

LÁSZLÓ GIDAI*

**DIE STRATIGRAPHIE DES EOZÄNS NO—TRANS DANUBIENS (UNGARN) UND IHRE PALÄOGEOGRAPHISCHEN BEZIEHUNGEN ZU DEN WESTKARPATEN
(TSCHECHOSLOWAKEI)**

(Abb. 1—4)

Kurzfassung: Im Gebiete Transdanubiens beginnt die Sedimentation des unteren Tertiärs im unteren Eozän. Das südliche Sedimentationsgebiet wurde paläogeographisch an das istrisch-dalmatinische, das nördliche an das westkarpatische Gebiet angegliedert. Voneinander werden diese Gebiete durch eine Schwelle getrennt, die vom Autor als „*Pápa-Veszprém-Schwelle*“ bezeichnet wird. Im mittleren und oberen Eozän zeichnet sich das transdanubische Gebiet durch mannigfaltige fazielle Entwicklung aus, mit offenkundiger paläogeographischer Vereinigung des Westkarpatengebietes mit jenem von Istrien. Ein Weg der Verbindung führte offenbar, nach der Überflutung der „*Pápa-Veszprém-Schwelle*“, über das transdanubische Gebiet.

Резюме: В области Трансданубии осадконакопление раннетретичных пород в нижнем эоцене. Южная часть осадочного бассейна палеогеографически была соединена с Истрийско-Далматийскими, северная соединялась с Западно-карпатской областью. Эти части между собой отделялись порогом, который автор статьи называет «*Папа-Веспремийский*». Трансданубийская область в среднем и верхнем эоцене отличается очень пестрым фаунистическим развитием и Западнокарпатская область явно палеогеографически соединяется с Иstriей. Один путь сообщения явно происходит через Трансданубийскую область после погружения «*Папа-Веспремийского*» порога.

Stratigraphie

Die Eozänbildungen sind in Transdanubien weit verbreitet. Ihre Mächtigkeit schwankt im westlichen Vorland des Vértes, in der Umgebung von Héreg-Tarján zwischen 50 und 350 m. Im Doroger Becken, im Gebiet der Nagysáp- und Kenyérmező-Senke erreicht ihre maximale Mächtigkeit 400 m, während sie in dem Piliser Becken 50—250 m und beim Budaer Gebirge 50—200 m beträgt. Im eozänen Vulkangebiet südlich von Budapest, übertrifft ihre maximale Mächtigkeit sogar 500 m.

Die stratigraphischen Verhältnisse, Gliederungs-, Korrelations und Alters-einstufungsmöglichkeiten stellt Abbildung 1 dar. Diese wurde basisprofilartig aus Bohrungen aufgearbeiteter Schichtenfolgen zusammengestellt.

Sparnacien

Das Liegende der Braunkohlenserie:

Es handelt sich hierbei um eine süsswasser-kontinentale Ausbildung; hauptsächlich aus mit Sandschichten wechselndem Bunton und Süsswasserkalk

*Dr. L. Gidai, Kandidat der Geowissenschaften Ungarische Geologische Landesanstalt, H-1442 Budapest, Népstadion ut. 14.

