

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 297–305	Wien, September 1991	1. rész	pp. 297–305	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Ein Diskussionsbeitrag zur Tektonik des Raumes Alpenostende – Kleine Karpaten – Pannonisches Becken*)

Von ALFRED PAHR**)

Mit 4 Abbildungen

Österreich
Ungarn
Ostalpen
Kleine Karpaten
Pannonisches Becken
Tektonik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 61, 76, 137, 138

Inhalt

Zusammenfassung	297
Összefoglalás	297
Abstract	298
1. Einleitung	298
2. Die tektonischen Einheiten der Zentralzone am Alpenostrand	298
2.1. Die Gesteine der Rechnitzer Einheit (= Rechnitzer Serie)	300
2.2. Die Gesteine der Wechseleinheit	300
2.3. Die Grobgnaisseirie	300
2.4. Die Siegrabener Serie	300
3. Die Fortsetzung der Gesteinszonen der Zentralzone der Ostalpen in die Kleinen Karpaten bzw. ins Pannonische Becken	301
3.1. Ostalpen – Karpaten	301
3.2. Ostalpen – Pannonisches Becken	303
4. Ausblick	304
Literatur	304

Zusammenfassung

Das Problem der Fortsetzung der penninischen Zone und des Unterostalpins vom Alpenostende (Rechnitzer Fenstergruppe, Wechsel- und Grobgneseinheit) in die angrenzenden Westkarpaten (Kleine Karpaten) und den benachbarten Bereich des Pannonischen Beckens wird erörtert. Eine Übersicht über Lithologie und Stratigraphie der tektonischen Einheiten des Alpenostendes wird gegeben.

Unter Beachtung der Unterschiede in der Metamorphose läßt sich die Parallele Grobgneseinheit – Granitmassiv von Preßburg und Wechseleinheit – Perneckzone ziehen.

Borinka-(Ballensteiner) Kalke und Marianka-(Marienthaler) Schiefer sind von den Preßburger Granitoiden überschoben und werden als Fortsetzung des Rechnitzer Pennins betrachtet.

Neue Erkenntnisse von PLAŠENKA über die Borinka Einheit (Teil des südpenninischen Troges).

Die Fortsetzung des Pennins von Rechnitz läßt sich auf Grund von Bohrungen und der Messung von magnetischer Intensität bis zur Donau verfolgen. Der genetische Zusammenhang der Subduktionszone im Rechnitzer Pennin mit der Riftzone im Bükk-Gebirge wird diskutiert. SW-NE-Scherungstendenzen im betrachteten Raum werden großtektonischen Verhältnissen (Vorpusten der Böhmisches Masse – Mährische Senke) zugeschrieben.

Hozzászólás az Alpok keleti vége – Kis-Kárpátok–Pannon-medence térségének tektonikájához

Összefoglalás

A szerző a pennini zónának és az Alpok keleti vége alsó-keletalpi részének (rohonci ablak-csoport, változó és durvagneiszegység) a szomszédos Nyugati-Kárpátokbeli (Kis Kárpátok) folytatódását, valamint a Pannon-medence szomszédos területét tárgyalja. Ennek során áttekintést nyújt az Alpok keleti végének litológiájáról és rétegtanáról.

*) Nach einem Vortrag, der am 21. 11. 1989 in Budapest gehalten wurde.

**) Anschrift des Verfassers: Dr. ALFRED PAHR, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

A metamorfózisban megmutatkozó különbségek alapján párhuzamosítható egymással a durvagneisz-egység–Pozsonyi Gránitmasszívum és a Wechsel-egység–Pernek-zóna.

A Borinkai (Ballenstein) Mészköre és a Mariankai (Mariental) palárd rohonci penninikum folytatásaként értelmezett pozsonyi granitoidok tolódtak fel.

D. PLAŠIENKA újabb felismerése: a Borinka-egység a Dél-pennini tektonikus rész.

A rohonci penninikum folytatása fúrások, valamint mágneses intenzitás mérések alapján a Dunáig követhető. A rohonci penninikumbeli szubdukciós zónának a Bükk-hegységi rift zónával való genetikai összefüggése ugyancsak megtárgyalásra kerül. A vizsgált térségben a DNy-ÉK-i irányú elnyíródások nagytektonikai viszonyoknak (a Cseh Masszívum–Morva Süllyedék „előőrse”) tulajdoníthatók.

Geological Structures at the Eastern End of the Alps – Little Carpathians – Pannonian Basin – A Discussion of Problems

Abstract

The problems of the continuation of Penninic and Lower Austroalpine units into the adjoining segments of the Western Carpathians (Little Carpathians) and into the Pannonian Basin are discussed.

A review of lithology and stratigraphy of the Rechnitz Window Group and the Lower Austroalpine rim (Wechsel and Grobneis units) at the Eastern end of the Alps is depicted.

Although there is a different grade of metamorphism we can compare the Grobneis unit with the Bratislava granitoids and the Wechsel unit with the Pernek-Zone (Little Carpathians).

The Borinka (former Ballenstein) limestone and the Marianka (Mariental) schists are overthrust by the granitoid mass of Bratislava and they are considered as continuation of the Rechnitz Window Group in Austria, but less metamorphosed.

New findings of PLAŠIENKA about the Borinka unit (part of the southpenninic trough).

By boreholes and measurement of the vertical magnetic intensity we can trace the Penninic zone in Hungary from Kőszeg up as far as the Danube. The genetic connection of the subduction zone in the Rechnitz Window Group with the rift-zone in the Bükk-Mountains is discussed.

SW-NE shearing tendency in this area is due to tectonic conditions on a larger scale (Promontory of the Bohemian Mass and the Moravian depression).

„ ... ist entgegenzuhalten, daß die Ostalpen als Ausschnitt eines Großraumes selbstverständlich in unlösbar kausaler Verbindung mit den West- und Südalpen, mit den Dinariden, mit dem Untergrund der ungarischen Tiefebene und mit den Karpaten, aber ebenso mit dem Vorland stehen. Sie sind ... eingebundenes Glied einer Ereigniskette.“

WERNER FUCHS (1984)

schiefer mit unversehrt erhaltenem Biotit, Staurolith und Granat, die postvariskischen Klastika noch in der ursprünglichen Rotfärbung (Hämatit).

