Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 52 (1959)
Heft: 2

Artikel: Die Störungszone von Gölçük (Türkisch Thracien) und ihr Einfluss auf die Sedimentation des Alttertiärs

Autor: Schindler, Conrad

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162595

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 14.12.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Die Störungszone von Gölçük (Türkisch Thracien) und ihr Einfluss auf die Sedimentation des Alttertiärs*)

Von **Conrad Schindler,** Ankara

Mit 3 Textfiguren

ABSTRACT

The region of Şarköy at the southern border of the basin of Thrace was investigated. Three tectonic units can be distinguished: The relatively stable zones of Şarköy in the S and of the Flysch-basin in the N, separated by the unstable zone of Doluca.

This central Doluca area consists of disturbed blocks from several hundred feet to 2 miles wide and with steep standing limits, but no naps or flat overthrusts occur.

The Oligocene is similar here and in the Flysch-basin. In contrast to it, Lower Tertiary series occur as monotonous Flysch in the Basin to the N, but in reduced thickness and in various facies in Doluca zone. Sudden changes of the stratigraphical column from block to block indicate an early activity of this zone during sedimentation. Together with some areas not preserved, Doluca zone formed the southern unstable border of the deep Flysch basin in Eocene. Deltaic sediments situated on this slope were affected by the movements of subsidence or of orogeny and formed mudflows and turbidity currents. Some of the deposits by such currents in the Flysch basin are described.

1. EINLEITUNG

Das alttertiäre Becken von Thracien kann als gleichschenkliges Dreieck beschrieben werden, dessen Spitzen nahe Istanbul, bei Edirne und bei Enez aber die Verbindung mit andern Becken offenliessen. Nahezu parallel der Schwarzmeerküste überlappt das Tertiär den Rumpf des komplex aufgebauten, vormesozoisch mehrfach gefalteten Istrancagebirges. Weit gestörter und von mächtigen Brüchen begleitet ist die Grenze zum scharf profilierten Rhodopemassiv, dessen Flanken steilgestellte Fetzen eines tertiären Saumes tragen. Wir wollen uns aber im folgenden mit einem Teil des schwer zu fixierenden, südlichen Beckenrandes abgeben, welcher ins Marmarameer und in die Ägäis abtaucht. Als solchen werden wir die Störungszone von Gölçük beschreiben und näher untersuchen. Deren nordöstliche Fortsetzung taucht ins Marmarameer, kann dort als Steilbord verfolgt werden (Schindler 1958) und zielt nach Parejas (1944) in den langgezogenen Golf von Izmit. Im Gegensatz zu W. Penk (1917), der die gesamte Dardanellenhalbinsel als Anhängsel Asiens bezeichnete, sei hier mit Parejas die Flyschzone im NW-Teil der Halbinsel zum thracischen Becken geschlagen.

Ergänzend sei bemerkt, dass das alttertiäre Becken durch Schwellen und Brüche in sich reich gegliedert ist (in der Übersichtsskizze nicht berücksichtigt). Stark abweichend sind die Verhältnisse vom mittleren Miozän an. Die heutige Verteilung von Land und Meer ist noch sehr jung.

Das zu besprechende Gebiet umfasst die landfesten Anteile der Zone von Gölçük, soweit diese ausserhalb der Militärzone der Dardanellen liegen. Als Grundlage

*) Alle erwähnten Ortsnamen finden sich in korrekter türkischer Schreibweise in Fig. 1.

dient eine weit nach N ausgedehnte Detailkartierung im Maßstab 1:25 000, eine Schwerekarte des gleichen Gebietes, stratigraphische Profile, Mikrofossilbestimmungen durch S. Erk usw., dies alles im Auftrage der Marmara Petroleum Corp. Ein Teil der Kartierungen wurde zusammen mit N. Pavoni ausgeführt. Herrn J. W. Kisling und der Marmara sei hiermit für die Erlaubnis zur Publikation eines Teiles der Ergebnisse herzlich gedankt. –

