

82 982

**SKIZZE DES GEOLOGISCHEN AUFBAUES DER STADT
SOPRON UND IHRER UMGEBUNG (W-UNGARN)**

von
MIKLÓS VENDEL

KÉZIKÖNYVTÁR!
Az olvasóteremből el nem
vihető!

**UNGARISCHE GEOLOGISCHE ANSTALT
BUDAPEST 1973**

**SKIZZE DES GEOLOGISCHEN AUFBAUES DER STADT
SOPRON UND IHRER UMGEBUNG (W-UNGARN)**

**von
M. VENDEL**

KEZIKONYVTAR!
Az olvasóteremből el nem
vehető!

Verfasser:

PROF. DR. MIKLÓS VENDEL

Petrographische Abteilung des Bergbauforschungsinstituts

H-9400 Sopron, Szentgyörgy-u. 16

Manuskript abgeschlossen:

Oktober 1972

Übersetzung:

DR. E. DUDICH

Technische Redaktion:

D. SIMONYI

Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet
Felelős kiadó: Dr. Konda József igazgató
Készült a Magyar Állami Földtani Intézet nyomdájában
IBM szedőgépen, rotaprint sokszorosítással
Felelős vezető: Balogh Ernő
Engedélyszám: 99 094/73. Példányszám: 100

EINLEITUNG

Die Gegend von Sopron ist geologisch von besonderem Interesse. Hier befinden sich die östlichsten Ausläufer der kristallinen Schiefer der Alpen, in Form von kleineren-grösseren, von neogenen und pleistozänen Ablagerungen umgebenen „Inseln“. Ausserdem geht hier die Gebirgslandschaft der Alpen in die Kleine Ungarische Tiefebene über, was eine wichtige geographische und morphologische Grenze bedeutet.

Im geologischen Bau des Gebietes nehmen einerseits die kristallinen Schiefer des Grundgebirges und andererseits verschiedene Sedimente des Neogens und des Quartärs teil.

KRISTALLINE SCHIEFER

Die meisten kristallinen Schiefer schliessen sich der Grobgneisserie der ostalpinen Zentraliden an. Die einzige Ausnahme stellt die Schieferinsel von Fertőrákos (oder von Mörbisch) dar, deren Gesteine teils stark von den normalen Gesteinen der Grobgneisserie abweichen. Die österreichischen Geologen haben die Deckenstruktur der Ostalpen festgelegt. Die tieferen, vermutlich als penninisch und tiefzentralidisch (unterostalpin) ansprechbaren Elemente der Ostalpen sind hier, am Ostende der Zentraliden, im Semmering–Wechsel-Fenster aufgeschlossen, dessen Kulmination die Wechselserie ist. Die kristallinen Schieferinseln der Umgebung von Sopron lassen sich zu diesem Fenster rechnen, auf Grund der Gesteins- und Faziesähnlichkeiten. Leider besteht auf der Oberfläche keine Verbindung zu den grossen österreichischen Schiefermassen. Auf ungarischem Staatsgebiet liessen sich Angaben über das von jungen Sedimenten bedeckten kristalline Grundgebirge nur zwischen Brennbergbánya und dem Fertő (Neusiedler-)See ermitteln. Unseren heutigen Kenntnissen nach spricht nichts gegen die Annahme, dass diese aus der Sedimentdecke aufragenden, aus kristallinen Schiefen bestehenden Inseln Anhänger des Semmering–Wechsel-Fensters seien.

Die grösste der aus kristallinen Schiefen aufgebauten Inseln bildet den Kern des Soproner Gebirges. Kleinere Inseln sind der Harkaer Gipfel und sein Vordergrund, der Kő-(Stein-)Berg, die Fischerhütte–Scholle und zuletzt die Schieferinsel von Fertőrákos (oder von Mörbisch).

Ein Teil der kristallinen Schiefer gehört der unterostalpinen Decke an. Eine bereits erwähnte Ausnahme stellt die kristalline Masse

der Schieferinsel von Fertőrákos dar, deren Gesteine weichen stark von denen der Grobgnaisseurie ab, und weisen Ähnlichkeiten zu den Gesteinen der Wechselserie auf.

In Österreich, am NW-Rande des Semmering–Wechsel-Fensters, ist eine mesozoische Gesteinszone bekannt, mit einer unmittelbar darüber lagernden mittelostalpinen (mittelzentraliden) Serie von kristallinen Schiefen. Nach H. WIESENER besteht diese letztere aus Biotit- und Muskovitschiefern, Biotit- und Aplitgneisen, Amphiboliten und Pegmatiten. Der SW-Rand des Fensters scheint aus mesozoischen Kalk-, Dolomit- und Rauhwackelinseln aufgebaut zu sein. Darüber lagert eine Serie grobkörniger Granatglimmergneise, Aplitgneise, Amphibolite und Garbenschiefer, dessen Metamorphosengrad dem des mittelostalpinen kristallinen Schieferkomplexes entspricht.

Im zwischen dem Wechsel-Gebirge und den kristallinen Schiefen des Soproner Gebirges liegenden Gebiet sind mancherorts Inseln von stark metamorphisierten, mit der mittelostalpinen Schieferserie verwandten Gesteinen bekannt, die auf den unterostalpinen Schiefen lagern (Schäffern, Kirchschatz, Steinbach, Siegraben). In diesem Komplex sind auch Disthengeise, Marmore, Amphibolite, serpentinierte Olivine und Amphiboleklogite zu finden (F. KÜMEL). Diese werden von österreichischen Geologen als Erosionsreste des Ostlandes des Semmering–Wechsel-Fensters betrachtet (H. WIESENER). Unseren heutigen Kenntnissen nach ist das Semmering–Wechsel-Fenster gegen Osten offen, da die Gesteine des Soproner Gebirges und der weiter nach Osten sich befindenden Inseln ähneln lithologisch sehr gut den Gesteinen der unterostalpinen Grobgnais- und Wechselserien. Das bedeutet aber, dass die Ostgrenze des Semmering–Wechsel-Fensters östlich des Rust–Fertőrákos-Hügelzuges zu suchen ist, unter der Kleinen Ungarischen Tiefebene, bzw. möglicherweise unter dem Fertő (Neusiedler)-See. Zweifellos mittelostalpine Gesteine, die die Grenze andeuten könnten, wurden auf ungarischem Gebiet nicht gefunden. Dementsprechend scheinen hier die Reste der mittelostalpinen Decke zu fehlen. (Übrigens sollten diese eher schwimmende als wirklich begrenzende Deckenteile sein.)

Unter den kristallinen Schiefen des Soproner Gebirges nehmen die Gneismassen im allgemeinen eine tiefere Lage ein. Sie sind von einer vorherrschend phyllitischen Glimmerschieferhülle umgeben, in

die viele schwache Injektionen eingedrungen sind. Die Gneise sind vorwiegend mittelkörnige und ziemlich leukokrate Granitgneise, höchstwahrscheinlich anatektischer Herkunft.

Muskovitführende Gneise sind verbreitet; auch Zweiglimmergneise (Muskovitbiotitgneise) kommen öfters vor. Die meisten sind ziemlich schieferig, doch gibt es auch massigere, fast als Metagranit zu bezeichnende Typen, die zugleich mehr Biotit enthalten.

Einen schieferigen und einen massigeren Typus der Gneise kann man im Steinbruch von Nándormagaslat bei Sopron studieren. Zwischen den beiden besteht der einzige mineralogische Unterschied darin, dass im letzteren auch Biotit vorhanden ist. In der Regel sind in diesen Gneisen zwei Feldspate anwesend, und zwar Albit und Mikroklin. Mikroklin ist von Kreuzgitterstruktur und albitperthitisch. Es gibt viel Quarz, Muskovit ist reichlich vorhanden, Biotit dagegen ist im allgemeinen wesentlich seltener. In Spuren kommen auch Apatit, Epidot und Magnetit vor.