In dieser Situation erscheint es sinnvoll, zunächst eine „Bestandsaufnahme“ der kristallinen Zentralzone am Ostende der Alpen vorzunehmen und dann nach vergleichbaren Einheiten in den benachbarten Kleinen Karpaten zu suchen.

1. Einleitung

Die Fortsetzung der höheren tektonischen Großeinheiten der Ostalpen (Kalkalpen, Flyschzone, Klippenbereiche, Molasse) ist heute vor allem durch die Forschungs- und Aufschließungstätigkeit bei der Erdölsuche im Wiener Becken beiderseits der Staatsgrenze weitgehend geklärt, wozu sicherlich auch die geologische Zusammenarbeit beider Staaten beigetragen hat (KRÖLL & WESSELY, 1973; LEŠKO & VARGA, 1980).

Die Fortsetzung der kristallinen Zentralzone der Ostalpen (Pennin, Ostalpin) in die Kleinen Karpaten stieß jedoch auf große Schwierigkeiten, weil sich die benachbarten Gebirgsteile (Ostalpen: Leithagebirge – Kleine Karpaten: Hainburger Bergland) an der tertiärbedeckten Nahtstelle (Brucker Pforte) „fremd“ gegenüber stehen: Im Leithagebirge allgegenwärtige Spuren rückschreitender Metamorphose (in den Hüllschiefern des Grobgneises Chloritsäume um Granat, Biotit weitgehend in Chlorit umgewandelt, Staurolith pseudomorph als Chloritoid bzw. Serizit etc.) im Grundgebirge, die nachvariskischen Sedimente (alpiner Verrukano, Semmeringquarzit) sind epizonal metamorph. Im Gegensatz dazu gibt es im Hainburger Bergland Granit, Glimmer-

2. Die tektonischen Einheiten der Zentralzone am Alpen-Ostende

Die tektonisch tiefste Einheit ist das Penninikum in der „Rechnitzer Fenstergruppe“ mit den tektonischen Fenstern von Möltern, Bernstein, Rechnitz und Eisenberg, unmittelbar überlagert vom Unterostalpin der Wechseleinheit und der tektonisch höheren Grobgneiseinheit.

In der Fuge zwischen Wechsel- und Grobgneiseinheit findet sich gelegentlich zentralalpine Trias als Beweis für alpidischen Deckenbau. Die Wechseleinheit ist die tektonisch bedeutendste Gesteinsgruppe am östlichen Ende der Zentralalpen, die immer wieder in tektonischen Fenstern unter der relativ dünnen „Haut“ der Grobgneiseinheit auftaucht.

Teils auf der Wechsel-, teils auf der Grobgneiseinheit, an einigen Stellen sogar auf dem Pennin, liegen Erosionsreste der mittelostalpinen Sieggabener Einheit.

Es herrscht Schuppen- bzw. Deckenbau mit allgemeiner Nordvergenz. Als Zeitintervall für das Entstehen dieses Deckenstapels werden jungalpidische Phasen (Miozän) angenommen.

