

OLEGA ČORNÁ, LADISLAV KAMENICKÝ\*

## EIN BEITRAG ZUR STRATIGRAPHIE DES KRISTALLINIKUMS DER WESTKARPATEN AUF GRUND DER PALYNOLOGIE

**Kurzfassung:** In der Arbeit wird eine Gesamtheit an Proben und palynologischen Analysen kristalliner Schiefer und Schiefer des Paläozoikums der Zentralen Westkarpaten angeführt. Die Proben wurden nahezu allen kristallinen Kernen der Tatriden (mit Ausnahme des Gebirges Tribeč und des Lúbochňa-Massivs) und den tektonischen Zonen der Veporiden und den Gemeriden entnommen. Die vorläufigen Ergebnisse weisen darauf hin, dass im gesamten Gebiet in grundlegendem Masse auch metamorphe paläozoische Sedimente vertreten sind und so in Übereinstimmung mit der Plazierung der variszischen Granitoide die Akzeptierung des variszischen alpinotypen Orogen in diesem Gebiet begründet ist.

**Резюме:** В статье описан ряд образцов и палинологических анализов кристаллических сланцев палеозоя центральных Западных Карпат. Образцы были отобраны почти из всех ядер массивов метаморфических и магматических пород (за исключением горного массива Трибеч и Любочнянского массива) и из тектонических зон вепорид и гемерид. Предварительные результаты показывают, что во всей изучаемой области представлены главным образом метаморфические палеозойские седименты. Это совпадает с размещением варисцийского гранитоидов, что позволяет объяснить проявления варисийского альпинистического орогена в описываемой области.

### Einleitung

Da bislang die Ansichten vom präkambrischen Alter der das Kristallinikum aufbauenden Sedimente überwiegen (V. Zoubek 1960, M. Máška – V. Zoubek 1960, 1961, J. Kamenický in M. Mahel 1967), ist es zweckmäßig sich mit den Gründen zu befassen, welche die Autoren zu diesem Schluss bewegen. Als Hauptargument werden gewöhnlich die Behauptungen von der lithologischen, metamorphen, tektonischen und strukturellen Unterschiedlichkeit der einzelnen Gebiete der Tatriden und Veporiden gegenüber den Gemeriden wiederholt.

Beim Vergleich des Kristallinikums der Tatriden, Veporiden und Gemeriden sind lithologische Unterschiedlichkeiten offensichtlich. Diese Tatsache kann jedoch nicht isoliert beurteilt werden, da es in einem ursprünglich so ausgedehnten Gebiet, in welchem die Existenz des Sials bereits im oberen Prökambrium vorausgesetzt werden muss es ganz gut möglich ist, die unterschiedlichen Verhältnisse in der Entwicklung der Sedimente eines Gebildes in Bezug zur älteren Struktur des Untergrundes zu akzeptieren.

Andererseits können auch gemeinsame Merkmale beobachtet werden, z. B. die Entwicklung tonig-quarziger Sedimente gewöhnlich wenigstens in irgendwelchem Niveau mit Einlagen bituminöser Lagen und mit Einlagen von Kalksteinen, wie sie z. B. in der Harmonia-Serie, aber auch im Liegenden des Pezinok-Pernec-Kristallinikums der Kleinen Karpaten, in der Serie der Kohúter, bzw. Kokavaer Veporiden und der Gelnica-Serie der Gemeriden zu sehen sind.

Bituminöse Sedimente, einschließlich typische Lydit-Einlagen sind allgemein aus dem gesamten Gebiet der zentralen Westkarpaten bekannt. Ähnlich sind auch die für das ältere Paläozoikum der Gemeriden typischen Grauwacken in grundlegendem Masse

\* Dipl.-Ing. O. Čorná, CSc., RNDr. L. Kamenický, Geologisches Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, 886 25, Bratislava, Obrancov mieru 49.

in den Tatriden und Veporiden vertreten (D. Hovorka 1974). Überwiegend quarzige Sedimente treten sporadisch im gesamten Gebiet der zentralen Westkarpaten auf. Es besteht somit kein Grund, a priori die gegenwart des Paläozoikums auch in den Tatriden und Veporiden vom lithologischen Standpunkt her abzulehnen.

Auf eine Ähnlichkeit der Entwicklungen weist hingegen auch der gleiche oder ähnliche Charakter des Vulkanismus hin. Der basische Vulkanismus ist allgemein verbreitet, aber in jüngster Zeit kommt man zu dem Schluss, dass auch der saure Vulkanismus ausserhalb der Gemeniden, und das in der Kraklová-Zone der Veporiden, vertreten ist (L. Kamennický 1973, A. Klincec 1975).

Wird die Entwicklung des Magmatismus der zentralen Westkarpaten beurteilt, können neben Unterschiedlichkeiten ebenso gemeinsame Merkmale gefunden werden. Es muss bedacht werden, dass die Gesetzmässigkeiten der Entwicklung des Magmatismus in Gebieten der wiederholten Kollision von Sial-Kontinenten nicht dermassen gut bekannt sind, wie dies z. B. in Gebieten mit rezentem Vulkanismus an der Grenze von unterschiedlichen Strukturen der Fall ist (z. B. in Inselbögen, in Untermeeresrücken u. ä.). In unseren Gebieten handelt es sich um wiederholte Regeneration des geosynkinalen Regimes bei Existenz einer spezifischen Sial-Struktur. Die Entwicklung des Magmatismus hat hier voraussichtlich den Charakter einer Spirale, mit ständig sich ändernden Bedingungen. Auffällig ist die Tatsache, dass häufig nebeneinander basischer und intermediärer bis saurer Vulkanismus auftreten. Deshalb ist es schwierig, den Charakter von Vulkaniten der selben Serie zu vergleichen. Trotzdem kann beobachtet werden, dass die Erscheinungen des Vulkanismus an die vorhergehenden Strukturelemente gebunden sind und dass z. B. auch in den Veporiden der saure Vulkanismus in Form von Porphyroiden vertreten ist.

Allgemein wird der Mangel an variszischen Plutoniten in den Gemeniden hervorgehoben. Jedoch bereits den Arbeiten von L. Kamennický — M. Marková (1957), L. Rozložník (1961) ist zu entnehmen, dass variszischer Plutonismus auch hier vorhanden war; er war jedoch nicht dermassen differenziert wie in den Tatriden und Veporiden. Auch der Granodiorit von Turčok bestätigt dies.

Die hervorgehobenen Unterschiede im Metamorphismus der kristallinen Schiefer der zentralen Westkarpaten sind nicht so eindeutig, denn B. Cambel (1956) konstatierte in Übereinstimmung mit den Beobachtungen von J. Koutek — V. Zoubek (1936) dass in der Kleinen Karpaten die regionale Metamorphose niedrig war und nur dank der Wirkung von durchdringenden Plutoniten im Mantel progressiv erhöht wurde. Die Existenz von epimetamorphosierten Schiefern in Tatriden und Veporiden ist den Autoren von mehreren Lokalitäten her bekannt (Kleine Karpaten, Suchý, Veporidenzone von Kraklová, Slubica und Čierna hora, Kohút-Veporidenzone u. ä.). Selbstverständlich sind die Relikte von niedrig metamorphosierten Schiefern neben den intensiv vertretenen granitoiden Intrusionen nebensächlich.

