

ZUM STANDORT DER PHYSISCHEN GEOGRAPHIE

ZUM STAND DER PHÄNOMENOLOGISCHEN UND TYPOLOGISCHEN KARSTFORSCHUNG

Max H. FINK

Inhaltsverzeichnis

1. Einführung	211
2. Kleinformen des Karstreliefs und Ihre Bedeutung für Landschaftsökologie und Karstdenudation	212
3. Dolinen und Uvalas — die traditionellen Leitformen des Karstes . . .	218
4. Poljengenes und Flächenbildung im Karst	223
5. Bemerkungen zur Typologie des Karstes	229
Literaturhinweise	233

1. EINFÜHRUNG

Aus den letzten Jahren liegt eine außerordentlich große Zahl an karstkundlichen Untersuchungen vor, so daß es wohl als gerechtfertigt erscheinen mag, zumindest für den Teilbereich der Karstmorphologie eine Standortbestimmung vorzunehmen. Die Frage nach der Stellung der Karstforschung im Wissenschaftsgebäude soll in diesem Zusammenhang nur gestreift werden. Einerseits ist die Karstkunde, und hier vor allem die Karstmorphologie, tief in der Physischen Geographie verwurzelt, andererseits besteht eine sehr enge Verknüpfung mit der Höhlenkunde, da ja bekanntlich der überwiegende Teil der Höhlen dem Karstphänomen angehört. Somit ergibt sich eine gewisse Sonderstellung der Karstforschung, was auch in der international eingeführten Bezeichnung „Speläologie“ zum Ausdruck kommt, worunter, in Erweiterung des ursprünglichen Wortsinnes, die „Lehre von den Höhlen und den Karsterscheinungen“, also Karst- und Höhlenkunde, verstanden wird (vgl. H. TRIMMEL u. a., 1965, 1968). So behandeln z. B. die Internationalen Kongresse für Speläologie sowohl höhlenkundliche als auch karstkundliche Probleme und werden damit der Einheit von Endo- und Exokarst gerecht.

Die Komplexität des Karstphänomens erschwert es, einzelne Teilbereiche isoliert zu betrachten. So besteht u. a. ein enger Konnex zwischen phänomenologischer Forschung und Typologie, zwischen Karstdenudation und Karsthydrologie. Dabei kann die Karsthydrologie als jener Teilbereich der Karstforschung gelten, der wohl am besten bekannt und dokumentiert ist, nicht zuletzt durch das grundlegende Werk von J. ZÖTL (1974).

Wenn nun trotzdem der Versuch unternommen werden soll, in knappem Rahmen die gesamte moderne Forschung in bezug auf Karstmorphologie und Karsttypologie zu überblicken, so vor allem deshalb, weil eine solche Gesamtschau in der deutschsprachigen Literatur fehlt. Die große Zerstreuung des einschlägigen Schrifttums, dessen Überblick durch die Bibliographien von H. TRIMMEL für die Jahre 1950

bis 1960 und ab 1970 von R. BERNASCONI sehr erleichtert wird, macht erst recht den Mangel eines Handbuches in deutscher Sprache bewußt. Im Vergleich dazu liegen für den englischen Sprachraum zwei moderne Gesamtdarstellungen vor (J. N. JENNINGS, 1971; M. M. SWEETING, 1972); ferner gibt es in slowenischer und in rumänischer Sprache ausgezeichnete kompilatorische Werke (I. GAMS, 1974; M. BLEAHU, 1974).

Was hingegen die Frage der einheitlichen Begriffsbestimmungen karst- und höhlenkundlicher Termini anbelangt, so kann das Vorliegen einer Reihe von Fachwörterbüchern in anderen Sprachen auf Impulse zurückgeführt werden, die vom gemeinsamen Bemühen der Karstforscher des deutschen Sprachraumes um eine einheitliche Terminologie ausgingen, die in der Herausgabe des Speläologischen Fachwörterbuches (Red. H. TRIMMEL, 1965) mündeten. In jüngster Zeit sind erfolgversprechende Bemühungen im Gange, im Rahmen der Internationalen Union für Speläologie (UIS) zu einer internationalen Abstimmung der Karstterminologie zu gelangen (Red. M. H. FINK, 1973 b). Die Herausgabe eines mehrsprachigen Lexikons der Karst- und Höhlenkunde, in dem 16 (!) Sprachen Berücksichtigung finden sollen, ist vorgesehen.

Die gut funktionierende Zusammenarbeit auf internationaler Ebene bei der Bearbeitung karstkundlicher Themenkreise, die durch die (leider nicht mehr bestehende) Karstkommission der IGU eingeleitet wurde und deren Agenden gegenwärtig in wesentlich erweitertem Umfang von den Kommissionen der UIS wahrgenommen werden, kann für die jüngste Phase der Karstforschung als signifikant gelten.

Grundlage für jede theoretische Erörterung karstkundlicher Fragen ist und bleibt die Arbeit im Gelände. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, daß von vielen Gebieten eine Bestandsaufnahme noch nicht oder nur lückenhaft vorliegt. Dies trifft z. B. auch für die als gut erforscht geltende alpine Karstlandschaft zu. Es wird daher auch in Zukunft der regionalen Erfassung und Kartierung des Karstphänomens große Bedeutung zukommen, wobei aber Beachtung finden sollte, daß eine einseitige Betrachtung des oberirdischen Formenschatzes dem Wesen und der Bedeutung der Karstlandschaft nicht gerecht wird.

Zum besseren Verständnis des nachfolgenden Überblickes, in dessen Rahmen in exemplarischer Weise die wichtigsten Formen des oberirdischen Karstes behandelt werden, seien die aktuellen Vorschläge zur Definition der beiden grundlegenden Begriffe des Gesamtphänomens, nämlich „*Karst*“ und „*Verkarstung*“, vorangestellt:

Karst ist als ein Landschaftstyp (Gebiet) zu bezeichnen, in dem unterirdische Entwässerung in verfestigten löslichen Gesteinen (verkarstungsfähigen Gesteinen) erfolgt und in dem kennzeichnende ober- und unterirdische Formen (Karsterscheinungen) auftreten können. Der Begriff der *Verkarstung* beinhaltet morphodynamische Prozesse in löslichen Gesteinen, die zu einem ober- und unterirdischen Formenschatz führen, zu dessen Erklärung vor allem die Korrosion herangezogen werden muß.

2. KLEINFORMEN DES KARSTRELIEFS UND IHRE BEDEUTUNG FÜR LANDSCHAFTSÖKOLOGIE UND KARSTDENUATION

Die *Karren* als Kleinformen des Karstreliefs sind nach wie vor eines der wichtigsten Forschungsanliegen der Karstmorphologie. Dies findet seine Begründung darin, daß diese Formen sowohl für die Ermittlung der postglazialen Karstdenuation

als auch als Indikatoren für die Erfassung des Wandels landschaftsökologischer Verhältnisse große Bedeutung aufweisen. Die Karren sind Korrosionsformen auf verkarstungsfähigem Gestein, besonders auf reinem Kalk, und sie sind in ihrer Genese vornehmlich auf den gerichteten Abfluß des Wassers (Niederschlags-, Schneeschmelz-, Gletscher- und Kluftwasser) zurückzuführen. Ihr vergesellschaftetes Auftreten in Form von *Karrenfeldern* ist häufig zu beobachten, und sie stellen dadurch vor allem in den Kalkhochalpen ein landschaftsprägendes Element dar. Es ist daher nicht verwunderlich, daß das Studium dieser korrosiven Kleinformen von den Alpen seinen Ausgang genommen hat und daß eine Reihe von Bezeichnungen, die im alpinen Raum geprägt wurden, Eingang in die international übliche Nomenklatur gefunden haben. Überblickt man den gegenwärtigen Stand der Forschung, so läßt sich eine eindeutige Dominanz der Arbeiten über die Karren des alpinen Raumes feststellen. Von Ausnahmen abgesehen, sind erst in jüngerer Zeit Karren anderer Karstgebiete und Wirkungsräume in das Blickfeld der Forschung gerückt, so etwa durch die Studien von M. M. SWEETING (1966) und P. W. WILLIAMS (1967) im Bereich der Britischen Inseln, weiters durch die Untersuchungen von A. PLUHAR und D. C. FORD (1970) an Dolomitkarren am Trauf der Niagara-Schichtstufe und schließlich durch die vergleichenden Studien von F.-D. MIOTKE (1972) an Küstenkarren von Puerto Rico.