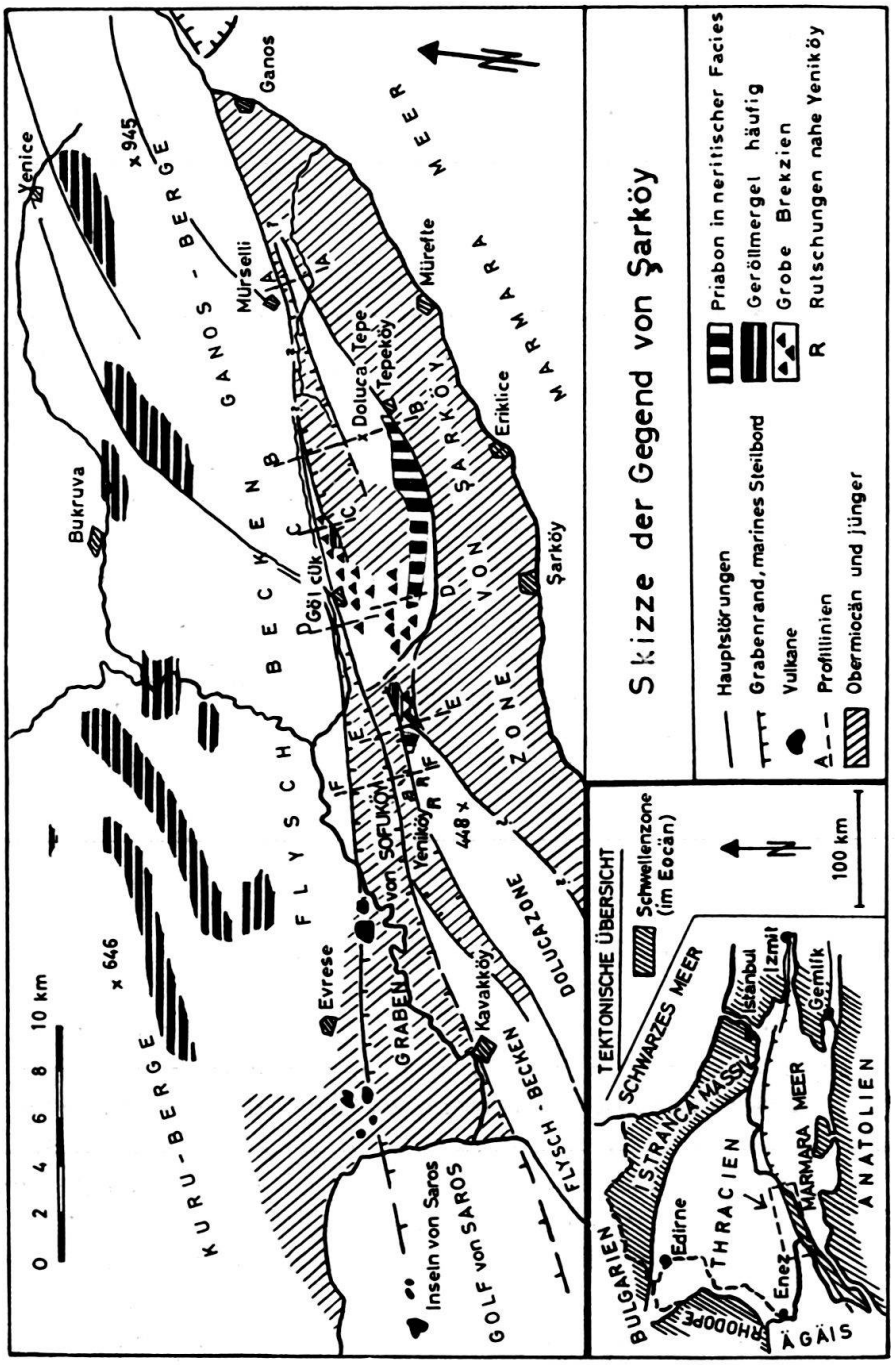

Fig. 1

Ende des letzten Jahrhunderts wurde nördlich Mürefte zufällig Erdöl im Obermiozän entdeckt, was Anlass zu verschiedenen geologischen Aufnahmen sowie zahlreichen kleinen, erfolglosen Bohrungen in der Zone von Şarköy gab. Nur wenig

wurde darüber veröffentlicht. Auch O. W. GUTZWILLER (1921) beschränkt sich weitgehend auf die Beschreibung des Jungtertiärs im Küstenstreifen, gibt aber – wie später CHAPUT (1936) – auch einige Angaben über Tektonik und Stratigraphie der komplex aufgebauten Hügelzüge im Hintergrund. Zusammenfassung der bisherigen Untersuchungen wie auch wertvolle Angaben über das Alttertiär bringt DE LOCZYS Bericht an das türkische Institut für Lagerstättenforschung (1939, MTA-Rapport 1053), doch wurde nichts darüber veröffentlicht.

Beinahe parallel der Küste zieht sich von Ganos am Marmarameer zum Golf von Saros eine auffällige Depressionszone dahin, welche einer tektonischen Grenze und zugleich einem scharfen Schwereunterschied angenähert folgt. Im N dieser Linie, der Störung von Gölçük, liegt ein mehrere tausend m tiefes Flyschbecken, im S dagegen eine intensiv gestörte Zone mit bunt zusammengesetzter Schichtreihe und Aufschlüssen von Kristallin, welche Zone von Doluca genannt sei. Diese baut den Nordhang wie auch den Rücken des langgezogenen Hügelzuges auf, welcher in den Flaschenhals der Dardanellenhalbinsel zielt. Der südlich anschliessende Küstenstreifen ist dagegen ausschliesslich aus Jungtertiär und Pleistozän aufgebaut und sei in der Folge Zone von Şarköy benannt. Nahe ihrer Nordgrenze wurde südöstlich Mürselli eine Bohrung gemacht, wobei noch in 400 m Tiefe das Obermiozän nicht durchgestossen war, obwohl alttertiärer Flysch der Doluca-Zone in wenigen hundert m Distanz ansteht. Hieraus wie aus dem mit etwa 70° nach NNW fallenden Kontakt beider Zonen wurde in verschiedenen MTA-Rapporten auf S-gerichtete Überschiebung geschlossen, die unter anderem zur flachen Deckenüberschiebung des Doluca Tepe und anderer «Klippen» aus Eozän geführt haben sollte (H. MOSES und andere)*). Unsere Detailkartierung ergab, dass die tektonische Grenze nahe der erwähnten Bohrung sich weit nach SW verfolgen lässt, dort aber sehr bald zu einer steil nach SE fallenden Flexur oder Bruchfläche wird. Die steile Verwurzelung dieser Linie wird zudem durch eine scharfe Mächtigkeitszunahme des Jungtertiärs südlich derselben und den steilen Abfall der Schwere parallel dieser gebogenen Struktur unterstrichen.

2. TEKTONIK (siehe Fig. 1 und 2)

Wie aus den Profilen ersichtlich, muss zwischen zwei Orogenesen unterschieden werden, welche durch eine Zeit intensiver Durchtalung und der anschliessenden Sedimentation von Torton bis Pont voneinander getrennt sind. Aus andern Gebieten Thraciens lässt sich die erste als Untermiozän**) bestimmen, während die zweite irgendwann ins Pliozän zu stellen ist. Die jungtertiären Sedimente liegen einer ungemein scharfen Reliefdiskordanz auf, wobei an den alten Talwänden lokal noch rotgefärbte, mehrere m tiefe Verwitterungszonen, an einigen Orten auch weisse, dünne Kalkbänke erkannt werden können. Letztere liegen an der Basis der jungtertiären Sedimente und sind zu jenen Schichten wie zum Alttertiär diskordant, dagegen parallel zum damaligen Relief.

*) Die Fussnote in C. Schindler (1958), S. 298, soll folgendermassen korrigiert sein: «...Eine Deckenüberschiebung *nach N* ist denn auch...»