Die Unterschiedlichkeit der einzelnen Sial-Blöcke im jetzigen Zustand ist sehr markant und leitet den Beobachter automatisch zur Suche nach Unterschieden zwischen ihnen, dies vor allem vom stratigraphischen Standpunkt. In den jüngsten Arbeiten, z. B. von E. Krist (1971), L. Kamennický (1973), L. Kamennický et al. (1974) gelangt man sukzessive zu der Ansicht, dass auch vorvariszische Strukturen vorhanden sind, und dies unabhängig von der Gliederung der Blöcke an Tatriden und Veporiden, wobei die angeführten Gesamtheiten auch viele gemeinsame Züge haben. Die Unterschiede im Verhalten und im Aussehen und Bau der einzelnen Blöcke haben dann andere Ursache als die Unterschiedlichkeit in der Stratigraphie. Es ist wahrscheinlich, dass nicht nur die Intensität der tektonischen Prozesse, deren Tiefenreich-

weite und die Position der einzelnen Blöcke zu den grossen Struktureinheiten wie z. B. Plattformen, zentralen Massiven, die Unterschiedlichkeit des Baues der Blöcke der zentralen Westkarpaten beeinflussen, sondern auch der Verlauf der Deformation. Diese tektonischen Prozesse wiederholten sich rhythmisch einige Male und beeinflussten den Charakter der Teilblöcke im Verhältnis zur Entwicklung der Strukturen des breiteren Gebietes. Es ist zweckmässig sich die Tatsache zu vergegenwärtigen, dass gerade das Segment der Westkarpaten, gegebenenfalls der Alpen im Gebiet der Opposition von Schwerpunkten gegenüberliegender Makrokontinente lag (L. Kamennický 1973).

Aus dem vorher Angeführten ist leicht verständlich, dass die variszischen „Geosynklinalen“ alpinotyp aufgefaltet wurden, wovon der starke orogene Plutonismus und Vulkanismus, die Form und die Plazierung der Plutone und der markant zonare Bau zeugen.

#### *Das System der Probenauswahl, der applizierten Methode und Art der Interpretation der beobachteten Relikte*

Eine Übersicht des Verlaufes der von O. Čorná durchgeführten palynologischen Arbeiten wird eingehender in der gemeinsamen Arbeit von B. Cambel – O. Čorná (1974) geboten und deshalb sei der Fachkreis um diese Problematik auf diese Arbeit verwiesen. In dieser Arbeit werden der Orientierung halber nur straffe Schlüsse angeführt.

Die zitierten Schlüsse aus dem Vergleichsstudium von O. Čorná aus dem Böhmischem Massiv und anderen Gebieten erlauben auch gewisse Schlüsse über das Kristallinum der Westkarpaten. Wir erachten es als richtig das präkambrische Alter von Gesteinen dort auszuschliessen, wo in diesen Gesteinen Mikroreste reichen Pflanzenwuchses und anderen organischen Materials gefunden wurden. Manchmal ist es möglich, aufgrund von Assoziationen von Arten auch genauer die Einordnung in die Formationen des Paläozoikums zu bestimmen. Es ist notwendig, im Hinblick auf die Möglichkeit einer Resedimentation des Materials, vor allem den jüngsten Mikroresten nach, das Alter des Gesteins zu bestimmen. Andererseits sind auch Fälle bekannt, wo das Alter auf Grund von Material bestimmt wurde, welches ins Gestein aus den Schichten im Hangenden (mit dem Wasser, durch Sprünge) kam.

Auf Grund der erwähnten Beobachtungen widmeten die Autoren dem detritischen Material erhöhtes Augenmerk, wobei alle im Präparat vorhandenen Komponenten in Erwägung gezogen wurden, obgleich häufig die systematische Einreihung einiger Mikroreste noch nicht genügend klar ist. Bei der Einordnung der klassifizierten Probe stützten sie sich auf die oben angeführte Vergleichsskala.

Die Probenahme zur palynologischen Analyse führten zumal L. Kamennický, gegebenenfalls beide Autoren gemeinsam durch. Die Abnahme erfolgte nach folgenden Gesichtspunkten:

1. Vom regionalen Aspekt her, d. h. aus verschiedenen kristallinen Kernen der Tatriden und Veporidenzonen bzw. Gemeridenzonen (aus letzteren Gebieten nur als Vergleichsmateriale).
2. Vom stratigraphischen Aspekt her, sofern die wechselseitigen Verhältnisse der einzelnen Schichten bekannt waren.
3. Vom Gesichtspunkt des lithologischen und lithofaziellen Charakters des metamorphosierten Gesteins her.

*Prinzip der Klassifikation der palynologischen Proben,  
den Analyseergebnissen gemäss*

In dieser Arbeit wurde das gleiche Prinzip der Klassifikation von palynologischen Proben angewendet, wie es in der Arbeit von B. Cambel – O. Čorná (1974) angeführt wird.

Es muss bemerkt werden, dass die gemachten Angaben über Menge und Erhaltung der Formen von Organismenresten auch bei ein und derselben Probe schwanken, je nach Art der Mazeration, und nicht absolut sind. Häufig kam es vor, dass Proben, welche eine unzureichende Menge an Mikroresten aufwiesen, nach längerem Einwirken der Reagenzien sich zu Proben mit vorzüglich bestimmmbaren Resten entwickelten, und dann nachträglich in die Kategorie I, d. h. mit reichem Gehalt an Mikrofossilien, eingereiht wurden. Das Mazerationsverfahren ist bei jenen Proben mit organischen Resten von erstrangiger Bedeutung, weil sich diese bei geeignetem Verfahren als hochpositiv erwiesen.

Schliesslich bleibt noch ein bislang ungelöstes Problem zu erwähnen. In einigen Proben können Relikte beobachtet werden, welche von präkambrischem Alter zeugen. Erfahrungsgemäss ist es nicht möglich sich jedenfalls ausschliesslich von diesen Relikten leiten zu lassen, zumal dann, wenn sie für ein breiteres Zeitintervall charakteristisch sind, z. B. für Prökambrium und Paläozoikum, weil es sich um einen Fall handeln kann, wo die ursprüngliche Probe – im Hinblick auf den Gesteins–resp. Sedimenttyp – nur diese Relikte beinhaltete. Es müssen auch weitere Proben aus der selben Schichtenfolge in Erwägung gezogen werden, um einen etwaigen Irrtum auszuschliessen. Aus diesen Gründen wird in dieser Arbeit einstweilen die Frage des Präkambriums nicht näher erörtert, ob zwar den Autoren einige Proben bekannt sind, welche einer solchen Eingliederung entsprächen. Nach Meinung der Autoren wird es in Zukunft nötig sein, sich mit dieser Frage mehr zu befassen.

