

Der geologische Bau des Szendrőer-Gebietes (Nordungarn)

Zs. RAINCSÁK-KOSÁRY & S. MIHÁLY*

Summary

The Szendrő Mountains situated in the northeastern part of the Hungarian Highland Range is a peneplain consisting of mainly Lower Paleozoic formations. Because of heavy tectonic deformation and the relative poverty of fossils the stratigraphy of the formation concerned has been developed primarily on the basis of geological-petrographical analogies. Accordingly, the 3 paleozoic ranges of the mountains under consideration have been placed in the time span from the Ordovician to the Upper Carboniferous.

On the basis of the new, geological surveying and detailed analyses the anchimetamorphic formations of the Szendrő Mountains should be dated as of Devonian age. The present-day structure of the mountains is a tripartite monocline which, however, was brought about by the deformation in the Tertiary of an asymmetrical anticline.

The deformed remnants of Crinoidea found in the anticlinal core (Central Detrital Sequence) forming the central part of the mountains are insufficient for a precise dating. Thus the age of this sequence can be given, as Lower Devonian or possibly Silurian-Lower Devonian, only on the basis of a continuity in sedimentation towards younger formations. This Central Detrital Sequence is joined in the north and south (on the deformed limbs of the anticline) by a limestone sequence. Rocks of transition between the Detrital- and the Limestone sequences are well exposed in the northern part of the mountains (Transitional Member). The formations of the younger member (Rakaca Marble) of the Limestone Sequence in the northern and southern parts of the mountains are partly identical, partly parallelizable. This member may be regarded as Lower and/or Middle Devonian on the basis of Crinoidea. The Crinoidal-Coralline member (Tabulata) overlying it can be considered to be of surely Middle Devonian (Eifelian-Givetian) age, as evidenced by the Tabulata fauna. The Upper Detrital Member, with which the Limestone Sequence ends, is considered to be of Middle and/or Upper Devonian age on the basis of the continuity of sedimentation.

As shown by geological and paleontological characteristics, the paleogeographical connections of the mountains under consideration can be traced primarily towards the Devonian developed at Graz, though, on the basis of Tabulata, a connection with the Święto-Krzyskie Mountains may also be supposed to have existed.

*) Anschrift der Autoren: Zs. RAINCSÁK-KOSÁRY, Dr. Sándor MIHÁLY, Ungarische Geologische Anstalt 1442. Budapest. XIV. Népstadion Str. 14.

Der geologische Teil des Aufsatzes wurde von Zs. RAINCSÁK-KOSÁRY, die paläontologischen Angaben und die darauf fußenden biochronologischen Feststellungen von S. MIHÁLY beigetragen.

Zusammenfassung

Das Szendrőer-Gebirge stellt den gehobenen NE-Teil einer annähernd NE—SW streichenden paläozoischen Zone am Südrande der Gemeriden dar. Durch kleinere Schollen mit dem SW gelegenen (z. Z. für unterkarbonisch gehaltenen) Upponyer-Gebirge verknüpft, bildet es einen zusammenhängenden Rücken. Sein Altpaläozoikum grenzt längs einer NE—SW gerichteten Überschiebungszone an die Trias des Rudabányaer-Gebirges. Nach unserer gegenwärtigen Kenntnis läßt sich diese Zone, in der NE-Fortsetzung des Rudabányaer-Gebirges bis zur Breite der Ortschaft Tornabarakony im Nordvorland des Gebirges verfolgen. Gegen Osten ist der devonische Untergrund, längs NNW—SSW streichender Bruchstörungen, bis zum tektonischen Graben der „Hernad-Linie“ (in 2000 bis 3000 m Tiefe nach seismischen Messungen) abgesunken. Sein Vorhandensein läßt sich jedoch im Liegenden des jungtertiären vulkanischen Komplexes im Westteil des Tokajer-Gebirges vermuten. Gegen Süden können wir das Szendrőer Devon bis zur S—W streichenden Miskolc-Linie verfolgen. Die in der Nähe dieser Linie niedergebrachte Bohrung Alsóvadász-1 hat das jüngste, klastische Glied des Szendrőer Altpaläozoikums in 1034,5 m Tiefe erreicht.