Die Klassifikation der Karren kann nach verschiedenen Kriterien vorgenommen werden, wobei es sich als zweckmäßig erweisen dürfte, nach Bildungsbedingungen vorzugehen. In der viel zuwenig beachteten Studie von F. BAUER (1958) über nach-eiszeitliche Karstformen in den österreichischen Kalkhochalpen, die, neben den Untersuchungen von A. BÖGLI (u. a. 1951, 1960) aus dem Hochgebirgskarst der Zentralschweiz, wohl zu den grundlegenden modernen Arbeiten über das Karrenproblem zu zählen ist, werden für die gebotene Klassifikation Substrat und Abflußverhältnisse herangezogen. Dabei wird nach dem Substrat zwischen Kalkfels, Schutt und dem Grenzbereich zwischen Fels und Schutt, nach den Abflußverhältnissen zwischen flächigem Abfluß und dem Abfluß in Sammel- und Ableitungsgefäßen unterschieden. Bei den Formen auf Fels wird weiters zwischen freier Felsfläche, bodenbedeckter Felsfläche und jenen freien Felsflächen differenziert, die von Wasser überflossen werden, das aus Bodenkörpern stammt. Die Grundlage für das genetische System nach A. BÖGLI (1960) liegt gleichfalls in den Abflußbedingungen des korrodierenden Wassers begründet, wenn Karren unterschieden werden, die bei freiem Abfluß, bei partieller Bodenbedeckung und bei voller Bedeckung der Kalkflächen entstehen. Anlässlich des Symposiums über Karstdenudation 1975 in Ljubljana hat A. BÖGLI erneut dieses System der Karrenformen bekräftigt, das auf dem Ausmaß der Bodenbedeckung und somit letztlich auch auf den geänderten Abflußverhältnissen basiert. Auch F. ZWITTKOVITS (1969) hat m. E. zu Recht betont, daß, im Gegensatz zu älteren Auffassungen (u. a. M. ECKERT, 1898; H. CRAMER, 1935), eine Systematik der Karrenbildung keinesfalls vom Gestein und seinen Inhomogenitäten her gewonnen werden kann, sondern ausschließlich von den Abfluß- und Lösungsverhältnissen her. Es wird betont, daß das Gestein der Formgebung durch Löslichkeit, Struktur und Klüftigkeit bestimmte Modifizierungen aufzwingt, wodurch jedoch nicht die Formung an sich betroffen wird. Im Gegensatz dazu hat A. SPIEGLER (1973) die Heranziehung der Abflußbedingungen zur Erstellung einer Systematik abgelehnt und dafür vorgeschlagen, die Abhängigkeit der Karrenformen von Gesteinsstrukturen als Grundlage zu nehmen, und damit unbewußt einen bereits von H. CRAMER (1935) vertretenen Gedankengang zu restaurieren versucht.

ALPINE KARRENTYPEN

		Freier Abfluß		Gebundener Abfluß		
		Flächige Korrosion	Linienhafte Korrosion	Strukturgebundene Korrosion		
FREIE FELSFLÄCHE	flach	SKULPTURFORMEN	Karrenbecken Trittkarren Grübchenkarren	FREILIEGEND GEBILDETE KARRENRINNEN	Mäandrierende Rinnenkarren	Scharfgratige Kluft- bzw. Schichtfugenkarren, Korrosionsformen an anderen lithologischen Inhomogenitäten
	steil		Firstrillen			
BEDECKTE FELSFLÄCHE	flach	(flächige Korrosion)		SUBKUTANE KARREN	Mäandrierende Rund- und Hohl- karren	Gerundete Kluft- bzw. Schichtfugenkarren, Korrosionsformen an anderen lithologischen Inhomogenitäten
	steil				Rund- und Hohl- karren ± in Fallinie	

2.1. Skulpturformen und freiliegend gebildete Karren

Man versteht darunter Karren, die auf freier Felsfläche entstanden sind, wobei die Lösungsfähigkeit des Niederschlagswassers allein vom atmosphärischen Kohlendioxid abhängig ist. Dabei können — wieder modifiziert durch den Abfluß — auf freier Felsfläche verschiedenartige Formen entstehen. Der Abflußmechanismus wurde u. a. von F. BAUER (1958) eingehend beschrieben. Dabei kommt auch der Neigung der Felsfläche große Bedeutung zu, worauf F. BAUER (1958) und W. KURZ u. F. ZWITTKOVITS (1963) hingewiesen haben. Bei flächig wirkender Korrosion entstehen Karrenformen, die als „Skulpturformen“ bezeichnet werden. Dazu gehören bei steiler Neigung die bekannten *Firstrillen* (*Kannelierungen*, *Rillenkarren*), bei mittlerer Neigung die *Trittkarren* und schließlich bei wenig geneigten Felsflächen *Karrenbecken*, für die sich der Terminus „*Kamenitza*“ eingebürgert hat.

Davon sind die Firstrillen am weitesten verbreitet, die stets vergesellschaftet an Felsgraten, Wandvorsprüngen und an den Rändern größerer Karrenrinnen auftreten. Die einzelnen Rillen erreichen in den Kalkalpen eine durchschnittliche Länge von 20 bis 30 cm und laufen auf eine ungliederte Felsfläche aus. Dieses Aufhören der Firstrillen wird in neueren Arbeiten mit einer Einebnung der trennenden Grate infolge lateraler Korrosion bei nach unten hin zunehmender Wassermenge gedeutet (F. BAUER, 1958; W. KURZ u. F. ZWITTKOVITS, 1963). Die Kamenitzas, opferkesselartige Karrenbecken, sind größtenteils freiliegend gebildete Formen, können jedoch auch unter Bodenbedeckung eine Umgestaltung erfahren (D. GAVRILOVIĆ, 1968). Bezüglich der Genese der übrigen Sonderformen, die zu den Skulpturformen gezählt werden, so vor allem der Trichter- und Trittkarren, kann in diesem Rahmen nicht eingegangen werden (vgl. u. a. F. BAUER, 1958; A. BÖGLI, 1960; K. HASERODT, 1965).

Bei linienhaftem Abfluß über eine geneigte Felsfläche tieft sich durch die korrodierende Kraft des Wassers eine Ableitungsrinne mit charakteristischem V-förmigem Querschnitt ein, die nicht allein das im Bereich der Rinne anfallende Niederschlagswasser ableitet, sondern darüber hinaus auch als Sammelgefäß für das flächig abkommende Wasser der angrenzenden Felsoberfläche fungiert. Für diese Formen hat sich die Bezeichnung „*Rinnenkarren*“ durchgesetzt, die, in enger Abhängigkeit von der Neigung der Ausgangsfläche, entweder der Abdachung folgen oder als Mäanderkarren ausgebildet sind. Bereits F. BAUER (1958) hat betont, daß kein genetischer Zusammenhang zwischen den Rinnenkarren und den Skulpturformen besteht. Er stellte fest, daß die freiliegend gebildeten Karren „das Produkt einer starken linearen Eintiefung sind, während die Skulpturformen eine gleichmäßige Tieferlegung der Flächen bewirken“ (S. 309). Karrenrinnen, die von frei abfließenden Wasserfäden gebildet werden, die ihren Ursprung in Bodenkörpern haben und bei denen eine ungewöhnlich lange Abflußdauer bei erhöhter Lösungsfähigkeit durch das CO₂ der Bodenluft ins Kalkül zu ziehen ist, nehmen nach F. BAUER (1958) eine Zwischenstellung zwischen freiliegend und subkutan gebildeten Karren ein. K. HASERODT (1965) hat vorgeschlagen, solche länger berieselte Karrenbildungen als „*Rinnsalkarren*“ zu bezeichnen. Sie können — bei ähnlicher Querschnittsgestaltung wie die Rinnenkarren — einen wesentlich größeren Eintiefungsbetrag aufweisen, der auf die länger andauernde Einwirkung besonders aggressiver Wässer zurückzuführen ist.

2.2. Subkutane Karren

Eine bodenbedeckte Felsfläche in einem Karstgebiet unterliegt der Lösungsverwitterung in anderem Maße als eine freiliegende Fläche. Dabei kommt der

Permeabilität des Bodens oder des Bodensedimentes eine besondere Bedeutung zu. Niederschlags- und Schmelzwässer gelangen erst nach Durchsickern des Bodens an die Felsoberfläche, wobei die Lösungsfähigkeit des Wassers durch Anreicherung von Kohlendioxid aus der Bodenluft und durch einen (noch in Diskussion befindlichen) Anteil an anderen Säuren erhöht wird. F. BAUER (1958) hat darauf hingewiesen, daß durch das Speichervermögen des Bodens noch Tage nach dem Aufhören des Niederschlages Wasser abfließen und korrosiv wirken kann. Die Korrosionsformen, die unter Bodenbedeckung entstanden sind, werden nach dem Bildungsvorgang mit dem übergeordneten Begriff *Subkutane Karren*, nach ihrer Form hingegen als *Rundkarren* bzw. *Hohlkarren* bezeichnet. Sie weisen gut gerundete, U-förmige Querschnitte auf, die scharf abgesetzten Zwischenstege fehlen und alle Rauheiten der Gesteinsoberfläche sind infolge der subkutanen Korrosion geglättet. Häufig sind Übersteilungen zu beobachten, die auf die lang andauernde Feuchtigkeitsabgabe eines Bodenkörpers zurückgeführt werden können, der die Hohlform partiell erfüllt bzw. erfüllt hat. An vielen Stellen des alpinen Karstes sind die Rundkarren auf natürliche Weise exhumiert, wobei festzustellen ist, daß sie sich unter dem anschließend bedeckten Bereich fortsetzen. An rezent freiliegenden Karren subkutaner Genese lassen sich somit Klima- und Vegetationsveränderungen deutlich ablesen.

