischen Savannengebieten mit Wechselklima (Regen.-Trockenzeit). Sie sind das Produkt einer weitgehend basischen Verwitterung, bei der die gesteinsbildenden Silikate bis zu Al- und Fe-Hydroxyden abgebaut werden. In Trockenzeiten werden die Verwitterungslösungen kapillar an die Oberfläche gesogen. Hier bewirkt intensive Verdunstung eine Anreicherung an Al- und Fe-Hydroxyden, die dem Boden die charakteristische Rotfärbung verleihen.

Geschlossene fossile Lateritböden trifft man im Gebiet der Süsswasserserie nicht mehr an, da die Böden abgetragen, abtransportiert und zusammen mit Geröllschutt der Süsswasserserie in Senkungsbereichen (Mürtet Ovası) abgelagert wurden. Nurmehr ihre Spuren sind als Erosionsreste erhalten geblieben. Diese Zeugnisse einer einst intensiven Lateritbildung treten in Form von rot- bis rosafärbten Gesteinspartien (namentlich bei Kalkmergeln und Kalken) kräftig von dem hellen Untergrund des gesunden, noch nicht zersetzten Muttergesteins hervor. Es ist dies die tiefste Zone, die «Zone G» des Lateritbodenprofils, die hier in ihren letzten Resten erhalten geblieben ist. Diese «Zone G» ist dadurch gekennzeichnet, dass eine Zersetzung des Muttergesteins wohl stattgefunden hat, jedoch die Struktur des Gesteinsgefüges noch erhalten blieb. Dadurch stellt diese Zone den allmählichen Übergang zum unverwitterten, gesunden Muttergestein her. Da «Zone C» des Lateritbodenpro-

files Mächtigkeiten von über 100 m erreichen kann, ist es nicht verwunderlich, wenn noch Reste dieser Zone hier und da anzutreffen sind.

Foto 1 zeigt — vor allem im rechten Drittel—sehr anschaulich den (ursprünglich vertikalen) Übergang vom weissen, gesunden Kalkmergei bis zum kräftig rot gefärbten Lateritboden. Hand in Hand geht durch eine Zunahme von Mineralsalzanreicherung bei der Lateritisierung ein Entstehen und Dichterwerden von Pflanzenwuchs. In der linken Hälfte des Bildes sind zwei weitere Lateritreste (dunkel, und mit stärkerem Bewuchs) als Zwickel von Liegendsschollen bei Verwerfungen zu sehen.

c. *Vulkanische Gesteine und deren Pyroklastika.* Wie wir eingangs sahen, grenzen die Süsswasserablagerungen an den Ahmaşık Dağ. Diesen Gebirgszug bauen andesitische und basaltische Er-

gussgesteine und deren pyroklastisches Material auf. Letzteres finden wir entlang den Süsswasserablagerungen als Tuffe, Tuffite, Agglomerate und Eruptivbrekzien ausgebildet.

Eine vulkanische Tätigkeit war bereits vor der Ablagerung der Süsswasserschichten vorhanden, denn wie wir sahen, führen deren Basalkonglomerate bereits vulkanisches Gesteinsmaterial als Gerolle. Diese Tätigkeit dauerte mit Unterbrechungen während der Sedimentation der Süsswasserschichten an, da Tuffe und Laverergüsse diesen Schichten zwischengeschaltet sind (Z. B. die Tuffbank t im Horizont c der drei Profile A, B, G in Fig. 2, 3 und 4). Auch erfolgte ein Teil der Verkiezelung sicher bereits in diesem Zeitabschnitt. Schliesslich müssen vulkanische Vorgänge auch noch nach der Ablagerung dieses Schichtkomplexes aktiv gewesen sein. Auf sie

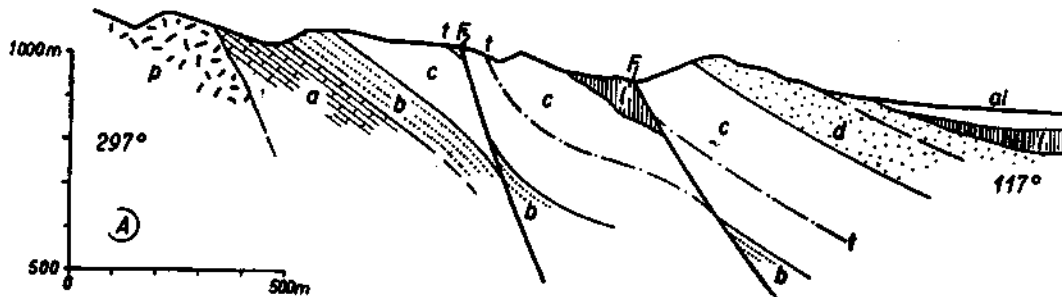


FIG. 2 - Profil A. a Kalkmergelhorizont; b grüner Mergelhorizont; c gestreifter Horizont; d Kalk-Sandstein-Horizont; t Tuffbank; l Lateritbildungen; al Alluvionen; F Aufschubflächen; p vulkanische Gesteine und deren Abkömmlinge.