*Anmerkungen zum geologischen Bau der jeweiligen Gebiete des Kristallinikums aus welchen die Proben für die palynologischen Analysen auserlesen wurden*

Das Kristallinikum der Kleinen Karpaten wurde namentlich von B. Cambel (1950, 1952, 1954) kartiert und bewertet; dieser unterschied eine verhältnismässig jüngere Harmónia- und eine Serie im Liegenden ohne deutliche Diskordanz und das Bratislavaer und Modraer Massiv von Granodioriten. Die stratigraphische Problematik wurde vom geologischen und palynologischen Standpunkt her erschöpfend in der separaten Arbeit von B. Cambel, O. Čorná (1974) ausgewertet, und deshalb wird hier auf diesen Teil des Kristallinikums nicht eingegangen.

Diese Arbeit konzentrierte sich auf das restliche Kristallinikum der Westkarpaten, ob zwar die Ansicht herrschte, dass mit Ausnahme der Gemeriden, der Hladomorná-dolina-Serie der Veporiden und der kristallinen Schiefer der Kleinen Karpaten, die Metamorphose der ursprüngliche Sedimente allgemein katazonalen Charakter hatte, und es sich so um ein für den Fund von geeigneten Proben zwecks palynologischer Analysen wenig perspektivisches Gebiet handelt. Erfahrungsgemäss war jedoch bekannt (L. Kamenický), dass an viele Stellen des Kristallinikums auch weniger metamorphe kristalline Schiefer auftreten, häufig mit Einlagen von bituminösen Schiefern, Lyditen und lokal auch von Kalksteinen, sodass sich genannter Mitverfasser zur Aufgabe entschloss, aus verschiedenen kristallinen Kernen der Tatriden, bzw. Veporiden-Zonen eine möglichst grosse Anzahl geeigneter Proben zu finden. Das Resultat

dieser sukzessiven Arbeit ist in der Übersicht der im beiliegenden Verzeichnis und in der Übersichtsskizze angeführten palynologisch analysierten Proben kristalliner Schiefer der zentralen Westkarpaten angeführt.

Es war nicht Absicht der Autoren, die Stratigraphie irgendwelchen Gebietes detailliert zu erarbeiten, obzwar sie solches an geeigneten Stellen anstreben weil es günstiger scheint, wenn der entsprechende Geologe, welcher das Gebiet kartierte, nach eigener Erfahrung die geeigneten Profile und Punkte auserwählt. Das gesamte Gebiet des Kristallinikums der zentralen Westkarpaten hat nämlich einen komplizierten Bau, welcher im variszischen und alpinen Orogen alpinotypen Charakter hatte. Der geologische Bau des Gebietes ist auch den vorhergehenden und nachfolgenden Strukturelementen nach kompliziert, deren Interpretation und gegenseitiges Verhältnis nur dem kartierenden Geologen bekannt ist.

Die Auswahl der Proben und die Wahl der geologischen Einheiten wurden auf Grund der geologischen Generalkarte der ČSSR im Massstab 1 : 200 000 getroffen. Diese vereinheitlicht in einem gewissen Sinne bereits die verschiedenartigen Verarbeitungen durch einzelne Autoren und ist gegenwärtig zugänglicher. Deshalb greifen die Autoren auch bei der Charakteristik der Proben und deren Lokalitäten hauptsächlich auf die, als Grundlage zur Erstellung dieser generalisierenden geologischen Karte der ČSSR dienenden, geologischen Karten zurück. Aus diesem Grunde werden auch die ursprünglichen Ansichten der Autoren vom geologischen Bau des jeweiligen Gebietes angeführt.

Seit der Erstellung der geologischen Generalkarte der ČSSR schritt allerdings die Entwicklung der Ansichten nicht nur vom Bau des gesamten Gebietes des Kristallinikums der zentralen Westkarpaten, sondern auch der einzelnen Abschnitte voran. Deren Übersicht wird treffend in der Regionalen Geologie der ČSSR (*Regionálna geológia ČSSR*, Teil II., Bd. 1, des Autorenkollektivs M. Mahef et al. (1967) veröffentlicht.

Vom Považský Inovec-Kristallinikum wurden die Proben aus dem Tal Duchoňka entnommen. Es handlete sich um verhältnismässig wenig metamorphosierte kristalline Schiefer — quarzige Gneise, biotitische Gneise, graphitische Gneise, graphitische Quarzite und Lydite. Eine neuere geologische Karte dieses Gebietes stammt von J. Kamennický (1956), welcher die Existenz altpaläozoischer kristalliner Schiefer in Erwägung zieht. Das Kristallinikum gibt er in dem entsprechenden Forschungsbericht mit der Hohe Tatra-Zone und weiters mit Čierna hora — Bujanová in Beziehung. Der Autor führt mit Vorbehalt die Gegenwart von Porphyroiden und den Mangel an syntektonischen Plutonismus und der mit ihm verbundenen älteren Migmatite an. Er führt desgleichen das sporadische Auftreten von bituminösen Gesteinen an. Später korrigierte J. Kamennický einige Ansichten betreffs Charakter und Alter des Kristallinikums in diesem Sinne, wie sie zuletzt in der Regionalen Geologie der ČSSR (1967) angeführt werden.

Die kristallinen Schiefer aus dem kristallinen Kern Suchý und Malá Magura wurden aus der Umgebung von Chvojnica, Seča und Kšinná entnommen. Das erwähnte Kristallinikum wurde detaillierter von A. Klinec (der östliche Teil des Gebirges Malá Magura), und M. Ivanov (Suchý und der südwestliche Teil des Gebirges Malá Magura) kartiert. Laut A. Klinec entsprechen die kristallinen Schiefer des variszischen Gewölbes der westlichen Umgebung der Lokalität Chvojnica (woher Proben genommen wurden) biotitischen Paragneisen, welche feinkörnig und teilweise migmatitiert sind. Die Metamorphose und teilweise auch die Strukturen sind variszisch.

Laut M. Ivanov stellen die kristallinen Schiefer von Suchý und dem südwestlichen Teil des Gebirges Malá Magura metamorphosierte Fazies toniger bis tonig-sandiger klastischer Glieder flyschoider Sedimentation dar. Es sind dies biotitische Paragneise mit Amphibolit-Einlagen. Lokal sind auch quarzitische und bituminöse Lagen vorhanden. Es muss allerdings ergänzt werden, dass namentlich im westlichen Teil des Kristallinikums von Suchý verhältnismässig häufig wenig metamorphisierte kristalline Schiefer mit Lydit-Einlagen vorkommen. Aus solchen Lagen wurden Proben zwecks palynologischer Analysen genommen.

Im von A. Klinec (1958) bearbeiteten Kern von Žiar treten kristalline Schiefer nur untergeordnet, und das laut A. Klinec in der Synklinale an der südöstlichen

Seite des Gebirges west-südwestlich von Sklenné auf. Es handelt sich hierbei um biotitische Paragneise ursprünglich flyschoiden Charakters wahrscheinlich altpaläozoischen Alters. Sie sind gewöhnlich migmatitiert. Aus ihnen wurde Probe Nr. 8 entnommen.