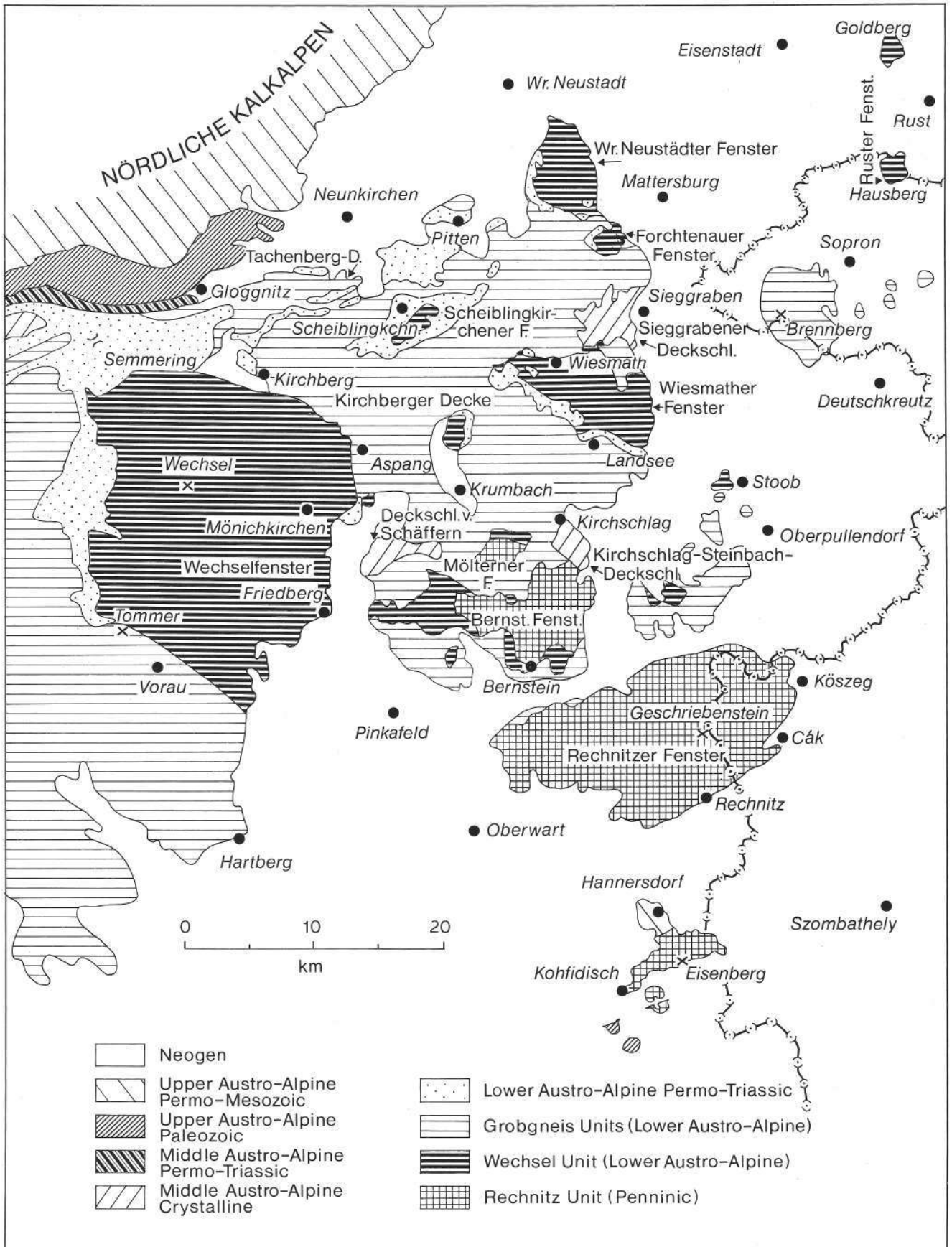


Abb. 1.
Geologie des Alpen-Ostendes der Zentralzone (Österreich).

2.1. Die Gesteine der Rechnitzer Einheit (= Rechnitzer Serie)

Diese Gesteinsgesellschaft setzt sich zusammen aus epizonal metamorphen, größtenteils marinen Sedimenten, die je nach Primärmaterial heute als Kalk-, Quarz-, Graphit-, Chloritphyllit sowie Serizitkalkschiefer und Quarzit vorliegen und damit z. T. verzahnten Ophiolithen (Ultramafitite, Metagabbros, Grünschiefer). Nach KOLLER (1985) erfolgte die letzte Metamorphose dieser Gesteine in der Grünschieferfazies (390–430°C, 3 kb) im Zeitintervall von 22 bis 19 Mio Jahren vor heute.

SCHÖNLAUB konnte 1973 mit Hilfe von Mikrofossilien (Spicula) das Alter der Sedimente in die höhere Unter- bis Oberkreide einstufen. Auffällig im Serienbestand sind Linsen von „Cáker Konglomerat“, vermutlich eine im Brandungsbereich entstandene Bildung mit Geröllen aus Triasdolomit (MOSTLER & PAHR, 1981). An einigen Stellen finden sich eingeschuppt vermutlich triadische Gesteine (Dolomit, Kalkmarmor, Quarzit) in zentralalpiner Fazies, die als aus dem Untergrund aufgeschuppte Scherlinge betrachtet werden. Sie sind von Blockgröße bis zu Olistolith-Dimensionen vertreten.

Die ophiolithischen Gesteine sind z. T. mit den Sedimenten verzahnt (Grünschiefer), z. T. durchbrechen sie diese diskordant (Gabbros), z. T. ist der Kontakt tektonisch (Serpentinite). Der im Zuge der Serpentinisierung entstandene Magnetit bewirkt kräftige magnetische Anomalien, die die Ortung größerer Serpentinittkörper im Untergrund ermöglichen.

Der ursprüngliche Gesteinsverband der Rechnitzer Serie ist, besonders im Bereich von Bernstein und Möltern durch sehr kräftige tektonische Bewegungen weitgehend zerstört (Schuppenstruktur).

In mehrfacher Hinsicht interessant ist das Auftreten von Gesteinen, deren Mineralbestand beweist, daß sie eine Hochdruckmetamorphose erfahren haben (Pumpellyit, Crossit, Ferroglaukophan, Alkalipyroxen, Lawsonit, Stilpnomelan, Bildungstemperatur 330–370°C bei 6–8 kb [KOLLER, 1985]). Sie finden sich in einem nach WNW abtauchenden Bereich auf einer Länge von ca. 40 km (mit Unterbrechungen durch das Tertiär). Dieser Mineralbestand und das durch gravimetrische Untersuchungen bewiesene Abtauchen dieser penninischen Teileinheit sind beweiskräftige Hinweise für das Vorliegen einer allgemein gegen Westen abtauchenden Subduktionszone. Der Zeitraum ihrer Aktivität ist nach K/Ar-Datierung an zonaren Crossit-Riebeckit-Mischkristallen als altpaläozoisches Ereignis einzustufen (ca. 65 Mio. J. [FRANK in KOLLER, 1985]).

2.2. Die Gesteine der Wechseleinheit

Diese Gesteinsfolge wurde seinerzeit im „klassischen“ Wechselgebiet von MOHR in grundlegenden Arbeiten erforscht und in neuerer Zeit von FAUPL (1970) bearbeitet. Im Zuge der Kartierung stellte sich heraus, daß die Wechseleinheit sich über die Ostrandstörung hinaus weiter nach Osten erstreckt und auch eine größere Variationsbreite besitzt.

Die Wechselserie besteht aus einer Abfolge von Metapeliten und (vorwiegend) basischen Metamorphiten. Gegen das Hangende zu treten häufig Graphitschiefer bzw. Graphitquarzit auf. Während für die hangenden

feinkörnigen Metabasite die Abkunft von Tuffen bzw. Tuffiten wahrscheinlich ist, muß für die auftretenden Lagen amphibolitischer Gesteine Herkunft von entsprechenden Magmatiten angenommen werden.

Auf der Wechselserie liegt, anscheinend konkordant, eine metamorphe Folge von Meta-Konglomeraten, -arkosen und -peliten. Sie liegt stets im Grenzbereich zur tektonisch höheren Grobgneiseinheit und zeigt die entsprechende starke tektonische Beanspruchung. Sie wird auf Grund ihres lithologischen Charakters und ihrer Zusammensetzung zumindest zum Teil als klastische nachvariskische Abfolge aufgefaßt (Perm?). Sie schließt die Gesteinsfolge nach oben ab und bildet einen (leider nur sporadisch vorhandenen) Leithorizont zur Abgrenzung der Wechseleinheit von der auflagernden Grobgneisserie.

