

Paläokarst der Kleinen Karpaten

JURAJ ČINČURA*)

7 Abbildungen, 1 Tabelle

*Slowakei
Tatrikum
Fatrikum
Hronikum
Frühkimmerischer Paläokarst
Paläoalpiner Paläokarst
Neoalpiner Paläokarst*

Inhalt

Zusammenfassung	203
Abstract	204
1. Einführung	204
2. Geologischer Überblick	204
3. Tektonische Wurzeln des Paläokarstes	205
4. Mesozoischer Paläokarst der Kleinen Karpaten	206
4.1. Frühkimmerische Paläokarstperiode – Terrestrische Entwicklung (Obertrias–Unterjura)	206
4.1.1. Tatrikum	206
4.1.2. Fatrikum	206
4.1.3. Hronikum	207
4.2. Paläoalpine (vorgosauische, bzw. vorpaläogene) Paläokarstperiode	207
4.2.1. Tatrikum und Fatrikum	207
4.2.2. Hronikum	207
5. Känozoischer Paläokarst der Kleinen Karpaten	208
5.1. Neoalpiner Paläokarst – Terrestrische Entwicklung	208
5.1.1. Nachpaläogener/?eggenburgischer Paläokarst	209
5.1.2. Mittelmiozäner Paläokarst	209
6. Schlussfolgerungen	210
Dank	210
Literatur	210

Zusammenfassung

Die Kleinen Karpaten stellen eine Insel des prätertiären kristallinen Untergrundes dar, der zwischen dem tertiären Wiener und dem Pannonischen Becken liegt. Es handelt sich um ein wichtiges Bindeglied zwischen den Ostalpen und Westkarpaten. Die Kleinen Karpaten tragen typische Zeichen beider Gebirgssysteme. Folgende tektonische Supereinheiten können innerhalb der Kleinen Karpaten von unten nach oben unterschieden werden: Tatrikum, Fatrikum, Hronikum.

Zu den bedeutendsten Paläokarstperioden während der ca. 250 Ma dauernden alpinen Entwicklung gehören:

- 1) Frühkimmerische Periode (Grenze Trias/Jura), die vor ca. 200 Ma begonnen hat.
Die frühkimmerische Periode kann man nur aus der Schichtfolge des Tatrikums rekonstruieren. In der Borinka-Einheit dringen brecciöse Kalke (Mittellias) tief in die unterlagernden Karbonate (Mitteltrias) ein und füllen in ihnen verschiedene Depressionen.
- 2) Paläoalpine Periode, die vor ca. 100 Ma in der Mittelkreide begonnen hat.
Paläokarstsedimente und -formen der paläoalpiner Periode sind nur im Hronikum entwickelt. Folgende Sedimente und morphologische Formen dieser Paläokarstperiode sind anwesend: Süßwasserkalke, Bauxit, Rotlehme, Valchovkonglomerate, seichte dolinenartige und tiefe canyonartige Depressionen. Die paläoalpine Verkarstung stellte in den Kleinen Karpaten die längste und wichtigste Paläokarstperiode dar.
- 3) Neoalpine Periode, die vor ca. 20 Ma im Untermiozän begonnen hat.
Während der neoalpiner Periode entstanden im Tatrikum, Fatrikum und Hronikum seichtere dolinenartige Depressionen, die von Sand bzw. Silt erfüllt sind.

*) Dr. JURAJ ČINČURA, Geologisches Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Dúbravská 9, SK 84226 Bratislava.
e-mail: geolcinc@savba.sk

Paleokarst of the Malé Karpaty Mts.

Abstract

The Malé Karpaty Mts. appear as an isolated island of Pre-Tertiary basement between the Cenozoic Vienna and Danube (Kiss Alföld) Basins, being a significant link between Eastern Alps and Western Carpathians. These mountains bear some typical features of both systems. Following the terminology of ANDRUSOV et al. (1973) the pre-Senonian nappe edifice of the Malé Karpaty Mts consists of three principal superunits (from the bottom to the top): Tatricum, Fatricum and Hronicum.

The most important paleokarst periods of the approx. 250 Ma long Alpine stage were:

- 1) The Early Kimmerian period which began approx 200 Ma ago, on the boundary between Upper Triassic and Lower Jurassic. The Early Kimmerian paleokarst period can be reconstructed only from the sedimentary record of the Tatricum. In the Borinka Unit brecciated limestones of Middle Liassic age penetrate deep into underlying Triassic limestones and fill various depressions in them.
- 2) The Palealpine period, which began approximately 100 Ma ago, roughly during the Middle Cretaceous. Paleokarst sediments and forms of the Palealpine period are present only in the Hronicum. The following sediments and morphological forms belonging to the Palealpine period can be distinguished: freshwater limestones, boehmite-kaolinite bauxite, red ferruginous silty clays, Valchov Conglomerate, shallow doline-like depressions and deeper canyon-like depressions. The Palealpine karstification represented the longest and most significant paleokarst period in the Malé Karpaty Mts.
- 3) The Neopalpine period, which began approximately 20 Ma ago in Lower Miocene. Smaller doline like depressions filled with sandy silt or sand originated during the Neopalpine period in Tatricum, Fatricum and Hronicum.

1. Einführung

Die Kleinen Karpaten stellen den westlichsten Teil der Westkarpaten dar und bilden einen isolierten Horst des kristallinen Untergrundes und alpider Sedimente, der zwischen dem Wiener Becken im Westen und dem Pannonischen Becken im Osten liegt. Bei der Korrelation der Ostalpen mit den Westkarpaten ist die Rolle der Kleinen Karpaten unumstritten, da dieses Gebirge die einzige Verbindung zwischen beiden Gebirgsketten darstellt. Die Kleinen Karpaten sind ca. 100 km lang und nur 15 km breit. Das Gebirge taucht am österreichischen Gebiet auf (Hainburger Berge) und östlich des Donaudurchbruchs verläuft es durch die Westslowakei bis zum Nové Mesto nad Váhom.

Karst, dessen Vorkommen in den Kleinen Karpaten üblich ist, bildet sich in leicht löslichen Gesteinen (gegenüber Wasser und wässrigen Lösungen), die in drei Gruppen zusammengefasst werden: Karbonatgesteine, Salzgesteine, lösliche Silikatgesteine. Unsere weiteren Betrachtungen werden sich der Gruppe Karbonatgesteine widmen und nur den „Makrokarst“ behandeln, d.h. die Paläokarst-sedimente und Paläokarstformen die mit freiem Auge sichtbar sind.

Nicht nur in den Westkarpaten, sondern auch in anderen jungen, alpidischen Gebirgen hat sich gezeigt, dass viele „sehr junge Karsterscheinungen“ das Resultat einer ziemlich langen und komplizierten Entwicklung darstellen und in die Kategorie des Paläokarstes gehören (BONI & D'ARGENIO, 1989; BOSÁK et al., 1989; ČINČURA, 1993, 1998; ČINČURA & KÖHLER, 1995; GAVRILOVIĆ, 1989; GLAZEK, 1989; KOPÁS, 1998; ZÖTL, 1989; u. a.).

2. Geologischer Überblick

In den Kleinen Karpaten unterscheidet man drei tektonische Supereinheiten (von unten nach oben): Tatrikum, Fatricum, Hronicum (ANDRUSOV et al., 1973; MAHEL', 1986; KOVÁČ et al., 1991; HÄUSLER et al., 1993). In allen Supereinheiten befindet sich eine größere/kleinere Menge von Karbonatgesteinen, die oft chemisch sehr rein sind und durch Karstausbildung gekennzeichnet sind.

Das Tatrikum (tektonisch-sedimentäre Zone mit Kristallinkernen [präalpines Grundgebirge] und subautochthonen sedimentären Abfolgen [Jungpaläozoikum und Trias bis Unterturon]) ist beim Vergleich mit den Ostalpen mit den unteren austroalpinen Einheiten korrelierbar (vgl. HÄUSLER et al., 1993). Die jüngsten Flyschsedimente des Tatrikums kommen aus Unterturon (>90 Ma).

Von den sechs mesozoischen lithostratigraphischen Einheiten des kleinkarpatischen Tatrikums (Borinka, Orešany, Devín, Kuchyňa, Kadlubek und Solírov; PLAŠIENKA et al.,

1991) sind bedeutende Vorkommen von Kalken und Dolomiten (Mitteltrias) nur in den ersten drei Einheiten vorhanden. Aus der Sicht der Karstbildung ist auch der Borinka-kalk/Ballensteinkalk (Lias), der die vorige diskordant überlagert, bedeutend.