Bezüglich der Genese von Rundkarren bestehen zwei gegensätzliche Auffassungen: 1. Eine Reihe von Autoren sieht in diesem Karrentyp Folgeformen von freiliegend gebildeten Rinnenkarren (H. G. LINDNER, 1930; A. BÜGLI, 1960, 1975; K. HASERODT, 1965; u. a.). 2. Rundkarren sind im wesentlichen primäre Bildungen unter einer Bodendecke, und man kann sie geradezu als Leitformen für die subkutane Genese ansprechen (F. ZWITTKOVITS, 1962, 1966 a, 1969; W. KURZ u. F. ZWITTKOVITS, 1963; M. H. FINK, 1973 a; u. a.). F. BAUER (1958) hält es für möglich, daß Rundkarren sowohl primärer als auch sekundärer Entstehung sein können. Sowohl der bildungsgeschichtliche Gang als auch die Morphographie der Formen scheinen für eine Primärgenese zu sprechen. F. ZWITTKOVITS (1966 a, 1969) hat darauf hingewiesen, daß die Rundkarren in landschaftsökologischer Hinsicht einem vollkommen anderen Verkarstungsbereich entstammen. Die weitaus größeren Dimensionen, die gerundete, andersartige Form, Abstand und Verlauf zueinander, der in flacheren Bereichen ein Labyrinth von Rundkarren verursacht, lassen sie grundsätzlich von den freiliegend gebildeten Karren unterscheiden, die stets enger geschart sind und niemals einen labyrinthartigen Verlauf zeigen. Rund- und Hohlkarren kommen bevorzugt auf flach geneigten Flächen vor; F. BAUER (1958) nimmt sogar einen Zusammenhang zwischen Bodenmächtigkeit und Neigung einerseits und dem Abstand und der Breite der Rinnen andererseits an. Nach einer klimabedingten Freilegung subkutaner Karren sind diese den Atmosphären ausgesetzt und unterliegen einer Umgestaltung, die zur Überprägung der Flanken durch Firstrillen und zur Eintiefung eines Sohlencanyons führen kann.

In bezug auf die *Verbreitung der Karren in den Kalkalpen* lassen sich die beiden Haupttypen zwei landschaftsökologischen Stockwerken zuordnen:

Das obere Stockwerk, das den Höhenbereich zwischen 1600/1800 m und 2000/2200 m einnimmt, ist das Hauptverbreitungsgebiet der freien Karren, sowohl der freiliegend gebildeten als auch — im Bereich des unteren Grenzsaumes — der exhumierten Rundkarren. Nach oben hin wird diese Zone durch die vorherrschende mechanische Verwitterung der Frostschuttzone, nach unten hin durch das Einsetzen einer geschlossenen Boden- und Vegetationsdecke eingeengt. Es schließt hier das

untere Stockwerk an, das bis in eine Höhenlage von 1000/1200 m hinabreicht und das in den Kalkalpen als Hauptverbreitungsgebiet der subkutanen Karren anzusprechen ist. In diesem Zusammenhang sei festgehalten, daß der früher gebräuchliche Ausdruck „Scherbenkarst“ für den Bereich zwischen oberer Verbreitungsgrenze der Karren und der klimatischen Schneegrenze zugunsten der zutreffenderen Bezeichnung „Frostschuttzone“ aufgegeben wurde

Es besteht kein Zweifel darüber, daß die alpinen Karren bevorzugt in Gebieten auftreten, die Spuren glazigener Überarbeitung aufweisen, oder, anders ausgedrückt, vornehmlich auf einheitlichen, geglätteten Felsflächen, die auf Grund der Höhenlage entweder zur Gänze frei liegen oder nur von seichtgründigen, permeablen Humuskarbonatböden (vorwiegend Rendsinen) bedeckt sind. F. ZWITTKOVITS (1966 a, 1969) hat das Aufhören der Karren nach unten einerseits mit dem Fehlen freier Felsflächen, andererseits mit einer Änderung des Bodentyps und damit mit der Änderung der subkutanen Wasserzirkulation erklärt.

Im Vergleich mit Karren des mediterranen Karstes scheint eine grundsätzliche Übereinstimmung mit dem Formenschatz des alpinen Hochgebirgskarstes gegeben zu sein. Eingehende vergleichende Forschungen in anderen Hochgebirgen und Klimazonen stehen noch aus.

Über das *Alter der Karren in den Kalkalpen* besteht die einhellige Auffassung, daß sie, abgesehen von wenigen Ausnahmen, spät- bis postglaziales Alter aufweisen. Dies kann u. a. durch Karrenfelder nachgewiesen werden, deren Ausgangsflächen entweder im Hochwürm oder während der spätglazialen Gletscherstände vom Eis bedeckt waren, ferner durch das Auftreten an datierbaren Bergsturz- und Moränenblöcken. Was die Ausnahmen anbelangt, so hat A. BÖGLI (1951) Altformen von Karren beschrieben, die er als glazigen gekappten Spitzkarren mit dem Terminus „Flachkarren“ belegte und die zumindest ein letztinterglaziales Alter aufweisen sollen. Bei dieser Fragestellung müssen naturgemäß Gips- und Salzkarren ausgeklammert werden, da sie, im Vergleich zu den Karren auf Karbonatgestein, eine unvergleichlich raschere Entwicklung aufweisen (vgl. u. a. M. H. FINK, 1973 d).

Neben ihrer Bedeutung als landschaftsökologische Indikatoren haben sich Karren und verwandte korrosive Kleinformen zur Bestimmung des postglazialen Lösungsabtrages als besonders geeignet erwiesen. Im alpinen Hochgebirgskarst weisen die Rinnen der freiliegend gebildeten Karren eine Tiefe von 10 bis 15 cm auf. Da Anzeichen vorhanden sind, daß die Stege zwischen den Rinnenkarren nur unwesentlich erniedrigt wurden, so gestattet die Karrentiefe, den Abtrag seit Beginn des Eintiefungsvorganges zu bestimmen. Ferner wurde festgestellt, daß die „Gipfflur“ der Karrendorne, die der Ausgangsfläche entspricht, rund 10 cm über der heutigen Felsfläche zu liegen kommt (vgl. u. a. W. KURZ u. F. ZWITTKOVITS, 1963). Lösungsmessungen haben den errechneten Wert von 10 bis 15 cm Kalkabtrag im Postglazial ergeben (A. BÖGLI, 1960; F. BAUER, 1964; u. a.).

Zuletzt hat H. KINZL (1975) einen ausführlichen Überblick über die „*Karsttische*“ gegeben, die besonders zur Feststellung des Kalkabtrages geeignet sind. Die sehr unterschiedliche Benennung dieses Phänomens in der Literatur (vgl. H. TRIMMEL, 1971/72) veranschaulicht die dringende Notwendigkeit, auf internationaler Ebene zu einer eindeutigen Begriffsabgrenzung und zu einer einheitlichen Karstterminologie zu gelangen. Es scheint sich nun der Terminus Karsttisch für Korrosionsformen, die einen Sockel mit auflagerndem Deckstein aufweisen, durchzusetzen. Zur Ermittlung des postglazialen Lösungsabtrages kommen jedoch nur solche Karsttische in Frage, deren Decksteine unmittelbar nach dem Eisrückgang

auf die Felsoberfläche gelangt sind, wobei naturgemäß Erratika besonders geeignet sind. Mit geringeren Fehlerquellen behaftet, und daher im Schichttreppenkarst vorzuziehen, ist die unmittelbare Messung des Ausmaßes der Karstdenudation zwischen ausstreichenden Schichtfugen und den korrosiv erniedrigten zugehörigen Dachflächen. Die durchschnittliche Sockelhöhe der alpinen Karsttische von 15 bis 20 cm stimmt gut mit dem Ausmaß des Schichtflächenabtrages und der durchschnittlichen Karrentiefe überein. Als Näherungswert für den oberflächlichen Lösungsabtrag in den Kalkalpen können daher 1,5 bis 2 cm pro tausend Jahre angenommen werden (u. a. A. BÖGLI, 1961; F. BAUER, 1964; K. HASERODT, 1965). Ferner sind Felsfußzacken (F. BAUER, 1958) bzw. Karrenfußnäpfe (K. HASERODT, 1965) im Grenzbereich zwischen Anstehendem und Lockermaterial ebenfalls zur Bestimmung des postglazialen Lösungsabtrages herangezogen worden und lassen — unter Berücksichtigung der andersgearteten Position — vergleichbare Werte erkennen.

3. DOLINEN UND UVALAS — DIE TRADITIONELLEN LEITFORMEN DES KARSTES

Dolinen sind infolge ihrer leicht überschaubaren Geschlossenheit und ihrer zumeist punkthaft sich vollziehenden unterirdischen Entwässerung wohl als die klassischen Leitformen des Karstreliefs anzusprechen. Es ist überraschend, daß — etwa im Vergleich zu der fast erdrückenden Fülle der Arbeiten über das Polje-problem — neuere Studien über die Dolinengenese nicht allzu häufig sind. Zwar sind seit langem bestimmte Grundtatsachen der Primäranlage dieser Karsthohlform, die durch die Karstforschung der Jahrhundertwende zur Leitform für einen damals erstmals unterschiedenen Karsttypus bestimmt wurde und die im Modell der DAVIS-schen Zyklenlehre einen hervorragenden Platz eingenommen hat, Gemeingut geomorphologischer Lehrbücher geworden; man denke dabei etwa an das bevorzugte Auftreten auf einem Flachrelief oder an die dominante Knüpfung an tektonische Gesteinsfugen. Dennoch gewinnt man bei der Durchsicht der kompilatorischen Werke den Eindruck, als ob seitdem die Forschung nicht weitergekommen sei. Wie läßt es sich sonst erklären, wenn terminologische Fossilien, wie z. B. „Jama“ bzw. „Karstschlot“ oder gar „Karstbrunnen“ anstelle von Schacht oder Schachthöhle, noch immer auftauchen oder wenn die schematischen Darstellungen der Dolinentypen in gleichsam „voller Frische“ das ehrwürdige Alter von 80 Jahren überschritten haben?