In den tieferen Anteilen der Wechselserie ist der Wechselgneis ein weitverbreitetes Gestein, gekennzeichnet durch eine allgegenwärtige Albitblastese, die dem Gestein durch die bis erbsengroßen Albitkristalle (An <5 %) ein charakteristisches Aussehen verleiht. Nach seinem Mineralbestand ist dieses Gestein als Serizitchloritalbitgneis zu bezeichnen, wobei Schwankungen im Mineralbestand bis zu Albitchloritquarzphylliten bzw. Albitchloritphylliten hinführen.

Gegen Süden zu nimmt die Intensität der Metamorphose zu, biotitreiche Schiefer, Hornblendegneise, Amphibolite stellen sich ein (Kristallin von Waldbach [FAUPL, 1972]).

2.3. Die Grobgneisserie

Der namensgebende Grobgneis ist ein meist grobkörniger Granitgneis; im Mineralbestand sind gefüllter Plagioklas (Oligoklas), Biotit (oft teilweise chloritisiert), Muskowit (Phengit) und Quarz, akzessorisch oft kleiner Granat, vorherrschend jedoch großer (bis 8 cm) Mikroklin vorhanden. Radiometrische Datierungen von SCHARBERT (nach KOLLER & WIESENER, 1981) ergaben ein Gesamtgesteinsalter von 340 ± 10 Mio. J. Der Habitus dieses Gesteins reicht vom (makroskopisch) unverletzten Granit über Augengneis bis zu schiefrigen, plattigen Varietäten.

Die Hüllschiefer des Grobgneises, meist quarzreiche, einförmige, oft phyllonitische Glimmerschiefer lassen Anzeichen von Diaphthoresis erkennen, oft sind schwächere Gneislagen konkordant eingeschaltet. Häufig sind zwischen Hüllschiefern und Grobgneiskörpern Metadiorite eingeschaltet, selten auch Meta-Olivingabbro bzw. Meta-Hornblendegabbro. Sie werden teils als Differentiate des Granits gedeutet, aber auch primär dem Hüllschieferkomplex zugerechnet.

Der ursprüngliche Intrusionsverband von Granit und Hüllschiefern wurde im Zuge der alpidischen Orogenese zerstört, Kontaktminerale sind nicht erhalten geblieben.

2.4. Die Sieggrabener Serie

Diese Gesellschaft hochkristalliner Gesteine (Granatbiotitgneis, Amphibolit mit und ohne Granat, Hornblende-Eklogite, serpentinisierter Peridotit mit spinellführenden Gesteinen und Meta-Rodingiten) hat wegen ihrer von der Umgebung abweichenden Zusammensetzung und Metamorphose schon früh Aufmerksamkeit

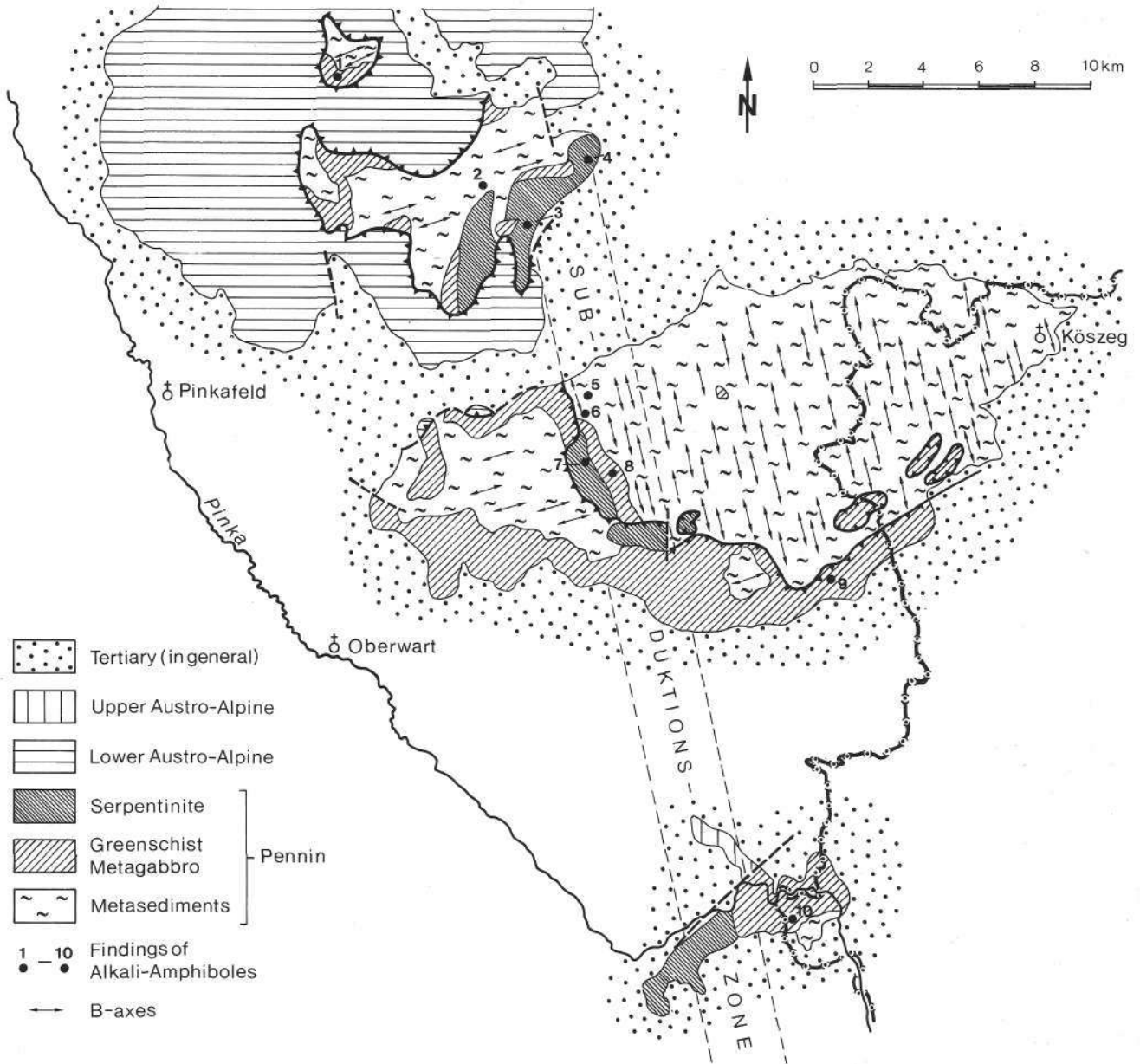


Abb. 2.
Das Penninische Fenster des Alpen-Ostendes (KOLLER & PAHR, 1980).

erregt (KÜMEL, 1935.; WIESENER, 1932). Diese Gesteine liegen als größere Erosionsreste mit tektonischem Kontakt auf der Wechsel- bzw. Grobgneiseinheit und werden meist ins Mittelostalpin gereiht.