**) Vermutlich auch noch im tieferen Teil des mittleren Miozäns aktiv.

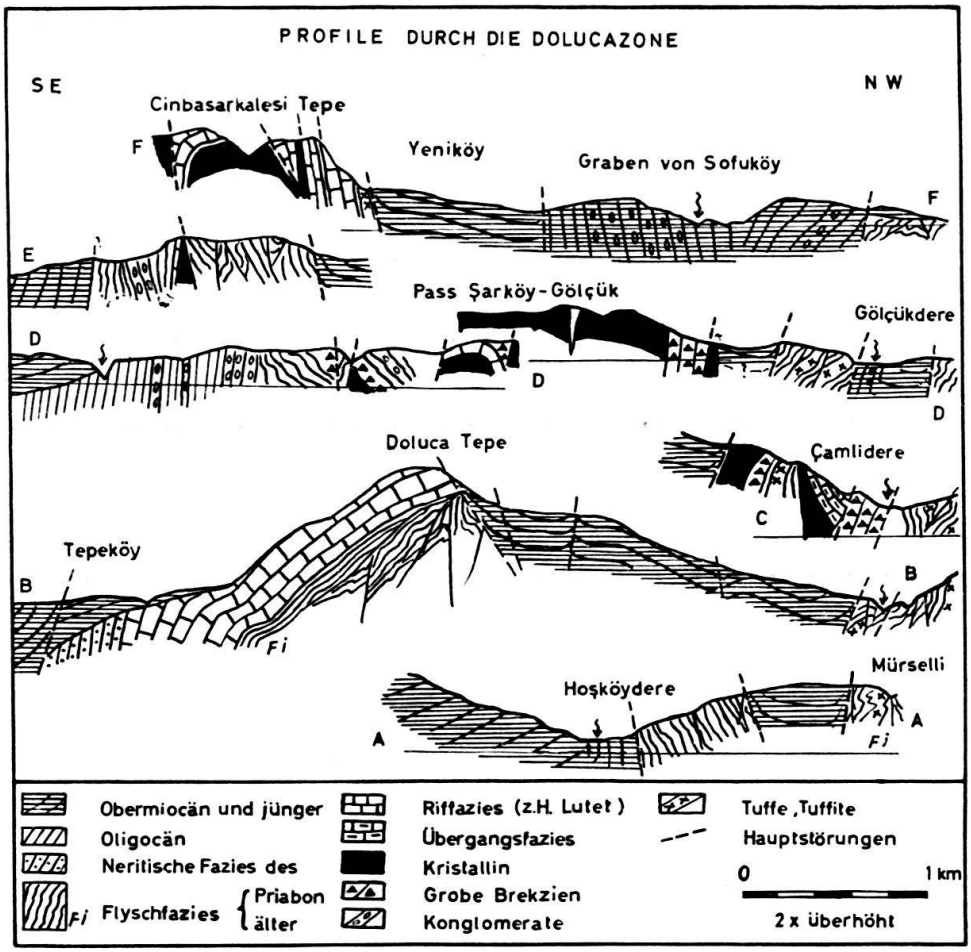

Fig. 2

Wenden wir uns nun der in verschiedenen Arbeiten vertretenen Auffassung zu, die prächtige Kalkkuppe des Doluca Tepe sei entlang einer flachen Überschiebung südwärts über das Jungtertiär geschoben worden! Nachdem wir erkannt haben, dass die Grenze zwischen Doluca- und Şarköy-Zone dafür nicht in Frage kommt, kann im Tal hinter Eriklice, am SW-Fuss des Doluca Tepe, die Frage einer zusätzlichen Schubfläche entschieden werden: Im Talgrunde steht steilgestelltes, eindeutig in der Tiefe zu verwurzelndes Priabon an, während 20 m höher in einem Nebenbach ebenfalls steilgestelltes Priabon zu finden ist, das aber direkt mit der südwärts geneigten Kalkkappe des Doluca Tepe verbunden werden kann (vgl. Profil B). Dazwischen aber liegen rotgefärbte, teilweise verrutschte, obermiozäne Tone und Sande. Deren Kontakt zum Liegenden ist zwar diskordant, aber ungestört, während über dem Priabon des Doluca-Blockes parallel einer Erosionsdiskordanz gar der bereits erwähnte weisse Kalk gefunden wird. Da auch sonst keinerlei Hinweis auf eine Überschiebung vorliegt, kann der obere und untere Aufschluss von Priabon zur gleichen tektonischen Einheit zusammengeschlossen werden, die Einschaltung von Jungtertiär aber durch Reliefdiskordanz gedeutet werden.

Der Block des Doluca Tepe lässt sich bis zur Strasse zwischen Gölçük und Şarköy verfolgen, wobei ein schönes Oligozän–Eozän-Profil aufzunehmen ist. Er bildet zugleich die grösste geschlossene Einheit der Doluca-Zone, welche aus einer

grossen Zahl von steilgestellten, meist linsenförmigen Schollen und Schuppen aufgebaut ist (siehe Profile). Die untermiozäne Tektonik schuf ein komplex aufgebautes Trümmerwerk, dessen Struktur zum Teil im Pliozän neu belebt wurde und das Jungtertiär durchsetzt. Zweifellos sind sehr viele der im Kristallin verwurzelten Störungen schon vor dem Lutet angelegt worden, wie dies im stratigraphischen Teil noch begründet wird.

Nahe der N-Grenze der Doluca-Zone liegen verschiedene Gräben, deren junge Sedimente oft stark verstellt sind, westlich Gölçük sogar steil von Schuppen älteren Gesteins überfahren wurden. Während der gegen W in die Doluca-Zone abzweigende und ausklingende Graben von Mürselli Obermiozän in gewohnter Facies enthält, treffen wir bei Yeniköy (Profil F) über 1000 m wenig verfestigter Sedimente, welche mächtige Lagen von meist schlecht sortierten Konglomeraten führen. Die oft nur schlecht gerundeten Komponenten stammen aus dem Flyschbecken und der Doluca-Zone. Trotz der abweichenden Facies ist vermutlich auch diese Serie dem Obermiozän–Pont zuzustellen, da ihre tektonische Verstellung wohl der pliozänen Orogenese zuzuschreiben ist. Diese Sedimente liegen in einem sich westwärts verbreiternden Graben mit einem von einigen andesitischen Vulkanen gesäumten Nordrand, wohl ein Vorläufer des heutigen Golfes von Saros, der damals mit grobklastischem Material aufgefüllt wurde.

Bei Yeniköy findet sich aber zudem ein zweiter, südlicher gelegener Graben mit Obermiozän in gewohnter Fazies. Er ist zwischen Doluca-Zone und einem Keil von Sedimenten des Flyschbeckens eingeklemmt, welcher sich von SW her einschiebt. Da die Doluca-Zone schon im engen Ansatz der Dardanellenhalbinsel auskeilt, werden die Verhältnisse gegen SW einfacher: Von dort bis zum Schlachtfeld der Landungen im ersten Weltkriege bei Anafartalar stossen Şarköy-Zone und Flyschbecken entlang einer scharfen Narbe zusammen.

