

ROBERT MARSCHALKO*

DIE GEOLOGISCHE GESCHICHTE DER KRUSTE IM RAUM DER KREIDEFLYSCHTRÖGE DER PIENIDEN (WESTSLOWAKISCHER AN- TEIL DER PIENIDISCHEN KLIPPENZONE)

(Abb. 1–5)



Kurzfassung: Aus der Analyse der exotischen Gerölle des Kreideflysches der Pieniden und des Transportes des klastischen Materials folgt, dass in den Liefergebieten der Tatriden verschiedene ausgedehnte Elemente der Kruste zugegen waren. Es wird angenommen, dass diese Gebiete zur alten Sutur gehörten, deren Existenz und Verlauf durch saure und basische Gesteinsassoziationen, den Metamorphismus der Verschluckungszonen und das Auftreten von ophiolithischen Vulkanismus charakterisiert ist. Es wird weiters angenommen, dass die Zone der ozeanischen Kruste unter die kontinentale geschoben wurde und zusammen mit dem System der Inselketten (-bögen) in der unteren Kreide verschwand. Bei diesem Vorgang vermengte sich ein Teil der neugebildeten Kruste mit der alten, sialischen, und es formierte sich das Liefergebiet der pieninischen Einheit und der Klappe-Einheit. Diese Liefergebiete des Kreideflysches der Pieniden wurden schrittweise verschluckt und gingen im Paläogen unter, wobei sich die paläotektonischen Verhältnisse der Geosynklinale im Vorfeld der Tatriden änderten.

Резюме: Из анализов экзотик мелового флиша Пieniда и по движениям кlastического материала исходит, что в источниках присутствовали широкие элементы коры отличные от Татрид. Предполагается, что источники принадлежали старой сuture (шву) присутствие и направление которой подчеркивается кислыми и основными ассоциациями пород, метаморфизмом субдукционных зон и проявлениями офиолитового вулканизма. Предполагается, что пояс океанической коры был подвинут под континентальную и вместе с комплексом островных цепей (дуг) исчез в нижнем мелу. При этом взаимодействии часть вновь сформированной коры смешалась со старой сialической корой и сформировала пояс для источников пиенинской и кланской единицы. Этот источник мелового флиша пиенида был в пульсах захвачен и исчез в палеогене, когда изменился тектонический план геосинклиналей в предгорье татрид.

Einleitung

Bei der Analyse der Entwicklung der Kruste des westkarpatischen Abschnittes der Alpen wird die Bedeutung der Fyschtröge im Bereich der Pieniden betont. Die Auffüllung der Tröge und die Beschaffenheit des detritischen Materials werfen ein Licht auf die Zusammensetzung des Liefergebietes, welches vorübergehend vorhanden war und später wieder subduziert wurde. Die Verschluckung der Kruste im Raum der Pieniden wurde seit langem gemäss der folgenden Merkmale in Erwägung gezogen:

- 1 Existenz von Einheiten, Fazies und exotischen Gesteinen, die in angrenzenden Formationen fremd und unbekannt sind.

* R. Marschalko, Geologisches Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Dúbravská cesta 9, 886 25 Bratislava.

- 2 Fehlen des nur aus exotischen Blöcken im Kreideflysch der Pieniden bekannten vortriassischen Substrates.
- 3 Tektonischer Klippenstil, bei welchem die jurassischen und Unterkreide-Karbonatserien von den angrenzenden Flyschelementen tektonisch abge-sondert sind.
- 4 Zonale Struktur von grosser Länge (600 km) und geringer Breite (12–16 km).
- 5 Blinder Abschluss des Tatriden-Kristallinikums an der Berührungsfläche mit der pieninischen Klippenzone.
- 6 Scharfer Kontakt mit den paläogenen Einheiten des äusseren Flysches, der an vielen Stellen rücküberschoben ist, in der Tiefe jedoch unter die Klip-penzone taucht.

*Tektonische Gliederung und tektonischer Stil der pieninischen
Klippenzone der Westslowakei*

Schon zu Zeiten V. Uhlígs (1907) wurde im westslowakischen Abschnitt die beiden Jura-Entwicklungen und die untere Kreide nach zwei Einheiten unterschieden: die subpieninische und die pieninische. D. Andrusov (1938) unterschied in der pieninischen die Kysúce-, Klape- und Manin-Serie (Abb. 1). Da die Einheiten und deren Entwicklungen in aufeinander liegenden Zonen angeordnet sind, wird dies dem Deckenbau zugeschrieben. Es hat sich gezeigt, (Abb. 1A, B, C), dass die Einheiten aus kulissenartig gerafften Schuppen zu-sammengesetzt sind. Dieser imbrizierte tektonische Stil gibt Anlass sowohl zu der Annahme einer Überschiebung von SO nach NW und N, als auch einer früheren Deformation der inneren Einheiten und deren Überschiebung auf die äusseren. Das Gefälle der Einheiten ändert sich im Schnitt NW–SO. Stellen-weise sind sie invers (Abb. 1A), dann gehen sie steil und allmählich (Abb. 1B, 1C) in imbrizierte Strukturen mit einer Neigung von 60–45° gegen SO und SOO über. Die gekrümmte (hakenförmige) Struktur mit Überkipfung der Einheiten an der Peripherie entstand durch den Druck des abrupt abgehackten und in die Tiefe versinkenden tatriden Kristallinikums.

*Stratigraphische Stellung des Kreideflysches und seine Beziehung
zu den Liefergebieten*

Auch wenn Kreideflysche in allen Einheiten der pieninischen Klippenzone verbreitet sind, ist ihre Vertretung und ihr Auftreten verschieden und für die einzelnen Einheiten charakteristisch (Abb. 2).