Der Gebirgskern hat einen dreiteiligen, anscheinend monoklinalen Bau: dem klastischen, zentralen Teil schließt sich im N und S je ein Kalkzug an. Der Kontakt der genannten Komplexe ist atektonisch. Aufgrund der Parallelisierbarkeit des Nord- und Südzuges und zufolge der symmetrischen Anordnung ist anzunehmen, daß die „Monoklinalstruktur“ einer in SE—NW-Richtung umgekippten Großantiklinale, deren Kern der zentrale klastische Komplex ist, entspricht.

GEOLOGISCHER BAU DES GEBIRGES

DER ZENTRALE KOMPLEX

Das Liegende des ca. 400—500 m mächtigen zentralen Komplexes ist nicht erschlossen.

Die Achsenzzone wird von monomineralischen Quarzgesteinen (Sandsteinschiefer, Sandsteinquarzit, Quarzit) beherrscht. Polymineralische, feinkörnige, serizitische Sandstein- und Aleurolitschiefer bzw. phyllitische Tonschiefer treten in den Hintergrund.

Dieser Achsenzzone schließt sich im Norden und Süden eine mannigfaltige Schichtfolge an. Ihr tieferer Teil besteht aus kalkfreien Sandstein-, Aleurolit- und serizitischen Tonschiefern. Nach oben zu wird diese Folge immer feiner und kalkiger. Bisweilen treten graphitische Tonschiefer einlagerungen und dünne, schwarze mikrokristalline Kalke, die noch viel klastisches Material enthalten, auf. Die Kalke spielen jedoch nur in dem jüngsten Teil der Schichtfolge eine größere Rolle, doch sind sie auch hier stark klastisch und serizitführend. Deformierte Krinoiden-Reste sind für eine genauere Altersbestimmung ungeeignet.

DER KALKSTEINKOMPLEX

Zwischen dem klastischen Komplex und dem Kalksteinkomplex finden sich Übergangsschichten von ca. 80 bis 150 m Mächtigkeit. Im älteren Teil der Folge ist die Menge von kalkigem, feinkörnigem Sandstein-Aleurolit-Tonschiefer und klastischem, mikrokristallinem Krinoidenkalk annähernd gleich, im jüngeren nimmt der Kalkstein überhand. Die Kalke werden durch kalkige Sandsteine und

Tonschiefer von einigen Metern Mächtigkeit überlagert. Darüber folgen dolomitierte Kalke mit Columnalien- und Brachialien-Bruchstücken von *Cupressocrinus* sp. und *Symbathocrinus tabulatus* Müller, die an mehreren Stellen mit schwarzem, mikrokristallinem Kalk wechsellagern. Die Schichtfolge wird durch eine Wechsellagerung von Feinklastika und Tonschiefer abgeschlossen. Im Liegenden der dolomitierten Kalke treten (in mehreren Aufschlüssen) 1 bis 4 m mächtige, kalkige „Intrakonglomerate“ auf. Sie sind sowohl mit dem Liegenden, als auch mit dem Hangenden konkordant. Ihre Komponenten bestehen aus mikrokristallinem Kalk und Mergel, die aus dem unmittelbaren Liegenden stammen. Sie sind mit der kalkig-pelitischen Matrix geschiefert. Wir glauben nicht, daß diese Bildung ein Transgressionskonglomerat ist. Sie dürfte eine leichte Hebung kennzeichnen, wobei die noch kaum verfestigten Liegendensedimente aufgearbeitet und nach geringfügiger Durchbewegung wieder abgelagert wurden.

Die Übergangsschichten werden von gelben, serizitführenden Plattenkalken überlagert, die im nördlichen Kalksteingebiet besser verfolgt werden können. Über diesen Kalken liegt der lichtgraue, gelbgefleckte und gebänderte „Rakacaer Marmor“, der die besterschlossene und verfolgbare Bildung des Gebirges darstellt. In seiner Abfolge können mit abnehmender Häufigkeit mittel- und feinkörniger Kalk, fein-, mittel- und grobkörniger Marmor und mikrokristalliner Kalk unterschieden werden. Im Gestein wurden nur wenige deformierte und umkristallisierte Gastropodenreste (von GY. WEIN) gesammelt.