GIDAI

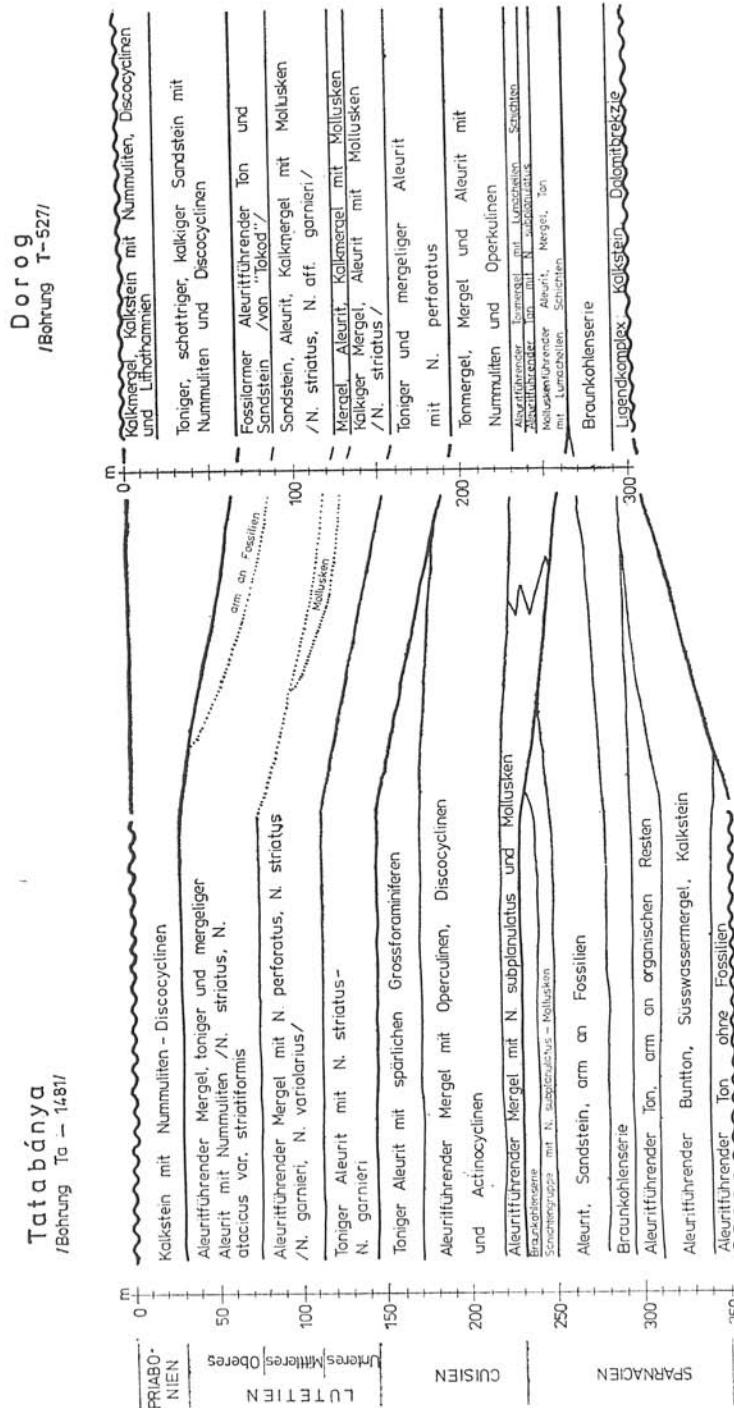


Abb. 1. Korrelationsschema der eozänen Bildungen von Bildungen von Dorog und Tatabantya

bestehend. Ihre Mächtigkeit beträgt 0–20, m, im westlichen Teil des Doroger Gebietes sogar 120 m.

Braunkohlenserie:

Die Süßwasserkalke und die Brackwasserzwischenlagerungen enthaltende Braunkohlenserie entwickelt sich stufenweise aus dem Liegenden. Ihre Flächenverbreitung stimmt mit der des Liegenden überein. Braunkohlenflöze von guter Qualität werden in der Umgebung von Dorog, Tatabánya, Nagyegyháza–Mány–Csordakut, Oroszlány und Pusztavám in mehreren Bergwerken abgebaut.

Da beide Schichtengruppen ohne altersbezeichnende Fossilien sind, reihe ich sie nur auf Grund ihrer Position unterhalb des beweisbaren Cuisien, ins Sparnacien ein.

Cuisien

Subplanulatus-Operculinen-Tonmergel:

Der auf dem Braunkohlen-Schichtkomplex konkordant lagernde Subplanulatus-Operculinen-Tonmergel hat eine Mächtigkeit von 20–40 m, max. 120 m. Er besteht hauptsächlich aus aleuritischem Tonmergel, im unteren Teil mit braunen Quarzsand- und Sandsteineinlagerungen. Im unteren Drittel des Schichtenganges sind es Brackwasserbildungen, welche mit zahlreichen 10–20 cm mächtigen Lumachellenschichten wechseln. Die oberen zwei Drittel sind von marin-lagunärer Ausbildung. Sie enthalten arten- und individuenreich kleine Foraminiferen und Mollusken, stellenweise massenhaft auch Grossforaminiferen (laut mündlicher Mitteilung von L. Vitális – Zilahy, M. Jambor – Kness beweisen die Plankton und Grossforaminiferen das Alter des unteren Eozäns). Von den Grossforaminiferen kommen folgende Arten am häufigsten vor:

Operculina ammionea Leymerie

Operculina granulosa Leymerie

Operculina parva Douvillé

Discocyclina douvillei (Schlumberger)

Discocyclina tenuis Douvillé

Actinocyclina radians d'Archiac

Nummulites anomalus de la Harpe (sehr häufig bis massenhaft)

Nummulites anomalus de la Harpe war.