Das Křížna-Deckensystem bzw. Fatricum (Trias–Cenoman) bildet eine relativ dünne (1–3 km) Decke, die meistens durch mitteltriadische bis unterkretazische Karbonatkomplexe gebildet ist (ANDRUSOV et al., 1973; HÄUSLER et al., 1993; PLAŠIENKA, 1999). Die jüngsten Flyschsedimente des Fatricums kommen aus Cenoman (ca. 100 Ma). Die Hauptmasse der Křížna-Decke wird in den Kleinen Karpaten durch die Vysoká-Decke (Anis bis Alb) gebildet. Zu den wichtigsten Karbonatgesteinen im Fatricum gehören dunkelgraue, massive Vysokákalken.

Die Choč-Decke (Karbon–Hauterive) und höhere austroalpine Decken bzw. das Hronicum (ANDRUSOV et al., 1973; HÄUSLER et al., 1993) überlagern das Fatricum. Die jüngsten Flyschsedimente des Hronicums kommen aus dem Hauterive (>130 Ma). In dieser tektonischen Supereinheit gibt es in den Kleinen Karpaten die mächtigsten Karbonatkomplexe. Morphologisch markant sind dunkle massive Annabergkalke und die bis 200 m mächtigen Reiflinger Kalke. Der Wettersteinkomplex, der durch Hauptdolomite überlagert ist (örtlich auch durch Dachsteinkalk) ist in der Choč-Decke bedeutend vertreten. Mit dem Karbonatkomplex des Hronicums sind bedeutende Vorkommen von Rotlehm verbunden (ČINČURA, 1997, 2000). Während der Paläokarst des Hronicums der südlicheren Teile der Kleinen Karpaten hauptsächlich an Wettersteinkalke gebunden ist, haben in den Brezovské Karpaty helle, massive, oft tektonisch zerbröckelte Wettersteindolomite (300–500 m mächtig, Ladin–Cordevol) und Hauptdolomite (400–600 m mächtig, Karn–Nor) der Nedzov-Decke aus der Gruppe der höheren austroalpinen Decken die größte Ausdehnung. Sie sind im Bau des Gebirges dominierend und aus der Sicht der Paläokarstentwicklung haben sie die größte Bedeutung.

Sedimente der Oberkreide und des Paläogens. Im nördlichen Teil der Kleinen Karpaten (Brezovské Karpaty) sind paläoalpine Deckenstrukturen durch Sedimente der Brezová-Gruppe, die mit der Gosau der Nördlichen Kalkalpen vergleichbar ist, bedeckt (SALAJ et al., 1987). Grob- bis mittelkörnige Valchovkonglomerate (SAMUEL et al., 1980; SALAJ et al., 1987) gehen manchmal in Breccien über. Sie überlagern diskordant verschiedene verkarstete Karbonatgesteine und sind bei der Unterscheidung des vorgosauischen Karstes von jüngeren Karsten sehr hilfreich. Ihre Komponenten sind unsortiert bis schlecht sortiert und haben angulare bis subangulare Zurundung, wobei es

sich um verschiedene Kalke und Dolomite (60–75 % Karbonate der Trias, 25–30 % verschiedene jurassische Kalke) handelt; den Rest bilden Eruptivgesteingerölle (SALAJ et al., 1987). In den Basalschichten der Brezová-Gruppe (Valchovkonglomerate) wurden auch Süßwasserkalk-Gerölle gefunden.

Sedimente des Neogens, die in das Gebirge durch kleinere Buchten eindringen, sind faziell sehr bunt und in manchen Fällen bilden sie die Füllung einzelner Paläokarstdepressionen.

3. Tektonische Wurzeln des Paläokarstes

Paläokarst (auch fossiler Karst) repräsentiert Karstformen, Karstsedimente bzw. Karsterscheinungen, die in der Vergangenheit in unterschiedlichen klimatischen Bedingungen gebildet wurden (vgl. BOSÁK et al., 1989; PANOŠ, 2001). Paläokarst/Karst bildet sich nur in geeigneten Gesteinen, deren Vorkommen oft paläotektonisch bedingt ist. Aktive Kontinentalränder und Inselbögen sind z.B. Plätze mit dominierender siliciklastischer Sedimentation. An diesen Stellen fehlen Gesteine, die sich zur Karstbildung eignen. Bedeutende Karbonatkomplexe beschränken sich meistens auf passive Kontinentalränder bzw. kommen in Mikrokontinenten vor (vgl. GLAZEK, 1989).

Paläotektonische Analysen des Paläokarstphänomens findet man nur selten. Dieser Zustand ist in den Kleinen Karpaten/Westkarpaten zum Teil eine Folge der Tatsache, dass man den klein/westkarpatischen Karst in geomorphologisch orientierten Arbeiten für sehr jung hält. Daraus folgt, dass man öfter Beziehungen zur Neotektonik sucht. Nicht unwesentlich scheint die Tatsache zu sein, dass eine paläotektonische Interpretation der Karsterscheinungen oft Schwierigkeiten bereitet, da die Karsterscheinungen nicht selten isoliert vorkommen und scheinbar zur Tektonik keine Beziehung haben.

Klare tektonische Hintergründe hat jedoch die von den südlichen Supereinheiten nach Norden fortschreitende

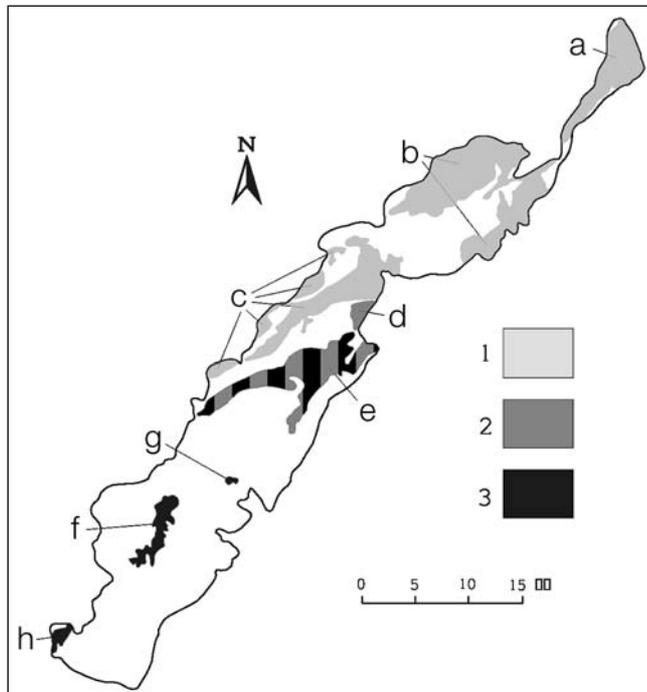


Abb. 1. Karstgebiete der Kleinen Karpaten (nach STANKOVIANSKY, 1982)
a = Čachtice; b = Brezová; c = Plavecký (Hronikum), d = Smolenice; e = Kuchyňa (Fatrikum bzw. Tatrikum); f = Borinka; g = Cajla; h = Devínska Kobyla (Tatrikum).

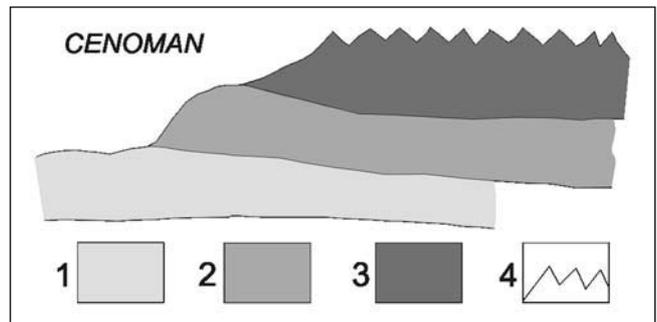


Abb. 2. Schematische Darstellung der Überschiebung des Hronikums über das Fatrikum.
1 = Tatrikum; 2 = Fatrikum; 3 = Hronikum; 4 = Karst.