Es hat sich eingebürgert, unbeschadet ihrer Primäranlage und Genese, im wesentlichen vier physiognomische Grundformen zu unterscheiden, und zwar: die *Trichterdoline* als die „typischste“ Ausbildungsform, weiters die *Muldendoline* mit konkav gewölbtem Querschnitt, ferner die *Wannendoline* mit flachem Boden und schließlich die *Schachtdoline* (*Kesseldoline*) mit lotrechten bis überhängenden Seitenwänden, die als Übergangsform zu den Schachthöhlen bezeichnet werden kann. Eine Lösung des terminologischen Problems zwischen der oberirdischen Hohlform „Schachtdoline“ und der unterirdischen Hohlform „Schacht“ wurde aus praktischen Überlegungen heraus bereits im Speläologischen Fachwörterbuch (Red. H. TRIMMEL, 1965) angestrebt, indem für die Ansprache als Schachtdoline die Weite der Tagöffnung größer sein soll als die maximale Tiefe, wobei aber, und dies mag als Nachteil empfunden werden, die wechselnde Sedimentmächtigkeit (z. B. perennierender Firnkegel) unberücksichtigt bleibt.

Eine weitere Schwierigkeit, die bisher nicht befriedigend gelöst werden konnte, betrifft die eindeutige Abgrenzung der Dolinen zu den nächst größeren Hohlformen des Karstreliefs, den *Uvalas*. Jeder kartierende Karstmorphologe kennt wohl aus

eigener Anschauung das Dilemma, wenn es gilt, eine Hohlform als Großdoline oder als Uvala anzusprechen. Die Kommission für Terminologie der UIS schlägt daher in ihrem Entwurf folgende Uvala-Definition vor: „größere, schüsselförmige oder längliche, zuweilen talartig gewundene geschlossene Karsthohlform ...“. Da die Basis sowohl eben als auch muldenförmig bzw. durch parasitäre Dolinen unregelmäßig gestaltet sein kann, ist in der deutschsprachigen Literatur neben dem übergeordneten Terminus Uvala, je nach der Konfiguration der Sohle, die Bezeichnung *Karstwanne* (bei flachem Boden) oder *Karstmulde* (bei muldenförmig bis unregelmäßig gestaltetem Boden) üblich geworden. Auf der anderen Seite bestehen in einzelnen Fällen ähnliche Schwierigkeiten, wenn es gilt, die Unterscheidung zwischen Uvala und *Polje* zu treffen. Zu einer solchen Differenzierung könnte m. E. die lithologische Anlage der Karsthohlform mit Erfolg herangezogen werden. Im alpinen Karst hat es sich eingebürgert, zur Fassung des Poljenbegriffes den Kontaktbereich von Gesteinen verschiedener morphologischer Wertigkeit heranzuziehen. Somit können größere Karsthohlformen, die eine poljenähnliche Konfiguration aufweisen, jedoch in ihrer lithologischen Anlage an keinen Gesteinswechsel gebunden sind, als Uvalas bzw. Karstwannen bezeichnet werden. Überblickt man die Arbeiten aus dem alpinen Karst, so läßt sich feststellen, daß die Mehrzahl der Uvalas eine deutliche Talgebundenheit aufweist. So betont z. B. K. HASERODT (1965) das Auftreten dieser Formen in den Talzügen eines Altreliefs, wo bei reihenförmiger Anordnung von einer *Uvala-Kette* gesprochen werden kann. Im östlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen konnte ebenfalls nachgewiesen werden, daß Uvalas an alte, inaktive Talungen gebunden sind. Die Präexistenz einer fluviatil gestalteten Vorform ist bei den meisten dieser Karsthohlformen anzunehmen (M. H. FINK, 1973 a).

Im Hochgebirgskarst ist ferner zu berücksichtigen, daß eine Reihe von großen Karsthohlformen in enger Verbindung mit Formen des glazialen Erosionsreliefs stehen, so z. B. die Umprägung von Karböden in karsthydrographisch entwässerte Karstmulden und Karstwannen, wobei es jedoch schwierig sein dürfte, festzustellen, ob etwa bereits präglaziale Karstformen die Ansatzstellen für die nachfolgende glaziale Umformung bildeten. Dies gilt auch für Mesoformen des glazial gestalteten Erosionsreliefs, wobei häufig die glazigenen Wannens der Rundhöckerfluren zu unterirdisch entwässerten Karsthohlformen „umfunktioniert“ wurden. Untersuchungen über polygenetische Karstformen liegen aus dem Bereich der Ostalpen vor (M. H. FINK, 1973 c).

Ansätze zu weiteren Forschungen sind m. E. in der Frage der Felsform gegeben. Bisher konnte nur in wenigen Fällen Aufschluß über die Konfiguration der tatsächlichen Uvalaform gewonnen werden. Die bisher vorliegenden Angaben lassen erkennen, daß der flache Boden der Karstwannen auch im Anstehenden vorhanden ist; um jedoch zu einem abschließenden Urteil über die Genese dieser Hohlformen zu gelangen, wäre es wünschenswert, alle Möglichkeiten der direkten und indirekten Erkundung des Felssockels und der Deckschichten auszuschöpfen.

Kehren wir zu den Dolinen und ihrer Genese zurück. S. MORAWETZ (1970) stellte fest, daß die *Initialgenese der Dolinen* zu den offenen Fragen der Karstmorphologie gehöre. Betrachtet man die Hohlformen im Lockermaterial, die wohl substratbedingt die regelmäßigsten Formen aufweisen, so läßt sich diese Frage durch Berücksichtigung reliefbedingter Gunstmomente, etwa in Form flacher Dellungen, aber auch durch die Existenz von Zonen bevorzugten Wasserabzuges in den klastischen Sedimenten beantworten. Wesentlich schwieriger erweist sich dieses Problem bei den Felsdolinen. Die Anlage der Hohlform an tektonischen oder sedi-

mentären Gesteinsfugen ist unbestritten. Nun erfolgt die Dolinenbildung nicht an einer beliebigen Stelle der i. a. steilstehenden Gesteinsfuge, sondern dort, wo eine bevorzugte Wasserwegsamkeit gegeben ist. Die Möglichkeit einer unterirdischen Wasserableitung kann entweder bei unterschiedlichem Klaffungsbetrag einer einzigen, dominanten Gesteinsfuge oder bei Kreuzung von zwei oder mehreren Fugen gegeben sein. Die „Schnittlinie“ steilstehender tektonischer Fugen, die in Wirklichkeit ja bereits einen in die Tiefe orientierten Hohlraum darstellt, kann in vielen Fällen bei Dolinen in Festgestein als die karsthydrographisch wirksame primäre Vorform angesehen werden, welche die im Grundriß punkthafte Entwässerung der sich entwickelnden Gesamthohlform bestimmt (M. H. FINK, 1973 a). In diesem Zusammenhang sind weiters die Ergebnisse der spezialologischen Forschung aus verschiedenen Karstgebieten von Bedeutung, die ergeben haben, daß nicht selten an der Basis einer Doline eine befahrbare Schachthöhle ansetzt, deren raumbestimmende tektonische Flächen mit den genetisch dominanten Gesteinsfugen der oberirdischen Karsthohlform ident sind. Diese gemeinsame tektonische Primäranlage von Exo- und Endokarstform wurde in den letzten Jahren mehrfach betont (vgl. u. a. M. H. FINK 1967, 1973 a; P. MÜLLER u. I. SÁRVÁRY, 1973).

In bezug auf Gunstbereiche für das Auftreten von Dolinen besteht Übereinstimmung darin, daß flache Relieftteile hiefür besonders prädestiniert sind, wobei mit S. MORAWETZ (1970) ein unruhig gestaltetes Flachrelief als besonders günstig erachtet werden kann. Somit sind kuppige Plateaus, Sattelverebnungen und funktionslos gewordene Talungen bevorzugte Relieftteile für das Auftreten von Dolinenschwärmen und Dolinenfeldern. Aus dem alpinen Karst wurde dies durch die Studien von F. VORMAIR (1943) aus dem mittelsteirischen Karst, von E. LICHTENBERGER (1954) aus dem Gebiet der Villacher Alpe und durch sämtliche Untersuchungen der letzten Jahre aus dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen (u. a. F. ZWITTKOVITS, 1962; K. HASERODT, 1965) bestätigt.