Weder gegen NW noch gegen SE lassen sich flachliegende Deckenüberschiebungen in der Doluca-Zone finden, typisch ist vielmehr eine grosse Zahl von steilen Störungen verschiedener Orientierung, die sich gegenseitig beeinflussen und Schuppen oder Schollen unregelmässig abgrenzen. Immerhin ist die Mehrzahl ungefähr parallel dem Streichen der gesamten Zone angeordnet und fällt steil nach SE oder NW, wobei die Tendenz zu einem fächerartigen Bau zu bestehen scheint. Es sei die Doluca-Zone hier deshalb als primär labiles, in sich zerbrochenes Gebiet gedeutet, das zwischen dem relativ stabilen Flyschbecken und der «asiatischen» Şarköy-Zone emporgepresst wurde. Im Gegensatz dazu wurde diese zentrale Zone sowohl im NE von Mürselli als auch auf der Dardanellenhalbinsel in die Tiefe gedrückt und verschluckt, so dass nichts als eine scharfe Narbe zu bemerken ist.

Auch innerhalb des Flyschbeckens stehen alle Störungen steil. Die Ganos-Berge sind als linsenförmige, in die Höhe gepresste Zone zu verstehen.

Im Widerstreit zwischen der Hypothese eines Schubes aus NW und der von Bearbeitern der Nachbargebiete (Parejas 1944, Ternek 1949) angenommenen, genau entgegengesetzten, wäre also vorerst das salomonische Urteil einer beidseitigen Pressung zu fällen, doch scheint mir aus regionalen Zusammenhängen ein relativer Vormarsch der asiatischen Seite wahrscheinlich.

3. STRATIGRAPHIE

Die Stratigraphie sei hier in verschiedenen Abschnitten behandelt, dies entsprechend den differenzierten Facies- und Mächtigkeitsverhältnissen. Es darf hier nur ein Abriss einiger Probleme gegeben werden, während für eine ausführlichere Darstellung auf Z. TERNEK (1949) und eine demnächst erscheinende Publikation von K. KOPP verwiesen sei.

a) *Westliche Doluca-Zone*

Als älteste Gesteine sind hier rostrot anwitternde, oft stark zersetzte Chlorit-Serizit-Schiefer aufgeschlossen, welche von Ophiolithen, Hornblendediorit und einigen aplitischen Gängen durchsetzt sind. Vielleicht besteht bereits ein Zusammenhang zwischen der Labilität der Doluca-Zone und dem Aufdringen dieser Intrusionen, doch sind wir hier wie auch in der Altersfrage auf Vermutungen angewiesen.

Neben vereinzelten tektonischen Linsen oder auch nur mächtigen Blöcken von vortertiären Sedimenten unbestimmten Alters sind Couches Rouges in verschuppten Aufschlüssen oder als Komponenten in priabonen Brekzien aufzufinden. Sie sind in die Oberkreide zu stellen, könnten aber vielleicht noch das Paleozän erreichen. Ebenfalls nur als Blöcke und von einer Schuppe nahe Gölçük sind biohermale Kalke bekannt, welche oft rötlich und brekziös sind, wobei sie kantige Trümmer oder Gerölle von Couches Rouges und älteren Gesteinen führen. Die Fauna weist auf Untereozän oder Paleozän. – Häufig von etwas Brekzie unterlagert sind die weitverbreiteten Riffkalke des mittleren Eozäns, welche aber im Priabon weitgehend erodiert wurden und deshalb wenig mächtig sind. Das Priabon folgt in Flysch-Fazies, wobei in tieferen Lagen Tuffe und Tuffite auftreten können, andernorts aber äusserst grobe und schlecht sortierte Brekzien an der Basis gefunden werden.

Obwohl die Tektonik wirr ist und keine zuverlässigen Angaben über die Mächtigkeiten erlaubt, so kann beim Vergleich der einzelnen Schuppen und Schollen eine auffällige Unstetigkeit der Sedimentbedeckung festgestellt werden: Bald transgrediert Priabon über Kristallin, bald über Riffkalk; Couches Rouges wie auch das Untereozän oder vortertiäre Gesteine unbestimmten Alters treten nur sprunghaft auf; die basalen Brekzien des Priabon schwanken in Zusammensetzung und Mächtigkeit sehr stark, ebenso treten die Tuffe nur sprunghaft auf. Da solche Unstetigkeiten auch im gleichen Querprofil beobachtet werden können (z. B. Fig. 2, Profil D), muss die Doluca-Zone bereits vor der untermiozänen Orogenese in Blöcke aufgespalten gewesen sein. Spätestens vom Untereozän an war sie labil und wurde mehrfach bewegt. Da sich dabei die Blöcke gegeneinander verschoben, konnten sprunghafte Differenzen in deren Sedimentbedeckung entstehen.

b) *Östliche Doluca-Zone*

Wie bereits im tektonischen Teil besprochen, lässt sich in dieser Gegend neben kleineren Schuppen auch eine grössere Einheit feststellen, der Block des Doluca Tepe. Mächtig und sehr markant sind hier die Korallenkalke des Lutet und untersten Priabon ausgebildet. Im E des Berges ist deren Basis zu beobachten: Unter

einigen fossilreichen Lagen und wenig feiner Brekzie folgt konkordant Flysch, welcher allerdings wenig aufgeschlossen ist und bald verschuppt wird (Fig. 2, A und B). –

Auch die Obergrenze der Riffkalke ist fossilreich und konkordant, was in scharfem Gegensatz zur westlichen Doluca-Zone steht. Zudem liegt aber hier das Priabon nicht als Flysch, sondern als Wechsellagerung von tonigen Sanden, sandigen Mergeln und grünlichen Sandsteinen vor. Gegen oben treten immer mehr Konglomerate auf, welche sich zuoberst zu gegen 200 m massivem Konglomerat zusammenschliessen. Vereinzelt eingestreute Austern, Korallen und Mikrofossilien weisen auf das neritische Milieu dieser detritischen Serie. – Mit korallenhaltigen Sanden und grünen Mergeln mit priaboner Mikrofauna setzt eine Wechsellagerung von Mergeln, Sandsteinen und bunten Konglomeraten ein, welche sich westwärts bis an die Strasse Şarköy–Gölçük verfolgen lässt. Diese Serie wird ihrerseits von einer mächtigen Folge steilgestellter bis übergekippter Mergel abgelöst, welche der oligozänen Mergelgruppe (Marls and Shales von TERNEK) gleichzustellen sind.