Beendigung thalassokratischer Bedingungen und das nacheinander folgende Auftauchen dieser Einheiten (Hronikum >130 Ma, Fatrikum ca. 100 Ma, Tatrikum 90 Ma). Die südlichen Einheiten haben sich also früher (um 30 bis 40 Ma) ins Festland verwandelt und ihre Karbonatkomplexe unterlagen während dieser Zeit intensiver Verkarstung. Diese Tatsache wurde bis jetzt nicht berücksichtigt. Sie äußert sich auch im kleinkarpatischen Karst, der in folgende Teilgebiete (STANKOVIANSKY, 1982) eingeteilt wird (Abb. 1):

- a. Čachtice
- b. Brezová
- c. Plavecký
- d. Smolenice
- e. Kuchyňa-Orešany
- f. Borinka
- g. Cajla
- h. Devínska Kobyla

Die Karbonatkomplexe einzelner Karstgebiete gehören verschiedenen tektonischen Supereinheiten (Hronikum, Fatrikum, Tatrikum) an, was sich markant in Verbreitung und Charakter des Paläokarstes äußert.

Der Nordteil und beträchtliche Gebiete des Mittelteils der Kleinen Karpaten (a. Čachtice, b. Brezová, c. Plavecký) sind durch Karbonatkomplexe des Hronikums aufgebaut. Die Entwicklung des Jura in höheren austroalpinen Decken (Nedzov-Decke) gehört zu den seichtesten in den Westkarpaten. Die Meeressedimentation war im Hronikum vor ca. 130 Ma beendet (RAKÚS, 1989). Die nächste Transgression folgte erst in der Oberkreide (ca. 85 Ma). Karstdepressionen im Karbonatkomplex des Hronikums sind reichlich durch Rotlehme gefüllt (ČINČURA, 1997, 2000)

Der Rest des Mittelteiles des Gebirges (d. Smolenice, e. Kuchyňa-Orešany teilweise auch Tatrikum) ist durch Karbonatgesteine des Fatrikums gebildet. Die Meeressedimentation war im Fatrikum vor ca. 100 Ma beendet. In dieser Zeit war schon die Verschiebung des Hronikums über das Fatrikum weit fortgeschritten (Abb. 2) und das Fatrikum war durch die Choč-Decke und höhere austroalpine Decken fast ganz überlagert (vgl. PLAŠIENKA 1999). Im Unterschied zum Hronikum gibt es in den Karstdepressionen des Fatrikums keine Rotlehmfüllungen.

Die kleinsten Karstgebiete (f. Borinka, g. Cajla, h. Devínska Kobyla) liegen im Südteil des Gebirges und sind durch Karbonate des Tatrikums aufgebaut. Die Hauptmasse bildet der Borinkakalk (Ballensteinkalk). Die Meeressedimentation war im Tatrikum vor ca. 90 Ma beendet. In dieser Zeit war die Verschiebung der höheren Decken fast beendet und das Tatrikum bildete in diesem Deckenstockwerk die unterste Einheit. Mit den verkarsteten Karbonaten des Tatrikums sind keine Vorkommen von Rotlehm verbunden.

Die angeführten Tatsachen signalisieren, dass das Vorkommen/Fehlen von Rotlehm im Paläokarst einzelner tek-

tonischen Supereinheiten durch die paläotektonische Entwicklung und Länge des terrestrischen Werdeganges beeinflusst war.

4. Mesozoischer Paläokarst der Kleinen Karpaten

Trotz der eindeutigen Vorherrschaft der mesozoischen Thallasokratie findet man in stratigraphischen Abfolgen des kleinkarpatischen Tatrikums, Fatrikums und Hronikums auch öfter Diskordanzen, unvollständige Schichtfolgen, Fehlen einzelner Sedimente kleinerer chronostratigraphischer Einheiten usw. Es existieren auch klare Andeutungen für Immersionsphasen. Die Veränderungen der Sedimentationsbereiche, sukzessive Übergänge vom Karbonatschelf mit Intraschelfbecken zur lagunären Sedimentation bzw. Rifting und Entstehung von Elevations- und Subsidenzdomänen und nicht letztlich das Antreten der terrigenen Flyschsedimentation geben leider keine klare Auskunft über kürzere/längere Zeitabschnitte subaerischer Entwicklung.

Die bisher effektivste Methode zum Sammeln von Informationen über eine Erosionsperiode ist das Studium der Füllungen verschiedener Karstdepressionen, die als sedimentäre Fallen funktionieren, in denen sich Teile des abgetragenen Materials sammeln könnten.

Längere Festlandsepochen (1–100 Ma), die durch eine Meerestransgression beendet wurden, sind durch extensive überregionale Abtragung und Verebnung gekennzeichnet. Man bezeichnet sie als Paläokarstperioden. Während dieser Zeitabschnitte entstanden oft mehrere Generationen von Karstformen/Sedimenten. Kürzere Zeitabschnitte (einige Ma) subaerischer Entwicklung, die oft nur ein lokales Ausmaß haben, werden als Paläokarstphasen bezeichnet (vgl. BOSÁK et al., 1989).

4.1. Frühkimmerische Paläokarstperiode – Terrestrische Entwicklung (Obertrias–Unterjura)

4.1.1. Tatrikum

Nach dem Ausklingen der Schelfsedimentation und Beendigung der Karbonatablagerung (Mitteltrias) bildete das Tatrikum einen Teil des breiten und reifen Kontinentalrandes (Obertrias) mit lagunären Ablagerungen. Als Folge des nachfolgenden Rifftevents betrachtet man die Zergliederung des Karbonatschelfs und das Auftauchen weiträumiger Teile des Tatrikums. Als Konsequenz der angedeuteten paläotektonischen Entwicklung bildeten sich Elevationsstrukturen (Obertrias/Unterjura; PLAŠIENKA, 1999), also ein Festland, auf dem subaerische Bedingungen herrschten. Die Existenz eines Festlandes in der Borinka-Einheit – analog der Lungauschwelle der Ostalpen – belegen auch Deltasedimente eines größeren Flusses (PLAŠIENKA et al., 1991; PLAŠIENKA, 1999).

An die Hauptzüge des frühkimmerischen Paläokarstes weisen mehrere Tatsachen. Den Westteil des Devín/Thebener Burgfelsen, am Zusammenfluss der Donau mit der March, bilden biodetritische Kalke (Mittellias) mit scharfkantigen Klasten, die tief in die unterlagernden Dolomite (Mitteltrias) eindringen und als Füllung tiefer Depressionen auftreten (MAHEL', 1986; PLAŠIENKA et al., 1991). Diese Art ihres Vorkommens blieb längere Zeit ohne Erklärung, bis auf den Karstursprung der Depressionen in mitteltriadischen Dolomiten und ihre Füllung durch jüngere Sedimente hingewiesen wurde (ČINČURA, 1992, 1998).

In den Hainburger Bergen bilden die Füllung verschiedener Spalten in dolomitischen Kalken (Mitteltrias) Borinka/Ballensteinkalke, deren Alter (Lias) durch Belemniten und Krinoiden belegt wurde (KULLMANNOVÁ, 1990). Beide

im Donaudurchbruch liegenden Fundstellen weisen analoge Züge in der Entwicklung des frühkimmerischen Paläokarstes auf.

Ähnliche Verhältnisse sind auch aus anderen Fundstellen im Tatrikum bekannt. In allen Fällen überlagern brecciöse Kalke (Jura) diskordant die unebene und verkarstete Oberfläche des Karbonatkomplexes aus Mitteltrias. Eine scheinbare Ausnahme bildet nur die Einheit von Kadlubek, wo brecciöse Kalke (Jura) Quarzite (Untertrias) überlagern, was so zu deuten ist, dass die Kalke und Dolomite (Mitteltrias) völlig durch Karstlösung/Erosion entfernt wurden.

Die ungleiche Reichweite bzw. Tiefe der Erosion/Karstlösung war wahrscheinlich die Antwort auf das ungleichmäßige Tilting einzelner Schollen bzw. das Sinken der Becken mit verschiedener Geschwindigkeit.

Das Szenarium der frühkimmerischen Verkarstung war wahrscheinlich das folgende. Die Extensionsspalten in den Kalken verbreiteten sich nach ausgiebigeren episodischen Niederschlägen durch Karstlösung. In der vadosen Zone entstanden allmählich verschieden tiefe Karsthohlformen, deren Wände zum Einsturz neigten. Als Resultat eines ähnlichen Prozesses kann man die Entstehung der Klasten ansehen, die die brecciösen Intraklast-Kalke (Mittellias) bilden. Das vollständige Fehlen feinkörniger Sedimente (Silte/Lehme/Tone), die als terrestrische Füllungen jüngerer Karstdepressionen bekannt sind, wird unterschiedlichen Klima- und Verwitterungsverhältnissen zugeschrieben.