Das bisher allgemein übliche Prinzip der Dolinenklassifikation beruhte im wesentlichen auf physiognomischen Verschiedenheiten der an der Oberfläche erkennbaren Querschnittsgestaltung und ließ die eigentliche Felsform der Doline unberücksichtigt; genauer gesagt, sie mußte unberücksichtigt bleiben, da infolge der Sedimentfüllung nur in Ausnahmefällen diesbezügliche Studien möglich waren. Im subsilvinen Bereich etwa verhindert Bodenbildung und Vegetation, im Kahlkarst des Hochgebirges hingegen Frostschuttbildung und perennierende Schneeakkumulation eine unmittelbare Untersuchung der Felsgrenzflächen. Erst aufgrund künstlicher Aufschlüsse, die allerdings bisher nur in geringer Zahl zur Verfügung standen, konnte festgestellt werden, daß sämtliche Dolinen eine Trichterform im Anstehenden aufweisen, die überraschend übergangslos an die Sedimentfüllung angrenzt. Die geringe Anzahl der bisher zur Verfügung stehenden Aufschlüsse läßt es als verfrüht erscheinen, daraus eine einzige Dolinenfelsform, nämlich die Trichterdoline, abzuleiten, doch wird der Verfolgung dieser Frage in Zukunft größere Aufmerksamkeit zu widmen sein. Diesbezügliche Forschungen wurden von D. AUBERT (1966) durch das Graben von Profilschnitten und sedimentologische Untersuchungen eingeleitet. Die Studien von L. ZÁMBÓ (1973) im Karst der Ungarischen Mittelgebirge zielen ebenfalls in diese Richtung und ergaben sehr bemerkenswerte Zusammenhänge zwischen Dolinenform und verschiedenen durchlässigen Bodentypen.

Einen beachtenswerten Beitrag zur genetischen Klassifikation der Dolinen, der auch terminologisch dem letzten Stand entspricht, hat J. F. QUINLAN (1972) geboten. Dabei werden nach der Dominanz der genetisch wirksamen Prozesse als Haupt-

typen Einsturzdolinen, Lösungsdolinen, Lösungs-Nivationsdolinen, Suffusionsdolinen, Sackungsdolinen und Verdichtungs-Absenkungsdolinen (compaction-subsidence doline) unterschieden, wobei die beiden zuerst angeführten Typen noch weiter auf-gegliedert werden.

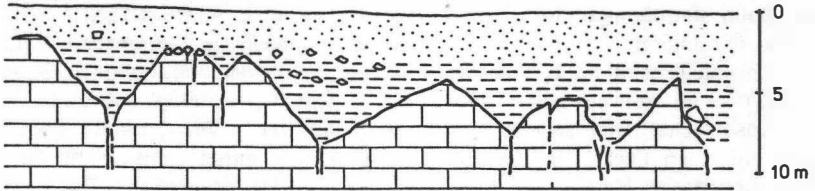


Fig. 1: Trichterdolinen im Leithakalk (Badenien) mit mittelsarmatischem Mergel erfüllt und von lößähnlichen Sedimenten überdeckt. Pfaffenberg, 300 m, SE Deutsch-Altenburg, Niederösterreich.

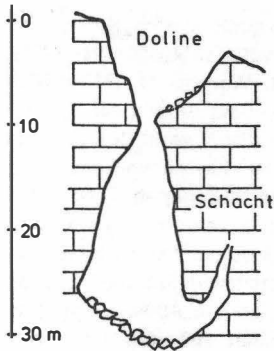


Fig. 2: Doline und Schachthöhle mit gleicher tektonischer Primäranlage Dürrenstein, N.-Ö.

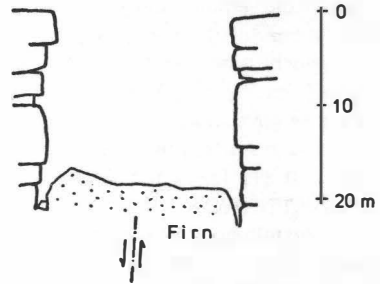


Fig. 3: Schachtdoline an Verfugung Dürrenstein, N.-Ö.

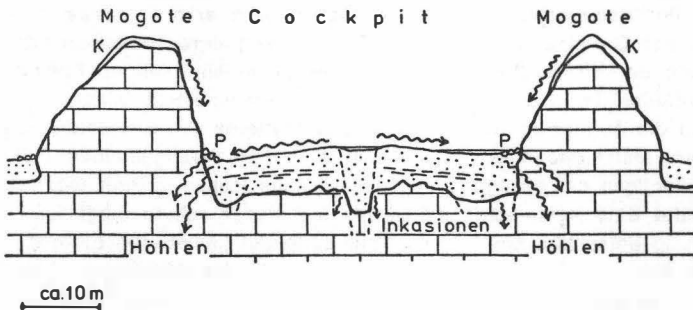


Fig. 4: Cockpit und Mogoten, Abflußverhältnisse (schematisch) nach F.-D. Miotke (1973) K Kalkkrusten, P Ponor. E Arcibo, Puerto Rico

Von großem Interesse ist die Frage nach der landschaftsökologisch bedingten Abwandlung der Dolinenform, wobei neben den lithologischen Gegebenheiten dem Einfluß des Klimas eine besondere Bedeutung zugemessen wird.

In bezug auf die *horizontale Abwandlung der Karstformen* nach Klimazonen und Klimaregionen seien exemplarisch die für den Tropischen Karst charakteristischen *Cockpits* angeführt, die, genetisch gesehen, den Dolinen zuzurechnen sind, sich jedoch von den Formen der Ekrotropen morphographisch wesentlich unterscheiden, indem sie häufig sternförmige Grundrisse aufweisen (vgl. u. a. A. GERSTENHAUER, 1973). Die in der Literatur angegebene unterschiedlich gewölbte Begrenzung von Doline und Cockpit scheint m. E. kein wesentliches Unterscheidungsmerkmal zu sein, da beide Formen konvexe oder konkave Querschnittsgestaltung aufweisen können. Ein wesentlicher Unterschied scheint hingegen bei jenen Cockpits gegeben zu sein, die einen flachen Boden aufweisen und über deren Genese und Beziehung zu angrenzenden Mogoten u. a. F.-D. MIOTKE (1973) referiert hat. Dabei wird die Erweiterung der Cockpits sowohl auf randliche Lösungsunterschneidung als auch auf Nachsackungen verschiedenster Art zurückgeführt. Diese Formen können nicht ohne weiteres mit den „Wannendolinen“ der außertropischen Karstgebiete gleichgesetzt werden. Neuerdings wird das korrosiv bedingte Zusammenwachsen flachsohliger Cockpits auch zur Erklärung der Genese von Kleinpöjlen herangezogen (A. GERSTENHAUER, 1973; G. WENZENS, 1974).

Zahlreiche Arbeiten liegen über die höhenzonale Abwandlung des Karstreliefs vor, wobei der alpine Raum, ausgehend von den Studien von O. LEHMANN (1927), forschungsgeschichtlich eine besondere Stellung einnimmt. War für C. RATHJENS (1954 b) noch eine strenge höhenzonale Gliederung gegeben, und zwar in der Form, daß im alpinen Hochgebirgskarst in einem unteren Stockwerk Dolinen und in einem oberen, über der Waldgrenze gelegenen Stockwerk Karren vorherrschen, so kann diese Auffassung heute eindeutig als überholt gelten. Hingegen steht außer Zweifel, daß die landschaftsökologischen Gegebenheiten und Faktoren, wie es bereits F. ZWITTKOVITS (1966) in seiner vergleichenden Studie betont hat, sehr wesentlich die Gestaltung der einzelnen Formen und Formengemeinschaften beeinflussen und somit durch deren Modifikation eine höhengebundene, zonale Abwandlung zum Ausdruck kommt. In vielen regionalen karstmorphologischen Arbeiten ist dieser *Formenwandel mit der Höhe* klar erkannt worden. So weist u. a. E. LICHTENBERGER (1954) auf die Dominanz von Karrendolinen im Gipfelbereich der Villacher Alpe um 2100 m hin, die nach unten hin in regelmäßig geformte, subkutane Dolinen von großer Dimension übergehen. K. HASERODT (1965) kam aufgrund von Beobachtungen in den Berchtesgadener Alpen zu dem Ergebnis, daß Trichterdolinen im Fels unabhängig von der Vegetationsbedeckung entstehen, und erklärt die asymmetrischen Großdolinen der Gipfelbereiche und obersten Flächen durch das Zusammenwirken von Korrosion und Frostschuttbildung, was als allgemein gültiges Prinzip für die Dolinenentwicklung im subnivalen Klimabereich herausgestellt wird. J. KUNAVER (1973) vertritt die Auffassung, daß das gehäufte Auftreten von Schachtdolinen an die Zone des Kahlkarstes gebunden sei, was sich m. E. nicht verallgemeinern läßt.

Die Großdolinen der hochgelegenen Gebirgsteile lassen in ihrer Querschnittsgestaltung häufig eine Asymmetrie erkennen, die weder reliefbedingt ist noch der Schichtlagerung entspricht, sondern sich eindeutig auf klimatische Einflüsse zurückführen läßt. Hier kommt der Exposition bezüglich der *Mitwirkung karstfremder Prozesse* auf die Dolinenformung eine bedeutende Rolle zu. Für Dolinen, an deren Entwicklung in hohem Maße die Wirkung einer lang andauernden Schneeakkumulation anzunehmen ist, hat sich die Bezeichnung „Nivationsdolinen“ durchgesetzt. Spezielle

Untersuchungen über den Zusammenhang von mikroklimatischen Unterschieden und einer differenzierten korrosiven Denudation liegen aus Dolinen ungarischer Karstgebiete vor. L. JAKUCS (1973 c) kommt dabei zu dem Ergebnis, daß „Form und Gesicht der Karstdolinen die formale Widerspiegelung der Anordnung ihrer Mikroklimaräume sind“, was durch die unterschiedliche CO₂-Produktion der Bodenluft erklärt wird.