Nummulites granulosa de Cizancourt, B (sehr häufig)

Nummulites subramondi de la Harpe

Nummulites burdigalensis de la Harpe

Lutetien

Während des Lutetien war das paläogeographische Antlitz NO-transdanubiens viel abwechslungsreicher als im Sparnacien und im Cuisien. Wir konnten drei größere Faziesgebiete unterschieden:

a) Die Umgebung von Dorog, Tatabánya, Pilisvörösvár, Solymár. Im wesentlichen Teil des Gebietes ist der Übergang vom Untereozän ins Lutetien kontinuierlich.

b) Das westliche und südöstliche Vorfeld des Vértes- und der südliche Rand des Gerecsegebirges. Charakteristisch für diese, im allgemeinen in NO-SW-Richtung verlaufenden Fazieseinheit ist, dass die mitteleozänen Bildungen

sich direkt auf das Mesozoikum transgressieren. Im vorwiegenden Teil des Gebietes fand im unteren Teil des mittleren Eozäns (Lutetien) Kohlenbildung statt. Ein weitere. Charakterzug ist, dass innerhalb des mittleren Eozäns Kalkstein-, Mergel- und Kalkmergelfazies vorherrschen.

c) Die Umgebung von Dad, Kocs und Tata.

Nordwestlich des untereozänen Gebietes von Pusztavám—Oroszlány—Tatabánya befindet sich unter der mitteleozänen Kalksteinfazies ein durch Meeresfauna nachweisbares Untereoözän, welches sich dadurch vom Gebiet a) unterscheidet, dass es keine abbaufähige Braunkohlenflöze enthält.

Priabonien

Die zwei grössten Vorkommen des oberen Eozäns befinden sich zwischen dem Budaer Gebirge und dem Plattensee (Balaton), desgleichen im Doroger Gebiet. Im Vértes-Gebirge sind verhältnismässig grössere zusammenhängende Vorkommen in der Umgebung des Antalberges bekannt, ferner kleinere Flecken am Westrand des Gebirges.

Südlich des Budaer Gebirges befindet sich, gebunden an den Vulkanismus des Velence-Gebirges, der mit geophysikalischen Messungen und in mehreren Bohrungen nachgewiesene mittel- bis obereozäne, hauptsächlich aus Andesitpyroklastiten bestehende Komplex von einer Mächtigkeit bis zu 500 m.

Paläogeographie

Die bisherigen paläogeographischen Vorstellungen, welche sich auf das Gebiet NO-Transdanubiens, der Zentralen Karpaten und die äusseren Zonen der Karpaten bzw. auf die Alpine und Karpatische Tiefte bezogen, sind seit Anfang dieses Jahrhunderts in vielen Arbeiten publiziert worden. Der Umfang dieses Artikels gestattet es nicht, die Ansichten aller Autoren zu diskutieren. Dem beiliegenden Literaturverzeichnis nach, ist eine geodynamisch-progressive Tendenz von paläogeographischen Theorien und Vorstellungen über die Entwicklung des Eozäns in Westungarn und den westlichen Teilen der Westkarpaten und Ostalpen zu beobachten: paläogeographische Vermutungen von Zusammenhängen von Transgressionen und anderen paläogeographischen und geodynamischen Phänomenen zwischen den äusseren und inneren Flyschzonen der Alpen und Karpaten mit dem Eozän NO-Transdanubiens. In diesem Zusammenhang möchte ich mich auf die immerhin zugänglichen Arbeiten von K. Telegdi-Roth (1923), L. Ettre et al. (1952), E. Vádász (1953, 1960), E. Szöts (1956), L. Körössy (1958), N. Mészáros — E. Dudich (1964), D. Andrusov — E. Köhler (1963), G. Kopek — E. Dudich — T. Kecskeméty (1972) und L. Gidai (1971, 1974, 1976) berufen.