Die bisher bekanntesten frühkimmerischen Karstformen stellen relativ seichte, senkrechte Karstvertiefungen dar, die oft nach einigen Metern unter der Oberfläche enden. Nach der Zusammenfassung unserer bescheidenen Kenntnisse war der Karst nur seicht und oberflächlich, beschränkt nur auf die höchsten Teile des Karbonatkomplexes. Tiefere vertikale Formen (breitere Spalten, Kamine, enge Schluchten) sind nicht bekannt. Das vollständige Fehlen redeponierter Böden/Bodensedimente bzw. von Tropfsteinen und Überzügen der Wände der Depressionen deutet auf einen ariden Karst, der wahrscheinlich in einer Wüste/Halbwüste entstand.

Die hohen Durchschnittstemperaturen, die mit dem intensiven Sonnenschein verbunden waren, resultierten aus der Lage des frühkimmerischen Tatrikums in der Zone der Passatwüsten, wo die Ausdampfung mehrmals die Niederschlagsmenge übertroffen hat. In dieser Tatsache sollte man vielleicht auch den Grund suchen, warum die Karsterscheinungen der frühkimmerischen Karstperiode in der Schichtfolge nur eine seltene Erscheinung bilden, obwohl weiträumige Teile der Oberfläche des Tatrikums durch Karbonatkomplexe gebildet wurden. In ariden und semiariden Regionen entwickeln sich Karstformen nur schwach oder sie fehlen, da es nicht die adäquate Wassermenge gibt.

4.1.2. Fatrikum

Im kleinkarpatischen Fatrikum wurden bis heute keine Zeichen eines frühkimmerischen Karstes festgestellt, obwohl die paläotektonische Entwicklung in gleicher Weise wie im Tatrikum verlief. Trotz der Differenzierung des Raumes an Elevations- und Depressionsstrukturen (eine Folge des Riffings) konnte eine gewisse Rolle beim Fehlen des Karstphänomens das wesentlich geringere Ausmaß der Elevationsstrukturen im Fatrikum als im Tatrikum spielen.

Falls man diese Problematik aus paläoklimatischer Sicht beurteilen will, indiziert die Sedimentation der Klasten der Lunzer Schichten (Karn/Jul) eine Verringerung der Aridität des Klimas. Man kann aber trotzdem nicht ganz ausschließen, dass eine Klimaänderung im Quellgebiet der Lunzer Schichten erfolgte und nicht im Fatrikum, wo diese nach einem Transport durch heteroklimazonale Flüsse abgelagert wurden.

Wichtiger scheint die Tatsache zu sein, dass große Mengen klastischer Sedimente den Karbonatkomplex (hauptsächlich Gutensteiner Kalk, Ramsaudolomit) überdeckten und die Karstbildung auch während der nachfolgenden terrestrisch-lagunären Periode (Obertrias) verhindert haben. Die größere Mächtigkeit der überlagernden Sedimente (Keuper und Lunzer Schichten), die nicht gänzlich entfernt wurden, verursachte höchstwahrscheinlich, im Unterschied zum Tatrikum, dass der Karbonatkomplex des Tatrikums während der frühkimmerischen Karstperiode nicht freigelegt wurde.

4.1.3. Hronikum

Nach überwiegend lagunären Bedingungen kam es im ?Oberrhät zu einer Unterbrechung der Ablagerung, die bis Unter-/Mittellias dauerte (PLAŠIENKA, 1999). Das paläotektonische Szenario verlief ähnlich wie im Tatrikum und Fatrikum: Rifting und nachfolgende terrestrische Entwicklung. Trotz diesen Tatsachen wurde aus dem Hronikum frühkimmerischer Paläokarst bis jetzt nicht belegt.

4.2. Paläoalpine (vorgosauische bzw. vorpaläogene) Paläokarstperiode

4.2.1. Tatrikum und Fatrikum

Der westkarpatische Raum bildete während der Kreide einen Bestandteil des Mikrokontinents Kreios (TOLLMANN, 1978, MICHALÍK & KOVÁČ, 1982) bzw. des Mikrokontinents Austria – Slovakia – Tisza – Bihar (DERCOURT et al., 1990), der sich in der nördlichen Tethys generell nach Norden bewegte. In diesem plattentektonisch bedingten Rahmen sollte man die Wurzeln des paläoalpinen Paläokarstes suchen.

Da im Cenoman bzw. Turon (ca. 100 bzw. 90 Ma) im Tatrikum und Fatrikum noch die Meeressedimentation fortgesetzt wurde, herrschten terrestrische Bedingungen nur im Hronikum.

4.2.2. Hronikum

Nach dem Auftauchen des Hronikums unterlagen der Erosion erst die wenig widerstandsfähigen Gesteine – das jüngste Schichtglied bildeten flyschoiden Siliziklastika (Hauterive). Erst danach unterlagen der Karstlösung die unterlagernden jurassischen Karbonate. Diese Voraussetzung stützt sich einerseits auf Funde von Spongiennadeln und Radiolarien innerhalb der kretazischen Rotlehme, die als Lösungsrückstände von Radiolarienkalken und Spongolithen interpretiert werden (BORZA, 1962; ČINČURA, 1997), andererseits auf die Tatsache, dass in jurassischen Kalken keine paläoalpinen Paläokarstformen entwickelt sind.

Als Untergrenze der paläoalpinen Paläokarstperiode (ČINČURA, 1992; ČINČURA & KÖHLER, 1995) wird im Hronikum ?Barreme (bzw. Mittelkreide) angesehen. Die Abtragung und Verkarstung verlief also schon in der Vorkompressionsperiode und wurde auch während der Verschiebung des Bereiches Hronikum – Choč-Decke fortgesetzt.

Die Oberfläche des Hronikums war nach der Abtragung der jüngsten Meeressedimente und teilweiser oder völliger Auflösung unwesentlicher Vorkommen jurassischer Kalke (Oberalmer Kalk, Barmsteinkalk, Crinoidenkalk) hauptsächlich durch Karbonatkomplexe der mittleren und oberen Trias gebildet. Erst nach ihrer Entblößung begann an diesen Kalken und Dolomiten eine allmähliche Karstlösung, die sich durch Ausweitung verschiedener Spalten, Bildung erster einfacher vertiefter Karstformen (Dolinen) äußerte. Kleinere (2 bis 3 m breite) dolinenartige Depressionen bildeten gewöhnliche Formen der paläoalpinen Oberfläche des Hronikums. Es handelt sich wahrscheinlich um Unter- (Reste) einst tieferer und breiterer Dolinen. Diese

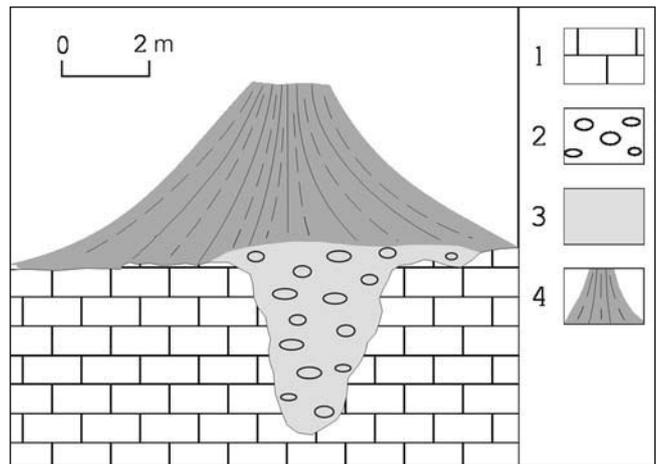


Abb. 3.
Dolinenartige Karstdepression, Brezovské Karpaty.
1 = Wettersteindolomit; 2 = Valchovkonglomerate; 3 = Rotlehm; 4 - Schutt.