Granitgneis von metagranitischem Charakter ist in der Nähe von Hotel Fenyves (Sopron) aufgeschlossen. Die Textur ist ziemlich granitähnlich. Die mineralogische Zusammensetzung ist wie folgt: Albit und Mikroklin (mikroperthitisch und mit Kreuzgitterung), viel Quarz und Muskovit, Biotit, einige Almandinkristalle, Apatit, etwas Epidot, und wahrscheinlich sehr feine Magnetitkörner. Dieses Gestein enthält Glimmerschiefer-Einschlüsse, die aus Muskovit, Biotit und Almandin bestehen, mit wenig Quarz und Apatit.

Eine nennenswerte Gangbegleitung gibt es kaum; hie und da (z.B. and der Gloriettenhöhe des Vashegy) melden sich schwache pegmatitische Lagen oder schwächliche Ader und aplitische Teile. Dunkle Gänge fehlen ganz.

In der Schieferhülle der Gneismassen sind die diaphoritisch-phyllitische Glimmerschiefer die verbreitetsten. Der häufigste Typ ist ein phyllitischer Glimmerschiefer von Grünsteinfazies. Hauptminerale sind: viel Quarz, Muskovit und Chlorit. Der Chlorit ist meistens Pennin. In manchem phyllitischen Glimmerschiefer erscheint auch Biotit, untergeordnet Albit; sogar Mikroklin ist zu finden. Almandin, ferner chloritoidführende (P. KISHÁZI, I. BOLDIZSÁR) Glieder sind auch häufig. Endlich kommen biotitreichere, ein charakteristisch gestreiftes Gefüge zeigende, schwächer diaphoritisierte und grobkörnigere Glimmerschiefer, stellen-

weise auch mit Andalusit und Sillimanit vor (P. KISHÁZI). In den Glimmerschiefern können auch Epidot, Rutil, Turmalin und Erz erscheinen.

In der Reihe der kristallinen Schiefer gibt es auch Quarzite, ferner ausserordentlich glimmerreiche Gesteine, die sogenannten Leukophyllite.

Die Quarzite führen im allgemeinen vielen Quarz, Disthen und farblosen, für Leuchtenbergit ansprechbaren Chlorit, stellenweise zeigt sich auch Turmalin. Nebengemengteil kann Rutil sein. Einige Quarzite enthalten auch reichlicher Muskovit.

Die Leukophyllite sind an stark durchbewegten Zonen gebunden. Hauptgemengteile sind Quarz und Muskovit, zu welchen sich farbloser Leuchtenbergit oder ein nahezu farbloser Klinochlor gesellt. Gelegentlich erscheint auch „phlogopitartiger“ Glimmer, ein andersmal Disthen. Als Nebengemengteil erscheinen Apatit, etwas Zirkon, Erzkörnchen, fraglicher Epidot, Titanit und hie und da in den in die phyllitischen Glimmerschiefer eingeschalteten Leukophylliten auch Rutil.

Es sind auch solche Gesteine bekannt, die den vorher beschriebenen „echten“ Leukophylliten sehr ähnlich aussehen, aber wesentlich quarzärmer sind, mit Muskovit und Biotit, aber ohne Leuchtenbergit. Auch diese sind sehr gut geschiefert.

Die Leukophyllite sind mit Gneisen, phyllitischen Glimmerschiefern und Disthenleuchtenbergitquarziten vergesellschaftet. Alle diese sind von höchst schieferiger Textur und von meistens fast schneeweisser Farbe gekennzeichnet. Auffallend ist in der chemischen Zusammensetzung der echten Leukophyllite und Disthenleuchtenbergitquarzite der verhältnissmässig hohe MgO-Gehalt.

Ihrer geologischen Lage nach sind die Leukophyllite mit Durchbewegungsbahnen verbunden. Was ihre Herkunft anbetrifft, kommen vor allem ursprünglich feldspatreiche Ausgangsgesteine in Betrachtung, z.B. Gneise. Sie können aber auch aus Metasedimenten entstanden sein. In diesem Fall sollte das Ausgangsgestein reichlich Quarz, Serizit, bzw. Illit enthalten. Die aus Gneisen entstandenen Leukophyllite sind mit den Gneisen durch verschiedene Übergangsgesteine verbunden. Ihr Leuchtenbergitgehalt kann durch eine Mg-Metasomatose des aus Feldspat entstandenen Muskovits erklärt werden. Das Magnesium kann von weitem stammen, doch ist es nicht ausgeschlossen, dass es in den Nebengesteinen mobilisiert wurde. (P. KISHÁZI.)

Eine gute Hilfe leisteten im Entziffern der Genese die leuchtenbergitführenden Disthenquarzite. Verschiedenen Erwägungen nach war für die Entstehung dieser und der mit ihnen verbundenen Quarzmuskovitleuchtenbergitschiefer wahrscheinlich eine Temperatur von etwa 550 °C und ein Druck von ungefähr 5 Kilobar notwendig. Ihre Entstehung dürfte als etwa in dem höchsttemperierten Teil der Grünschieferfazies stattfinden. Wir stimmen mit H. WIESENER überein, dass die Disthenleuchtenbergitquarzite wahrscheinlich durch die Metamorphose von Kaolinsanden entstanden sind. Der Mg-Gehalt lässt sich entweder durch schon ursprünglich vorhandenen Chloritgehalt der Muttersedimente, oder durch Mg-Zufuhr während der Metamorphose erklären.

Dieselben pt-Verhältnisse dürften auch bei der Genese der übrigen Quarzmuskovitleuchtenbergitschiefer gelten.

Zwar wurden drei Altersbestimmungen durchgeführt, welche im grossen und ganzen Karbon- und Kambrium-Präkambriumalter angeben, jedoch halten wir die Altersbestimmungen nicht für ausreichend, es wären noch weitere mehrere und möglichst Serienuntersuchungen wünschenswert (nicht nur an dem Gesamtgestein, sondern auch an separierten Mineralen). Im allgemeinen markiert das bestimmte Alter nur die letzte starke Metamorphose. Es wäre aber in unserem Falle auch die beeinflussende Wirkung der jüngeren, alpidischen orogenen Bewegungen zu erwarten. Die kristallinen Schiefer sind übrigens im allgemeinen polymetamorph.

Es sind auch solche Gesteine aufgeschlossen, die von denen der Grobneisserie stark abweichen, und zwar in der kristallinen Schieferinsel von Fertőrákos (von Mörbisch). W. FUCHS (1960) fand auch Albitchloritgneise unter den kristallinen Schieferen während der Kartierung des österreichischen Teiles des Rust-Fertőrákosser Hügellandes. Demzufolge äusserte er seinen wohlbegründeten Verdacht, dass es hier um die Äquivalente der Wechselserie handeln könne. — Ein zu dem von W. FUCHS beschriebenen Albitchloritgneise sehr ähnliches Gestein haben wir bereits in 1928 im ungarischen Gebiet der Schieferinsel gefunden. Der einzige Unterschied besteht darin, dass unser Gestein karbonatfrei war.

Die neuerliche geologische Erkundung und Detailkartierung des ungarischen Teiles der Schieferinsel von Fertőrákos (von Mörbisch)

wurde in der letzten Zeit von den Geologen des Mecseker Erzbergbauunternehmens unter der Leitung von L. KÓSA durchgeführt. Diese Arbeit hat vieles beigetragen zur Kenntnis der kristallinen Schiefer im Soproner Gebiet. Durch die Liebenswürdigkeit von Herrn Direktor J. TÓKA durften wir unsere geologische Karte mit den neuen Angaben ergänzen; dafür möchten wir unseren recht herzlichen Dank auch hier zum Ausdruck bringen. — Ihre Karte gibt für den nördlichen Teil der Schieferinsel zusammenfassend verschiedenartige, im allgemeinen chloritreiche und albitführende Gesteine an; jedoch sind auch Amphibolitschiefergesteine vorhanden. Das sind alle auch in der Wechselserie vorkommende Gesteinstypen.

Aus der südlichen Hälfte der Schieferinsel ist Gneis, Phyllit (mancherorts graphitoidführend), Glimmerschiefer und Leukophyllit bekannt.