Nach der Festlandperiode an der Wende Mesozoikum/Känozoikum, begann die erste aquatische Sedimentation im Raum des Transdanubischen Mittelgebirges im unteren Eozän. Ein das Teilmassiv der Kleinen Ungarischen Tiefbene (Westungarn) von N umgehender, an die Geosynklinale der W-Alpen knüpfender Meeresarm, griff ins Nordostgebiet des Transdanubischen Mittelgebirges hinein. Das auf das Festland allmählich vorrückende Meer überschwemmte den Raum der Dorog- und Pilis-Becken, das Gerecse-Gebirge und das Becken von Tatabánya. Eine wahrscheinlich spätere Welle der untereozänen Transgression überschwemmte auch einen Teil des Kocser Beckens. Diese

allmähliche Transgression des untereozoären Meeres führte zur Entstehung einer Schichtenfolge, die das Ergebnis eines kontinuierlichen Sedimentationszyklus ist. Die Transgression des unteren Eozäns erreichte in Richtung SW den Graben von Mór. Die Breite dieses Meeresarmes betrug im Gerecse-Dorog-Raum 30 km, im westlichen Vorraum des Vértes 10–15 km und zwischen den Becken Dorog-Pilis 10 km. Unserer Meinung nach war das Gebiet zwischen dem Vértes und Budaer Gebirge sowie das gesamte Szentendre-Visegrád-Gebirge Festland. Es gab keine direkte Verbindung zwischen dem Südbakonyer Meeresarm des Istrien-Dinariden-Raumes und dem Meeresarm NO-Transdanubiens, der gewiss mit den Westkarpaten kommunizierte. Als Festland lag zwischen ihnen die paläozoisch-mesozoische Masse des Nordbakonys, Hochbakonys und des Balaton-Hochlandes (Abb. 2). Dieses, beide untereozoären Meeresarme trennende Gebiet, dürfen wir als „Pápa-Veszprém-Schwelle“ benennen. (Die untereozoären und mitteleozoären Kalksteine des Südbakonys haben wir vereinigt dargestellt).

Gegen Ende des Eozäns wurde das bis dahin einheitliche epikontinentale seichte Meer, räumlich stark reduziert. Einzelne Gebietsteile wurden trocken-

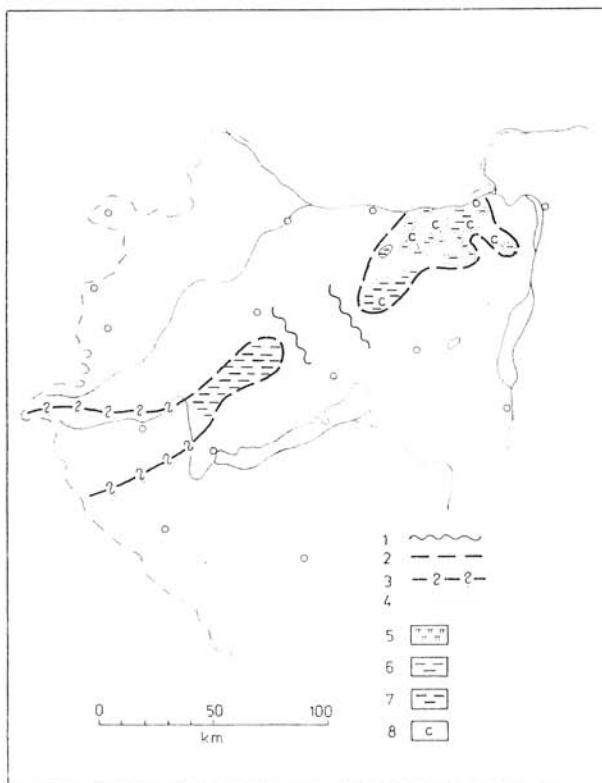


Abb. 2. Lithofazielle Entwicklung und Paläogeographie des Untereoziäns Transdanubiens (L. Gidai, 1978).
 1 — Die Pápa-Veszprém-Schwelle, 2 — Wahrscheinliche Grenze des Sedimentationsbeckens, 3 — Ungewisse Grenze, 4 — Verbreitungsgrenze, 5 — Mergel, 6 — Ton, 7 — Kohlenführender Ton, 8 — Kohle.

gelegt, an mehreren Stellen bildeten sich abgeschnürte Lagunen. Am Anfang des Lutetien erfolgte eine neue Transgression, welche wesentlich über das Gebiet der untereoziänen Transgression hinausreichte.