Depressionen sind oft mit Rotlehm oder Valchovkonglomeraten gefüllt. Falls die Füllung Valchovkonglomerate bilden, sind die Dolinen vorgosauisch (Abb. 3.). Manchmal bilden die Rotlehme auch die Matrix der Valchovkonglomerate. Es handelt sich um Tonlehme mit einem Tongehalt von ca. 50–65 %, der Siltgehalt ist in allen Vorkommen relativ konstant (17–30 %). Dieser verhältnismäßig hohe Siltgehalt deutet auf die Möglichkeit einer äolischen Beimischung hin. Der Sandanteil liegt um 10 %. In der Tonfraktion der Rotlehme sind Chlorit, Kaolinit, Illit, Smektit und sehr kleine Mengen von Quarz und Goethit anwesend (ČINČURA, 1997).

An einigen Stellen haben sich während fortschreitender Verkarstung die linienhaft angeordneten Dolinen vereinigt. So entstanden im vorgosauischen Paläokarst Hohlformen mit vorherrschend linearem Verlauf, die man mit rezenten Uvalas vergleichen kann. Da sich die Uvalas im heutigen Relief nicht erhalten haben, beweisen ihre Existenz linienartig angeordnete Süßwasserkalkvorkommen. Es handelt sich um fast massive schokoladebraune Kalke mit häufigen organischen Resten (Ostracoden, Gastropoden und hauptsächlich verschiedene Algen). Die Süßwasserkalke (höchstwahrscheinlich Turon bis Unterconiac) überlagern mittel- und obertriadische Karbonate. Ihre heutige Ausdehnung ist 700–800 m mal 100 m. Aus den Kalkalpen (im Gebiet Weyerer Bögen) sind Süßwasserkalkvorkommen in ähnlicher stratigraphischer Position bekannt (FAUPL, 1983). Die Tatsache, dass in den Basalschichten der Brezová-Gruppe (Valchovkonglomerate) Gerölle dieser Süßwasserkalke gefunden wurden, beweist, dass sich ihre Lithifikation in subaerischen Bedingungen noch vor der Transgression der Gosau abgespielt hat.

Die tiefsten Hohlformen des vorgosauischen Paläokarstes bilden einige Zehnermeter tiefe canyonartige Depressionen. In bodennahen Teilen dieser Canyons findet man Bauxitlinsen (röntgenographisch wurde im Bauxit die Anwesenheit vom Böhmit, Kaolinit und Chlorit nachgewiesen). Der Bauxit ist durch Rotlehme (bauxitische, kaolinitisch-illitische u.a.) umgeben (Abb. 4.). Wichtig ist die Feststellung, dass der Bauxit durch Valchovkonglomerate bzw. -breccien überlagert ist. In analoger Position befindet sich auch das Bauxitvorkommen Unterlaussa, Weyerer Bögen in den Nördlichen Kalkalpen (FAUPL, 1983; LEISS, 1989).

Die Karstdepressionen funktionierten im paläoalpinen Karst als sedimentäre Fallen, in denen die Ablagerungen der Gosau oder ältere Verwitterungsprodukte nur unvollkommen erhalten blieben. Das bedeutet, dass die Karsthohlformen im Relief des Hronikums schon vor der Oberkreide existierten. Dank der Verbreitung des Hronikums in

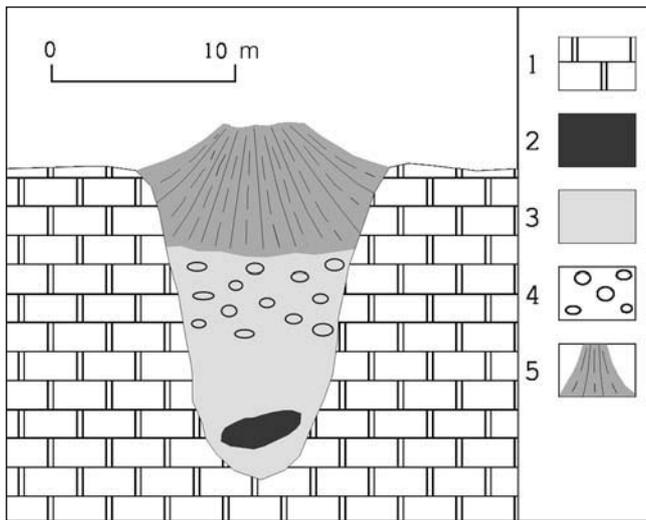


Abb. 4.
Canyonartige Karstdepression, Zúbková.
1 = Hauptdolomit; 2 - Bauxitlinse; 3 = Rotlehm; 4 = Valchovkonglomerate;
5 = Schutt

den Karstgebieten der Kleinen Karpaten blieben die meisten Paläokarstformen und Paläokarstsedimente der paläoalpinen Karstperiode im Nordteil des Gebirges erhalten.

Die Obergrenze der paläoalpinen Paläokarstperiode kann man dank transgressiver Meeressedimente, die den Paläokarst überlagern, genauer festlegen. Es sind:

- 1) Ablagerungen der Gosau (Valchovkonglomerate; Coniac) bzw. in Gebieten in die die Transgression der Gosau nicht eingedrungen ist.
- 2) Basalschichten (Konglomerate, organodetritische Kalke) des zentralkarpatischen Paläogens. Je nachdem, welche Transgression die paläoalpine Paläokarstperiode beendete und ihre Karstformen und Karstsedimente konservierte, wird die Obergrenze als vorgosauisch bzw. vopaläogen/voruntereoazän bezeichnet.

Die paläoalpine Paläokarstperiode war die bedeutendste und längste Paläokarstperiode in den Westkarpaten (ČINČURA, 1992; ČINČURA & KÖHLER, 1995), die im kleinkarpatischen Hronikum mehr als 30 Ma (bei vorgosauischer Obergrenze) bzw. mehr als 50 Ma (bei vopaläogener Obergrenze) dauerte.

Die Tiefe der Zergliederung des paläoalpinen Karstes überschreitet nicht mehr als ein paar Zehnermeter. Das bezeugt einerseits die Tiefe der canyonartigen Täler und andererseits die Mächtigkeit der Valchovkonglomerate (ca. 50 m [SALAJ, et al., 1987]), die alle Unebenheiten des Paläokarstes ausfüllen und nivellieren. Das vorgosauische Relief war also wahrscheinlich ein Hügelland.

Basalschichten des zentralkarpatischen Paläogens überlagern im Hronikum der Kleinen Karpaten auch einen ausgedehnten Breccien/Megabreccienkomplex. Die Ausdehnung des Breccienkomplexes an der Oberfläche überschreitet mehr als 1 km². Seine Mächtigkeit ist variabel und an einigen Stellen überschreitet sie 150 m. Diese Karbonatbreccien sind ausschließlich aus lokalem Material der unterlagernden Kalke und Dolomite zusammengesetzt. Annähernd 80 % ihrer Klaste über den Annabergkalk bilden Klaste dieses Kalkes. Über den Wettersteinkalk herrschen beiläufig die gleichen Verhältnisse mit Klasten des Wettersteinkalkes. Die Breccien über Dolomit haben auch eine sehr monotone Zusammensetzung, in der Dolomitbruchstücke dominieren. Dieser Komplex wurde ursprünglich als Abhangbreccie interpretiert (MICHALÍK, 1984).

Die Basis der Karbonatbreccien verfolgt eine unebene Oberfläche der Kalke und Dolomite des Hronikums. Die Klaste sind angular und unregelmässig bis chaotisch

arrangiert. Ihre Größe bewegt sich von einigen cm bis zu Megaklasten (einige 100 m³). Der vorwiegende Teil des Breccienkomplexes hat eine Rotlehmmatrix. Inmitten des Breccienkomplexes wurden Linsen dieser Matrix mit abgerundeten Geröllen gefunden, die eindeutig fluvialen Transport indizieren. Im Breccienkomplex sind oft verschiedenefarbte Kalzitpeläothemen anwesend.

Eine neuere Deutung hält diesen Breccienkomplex für Kollapsbreccien, die nach der Destruktion unterirdischer Räume entstanden sind. Die Kalzitpeläothemen bilden Überreste interner Ablagerungen der vadosen Zone einer Höhle, zu denen wir auch die Rotlehme mit abgerundeten Geröllen als Sedimente eines unterirdischen Höhlenstromes rechnen (ČINČURA, 1992).

Der paläoalpine Paläokarst entwickelte sich entsprechend der Lage des westkarpatischen Raumes in subäquatorialer, bzw. tropischer Zone im Nordteil der Tethys unter den Bedingungen eines wechselfeuchten Klimas (Monsunzirkulation) mit nur geringfügig schwankenden hohen Durchschnittstemperaturen (ČINČURA, 1987).