Das vermutliche Auftauchen der Wechselserie wirft die Frage auf, wo befindet sich die Grenze zwischen der in tektonisch höherer Lage angenommenen Grobgneisserie und der Wechselserie. Zur Zeit ist der Kontakt weder im Westen, noch im Osten bekannt, da das kristalline Grundgebirge zwischen den bekannten und anerkannten Ausbissen der Grobgneisserie und der Schieferinsel von Fertőrákos (von Mörbisch) von jungen Sedimenten bedeckt ist. Im Osten sind die Ablagerungen des Fertő-Beckens, im Westen dagegen vorwiegend miozäne und pliozäne Bildungen an der Oberfläche. Eine Bohrung (etwa 4.5 km SW von der Schieferinsel) fuhr 60 m in den kristallinen Untergrund. Die Bohrkerne deuten eher die Grobgneis-, als die Wechselserie an. Die Grenze muss also östlich von dieser Bohrung liegen.

SEDIMENTE (Tertiär und Quartär)

Nach der Entstehung der kristallinen Schiefer bis zum Mittelmiozän sind in der Umgebung von Sopron keine geologische Bildungen vertreten.

Die ältesten Ablagerungen des mittleren Miozäns sind etliche Kilometer westlich von Sopron, bei Brennbergbánya zu finden.

Die Schichtenfolge beginnt mit einem Grundflöz von Glanzbraunkohle, der auf den Verwitterungsprodukten (von geringer Mächtigkeit) der kristallinen Schiefer lagert. Mit der Aufschliessung dieses Flözes im Jahre 1759 begann der erste Kohlenabbau auf dem Territorium des bis zum Trianoner Friedensvertrag bestehenden sog. Grossungarns.

Die kristallinen Schiefer sind von einer limnisch-fluviatiler Schichtenfolge überlagert, deren Mächtigkeit mehrere Hundert Meter beträgt.

Den untersten Teil dieser Folge – mit dem Glanzbraunkohlenflöz – bilden die palustrischen „Brennberger Süßwasserschichten“, in denen Pflanzenreste, Unioschalen und Bythiniadecken gefunden wurden. Die Braunkohle ist von Kohlschiefer, Ton und Sand begleitet.

Daraus entwickelt sich allmählich die vorwiegend fluviatile Serie des sog. „Unteren Auwaldschotters“, die überwiegend aus Schotter-, Konglomerat-, Sand- und Sandsteinschichten aufgebaut ist. Die einzelnen Kiese sind im allgemeinen wohl abgerundet und bestehen aus kristallinen Gesteinen: verschiedene Muskovitgneise, Pegmatite, Biotitgneise, injizierte Glimmerschiefer usw. sind vertreten.

Mit allmählichem Übergang entwickelt sich die sog. „Obere Auwaldschotterserie“, die ebenfalls aus Sand, Sandstein, Schotter und Konglomerat besteht. Das Schottermaterial aber verändert sich: er-

scheinen und höher im Profil werden vorherrschend die Gerölle von mesozoischen (Trias-, Jura- und Oberkreide-) Kalksteinen, Gosausandstein und Konglomerat, Eozänkalk, aus der Grauwacke-Zone Quarzporphyr, Riebeckitgneis, Grauwacke, Ankerit mit Quarz, Semmeringkalkstein, Hämatitquarzit; von den kristallinen Schiefeln Phyllit, Glimmerschiefer mit Granat oder Graphitoid, Albitgneis, Amphibolit. Die Kiese sind meistens gut abgerundet. Im oberen Teil der Serie wurden *Congerien*, *Helix* sp. und nach Angaben von E. SZÁDECZKY-KARDOSS *Unio*, *Neritina*, *Melanopsis*, *Congeria böckhi* und *Chara*-Oogonien gefunden.

Der Untere Auwaldschotter stammt wahrscheinlich von einem im SW gelegenen, aus kristallinen Schiefeln aufgebauten Festland. In der Ablagerung des Oberen Auwaldschotters dagegen nehmen auch von den damaligen nördlichen Kalkalpen und Grauwackenzone herkommende Flüsse Teil.

Das nächste Glied der Schichtfolge ist der „Blockschotter“, (R. JANOSCHEK) sehr verbreitet im Süden der Brennberger Gegend. Er unterscheidet sich vom Oberen Auwaldschotter durch die Abwesenheit der Kalkalpen-Elemente. Kennzeichnend ist das Erscheinen grosser Blöcke von kristallinen Schiefeln in tegeligem und sandigem Grundmaterial; die Kiese sind weniger abgerundet und schlechter sortiert als im Falle des Auwaldschotters. R. JANOSCHEK hielt diesen Schotter für die Ablagerung eines mit Gesteinsblöcken gefüllten Schlammstromes, in dem eine gewaltige Schuttmenge angehäuft wurde am Rande des Rosalien-Gebirges. Das Material stammt von den Gesteinen der nahen Umgebung: Quarz, Granitgneis, Glimmerschiefer, Pegmatit, Aplit, Aplitgneis, Amphibolit, Marmor und Semmeringkalkstein.

Nach A. F. TAUBER schaltet sich zwischen dem oberen Auwaldschotter und dem Blockschotter noch ein ziemlich mächtiger Sand- und Tonmergelkomplex ein – die sog. „Hochriegel-Schichten“ – mit einem nicht abbauwürdigen Lignitflöz.

Unseres Erachtens ist es nicht unmöglich, dass nordwestlich von Brennbergbánya der Blockschotter fehlt und der obere Auwaldschotter nach Norden aufwärts allmählich in die marinen tortonischen Ablagerungen des Sopron–Eisenstadter Beckens übergeht. (Auf der Karte ist noch Blockschotter angegeben.)

Wir halten die braunkohlenführenden Brennberger Schichten, die beiden Auwaldschotter, die Hochriegel-Schichten und den Blockschotter

für helvetisch. Im Rahmen der für die Paratethys vorgeschlagenen neuen Chronostratigraphie könnten die drei letzteren am besten in das Karpatien (M_3) eingestuft werden. Die kohlenführenden Brennberger Schichten teilen wir in das Ottmangien ein (siehe auch die diesbezügliche Ansicht von G. HÁMOR und Á. JÁMBOR). Die spärlichen *Congeria*-, *Unio*-, *Melanopsis*-, *Neritina*- und *Bithynia*-Reste, die in diesen Schichtenreihen gefunden wurden, erlauben keine feinere stratigraphische Einteilung. Übrigens, das Vorkommen von Congerien im höheren Teile des Oberen Auwaldschotter kann einen sehr schwachen brackischen Einschlag bedeuten.

Mit den helvetischen Schottern der Brennberger Gegend kann man den sog. Ruster Schotter des Sopron–Eisenstadter Beckens verwandt zu halten, der im österreichischen Teile des Rust–Fertőrákos Hügellandes in ziemlich grosser Ausdehnung an der Oberfläche zu finden ist. Auf ungarischem Gebiet ist er nur am Nordende der kristallinen Schieferinsel von Fertőrákos (von Mörbisch) und in der Fischerhütte-Scholle zu beobachten, auf kristallinen Schiefeln lagernd. J. KAPOUNEK reihte den Ruster Schotter ins Untertorton und hielt ihn vorwiegend für marin. A. TOLLMANN schrieb ihm ein oberhelvetisches oder tiefertonisches Alter und fluviatile Abstammung zu. Er rechnet auch mit sekundärer Aufarbeitung und Umlagerung. W. FUCHS hielt den Schotter für oberhelvetisch, ansonsten schliesst er sich aber zur Ansicht von A. TOLLMANN an. Diese Ablagerung besteht aus groben Sanden und Schotter, in dessen Material nehmen Quarz, Quarzit, Gneis, feinschieferige Gneise, untergeordnet Glimmerschiefer und amphibolführende Gneise teil (W. FUCHS). Wir neigen zur Auffassung, dass der Schotter am ungarischen Gebiet eher tortonisch, als helvetisch sein dürfte.