Die pieninische Einheit

Die Flysche dieser Einheit (Turon–Santon) liegen übereinstimmend auf tief-marinen pelagischen Formationen der Unteren-Mittleren Kreide. Turon–Flysche haben keine grobklastischen Gesteine und stellen distale Flysche aus-gedehnter Becken dar. Der im oberen Teil (Coniac–Unteres Santon) vorkom-mende Konglomerat- und Wildflysch besteht aus „Lavinen“ von Schotter und Sand und steht im Zusammenhang mit der tektonischen Aktivität orogeneti-

scher Hänge. Die vorherrschende Schüttungsrichtung (Abb. 3.1) weist auf eine Auffüllung von SO und O, wo sich das Liefergebiet befand. Dem Verlauf, der Mächtigkeit (600–1200 m) und dem Volumen (5–20 km³) des Konglomerat- und Wildflysches nach, wird nicht nur eine Hypersubsidenz des pieninischen Flysch-troges, sondern auch eine schnelle Abtragung der Liefergebiete vor deren Verschluckung angenommen. Es existieren Beweise dafür, dass der pieninische Trog in der Nachbarschaft des Klope-Troges lag. Der Wildflysch enthält Olistholithe und Blöcke exotischer Mergel des Cenoman und Klastika von nur in der östlich liegenden Klope–Einheit verbreiteten Turon–Sandsteinen mit *Exogyra columba* major. Es setzt dies einen tektonischen Transport der Klope–Einheit voraus, eine Verschiebung im Liefergebiet und eine Abrasion der bereits gefestigten Turon–Sandsteine in der Schelfzone. Die Rezyklicität aus älteren Gebieten in jüngere, aus inneren Einheiten in äussere ist Ausdruck von Kompression und

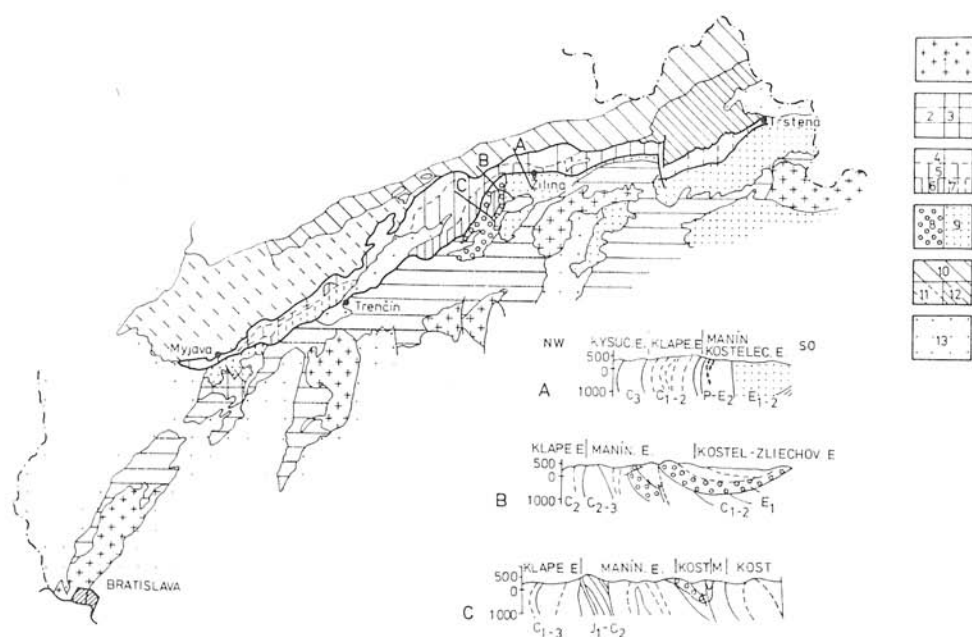


Abb. 1. Geologische Karte der pieninischen Klippenzone und der anliegenden Einheiten der Westslowakei. 1. Variszische und ältere alpinisch überarbeitete Magmatite und Metamorphite im Block der zentralen Westkarpaten (Tatride). 2. Mesozoikum der Hülle und höhere Decken der zentralen Westkarpaten (Križná, Choč, Strážov) (T₁–C₂). 3. Obere Kreide der höheren Decken (Gossau C₃–E). 4. Die subpieninische und die pieninische Einheit der Klippenzone (J₁–C₃). 5. Die Klope-Einheit (J₁–C₃). 6. Die Manin-Einheit (J₁–C₃). 7. Mit unsicherer Zuordnung (T₃–C₂). 8. Konglomerate von Súľov (P–E₁). 9. Flysch der zentralen Westkarpaten (E₂–E₃). 10. Die Bystrica-Einheit (P–E₃). 11. Die Weiss-Karpaten-Einheit (C₁–E₃). 12. Die Orava-Magura-Einheit (J–E₃). 13. Das Neogen des Wiener Beckens und der internen Mulden.

Abb. 1A, 1B, 1C. Geologische Profile der pieninischen, Klope- und Manin-Einheit zwischen Zilina (Sillein) und Považská Bystrica (laut R. Marschalko und J. Kysela, 19.9).