5. Känozoischer Paläokarst der Kleinen Karpaten

Das stufenweise Vordringen der Transgression des zentralkarpatischen Paläogens (von N nach S) und die fortschreitende Überflutung des Mikrokontinents verursachten das Ende der paläoalpinen Paläokarstperiode. Der Verlauf der Transgression und die Versiegelung der verkarsteten Karbonate des Hronikums ist örtlich genau dokumentiert (Abb. 5; GROSS & KÖHLER, et al., 1980).

Im mittleren Teil der Kleinen Karpaten wurde die paläoalpine Paläokarstperiode im Oberpaleozän/Untereozän beendet (ČINČURA & KÖHLER 1995). Da die jüngsten Sedimente des zentralkarpatischen Paläogens in den Kleinen Karpaten dem Oligozän angehören, hat die Entwicklung des känozoischen Paläokarstes erst an der Wende Paläogen/Neogen begonnen.

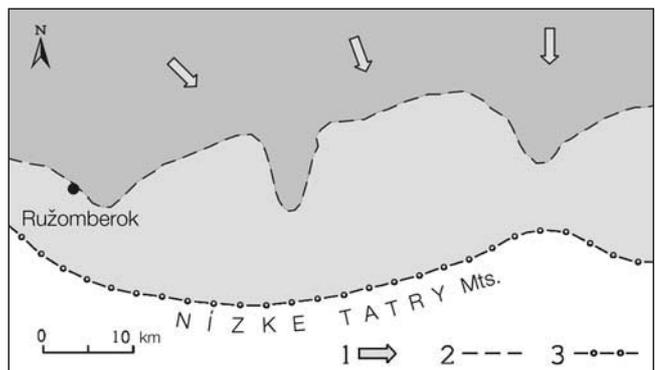


Abb. 5.
Schematische Darstellung des Fortschreitens der Transgression des zentralkarpatischen Paläogens in der Nordslowakei (nach GROSS & KÖHLER, 1980).
1 = Richtung der Transgression; 2 = angenommene Uferlinie im Oberlutet;
3 = angenommene Uferlinie im Oberpriabon.

5.1. Nealpiner Paläokarst – Terrestrische Entwicklung

An der Wende Oligozän/Untermiozän bildete das Gebiet der Kleinen Karpaten einen Bestandteil der Mikroplatte Alcapa und befand sich am Nordrand eines ausgedehnten Festlandes (vgl. KOVÁČ et al., 1998). Da die Oberfläche dieses tief denudierten Festlandes nicht nur durch Kristallin gebildet war, aber teilweise auch Wettersteinkalke und andere mesozoische Karbonate anwesend waren, konnte die Ausbildung des nealpinen Paläokarstes beginnen. Es ist bemerkenswert, dass das Vorkommen jüngerer, neal-

piner Karstsedimente nicht immer mit der Entstehung neuer Karsthohlformen verbunden war. In einigen älteren, paläoalpiner Karstdepressionen hat man das gemeinsame Vorkommen verschiedenalteriger Füllungen festgestellt.

5.1.1. Nachpaläogener/?eggenburgischer Paläokarst

In der 15 m hohen Wand der höchsten Abbauebene (410 m) des Großsteinbruches Vajarská (bei Rohožník) wurde beim Sprengschuss das Querprofil einer trichterartigen Karstdepression entdeckt. Es handelte sich um eine von mehreren Dolinen, die die Oberfläche des Vajarská-Paläokarstplateaus zergliedern und in den Wettersteinkalk hinein reichen. Die Füllung der entdeckten Karsthohlform war nicht einheitlich, sondern durch zwei unterschiedliche Sedimenttypen gebildet (Abb. 6.):

- 1) Unmittelbar über dem Wettersteinkalk bedeckte die Wände und den Boden der Doline eine zusammenhängende Schicht bzw. Reste von Rotlehm. Rotlehm stellt ein typisches Sediment vieler paläoalpiner Karsthohlformen des Hronikums dar. In der untersuchten Doline bildete er die erste, ältere Generation der Füllung.
- 2) Die Reste des Rotlehms wurden (an mehreren Stellen auch der Wettersteinkalk) durch einen hellockerigen, sandigen bis tonigen Silt überlagert. Dieser Silt repräsentiert die zweite, jüngere Generation der Füllung der Doline.

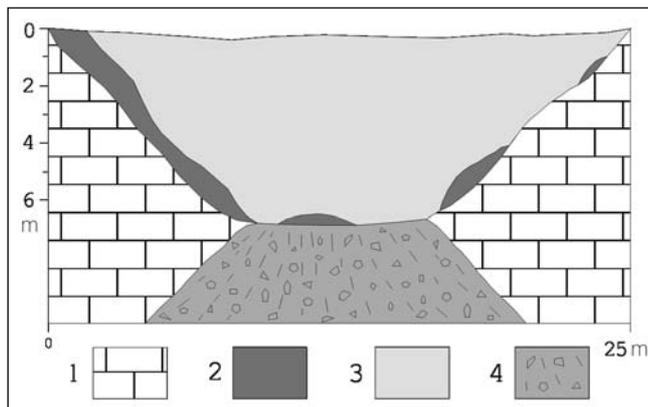


Abb. 6. Querprofil einer trichterartigen Karstdepression, Vajarská. 1 = Wettersteinkalk; 2 = Rotlehm, ältere (erste) Generation der Füllung; 3 = ockerfarbener Silt, jüngere (zweite) Generation der Füllung; 4 = Schutt.

Beide Generationen der Füllung der Doline zeichnen sich durch diametral abweichende Werte aller analysierten Elemente (Granulometrie, tonmineralogische Zusammensetzung, Haupt- und Spurenelemente Farbe; Tab. 1) aus und spiegeln somit den Charakter der Verwitterung (indirekt das Klima) während ihrer Entstehung wieder. Die 1. Generation stellt einen Rest der ursprünglichen paläoalpiner Füllung dar, die nach der Belebung des Karstes, während der neoalpiner Paläokarstperiode aus der Doline teilweise ausgeräumt war, wahrscheinlich in tiefere Teile des Paläokarstes. Nachfolgend wurden in die teilweise leere Karstfalle jüngere, neoalpine, ockerfarbige Silte eingespült. Die Zeit der Einspülung der jüngeren, zweiten Generation in die Doline ist ungewiss, jedenfalls scheint sie jünger als die Abtragung der Sedimente des zentral-karpatischen Paläogens zu sein und älter als die Individualisation der Kleinen Karpaten.

Zu der gleichen Paläokarstphase gehören wahrscheinlich auch mehrere Karsterscheinungen im Nordteil der Kleinen Karpaten, wo der Kontakt zwischen dem Wettersteinkomplex und den überlagernden basalen Konglomeraten

Tabelle 1. Vergleich der 1. (älteren) und 2. (jüngeren) Generation der Füllung der trichterartigen Karstdepression, Vajarská. Nach ČINČURA & ŠUCHA, 1992)

		1. Generation (Rotlehm)	2. Generation (Silt)
Tonminerale (%)	Kaolinit	17–30	1–10
	Smektit	19–25	3–9
	Illit	10–19	2–7
Hauptelemente (%)	Al ₂ O ₃	17–24	10–15
	Fe ₂ O ₃	8–10	3–5
	SiO ₂	41–55	66–75
Spurenelemente (ppm)	Mn	1000	534
	V	151	79
	Ni	81	41
	Cr	148	93
	Zn	144	60
	Ga	13,6	7,8
	Y	85	40
	Sc	26	6
	V/Zn	1,04	2,34
B/Ga	5,52	12,88	

und Sandsteinen (Eggenburg bzw. Ottnang) erosiv und tief verkarstet ist. Zwei von ihnen möchten wir kurz erwähnen, um die Vielfalt des neoalpiner Paläokarstes zu illustrieren.

An der Oberfläche der Wettersteinkalke kann man in der Umgebung von Čachtice an mehreren Stellen ca. 1 m tiefe vertikale/subvertikale Spalten beobachten, die durch die Basalschichten des Eggenburg gefüllt sind (LEHOTSKÝ, 1998). Es handelt sich wahrscheinlich um Unterteile einst tieferer Karstdepressionen, deren oberste Teile später durch Abrasion vernichtet wurden.