Diese fluviatile Ablagerung sollte später im vorrückenden tortonischen Meere zum Teil umgelagert sein. Der Fluss sollte, laut W. FUCHS, am südöstlich von Sopron gelegenen, aus kristallinen Schiefeln bestehenden Festland von Süden gegen Norden fließen.

Das Tortonien (in der empfohlenen neuen Nomenklatur, Badenien, M_4) fing mit einer Transgression an. Im Basalkonglomerat sind die Gerölle der Gesteine der Umgebung: Gneise, Glimmerschiefer, Graphitquarzit, Dolomit und Kalkmarmor vertreten.

Darüber lagern im Westen noch im seichten Meere sedimentierte Sand- und Mergelschichten, dann führte die Vertiefung des Meeres im

ungarischen Gebiet zur Ablagerung pelitischer Sedimente (von etlichen Hundert Meter maximaler Mächtigkeit). Diese erinnern an den Badener Tegel des Wiener Beckens. In den foraminiferenreichen pelitischen Sedimenten kommen mancherorts viele Mollusken vor. In der Molluskenfauna herrschen die Schnecken vor; die Zahl der Muschelarten ist wesentlich kleiner. Die Molluskenfauna ist die folgende:

Gastropoda

- Terebra (Fusoterebra) terebrina* BONELLI
- Moniliopsis cataphracta* BROCCHI
- Pleurotoma trifasciata* HOERNES M.
- Drillia allionii* BELLARDI
- D. spinescens* PARTSCH
- Surcula (Clinura) trochlearis* HOERNES M.
- S. (Clinura) soproniensis* HOERNES M.
- Aporrhais pespelecani* LINNÉ
- Fusus (Aptyxia) lamellosus* BORSON
- Trophon varicosissimus* BONELLI
- Columbella (Anachis) bellardii* HOERNES M. und var. *forchtenau*
- Ringicula (Ringiculina) auriculata buccinea* BROCCHI
- Columbella (Macrurella) nassoides* GRATELOUP
- Cancellaria (Bonellitia) bonellii* BELLARDI
- Natica (Lunatia) catena helicina* BROCCHI
- Solarium soproniense* ROTH L.

Lamellibranchiata

- Corbula (Agina) gibba* OLIVI
- Ostrea (Pycnodonta) cochlear* POLI
- Amussium denudatum* REUSS
- Tellina ottnangensis* HOERNES H.
- Solenomya doderleini* MEYER

Andere Fossilien

- Dentalium (Antale) bouéi* DESH.
- D. entalis* L.
- Ditrupa incurva* RÉN.
- Brissopsis (Brisoma) ottnangensis* HOERNES R.
- B. crestenticus* WRIGHT
- Schizaster laubei* HOERNES R.
- Flabellum royssianum* E. H.

In der reichen Foraminiferenfauna kommen *Orbulina universa* D'ORB., und *Candorbulina universa* JEDLITSCHKA vor. Die österreichischen Geologen halten diese zwei Arten für tortonisch.

Diesem Komplex, der mit einem Basiskonglomerat beginnt und im wesentlichen aus Ton-, Tonmergel-, sandiger Ton-, Kalkmergel-, Sand und Sandsteinschichten besteht, haben wir die Benennung „Badener Tegel von Schlier-Fazies“ gegeben, auch darum, weil in ihm die Fossilien des Ottnanger Schliers (als helvetisch beschrieben) zu finden sind, die früher als altersbestimmend galten. Auch schon früher haben wir diesem Komplex nicht helvetisches, sondern tortonisches Alter zugeschrieben (das heisst, M₄, Badenien). Allerdings halten wir ihn grösstenteils für älter tortonisch. Sein Auftreten auf unserem Gebiete deutet eine zu bedeutenderen Meerestiefen führende Transgression an.

Den „Badener Tegel“ vertritt an den Stellen, wo das Meer seichter war, oder wurde, der Leithakalk. Das ist eine aus groben, seltener aus härteren, kompakten Kalksteinbänken und aus lockerem Kalksand bestehende Bildung, mit lokalen tonigen und mergeligen Zwischenlagern und Sandsteinbänken. Das sind alle litorale, im allgemeinen in der Zone des Wellenschlages abgelagerte Sedimente. Dementsprechend sind im Kalkstein die Bruchstücke der Kalkrotalgenart *Lithothamnium ramosissimum* REUSS gesteinsbildend. Im Kalkstein und im Kalksand kommt *Ostrea digitalina* DUBOIS öfters vor. Auch andere Muschelarten sind nicht selten, vor allem verschiedene Pectiniden:

Pecten aduncus EICHWALD

Flabellipecten leythajanus PARTSCH

F. besseri ANDRZEJOVSKY

Chlamys latissima nodosiformis DE SERRES

Ch. rákosense CSEPREGHY

Ch. malvinae DUBOIS

Lucina (Linga) columbella LAM.

Lithodomus lithophagus LAM.

Sehr häufig sind die *Bryozoen*. *Brachiopoden* sind auch vorhanden, wie *Terebratula macrescens* DREG. und *Echiniden*, wie *Schizechinus hungaricus* LAUBE, *Scutella vindobonensis* LAUBE. Haifischzähne wurden auch gefunden, usw.

Die Hauptverbreitung der Leithakalkfazies fällt auf den Rücken

des Rust–Fertőrákoser Hügelizeges. In den Schichten kommen hie und da auch abgerundete Gerölle von kristallinen Schiefern vor. Daraus- und freilich aus der Fazies selbst kann man auf eine in der Nähe gelegene, aus kristallinen Schiefern bestehende Küstenlinie schliessen, die im Osten, etwa am heutigen Fertő (Neusiedler)-See zu vermuten ist. Der Rust–Fertőrákoser Hügelizeg und die östlich anschliessenden Gebiete waren Festland zur Zeit der tortonischen Transgression, die vom Westen gegen Osten fortschreitete. Am Ende des Torton setzte sich eine Regression ein, die einer gewissen Emporhebung entspricht.

Im groben Leithakalk des grossen Steinbruches von Fertőrákos ist ein dünnes Zwischenlager von aus Ca-Montmorillonit bestehendem Bentonit zu beobachten, der sich durch den halmyrolytischen Zerfall eines vulkanischen Aschentuffs erklären lässt.

Die einzelnen Horizonte können kartographisch nicht gesondert dargestellt werden, doch lässt sich eine gewisse Gliederung auch aufgrund der Makrofauna durchführen. In den Kalksteinen und Sanden des älteren Teiles sind die *Flabellipecten*-Arten häufig; es kommen auch *Cerithien* mit starken Rippen vor (z.B. *C. michelotti*). In den jüngsten Schichten, unmittelbar unter der sarmatischen Serie, sind die schwach oder dicht gerippten *Chlamys*-Arten und die kleinen *Ervilien* (*E. cfr. minuta*) charakteristisch. *Cerithien* sind häufiger, und unter den *Trochus*-Arten erscheint *C. pictus*. Dementsprechend dürfte man einen schwachen Brackwassereinschlag annehmen.

Wir teilen den Leithakalkstein im allgemeinen in das jüngere Torton ein.

Bisher wurde kein Versuch gemacht, um die im Wiener Becken ausgearbeitete Feingliederung des Torton mittels Foraminiferenfauna auf die Umgebung von Sopron anzuwenden.

Der Torton endete mit einem Rückzug des Meeres. Nach dieser Regression kam es zu einer erneuten Transgression, angedeutet durch den basalen Grobschotter (Basiskonglomerat) des Sarmats. Dieser überlagert entweder den Badener Tegel oder den Leithakalk. Das Schottermaterial besteht aus kristallinen Schiefern (im Rust–Fertőrákoser Hügelizeg hauptsächlich aus Gneis und Quarz). Die Gerölle sind gut abgerundet, sie erreichen, manchmal sogar übertreffen die Grösse eines Menschenkopfes. Im Basiskonglomerat kommen – in alternierenden Schichten – auch aufgearbeitete Bruchstücke des Leithakalkes vor und

mancherorts noch Versteinerungen tortonischen Charakters sind auch zu finden. An einigen Stellen kann man eine Winkeldiskordanz zwischen dem Torton und dem Sarmat beobachten. Die Torton—Sarmat-Grenze fällt zwischen der Regression am Ende des Torton und der darauffolgenden Transgression.