Über dem hellen Rakacaer Marmor treten zwei gleichaltrige, doch verschiedene Lithofazies-Typen auf:

Im südlichen Gebiet und im Südostteil des nördlichen Kalksteinzuges wird der Rakacaer Marmor durch tuffogenen, geplatteten, kristallinen Kalk mit Serizitlinsen überlagert, der im Oberteil aus weißen, grobkristallinen Marmorschichten mit Tabulaten- und Bryozoen(?) -Resten besteht. Darüber folgt eine Wechselfolge von lichtgelben und grauen Plattenkalken, dann schwarzen Plattenkalken und schließlich von Kalkschiefern, Tonschiefern und feinklastischen Schiefern.

Im nördlichen Kalkzug und im Südwestteil des südlichen Zuges wird der helle Rakacaer Marmor durch diesen Marmor, serizitführenden Kalkstein und letztlich dunklen und lichtgrauen, gebänderten, kristallinen Kalk überlagert. Darüber folgt eine Schichtfolge von in mm-Rhythmen wechselnden Kalk-, Ton-, Serizit-, Aleurit- und feinkörnigen Sandsteinschiefern. Darüber finden sich geringmächtige dunkelgraue bis schwarze Plattenkalke.

Die Schichtgruppe wird in beiden Gebieten von grauem, dickgeschichtetem bis gebanktem, kristallinem Krinoidenkalk abgeschlossen. Die Mächtigkeit der ganzen Schichtgruppe beträgt in den beiden Antiklinalflanken ca. 300 m.

Über dem „Rakacaer Marmor“ folgt eine ca. 150 bis 180 m mächtige Schichtgruppe von Krinoiden- und Korallen-(Tabulaten)-führendem Kalk. Ihre Korrelation zwischen dem nördlichen und dem südlichen Gebiet konnte nur aufgrund der Übereinstimmung der Lagerung und der Lithologie durchgeführt werden, da die Kalke des nördlichen Teiles keine Korallen enthalten. Der tiefere Teil der Schichtgruppe wird durch das Überwiegen von dunkelgrauem, krinoidenführendem, klastischem, mikrokristallinem Kalk gekennzeichnet. Im mittleren Teil sind ausgewalzte, Korallen-(Tabulaten)-führende Kalklinsen (umgeben von feinklastischen und Tonschiefern) zu finden, während im Oberteil die Kalk- bzw. Schieferfazies etwa die gleiche Rolle spielt. Das Alter der Schichtgruppe ist aufgrund der Tabulaten und Krinoiden Mitteldevon (Eifel-Givet).

Die Fauna umfaßt:

Chaetetes magnus Lecompte
Heliolites porosus (Goldfuss)
Favosites goldfussi goldfussi d'Orbigny
Favosites goldfussi eifelensis (Penecke)
Favosites robustus Lecompte
Favosites antipertusus Lecompte
Pachyfavosites polymorphus (Goldfuss)
Thamnopora reticulata (Blainville)
Thamnopora cf. *micropora* Lecompte
Gracilopora cf. *acuta* Csudinova
Alveolites fornicatus Schlüter
Syringopora eifelensis Schlüter
Syringopora crisper Schlüter

Der Kalkkomplex endet mit den ca. 200 bis 250 m mächtigen oberen klastischen Schichten. Sie sind im Südostteil des Gebirges durch Oberflächen-Aufschlüsse bekannt, im Nordzug kennen wir sie nur aus Bohrungen in dem von Pannon bedeckten Vorland des Gebirges. Im tieferen Teil der Schichtfolge, in feinklastischen Schiefen und Tonschiefern kommen häufig Einlagerungen von mittel- bis feinkörnigen, kristallinen Kalken vor. Darüber bleiben die Kalkschichten aus, und der Oberteil der Schichtfolge besteht schon aus kalklosen Ton-, Aleurolit- und Sandsteinschiefern, Sandsteinquarziten und Quarziten.