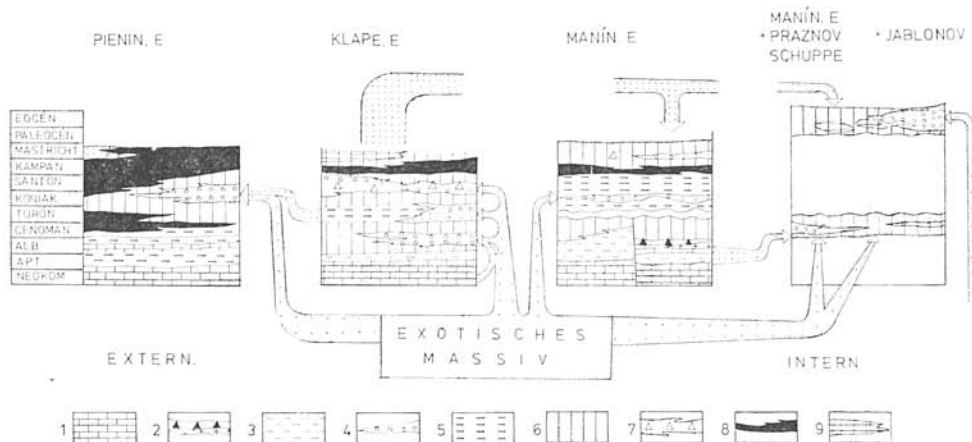
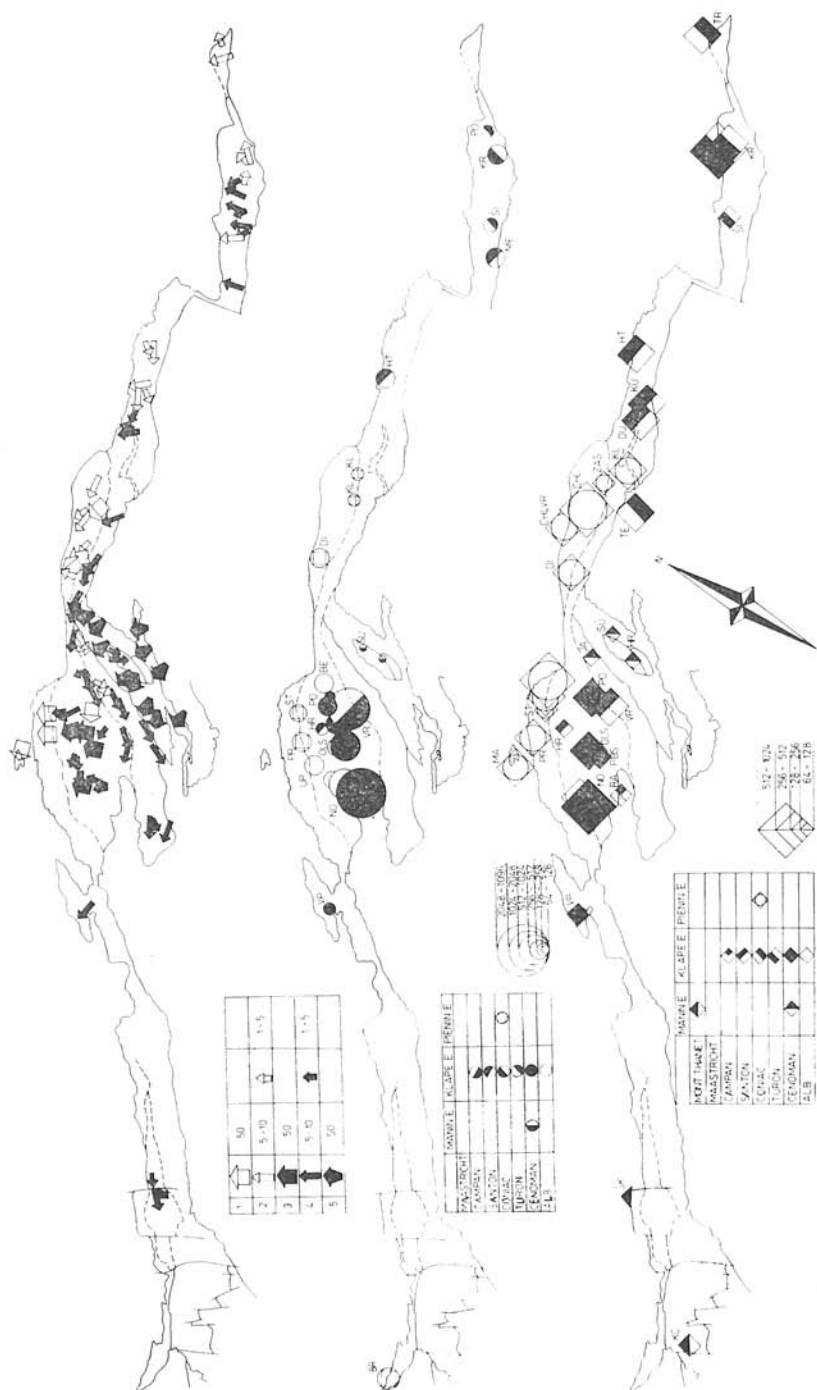


Abb. 2. Die lithostratigraphischen Einheiten, Transportwege des klastischen Gesteins aus dem exotischen Massiv und Umlagerung des Materials. 1. Mergelige Kalksteine, Hornsteine, Urgon, glaukonitisch. 2. Tektonisch-sedimentäre Brekzien und kleine Körper basischer Gesteine. 3. Mergel. 4. Konglomerate, Olistholithe, Diamikrite und Gleitkörper im Flysch (proximale Fazies des oberen Teils der Fächer). 5. Nicht-Flysch-Mergel-Fazies, parazyklische Sedimente (in der Klope-Einheit mit *Exogyra columbia major*). 6. Turbiditenflysch der mittleren und unteren Teile der Fächer. 7. Konglomerate mit Olistholithen und Rudisten-Blöcken und solchen von Riff-Biohermen (Úpohlav). 8. Bunte Kalkmergel, 9. Fazies orbitoider Kalksteine der Klope-Einheit, deren Olistholithe, resedimentiert in jüngere Formationen interner Einheiten.

Abb. 3.1. Richtungen der Paläoströme für die jeweiligen Stadien der Entwicklung (Mittlere und Obere Kreide separat) der pieninischen, Klope- und Manin-Einheit der Klippenzone der Westslowakei. Die Grundorientierung der Strömungsrichtung wurde gewonnen an Hand von Messungen der Strömungslineation an den unteren Schichtflächen der Turbidite. Die Karte zeigt, dass die Turbidite in vertikaler bis schräger Richtung zum Verlauf der Einheiten (von SO und NOO) vorgingen und in übereinstimmende Richtung mit ihnen einbogen. Dieses beckenparallele System wurde an der gesamten Länge der Klope-Einheit (von Trstená bis Myjava) erwiesen. Eine mögliche Interpretation deutet auf eine Schüttung aus dem im SO gelegenen und parallel mit dem Verlauf der Einheit orientierten Liefergebiete hin. Da die Flysch-Gesteinskörper den erhaltenen „Schwemmkegel“ darstellen ist es wahrscheinlich, dass der (Flysch-) Trog einer tektonischen Reduktion unterlag. 1. Transportrichtung, bestimmt anhand von Messungen an 50 Geröllstücken mit offensichtlicher Imbrikation des klastischen Materials (Obere Kreide). 2. Strömungslineation an den unteren Schichtflächen (Obere Kreide). 3. Transportrichtung, bestimmt anhand von Messungen an 50 Geröllstücken mit Imbrikation (Mittlere Kreide). 4. Transportrichtung, gewonnen aus der Imbrikation bei 50 Geröllstücken in Konglomerat-Olistrosomen des Paläogens der zentralen Westkarpaten (Súľov-Konglomerate) mit ausschliesslich dolomitischem Material.