3. Die Fortsetzung der Gesteinszonen der Zentralzone der Ostalpen in die Kleinen Karpaten bzw. ins Pannonische Becken

3.1. Ostalpen – Karpaten

Schwierigkeiten beim Vergleich mit den Gesteinen der Kleinen Karpaten bereitet der oben erwähnte, sprunghafte Unterschied in der Metamorphose. Von diesem Metamorphose-Hiatus abgesehen finden wir jedoch beiderseits der Brucker Pforte eine durchaus

ähnliche Gesteinsgesellschaft: Am Alpenostende Grobgneis mit Hülschiefern, dort die gleich alten S-Typ Granitoide um Hainburg und Preßburg, ebenfalls mit einer durchaus ähnlich zusammengesetzten Schieferhülle, nur die (regressive) jungalpidische Metamorphose ist deutlich geringer gewesen.

In der Zone von Pernek in den Kleinen Karpaten finden wir viele Eigentümlichkeiten der Wechselserie wieder: Den großen Reichtum an Metabasiten, den Graphitquarzit im Hangenden und schließlich auch das auflagernde Permoskyth + karbonatischer Trias in zentralalpiner Fazies (Semmeringtrias).

Für die geringere Metamorphose in den Kleinen Karpaten gibt es eine einfache, akzeptable Erklärung: Die (jung)alpidische Metamorphose ist hier geringer gewesen, weil die Überlagerung durch die höheren Decken geringer war und daher die höheren Metamorphosetemperaturen der Ostalpen nicht erreicht wurden.

Der so abrupt auftretende Unterschied liegt in der plötzlichen Änderung der großtektonischen Verhältnisse begründet: Mit der Mährischen Senke war das gewaltige Hindernis, das die Böhmisches Masse dem allgemein Süd-Nord gerichteten Deckenschub des jungalpidischen Zyklus entgegengesetzte (und damit ein Übereinanderstapeln der ostalpinen Decken bewirkte) zu Ende. Damit hatten etwa ab dem Meridian von Wien die Schubmassen freiere Bahn, sie wurden nicht mehr übereinander gestapelt sondern eher voreinander hergeschoben.

So mußten sich durch das Ausweichen von diesem Hindernis nach einfachen mechanischen Gesetzen (Kräfteparallelogramm!) die bekannten SW-NE gerichteten Scherzonen im Pannonischen Becken herausbilden (Raab-, Balaton-, Zagreb-Zemlen-Linie etc.).

Diese Bewegungstendenz führte auch zur Entstehung des Wiener Beckens (Abschiebung!). Das große Erdbeben des Jahres 456 n. Chr. in Westungarn, das zu völliger Zerstörung von Steinamanger und Ödenburg führte, und die auch heute noch vorhandene bekannte Seismizität der Mürzfurche sind späte Äußerungen dieser Tendenz.

Die Änderung der großtektonischen Verhältnisse zwischen dem Tauernfenster und der Rechnitzer Fenstergruppe deutet ja schon auf geringere Kontraktion gegen Osten zu: In den Tauern gehören Habachserie und

Zentralgneis zum penninischen Bereich, am Alpenostrand liegen die entsprechenden Einheiten (Wechsel- und Grobgneseinheit) in unterostalpinen Position, weil die gewaltige Deckenstapelung des Tauernbereiches hier bereits wesentlich geringer war, und in den Kleinen Karpaten sind beide Einheiten, Pernekzone und Granitoide von Preßburg noch tektonisch verbunden, anscheinend durch keine (alpidische) Schubbahn getrennt.

Wir müssen also durchaus im Streichen eines Gebirges auch den Einfluß der jeweiligen großtektonischen Situation berücksichtigen und nicht nur fazielle Erwägungen. Dafür bieten die Kleinen Karpaten ein lehrreiches Beispiel:

Die Schwellenzone des Briançonnais in den Westalpen (Hochstegenzone in den Hohen Tauern) ist durch lückenhaftes Mesozoikum (Schichtlücke zwischen Permoskyth und Jura) charakterisiert. Weil nun nach früherer Auffassung in den Kleinen Karpaten die Marianka- (Marienthaler) Schiefer und die Borinka- (Ballensteiner) Kalke als mesozoische Hülle des kristallinen „Kerns“ den Granitoiden von Bratislava auflagern sollten, erfolgte die Gleichsetzung mit der Briançonnaiszone der Alpen.