DER UMWANDLUNGSGRAD DER DEVONISCHEN BILDUNGEN

Aufgrund detaillierter mineralogisch-petrographischer und gesteinsstruktureller Untersuchungen kann festgestellt werden, daß die Devonbildungen des Gebirges metamorphosiert sind, jedoch im allgemeinen den epimetamorphen Umwandlungsgrad nicht erreichen. Benutzt man die von N.W. LONGWINENKO 1969 vorgeschlagene Benennung, so kann man die Grenze zwischen Epigenese und epizonaler Metamorphose an die Metamorphose stellen, die das Stadium einer fortgeschrittenen Metagenese erreicht hat. Im nordwestlichen und südöstlichen Gebirgsland — abweichend von der Gesamtheit des Gebirges — erreichen die Gesteine den epimetamorphen Umwandlungsgrad, doch kommt die Umwandlung in einem charakteristischen Streß-Typ zum Ausdruck. Im zentralen Komplex des Gebirges und in den klastisch tonigen Zwischenlagerungen des Kalksteinkomplexes ist die Menge der ursprünglichen klastischen Komponenten entweder größer als diejenige der epigenetischen-epimetamorphen Mineralien, oder sie ist ihr gleich. Häufig sind die Glimmerstrukturen von 2-3-4-schichtigem Gitter (Kaolinit + Chlorit, Vermikulit + Illit, Illit + Montmorillonit, Vermikulit + Montmorillonit, Vermikulit + Montmorillonit + Chlorit + Illit); verhältnismäßig spärlich kommen konforme Inkorporationsstrukturen vor. Der Inkohlungsgrad der organischen Substanzen entspricht hauptsächlich dem Anthrazit—Semianthrazit, seltener dem Graphit. Der Kristallisationsgrad der Kalke des Kalksteinkomplexes verändert sich in Abhängigkeit vom ursprünglichen Gehalt an klastischem Material und von der lokalen strukturellen Inanspruchnahme vom mikrokristallinen Kalkstein bis zum grobkristallinen Marmor. Es können Kalksteine von jeder

Korngröße und jedem Kristallisationsgrad angetroffen werden, so daß die Kalke für die Kennzeichnung des Umwandlungsgrades weniger geeignet sind. In der oberen klastischen Schichtgruppe ist die Menge der detritischen Mineralrelikte geringer. Häufiger kommen die Konform-Strukturen (vor allem in Form von Quarz, seltener in jener von Kalkspatlinsen) vor. Eine durch Schichtenbelastung hervorgerufene Schieferung kann nur noch in Spuren beobachtet werden; für die Gesteinsstruktur ist eindeutig die Kristallisationsschieferung charakteristisch. In den tonigen Gesteinen ist die Glimmerstruktur von gemischtem Schichtgitter selten; neben Muskovit und Chlorit kommt Paragonit häufig vor. Diese Bildungen befinden sich im äußersten Teil der Antiklinale. Es ist daher verständlich, daß sie bei der SE—NW orientierten Stauchung des Gebirges einem intensiverem Streß unterworfen waren. Vom metamorphosierte Stadium gerieten sie dabei in das Stadium der Epimetamorphose vom Streß-Typ.

DAS ALTER DER BILDUNGEN

Nach unseren gegenwärtigen Kenntnissen stellt die altpaläozoische Schichtfolge des Szendrőer-Gebirge einen vollständigen Sedimentationszyklus dar. Das Alter des klastischen Komplexes ist aufgrund der Lagerungsverhältnisse präemitteldevonisch; die Mächtigkeit dieses Komplexes läßt Unterdevon, eventuell Obersilur—Unterdevon vermuten. Wegen des Fehlens von Fossilien ist eine genauere Altersbestimmung unmöglich.

Von der, den klastischen Komplex konkordant überlagernden Kalkserie ist die südliche Ausbildung aufgrund von Tabulaten und Krinoiden mitteldevonisch (Eifel-Givet).

Da mehrere Bildungen des nördlichen und südlichen Kalkzuges identisch sind, bei mehreren Bildungen Faziesübergänge nachgewiesen werden können und die Krinoiden (*Cupressocrinus*, *Symbathocrinus*) gleich sind, müssen wir auch die nördliche Kalksteinausbildung — trotz Mangels an anderen faunistischen Angaben — für mitteldevonisch halten. Die abschließende, obere klastische Schichtgruppe dürfte aufgrund der Sedimentationskontinuität mittel- oder eventuell oberdevonisch sein.

DIE PALÄOGEOGRAPHISCHEN BEZIEHUNGEN

Sie lassen sich wegen der isolierten Lage des Szendrőer-Gebirges schwer rekonstruieren.