Aus dem Kristallinikum der Niederen Tatra wurden Proben aus den von J. Koutek (1931) beschriebenen kristallinen Schiefern von Klinisko und aus mehreren Lokalitäten des östlichen Teils des Gebirges entnommen. Aus letzterem Gebiet steht reiches Material verschiedener Autoren zur Verfügung, von welchem bei der Auswahl der Proben hauptsächlich die Karten von V. Zoubek und dessen Forschungsberichte (1951, 1953) verwendet wurden.

Im kristallinen Kern der Kleinen Fatra treten kristalline Schiefer im südwestlichen Teil des Gebirges, welcher von L. Kamennický (1958) kartiert wurde, auf. Dieser beschreibt im Liegenden der Granitoide eine Serie kristallinen Schiefers mit der Generalrichtung der Foliation  $25^{\circ}$  und der ungefähren Neigung von  $45-50^{\circ}$  nach NW mit Einlagen von Amphiboliten und untergeordneten Granitgneisen. Die kristallinen Schiefer teilt er in drei Gruppen und zwar: die granitischesillimanitischen Gneise in der Nähe der Granodiorite, die biotitischen Gneise und die (im verhältnismässigen Liegenden) zutiefst gelegenen Quarzgneise. Letztere sind feine körnige Gesteine mit Beimengungen vom Granat und lokal mit Imbibitionsfeldspäten. Stellenweise enthalten sie Einlagen biotitischer Gneise. Die analysierten Proben stammen grösstenteils aus als Einlagen in Quarzgneisen auftretenden bituminösen Gneisen. Die biotitischen Gneise, ebenfalls mit untergeordneten Granaten, haben eine ausdrucks vollere Textur und entsprechen wahrscheinlich metamorphosierten tonigen Sedimenten mit einem Anteil von Erzpigment. Die kristallinen Schiefer der Kleinen Fatra entsprechen im ursprünglichen Zustand tonigen und sandigen Sedimenten. Die übrigen beschriebenen Baueinheiten wie z. B. Amphibolite (lokal können sie bei der Granitisation und starken Imbibition das Aussehen stark biotitisierter Gneise bis Perlgniese erlangen), Granitgneise, Phyllonite, Granitoide, amphibolischer Peridotit und Lamprophyr können vom Standpunkt des Themas der Arbeit vernachlässigt werden.

Das Kristallinikum der Hohen Tatra wurde in viele Arbeiten von G. Gorek und teilweise auch von S. Kahán (1969) bearbeitet. Laut S. Kahán können im südwestlichen Teil der Hohen Tatra ausgegliedert werden: a) der Komplex kristalliner Schiefer und synkinematischer Granitgneise im Liegenden; b) der Komplex der Migmatite im Liegenden der Granitoide; c) Granitoide; d) Paragneise und der hybride Komplex im Hangenden der Granitoide.

Der Komplex a) setzt sich zusammen aus glimmerschieferigen, zweiglimmerigen und quarzitischen Gneisen, biotitischen gneisigen Quarziten, synkinematischen Granitgneisen und untergeordneten Amphiboliten. Der Komplex b) ist reicher an Amphiboliten und Migmatiten. An der Grenze der oben erwähnten Komplexe befindet sich eine Zone diaphoritisierter-phyllitisierter Gneise etwa variszischen Alters einer in Längsrichtung prädisponierten Inhomogenität, bei welcher es zu einer Verschiebung des granitoiden Komplexes, die Migmatit- und Gneishülle inbegriffen, durch das Gewölbe des Komplexes kristallinen Schiefers im Liegenden kam (a). Die Metamorphose der Sedimente wiederholte sich und dies im Zeitabschnitt des kaledonischen (?) bis alpinen Orogen. Die Proben entstammen dem Komplex b) und dem engeren Liegenden.

Den kristallinen Kern von Branisko kartierte L. Kamennický (1957). Ihmzufolge sind hauptsächlich bis zu einer unterschiedlichen Stufe granitisierte kristalline Schiefer mit Einlagen von Amphiboliten, Gabbro-Amphiboliten und Hornblenditen vertreten. Die Granitoide bilden eine untergeordnete Komponente. Das Kristallinikum von Branisko entspricht nur teilweise der Tatriden-Zone der Hohen Tatra. Der südliche Teil von Branisko entspricht schon den inneren Tatriden-Zonen, etwa der vom Dumbier, welche so tektonisch und primär den nördlichen Zonen angenähert wird. Die Paragneise sind biotitisch, mit lokalen bituminösen Einlagen, häufig imbibiert bis migmatitiert. Auch Quarzgneise sind vorhanden.

Einige Proben kristallinen Schiefers wurden den Veporiden jenes Gebietes entnommen, welches seinerzeit D. Kubíny (1958) kartierte. Durch dieses Gebiet verläuft die tektonische Berührungsfläche der Kraklová-Zone und der Kráľova hoľa-Zone. Die erste Probe (Nr. 20) ist aus dem Kristallinikum der Kráľova hoľa-Zone, und dies aus der Umgebung der Berührungsfläche der Granitoide mit dem Mantel der kristallinen Schiefer unweit der Berührung des Kristallinikums mit dem Karbon und dem Mesozoikum im Liegenden der Muráň-Decke, und zwar aus dem Liegenden der Intrusionen. Die zweite Probe (Nr. 21) wurde dem Verrucano der Kraklová-Zone entnommen.

Mit einem breiteren Gebiet der Veporiden befasste sich auch A. Klinec (1966); er unterscheidet: 1. einen Gran-Komplex; 2. biotitische quarzige Paragneise im Grantal; 3. biotitische Gneise bei Pohronská Polhora und Muránska Huta; 4. einen Kráľova hofa-Komplex und 5. einen Hladomorná dolina-Komplex.

Den Gran-Komplex bilden mesozonale metamorphosierte Paraserien — Phyllite bis Glimmerschiefer mit Einlagen von Amphiboliten, Granitgneisen und Serpentiniten (Nr. 16, 17). Er tritt in drei tektonischen Veporidenzonen auf. Die biotitischen quarzigen Paragneise im Grantal mit Metaquarziten und sporadischen Amphiboliten liegen tektonisch am Gran-Komplex. Der Kráľova hofa-Komplex besteht hauptsächlich aus Migmatiten, Granitoiden und Hornblenditen. Der letzte, Hladomorná dolina-Komplex wird repräsentiert durch graugrüne Phyllite bis Glimmerschiefer, westlicher auch durch biotitische Phyllite, kordieritische Hornsteine, Metaquarzite und untergeordnet durch Amphibolite. Er liegt an Granitoiden, welche thermisch metamorphosierten. Wie der Autor anführt, beinhaltet dieser Komplex laut Bestimmung von P. Snopková Fossilien aus dem Prökambrium bis mittleren Ordovizium wie beispielsweise bei der Lokalität Gočovo in den Gemeriden. Das Alter des ersten und dritten Komplexes ist unbestimmt, proterozoisch (?) - altpaläozoisch. Der zweite Komplex ist etwa altpaläozoisch.