Abb. 3.2. Karte der Maximalgrösse von Material aus Flysch-Konglomeraten (Mittelwert in cm) für die jeweiligen Entwicklungsstadien der pieninischen, Klope- und Manin-Einheit. Es ist ein Trend der Verkleinerung des klastischen Gesteins vom inneren (SO) Rand zur Peripherie der Einheiten (Klope und pieninische) zu beobachten. Die Mächtigkeit der Konglomeratschichten steht ebenfalls im Verhältnis zur Maximalgrösse des klastischen Gesteins. Die Konglomerate wurden im oberen Teil der submarinen Fächer durch gravitative Strömungsmechanismen abgelagert. Die Karte stellt die Verteilung jener Quarzkonglomerate dar, welche aus dem Bereich der zentralen Westkarpaten unbekannt sind und während des Paläozoikums eine Hochtemperatur- und Niederdruckmetamorphose erfahren haben. Die geringsten Durchmesser erreichen die Konglomerate des Cenoman in der Manin-Einheit.

Abb. 3.3. Karte der Verteilung von Gesteinen der Quarzit-Reihe (Zeiss)



Migration von Trögen an der Grenze Coniac—Santon. Nach diesen Bewegungen gingen die Flysch-Fazies unter und es trat eine Entwicklung bunter Mergel (Maastricht) ein, welche das terminale Stadium des Troges repräsentieren. Auf die bunten Fazies ist die tektonische Klappe—Einheit überschoben.

Die Klappe—Einheit

Von der pieninischen und Manín—Einheit unterscheidet sich die Klappe-Einheit durch ihren mächtigen (600—1000 m) Alb—Cenoman-Flysch. Die faziellen Assoziationen, die Gruppierung der Turbidite in den Megazyklen und einige bathymetrische Merkmale (Ichnofossilien) geben Anlass, den Flysch in den Mittelteil submariner Fächer (2500—3500 m Tiefe) einzuordnen. Nur stellenweise haben sich in der Fazies von Parakonglomeraten mit Blöcken älteren Gesteins die oberen Teile der submarinen Kegel erhalten. Sie stellen Schüttströme und Abgleitungen am Rande des Troges, hervorgerufen durch seismische Aktivität, dar. Das Studium der Änderungen der maximalen Grössen der Blöcke in den Konglomeraten (Abb. 3.2, 3.3, 4.1, 4.2) zeigte den Trend der Streuung, die Transportrichtung und den Gradient der Böschung. Es scheint den Messungen zufolge, dass die Liefergebiete des Alb—Cenoman-Flysches südlich und südöstlich an der gesamten Länge der Einheit gruppiert waren. Ein ähnliches Bild wurde auch durch Messungen der Strömungslination (Abb. 3.1) gewonnen. Die Auffüllung erfolgte aus südöstlichen Gebieten und zeugt von einer seitlichen Einspeisung zumal des grobklastischen Materials.

Auf die Alb-Flysche folgen im Turon bis Coniac parazyklische molasseähnliche Entwicklungen mit typischen seichtmarinen Vergesellschaftungen von Organismen (*Exogyra columba major*). Im Santon—Campan ändern sich erneut die tektonographischen Bedingungen für die Entstehung von Flysch mit exotischen Blöcken und Olistholithen von Riffbiohermen (Rudisten). Die Blöcke sind Bestandteil von Flyschkonglomeraten und stellen allochthone Körper dar, die durch Gravitations—Strömungsmechanismen und Eingleitungen von Blöcken benachbarter Riffplattformen stammen. Die primären Vorkommen von Plattformen wurden nicht gefunden, doch deuten die Analysen der Transportrichtung eine Zubringung von SO an. Riffe säumten die mobilen Inselketten. Diese wurden durch das jähe Emporheben zerstört und füllten den Flyschtroge mit grobem Detritus.