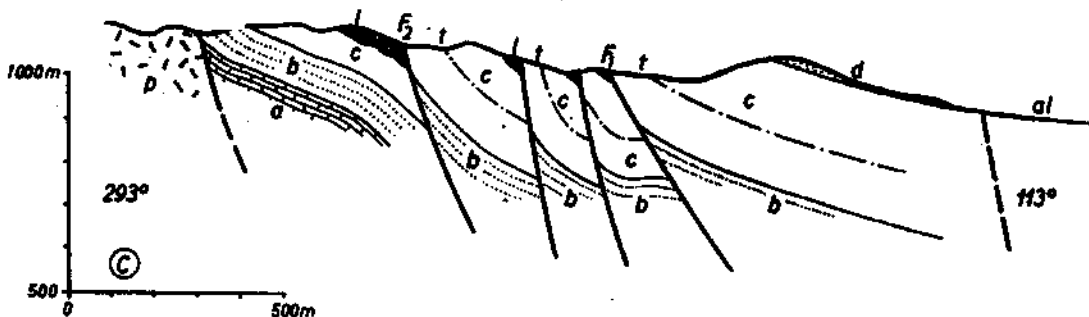


FIG. 3 - Profil C. Erklärung wie Fig. 2.

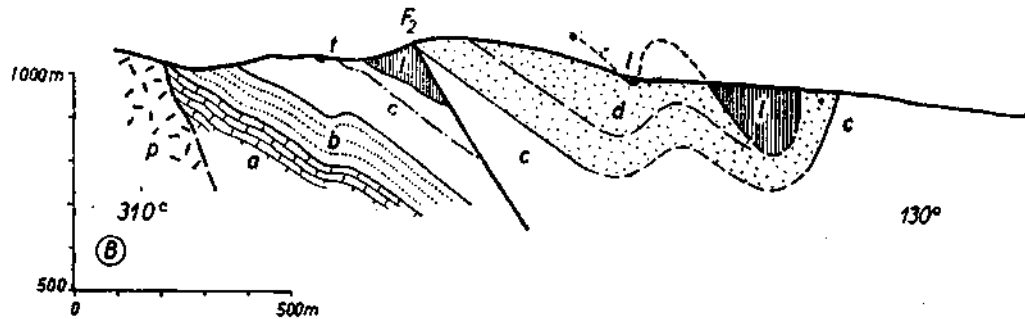


FIG. 4 - Profil B. Erklärung wie Fig. 2.

sind Frittionen und Zertrümmerungen von Sedimentgesteinen, ferner lokale Aufschleppungen und Steilstellungen von Schichten zurückzuführen.

### 3. DIE BAUFORMEN

An tektonischen Grossformen lassen sich Einengungsformen und Ausweitungsformen feststellen, wobei erstere weitaus überwiegen. Zu diesem tektonischen Grossformenschatz kommen sodann noch die Dislokationsbilder aus dem kleintektonischen Bereich.

#### Einengungsformen

a. *Aufschiebungen.* Unter den Einengungsformen spielen Aufschiebungen die bedeutendste Rolle im tektonischen Grossgefüge des Gebietes. Sie treten scharenweise auf und haben zahlenmässig den grössten Anteil am tektonischen Formenschatz.

Der Charakter dieser Aufschiebungen soll an Hand von Schnitten und Bildern gezeigt werden. Das Profil A in Fig. 2 zeigt einen verhältnismässig einfachen Bau. Zwei Aufschiebungen ( $F_1$  und  $F_2$ ) zerlegen das Gebiet staffelartig in drei Schollen. Die Aufschubflächen sind zwischen  $50-70^\circ$  geneigt; Sprunghöhe und Schubweite sind bedeutend. Bemerkenswert ist hier das Auftreten lateritischer Bildungen bei der Aufschubfläche  $F_1$ . Der gestreifte Hori-

zont (c) ist auf diese Lateritbildungen aufgeschoben. Damit sind wir in der Lage, den Vorgang zeitlich zu datieren. Foto 2 gibt uns diese Aufschubtektonik anschaulich wieder. Der grüne Mergelhorizont (b) ist entlang der steilen Fläche  $F_2$  auf den gestreiften Horizont (c) aufgeschoben.

Die Lateritspuren fungieren im gesamten Gebiet geradezu als tektonische Leitelemente. Sie sind fast nur als Erosionsreste in Zwickeln an den Aufschublinien vorhanden (siehe Foto 3). Und hier immer nur in der Liegendscholle, während die tieferreichender abgetragene Hangendscholle mit gesundem Gestein an die Dislokation herantritt. Da diese Lateritreste jeweils und nur an der NW-Seite der Störungslinien auftreten, ist auf den ersten Blick und bereits im Gelände zu erkennen, dass das Gebiet in einseitig gestaffelte Streifen (Schollen) zerschnitten ist. (Ein spärlicher Pflanzenwuchs auf diesen lateritisierten Gesteinspartien — dank der Al- und Fe-Anreicherung — erleichtert die Feldbeobachtungen.)