Die über dem Basiskonglomerat lagernden sarmatischen Ablagerungen lassen sich in zwei Teile gliedern. Im älteren Teil kann man einen unteren Horizont von geringer Mächtigkeit und einen höheren, mächtigeren unterscheiden. Vom jüngeren Teile kann man den jüngsten Absatz wiederum absondern.

Der ältere Teil besteht hauptsächlich aus Kalkstein und sandigem Kalkstein, mit den folgenden wichtigsten Fossilien:

- Ervillea podolica* EICHWALD (kleinwüchsige Individuen),
- Monodonta* cfr. *angulata* EICHWALD
- Cerithium mediterraneum* DESH.
- C. (Theridium) rubiginosum rubiginosum* EICHWALD
- Rissoina striata* ANDRZEJOWSKY
- Pirenella picta mitralis* EICHWALD
- P. nodosoplicata* HOERNES M.
- Gibbula hoernesii* JEKELIUS
- Calliostoma sopronensis* PAPP
- Ocinobrina sublavata sublavata* BASTEROTI
- Helix (Hemicola) turonensis* DESH.
- Donax dentiger* EICHWALD
- Cardium vindobonense vindobonense* (PARTSCH) LASKAREV
- C. praeplicatum* HILB.
- C. cfr. abichi* HOERNES R.
- Irus (Paphirus) gregarius* (PARTSCH) GOLDFUSS
- Modiolus incrassatus incrassatus* (D'ORBIGNY)
- Ostrea (Crassostrea) gingensis sarmatica* FUCHS

Diese Fauna betrifft den gesamten älteren Teil der sarmatischen Stufe.

Im höheren Horizont des älteren Sarmats sind die Kalksteine und sandigen Kalksteine von (aufwärts immer häufigeren) Konglomeraten begleitet. Das Schottermaterial besteht hauptsächlich aus Quarz, mit untergeordneten kristallinen Schieferh (Glimmerschiefer, Gneis). Für

diesen Schotter ist die Abwesenheit der grösseren mesozoischen Kalksteingerölle charakteristisch (nur in den höheren Schichten kommen vereinzelt kleine Kalksteinstücke vor).

Das jüngere Sarmat, mehrere Hundert Meter mächtig, entwickelt sich allmählich aus dem Älteren. Überwiegend sind die Sande, Sandsteine, feine Schotter und Konglomerate, mit untergeordneten kalkigen Bänken. Das Schottermaterial ist im allgemeinen wohl abgerundet und enthielt viele mesozoische Kalkstein-, Dolomit- und Flyschgerölle; es gibt jedoch auch kristalline Kiese. Im hohen Anteil erscheinen umgelagerte sarmatische Mollusken. Die wichtigsten Formen dieser ziemlich fossilreichen Serie sind:

- Pirenella picta mitralis* EICHWALD
- P. disjuncta disjuncta* SOWERBY
- P. nodosoplicata* HOERNES M.
- Calliostoma podoliciformis* KOLESNIKOV
- C. poppelacki* (PARTSCH)
- Trochus podolicus* HOERNES M.
- Hydrobia frauenfeldi* HOERNES M.
- Dorsanum duplicatum* HOERNES M.
- D. opinabile* KOLESNIKOV (?)
- Irus (Paphirus) gregarius gregarius* PARTSCH
- I. (Paphirus) vitalianus* D'ORBIGNY
- I. gregarius ponderosus* (D'ORBIGNY)
- Helix (Hemicola) turonensis* DESH. var. (sehr selten)
- Mactra fragilis* LASKAREV
- M. variabilis* SINZ. var. *fabreana* D'ORBIGNY
- Donax dentiger* EICHWALD

Zum höchsten Teil der sarmatischen Serie kann ein merkwürdiger Kalkstein gerechnet werden, in den neben *Congerien*, *Limnocardien*, *Hydrobien*, *Baglivien* auch *Foraminiferen* und massenhaft *Melanopsis impressa* KRAUSS vorkommen. An einer Stelle (im Virágvölgy) ist auch eine als Übergang zu den pannonischen Ablagerungen ansprechbare Bildung bekannt. Gegen Ende der sarmatischen Zeit (M₅ nach der empfohlenen neuen Chronostratigraphie) scheint also zu einer gewissen Ausfüllung des Wassers gekommen, in Zusammenhang mit einer Regression.

Die im Wiener Becken von A. PAPP angegebene Gliederung des

Sarmats (von unten nach oben *Rissoa*-, *Ervilia*-, *Maetra*-Schichten) ist vermutlich auch für die Soproner Gegend gültig. Zur Zeit bestehen aber gewisse Schwierigkeiten in der Abrenzung der einzelnen Schichtgruppen.

Das ältere Sarmat scheint eine küstennahe, brackmarine Bildung zu sein. Das kristalline Material der im höheren Anteil des älteren Sarmats vorhandenen an mesozoischen Kalksteingeröllen freien Schotterkonglomerate dürfte von dem in Osten angenommenen, nahe gelegenen Festland stammen.

Die jüngere, reichlich Kalksteingerölle und Flyschmaterial enthaltende Serie ist nach A. WINKLER-HERMADEN fluviomarin, Deltaablagerung eines aus den Voralpen und aus der Flyschzone kommenden Flusses. Dagegen leitet W. FUCHS das Deltamaterial aus dem Oberen Auwaldschotter ab, und beschränkt das Delta nur auf die Umgebung von Sopron. Den anderen jungen sarmatischen Bildungen des Sopron-Eisenstadter Beckens schreibt er eine marine Herkunft zu. Unsere, nur auf ungarischem Gebiet gewonnenen Kenntnisse halten wir nicht für ausreichend zur Beurteilung der Bildungen jenseits der Grenze.

Die pannonischen Bildungen sind sehr verbreitet östlich von Sopron. Sie können in das Unterpannon eingestuft werden, vielleicht etwas noch in das Oberpannon überreichend. Es handelt sich um mesohaline-oligohaline Brackwasserablagerungen. Schon aus ihrer Lageung kann man schliessen, dass sie Randfaziesbildungen sind.

Am Ende des Sarmats kam es zu einer Emporhebung bzw. Regression. Die darauffolgende pannonische Transgression führte dann zur Ablagerung von Beckenrandsedimenten in der Umgebung von Sopron. Lithologisch lassen sich zwei Serien unterscheiden: die eine ist vorwiegend sandig-schotterig, die andere vorwiegend sandig-tonig. Aus den pannonischen Fossilien sind die *Melanopsis*-, *Congeria*- und *Limnocardium*-Arten charakteristisch; die echten marinen Formen fehlen.

Die sandig-schotterige Serie lässt sich zu den **B**, **C** und **D** Zonen, d.h. zu den unteren *Congerien*-Schichten des Pannons des Wiener Beckens rechnen (aufgrund der Mollusken).

Congeria ornithopsis BRUSINA, eine Art, die A. PAPP für die Zone **B** kennzeichnend hält, erscheint bereits in den tieferen sandig-schotterigen Schichten, begleitet von verschiedenen Unterarten von *Melanopsis* (*Lyrcaea*) *impressa* KRAUSS. Hie und da sind auch umgelagerte sarmatische Versteinerungen zu finden.

Für die Zone C wären die folgenden Formen kennzeichnend: *Congeria partschi leobersdorfensis* PAPP A., *Congeria hoernesii* BRUSINA und vorwiegend verschiedene Unterarten von *Melanopsis fossilis* MARTINI-GMELIN. *Congeria* cfr. *hoernesii* kommt auch im schon als ziemlich hoch ansprechbaren Anteil der sandig-schotterigen Ausbildung vor; dementsprechend halten wir diesen für den oberen Teil der Zone C.