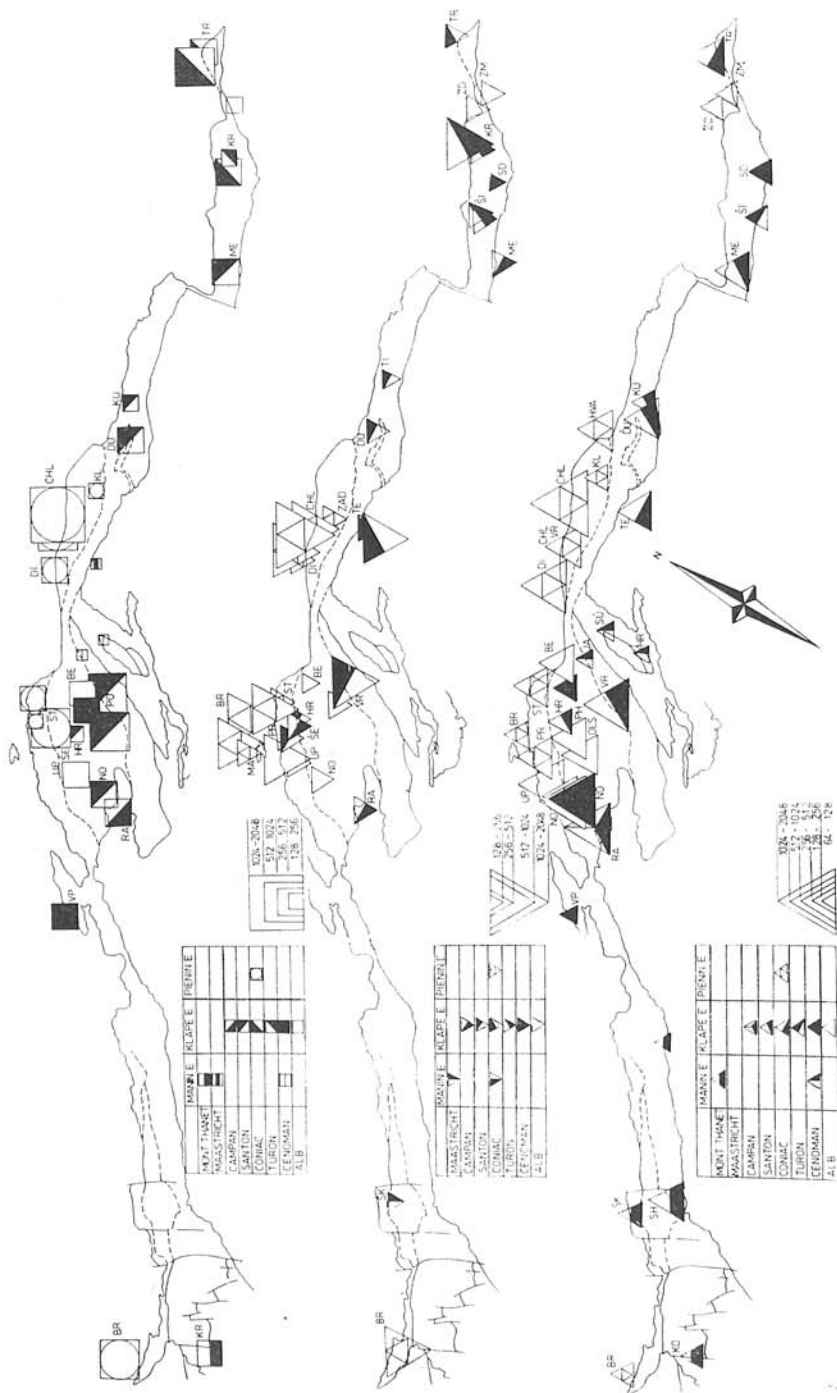
Den Fazies und sedimentären Assoziationen nach kann angenommen werden, dass die Mittel— bis Oberkreidflysche Reste von Trögen sind, die hohe Subsidenz besessen und ihr Material aus dem SO bezogen haben. Obzwar die

Abb. 4.1. Karte der Verteilung basischer Ergussgesteine (Melaphyre und Mandelsteine).

Die grössten Durchmesser erreichten Konglomerate der Pieninischen Einheit

Abb. 4.2. Karte der Verteilung von Granitoiden und erosiver Produkte jungen jurassisch-kretazischen Plutonismus. Die Dispersion begann im Alb und erreichte das Maximum in der Oberen Kreide der pieninischen Einheit. Die Verbreitung der Produkte junger Granit-Plutone (Stöcke) ist in der pieninischen Zone auf einer Länge von 600 km zu beobachten und bestätigt den linearen Verlauf des Plutonismus.

Abb. 4.3. Karte der Verteilung von grünen und roten, unmetamorphosierte Quarzporphyren. Charakteristisch ist die regelmässige Distribution in der Mittleren und Oberen Kreide aller Einheiten



Länge der Klappe—Einheit nur 150–200 km beträgt, waren die Ausmasse vor der Deformation grösser. Die sich von Myjava bis Žilina (Sillein) und Trstená nach Polen erstreckenden Flysche gehören dieser unter den Block den Westkarpaten verschluckten Zone an.

Hinweise über den Bau der Liefergebiete des Flysches

Die Voraussetzung von der Verschluckung eines bedeutenden Teiles der Klappe—Einheit und der anliegenden Gebiete wird offenkundig wenn man:

1. die petrographische Zusammensetzung des exotischen Gesteins im Flysch beurteilt,
2. die Art der Auffüllung, deren Richtung und die Position der Liefergebiete beurteilt,
3. die Klappe— mit der angrenzenden Manín—Einheit vergleicht.

Für die Klappe—Einheit ist das Vorkommen exotischer Granite und turmalinischer Granitporphyre (Abb. 4.2) charakteristisch. Ihr radiometrisch bestimmtes Alter ist Oberjura—Unterkreide (L. Kamenický et al., 1974). Ihre Verbreitung wurde über den ostslowakischen Abschnitt der pieninischen Klippenzone (R. Marschalko et al., 1976) zur Ukraine hin (V. G. Černov, 1973) verfolgt. Der Anteil an nichtmetamorphen grünen und roten Quarzporphyren ist hoch, von denen ein bedeutender Teil die subvulkanischen Formen der vorherigen Gesteine darstellen. Die Verbreitung erosiver Produkte von jungem Vulkanismus beginnt im Alb und geht mit der Oberkreide unter. Von den intermediären Gesteinen sind Diorite, Andesite und Dazite vorhanden. Von basischen Ergussgesteinen (Abb. 4.1) sind sehr zahlreiche Melaphyre und Mandelsteine, ursprünglich aus gabbroiden Laven (B. Zorkovský, 1976) ohne hyaloklastisches Material, die bislang für permisch angesehen wurden. Geochronologische Bestimmungsmethoden (A. Rybár und J. Kantor, 1978) verweisen auf ein oberjurassisches Unterkreide—Alter. Den basischen Assoziationen gehören Spilite und Porphyrite an.

Weniger häufig sind Glaukophanite, Gesteine hochdruck- und niederthermaler metamorpher Fazies. L. Kamenický (1974) führt ein Alter von 175 Mio. Jahren an. Sie wurden exhumiert aus älteren ophiolithischen Melangen und Subduktionszonen. Durch Analysen von Geröllen aus Barreme—Apt-Kalksteinen wurde die Existenz verbreiteter ultrabasischer Körper festgestellt (M. Mišík, 1976), aus welchen nur die schweren Minerale, wie Chromite und Serpentin Körner erhalten geblieben sind.