Der NW (Kocs, Dad, Tata), SW (Nordbakony, N Vorfeld vom Bakony), SO (Vértes, W-Rand) und S (Csákberény, Gánt, Tabajd, Páty) der im Untereoziän überschwemmten, bis dahin trockenen Gebiete, wurden überflutet. Das Entstehen der „Oberen Kohlenflöze“ im Nordbakony, Vértes-Weststrand, sowie ein Teil der „Oberen Kohlenflöze“ von Pilisvörösvár und Lencseberg ist an diese Transgression gebunden. Während des Lutetien entstand eine unmittelbare Verbin-

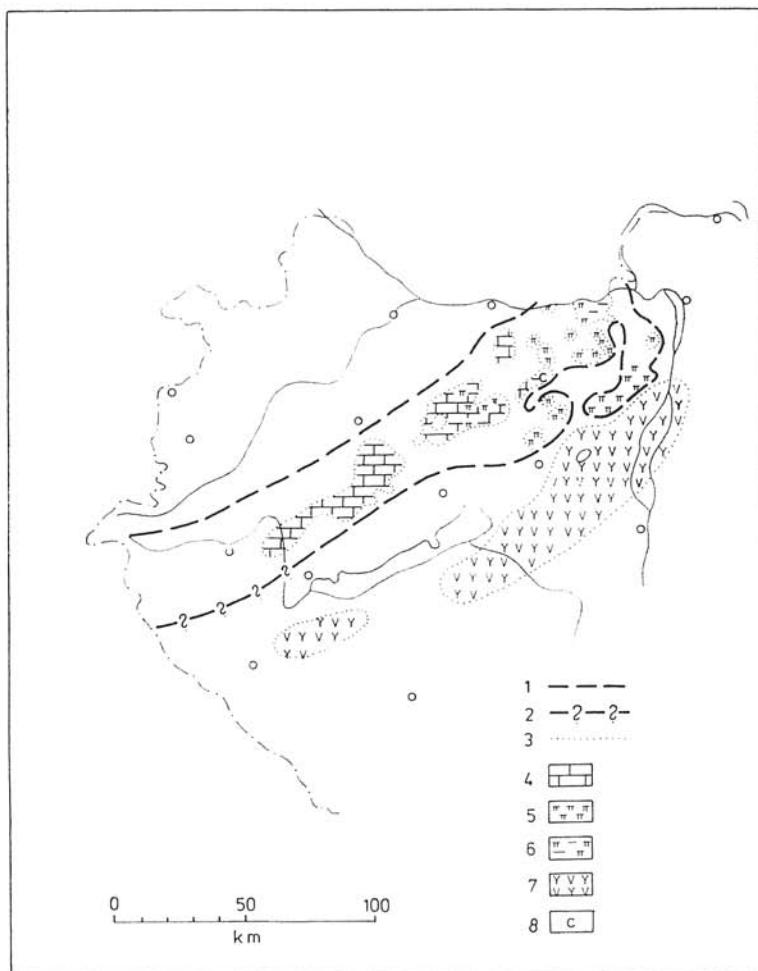


Abb. 3. Lithofazielle Entwicklung und Paläogeographie des Mitteleozäns Transdanubiens (L. Gidai, 1978).

1 — Wahrscheinliche Grenze des Ablagerungsraumes, 2 — Ungewisse Grenze des Ablagerungsraumes, 3 — Verbreitungsgrenze an der Oberfläche, — Kalkstein, 5 — Mergel, 6 — Ton, Mergel, 7 — Vulkanite (Andesite und Tuffe), 8 — Kohle.