Abschließend soll festgehalten werden, daß die Großformen der alpinen Dolinen auf den krönenden Altlandschaften und Plateauteilen vorherrschen, was für das hohe, stellenweise sogar präquartäre Alter dieser Hohlformen bzw. ihrer ersten Anlage spricht. Ansätze zur Lösung der Altersfrage der Verkarstung im allgemeinen und der Dolinenbildung im besonderen sind vielleicht in der klaren zeitlichen Einstufung der als „präwürmzeitlich“ angesehenen Breccien und anderen Dolinenfüllungen zu suchen, die es gestatten würde, die karstmorphologischen Entwicklungsphasen im pleistozänen Klimarhythmus eindeutiger als bisher zu fassen.

4. POLJENGENESE UND FLÄCHENBILDUNG IM KARST

Sieht man von den Hohlformen ab, so sind, wie es K.-H. PFEFFER (1973) betont hat, für sämtliche Karstgebiete der Erde Flächen ein wesentliches Formenelement, und es ist daher begreiflich, daß dem Problem der Flächenbildung im Karst besonderes Interesse entgegengebracht wurde. Dabei ist die Frage der Genese im Karstgestein allein bzw. am Kontakt zwischen Karst- und Nichtkarstgestein auch für die Ausbildung der Poljeböden relevant.

Die *Poljen* als die größten und wohl eindrucksvollsten Hohlformen zählen zugleich zu den problemreichsten Karsterscheinungen der Ektropen, wo sie vor allem für die mediterrane Karstlandschaft signifikant sind.

In terminologischer Hinsicht ist der Begriff Polje heute fest umrissen, die Diskussion über die Bezeichnungen „Karstpolje“ und „Polje im Karst“, mit dem Hinweis auf den „karstfremden“ Charakter der Hohlform, kann als überwunden gelten, da in der neueren Literatur durchwegs die Polygenese der Hohlform vertreten wird. Die Kommission für Terminologie der UIS hat jedoch bewußt in ihrer Definition genetische Momente ausgeklammert und eine deskriptive Formulierung vorgeschlagen: „ausgedehnte, allseits geschlossene Hohlform im Karst mit zumeist ebenem Boden, stellenweise steiler Umrahmung und deutlichem Hangknick. Das Polje hat unterirdischen Abfluß. Es kann trocken liegen, ganzjährig oder zeitweise durchflossen oder inunndiert sein“ (M. H. FINK, Red., 1973 b).

In der Diskussion um den Poljebegriff standen die *Größe der Hohlform*, die *Geschlossenheit* und die *lithologische Primäranlage* im Vordergrund. In der jugoslawischen Literatur wird ein flacher Boden mit zumindest 0,5 bis 1 km Durchmesser gefordert; dabei ist wohl das Kriterium der Größe am meisten angreifbar und sollte daher nicht mit Maß und Zahl in eine Definition aufgenommen werden, da sonst die Gefahr bestünde, das Phänomen Polje ausschließlich am Maßstab der ausgedehnten Poljen des Dinarischen Karstes zu messen. In einer Reihe von jüngeren Arbeiten wurde nachgewiesen, daß auch Karsthohlformen mit geringerer Ausdehnung durchaus als Poljen bezeichnet werden können. Daneben wird vielfach der ebene Boden als besonders typisch für ein Polje angesehen. Auch dieses Kriterium sollte aufgrund neuerer Studien nicht verallgemeinert werden. H. LOUIS (1956) wies auf Schwemmfächer in den Poljen des Taurus hin, H. LEHMANN (1959) unterschied bei den Poljen der Apenninenhalbinsel u. a. Muldenpoljen und muldenförmige Talpoljen, und schließlich sind bei den alpinen Poljen ebene Böden mit ausgeprägtem Hang-

knick eher die Ausnahme. Das Unbehagen der jugoslawischen Karstmorphologen bei der Berücksichtigung anders als flach gestalteter Poljeböden kommt auch in der einschlägigen jugoslawischen Nomenklatur zum Ausdruck, wo solche als atypisch angesehene Formen lediglich als „Parapoljen“ (I. GAMS, 1973 b) bezeichnet werden. Dabei sollte stets im Auge behalten werden, daß in vielen Fällen die Poljensockelfläche von Deckschichten verhüllt wird, deren Mächtigkeit zumeist nicht bekannt ist. Wenn auch vereinzelt angenommen werden kann, daß diese Sockelfläche, sofern sie aus Karstgestein besteht, korrosionsgeriffelt, aber doch in gleicher Ebenheit wie die Oberfläche parallel zu dieser hindurchzieht“ (J. BÜDEL, 1973), so sind m. E. noch zahlreiche Geländeuntersuchungen, die Auswertung von Bohrprofilen und der verstärkte Einsatz geophysikalischer Methoden notwendig, um zu einem abschließenden Urteil über Sedimentmächtigkeit und Form der Sockelfläche zu gelangen. Schließlich sei nochmals darauf verwiesen, daß die Ebenheit des Bodens auch für andere Karsthohlformen mit oftmals bedeutenden Dimensionen zutrifft, nämlich auf die Karstwannen.

Die *Geschlossenheit der Hohlform*, die zu Recht für alle echten Poljen gefordert wird, kommt auch in der karsthydrographischen Entwässerung zum Ausdruck. Etwas problematisch hingegen sind jene poljenähnlichen Hohlformen, die nach einer Seite hin offen sind und — zumindest episodisch — oberirdisch entwässert werden. Sie sind u. a. auf der Balkanhalbinsel nicht selten (vgl. u. a. M. H. FINK u. S. VERGINIS, 1976) und wurden in der älteren Karstliteratur als „aufgeschlossene Poljen“ im Sinne von J. CVIJIC (1893) bezeichnet. Es hat sich eingebürgert, diese Formen, die einen oft schwierig zu fassenden Übergang zwischen einer teilweise geschlossenen Karsthohlform und einer Talung darstellen, als „Halbpoljen“ oder „Semipoljen“ zu benennen, was aber ebenfalls zu einer terminologischen Verwirrung Anlaß gegeben hat, worauf noch zurückzukommen sein wird.

Für die Fassung des Poljenbegriffes scheint m. E. neben der Geschlossenheit der Form und der unterirdischen Entwässerung auch das Kriterium der *lithologischen Primäranlage* von großer Bedeutung zu sein. J. CVIJIC (1893) und andere Forscher der Jahrhundertwende haben das Auftreten von Poljen vornehmlich mit Elementen der Biege- und Bruchtektonik verknüpft (z. B. Grabenpolje, Synklinalpolje, Antiklinalpolje), dagegen Aspekte der lithologischen Differenziertheit eher vernachlässigt. Zwar kann nachgewiesen werden, daß eine Reihe mediterraner Poljen aus tektonischen Senkungsfeldern hervorgegangen ist und Reste tertiärer Sedimente beinhalten, worauf zuletzt H. LEHMANN (1973) hingewiesen hat, dennoch ist die Existenz der Mehrzahl der Poljen nicht mit tektonischen Einflüssen allein zu erklären.

J. ROGLIC (1954, 1960), der sich eingehend mit dem Problem der Flächenbildung und der Poljengese im Dinarischen Karst beschäftigt hat, wies bereits auf einen häufig zu beobachtenden Gesteinswechsel hin.

Neue Aspekte wurden durch die Studien von H. LOUIS (1956) über südanatolische Poljen in die Diskussion gebracht. Seine Beobachtung, daß „Verschwemmung wasserunlöslicher Lockermassen“ die Ursache der Bildung von Ebenheiten im Karst bzw. von Poljeböden sein kann, führte dazu, daß seitdem der abdichtenden Wirkung von Alluvionen aus wenig durchlässigem Material eine größere Beachtung geschenkt wird. H. LOUIS vertritt die Auffassung, daß die Einschüttung impermeablen Materials in Form von Schwemmfächern zur korrosiven Ausweitung der Karstverebnung am Gegenschüttungsrand führt. Als lithologische Basis für diesen Bildungsmechanismus kommt ein Kontaktbereich zwischen Nichtkarstgestein und Karstgestein im Bereich der Hohlform in Frage; das inselhafte Auftreten von nicht verkarstungsfähigem Gestein innerhalb eines Karstgebietes wird hingegen noch als Ausnahme-

fall angesehen. Untersuchungen im Karst der Apenninenhalbinsel (H. LEHMANN, 1959; K.-H. PFEFFER, 1967) haben die skizzierte lithologische Ausgangssituation und den darauf basierenden Entwicklungsvorgang bestätigt. Hingegen lehnt G. WENZENS (1974) in seiner Studie über die Poljen der nordmexikanischen Sierra Madre Oriental den Bildungsmechanismus nach H. LOUIS entschieden ab, da nach seiner Auffassung damit die flächenhafte Tieferlegung des Poljebodens nicht erklärt werden kann. Im Tropischen Karst der Großen Antillen wurden Poljen, die an den Kontaktbereich zu nicht verkarstungsfähigen Gesteinskomplexen gebunden sind, als „Randpoljen“ bezeichnet (H. LEHMANN u. a., 1956).