Sind nun die beiden letztgenannten Serien in gleicher Fazies und Mächtigkeit über alle Aufschlüsse hin zu verfolgen, so ist für die Schichten bis hinunter zum Riffkalk die Änderung gegen W um so erstaunlicher, findet man doch schon an der Strasse Şarköy–Gölçük unter den krönenden, viel schmächtigeren Konglomeraten typische Flyschfazies, unterlagert von basaler Brekzie (Fig. 2, B und D).

Auf eine Beschreibung der Sedimente über der untermiozänen Diskordanz sei hier verzichtet, da im Obermiozän bereits ganz andere paläogeographische Verhältnisse vorlagen. Dass diese detritischen, oft buntgefärbten Sedimente nicht etwa ins Untermiozän oder gar Oligozän gestellt werden können, beweist der Fund eines Molaren von *Mastodon angustidens Cuvier* durch N. PAVONI (Palatinosandsteine nahe nördlich Şarköy).

c) Flyschbecken

Ungemein scharf ist der Gegensatz zwischen der Doluca-Zone und dem Schichtstoss des Flyschbeckens. In einem Querprofil von Ganos bis Yenice können zum Beispiel viele tausend Meter Mächtigkeit festgestellt werden, wobei durchwegs eine eintönige Flyschfazies mit Einstreuung von einzelnen Tuffen und Tuffiten auftritt. Einige kalkreichere Lagen sowie seltene, feinbrekziöse Kalke deuten noch die mitteleozänen Riffe der Doluca-Zone an, doch ist bereits innerhalb derselben der Übergang zur Flyschfazies eingeleitet: Am Çamlidere (Fig. 2, C) ist feinkörniger Flysch mit wenig Konglomerat zwischen Bänken von meist sandigem Spatkalk eingelagert. – Der tiefere, Tuff- und Tuffit-haltige Flysch ist stark verkieselt, enthält aber noch in den tiefsten Aufschlüssen Nummuliten, ist also eindeutig ins Tertiär zu stellen. Ältere Schichten sind hier nicht aufgeschlossen und fehlen auch – entgegen PENKS Annahme (1917) – auf der Dardanellenhalbinsel. Das Eozän des letzteren Gebietes ist aber nicht ohne weiteres mit den beschriebenen Profilen vergleichbar, weil die Fazies hier stark abweicht.

Der höhere Flysch dagegen ist unverkieselt. Obere Abschnitte werden durch Einstreuung der Konglomerat-ähnlichen Geröllmergel charakterisiert und lassen sich mit den oberpriabonen Konglomeraten der Doluca-Zone verknüpfen, während

in tieferen Lagen grüne, andesitische Tuffe auftreten. Nach mündlicher Mitteilung von S. Erk soll viel Ähnlichkeit zu dem von ihm 1924 beschriebenen Flyschgebiet von Gemlik südlich Istanbul bestehen, so dass eine direkte Verbindung beider Flyschbecken nicht ausgeschlossen ist.

Über dem typischen Flysch folgen vorerst Mergel, Sandsteine und seltener Konglomerate, welche sich der Molassefazies annähern, dann folgt die mächtige, oligozäne Mergelgruppe. Beide Serien weisen keine bedeutenden Fazies- und Mächtigkeitsveränderungen gegenüber der Doluca-Zone auf.

Im folgenden wollen wir uns aber mit jenen Sedimenten befassen, welche scharfe Beeinflussung durch die Störungszone erleiden und zudem sowohl in der Doluca-Zone wie auch im Flyschbecken bekannt sind – grob gesagt mit dem Eozän. Vorerst liegt es nahe, eine abrupte Grenze für Fazies und Mächtigkeit unmittelbar nördlich der Doluca-Zone anzunehmen (an der Störung von Gölçük), wie ja auch entlang dieser Linie vermutlich ein Streifen des ursprünglichen Sedimentationsgebietes «verschluckt» worden ist. Dieser Streifen ist aber im Gebiet von Gölçük kaum sehr breit gewesen, weil dort die Doluca-Zone steil auf die nördlicheren Gesteine aufgeschoben ist. Der Gegensatz zwischen den Zonen wird dadurch gemildert, dass schon innerhalb der Doluca-Zone eine deutliche Entwicklung von neritischer zu Flyschfazies festgestellt wurde.

Es seien deshalb nicht nur die an der Grenzlinie verschluckten Gebiete, sondern zudem die gesamte Doluca-Zone als Rand des Flyschbeckens aufgefasst. Die synsedimentären Bewegungen konnten sich auf diese Weise auf die gesamte Breite der labilen Zone verteilen, wobei ein komplexes Spiel zwischen den einzelnen Schollen ausgelöst wurde.

Neben der aus den starken Mächtigkeitsunterschieden abzuleitenden, lange anhaltenden Subsidenz, ist auch an orogene Stösse zu denken. Dafür sprechen die häufigen vulkanischen Einstreuungen und die priabonen Konglomerate, während die nur lokal auftretenden Brekzien auch durch Blockverschiebungen innerhalb der Doluca-Zone infolge Subsidenzbewegungen gedeutet werden könnten (vielleicht kombiniert mit Regressionen). Interessante Ergebnisse ergab die Seismik östlich Tekirdağ: Wo die Obergrenze des Flysches zu erwarten wäre, setzt eine gegen die Tiefe zunehmende Unruhe und Verstellung der Schichten ein, trotzdem ist aber keine scharfe Diskordanz zu den ruhig gelagerten, höheren Schichten festzustellen.

Schauen wir die Doluca-Zone als Rand des Flyschbeckens an, so ist für die südlich anschliessenden Gebiete trotzdem eine beschränkte, zeitweise Überflutung durch ein Schelfmeer anzunehmen.