Neben diesen Gesteinen wurden bereits im Alb Blöcke von Quarziten (Abb. 3.3) der unteren Trias und paläozoischer stark thermal und niederdruckmetamorphosierter Konglomerate (Abb. 3.2), wie auch eine vernachlässigungswürdige Menge eines im Block der Tatriden unbekannten Kristallinikums (V. Zoubek, 1936) festgestellt.

Die Verbreitung der Gesteinsassoziationen gibt die Voraussetzung zu der Ansicht, dass in den Liefergebieten eine junge, aber auch alte sialische Kruste bestand und dass deren bedeutender Teil abgetragen wurde und unterging. Ihre Rekonstruktion ist überaus hypothetisch. Unter der Voraussetzung, dass die Granite das Produkt des Schmelzens von Tiefengestein der Geosynklinale hinter dem konvergierenden Rand sind, signalisiert ihr Vorkommen die Kollision lithosphärischer Blöcke an der Grenze von Jura und Kreide im Areal der

Pieniden und nördlich vom Tatriden-Block. Die Verbreitung erosiver Produkte junger Granitplutone (Stöcke) in der gesamten pieninischen Zone über die Länge vom 600 km, beweist den linearen Verlauf der Rupturen zwischen ozeanischer und kontinentaler Kruste. Das Schmelzen der unter den sialischen Block absteigenden Basalte deutet die Andesite an, und in Assoziation mit Gesteinen der Ophiolithsuite und Serpentiniten das im Kollisionsorogen deformierte und verfaltete System von Inselbögen pazifischen Typs. Es ist schwierig zu beurteilen, ob es sich um eine durch Aufschiebung von ozeanischer Kruste auf den kontinentalen Rand (Obduktion vom Typ Neu Guinea-Kaledonien) handelt oder um einen pazifisch-andischen Kollisionstyp. J. F. Dewey und J. M. Bird (1970) nehmen an, dass sich die Verschluckungszone in den Alpen und Karpaten gegen Süden neigte und die Trenchs am Nordrand des Kontinentes unter den Block der Westkarpaten verschluckt wurden. Ob eine solche Gesetzmässigkeit den ganzen Jura und die Unterkreide über Geltung hatte, ist vorderhand unbekannt. Es scheint jedoch, dass die Alb-Flysche der Klope-Zone und die senonischen der Pieninen-Einheit dies bezeugen. Es ist hier eine offenkundliche, nordwestliche Migration nicht nur der Tröge, sondern auch der Einheiten zu beobachten. Das System der längsseitigen Tröge migrierte und wurde von innen nach aussen gefaltet (SO-NW). Deshalb gingen die proximalen Teile der Flyschtröge einschliesslich der benachbarten Gebiete unter und die inneren Zonen schoben sich über die denudierten und verschluckten Gebiete im Vorland. Das System der tektonischen Einheiten ist deshalb imbriziert und nähert sich dem bekannten Modell der Ost- und Westalpen, wo die Tröge parallel mit dem strukturellen Verlauf des Gebirgszuges ausgerichtet und unter den mobilen Block verschluckt wurden.

Die Klope-Einheit stellt Fragmente von an der Nordkante des Festlandes gebildeten Trögen dar, aus einer Kruste exotischen Typs, der in dem angrenzenden Block der zentralen Westkarpaten unbekannt ist. Wir nehmen deshalb an, dass die exotische Kruste der Liefergebiete samt dem Trogssystem sich nördlich der Tatriden befunden hat und im Verlauf der Oberkreide verschwand. Zahlreiche Charakteristiken zeigen, dass die jüngere, sialische Kruste den Inselbögen angehörte und dass sie sich im Verlaufe des Kollisionsorogens (bis zum Alb) mit der alten Kruste vermengte.

Die Manin-Einheit und deren Beziehung zur Klope-Einheit

Die Manin-Einheit ist in der Mittleren Kreide markant tektonisch individualisiert sowohl im Verhältnis zur Klope- und pieninischen Einheit, als auch zu den höheren karpatischen Decken. Im Alb hat sie zwei faziell unterschiedliche Entwicklungen: 1. pelagische, fleckige, tiefmarine Mergel, 2. klastische Kalksteine und tektonisch-sedimentäre Brekzien. Der Cenoman-Flysch ist durch Fazies von Konturiten und Turbiditen (R. Marschalko - J. Kysela, 1979) vertreten. Die faziell der pieninischen Einheit nahestehende Obere Kreide (Abb. 2) hat mächtige bunte Schichten (400-600 m) von Mergeln und distalen Flysch ohne Parakonglomerate. Die Manin-Einheit ist auf die Obere Kreide der Klope-Einheit aufgeschoben. Von den höheren karpatischen Decken ist sie durch die Kostelec-Einheit getrennt, welche ähnlich den höheren Decken keine Oberkreidehülle besitzt. In den Arbeiten D. Andrusovs (1938, 1972) wird die Manin-Einheit wegen deren tektonischen Klippenstils und des pieninischen

Typs der Oberkreide für einen Bestandteil der Pieniden–Geosynklinale im Vorland der Tatriden angesehen. D. Andrusov setzte voraus, dass sich ihr Areal zumal in dem südlichen Teil befand. Es wurde in der Laramischen Phase unter den Block der Tatriden verschluckt. M. MaheI (1978) betrachtet die Manin–Einheit als Stirn der oberen karpatischen Decken, welche im Turon aus den südlichen Arealen der Geosynklinale tektonisch transportiert wurden. Diese Annahme stützt sich auf das Vorhandensein bestimmter Fazies (Unter-alb) welche nur in der Provinz der zentralen Einheiten (Križna–Einheit) verbreitet sind.

Einige Tatsachen weisen darauf hin, dass die Manin–Einheit im Mittleren und Oberen Cenoman sich vorübergehend in der Nachbarschaft des exotischen Liefergebietes der Klope–Einheit befunden hat.

1. Die petrographische Zusammensetzung des exotischen Gesteins verweist auf eine Verwandtschaft mit der Klope–Einheit und auf eine völlige Unterschiedlichkeit zu Gesteinen des tatriden Blockes (Abb. 3.2, 3.3, 4.1).