Nach heutiger Kenntnis besitzen die granitischen Gesteine der Kleinen Karpaten zwar eine Schieferhülle aus Biotitglimmerschiefern und z. T. Gneis mit aufgelag-

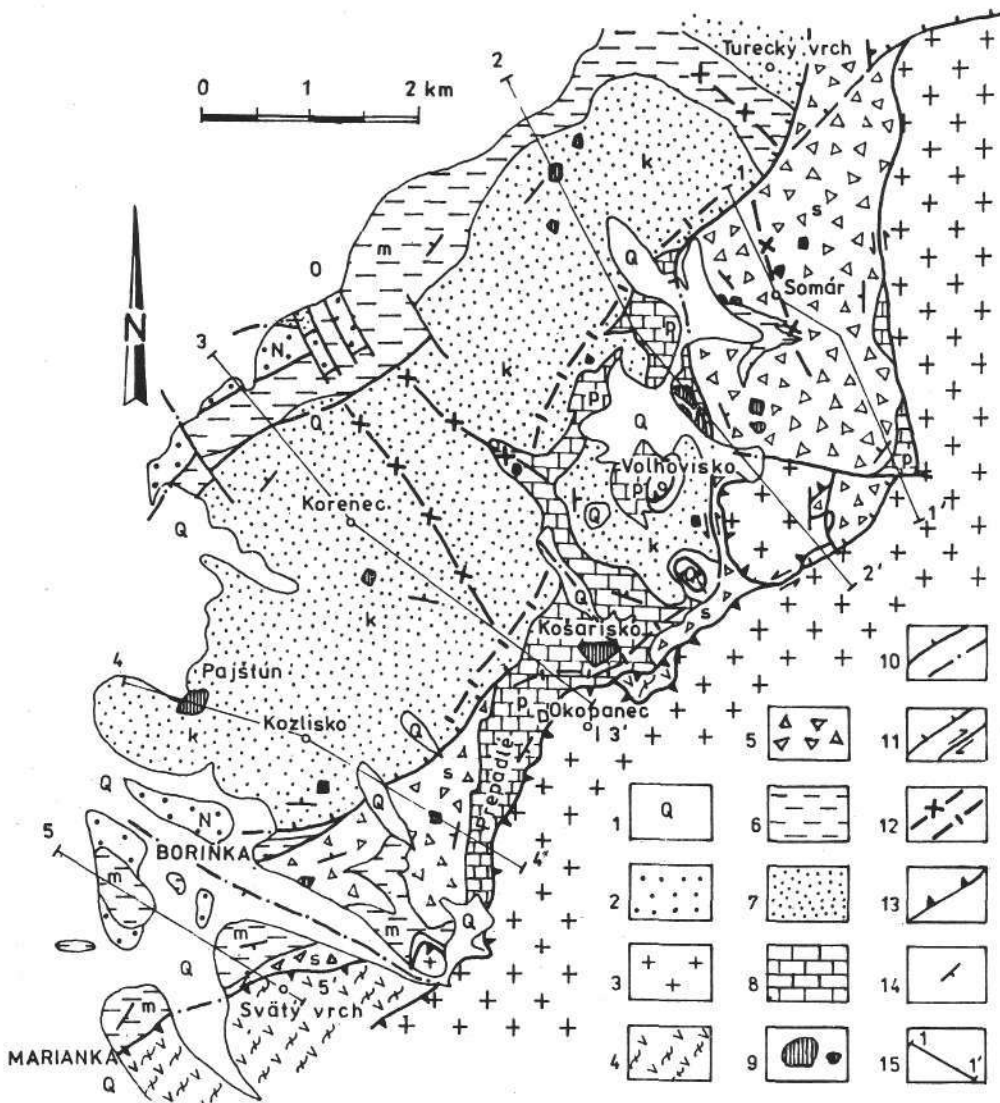
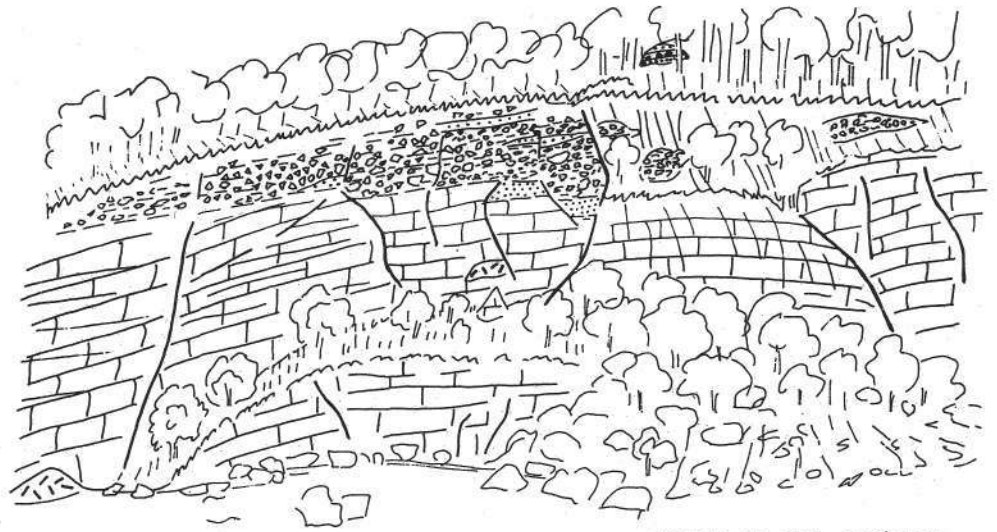


Abb. 3. Tektonische Skizze der Borinka-Einheit (D. PLAŠENKA, 1987).

1 = Quartär; 2 = Neogen; 3 = Bratislava-Granitoide; 4 = Frühpaläozoischer kristalliner Schiefer; 5 = Somar-Formation; 6 = Marianka-Formation; 7 = Korenec-Formation; 8 = Prepadle-Formation; 9 = Triassische Karbonate und Quarzite; 10 = normaler Bruch; 11 = Blattverschiebung; 12 = Achse der makroskopischen Falten; 13 = Überschiebungsebene der Bratislava-Grundgebirgsdecke; 14 = Streichen und Fallen von Schichtung und Schieferung; 15 = Profilinien.



SKETCH OF THE SOUTHERN PART OF THE PREPADLÉ QUARRY (D. Plašienka)

Abb. 4. Skizze des südlichen Teiles des Prepadle-Steinbruches (D. PLAŠIENKA, 1987).