Mit dem östlichen Teil der Kohút-Veporiden-Zone befasste sich neben anderen auch L. Kamennický (1958), welcher folgende Gebiete unterschied: 1. das Gebiet der Orthogneise; 2. das Gebiet mit überwiegender Granitisation und Körpern biotitischer Granitoide; 3. das Gebiet der Kohút-Granitoide; 4. das Gebiet der glimmerschieferzone mit Intrusionen leukokraten Granits.

Im ersten Gebiet sind Orthogneise, hybride Orthogneise, Amphibolite und Paragneise vertreten (Probe Nr. 26). Das zweite, südöstlich vom vorhergehenden sich befindliche Gebiet zeichnet sich durch starke Erscheinungen der Granitisation von Paragneisen und dies von imbibierten Gneisen, imbibitiös granitisierten Gneisen, granitisierten Gneisen, durch Granitoide und hybride Gesteine aus (Probe Nr. 24). Im dritten Gebiet überwiegen Granitoide sehr häufig hybriden Charakters mit Schollen von Paramaterial und stellenweise auch von Lyditen, zumal im oberen Teil des Tales des Baches Lehota. Im vierten Gebiet sind chloritisch-sericitische bis sericitisch-biotitische Phyllite, biotitische, durch variszischen leukokraten Granit kontaktmetamorphierte Gneise vertreten. Von den verschiedenen Gesteinstypen können angeführt werden: biotitische Phyllite, biotitische Quarzite, chloritische Phyllite, sericitisch-chloritische Phyllite, granatische Phyllite, zweiglimmerige Augengneise, zweiglimmerige Gneise, granitisierte und migmatitisierte biotitische hornfelsige Gneise, biotitische imbibierte Phyllite, graphitische Phyllite und Lydite, gegebenenfalls Kalkstein. Aus diesem Gebiet stammen mehrere der analysierten Proben (22, 23, 27).

Dem Kristallinikum Słubica, d. i. die westliche Fortsetzung von Čierna Hora, wurden Proben aus zwei Profilen u. zw. aus der nördlichen Umgebung von Vojkovice und dem Słubica-Hauptgebirgskamm entnommen. Laut L. Kamennický (1958) wird das Kristallinikum von Słubica aufgebaut durch eine Zone hochorogener Migmatite, eine Zone von granitisierten Gneisen, Migmatiten und Gneisen und eine Zone diaphotorierter kristalliner Schiefer (Glimmerschiefer) mit phyllonitisierten Paragneisen. Die Proben wurden der zweiten (Nr. 28) und dritten (Nr. 29) Zone entnommen. Beim Vergleich mit dem Gebiet der übrigen Tatraevporiden, entspricht das Kristallinikum Słubica dem südlichen Teil des Kristallinikums der Niederen Tatra, der Ěebietová — und Kraklová-Zone (s. auch L. Kamennický 1963). Später präzisierte der Autor seine Beobachtungen, etwa im Jahre 1973 als er anführte, dass er im Kraklová-

Kristallinikum der Veporiden und somit auch in dessen Äquivalent in Sfubica die Gegenwart des Paläozoikums auf Grund der Zuordnung der Serie kristalliner Schiefer mit bituminösen Einlagen, mit Amphiboliten und Porphyroiden zum älterem Paläozoikum, voraussetzt. Es muss hier jedoch betont werden, dass auch Äquivalente des Devons, des oberen Karbons und des Perms hier vertreten sind.

Aus dem Gebiet des Kristallinikum von Čierna Hora wurden Gesteinsproben dem Gneis aus dem Steinbruch in Tahanovce, und dies aus dessen südlichem Teil und aus dem Liegenden entnommen. Laut O. Fušán (1958) gehört das Kristallinikum teilweise den Tatriden und teilweise den Gemeriden an. Im tatriden Kristallinikum treten zwischen kristallinen Schiefern Glimmerschiefer und Glimmerschiefer-Gneise mit Quarziteinlagen auf. Die Metamorphose ist herzynisch. Die Fortsetzung von Čierna Hora soll das Kristallinikum der Zemplín-Insel darstellen.

Das Kristallinikum der Zemplín-Insel wurde zuletzt von dem Diplomanden J. Magyár (1969) kartiert. Ihmzufolge sind nur kristalline Schiefer, lokal diaphorisiert zu Phylloniten und Glimmerschiefer und dies biotitische Paragneise, graphitisch-muskovitische Glimmerschiefer, chloritisch-muskovitische und chloritische Glimmerschiefer und sericitisch-quarzige Phyllonite vertreten. In den Schiefern befinden sich Einlagen von Amphiboliten und granatisch-biotitischen Amphiboliten. Er übernimmt die Ansicht von der assyntischen Faltung der algonkischen Serie. Die analysierte Probe war nicht positiv.

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, schritt die Entwicklung der Ansichten über das Kristallinikum der zentralen Westkarpaten auch in der Folge voran und wurde in erschöpfender Weise in der Regionalen Geologie der ČSSR (Regionálna geológia), Teil II., Bd. 1 zitiert und die jüngsten Ansichten werden in dem Werk „Tectonics of the Carpathian Balkan Regions“ (Herausgeber M. Mahef, GUDŠ, Bratislava, 1974) angeführt.

Der letztangeführten Arbeit entnehmen wir einige Beobachtungen und Ansichten, welche die hier behandelte Problematik betreffen. Im westlichen Teil der Alpen-Westkarpaten-Region des Kristallinikums ist es nicht möglich verlässlich Prækambrium und Paläozoikum zu unterscheiden. Andererseits bildet das Karbon neoherzynische Strukturen auf paleoherzynischen, und das Perm gehört bereits den alpinischen Einheiten an. Die praepaläozoischen voralpinen Komplexe sind monoton flyschig und flyschoid (aspidisch). Die paläozoischen Komplexe haben molassischen Abschluss, wobei sich das Karbon in der detritischen Meeresfazies der unteren Molasse befindet. Stephan und Perm sind demgegenüber in der kontinentalen Fazies der oberen Molasse. Im südlichen Teil der Westkarpaten ist das Karbon molassoiden Charakters. Im nördlichen Teil der Westkarpaten ist der herzynische Zyklus mehr oder minder komplex; er endet mit der unteren, teilweise marinen Molasse (Namur-Westfal) und der oberen terrigenen permischen Molasse (Stephan) mit unübereinstimmender Lagerung der unteren Trias.

Im Kristallinikum der Westkarpaten werden zwei metamorphe Komplexe verschiedenen Alters angeführt und zwar die mesokatamorphosierte Jarabá-Gruppe und die meso-epimetamorphosierte Kokava- und Pezinok-Pernek-Gruppe mit Paläobaikal — und Baikal-Faltungsphase. Die herzynische Faltung war stark, die Decken der Veporiden scheinen jedoch eher alpin zu sein.

Die praepaläozoischen und altpaläozoischen Komplexe werden durch schwach vertretene Karbonate charakterisiert. Diese sind nur im Karbon häufiger.

Die prاهرzynischen, sehr wahrscheinlich assyntischen Einheiten werden von Proterozoikum und altpaläozoischen Formationen aufgebaut.

Im Zips-Gömörer Erzgebirge (Spišsko-gemerské rudohorie) sind paläoherzynische Einheiten unabhängig von präherzynischen Komplexen. Im tatriden Kristallinikum sind paläoherzynische Einheiten nur untergeordnet vertreten.