Das geographisch nächstgelegene Devon-Vorkommen ist die in der innerkarpatischen Gemeriden-Einheit befindliche Rakovec-Serie. Die Ausbildung der letzteren weist jedoch keine Ähnlichkeit mit dem Szendrőer Devon auf. Sie unterscheidet sich von der Szendrőer Fazies durch das Fehlen von Karbonatgesteinen, die große Menge von Magmatiten und die Fossilleere der Schichten.

Die Sedimentationsverbindung des Szendrőer Devons müssen wir einerseits südwestwärts, in Richtung der Devon-Ausbildungen der Ostalpen suchen. Das Szendrőer Devon kann natürlich mit dem einen oder dem anderen Vertreter der alpinen Devon-Ausbildungen vollkommen identifiziert werden. Durch die Schollenrelikte von Szendrő—Szabadbattyán—Burgenland dürfte jedoch das Streichen eines aus einzelnen Schollen bestehenden Devonzuges bis zum Grazer Devon nachgewiesen werden. Darüber hinaus weist die Szendrőer Schichtfolge — ange-

sichts der zeitlichen Veränderung ihrer Sedimentationstypen — mit dem letzteren wirklich eine Beziehung auf. Die Tabulaten-Fauna der geographisch näheren mitteldevonischen Scholle des Burgenlandes gleicht sehr stark derjenigen von Szendrő, doch lassen sich die geologischen Verbindungen in dieser isolierten Scholle mit größerer Schwierigkeit herstellen, als mit dem größeren und mächtigen Grazer Devon. Von den, im Szendrőer Gebirge vorgekommenen Tabulaten sind zahlreiche Arten auch in dem Grazer Mitteldevon bekannt.

Andererseits müssen wir aufgrund der Szendrőer Tabulaten-Fauna die Existenz einer Verbindung in Richtung der Swietokrzyszkie-Gebirge in Polen voraussetzen, wo das Mitteldevon mit zahlreichen gemeinsamen Tabulaten-Arten Übereinstimmung zeigt.

Ferner sei erwähnt, daß im Szendrőer Material viele der im Mitteldevon der UdSSR vorkommenden Tabulaten vorhanden sind. Weitere — aber ganz ferne — faunistische Beziehungen zeigen sich nach Belgien und Deutschland. Trotzdem müssen wir unsere nächsten paläogeographischen Verbindungen in Richtung des Grazer und Swietokrzyszkie-Devons suchen, wenn auch diese Verbindungen nur sehr kurzlebig und unbeständig gewesen sein konnten.

Literatur

- LONGWINENKO, N. W. (1969): Postdiagenetischeskie ismenenija osadotschnyeh porod. — Nauka, Leningrad.
- MIHÁLY, S. (1976): The Age of the Paleozoic Formations of the Szendrő Mountains, North Hungary. — Relat. annuae Inst. Publ. Geol. Hung. 1973. pp. 71—81. Budapest.

Tabelle 1: ÜBERSICHT DES SZENDRÖER DEVONS

(entworfen von Zs. Raincsák-Kosáry, 1974)