In geradezu klassischer Weise zeigt uns Profil C (Fig. 3) das gestaffelte, scharenweise Auftreten von Aufschiebungen, die mitunter an fast saigerstehenden Bruchflächen erfolgten. Die Lateritbildungen selbst sind als kleine Erosionsreste lediglich auf der Liegendscholle erhalten geblieben, während die Han-

gendscholle frei ist von jeglicher Lateritbildung (siehe auch Foto 1 und geologische Karte).

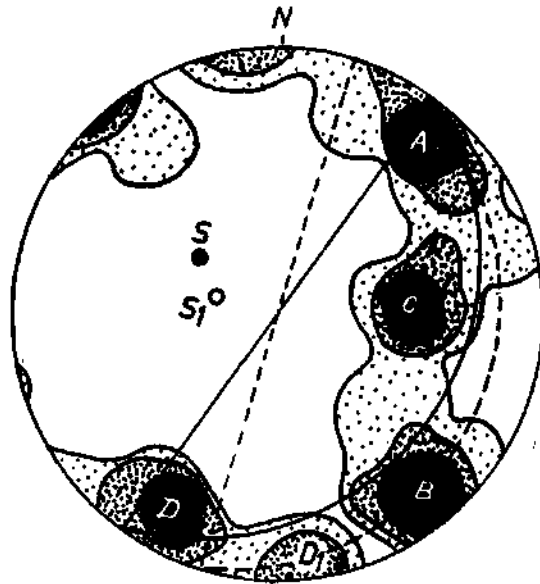
*b. Faltungen.* Im südlichen Teil des Gebietes werden Aufschiebungen von Faltungen begleitet (Foto 4). Diese bestimmen jedoch nur sekundär den Baustil. Dies kommt sehr gut im Profil B (Fig. 4) zum Ausdruck, wo sich Aufschiebung und Faltung als zeitlich gleich «postlateritisch» datieren lassen. Der gestreifte Horizont (c) und der Kalksandstein-Horizont (d) sind nordwestwärts auf die Lateritbildungen der Liegendscholle entlang der Fläche  $F_2$  aufgeschoben. Gleichzeitig wurden die Lateritbildungen auch mit in die Faltungen einbezogen. Wir finden sie heute als Muldenkerne. Aufschiebungen und Faltungen erfolgten somit «post Lateritbildung».

#### Ausweitungsformen

Als Ausweitungsformen treten lokal und vereinzelt Abschiebungen auf. Es sind dies normale Verwerfungen. Foto 5 zeigt uns ein Beispiel. Hier werden die Schichten des gestreiften Horizontes entlang einer Abschiebungsfläche verworfen. Die Abschiebungsfläche ist schräg geneigt, die Sprunghöhe erreicht einige Meter.

#### Der kleintektonische Formenkreis

a. Zum kleintektonischen Formenkreis gehören die im gesamten Gebiet weit verbreiteten Scherklüfte. Kluftrmessungen an einigen entfernt voneinander liegenden Stellen des Gebietes Hessen sich statistisch auswerten. Im Kluftdiagramm der Fig. 5 wurde die Verteilung der Klufflächenpole mit Hilfe von Isolinien gleicher Besetzungsdichte dargestellt. Das Diagramm lässt mit aller Deutlichkeit vier Maxima erkennen, die zwei zweischarigen orthogonalen Kluftsystemen (A-B und



**FIG. 5 - Kluftdiagramm.** Dargestellt wurde die Verteilung der Klufflächenpole mit Hilfe von Isolinien gleicher Besetzungsdichte (12 %, 8 %, 4 %) sowie das Streichen und Fallen der Schichten (zur Projektion wurde die untere Kugelhälfte benutzt). Weitere Erklärungen im Text.

G-D) zuzuordnen sind. Wie es sich an mehreren Beobachtungsstellen nachweisen liess, ist das Kluftpaar A-B jünger als das Paar C-D: Die C-D-Klüfte werden vom A-B-Kluftpaar seitlich versetzt. Die Entstehung dieser beiden Kluftsysteme sind daher auf zwei Bewegungsakte zurückzuführen, die zeitlich voneinander getrennt verliefen. Das Sammeidiagramm zeigt (unabhängig vom Feldbefund) noch mehr als die blosse Tatsache der Verschiedenartigkeit der Klufflächenpaare. Es wurden neben der normalen Schichtfläche und deren Pol auch die Schichtflächenspur und der Pol aus überschiebungsnahen Arealen (strichliert) eingetragen. Da zeigt sich, dass das Untermaximum  $D_1$  um aproximativ denselben Winkelbetrag im selben Richtungssinn vom Hauptmaximum D wie der Nebenpol  $S_1$  vom Hauptpol S gewandert ist. (Bei den entsprechenden Einzeldiagrammen — wo die Schichtflächen wie  $S_1$  liegen —, bildet  $D_1$  das al-

leinige Hauptmaximum). Beim Kluftpartner C kommt das dazugehörige Untermaximum weniger schön zum Ausdruck. Die Maxima A und B bleiben ortsfest. Diese Anordnung der Maxima und der Schichtflächen lässt eindeutig den Schluss zu, dass das Kluftpaar G-D schon vor den Schichtdislokationen, die zu Stellungsdifferenzen geführt haben, angelegt war.