4. FRAGEN ZUR SEDIMENTATIONSART DES FLYSCHES

Gestützt auf die Arbeiten von Migliorini und Kuenen wurde in den letzten Jahren vielfach die Flyschfazies auf Sedimentation durch «Turbidity Currents» zurückgeführt. Kuenen und Migliorini (1950) definieren als solche: «Turbidity currents are currents with suspended sediment flowing along the floor of a standing body of water owing to their higher density.» Damit solche turbulente Suspensionsströme entstehen können, ist einerseits ein genügendes Relief des Meeresbodens, anderseits kräftiger Nachschub von Sedimenten notwendig.

Hinweise für einen ausgeprägten Reliefunterschied zwischen S-Rand der Doluca-Zone und dem Flyschbecken finden sich verschiedene: Nahe Yeniköy sind mächtige Pakete von vulkanischem Tuff, Sandstein, Mergel und wenig Kies (Priabon, siehe auch Fig. 1) wirr verrutscht, wenig weiter östlich finden sich auch ungegliederte Geröllmergel (siehe später). In die gleiche Richtung weisen die groben Brekzien wie auch der Übergang von Riffen zu Flyschfazies. – Über die Art des von Süden her zugeführten Materials geben uns die neritischen, priabonen Sedimente des Doluca-Blockes Auskunft: Fluviatil transportierte Tone und Sande, gelegentlich auch Kiese wurden abgelagert und bauten allmählich mächtige Deltas über den Schelfrand hinaus vor. Ähnliche Verhältnisse beschreibt PASSEGA (1958) und fährt fort: «The fairly unstable slope had a considerable subsidence that determined sharp and ample movements along the faults of the flexure zone. In the deltaic sediments situated in the relatively steep slopes of the flexure zone, the movements caused submarine slides and turbidity currents.»

Nachdem wir die günstigen Voraussetzungen für die Entstehung von turbulenten Suspensionsströmen feststellten, wollen wir uns nun dem mächtigen Schichtstoss des Flysches zuwenden, der von solchen Strömen – wenigstens teilweise – abgelagert sein soll: Wir finden hier vorzüglich gebankte, eintönige, oft überraschend regelmässige Wechsellagerung von Mergeln, Mergelschiefern und harten, meist feinkörnigen Sandsteinen. Gelegentlich sind grobkörnige Sandsteine, Tuffe oder auch konglomeratähnliche Gesteine, die Geröllmergel, eingeschaltet. Sehr viele der von KUENEN und CAROZZI (1953) zusammengestellten Merkmale für Sedimentation durch turbulente Suspensionsströme lassen sich feststellen, so folgende:

Sehr regelmässige und durchgehende Bankung. Mächtigkeit aller Schichten sehr konstant. Keine Erosionsrinnen, keine Kreuzschichtung. Ripplemarks selten, nur in den jüngsten Lagen häufiger. Meeresbodenstrukturen anderer Art, oft parallel ausgerichtet. Kontakt von Sandsteinen oder auch gröberen Sedimenten gegen Mergel im Liegenden scharf, wenn auch mit wenigen Ausnahmen konkordant; gegen oben dagegen sehr häufig allmählicher Übergang zu Mergeln, graded bedding. Grobkörnige Gesteine bis hinunter zu Sandsteinen enthalten oft kantige Scherben von Ton, zudem führen Geröllmergel auch Knollen von Sandstein, Mergel oder Mergelkalk, welche in weichem Zustande eingebettet wurden. Rutschstrukturen, Geröllmergel, Grauwacken.

Das Vorkommen von Pflanzenhäkseln in einzelnen Sandsteinen mag durch Transport gedeutet werden, erstaunlicher wirkt aber das Vorkommen vereinzelter Nummuliten fern von der Doluca-Zone. Alle Funde stammen aber entweder aus grobkörnigen Gesteinen mit eindeutigen Transport- (Geröllmergel, Grauwacken, selten grobe Sandsteine) oder aber aus vulkanischen Tuffen, welche wohl grösstenteils submarinen Eruptionen zuzuschreiben sind. Die feinkörnigeren Sedimente sind dagegen fossilleer.

Es soll nun auf einige Erscheinungen im Flysch eingegangen werden (Fig. 3):

a) Mehrfach erwähnt wurden die sogenannten «Geröllmergel», dunkelgraue bis bräunliche, oft recht feste Gesteine mit tonig-schlammsandiger Grundmasse, in welche gerundetes Kies verschiedenster Korngrösse und wenig Sand gänzlich regellos eingelagert ist. Die Grundmasse baut den grössten Teil des Gesteines auf. Ein typisches Profil 2 km östlich Bukruva zeigt von unten nach oben folgende Schichtfolge:

Feingeschichteter Flysch, zuoberst weiche, schiefrige Mergel. Über scharfer Grenze mit Meeresbodenstruktur 5 m ungegliederte Geröllmergel, welche gegen oben ein wenig weicher und feiner werden. Gerölle von Quarzit, Radiolarit etc. mit Durchmesser bis zu 5 cm, gut gerundet.

Gänzlich isolierte, knollige Gerölle von Mergelkalk und Sandstein, seltener von Mergel oder Konglomerat. Umrisse oft unscharf, scheinen in weichem Zustande eingebettet zu sein. Durchmesser oft um 30 cm, können aber 1 m überschreiten! Über sehr unruhiger, scharfer Grenze 30 cm–1 m wirrer Wechsel von Konglomerat, Mergel und Mergelkalk. 2 m feines Konglomerat, nach oben zu Sandstein übergehend. Lagerung wird ruhig. Ohne scharfe Grenze zu 1,5 m wohlgeschichtetem Sandstein, der allmählich zu sandigem Mergel, dann zu schiefrigem Mergel übergeht. Wechsellagerung von feinkörnigem Sandstein und Mergeln.

Der oberste und unterste Abschnitt sind deutlich abgesetzt und können von der restlichen Gruppe abgetrennt werden, welche in der Folge als genetische Einheit betrachtet werden soll. Figur 3a zeigt den Kontakt zu den Geröllmergeln und die höhern Abschnitte einer solchen Einheit. – Im Laufe der Untersuchungen wurden sehr viele derartige Einlagerungen im priabonen Flysch festgestellt und verfolgt (Fig. 1), wobei durchwegs gleichartige Profile zu finden waren, trotzdem die Gesamtmächtigkeit der Einheiten zwischen 1 m bis zu über 10 m schwankte. Bemerkenswerterwesie ist jede solche Gruppe – trotz wirrer Struktur der tiefen Partien – in tadellos geschichteten Flysch konkordant eingelagert, kann über grosse Strecken verfolgt werden und hat als Gesamtheit weitgehend konstante Mächtigkeit.