Die präherzynischen Einheiten sind wahrscheinlich assyntisch metamorphosiert, so dann herzynisch und alpidisch. Die geochronologischen Altersbestimmungen 410 bis 430 Mio. Jahre mittels Rb/Sr-Methode (J. Burghart 1971) und 360 Mio. Jahre mittels K/Ar-Methode (J. Kantor 1959), deuten die Gegenwart auch von kaledonischer Metamorphose an.

Inzwischen kamen einige Teilarbeiten heraus, welche zu der Teilung der kristallinen Schiefer in zwei Hauptserien, und zwar in die Jarabá-Serie und die Kokava-Serie und deren Verbreitung in den zentralen Westkarpaten, eine kritische Stellung einnehmen. Auch diese Arbeit beinhaltet viele Unterlagen für eine unterschiedliche Auffassung der Struktur des Kristallinikums der Westkarpaten.

Da es das Ausmass der Arbeit den Autoren nicht erlaubt alle Einzelheiten von den einzelnen Proben, von der Position im geologischen Bau des entsprechenden Gebietes, noch eine detaillierte Berechnung und die Veranschaulichung der gefundenen Relikte anzuführen, fügen sie in der Folge eine Situationskarte der palynologisch analysierten Proben kristalliner Schiefer (Beilage 1), ein Verzeichnis der einzelnen analysierten Proben, geordnet nach jeweiligen Gebirgen, bzw. Zonen (Beilage 2), eine graphische Darstellung der quantitativen Vertretung von organischen Resten in den analysierten Proben (Beilage 3) und eine ausgewählte photographische Dokumentation der wichtigsten Lokalitäten (Tafel I.) dieser Arbeit bei.

Das genannte Material soll der ersten Information eines solchen Ausmasses jenen Interessierten dienen, welche sich mit dem geologischen Bau des Kristallinikums der Tatravaporiden befassen. In diesem Sinne war diese Arbeit ursprünglich auch geplant.

Das palynologische Material gedenkt die Mitautorin detaillierter in einer selbständigen Arbeit zu veröffentlichen. Wir setzen voraus, dass in Hinkunft eine enge Zusammenarbeit zwischen kartierendem Geologen und Palynologen notwendig ist, um eine richtige Interpretation der gegenseitigen Beziehungen, egal ob stratigraphisch oder auch tektonisch, der einzelnen Serien kristalliner Schiefer zu gewährleisten.

### *Schlussfolgerungen*

In den vorhergehenden Jahren widmeten die Autoren jenem Ziel bedeutende Mühe, um, angesiedelt von verschiedenen Methodiken aus es zu ermöglichen, die stratigraphische Stellung der kristallinen Schiefer objektiv zu kennen. Appliziert wurde das lithologische Studium und die Korrelation mit Gebieten mit bekanntem Bau, das geochronologische Studium, erweitert um die Rb/Sr — und Pb-Methoden, das paläontologische Studium und dies speziell das palynologische, im Rahmen welches es notwendig war, eine geeignete Mazerationsmethode und andere Methoden zu erarbeiten. Bei der Probenahme zum palynologischen Studium herrschte anfangs das Bestreben Proben mit bituminöser Komponente, womöglich niedrig metamorphiert und aus verschiedenen Kerngebirgen der Tatriden bzw. Veporidenzonen und lithologisch unterschiedlichen Gesamtheiten von Gemeriden zu finden. Es ist natürlich, dass im Hinblick auf dieses Kriterium in die Wahl vor allem am wenigsten metamorphosierte stratigraphisch wahrscheinlich am höchsten gelegene und faziell analoge Proben fielen. Deshalb überrascht es auch gar nicht, dass sich die Ergebnisse der von O. Čorná durchgeföhrten Analysen innerhalb des Intervalls Paläozoikum bewegen. Die Autoren steckten sich nicht das Ziel ein eventuelles Präkambrium zu identifizieren, was sicher schwieriger

gewesen wäre. Aus den gewonnenen Ergebnissen lässt sich gut die Verbreitung des Paläozoikums in den zentralen Westkarpaten erwägen und auf Grund der gegenseitigen Beziehungen der Schichten wird es sicher möglich sein, begründeter die Möglichkeiten der Vertretung von älteren Formationen zu erwägen. Das palynologische Studium bestätigte die Meinungen von B. Cambel (1962) und L. Kamenický (1973), dass das Paläozoikum den grundlegenden Teil der kristallinen Schiefer der zentralen Westkarpaten bildet und also begründet die Meinung vom alpinotypen Bau des variszischen Orogens akzeptiert werden kann, was auf Grund des Alters der Granitoide und deren Auftreten im Raum vorausgesetzt werden konnte. Es bestätigte sich auch, dass in der Kraklová-Veporidenzone Paläozoikum zugegen ist, was auf Grund der Gegenwart von sauren und basischen Vulkaniten und lithologisch den kristallinen Schiefern nach (L. Kamenický 1973) beurteilt wurde. Ferner wurde festgestellt, dass zwischen den ursprünglichen Sedimenten auch karbonische (offensichtlich unterkarbonische) zugegen waren. Es bestätigte sich auch das Alter der Rakovec-Gemeridenserie.

Obzwar nicht alle detaillierten Ergebnisse aufgezählt werden können, kann ruhig behauptet werden, dass die Palynologie stark die Ansicht von der paläozoischen Sedimentation im Raume der gesamten Westkarpaten bekräftigt. Schon der Umstand, dass jetzt einige Forschungs-Arbeitsmethoden zu einem ähnlichen Schluss gelangen erlaubt es zu definieren, dass die paläozoische „geosynklinale“ Sedimentation eine grundlegende Rolle bei der Entwicklung dieses Gebietes spielte. Es ist damit auch die Möglichkeit eines detaillierten Studiums der Stratigraphie, Lithologie, Tektonik und des Baues des Kristallinikums gegeben.

Übersetzt von E. WALZEL.