Es ist dies — wie wir im nächsten Abschnitt sehen werden — der tektonische Akt der einfachen Schrägstellung des Schichtkomplexes. Das Kluftpaar A-B zeigt sich unabhängig von den Schichtflächen - Winkeldifferenzen. Es entstand somit später und zwar während der Phase der Einengungstektonik (siehe beim nächstfolgenden Abschnitt).

Die vorhandenen Kluftsysteme zerlegten das Gestein in einzelne dünnprismatische Körper, deren Begrenzungsflächen (= Kluftflächen) nahezu senkrecht zur primären Schichtung stehen.

b. Bei stärkerer Beanspruchung werden die Kluftflächen zu Gleitflächen. Es entsteht das typische Bild einer gestaffelten Scherung (Foto 6). Klüfte sind der Ausdruck einer Spannungsentlastung. Durch das bloße Aufreißen ist die Spannung gelöst, Seitenverschiebungen treten kaum auf. Wie Foto 6

zeigt, erreicht die gestaffelte Scherung aber eine nicht unbedeutende Gesamtsprunghöhe und wird dadurch zum Mittler zwischen gross- und kleintektonischem Formenkreis. Die Spannungen, die sonst zu den Aufschiebungen führten, wurden hier durch zahlreiche Scherungs - Staffeln aufgefangen und zersplittert. In der Auswirkung bereits dem Grossbereich angehörend, geben sie das Bild von kleintektonischen Formen.

c. Bei starkem Belastungsdruck und lithologisch differenzierten und heterogen aufgebauten Schichtverbänden erfahren die in weichen und tonreichen Sedimentlagen liegenden Kluftflächen eines Systems eine Kleinfaltung. Hierbei liegt die Faltenachse horizontal und in der Streichrichtung der primären Schichtung (Foto 7). Die härteren Kalkschichten im Liegenden und Hangenden sind ungefaltete und fungierten als Pressbacken.

Nicht Schichtflächen sind kleingefaltet, sondern die Belastungsstauchung betrifft die Kluftflächen. Vor dem Aufreißen der Klüfte genügte der Belastungsdruck nicht dazu, in dem flachgelagerten Schichtkomplex eine plastische Verformung hervorzurufen. Erst die Aufscherung in mehr oder weniger senkrechte Platten ermöglichte die Stauchung. Diese Vertikalstauchung brachte eine Verringerung der ursprüng-

Foto 1 - In anschaulicher Weise zeigt uns das Panorama im rechten Teil des Bildes den fortschreitenden Lateritisierungsvorgang. Die auf diesen lateritisierten Abschnitt folgende Aufschiebung (F1) ist noch zu erkennen. Linke Hälfte des Bildes: zwei Aufschiebungen F und F2 über lateritisiertem Gestein der Liegendscholle (am dichten Pflanzenwuchs zu erkennen), t Tuffbank, l lateritisierte Gesteinsschichten.

Foto 2 - Erklärung im Text.

Foto 3 - Gesunde Schichten des gestreiften Horizontes c (links) sind steil auf lateritisierte Schichten l (rechts) desselben Horizontes aufgeschoben. Während die Bänderung der gesunden Schichten gut zu sehen ist, sind die lateritisierten Schichten weitgehend zersetzt, sie lassen keine lithologische Struktur mehr erkennen.

Foto 4 - Faltung der Tuffbank t als Begleiterscheinung der Aufschiebungstektonik.

Foto 5 - Abschiebung (Pfeil) im gestreiften Horizont (c).

Foto 6 - Gestaffelte Scherung. Erklärung im Text.

Foto 7 - Kleinfaltung von Kluftflächen. Erklärung im Text. Der Bleistift (Pfeil) veranschaulicht das Grössenverhältnis.