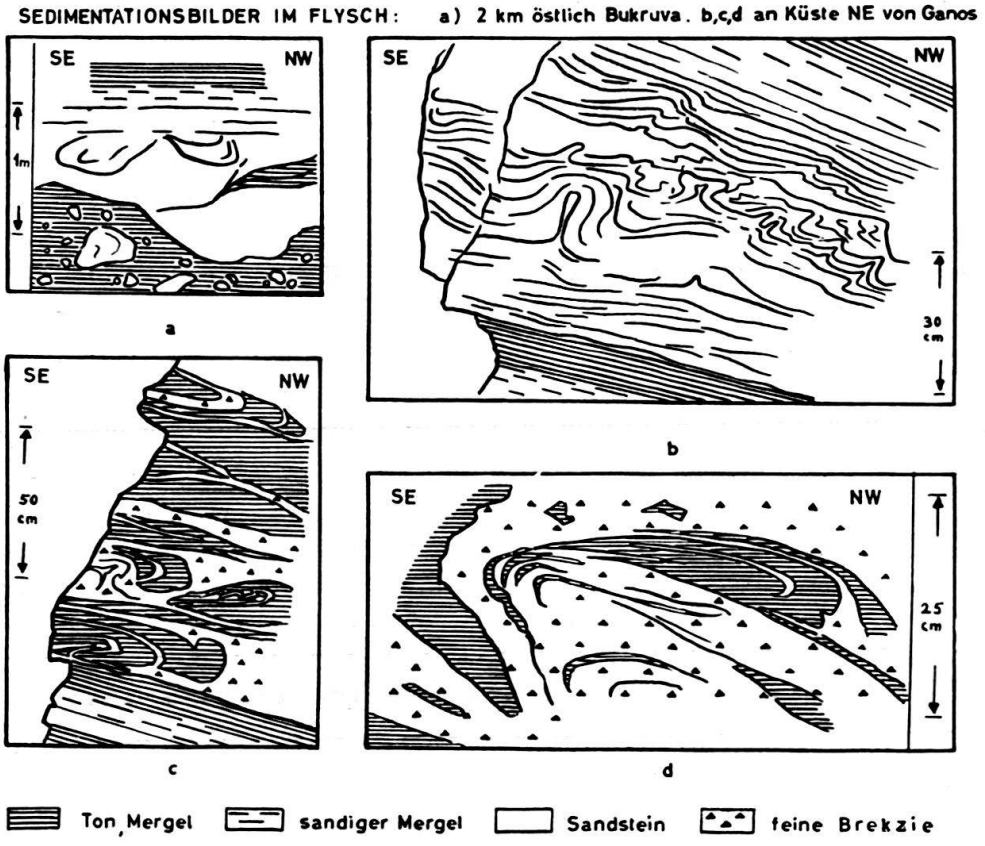

Fig. 3

Nahe verwandt und durch Übergänge mit den Geröllmergeln verbunden sind schlecht sortierte Konglomerate, welche ebenfalls riesige Knollen von Fremdgesteinen führen können, die in weichem Zustande eingebettet wurden. Umgekehrt können auch Geröllmergel durch Zurücktreten der Kiesfraktion zu unauffälligent knolligen Gesteinen werden (NW von Evrese).

b) Am Meeresstrand nordöstlich Ganos treten Grauwacken als Einlagerungen im Flysch auf (Fig. 3c und d). Dunkle Tone und feine Brekzie aus vulkanogenen Komponenten sind zu oft überraschend schönen Gleitstrukturen vermengt, wobei auch kantige Tonscherben entsprechend den Fluidalstrukturen eingelagert sind. Auch hier scheint über den unruhigen Lagen graded bedding einzusetzen und die Gesamtmächtigkeit der Gruppe konstant zu sein, auch hier ist sie konkordant in feingeschichteten Flysch eingelagert.

c) Wenig auffällig sind die zahllosen Rutschstrukturen, wie sie in verschiedenen Stockwerken des Flysches in Sandsteinbänken zu beobachten sind. Wie auf Figur 3b dargestellt, kann normalerweise keine Erosion der Unterlage festgestellt werden und sind auffälligerweise die untersten cm des Sandsteines oft nicht verfältelt. Während der verrutschte Abschnitt oft Tonscherben führt, abgesehen davon aber recht einheitlich zusammengesetzt ist, ist im darüberliegenden, ruhig gelagerten Teil ausgeprägtes graded bedding zu beobachten, das zu den krönenden Mergeln überleitet. Die Rutschstrukturen sind meist in harten dichten Sandsteinen zu sehen und kennzeichnen eine solche Bank auf weite Strecken.

All diese Erscheinungen sind weder durch fluviale Sedimentation noch durch untermeerische Rutschungen deutbar, obwohl beide Vorgänge an ihrer Entstehung irgendwie beteiligt sind. Suchen wir sie nun im Rahmen der Versuche mit turbulenten Suspensionsströmen zu verstehen, die KUENEN ausgeführt hat (KUENEN und MIGLIORINI 1950): Es wurde eine Suspension von Sedimenten in Wasser erzeugt, welche dank ihres höheren spezifischen Gewichtes in klarem Wasser hangabwärts sehr schnell Geschwindigkeit gewann und die Umgebung aufwirbelte (vergleichbar einer Staublawine). Vorerst erfolgte auf dem flachen Boden des Beckens schnelle Sedimentation durch die materialgesättigte Suspension, dann lagerten die verdünnten, vorher aufgewirbelten Nachströmungen feineres Material ab, das einerseits allmählich durch die aufgeschwemmten, feinsten Fraktionen eingedeckt wurde. Das Ergebnis war eine Serie mit graded bedding.