Probe- nummer (Id.)	Gebirge	Probe- nummer	Lokalität	Gesteinsart	Alter	Org. Reste
4.	Probengesamtheit aus den Kleinen Karpaten					
2.	Inovec	856	Novanská dolina oberhalb K. 225 m	Schwarzschiefer	Karbon	Sporen
3.		858	Novanská dolina oberhalb K. 225 m	Schwarzschiefer	Karbon	Sporen
		1021	Tal der Duchonka 1025	Quarzgneise biotitischer Gneis	Silur-Devon Paläozoikum	SDT DT
		1025	Tal der Duchonka ca. 1 km vom Scheideweg	kompr. graphit. kristalliner Schiefer graphitischer Sandstein bis Quarz	Karbon?	TD
		1322	Tal d. Duchonka	graphitischer Quarzit Lydit graphitischer Gneis graphit.-quarziger kristall. Schiefer graphitischer Gneis	Karbon Devon-Karbon steril	TD
		1323	Tal d. Duchonka		Karbon?	STD
		1324	Tal d. Duchonka			TD
		1325	Tal d. Duchonka			TDS
		1331	Tal d. Duchonka			-
		1338	Tal d. Duchonka			
4.	Inovec	1017	Tal im N von Kšinná am Ende d. Weges beim Bach Šocí	Tal im N von Kšinná am Ende d. Weges beim Bach Šocí	unteres Paläozoikum steril	TD
5.	Suchý	1286	Cívojnice	Gneis	Devon?	TD
6.	Malá Magura	1287	westlich v. Skleník	Biotinöser Gneis	unteres Paläozoikum	DT
7.	Ziar	1330	Wegeinschnitt im W v. Bystrická	biotit. Gneis feinkörniger biotit. Gneis	Devon?	TD
8.	Kleine Tatra	1309	Wegeinschnitt im W v. Bystrická	quarziger Gneis	Devon?	D
		1326	Wegeinschnitt im W v. Bystrická	quarziger Gneis	Devon-Karbon	TD
		1328	Wegeinschnitt im W v. Bystrická	graphit. Gneis	Karbon	D
		1329	Wegeinschnitt im W v. Bystrická	graphit.-quarz. Gneis	unteres Paläozoikum	TD
		1341	Wegeinschnitt im W v. Podháj	feinkörniger biot. kristall. Schiefer	unteres Paläozoikum	TDS
9.		1313	Wegeinschnitt im W v. Podháj	glimmerschieferiger Gneis		
10.	Niedere Tatra	1011	Steinbruch 2 km im N v. Železná			
11.	Hohe Tatra	1301	Wegeinschnitt im Tal Bačková dolina bei der Talsperre	graphit. biotit. Gneis		

Probe- nummer (lfd.)	Gebirge	Probe- nummer	Lokalität	Gesteinsart	Alter	Org. Reste
12.	Branisko	1619	Tal Račková dolina Talab- zweigung östlich d. Sattels	Gneis	Silur-Devon Silur-Devon unteres Paläozoikum	DT DT DT
13.		1314	"	feinkörniger biotit.-quarz. Gneis	unteres Paläozoikum Devon	TD DTS DTS
14.	Veporiden	1321	im SO d. Sattels	feinkörniger biotit. Gneis	Silur-Devon	DT
15.		1298	Einschmitt des Weges	Phyllonit biotit. Gneis	Silur-Devon	DT
16.		1044	Täle-Srdiecko	biotit. Gneis	Devon-Karbon	DTS
17.		1332	nördlich v. Mýto p. Dumbierom	biotit. Gneis	Devon-Karbon	DT
		1333	"	biotit. Gneis	steril	-
		1023	Brezno, westlich der ökonomi- schen Schule bei K. Žďářík n.	quarzit. Gneis	Silur-Devon	DT
18.		1310	Steinbruch im NO von Brezno	sericit. Phyllonit	Devon-Karbon	DT
19.		1317	Tal nördlich v. Braváčovo	biotit.	Devon-Karbon	DT
20.		1318	Tal im SO v. Polomka	Gneis	Devon-Karbon	DT
21.		1617	auf d. Weg südwestl. v.	Heřpa Kalkstein	Karbon-Perm	TD
22.		1308	Einschmitt d. Weges im O von	biotit. Quarzit	Devon-Karbon	STD
23.		1620	Haldenmaterial b. Mýtník	Kalkstein	unteres Paläozoikum	D
24.		1627	südwestlich v. Tisovec beim	Phyllonit	Devon?	D
			Fischteich	Glimmerschiefer	Devon-Karbon	TDS
			K. Brezina	Ljdit	Príkambr.-unt.	D
		991	Kamm K. Brezina 500 m von	Ljdit	Paläozoikum	
		992	der Landstrasse	"	Devon?	
		1624		Ljdit	Silur?	DT
		1625		Ljdit	pr. als	DT
		1626		Ljdit	Silur?	TD
26.		1284	Muráň, Einschnitt der Strasse	biot. Gneis	Devon	TD
			nach M. Huta		Silur?	DT
			westlich v. Č. Lehota		Devon	D
27.		989	"		Devon	TDS
		1285	Hauptkamm		Devon	TDS
		1302	"		Devon	TD
		1307			Devon	TDS
		1312	"		Devon	TD
28.					serititischer Phyllit	
					quarz. Phyllit	

Probe- nummer (Ifd.)	Gebirge	Probe- nummer	Lokalität	Gesteinsart	Alter	Org. Reste
29.	Černá Hora	1334	nördlich v. Vojkovec	graph. diaphorit. Quarzit	Devon-Karbon	STD
		1335	"	Lydit	Devon-Karbon	TDS
		1336	"	Lydit	steril	-
		1337	Tahanovce, südl. Teil d. Steinbruchs	biot. Gneis	unt. Paläozoikum	D
30.	Gemeriden	1229			unt. Paläozoikum	D
		1303	Čierna Hora	feink. quarziger Phyllonit bis Phyllit	Devon	TDS
31.		993	Strasse V. Polomka-Hnilec, Schiefer Einschnitt, südl. d. Steinbr.		unt. Paläozoikum	D
		994	"		unt. Paläozoikum	D
		995	"		Devon-Karbon	TDS
		996	Steinbruch nördl. v. V. Polomka	Phyllit	Devon-Karbon	TD
32.	33.	997	nördl. d. Hegerausenses Podšúťová	bitum. Phyllit	Devon	TD
		998		Phyllit.	Devon-Karbon	TD
34.		999		Schiefer	Devon-Karbon	TD
		1000	"	phyllit. Schiefer	Devon-Karbon	TD
		1621	Podšúťová	dunkler Schiefer	Silur-Devon	DT
		1622	"	m. Mikrokonglomeraten im Liegenden v.	Silur-Devon	DT
35.		1623	ca. 1 km v. d. Hegerei Súťová	Lydit	Devon-Karbon	DT
		1004	"	Tuffite	Devon-Karbon	DT
		1005	"	Phyllit	Devon-Karbon	TD
		1006	"	Lydit	Devon-Karbon	DT
36.		1007	westlich d. Hegerei Súťová 1 km	sand. Phyllit	Devon?	DT
		1008	700 m westl. der Hegerei Súťová	•	(Karben?)	TDS
		1009	(südl. v. Hnilec)	sand. Phyllit		
		1010	1 km westl. der Hegerei Súťová (südl. v. Hnilec)	sand. Phyllit	Silur-Devon	DT