Die Zone D ist auch vertreten. Sie ist charakterisiert durch die Anwesenheit der Arten *Melanopsis fossilis constricta* HANDMANN und *Melanopsis vindobonensis* FUCHS.

Zusammenfassend kann über die sandig-schotterige Ausbildung folgendes gesagt werden.

Sicher zur Zone A angehörende Ablagerungen sind bisher noch nicht bekannt. Zone B lässt sich gut nachweisen. Die Zonen C und D sind auch vertreten, bis heute konnten aber nicht voneinander abgegrenzt werden. Das erklärt sich dadurch, dass es keine guten Aufschlüsse gibt, und ausserdem treten die als für die C, bzw. D Zone charakteristisch gehaltenen Arten oft gemeinsam vor (s. bei I. VITÁLIS 1951). Jedoch gilt diese im Wiener Becken begründete Gliederung als brauchbar.

Im mittleren Teil des Kóhidaer Beckenteiles wurden grosse Exemplare von *Congeria subglobosa subglobosa* PARTSCH gefunden, an der Oberfläche des sandigen Schotters liegend und im Selben. Dadurch lässt sich die ehemalige Anwesenheit der Zone E verwahrscheinlichen.

Die Ablagerungen von sandiger Ton- und Tonfazies sind zu den Zonen C und D zu rechnen. Sie können im allgemeinen mit dem höheren Teil der sandig-schotterigen Serie parallelisiert werden. Charakteristisch ist das reichlichere Auftreten von *Congeria hoernesii* BRUSINA. Die grossen Formen *Limnocardium soproniense* VITÁLIS und *Congeria sopronensis* VITÁLIS (bei A. PAPP *Congeria subglobosa sopronensis* VITÁLIS) zeigen die C oder eher die D Zone an. Die Ablagerungen von sandig-toniger Fazies sind bei der Ziegelei an der Balfer Strasse abgeschlossen. Hier kommen (zwar selten) auch solche *Congerien*-Arten vor, die in beiden Zonen D und E zu Hause sind, sowie *Congeria zsigmondyi* HALAVÁTS, *Congeria pancici* PAVLOVIC, sogar auch *Congeria* cfr. *balatonica* PARTSCH. Dieser Umstand lässt darauf denken, dass die Zone E auch in dieser sandig-tonigen Fazies vertreten sein könne.

In der unmittelbaren Umgebung von Sopron sind keine zweifellos oberpannonischen Ablagerungen bekannt.

Die sandig-tonige Ausbildung bedeutet eine ruhigere Sedimentation (im Gegensatz zur Sand-Schotter-Fazies). Den Schotter konnten Flüsse aus kristallinen Gebieten in das Pannonische Becken einschleppen: mesozoische Kalksteine gibt es nur wenig, Quarz ist vorwiegend, mit untergeordneten kristallinen Schiefen; auch etwas Flyschmaterial ist zu finden.

Die unmittelbare Umgebung von Sopron wurde gegen Mitte des Pannons bereits Festland, auf welchem dann fluviatile Terrassenschotter entstanden. Diese Terrassenschotter werden im allgemeinen schon als Pleistozän betrachtet.

Zwei gut entwickelte Terrassen sind bekannt. Die höhere ist die Harka-Városligeter Terrasse (vielleicht auch etwas älter als Pleistozän); die tiefere dagegen wird Fertőbozer Terrasse genannt.

Diese sind Bildungen von geringer Mächtigkeit, manchmal bloss Überreste; mancherorts ist der Schotter schon verschwunden. Ihre stratigraphischen Lagen können mangels von Fossilien nicht präzisiert werden. Die höhere Terrasse (etwa 255–260 m ü.M.) dürfte altpleistozänen Alters sein, worauf auch der darin gefundene Strukturboden andeutet (E. SZÁDECZKY-KARDOSS). Die tiefere (165–185 m ü.M.) befindet sich nur etliche Meter höher als die heutigen Wasserläufe und kann für Jungpleistozän gehalten werden.

Die einzelnen Gerölle der Harka-Városligeter Terrasse sind meistens gut abgerundet, jedoch gibt es auch Windkanter. (Deflationsmerkmale.) Als Material ist ein am öftesten rotgefärbter Quarz vorwiegend; ein typisches Glied ist ein graphitischer Quarzit; ausserdem kommen Semmeringquarzit, Gneis und phyllitischer Glimmerschiefer vor. Eine ähnliche Zusammensetzung weist auch das Schottermaterial der anderen (Fertőbozer) Terrasse auf.

Anhangsweise sei noch bemerkt, dass im Soproner Gebirge man Terrassenformen in weit höheren Lagen findet, manchmal auch noch mit ein wenig Schotterest (siehe auch L. KÁRPÁTI 1955). Die Altersverhältnisse und die Bildungsgeschichte derselben sind aber bisher noch nicht ganz befriedigend geklärt.

Andere Quartärsbildungen des Gebietes sind Löss, sandiger und toniger Löss.

Holozäne Ablagerungen sind: Alluvium und Moorsedimente.

TEKTONIK

Die *Tektonik* des betrachteten Gebietes ist ausser den horizontalen Verschiebungen der kristallinen Schiefer, durch Brüche (Verwerfungen) charakterisiert. Es lassen sich unter den Hauptbruchlinien im allgemeinen zwei Hauptrichtungen erkennen, und zwar N–S und NW–SO. Es gibt aber auch anders streichende Brüche. Unter diesen verdienen der grosse ONO–WSW streichende Bruch am SW-Rande der Soproner Berge, ferner der mit dem vorigen ungefähr parallel laufende an der NW Seite der kristallinen Inseln südlich und östlich von der Stadt Sopron eine besondere Erwähnung.

Die Verwerfungen bilden in den meisten Fällen treppenweise absinkende Bruchsysteme. Das konnte am besten wohl im früher gut aufgeschlossenen und eingehend studierten Brennberger Braunkohlengebiet beobachtet werden.

Die Bruchstörungen spielten eine wesentliche Rolle in der Ausgestaltung der Becken. Die Sprunghöhe kann sehr beträchtlich sein. Z.B. im äusseren Stadtteil Soprons, wo die pannonischen Ablagerungen etwa in der Ikva-Linie stehen, in tektonischem Kontakt mit dem Badener Tegel, die Sprunghöhe bei der St. Michaeliskirche und östlich, sowie nordöstlich davon dürfte mehrere Hundert Meter betragen. Der kristalline Sockel kann hier in einer Tiefe von etwa 1000 m vermutet werden, aufgrund der bekannten Formationsmächtigkeiten. Übrigens, noch bedeutendere Tiefen sind in der Gegend auch durchaus möglich.

Faltungen in den Sedimenten wurden nicht getroffen. Der Grabensattel von Brennberg, dessen merkwürdige Form an einen Militärsattel erinnert, –ein bedeckter Rücken zwischen den beiden Einsenkungen,

bzw. Becken, d.h. der Landseer-Bucht im Süden und dem Becken von Sopron–Eisenstadt im Norden–, entstand auch durch Bruchstörungen, nicht durch Faltung.

Viele Täler sind tektonisch präformiert.

Einige bedeutendere, beobachtete oder für wahrscheinlich genommene Bruchstörungslinien sind auch an der Kartenbeilage angegeben.

Diese geologische Karte wurde hauptsächlich aufgrund der mit meinen Mitarbeitern durchgeführten Aufnahmen entworfen, mit der Ausnahme der Schieferinsel von Fertőrákos (von Mörbisch), wofür den Anhaltspunkt die Aufnahme von L. KÓSA und Mitarbeitern bildete. Die Zeichnungsarbeit wurde von I. BOLDIZSÁR geleistet.

Um eine Übersicht zu bieten, ist eine stratigraphisch–paläogeographische Tabelle beigefügt.