-  Somár breccia with sandstone leuses (Middle-Upper Jurassic)
-  Borinka limestone (Liassic)
-  dolomite (Middle Triassic)

gerter Trias in zentralalpiner Fazies (von PLAŠIENKA & PUTIŠ, 1987) als Devin-, Kuchyna- und Kadlubek-Folgen bezeichnet), die Marienthaler Schiefer und Borinkakalke jedoch sind von den Granitoiden bzw. ihrer Schieferhülle überschoben und damit in einem tektonisch tieferen Stockwerk als das Unterostalpin. Diese Überschiebung wurde übrigens von dem ungarischen Geologen GÉZA VON TOBORFFY schon 1915 erkannt und beschrieben.

Nach neuen geophysikalischen Untersuchungen sind die Preßburger Granitoide eine allochthone Schubmasse, die etwa 1 km mächtig ist.

Wir haben also für diese Schiefer bzw. Kalke eine analoge tektonische Position wie das Penninikum am Alpenostrand, aber nicht nur das: Auch die Stratigraphie und Lithologie der Sedimente (Borinkakalk und Mariankaschiefer) ist sehr ähnlich dem Rechnitzer Pennin, nur war eben die jungalpidische Metamorphose aus den oben angeführten Gründen (geringere Überlagerung) deutlich schwächer: So finden sich in den Borinkakalken noch Makrofossilien des Lias (Spongien, Belemniten), die im Rechnitzer Pennin völlig zerstört wurden.

Wir können also mit guten Gründen diese Sedimentgesteine zufolge analoger Stratigraphie, Lithologie und tektonischer Position dem Rechnitzer Pennin gleichsetzen (PAHR, 1983).

Genauere Kenntnisse dieser Gesteinsgesellschaft verdanken wir vor allem PLAŠIENKA (1987): Er bezeichnet die gesamte Gesteinsgesellschaft mit dem Sammelbegriff Borinka-Einheit, die er lithologisch unterteilt in Mariana-, Korenec-, Prepadle- und Somar-Formation. Er zieht einen klaren Trennungsstrich zu der auf den tatriscen Decken abgelagerten Permotrias.

Bei seiner Borinka-Einheit (tektonisch gleichzusetzen mit dem „Vahikum“ von MAHEL [1981]) handelt es sich nach seinen Forschungsergebnissen vor allem um jurassische, vielleicht auch z. T. in die Kreide hinaufreichende Sedimente. Das charakteristische Schichtglied ist der Borinkakalk:

Dunkelgrau, massig, oft aber auch Lagenbau, lagenweise liassische Makrofaunen (Sinemur-Toarc). Häufig finden sich Triasquarzit und -dolomit eingeschuppt (wie im Rechnitzer Pennin!). PLAŠIENKA faßt die Borinkakalke als Schelfbildung auf, gekennzeichnet durch „mud flows“, mit Einlagerungen von Sandstein in den mittleren und oberen Teilen des kalkigen Komplexes.

Gegen NW wechsellagern die Borinkakalke mit dunklen Tonschiefern der Mariana-Formation und den Mergel- und flyschoiden Sandstein-Tonschieferlagen der Korenec-Formation. Darüber liegt die brekzienreiche Somar-Formation, die auch Komponenten aus dem überlagernden Kristallin, aber auch aufgearbeitete Triasquarzite und -karbonate enthält. Die Mächtigkeiten sind beachtlich: Prepadle-Formation 200–300 m, Korenec 600–800 m, Mariana 500, Somar 500 m, so daß eine Gesamtmächtigkeit von ca. 2000 Metern vorhanden ist.

Nach PLAŠIENKA (1987) handelt es sich um ein Teilgebiet des südpenninischen Troges, der nördlich der Tatriscen lag und im Zuge jungalpidischer Bewegungen von diesen überschoben wurde.

3.2. Ostalpen – Pannonisches Becken

Im Soproner Gebirge können wird die Grobgneiseinheit erkennen, bei Fertőrákos ist die Wechseinheit aufgeschlossen bzw. erbohrt worden. Die weitere Fortsetzung der unterostalpinen Einheiten nach NE ist durch einige Tiefbohrungen bis etwa zur Donau wahrscheinlich.

Auf Grund von Bohrungen sowie durch Messungen der magnetischen Vertikalintensität (die mit hoher Wahrscheinlichkeit die Ultrabasitkörper des Penninikums auch in größerer Tiefe nachweisen kann) können wir auch das Weiterstreichen der penninischen Zone der Ostalpen vom letzten Obertagsaufschluß östlich von Güns (Kőszeg) am NW-Rand der Kleinen Ungarischen Tiefebene bis zur Donau verfolgen. Diese Sachlage hat auch schon WEIN (1973) auf Grund von Bohr-

kernen in seiner Übersicht über die tektonischen Haupteinheiten Ungarns gezeichnet.

Viel schwieriger ist es jedoch, für die im Rechnitzer Pennin vorhandene, nach Westen abtauchende alpalpische Subduktionszone die zugehörige (wahrscheinlich östlich davon gelegen) Riftzone zu finden. Teile einer solchen finden wir in NE-Ungarn, im Bükk-Gebirge, aufgeschlossen, mit prächtigen Pillowlaven im Egertal und mit der zugehörigen Ophiolithsuite sowie mit den zugehörigen Sedimenten, die (zwar mit wesentlich geringerer Metamorphose) in vielen Einzelheiten jenen von Rechnitz entsprechen.

KUBOVICS (1984) hat beim Vergleich der Meta-Ultrabasite von Felső-Csátár (ungarischer Anteil des Eisenbergfensters) mit den Magmatiten vom Szarvaskő (Bükk-Gebirge) große Ähnlichkeit im Mineralbestand und geochemischen Befund erkannt und stellt abschließend fest, daß die geologisch-petrogenetischen Bildungsbedingungen für die Edukte der Magmatite des Eisenberger Fensters im Raum Felsőcsátár sehr ähnlich jenen der Magmatite des Szarvaskő im Bükk-Gebirge gewesen sind.