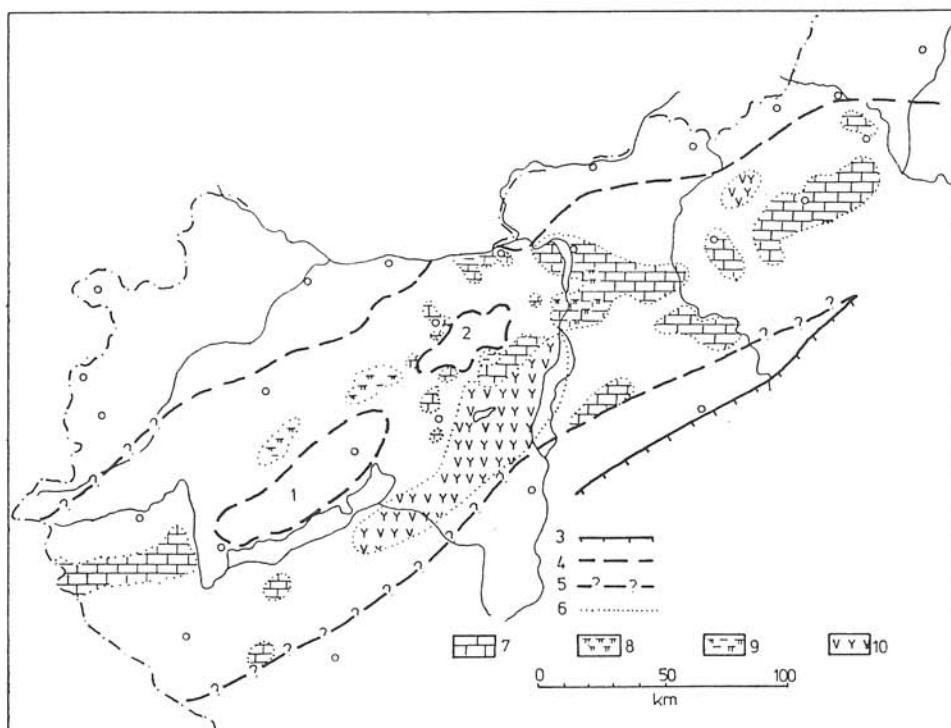


Abb. 4: Lithofazielle Entwicklung und Paläogeographie Transdanubiens und NO-Ungarns (L. Gidai, 1978).

1 — der „Keszthely-Veszprém-Rücken“, 2 — Der „Telegdi-Roth-Rücken“, 3 — Hauptstörungslinie, 4 — Wahrscheinliche Grenze des Sedimentationsbeckens, 5 — Ungewisse Grenze des Sedimentationsbeckens, 6 — Verbreitungsgrenze, 7 — Kalkstein, 8 — Mergel, 9 — Ton, Mergel, 10 — Vulkanite (Andesite, Dazite und Tuffe).

dung zwischen den Sedimentationsbecken des Südbakonyer und des NO-transdanubischen Sedimentationsraumes. Am Ende des Lutetien erfolgten lokale Emersion (Westteil des Dorog Gebietes, Nagyegyháza—Csordakut—Mány, Kocs) und Aufschüttungen (Dorog, Csolnok, Tokod) fanden statt (Abb. 3). Im Laufe des Mitteleozäns kann man das Gebiet westlich der Linie Kisbér—Nagyigmárd—Naszály weiterhin als Festland annehmen. Das Pilis- und das Szentendre-Visegrád-Gebirge, sowie das Budaer Gebirge, weiters annehmbarweise das Vértes-Gebirge und östlich davon das Gebiet von Csákvár—Vértesboglár—Bicske stellten im Mitteleozän immerhin ein Festland dar. Die Umrisse der sog. „Telegdi-Roth-Schwelle“ (Telegdi-Roth, 1923), begannen sich schon im Mitteleozän auszubilden. Nach Untersuchungen von T. Báldi hat der Telegdi-Roth-Rücken sogar noch im Oligozän existiert (T. Báldi et al., 1976). An dieses, in Erosion begriffene Gebiet schloss im Osten das Gebiet zwischen dem Budaer-Velenceer Gebirge an, wo unseren bisherigen Kenntnissen nach, im Mitteleozän kleine aquatische Ablagerungen entstanden. In der, zwischen die letzterwähnten zwei Festländer eingeschaltete Bucht, wurden auch Andesittuffe von erheblicher Menge abgelagert.

Das obereozäne Meer erstreckte sich nach O und NO auf ein grösseres Gebiet, als das mitteleozäne. Nach unserem Ermessen reichte es in westlicher Richtung wahrscheinlich ungefähr bis zur Verbreitungsgrenze des mitteleozänen Meeres. Das obereozäne Meer NO-Transdanubiens kam in unmittelbare Verbindung mit des Nordungarischen Mittelgebirges und der Grossen Ungarischen Tiefebene. Das Gebiet von verhältnismässig kleinerer Ausdehnung westlich der Linie Kisbér—Nagyigmánd—Naszály und westlich von Esztergom war annehmbarerweise Festland.