2. Die modale Zusammensetzung der Sandsteinkomplexe des Flysches der Klope–Einheit und der Manin–Einheit ist ähnlich (Abb. 5).

3. Die Messungen der Maximalgrößen der klastischen Gesteine deuten eine Verringerung des Durchmessers von N und NW an (Abb. 3.2, 3.3, 4.1, 4.2) und eine grosse Entfernung von den Liefergebieten des Cenoman.

4. Das Strömungssystem im Flysch (Abb. 3.1) weist auf ein in N und NW gelegenes Liefergebiet im Vorland der Tatriden hin. In der Oberkreide (Campan–Maastricht) wird die Position des Liefergebietes nördlich von der Manin–Einheit erneut bestätigt durch das vorrangige Strömungssystem, welches das

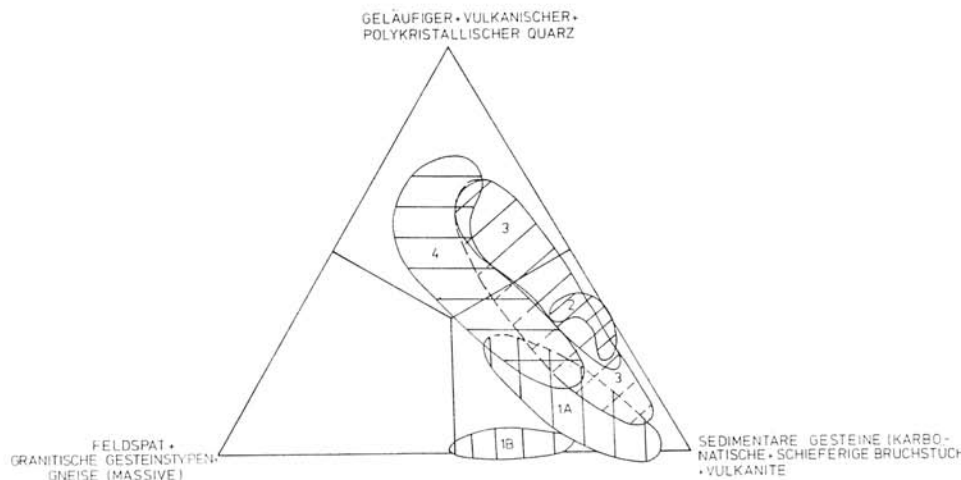


Abb. 5. Modale Zusammensetzung der Flysch-Sandsteine und Konglomerate der Mittleren und Oberen Kreide der pieninischen, Klope- und Manin-Einheit. Die Mineralzusammensetzung (Klassifikation nach R. Folk) spiegelt den Ursprung der Sandsteine aus den einesteils aus plutonischen, vulkanischen und zumal aus sedimentären Gesteinsassoziationen sich zusammensetzenden Gebieten wider, 1. A., 1. B. Konglomerate der pieninischen und der Klope-Einheit; 2. Manin-Einheit; 3. Klope-Einheit; 4. Pieninische Einheit.

klastische Material nach S und SO verfrachtete, wo ein offenes Bassin vermutet werden kann. Da die Obere Kreide eine Mächtigkeit über 1000 m hat und in den Einheiten der höheren Decken nicht zutage tritt kann die Vermutung ausgesprochen werden, dass die Manín—Einheit mit der Oberkreide—Hülle in den paläogenen Phasen der Faltung unter diese Einheiten und unter den Block der zentralen Westkarpaten (tatriden Block) geschoben wurde.

Aus diesen Erwägungen folgt, dass der Manín—Sedimentationsraum sich südlich des exotischen Gebietes erstreckte, welches gleichzeitig (bis zu ihrem Untergang) Hindernis einer tektonischen Bewegung der Manín—Einheit war.

Kann das exotische Material des Kreideflysches der pieninischen Klippenzone aus dem Süden der Geosynklinale, aus dem Gebiet des Gemerikums stammen?

Einige Klippen—Typen der Manín—Einheit stellen Trümmer der in die Depression abgesunkenen Decke im Vorland der Tatriden dar. Bereits M. Lugeon (1903) vermutete, dass die pieninische und subpieninische Einheit Stirnen höherer, aus südlichen Zonen der Geosynklinale über die Hülle der Tatriden durch gravitations—tektonischen Transport auf Magura-Flysch aufgeschobener Decken sind. Es besteht hier auch eine auffällige Übereinstimmung gewisser Gesteinsassoziationen im exotischen Gestein der Klape- und Pieniden—Einheit mit jenen der Gemeriden—Einheiten: junge Kreide—Granite, Körper von Ultrabasiten, Quarzporphyre, Melaphyre der Choč—Decke und hauptsächlich triassische Karbonatenentwicklungen, wie die von Reifling, Hallstatt und Wetterstein, wie sie nur aus den südlichen geosynklinalen Randzonen bekannt sind. J. Bystrický (1978) nimmt an, dass der Grossteil des Gerölls von Kreide—Konglomeraten aus aberodierten, oberkarpatischen Decken (Strážov) stammt. Es existiert eine Reihe von grundlegenden Erkenntnissen, welche gegen solche Ansichten sprechen:

1. Für innerkarpatische Decken gilt eine markante Polarität. Die Höheren Decken aus den internen Zonen wurden früher, noch vor der Mittleren Kreide verschoben und deformiert und beendeten die Aufschiebung im Turon. Die pieninische und Klape—Mittelkreide geht ohne Unterbrechung in die Oberkreide über, wodurch sie sich einem separaten, paläogeographischen und tektonisch individualisierten, geosynklinalen System zuordnet.

2. Weder auf dem Gebiet der Pieniden, noch in den klippennahen Arealen der Tatriden ist eine Divertikulation der Einheiten zu beobachten (die höchste auf der Basis). Schliesslich würde das gravitative Abgleiten der höheren Decken deren Fehlen in den zentralen Karpaten und eine Deformation des Substrates (Metamorphose) erzwingen, was nicht zu beobachten ist.