Es erscheint natürlich sehr gewagt, solche Überlegungen über eine Entfernung von ca. 300 km anzustellen. Wenn wir jedoch bedenken, daß aus den oben angeführten Gründen bei der jungalpidischen Gebirgsbildung gewaltige Scherungsbewegungen in SW-NE-Richtung entstanden sind, können wir annehmen, daß diese Riftzone vorher jedenfalls wesentlich weiter im Südwesten lag, und dann erscheint die vorher geschilderte Verbindung nicht mehr so abwegig. Es ist allerdings auch eine weiter westlich gelegene, heute zugedeckte Riftzone denkbar.

Über diese vorwiegend im Miozän erfolgten NE-Bewegungen mit den von der paläomagnetischen Forschung erkannten Rotationen sind wir durch die Arbeiten von BALLA (1987) informiert: Zu Beginn des Neogens lagen die tektonischen Bauelemente des Pannonischen Beckens mehrere hundert Kilometer westlich, südwestlich und südlich ihrer derzeitigen Position.

HAMOR (1983, 1988) hat in minutiöser Kleinarbeit die Zusammenhänge von Tektonik und Sedimentation im Pannonischen Becken im Neogen dargestellt und dadurch paläogeographische Rekonstruktionen auf eine feste Basis gestellt. RATSCHBACHER et al. (1990) haben den Grenzbereich Ostalpen – Karpaten – Pannonisches Becken einer ausführlichen Strukturanalyse unterzogen.

4. Ausblick

Wenn wir nun den größeren ostalpin-karpatisch-pannonischen Raum überblicken, so gewinnen wir den Eindruck eines riesigen „Brückenkopfes“, aus Tethysinventar und Grundgebirgsresten bestehend, aufgeschoben auf den eurasischen Kontinent infolge der Nordbewegung Afrikas im Neogen. Entscheidend war dabei der gewaltige Vorposten der Böhmisches Masse für die SW-NE gerichtete Scherungstendenz im pannonischen Raum. Diese Tendenz ist auch verantwortlich zu machen für das „displaced terrane“ des Bakony und sie hat vielleicht auch eine Rolle gespielt bei den jungen Bewegungen an der Periadriatischen Naht.

Dies sind weitere Themen dieses an Problemen sicherlich nicht armen Raumes. Wesentlich erscheint die

Berücksichtigung der jeweiligen großtektonischen Situation und der damit unterschiedlichen Metamorphosebedingungen beim Vergleich von Gebirgszonen, denn deren Beachtung kann uns helfen, Zusammenhänge zu erkennen, die zunächst nicht so klar sind.

Literatur

- BALLA, Z.: The Carpathian Loop and the Pannonian Basin – a kinematic analysis. – Geophys. Transactions **30/4**, 313–353, Budapest 1984.
- FAUPL, P.: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ) und Fröschnitz (Stmk.). – Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud., **19**, 27–70, Wien 1970.
- FAUPL, P.: Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 22–52, Wien 1972.
- FUCHS, W.: Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. – Jb. Geol. B.-A., **127/4**, 571–632, Wien 1984.
- HAMOR, G.: The Quantitative Method of Palaeogeographical Reconstruction. – Special Papers of MAFI, Budapest **1983/2**, 70 S.
- HAMOR, G.: Neogene Palaeogeographic Atlas of Central and Eastern Europe. – Budapest 1988.
- KOLLER, F.: Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. – Jb. Geol. B.-A., **128/1**, 83–150, Wien 1985.
- KOLLER, F. & PAHR, A.: The Penninic Ophiolites on the Eastern End of the Alps. – *Ofioliti*, **5** (1980), 73–78, Florenz 1980.
- KOLLER, F. & WIESENER, H.: Gesteinsserie und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins der Steiermark. – Fortschr. Min., **59**, Bh. 2, 167–178, Stuttgart 1981.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken. – Erdöl-Erdgas Zschr., **89**, Nov. 1973, 400–413, Hamburg – Wien 1973.
- KUBOVICS, I.: A Nyugat-Magyarországi Crossitit Közéttani jellemzői és Genetikája (Petrologische Charakteristik und Genese des westungarischen Crossitits). – In ungar. Sprache mit engl. Zusammenfassung. *Földtani Közlöny*, **113**, 207–224, Budapest 1983.
- KÜMEL, F.: Die Sieggabener Deckscholle im Rosalingebirge. – Min. Petr. Mitt. **47**, Leipzig 1935.
- LEŠKO, B. & VARGA, I.: Alpine Elements in the West-Carpathian Structure and their significance. – *Mineralia slov.* **12/2**, 97–130, Bratislava 1980.
- MAHEL, M.: Island character of Klippen Belt; Vahicum – continuation of southern Penninicum in Westcarpathians. – *Geol. Zbornik*, **32/3**, 293–305, Bratislava 1951.
- MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. – *Denkschr. Akad. Wiss. math. naturw. Kl.*, **88**, 633–652, Wien 1912.
- MOSTLER, H. & PAHR, A.: Triasfossilien im Cäker Konglomerat von Goberling. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1981/2**, 83–91, Wien 1981.
- PAHR, A.: Das Burgenland – geologisches Grenzland zwischen Ostalpen, Karpaten und Pannonischem Becken. – *Geogr. Jb. Bgld.*, **7**, 27–38, Neusiedl/See 1983.
- PLAŠIENKA, D.: Lithological, sedimentological and paleotectonic pattern of the Borinka Unit in the Little Carpathians. – *Mineralia slov.* **19/3**, 217–230, Bratislava 1987.
- PLAŠIENKA, D. & PUTIŠ, M.: Geological Structure of the Taticum in the Male Karpaty Mts. – International Conference, Bratislava, October 1987, S. 51.

- RATSCHBACHER, L. et al.: Penninic windows at the Eastern end of the Alps and their relation to the intra-Carpathian basins. - *Tectonophysics*, **172**, 91-105, Amsterdam 1990.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. - *Jb. Geol. B.-A.*, **116**, 35-49, Wien 1973.
- WEIN, G.: Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. - *Jb. Geol. B.-A.*, **116**, 85-101, Wien 1973.
- WESSELY, G.: Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. - *Mitt. österr. Geol. Ges.*, **76**, 27-68, Wien 1983.
- WIESENER, H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **42**, 136-181, Wien 1932.