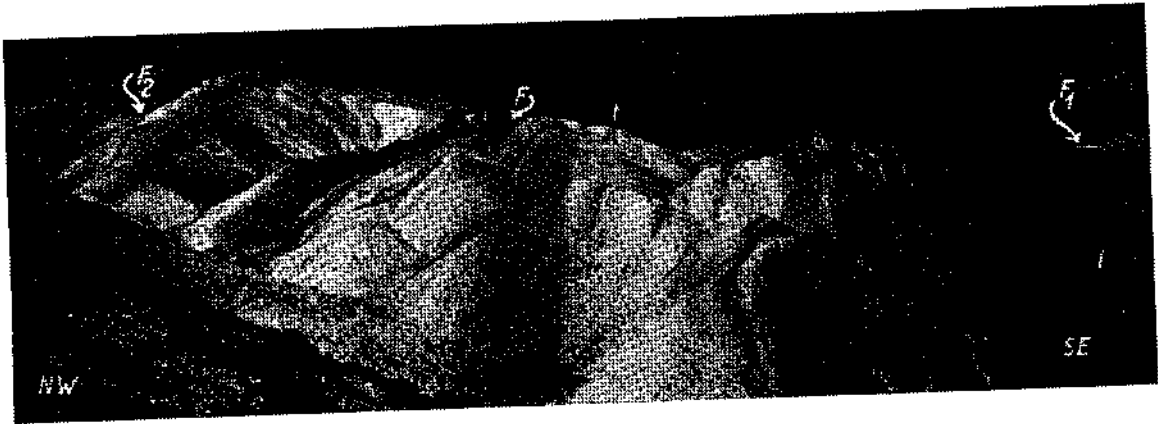


Photo 1

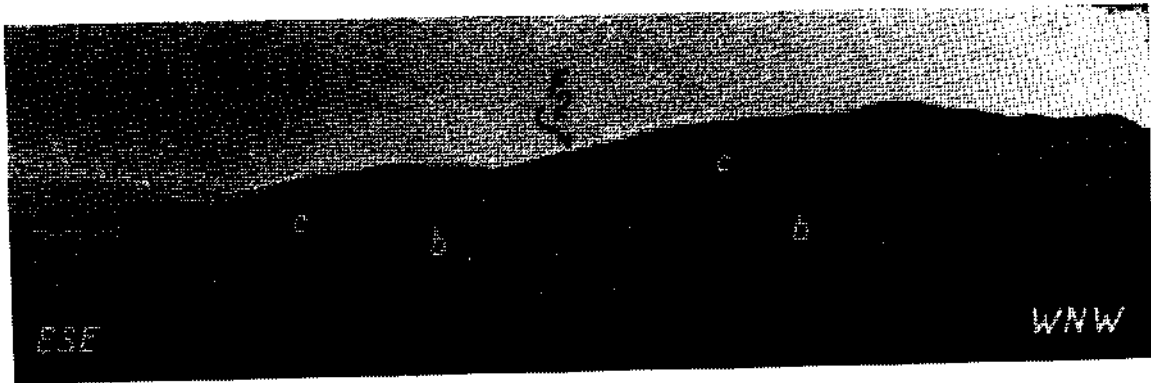


Photo 2

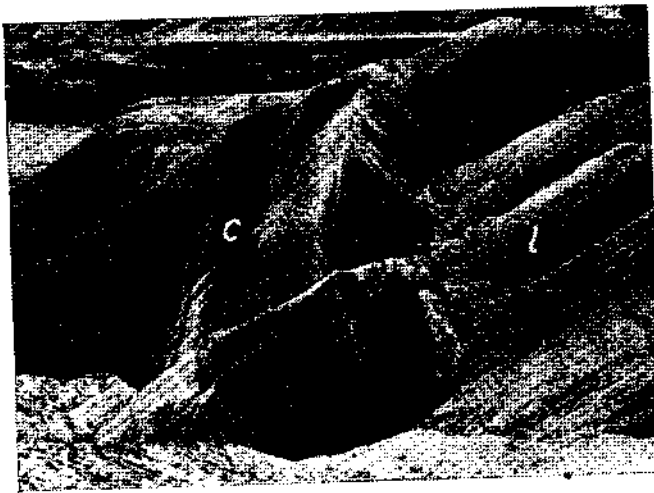


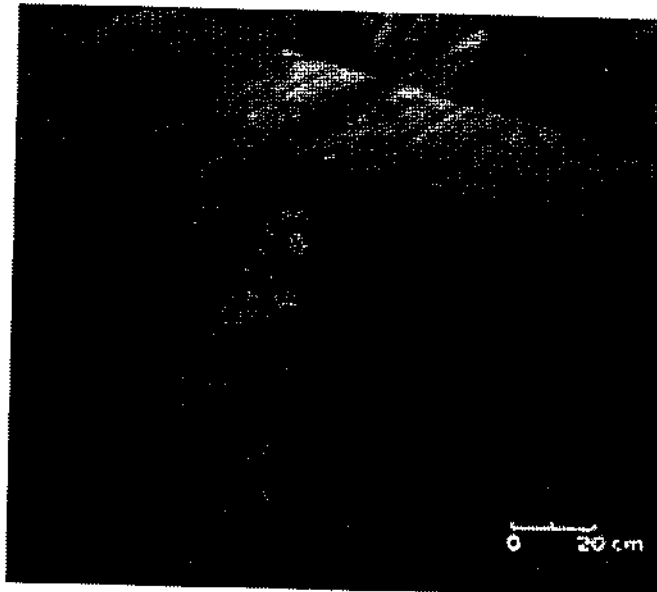
Photo 3



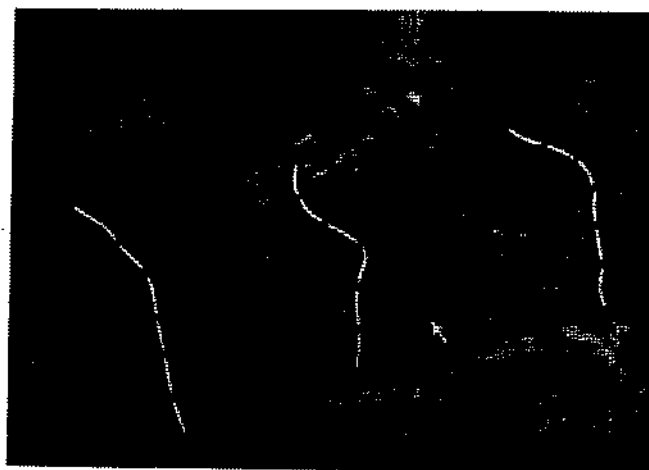
Photo 4



**Photo 5**



**Photo 6**



**Photo 7**

liehen Schichtmächtigkeit durch Ausweitung in der Horizontalen.

#### 4. DER BAUSTIL

(Siehe geologisch-tektonische Karte Fig. 1)

Die behandelte obermiozäne-unterpliozäne Süßwasserfolge stellt eine streifenförmige Zwischenzone dar, die als mittlere Staffel zwischen dem im Nordwesten hochgekommenen Vulkanmassiv des Ahmaşık Dağ und der im Südosten abgesunkenen Mürtet Ovası eingeklemmt ist.

Das Gebirgsmassiv des Ahmaşık Dağ setzt sich aus Basalten, Andesiten und deren pyroklastischen Abkömmlinge zusammen, die Ovafüllung ist alluvial und verdeckt mit ihren söhligem Ablagerungen Untergrundstrukturen.

Die gesamte Süßwasserserie streicht generell NE-SW und fällt mittelsteil nach SE ein. In unmittelbarer Nähe von Störungen sind die Schichten lokal nicht selten bis zu 75° (und mehr) steil gestellt.

Der tektonische Grossbau, der Zwischenzone ist klar zu gliedern: Zwei Hauptdislokationslinien ( $F_1$  und  $F_2$ ) durchziehen in NE-SW - Richtung das Gebiet. Sie sind als steile Aufschiefungsflächen ausgebildet und zerlegen die Zone in drei (bzw. zwei) gestaffelte Schollen, deren Einzelschollen jeweils von SE auf die NW - liegenden aufgeschoben sind.

Weitere gleichgeartete Aufschiefungen von mehr lokaler Bedeutung rufen mitunter einen stark gestörten Bau hervor.

Die lateritisierten Reste in den Aufschiefungszwickeln sind nicht auf einen bestimmten stratigraphischen Horizont beschränkt, sondern wurden an den Horizonten b, c und d beobachtet. Dies ergibt, dass die Aufschiefungen bei