Westlich des Čhtelnica-Wasserreservoirs treten im Aufschluss bunte Kalke (Nor–Hetang) hervor, die an mehreren Stellen (Mitte und Basis des Aufschlusses) aufgelöst wurden und deren Hohlräume – sackartige Taschen – durch grobkörnigen Sand gefüllt sind (Abb. 7.).

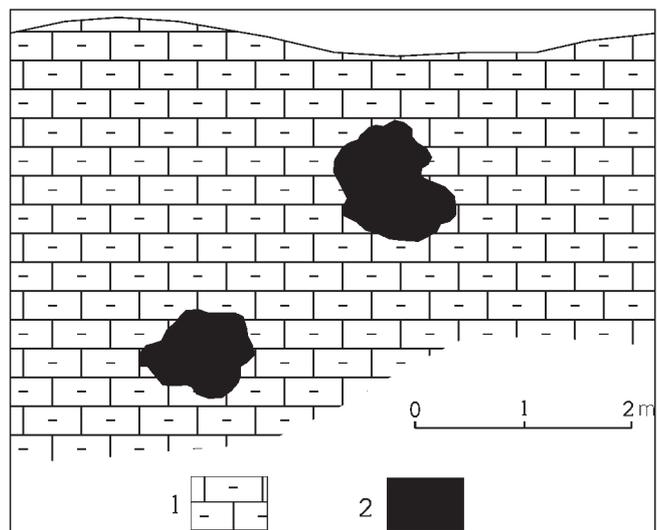


Abb. 7. Nachpaläogener/?eggenburgischer Paläokarst, Čhtelnica. 1 = Kalk (Nor–Hetang); 2 = grobkörniger Sand.

5.1.2. Mittelmiozäner Paläokarst

Das allmähliche Auftauchen einzelner Kerngebirge der Westslowakei während des Miozäns hat eine gewaltige Erosionswelle hervorgerufen. Die FT-Datierung (fission

tracks) am Apatit ergab für einzelne westslowakische Gebirge folgende Werte: Kleine Karpaten 22 ± 3 bis 31 ± 2 Ma, Trábeč 28 ± 1 Ma und Považský Inovec 16 ± 2 Ma (KOVÁČ et al., 1994). Die Abtragung, die eine mehrere Kilometer mächtige Gesteinssäule entfernt hat, verlief nicht ununterbrochen. Sie war durch Bewegungen des Meeres unterbrochen. Während des Mittelmiozäns sind bis in die Zone der Abtragung auch die kleinkarpatischen Granite, die dem Tatrikum angehören, aufgestiegen, was badenische Konglomerate mit Klasten dieser Granite dokumentieren.

Die mittelmiozäne Entwicklung des Paläokarstes hängt eng mit der neoalpinen Hebung/Individualisation der Kleinen Karpaten und den Bewegungen des Meeres zusammen.

Während des Mittelmiozäns hat schon der Horst der Kleinen Karpaten das Wiener vom Pannonischen Becken getrennt. Mittelmiozäner Paläokarst, der dank des gemeinsamen Vorkommens mit badenischen Meeressedimenten gut datierbar ist, befindet sich meistens am Rand des Gebirges. Ab und zu besteht auch die Möglichkeit einer noch genaueren Gliederung des Paläokarstes in zwei folgende Phasen:

1. Oberkarpat–Unterbaden.
2. Oberbaden.

Solche Details überschreiten aber den Rahmen unserer Arbeit.

Zum mittelmiozänen Paläokarst gehören im südlichsten Teil des Gebirges (Thebener Karpaten) vor allem verschiedene Sinter mit einer geschichteten Struktur. An manchen Stellen blieben Stalaktiten, Stalagmiten bzw. Kaskadenstalagmiten und andere Formen der Karstdekoration erhalten. Den Altersbeweis dieses Paläokarstschmuckes stellen Sintergerölle in Basalkonglomeraten des Oberbadens dar (MIŠIK, 1980). Viele Karstspalten sind auch durch Lehme mit einer gemischten Fauna gefüllt. Zur Meeresfauna gehören z.B. Seehunde und Fische, zur Festlandfauna Insektenfresser und Huftiere. Dieser Paläokarst ist durch oberbadenische Sedimente überlagert (HOLEC, 1997).

Der neoalpine Paläokarst entwickelte sich in der subtropischen Zone, unter den Bedingungen eines wechselfeuchten Klimas mit allmählich sinkenden Durchschnittstemperaturen (PLANDEROVÁ, 1978).

Der Übergang vom mittelmiozänen Paläokarst zum rezenten Karst verläuft allmählich, ohne scharfe Grenzen. An vielen Stellen befinden sich neben datierbaren Karstformen und Karstsedimenten kahle Karstdepressionen, deren Füllung – falls sie existierte – ausgeräumt wurde. Weite Teile verschiedener Karbonate (Tatrikum, Fatrikum, Hronikum) unterlagen während der letzten ca. 15 Ma. an der Oberfläche des Horstes der Kleinen Karpaten einer intensiven Verkarstung, deren Umfang nur schwer kalkulierbar ist, obwohl z.B. die Einwirkungen der pleistozänen Frostverwitterung und Frostsprengung an den Karbonaten in den Gipfelteilen des Gebirges leicht erkennbar sind.

6. Schlussfolgerungen

Die Karbonatkomplexe einzelner Karstgebiete der Kleinen Karpaten gehören zu verschiedenen tektonischen Supereinheiten (Tatrikum, Fatrikum, Hronikum), was sich markant in Verbreitung, Charakter und Alter des Paläokarstes äußert.

Die frühkimmerische Paläokarstperiode offenbarte sich nur im Tatrikum. Die bisher bekannten frühkimmerischen Karstformen stellen relativ seichte, senkrechte Karstvertiefungen dar, die oft nach einigen Metern unter der Oberfläche enden. Tiefere vertikale Formen (breitere Spalten, Kamine, Schluchten) sind nicht bekannt. Das vollständige Fehlen redeponierter Böden/Bodensedimente bzw. Tropfsteine und Überzüge der Wände der Karstdepressionen

deutet auf einen ariden Karst, der wahrscheinlich in einer Wüste/Halbwüste entstand.

Die paläoalpine Paläokarstperiode äußerte sich nur im Karbonatkomplex des Hronikums durch eine ganze Reihe verschiedener Sedimente (Rotlehm, Bauxit, Süßwasserkalk usw.) und morphologischer Formen (Dolinen, Uvalas, canyonartige Depressionen). Der paläoalpine Paläokarst entwickelte sich unter den Bedingungen eines wechselfeuchten Klimas (Monsunzirkulation) mit nur geringfügig schwankenden hohen Durchschnittstemperaturen entsprechend der Lage des westkarpatischen Raumes in subäquatorialer bzw. tropischer Zone im Nordteil der Tethys. Es handelte sich um die bedeutendste und längste Paläokarstperiode in den Westkarpaten, die im kleinkarpatischen Hronikum mehr als 30 Ma. (bei vorgosauischer Obergrenze) bzw. mehr als 50 Ma. (bei vorpaläogener Obergrenze) dauerte.

Die Auswirkungen der neoalpinen Paläokarstperiode sind am besten an Stellen sichtbar, wo sich Paläokarstsedimente mit miozänen Meeresablagerungen verzahnen. Eine interessante Erkenntnis stellt die Tatsache dar, dass das Vorkommen jüngerer, neoalpiner Karstsedimente nicht immer mit Entstehung neuer Karsthohlformen verbunden sein muss. Neben der nachpaläogenen/eggenburgischen ist die mittelmiozäne Paläokarstphase die ausgeprägteste. Der neoalpine Paläokarst entwickelte sich in Bedingungen eines wechselfeuchten subtropischen Klimas mit sinkenden Durchschnittstemperaturen

Dank

Für die Analysen der Spurenelemente und Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der Proben sei Dr. L'ubica PUŠKELOVÁ (Geologisches Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava) gedankt.

Das Projekt wurde durch die Slowakische Wissenschaftliche Grant-Agentur (VEGA) unterstützt.