Wurde aber durch Übersättigung mit Sedimentation am Beginn des Versuches eine bestimmte Viskosität überschritten, so entstand statt einer turbulenten Suspensionsströmung eine murgangähnliche Masse, welche in zähflüssige, nicht turbulente, aber schnelle Bewegung geriet. KUENEN schreibt (1950): «Although there exists a gradual transition from a thick paste ... to a mobile watery suspension, the changeover from a sliding movement to a turbulent flow occurs at a fairly sharp critical point in these series.» Und später: «The heaviest part of the mass slid along the bottom in a thin layer and came to form a thin wedge, while the remainder produced a normal turbidity current. In this wedge, the coarsest grains of sand had been carried farther away from the source than in the pure turbidity experiments, but the stratum was not graded.» –

Unsere ungeschichteten Geröllmergel mit ihrer scharfen, unruhigen Obergrenze entsprechen genau jenen Sedimenten, welche durch KUENENS «Mudflows» abgelagert wurden. Solche Gesteine mit riesigen Ballen fremder, weich eingebetteter Sedimente und mit Kies bis zu 30 cm Durchmesser sind in den östlichen Kurubergen häufig (Fig. 1). Dies erfordert die Annahme von Schlammströmen von mindestens 15 km Länge, doch beschreibt KSIAZKIEWICZ (1959) aus dem Flysch der Karpathen sogar Schlammströme mit 30 km Reichweite. Turbulente Suspensions-

ströme sollen dort gar bis 100 km vorgestossen sein. Zweifellos sind auch in Thracien Ströme dieser Art sehr weit vorgestossen, doch ist der Flysch in weiten Arealen nicht aufgeschlossen, zudem könnten zum Beispiel turbulente Suspensionsströme auch am westlichen Beckenrand entstanden sein, so dass ihre Reichweite unbekannt ist.

Scheinen sich nun unsere Geröllmergel wie vermutlich auch die Grauwacken als Sedimente von Schlammströmen deuten zu lassen, so lassen sich die darüberliegenden Ablagerungen turbulenten Suspensionsströmen zuschreiben: Es seien hier die Rutschstrukturen betrachtet, wie sie unter einer ruhig gelagerten Deckschicht mit graded bedding häufig auftreten (Fig. 3a und b). Nichts spricht dafür, dass die oberste Abteilung mit ausgeprägtem graded bedding durch Diskordanz von den tieferen Abschnitten abzutrennen wäre, vielmehr zeigen alle Beobachtungen im Feld wie auch Figur 3b einen Übergang. Könnte man nun aus Figur 3a vermuten, dass ein allmählich ausklingendes Kriechen der eben abgelagerten Gerollmergel für diese Strukturen verantwortlich sei, so wird dies durch Figur 3b entkräftet: Hier fehlen Geröllmergel, zudem sind die untersten Schichten nicht verfältelt. Ich möchte deshalb eine frühe Phase annehmen, in welcher die turbu-, lenten Suspensionsströme dank hoher Viskosität genügend Schubkraft besassen um die soeben abgelagerten, wassergetränkten Sedimente zu bewegen. Eine solche Phase fehlt allerdings bei den Versuchen von KUENEN wie vermutlich auch in vielen Flyschserien, doch möchte ich dies auf abweichende Strömungsgeschwindigkeiten, Gefällsverhältnisse und vielleicht auch Materialzusammensetzung zurückführen.

Ausgelöst durch das Abgleiten mächtiger Deltaablagerungen am Beckenrand, würden sich im Becken selbst also folgende Vorgänge folgen: Schlammstrom – Turbulente Suspensionsströme mit hoher Viskosität und Schubkraft – Schwächere ähnliche Ströme – Setzung der Wassertrübe. Es ist zu erwarten, dass in zunehmender Entfernung vom Herd und bei schwachen Strömen die Sedimente von Schlammströmen und hochviskosen Suspensionsströmen fehlen.

Im Gegensatz zu der durchgehenden, feinen Schichtung im Beckeninnern sind an der Steilküste nordöstlich Ganos, parallel zum Beckenrand, Sandsteinbänke zu beobachten, welche seitlich allmählich auskeilen.

Abschliessend sei bemerkt, dass bei Annahme einer durchschnittlichen Sedimentationsgeschwindigkeit von 0,2–0,4 mm[1])-Jahr im Flyschbecken die schlagartige Ablagerung von 20 cm[1]) bis über 10 m[1]) Sediment durch solche Ströme eine seltene, gewaltige Naturkatastrophe bedeuten muss, welche Kubaturen bis hinauf zur Grössenordnung von km^3 von Sedimenten erfasste.

ZITIERTE LITERATUR

CHAPUT, E. (1936): *Voyage d'études géologiques et géomorphogéniques en Turquie.* Mém. Inst. franç. Archéol. Stamboul.

ERK, S. (1942): *Etude géologique de la région entre Gemlik et Bursa.* Inst. Lagerstättenforschg. der Türkei, *9*.

GUTZWILLER, O. W. (1921): *Beiträge zur Geologie der Umgebung von Merfete am Marmara-Meere.* Diss. (Birkhäuser & Co., Basel.)

[1]) Werte gelten für verfestigte Sedimente.

KSIAZKIEWICZ, M. (1959): *Sedimentation in the Carpathian Flysch Sea.* Geol. Rdsch., *47*/1.

KUENEN, PH., & CAROZZI, A. (1953): *Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps.* J. Geol., *41*, 4.

KUENEN, PH., & MIGLIORINI, C. (1950): *Turbidity currents as a cause of graded bedding.* J. Geol., *58*, 2.

PAREJAS, E. (1944): *Tektonischer Teil und tekt. Karte in: Notes explicatives de la carte géologique de la Turquie, Feuille Istanbul.* Inst. Lagerstättenforschg. der Türkei (MTA).

PASSEGA, R., BARNES, L., & PITTMAN, J. (1958): *Two theories of deposition of Oficina Formation, Eastern Venezuela.* Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., *42*, 4.

PENK, W. (1917): *Bau und Oberflächenform der Dardanellenlandschaft.* Z. Ges. Erdkunde, Berlin.

SCHINDLER, C. (1958): *Über persistente Brüche am Glärnisch und in der europäischen Türkei.* Mitt. naturf. Ges. Glarus, *10*.

TERNEK, Z. (1949): *Geological study of the region of Kesan-Korudag.* Diss. Istanbul.