einem supraaquatischen Relief erfolgt sind; es sind daher Reliefaufschiefungen.

Faltungen als Begleiterscheinungen der Aufschiefungstektonik treten ebenso gleichzeitig mit den Aufschiefungen auf wie seltenere und lokalbedingte Abschiebungen.

Der Gesamtbaustil entspricht dem Typus eines Bruchfaltengebirges im Kleinausmass.

Hinsichtlich der zeitlichen Einstufung dieser tektonischen Vorgänge wurde bereits darauf hingewiesen, dass die Aufschiefungen und Faltungen «post Lateritbildung» sind. Wenn wir also den Lateritbildungen ein mittel- bis oberpliozänes Alter zusprechen, dann haben diese tektonischen Vorgänge an der Wende Pliozän-Quartär stattgefunden, d.h. sie entsprechen der walachischen Phase der alpidischen Orogenese. Abgesehen von rein germanotypen Niveauveränderungen stellt dieser Akt die jüngste bisher in Anatolien nachgewiesene Orogenphase dar.

Senkrecht zur Längserstreckung ist das Gebiet durch zwei Querverwerfer ( $Q_1$  und  $Q_2$ ) in drei Blöcke zerlegt. Der Nordblock ist gegenüber den beiden ändern am stärksten gehoben, der Mittelblock nimmt auch in vertikaler Beziehung eine Mittelstellung ein, der Südblock liegt am relativ tiefsten. Da beim letzteren die Lateritreste vorwiegend im Horizont d (siehe Profil B, Fig. 4) liegen; beim mittleren Block im Horizont c (siehe Profil C, Fig. 3) und beim Nordblock die Lateritisierung bis in den Horizont b herabreicht, scheinen die Querverwerfer ( $Q_1$  und  $Q_2$ ) bereits vor der Lateritisierung angelegt worden zu sein, dürften jedoch ihre volle Sprunghöhe erst in letzter, jüngster (subrezenten) Zeit erlangt haben.