| Alter | Schichtglieder | n | Südflanke | Nordflanke | m | |
|--|---------------------------------------|--|---|--------------------------|--------------------------|-------------|
| Mittel- und Ober- M i t t e l - D E V O N K A L K O M P L E X | Obere klastische Schichten | cca 200—250 | Kalkfreie feinklastische und Tonschiefer mit Quarzit | Nur in Bohrungen bekannt | cca 200—250 | |
| | | | Kalkarme feinklastische und Tonschiefer | | | |
| | | | Kalkige feinklastische und Tonschiefer mit Einlagerungen von dunklen, lamellosen Krinoidenkalken | | | |
| | Krinoiden- und korallenführender Kalk | cca 150—200 | Kalkige feinklastische und Tonschiefer, Kalkschiefer und graue Krinoidenkalk (ungefähr in gleicher Menge) | Krinoidenkalk | Nur in Bohrungen bekannt | cca 150—200 |
| | | | Krinoiden- und korallenführender Kalk | | | |
| | | | Dunkelgrauer Krinoidenkalk, mit Einlagerungen von feinklastischen und Tonschiefern | | | |
| | Rakacaer Marmor | cca 300—350 | Grauer Krinoidenkalk und dunkler „Rakacaer Marmor“ | Dunkelgraue Bänderkalk | Nur in Bohrungen bekannt | cca 300—350 |
| | | | Ton-, Aleurolit- und Sandsteinschiefer: schwarze lamellöse Kalke | | | |
| | | | Schwarzer lamelloser Kalk | | | |
| | | | Helldunkler und gelber, lamelloser Kalk | | | |
| | | | Dickgeschichteter, bankiger gelber Kalk | | | |
| | | | Tuffiger kristalliner Kalk | | | |
| Kalk mit Serizitlinsen | | | | | | |
| Heller „Rakacaer Marmor“ | | | | | | |
| Übergangskomplex | cca 80—150 | Kalkiger Ton-, Aleurolit-, Sandsteinschiefer und Kalkschiefer | Kalkiger Ton- und feinklastischer Schiefer mit wenigen Einlagerungen von größerem Sandstein und Kalk | Nur in Bohrungen bekannt | cca 150—200 | |
| | | Dunkelgrauer Krinoidenkalk mit dolomitischen Kalkeinlagerungen; kalkige Ton-, Aleurolit- und Sandsteinschiefer | | | | |
| | | Dolomitischer Kalk mit Einlagerungen von dunklen Krinoidenkalken (<i>Cypressocrinus</i> , <i>Symbathocrinus</i>) Krinoidenkalk Intrakonglomerat ? Tuffiger Kalk | | | | |
| Unter- S i l u r ? | ZENTRALER KLASTISCHER KOMPLEX | cca 400—500 | Kalkige { Ton-, Aleurolit- und Sandsteinschiefer mit Kalkschiefer und Krinoidenkalk Ton-, Aleurolit- und feinklastische Sandsteinschiefer | Nur in Bohrungen bekannt | cca 400—500 | |
| | | Kalkfreie { Sandstein-, Aleurolit- und Tonschiefer Sandsteinschiefer, quarzitisches Sandsteinschiefer, Quarzit | | | | |

Tabelle 2:

ÜBERSICHT DER MEINUNGEN ÜBER DIE STRATIGRAPHIE DES SZENDRÖEF GEBIRGES

| FÖLDVARI, A. 1942 | SCHRETER, Z. 1952 | REICH, L. 1952 | JAMBOR, A. 1961 |
|---|--------------------------------|--|--|
| | | IV. Tonschiefer, Kalk, Sandstein v. Irota | |
| III. Dkl. Krinoidenkalk und Schiefer | II. Tonschiefer- Sandstein | III. Ob. Sandstein- u. Schieferkomplex | |
| | Dkl. Kalk- Ton- schiefer | II. Unt. Sandstein- u. Schieferkomplex | |
| II. Schiefer, Sandstein, lamellöser Kalk | | I. Kristalliner Kalk | |
| I. Kristalliner Kalk (im N) | | | |
| | | | |
| | | | III. Krinoiden- u. Korallenkalk, Tonschiefer, Sandstein |
| | | | II. Tonschiefer-Sandstein |
| | | | I. Kristalliner Kalk |
| | | | |
| | | | |

Tabelle 2:

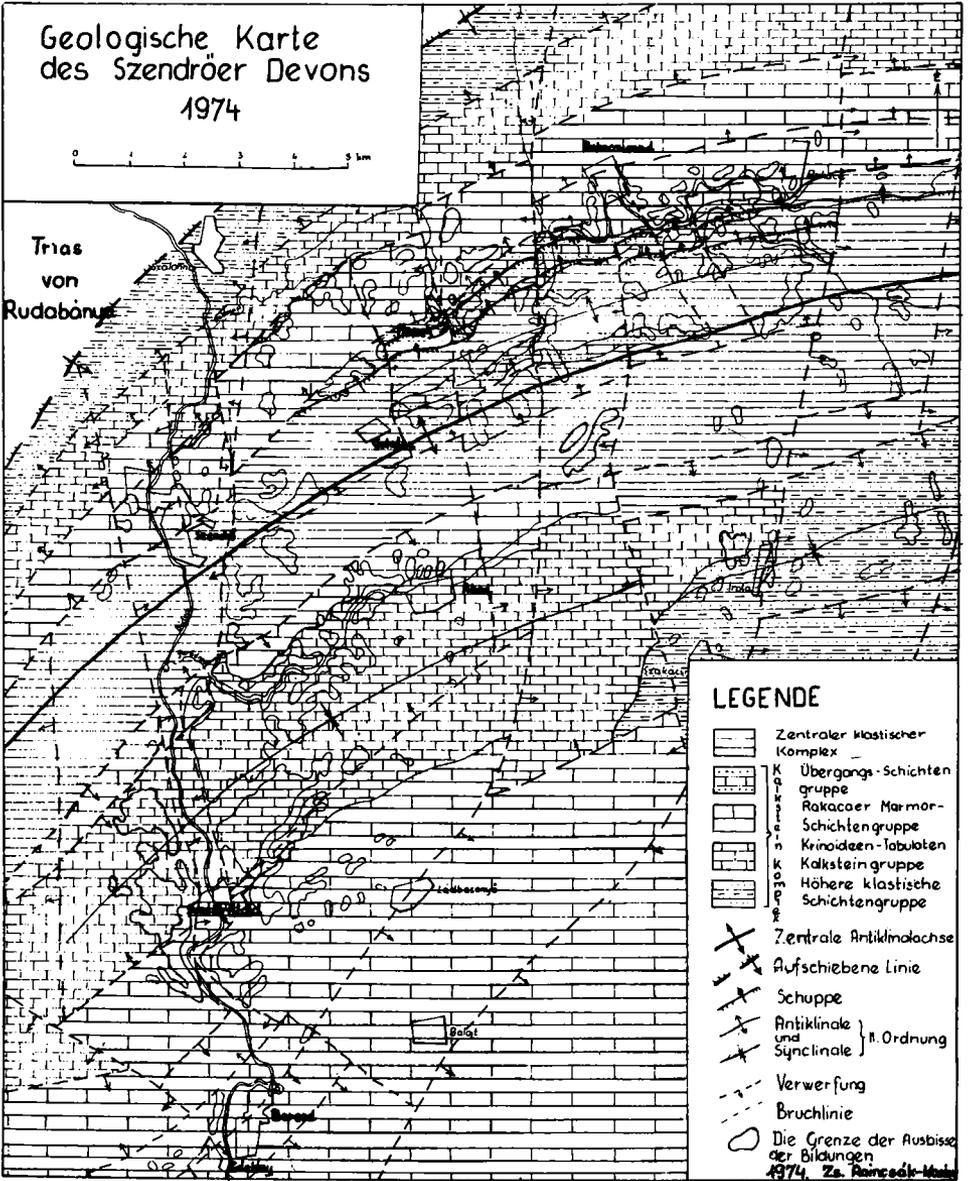
ÜBERSICHT DER MEINUNGEN ÜBER DIE STRATIGRAPHIE DES SZENDRÖER GEBIRGES

| SLAVIN, V. I. 1962 | BALOGH, K. 1964 | NAGY, E. 1972 | R. KOSARI, Zs. — MIHALY, S. | Alter | |
|--------------------------------------|---|---|--|----------------|-----------------|
| | | | | UNTER- PERM | |
| | | | | | OBER- KARBON |
| | | | | UNTER- | |
| | | | | OBER- | |
| III. Korallenkalk und Tonschiefer | III. Krinoiden- u. Korallenkalk, Ton- schiefer, Sandstein | III. Krinoiden- und Korallenkalk |  | MITTEL- | DEVON |
| | II. Tonschiefer- Sandstein | | | UNTER- | |
| | I. Kristalliner Kalk | | | | |
| II. Tonschiefer, Sandstein | | II. Sandstein, Kalkphyl- lit (mit Krinoiden) | I. Zentraler klastischer Komplex | | SILUR |
| I. Kristalliner Kalk (im N) | | I. Kristalliner Kalk (im N) | | | ORDO- VICIUM |

Geologische Karte des Szendrőer Devons 1974

0 1 2 3 4 5 km

Trias
von
Rudobánya



LEGENDE

- Zentraler klastischer Komplex
 - Übergangs-Schichten gruppe
 - Rakocser Marmor-Schichten gruppe
 - Krinoiden-Tabuliten
 - Kalksteingruppe
 - Höhere klastische Schichtengruppe
 - Zentrale Antiklinalachse
 - Aufschiebene Linie
 - Schuppe
 - Antiklinale und Synclinale } II. Ordnung
 - Verwerfung
 - Bruchlinie
 - Die Grenze der Ausbisse der Bildungen
- 1974, Zs. Ransóke-Mész

Abb. 1. Geologische Karte des Szendrőer Devons