Literatur

- ANDRUSOV, D., BYSTRICKÝ, J. & FUSÁN, O. (1973): Outline of the structure of the West Carpathians. – Guide book, X Congress CBGA, Geologický ústav D. Štúra, 44 S.
- BONI, M. & D'ARGENIO, B. (1989): Paleokarst of Italy. Selected examples from Cambrian to Miocene. – In: P. BOSÁK (ed.): Paleokarst. A systematic and regional review, *Academia*, 165–189.
- BORZA, K. (1962): Petrographische Untersuchung der Gerölle kretazischer und paläogener Sedimentgesteine in Brezovské pohorie und Myjavská pahorkatina. – *Geol. práce, Zprávy*, **15**, 169–174 (slowakisch).
- BOSÁK P., FORD, D. & GLAZEK, J. (1989): Terminology. – In: P. BOSÁK (ed.): Paleokarst. A systematic and regional review, *Academia*, 25–32.
- ČINČURA, J. (1987): Climate dynamics in the beginning of neoid geomorphologic stage in the West Carpathians. – *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, **38**, 5, 601–614.
- ČINČURA, J. (1992): Paleokarst breccias of the Biele hory Mts. (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). – *Geol. carpath.*, **43**, 2, 7–11.
- ČINČURA, J. (1993): Plateau paleokarst of the Western Carpathians. – *Geol. Carpath.*, **44**, 1, 43–48.
- ČINČURA, J. (1997): Herkunft und Entstehung vorgosauischer Rotlehme im Nordteil der Kleinen Karpaten (Slowakei). – *Zentralbl. Geol. Paläont.*, **1**, 5/6, 387–395.
- ČINČURA, J. (1998): Main features of the pre-Gosau paleokarst in the Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians, Slovakia). – *Geol. Carpath.*, **49**, 4, 297–300.
- ČINČURA, J. (2000): Der Bauxit von Brezová pod Bradlom (Kleine Karpaten, Slowakei) im Licht der vorgosauischen Paläogeographie. – *Jb. Geol. B.-A.*, **142/2**, 149–156.
- ČINČURA, J. & ŠUCHA, V. (1992): Paleokarst sediments of Vajarská (Malé Karpaty Mts.): clay minerals and trace elements. – *Geol. Carpath. Ser. Clays*, **2**, 67–71.

- ČINČURA, J. & KÖHLER, E. (1995): Palealpine karstification – the longest paleokarst period in the Western Carpathians (Slovakia). – *Geol. Carpath.*, **46**, 6, 343–347.
- DERCOURT, J., RICOU, L.E., ADAMIA, S., CSÁSZÁR, G., FUNK, H., LEFELD, J., RAKÚS, M., SANDULESCU, M., TOLLMANN, A. & TCHOU-MACHENKO, P. (1990): Anisian to Oligocene paleogeography of the European margin of Tethys (Geneva to Baku). – In: M. RAKÚS, J. DERCOURT & E.M. NAIRN (eds.): Evolution of the northern margin of Tethys. IGCP Project 198, Bratislava (GÚDŠ) 159–190.
- FAUPL, P. (1983): Die Flyschfazies in der Gosau der Weyrer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126/2**, 219–244.
- GAVRILOVIĆ, D. (1989): Paleokarst of Yugoslavia. – In: P. BOSÁK (ed.): Paleokarst. A systematic and regional review, Academia, 201–216.
- GLAZEK, J. (1989): Tectonic conditions for karst origin and preservation. – In: P. BOSÁK (ed.): Paleokarst a systematic and regional review, Academia, 569–576.
- GROSS, P. & KÖHLER, E. (1980): Geologie des Liptauer Beckens. – 242 S., GÚDŠ (slowakisch).
- HÄUSLER, H., PLAŠIENKA, D. & POLÁK, M. (1993): Comparison of Mesozoic successions of the Central Eastern Alps and the Central Western Carpathians. – *Jb. Geol. B.-A.*, **136/4**, 715–739.
- HOLEC, P. (1997): Fossilien des Thebener Kogels. – In: V. FERÁKOVÁ (ed.): Flora, Geologie und Paläontologie des Thebener Kogels, 19–25 (slowakisch).
- KORPÁS, L. (1998): Paleokarst studies in Hungary. – *Magyar Állami Földtani Intézet*, **195**, 139 S.
- KOVÁČ, M., MICHALÍK, J., PLAŠIENKA, D. & PUTIŠ, M. (1991): Malé Karpaty Mts. Geology of the Alpine-Carpathian junction. – GÚDŠ, 82 S.
- KOVÁČ, M., KRÁL', J., MÁRTON, E., PLAŠIENKA, D. & UHER, P. (1994): Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. – *Geol. Carpath.*, **45**, 2, 83–96.
- KOVÁČ, M., NAGYMOROSI, A., OSCZYPKO, N., CSONTOS, L., SLACZKA, A., MARUNTEANU, M., MATENCO, L. & MÁRTON, E. (1998): Palinspastic reconstruction of the Carpathian–Pannonian region during the Miocene. – In: M. RAKÚS (Ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians, Geological Survey of Slovak Republic, 189–217.
- KULLMANOVÁ, A. (1990): Addition to stratigraphy of Borinka limestone in the Hainburg Mountains. – In: D. MINAŘÍKOVÁ & H. LOBITZER (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, Federal Geological Survey, Vienna, Geological Survey, Prague, 124–125.
- LEHOTSKÝ, R. (1998): Discovery of pre-Eggenburgian paleokarst in Čachtické Karpaty Mts. – In: P. BELLA (Ed.): Research and protection of caves, Správa slovenských jaskýň, 60–62 (slowakisch).
- LEISS, O. (1989): Der Bauxit und die lateritisch-bauxitischen Ablagerungen der Tiefen Gosau (Turon/Coniac) in den Nördlichen Kalkalpen. – *Zeitschr. dt. Geol. Ges.*, **140**, 137–150.
- MAHEL', M. (1986): Geologischer Bau der tschechoslowakischer Karpaten. Paläoalpine Einheiten 1. – Veda, Bratislava, 510 S. (slowakisch).
- MICHALÍK, J. & KOVÁČ, M. (1982): On some problems of palinspastic reconstruction and Ceno-Mesozoic palaeogeographical development of the Western Carpathians. – *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, **33**, 4, 481–508.
- MIŠÍK, M. (1980): Miocene sinter crusts (speleothems) and calcrete deposits from neptunian dykes, Malé Karpaty Mts. – *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, **31**, 4, 495–512.
- PANOŠ, V. (2001): Karsological and speleological terminology. – Knížné centrum Žilina, 352 S.
- PLANDEROVÁ, E. (1978): Microflorizonen in Neogene of Central Paratethys. – *Západné Karpaty*, ser. geol. 3, GÚDŠ, 7–34.
- PLAŠIENKA, D. (1999): Tectonochronology and paleotectonic model of the Jurassic–Cretaceous evolution of the Central Western Carpathians. – Veda, 125 S. (slowakisch).
- PLAŠIENKA, D., MICHALÍK, J., KOVÁČ, M., GROSS, P. & PUTIŠ, M. (1991): Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. – *Geol. carpath.* **42**, 4, 195–208.
- RAKÚS, M. (1989): Stratigraphic sections. – In: M. RAKÚS, J. DERCOURT & E.M. NAIRN (eds.): Evolution of the northern margin of Tethys. – IGCP Project 198, GÚDŠ, Bratislava, 135–214.
- SALAJ, J., BEGAN, A., HANAČEK, J., MELLO, J., KULLMANN, E., ČECHOVÁ, A., & ŠUCHA, P. (1987): Erläuterungen zur geologischen Karte des Myjava Hügellandes, Brezová und Čachtice Karpaten 1: 50000. – GÚDŠ, Bratislava, 181 S. (slowakisch).
- SAMUEL, O., SALAJ, J. & BEGAN, A. (1980): Litostratigraphische Charakteristik oberkrätazischer und paläogener Sedimente des Myjava Hügellandes. – *Západné Karpaty*, ser. geol., **6**, 81–111 (slowakisch).
- STANKOVIANSKY, M. (1982): Geomorphologie der Karstgebiete der Kleinen Karpaten. – In: Geomorphological Conference, Dept. of cartography and physical geography, Charles University, Prague, 233–241 (slowakisch).
- TOLLMANN, A. (1978): Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – *Mitt. Österr. Geol. Ges. (Wien)*, **69**, 291–351.
- ZÖTL, J. (1989): Paleokarst as an important hydrogeological factor. – In: P. BOSÁK (ed.): Paleokarst. A systematic and regional review, Academia, Prague, 483–510.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2003

Band/Volume: [143](#)

Autor(en)/Author(s): Cincura Juraj

Artikel/Article: [Paläokarst der Kleinen Karpaten 203-211](#)