In diese jüngste Zeit fällt auch die Entwicklung der Grosslinien, die be-

sprochene Zwischenzone zum tektonisch selbstständigen Gebilde werden Hess. An diesen Linien sank der Zwischenstreifen etwas, die Mürtet Ovası bis unter Wasserniveau ab. Denudationsschutt aus den beiden höherliegenden tektonischen Einheiten, darunter aufgearbeitetes Lateritmaterial wurde alluvial in der Ova abgelagert und verdeckt darunterliegende Strukturen. Diese zwei Grossabsenkungen verliefen gegensinnig zu den Aufschiebungen des tektonischen Hauptaktes (siehe Profil C, Fig. 3) der Zwischenzone. Sie sind später: demnach intrapleistozän.

Eine nachfolgende Gesamthebung, die die Regression des Wassers brachte, schliesst das tektonische Geschehen ab.

#### 5. DER GEOLOGISCH - TEKTONISCHE WERDEGANG DES GEBIETES

Die ausgeführten feinstratigraphischen Untersuchungen verbunden mit der tektonischen Analyse ermöglichen es, die geologische Entwicklung des Gebietes in groben Zügen zu rekonstruieren. An Hand von vier Blockbildern sollen die einzelnen Phasen erläutert werden (siehe hierzu Fig. 6).

*Blockbild A:* Ein Süswasserbecken umfasst im Obermiozän - Unterpliozän (Torton-Sarmat-Unterstes Plioizän) sowohl das kartierte Gebiet als auch dessen weitere Umgebung. In der angeführten Zeitspanne lagert sich die Süswasserserie in einer Mächtigkeit von über 800 m ab. Die Sedimentation dieser 800 m mächtigen Gesteinsschichten erfolgte bei einer stetigen Senkung des Beckenbodens. Ein kurzfristiger Stillstand bzw. eine vorübergehende Verlangsamung der Absenkung ermöglichte eine Verlandung; die zur Moorbildung und damit zur Entstehung des Kohlenflözes führte (siehe hierzu auch anschließende Arbeit von G. v. d. BRELIE).

Am Beckenrand herrscht rege vulkanische Tätigkeit. Teile der bereits erstarrten Vulkanite fallen einer Abtragung anheim. Gelegentliche grössere Eruptionen erzeugen Aschenregen (Tuffbänke), auf die Lavaergüsse folgen.

*Blockbild B:* Im Mittelplioizän (möglicherweise bereits im Unterpliozän) heben sich grössere Teile des Beckenrandes heraus. Die bereits abgelagerten Süswasserschichten erfahren eine Schrägstellung, ohne irgendwelche Faltungen mitzumachen. Die gesamte Zwischenzone liegt trocken. Die Entstehung des älteren Kluftpaares (C-D) fällt in diese Zeit der Schrägstellung.