Stratigraphisch-Paläogeographische Tabelle

Alter		Bildungen	Paläogeogr. Ereignisse
Holozän		Alluvium, Moorsedimente	
Pleistozän		Terrassenschotter (mit Windkantern), sandiger und toniger Löss	Entstehung des heutigen Reliefs Terrassen von Harka-Városliget und von Fertődoboz
Levantien		Sedimentlücke	Festland
Oberes		Sedimentlücke	Festland
P a n n o n	U n t e r e s	Sand, Schotter, sandiger Ton, Ton, usw.	Regression
			Erscheinen des pannonischen Binnensees in Zeit der Zone B; maximale Überflutung erreicht in Zone D. Regression in Zone E.
S a r m a t	Jünger	Sand, Sandstein, Schotter, Konglomerat, sandiger Kalkstein, sehr untergeordnet Kalkstein. Im Schottermaterial neben kristallinen Schiefnern mesozoische Karbonat- und Flyschgesteine	Regression Delta-Bildung. Umlagerung älterer sarmatischer Sedimente Sanfte Emporhebung mit Regression
	Älter	Kalkstein, sandiger Kalkstein, Sandstein, Schotter, Konglomerat. Im Schotter nur Schiefer. Basiskonglomerat	Vorstoss der sarmatischen Meeres (Transgression)
Torton (Badenien)		Leithakalk und Kalksand, sandiger Ton, Ton, sandiger Mergel, Tonmergel, Sandstein, Schotter Basiskonglomerat	Starke Regression, Verseichung des Meeres Vertiefung des Meeres Transgression. Entstehung des Sopron-Eisenstadter Beckens

Tabelle 1. (Fortgesetzt)

	Alter	Bildungen	Paläogeogr. Ereignisse
t e v l e H (Karpäten) (Ottmangien)	Block- schotter	Schottermaterial: Quarz, Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolit, Marmor, Kalkstein Sand, Tegel	Terrestrischer Blockstrom
	Hochrie- gelschich- ten	Sand, Tonmergel, Braunkohle	Auftreten limnischer Ablagerungen
	Oberer Auwald- schotter	Schotter, Konglomerat, Sand, Sandstein. Im Schotter Gerölle aus den nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone; kris- talline Schiefer und Granit	Flüsse am Festland, untergeordnet mit lim- nisch-schwachbrackki- schen Einschlägen
	Unterer Auwald- schotter	Schotter, Konglomerat, Sand, Sandstein. Im Schotter kein Kalksteinmaterial, nur Kristallin	Erscheinen von Flüs- sen am Festland
	Brenn- berger Schich- ten	Glanzbraunkohlenflöz, Kohlenschiefer, Sand, schieferiger Ton, Konglomerat	Vorwiegend palustrische Bildungen Beginn der Senkung des Festlandes

*Kristalline Schiefer**

Vermut- liche Wechsel- serie	Albitgneis, Chloritschiefer, Amphibolitschiefer, Phyllit, graphitoidischer Phyllit, kristalliner Kalk
Grob- gneis- serie	Gneis, phyllitischer Glim- merschiefer, Glimmerschie- fer, Leukophyllit, Quarzit

*Die Geschichte der kristallinen Schiefer ist im allgemeinen mehrphasig. Die bisher uns zur Verfügung stehenden Daten erlauben derzeit noch nicht die endgültige Festsetzung der Altersverhältnisse.

AUSGEWÄHLTE LITERATUR

- BODA J. 1971: A magyarországi szarmata emelet taglalása a gerinctelen fauna alapján.
Gliederung des Sarmats von Ungarn auf Grund der Invertebraten. – Földt. Közl. 101, p. 107–113.
- CLAR, E. 1971: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen. – Z. Deutsch. Geol. Ges., Jahrgang 1970, p. 161–167.
- FUCHS, E. 1962: Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge (NÖ Bgd). – Jahrb. Geol. BA. 105, p. 19–37.
- FUCHS, W. 1960: Geologischer Bau und Geschichte des Ruster Berglandes. – Diss. Univ. Wien 1960. p. 1–102.
- GRILL, R. 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. – Mitt. Reichsamt f. Bodenf. Zweigstelle Wien, 6, p. 33.
- HÁMOR G. – JÁMBOR Á. 1971: A magyarországi középső miocén. – Der Mittel-miozän Ungarns. – Földt. Közl. 101. 91–103.
- JANOSCHEK, R. 1931: Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 24, p. 38–133.
- JANOSCHEK, R. 1932: Zur Geologie des Brennberger Hügellandes. – Anz. Akad. Wiss. Wien, 69. p. 2.
- JANOSCHEK, R. 1964: Das Tertiär in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien. 56, p. 319–357.
- KAPOUNEK, J. 1938: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt, Burgenland. – Jahrb. Geol. RA, 88, p. 49–102.
- KÁRPÁTI L. 1955: Adatok Sopron környékének geomorfológiájához. – Földr. Ért. 4. p. 21–40.
- KOVÁCS L. 1962: A Fertőtó földtani kialakulása. – Hidr. Tájékoztató. p. 122–127.

- KÖRÖSSY L.** 1958: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. (Beiträge zur Tiefgeologie der kleinen Ungarischen Tiefebene). – Földt. Közl. 88, p. 291–298.
- KÜMEL, F.** 1935: Die Siegrabener Deckenscholle im Rosaliengebirge (Niederösterreich–Burgenland). – Miner. u. Petr. Mitt. 7, p. 141–184.
- KÜPPER, H.** 1957: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz 1:50.000. – Geol. Bundesanst. Wien, p. 1–67.
- MOHR, H.** 1914: Geologie der Wechselbahn (insbesondere des grossen Hartberg-Tunnels). – Denkschrift. Kais. Akad. Wiss. Math.-nat. Kl. 82, p. 321–379.
- PAPP, A.** 1953: Die Molluskenfauna des Pannons im Wiener Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, p. 85–222.
- PAPP, A.** 1954: Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 45, p. 1–112.
- PAPP, A.** 1963: Die Gliederung des Neogens im Wiener Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, p. 225–317.
- ROTH v. TELEGD, L.** 1879: Geologische Skizze des Kroisbach–Ruster Bergzuges und des südlichen Teiles des Leita-Gebirges. – Földt. Közl. 9, p. 139–150.
- ROTH v. TELEGD, L.** 1904: Kismarton vidéke $\frac{14. \text{zóna}}{XV. \text{rovát}}$ jézusú lap. – Magyarázatok a Magyar Korona országainak részletes földtani térképéhez. – Magy. kir. Földtani Intézet.
- STEGENA L.** – **KISS J.** 1966: A kálium-argon módszer és néhány hazai alkalmazása. (Die Kalium-Argon-Methode und deren Anwendung in Ungarn.) – Geofiz. Közl. 16, p. 101–107.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.** 1936: Pleistozäne Strukturbodenbildung in den Ungarischen Tiefebene und im Wiener Becken. – Földt. Közl. 66, p. 213–229.
- TOLLMANN, A.** 1955: Das Neogen am SW Rand des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Hornstein. – Wissensch. Arbeiten aus Burgenland. 10. Heft. Eisenstadt. p. 1–74.
- TOLLMANN, A.** 1965: Die Neuergebnisse der geologischen Forschung in Österreich. – Naturhistorikertagung 1965. Beiblätter, Wien, p. 1–57.
- TOLLMANN, A.** 1968: Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen–Karpateen Orogens. – Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud. 18, p. 207–248.
- VENDEL, M.** 1929: Die Geologie der Umgebung von Sopron. I. Teil. Die kristallinen Schiefer. – Bányamérn. és Erdőmérn. Főiskola bány. koh. oszt. közl., p. 225–291. Mitt. d. berg- und hüttenm. Abt. an der Hochschule f. Berg- und Forstwesen.
- VENDEL, M.** 1930: Sopron környékének geológiája. II. rész: A neogén és negyedkor üledékei. – Erdészeti Kísérletek, 32, p. 1–74 és 267–354.
Die Geologie der Umgebung von Sopron. II. Teil. Die Ablagerungen des Neogens und des Quartärs. *ibid.* p. 157–236 und 355–437.