UVALAS

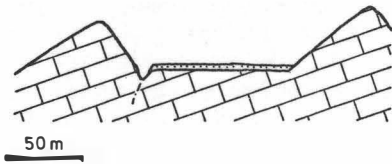


Fig. 5: Karstwanne (Dürrenstein, N.-Ö.)

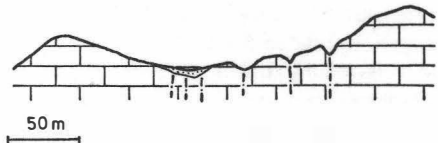


Fig. 6: Karstmulde (Türnitzer Alpen, N.-Ö.)

MORPHOLOGISCH - HYDROLOGISCHE POLJENTYPEN (Auswahl), vorw. nach I. Gams (1973 b)

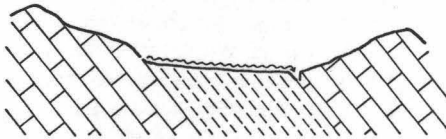


Fig. 7: Kontaktpolje („Kesselpolje“)

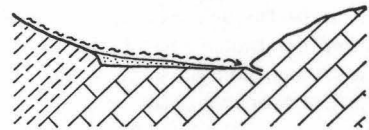


Fig. 8: Randpolje

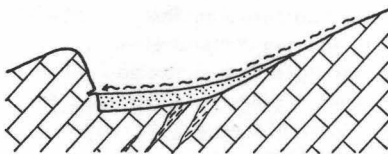


Fig. 9. Piedmontpolje

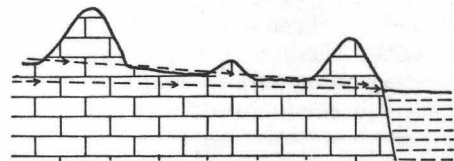


Fig. 10: Polje im piezometrischen Niveau

FORMEN DES BEDECKTEN KARSTES

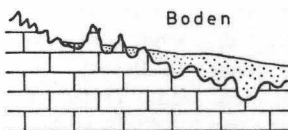


Fig. 11: subkutaner Karst

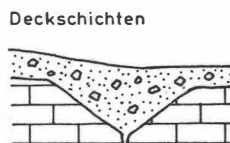


Fig. 12: begrabener Karst



Fig. 13: Kryptokarst

Untersuchungen im alpinen Karst haben ergeben, daß hier sämtliche Karsthohlformen, die der Definition des Begriffes „Polje“ gerecht werden, an den Kontaktbereich von Nichtkarstgestein und Karstgestein gebunden sind. In ihrer Ausdehnung naturgemäß nicht vergleichbar mit den gewaltigen Poljen des Dinarischen Karstes, lassen sie in ihrer Primäranlage zwei Gegebenheiten erkennen: Einerseits ist es die Verknüpfung mit inaktiven Talungen der Altlandschaft, zum anderen die Bindung an das inselhafte Auftreten von undurchlässigem Gestein innerhalb der Karstlandschaft. Diese lithologische Situation wurde in sämtlichen jüngeren Studien zu diesem Problemkreis nachgewiesen (vgl. u. a. F. ZWITTKOVITS, 1962; R. G. SPÖCKER, 1962; M. H. FINK u. K. SCHAPPELWEIN, 1963).

Somit können lithologische Inhomogenitäten aufgrund der geologisch-tektonisch bedingten Lagerungsverhältnisse, aber auch durch Einschwemmung von wenig durchlässigem Material als wesentlich für die Entwicklung von Poljen angesehen werden. In beiden Fällen kommt es zu einem Grenzflächeneffekt und somit zur lateralen Ausweitung des Poljebodens und zu seiner peripheren karsthydrographischen Entwässerung.

Damit sind wir beim zentralen Problem der Poljengenese angelangt, das, wie schon eingangs erwähnt wurde, in hohem Maße mit den Vorstellungen über die *Flächenbildung im Karst* verknüpft ist.

Grundlage für die jüngsten Untersuchungen zu diesem Themenkreis bildeten die Studien von J. ROGLIĆ (1954) und K. KAYSER (1955), in denen die Ausdehnung der Karstebenen im Dinarischen Karst auf randliche Korrosion zurückgeführt wird, die jedoch nicht an ein bestimmtes unterirdisches Wasserniveau, etwa im Sinne eines „Grundwasserspiegels“, gebunden sei. In den humiden Tropen hingegen konnte aufgrund der Studien von H. LEHMANN u. a. (1956) und von H. WISSMANN (1954) die Entstehung von Karstebenen im Niveau der Vorfluter angenommen werden, was in der Bezeichnung „Polje im piezometrischen Niveau“ zum Ausdruck kommt. Bezüglich der rezenten Weiterbildung der Poljeböden des mediterranen Raumes besteht keine einheitliche Auffassung.

Zur Frage der *Präformierung der Poljen durch andere, karstfremde Prozesse* scheint sich die Ansicht gefestigt zu haben, daß die gewaltige Fehlmasse im Bereich dieser Großformen wohl nicht allein auf Karstdenudation zurückgeführt werden kann. H. LOUIS (1956) u. a. haben festgestellt, daß Poljen mindestens einen talartigen Ausgang haben bzw. in ihrer Umrahmung niedrige Schwellen aufweisen, die eine ehemalige oberirdische Entwässerung rekonstruieren lassen. H. LEHMANN (1973) unterstrich anläßlich des Frankfurter Karstsymposiums 1971 erneut die Wirksamkeit fluviatiler Erosionsphasen, deren Spuren sich nicht allein am Poljenrahmen, sondern auch in den Poljen selbst in Form korrelater Sedimente feststellen lassen. K. KAYSER (1973, S. 77) erklärt die „Entstehung der Poljen im Zuge der Umwandlung, d. h. des Zerfalls älterer Normal-Täler aufgrund der Verkarstung“. In diesem Zusammenhang verdienen die Untersuchungen von I. GAMS (1973 a) Beachtung, die aufgrund des Stockwerkbaues randlicher Höhlensysteme und einer Terrassentreppe ergeben haben, daß eine phasenhafte Tieferlegung des Bodens von Blindtälern und Poljen im Rhythmus der quartären Klimaphasen anzunehmen ist. G. WENZENS (1974) konnte hingegen für kein Polje der Sierra Madre Oriental den Nachweis einer Bindung an eine ehemalige Talform erbringen, und erklärte die Poljengenese in diesem Gebiet durch das korrosive Zusammenwachsen benachbarter Dolinen, wobei er sich der Auffassung von A. GERSTENHAUER (1973) über die Genese von Kleinpoljen (Hojos) anschließt.

Das Vorhandensein von Restformen höherer Poljeböden an den Flanken nimmt J. BÜDEL (1973) zum Anlaß, sich mit der Frage der Reliefgenerationen der Poljenbildung im mediterranen Raum auseinanderzusetzen. Er betont, daß die Poljen in ihrem Gesamtaufbau auf eine präpleistozäne Anlage zurückzuführen sind, wobei naturgemäß andere Klimaverhältnisse und damit auch andere Abtragungsmechanismen in Betracht zu ziehen sind. Die großen Poljen sind mit ihren steilen Flanken in die Altflächen eingesenkt. Zwischen den Altflächen und den rezenten Poljeböden sind Flächen eingeschaltet, die als Reste ehemaliger Poljeböden gedeutet werden und die J. BÜDEL als „Podi-Flächen“ bezeichnet. J. BÜDEL und andere Autoren haben nachgewiesen (vgl. K. KAYSER, 1973), daß es Poljen gibt, die unter einer geringmächtigen Sedimentdecke mit flacher Oberfläche eine ebenso flache Poljen-Sockelfläche aus Karstgestein aufweisen. Dabei wird angenommen, daß diese Sockelfläche eine gewisse Abdichtung des Wasserabzuges nach unten bewirkt, was ja auch durch die Aktivität der randlichen Ponore zum Ausdruck kommt. Die Denudation erfolgt demnach vorwiegend durch flächenhafte Korrosion an der Verwitterungs-Basisfläche im Karstgestein des Poljensockels. Auch die Bildung der höher gelegenen Podiflächen wird auf einen subkutanen Lösungsvorgang zurückgeführt. J. BÜDEL (1973) stellte fest, daß der Prozeß der Ausbildung der Poljeböden „nicht grundsätzlich von dem Mechanismus der doppelten Einebnungsfläche abgewichen sei“ (S. 139). Von den höchsten Rumpfflächen über die tieferen Podiflächen und Poljenterassen bis hinab zu den rezenten Poljeböden habe demnach eine ständige Einengung der Flächenbildung stattgefunden. Die mediterranen Poljen werden von J. BÜDEL als Restinsel der feucht-tropoid-tertiären Flächenbildung angesehen, die infolge der Verkarstung als konservierte Vorzeitformen anzusprechen seien.