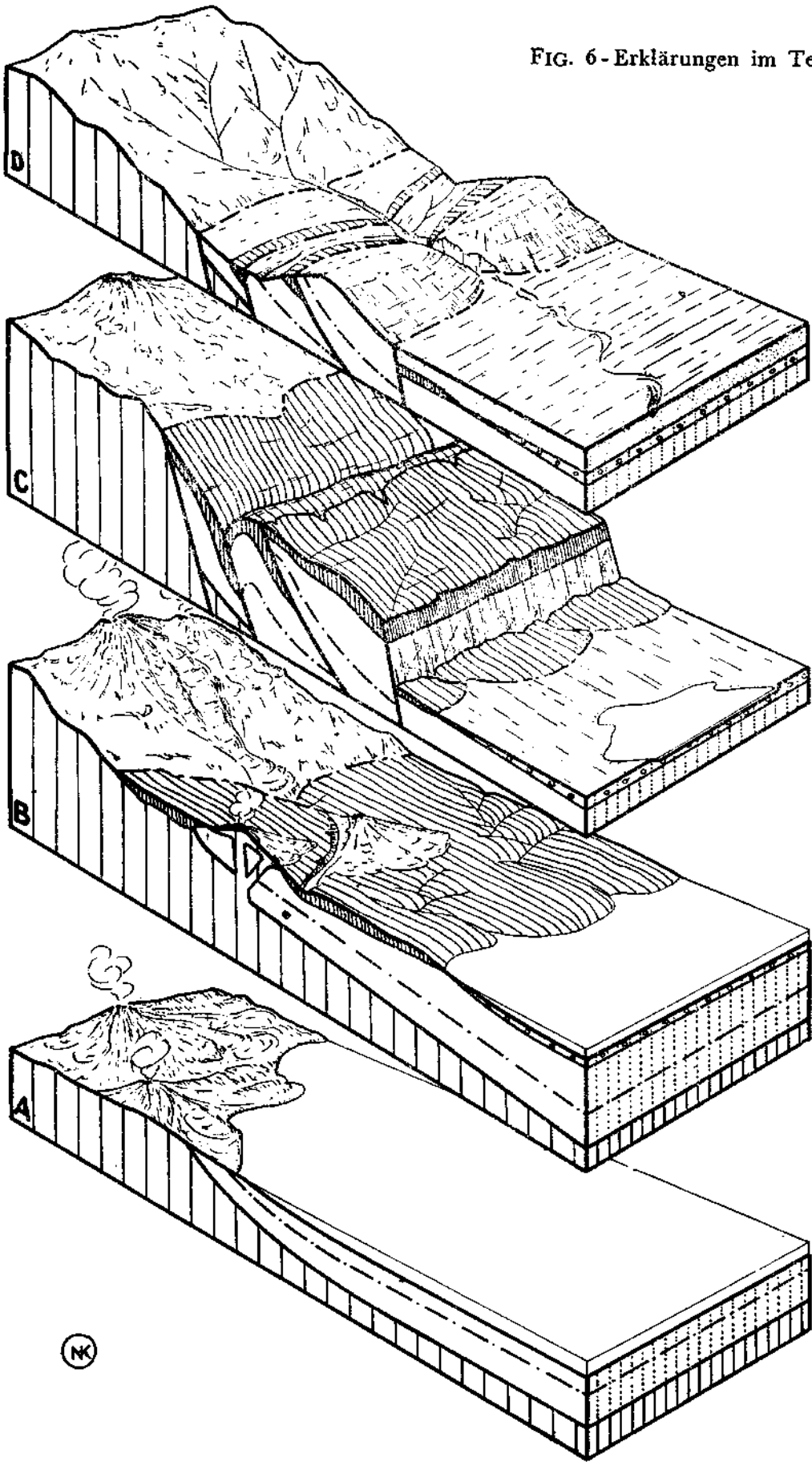
Ein tropisches Wechselklima (Regen-Trockenzeit) erzeugt ausgedehnte Lateritböden, deren Verwitterungsprofile über 100 m erreichen. Da die Schichten der Süswasserbildungen schräg gestellt sind, fallen frei zu Tage tretende Horizonte dieser Lateritisierung zum Opfer. Die an der Oberfläche angereicherten Fe- und Al-Hydroxyde verleihen dem Boden und den lateritisierten Gesteinspartien die charakteristische Rotfärbung. Die Intensität der Färbung nimmt in Richtung der Oberfläche zu.

Während Perioden des Regens wird vom Land lateritisierendes Material abtransportiert und zusammen mit Gerollen der Süswassersedimente in das nun kleiner gewordene Becken abgelagert (heutige Ova).

Die vulkanische Tätigkeit am Land hält noch an. Vielenorts dringt flüssige Lava durch vorhandene Spalten in die Süswassersedimente, zertrümmert, verkieselt und frittet diese, und schafft auf diese Art Kontakterscheinungen.

Während der Schrägstellung entstehen die Klüfte des älteren Scharenpaares C-D und die Anlage der Querverwerfer (Q1 und Q2) und die dazugehörigen drei Blöcke.

FIG. 6 - Erklärungen im Text.



*Blockbild C:* Etwas gegen Ende des Oberpliozäns (womöglich Wende Pliozän-Quartär) schaffen Einengungsvorgänge die Staffelschollen und damit die tektonische Grosstruktur der Zwischenzone.

Einengungsrichtung ist ungefähr NW - SE. An Aufschubbahnen kommen Horizonte der Süswasserserie über Lateritböden zu liegen. In diese Zeit fällt auch die Entstehung des jüngeren Kluftpaars A-B. Aufschiebungen sind von Faltungen und Abschiebungen begleitet.

Durch spätere (intrapleistozen), grössere Abschiebungen werden die drei tektonischen Grosseinheiten: Vulkanmassiv des Ahmaşık Dağ, Zwischenzone und Mürtet Ovası geschaffen. Der Vulkanismus ist bereits im Abklingen.

*Blockbild D'* Im Quartär entwickeln sich allmählich die heutigen Klimaverhältnisse und das jetzige Relief wird langsam herausmodelliert. Der Vulkanismus ist völlig erloschen. Die Senke der Mürtet Ovası füllt sich zum grossen Teil mit jungen Alluvionen. Die einstigen Lateritböden bzw. die lateritisierten Gesteinspartien sind nurmehr als Erosionsfetzen und -reste auf Liegendschollen und entlang der Dislokationslinien erhalten geblieben.

(Anmerkung: Spezielle geologische Literatur über das Gebiet liegt nicht vor. Lediglich im Archiv des M. T. A. -Institutes existieren handgeschriebene Gutachten und Berichte von rein montan-ökonomischem Charakter, die in keiner Weise Bezug auf die Geologie und Tektonik des Gebietes nehmen.)