3. Die Länge und Verbreitung der Klape—Einheit im westslowakischen Segment ist grösser (200 km) als der das Gemerikum umgebende Raum. Die Verbreitung der erosiven Produkte des jungen Plutonismus durchzieht den ostslowakischen Bereich und setzt in einer Gesamtlänge von 600 km zur Karpatenukraine hin fort, bis zum Abschluss der pienidischen Klippenzone im Gebiet von Marmaroš (V. G. Černov, 1973). Die den Südrand der Geosynklinale bildende Gemeriden—Einheit erreicht nicht einmal die Hälfte dieser Länge. Der Gömörer (Gemer) Granit—Pluton ist Cenoman (J. Kantor, 1957) und seine Ausstriche sind heute flächenmässig unscheinbar. Die bereits in Alb—Konglo-

meraten vorhandenen exotischen Granite der Klappe—Einheit sind überhaupt nicht metamorphosiert. In den gegenwärtig aufgeschlossenen Serien der Gemeriden—Einheit finden sich nicht genügend Gesteinstypen zur Ableitung exotischer Komponenten in der Klappe- und pienidischen Einheit. Es muss zugegeben werden, dass ein bedeutender Teil der kontinentalen Kruste im Raume der Kreideflysch—Tröge der Pieniden subduziert wurde.

Schlussfolgerungen

Die Kreideflysch—Becken der Pieniden demonstrieren den geologischen Prozess der Subduktion grossräumiger Krustenelemente im Vorland der Tatriden. Die Liefergebiete der pienidischen Flyschtröge gehören der alten Sutur an. Ihre Existenz kann sowohl aus dem exotischen Material mit sauren und basischen Gesteinsassoziationen und dem Metamorphismus der Subduktionszonen geschlossen werden als auch aus dem Auftreten von ophiolithischen Vulkanismus abgeleitet werden. Bei der präalpinischen Krustenkollision gingen zuerst die Systeme der Inselketten (pazifischer Typ Guinea, Kaledonien) unter und nach einer intensiven Deformation mit der alten sialischen Kruste formierte sich das Liefergebiet der Klappe- und Pieniden—Einheit. Diese Gebiete wurden allmählich, schrittweise verschluckt und verschwanden unter dem Block der zentralen Westkarpaten. Das Endstadium und völlige Verschwinden erfolgte im Paläozän, als sich der paläotektonische Plan der Pieniden änderte. Von diesen Aspekten aus gesehen, spiegeln die Kreideflysche der pienidischen Klippenzone das finale Stadium des Unterganges der Sutur im Vorland der Tatriden wider.

Übersetzt von E. Walzel

SCHRIFTTUM

- ANDRUSOV, D., 1938: Geol. výzkum vnitřního bradlového pásma v Záp. Karpatech, III. Tektonika. Rozpr. St. Geol. Úst. (Praha), IX. S. 135.
- ANDRUSOV, D., 1972: Particularités de la tectonique des Carpates septentrionales XXIV Sess. Int. Geol. Cong. Canada, (Montreal), sect. 3 Tectonics, S. 273—281.
- BYSTRICKÝ, J., 1978: Prvý nález sedimentov spodnej kriedy v Stratenskej Hornatine v Západných Karpatoch, Mineralia slov., (Bratislava), 10,1 S. 17—22.
- CERNOV, V. G., 1973: Konglomeráty paleogena Peninskoj zony Sovetskych Karpat i ich paleogeografického značenie, Sov. Geol. (Moskva), 5, S. 144—152.
- DEWEY, J. F., BIRD, J. M., 1970: Mountain belts and the new global tectonics, J. Geophys. Res. (Richmond, Va), 75, S. 2625—2647.
- KAMENICKÝ, L., 1973: Relation of the crystalline of the Central West Carpathian to the adjacent areas. Geol. Zbor. Geol. Carpath. (Bratislava), 24,2, S. 303—31.
- KAMENICKÝ, L., KÁTLOVSKÝ, V., MARSCHALKO, R., MEDVEĎ J., 1974: Contribution to characterization of acid magmatites of exotic rocks of the Klippe Belt and other tectonic units of the West Carpathians, Mineralia Slov. (Bratislava), 6,4, S. 311—322.
- KANTOR, J., 1957: A 40/K 40 metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na Betliarsky gemeridný granit, Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 11, S. 188—200.
- LUGEON, M., 1903: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes, Bull. Soc. vaud, Sc. Nat. 39, (Lausanne).
- MARSCHALKO, R., KYSELA J., 1979: Geológia a tektonika pieninského bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou in ed. M. Maheľ: Geologické profily Západných Karpát Konferencie, (Bratislava),

- MARSCHALKO, R., MIŠÍK, M., KAMENICKÝ, L., 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszones (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonische Einheiten der Ostslowakei Sbor. geol. Vied, Rad ZK (Bratislava) S. 7–124.
- MAHEL, M., 1978: Manin tectonic unit: relations of the Klippen belt and Central West Carpathians, Geol. Zbor. Geol. Carpath., (Bratislava 29,2 S. 197–213.
- MIŠÍK, M., 1976: Bradlové pásma a globálna tektonika, edit in Mahel: Československá geológia a globálna tektonika. Zbor. ref. (Smolenice), S. 28–36.
- RYBÁR, A., KANTOR, J., 1978: Rádiometrické datovanie vybraných formácií Západných Karpát 40 A/40 K vek eruptív Úphlavských zlepcov bradlového pásma I. Manuscript, Archiv GÚDS (Bratislava).
- ZORKOVSKÝ, B., 1976: Beitrag zur Kenntnis des petrographischen Charakters der als Gerölle in den Úpohlav-konglomeraten der Klippenzone der Westkarpaten vorkommenden basischen Gesteine, Mineralia Slov. (Bratislava) 8, 1, S. 241–262.
- ZOUBEK, V., 1936: Bemerkungen über das Kristallin der Westkarpathen, Věst. St. Geol. Úst. (Praha) XII, S. 207–239.

Zur Veröffentlichung empfohlen
von B. LEŠKO

Manuskript eingegangen
am 12. Febr. 1979