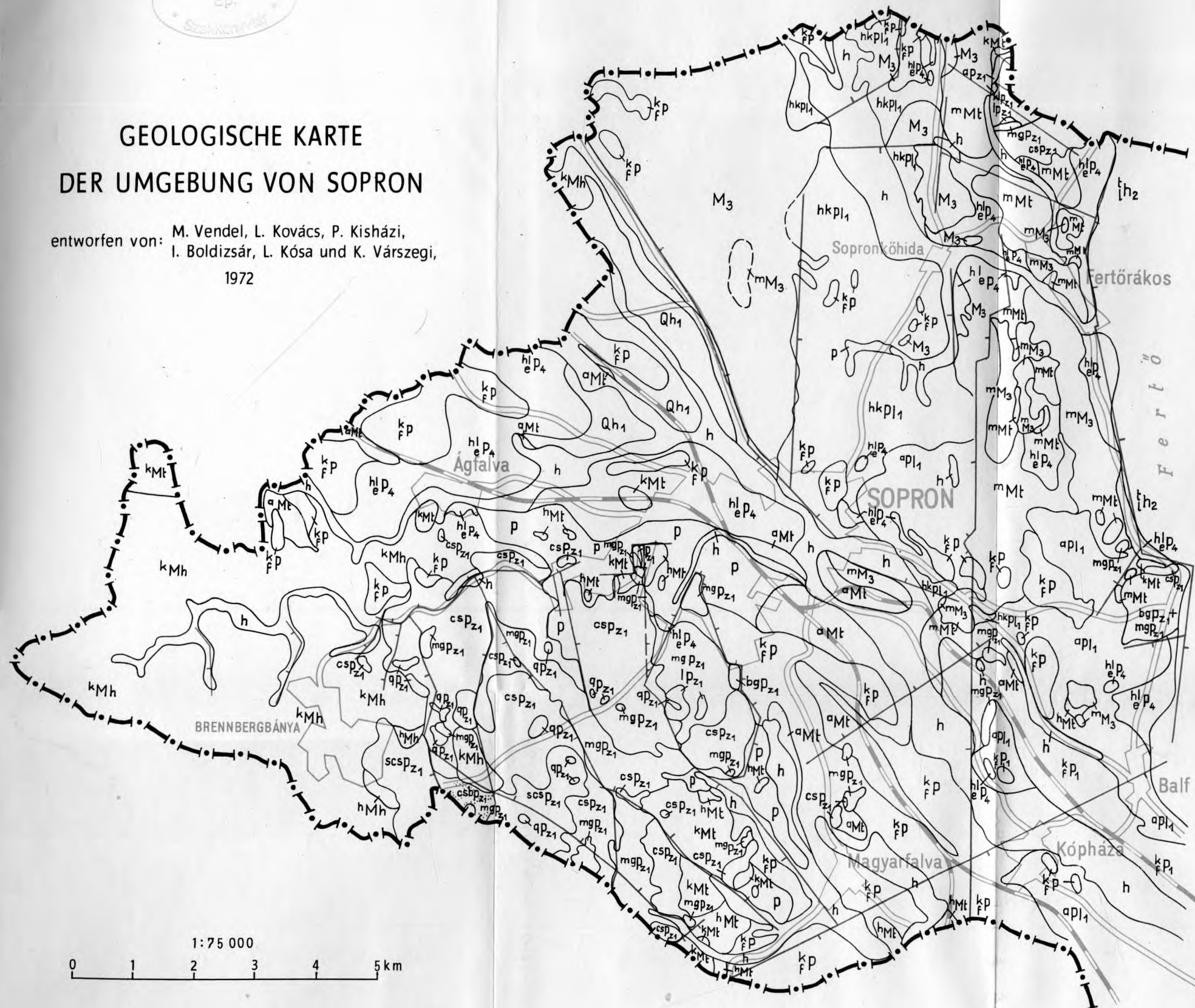
- VENDEL, M. 1933: Daten zur Geologie von Brennberg und Sopron. Mit besonderer Rücksicht auf die Tektonik von Brennberg. – Bányamérn. és Erdőmérn. Főiskola bány. koh. oszt. Közl. Mitt. d. berg- und hüttenm. Abt. an der Hochschule f. Berg- und Forstwesen. 5. p. 386–412.
- VENDEL, M. 1972: Über die Genese der „Leukophyllite“. – Tschermaks Min. Petr. Mitt. 17. p. 76–100.
- VENDEL, M. 1962: Sopron vízföldtana. (Hydrogeologie von Sopron.) – Hidr. Tájékoztató. p. 101–121.
- VITÁLIS, I. 1951: Sopron környékének szarmáciai és pannóniai pontusi üledékei és kövületei. (Die sarmatischen und pannonisch-pontischen Ablagerungen und Versteinerungen der Umgebung von Sopron.) – Földt. Int. Évk. 40, 1: p. 1–69.
- WIESENEDER, H. 1967: Über die Genesis chloritoidführender Gesteine der Oststeiermark. – Abt. Joanneum Min. Mitteilungsbl., p. 124–128.
- WIESENEDER, H. 1968: The Eastern End of the Central Alps. – Internat. Geol. Congr. XXIII. Session. Guide to Excursion 32 XCC Austria. – p. 25–42.
- WIESENEDER, H. 1971: Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der österreichischen Zentralalpen. – Verh. Geol. Bundesanst. p. 344–357.
- WINKLER-HERMADEN, A. 1951: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen. – In SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich, p. 414–527.





GEOLOGISCHE KARTE DER UMGEBUNG VON SOPRON

entworfen von: M. Vendel, L. Kovács, P. Kisházi,
I. Boldizsár, L. Kósa und K. Várszegi,
1972



ZEICHENERKLÄRUNG

- | | | |
|---------------------------------|---|---------------|
| ξh_2 | Torf, Torfkot | } HOLOZÄN |
| Qh ₁ | Altholozän, umfassend | |
| h | Holozän im allgemeinen | |
| hl _e p ₄ | Sandiger Löss, Lehm | |
| k _f p ₁ | Fluviatiler Schotter | } PLIOZÄN |
| k _f p | Terrassenschotter (Levantin und Pleistozän) | |
| P | Pleistozän, nicht differenziert | |
| a _p l ₁ | Ton, sandiger (schotteriger) Ton, untergeordnet sandiger Ton (Zonen C, D und (?) E des Pannons) | |
| hk _p l ₁ | Sand und Schotter, untergeordnet Konglomerat (Zonen B, C, D und (?) E des Pannons) | } Sarmat |
| M ₃ | Sand, Sandstein, Schotter, Konglomerat | |
| m ₃ M ₃ | Kalkstein, sandiger Kalkstein, Konglomerat | |
| m ₃ Mt | Leithakalk und Kalksand | |
| h ₃ Mt | Tonig-aleuritischer Sand, mergelig-kalkiger Sand | } Torton |
| a ₃ Mt | Tegel, aleuritischer Ton | |
| k ₃ Mt | Schotter, Konglomerat | } Helvet |
| k ₃ Mh | Schotter, Sand | |
| h ₃ Mh | Glanzbraunkohlenführender Komplex | |
| a ₃ p _{z1} | Disthenleuchtenbergitquarzit | } PALÄOZOIKUM |
| l ₃ p _{z1} | Leukophyllit | |
| bg ₃ p _{z1} | Biotitmuskovitgneis | |
| mg ₃ p _{z1} | Muskovit (biotit) gneis | |
| cs ₃ p _{z1} | Andalusit-Sillimanit-Biotitschiefer | |
| sc ₃ p _{z1} | „Bandiger“ (gestreifter) Glimmerschiefer | |
| cs ₃ p _{z1} | Phyllitischer Glimmerschiefer, Serizitschiefer | |
| a ₃ p _{z1} | Amphibolschiefer | |
| kl ₃ p _{z1} | Chloritschiefer, Albitchloritgneis | |
| — — — — — | beobachtete tektonische Störungslinien | |
| - - - - - | hypothetische Störungslinien | |