SCHRIFTTUM

ANDRUSOV, D. — KÖHLER, E. 1963: Nummulites, facies et développement pré-ctonique des Karpates occidentales du Paleogene. *Geol. Zbor.*, SAV (Bratislava), 14, 1, s. 175—192.

BÁLDI, T., BEKE, B., HORVÁTH, M., KECSKEMÉTI, T., MONOSTORI, M., NAGY-MAROSI, A., 1976: Alter und Bildungsverhältnisse der Hárshogyer Sandsteine. *Z. Ung. geol. Ges.* (Budapest), 106, s. 353—386.

BÁLDI, T., 1976: Correlation between the Transdanubian and N-Hungarian Oligocene. *Z. Ung. geol. Ges.* (Budapest), 106, s. 407—429.

DUDICH, E. — MÉSZÁROS, N., 1964: L'Eocene en Europe Centrale et du Sud — Est. Essai d'histoire paleogeographique et de parallelisation statigraphique. *Mém. B. R. G. M.*, 28 (Paris), s. 685—705.

ETTRE, L., ROMWALTER, A., SZÁDECZKY, E., TAKÁCS, P., 1952: Bildung, Chemie und Abbau der Steinkohle. 3. Eozäne Braunkohlen. *Nehéhipari Könyv és Folyóirat-kiadó Vállalat*. S. 150—161.

GIDAI, L., 1971: Le seuil infraologocene surnommé de Telecki-Roth, situé entre les Montagnes de Vértes-Gerecse et de Buda-Pilis. *Rapport Annuel de l'Institut Géologique de Hongrie sur l'Année*. 1969 (Budapest), s. 115—121.

GIDAI, L., 1974: Results of investigations on the Eocene of North Transdanubia in 1972. *Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1972* (Budapest), s. 147—159.

GIDAI, L., 1976: Stratigraphie des formations éocenes des environs de Várgesztes (Transdanubie) et leurs possibilités de corrélation. *Rapport Annuel de l'Institut Géologique de Hongrie sur l'Année*. 1974 (Budapest), s. 315—337.

KOPEK, G. — DUDICH, E. — KECSKEMÉTI, T., 1972: Essai comparatif sur la paleogeographie éocene de la Transdanubie et de la Slovaquie du Sud. *Zbor. geol. vied. Západné Karpaty* (Bratislava), 17, s. 147—164.

KÖRÖSSY, L., 1958: Some data concerning the subsurface geology of the Kisalföld (Little Hungarian Basin). *Földt. Közlöny*, 87 (Budapest), s. 291—298.

MÉSZÁROS, N., DUDICH, E., 1966: Esquisse comparative de la parallélisation stratigraphique et de évolution paleogeographique de l'Eocéne de l'Europe centrale et Sudorientale. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.* (Budapest), 10, s. 203—231.

SAMUEL, O., 1973: Paleogeographical outline and manifestations of orogenetic phases in the paleogene of the West Carpathians in Slovakia and in the adjacent part of the Hungarian Midmountains. *Geol. Práce, Správy* 60 (Bratislava), s. 55—83.

SAMUEL, O. — VÁNOVÁ, M., 1960: New occurrence about the stratigraphy of the eocene from Stúrovo. *Geol. Práce, Správy* (Bratislava), s. 41—51.

SENEŠ, J., 1960: Les traits fondamentaux du paleogène de la dépression Sud. — Slovaque. *Geol. Práce* (Bratislava). *Zošit* 59, s. 5—43.

SZÖTS, E., 1956: L'Eocéne (Paléogène) de la Hongrie. *Geol. Hung.* (Budapest), ser. Geol. 9, s. 1—318.

TELEGDI — ROTH, K., 1923: Über die Verbreitung paläogener Bildungen im nördlichen Teile des Ungarischen Mittelgebirges. *Z. Ung. Geol. Ges.* (Budapest), S. 107—111.

TELEGDI — ROTH, K., 1927: Spuren einer infraoligozänen Denudation am nordwestlichen Mittelgebirge. *Z. Ung. geol. Ges.* (Budapest), 57.

VADÁSZ, E., 1953 und 1960: Geologie von Ungarn. Budapest, s. 1—402.