Probe-nummer (I.f.d.)	Gebirge	Probe-nummer	Lokalität	Gesteinsart	Alter	Org. Reste
37.		1001	östl. Rand v. Hnilec	diabas. Tuffit	Silur? Devon unt. Paläozoikum	TDS
38.		1002	Hnilek, Steinbruch d. Strassenverwaltung	diabas. Tuffite		DT
39.		1300	Drnava, Taleinschnitt nordöstl. v. Dorf	dunkler Phyllit	Devon-Karbon	DT
		1311	"	Lydit	steril	—
		1316	"	gestreift. Quarzit	Devon <sup>2</sup>	TD
		1319	"	dunkler Quarzit	Devon-Karbon	TD
40.	Smolník, Kotlinec I	1018	Smolník, Kotlinec I	Silur-Devon	DT	
41.	Smrkový vrch vor Králofska	1020	Smrkový vrch vor Králofska	Silur-Devon	DT	
42.	Prákovce Hrelíkov, Bach	1022	Prákovce Hrelíkov, Bach	Silur-Devon	DT	
43.	Kos, Hámre, Einschnitt an d. Straße v. d. Brücke zur Talsperre	1315	Einschnitt an d. Straße v. d. Brücke zur Talsperre	chloritisgraphit. Schiefer	Silur-Devon	DT
		1320	"	Glimmerschiefer	Devon-Karbon	DT
44.	südöstlich von Byšta Šubica Zeichnerläuterung:	1306	D – Pflanzlicher Detritus T – Tracheiden S – Sporen			

## SCHRIFTTUM

- BOJKO, A. — KAMENICKÝ, L. — SEMENENKO, N. P. — CAMBEL, B. — ŠČERBAK, N., 1974: Časť rezultátov opredelenia absolútneho veku horných porod Kristalličesko massíva Zapadných Karpat i súvremenno zosadenie znáj. Geol. zbor. 25/1 (Bratislava), S. 25—38.
- BURCHART, J., 1970: The crystalline core of the Tatra Mts. a case of polymetamorphism and polytectonics. Eclogae Geol. Helv., 63, 1 (Basel), S. 53—56.
- ČORNÁ, O. — ILAVSKÁ, Ž., 1962: Nález permických sporomorf v Malých Karpatoch. Geol. zbor. Slov. akad. vied (Bratislava), 13, 2, S. 187—196.
- BUDAY, T. — CAMBEL, B. — MAHEL, M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXXV, M-33-XXXVI. Geofond (Bratislava), S. 28—73.
- CAMBEL, B. — ČORNÁ, O., 1974: Stratigrafia kristalličesko osnovania massíva Malých Karpat v svete palinologickich issledovanij. Geol. zborn. (Bratislava).
- ČORNÁ, O., 1968: Sur la trouvaille de restes d'organisme dans les roches graphitiques du cristallin des Petites Carpathes. Geol. zborn. Slov. akad. vied (Bratislava), 19, 2, S. 303—309.
- ČORNÁ, O., 1972: O náchode organickich ostatkov v betljarských slojach. (Spišsko-gemerské rudnyje gory, Slovenská, nižný paleozoj.) Geol. zborn. Slov. akad. vied (Bratislava), 23, 2, S. 379—382.
- FUSÁN, O., 1958: Náčrt geologickej pomerov údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami. Geol. práce, Zprávy 12 (Bratislava). S. 34—40.
- IVANOV, M., 1957: Genéza a vzťah granitoidných intuízii k superkrustálnym sériám kryštalíniaka Suchého a Malej Magury. Geol. práce — Heft (Bratislava), 47, S. 87—115.
- KAHAN, S., 1969: Eine neue Ansicht über den geologischen Aufbau des Kristallinkums der West Tatra. Acta geol. et geograph. UC, Geologica (Bratislava), 48, S. 19—78.
- KAMENICKÝ, J., 1956: Zpráva o geologickej výskume a mapovaní sev. časti kryštalíniaka Pov. Inovea. Geol. práce, Zprávy (Bratislava), 8, S. 110—124.
- KAMENICKÝ, L., 1957: Predbežná zpráva o zákl. geologickej výskume kryštalíniaka Bratislavského. Manuskript — Archív GÚDS, Bratislava.
- KAMENICKÝ, L., 1958: Zpráva k prehľadnému geologickej mapovaniu za rok 1957—1958. Manuskript — Archív GÚDS, Bratislava. S. 1—35.
- KAMENICKÝ, L., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, Vysoček Tatry (Predmezožické útvary) (Bratislava). S. 23—56.
- KAMENICKÝ, L., 1973: Relation of the crystalline of the Central West Carpathians to the Adjacent Areas. Geol. zborn. Slov. akad. vied (Bratislava), 24, 2, S. 303—313.
- KAMENICKÝ, L., 1973: Lithologische Studien und strukturelle Rekonstruktion des Kristallíniaka der zentralen Westkarpaten. Geol. zborn. Slov. akad. vied (Bratislava), 24, 2, S. 281—302.
- KAMENICKÝ, L. et al., 1974: Príspevok ku charakteristike kyslých magmatitov exotických hornín bradlového pásma a iných tektonických jednotiek Západných Karpat. Mineralia Slovaca (Košice), 4, S. 311—398.
- KAMENICKÝ, L. — MARKOVÁ, M., 1957: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série gemerid. Geol. práce (Bratislava), 45, S. 111—185.
- KANTOR, J., 1959: Príspevok ku geochronológií nízkotatranských granitoidov. Geol. práce (Bratislava), 55, S. 159—168.
- KLINÉC, A., 1958: Geologicke poznámky o kryštalíniku Žiaru. Geol. práce-Zprávy (Bratislava), 12, S. 93—101.
- KLINÉC, A., 1958: Kryštalínikum sv. časti M. Magury. Geol. práce-Zprávy (Bratislava), 12, S. 86—91.
- KLINÉC, A., 1966: K problémom stavby a vzniku vaporidného kryštalínika. Zborník geol. vied, ZK (Bratislava), 6, S. 7—28.
- KOUTEK, J., 1931: Geologicke štúdie na severozápadě Nízkych Tater. Sbor. Štát. geol. úst. ČSR (Prag), 11.
- KUBÍNY, D., 1958: Poznámky o geológii, tektonika a metamorfizme vaporíd južne od Hrona. Geol. práce-Zprávy (Bratislava), 12, S. 64—85.
- MAHEL, M. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR, Teil II. Západní Karpaty. Bd. 1, ÚUG (Prag). S. 1—496.
- MAHEL, M. et al., 1974: Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. GÚDS (Bratislava). S. 1—455.
- MAŠKA, M. — MATĚJKA, A. — ZOUBEK, V., 1960: Tectonic Development of Czechoslovakia. Českoslov. akad. vied (Prag). S. 5—225.

- SNOPKOVÁ, P. in MAHEL, M., 1960: Geologická stavba Malých Karpát. Tagungsbegleitschrift (Hektoigraph), (Bratislava).
- ZOUBEK, V., 1936: Poznámky o kryštaliku Západných Karpát. Věst. Stát. geol. ústavu (Prag), 12.
- ZOUBEK, V., 1951: Zpráva o geol. výskumu jižního svahu Nízkych Tater mezi Bystrou a Jasenou dolinou. Věstn. úst. geol. (Prag), 26. S. 162—166.
- ZOUBEK, V., 1953: Přerběžná zpráva o výskumu východní části nízkotatranského jederného pohoří. Věstn. Stát. geol. úst. ČSR (Prag), 28. S. 39—40.
- ZOUBEK, V., 1960: Osnovnyje čerty geologičeskogo razvitija centralnych Karpat v domezozoickij period. Materiály Karpatsko-balkanskoj Asociacii, 1.  
Zur Veröffentlichung empfohlen von B. CAMBEL.