Das Problem der Weiterbildung der Poljeböden, sowohl im Hinblick auf die laterale Ausweitung als auch hinsichtlich der Tieferlegung, wird auch in Zukunft zu den Forschungsschwerpunkten der Karstmorphologie zählen. G. WENZENS (1974) bezweifelt wohl zu Recht, ob tatsächlich die Ausweitung der Poljeböden ausschließlich auf korrosive Unterschneidung an der Basis der Flanken zurückgeführt werden kann, und mißt den Prozessen der Hangabtragung eine große Bedeutung zu. Zur Klärung der entscheidenden Frage der flächenhaften Tieferlegung der Poljeböden ist vor allem eine genauere Kenntnis der Konfiguration des Felssockels und der auflagernden Deckschichten unerlässlich.

Überblickt man die Fülle der Arbeiten zum Problem der Poljengenese, so gelangt man zur Feststellung, daß auch hier das letzte Wort noch nicht gesprochen ist. Dies mag vielleicht auch daran liegen, daß das Phänomen Polje bisher fast ausschließlich aus der Sicht des mediterranen Raumes behandelt wurde. Dabei wurde von vielen Forschern (vgl. u. a. H. LEHMANN, 1973; K. KAYSER, 1973) die physiogeographische Sonderstellung des nordmediterranen Karstes betont, dem wohl kein anderes Karstgebiet der Erde gleicht: einerseits im Hinblick auf die Voraussetzungen des Untergrundes, wie mächtige Kalke und junge tektonische Bewegungen, andererseits im Hinblick auf die klimatische Situation mit der Summierung klimageomorphologisch sehr wirksamer Elemente.

Poljen spielen im hydrographischen Geschehen einer Karstlandschaft eine sehr bedeutende Rolle, doch kann darauf im Rahmen eines komprimierten karstmorphologischen Überblickes nicht eingegangen werden.

Abschließend wird eine Übersicht über die bedeutendsten Poljetypen angefügt. Dieser Fragenkreis wurde zunächst von H. LEHMANN (1959) aufgegriffen und zuletzt

von I. GAMS (1973 b) im Rahmen der Arbeiten zur Karstterminologie fortgeführt. Aufgrund der von I. GAMS ausgewerteten Literatur und einiger Modifikationen durch den Verfasser können folgende *Poljentypen* unterschieden werden:

A. nach der tektonischen Anlage:

1. Grabenpolje
2. Synklinalpolje
3. Antiklinalpolje

B. nach hydrologischen Gesichtspunkten:

1. nach dem Auftreten von Inundationen (nach J. CVIJIĆ, 1893):
 - a) trockenes Polje
 - b) periodisch überflutetes Polje
 - c) Poljensee
2. nach der Position zur Karstwasseroberfläche und zum Vorfluter:
 - a) Polje im piezometrischen Niveau (n. H. LEHMANN u. a. 1956)
 - b) Durchflußpolje, Semipolje
3. nach der Herkunft des einfließenden Wassers:
 - a) Polje mit Tagwassereinfluß und Ponorausfluß
 - b) Polje mit Quellwassereinfluß und Ponorausfluß

C. nach Form und morphologischer Position:

1. Hochflächenpolje (n. H. LEHMANN, 1959), Plateaupolje (n. I. GAMS, 1973 b), Podipolje (n. J. Büdel, 1973):
 - a) ebensohliges Beckenpolje (Dinarischer Typ)
 - b) Muldenpolje (Parapolje)
2. Talpolje (n. H. LEHMANN, 1959):
 - a) ebensohliges Aufschüttungstalpolje
 - b) muldenförmiges Talpolje
3. Piedmontpolje
4. Uvalaähnliches Polje

D. nach der lithologischen Primäranlage:

1. Polje im Karstgestein
2. Polje am Kontakt zwischen Karstgestein und Nichtkarstgestein, „Kontakt-polje“:
 - a) Kontaktpolje i. e. S., „komplexes Semipolje“ (n. H. LEHMANN, 1959)
 - b) Randpolje (n. H. LEHMANN u. a., 1956)

E. nach der Genese:

1. tektonisches (tektonisch vorbestimmtes) Polje
2. „Erosionspolje“
3. Korrosionspolje, Karstpolje
4. Polygenetisches Polje

F. nach chorologischen Gesichtspunkten:

- z. B. Mediterranes Polje, Tropisches Polje u.s.w.

Mag man auch die angeführte Poljenklassifikation in dem einen oder anderen Fall als revisionsbedürftig finden, so könnte sie m. E. doch als Grundlage für weitere Arbeiten in dieser Richtung dienen.

Zum Begriff „Semipolje“ sei folgende Bemerkung angefügt: H. LEHMANN (1959) unterschied im Hinblick auf den Kontaktbereich zwischen Karst- und Nichtkarstgestein Semipoljen, wobei zwischen komplexen Semipoljen und den Randpoljen differenziert wurde. In diesem Zusammenhang ist festzuhalten, daß ein Bedeutungswandel dieses Begriffes stattgefunden hat, und zwar derart, daß unter Semipolje gegenwärtig ein Becken im Karst verstanden wird, das an einer Stelle der Umrandung offen ist, bei dem daher eine oberirdische Entwässerung möglich ist und das früher als „Halbpolje“ bezeichnet wurde. Die Verknüpfung des Begriffes Semipolje ausschließlich mit lithologischen Unterschieden ist nicht mehr gebräuchlich.

5. BEMERKUNGEN ZUR TYPOLOGIE DES KARSTES

Die Bedeutung, die der Typologie im Rahmen der Gesamtbetrachtung des Karstphänomens zugemessen wird, zeigt sich u. a. auch darin, daß innerhalb der Internationalen Union für Speläologie eine eigene Kommission für Karsttypologie ins Leben gerufen wurde. In den bisher in Verwendung stehenden Definitionen und Vorschlägen zur Abgrenzung des Begriffes „Karsttypus“ liegt die Betonung m. E. noch zu stark auf dem Formenschatz. In Zukunft wird es notwendig sein, eine Definition zu erarbeiten, die stärker als bisher das unterschiedliche Wesen einer Karstlandschaft als Ausdruck des Wechselwirkungsgefüges von Geofaktoren hervorhebt. Im Gegensatz zur relativ problemlosen Abgrenzung von Karst und Karstlandschaft in bezug auf andere Landschaftstypen, ergeben sich bei der Differenzierung der Karstlandschaft in bestimmte Karsttypen noch beträchtliche Schwierigkeiten, die zu einem großen Teil auf die unterschiedlichen Einteilungsprinzipien zurückgeführt werden können.

Unter Berücksichtigung der von französischen Karstforschern gegebenen Differenzierung von Karsttypen (B. GÉZE, 1973) lassen sich im wesentlichen folgende *Karsttypen* überblicken:

1. *nach geologisch-tektonischen Gegebenheiten:*
 - a) lithologisch bedingte Karsttypen:
Kalkkarst, Dolomitkarst (zusammen: Karbonatkarst), Sulfatkarst (Gipskarst), Halitkarst (Salzkarst) . . .
 - b) nach der Schichtlagerung:
„Karsttafel“, Schichttreppenkarst, Schichtrippenkarst
 - c) nach tektonischen Strukturen:
Karst monokliner Bergrücken, Karst der Horste und kombinierten Falten-Bruchstrukturen, Karst isolierter Klippenstrukturen u.s.w.
 - d) nach Position und Einfluß der lithologischen Karstbasis gegenüber dem Vorflutniveau:
Seichter Karst, Tiefer Karst, „Riegelkarst“ (karst barré)
2. *nach dem Vorhandensein bzw. Fehlen von Deckschichten*
 - a) Bedeckter Karst:
Subkutaner Karst, Halbfreier Karst, Begrabener Karst, Kryptokarst
 - b) Kahlkarst (nackter Karst, freier Karst)
 - c) exhumierter Karst
3. *nach dem Hauptbereich der Verkarstung:*
 - a) Exokarst (Oberflächenkarst)
 - b) Endokarst (unterirdischer Karst)

4. *nach der Entwicklung des Karstreliefs:*
 - a) Ganzkarst (Holokarst)
 - b) Halbkarst (Merokarst, Fluviokarst)
5. *nach den morphologischen Ausgangsbereichen der Verkarstung:*

z. B. Schichtstufenkarst, Küstenkarst, Plateaukarst, Mittelgebirgskarst, sub-mariner Karst . . .
6. *nach dominanten oberirdischen Karstformen:*

z. B. Turmkarst, Kegelkarst, Dolinenkarst, „Cockpitlandschaft“
7. *nach dem Klima:*

Nivaler Karst, Arider Karst, Tropischer Karst, Kryokarst (Karst der Permafrostzone)
8. *nach Alter und Dauer der Karstentwicklung:*

rezipienter Karst, fossiler Karst, Paläokarst, reaktivierter Karst
9. *nach der Vegetationsbedeckung:*

Grünkarst, Kahlkarst, silviner Karst u.s.w.
10. *nach regionalen Besonderheiten:*

z. B. Hochalpiner Karst, Caussestyp, Dinarischer Karst u.s.w.

Zu obiger Übersicht seien lediglich einige Bemerkungen angefügt. Die *lithologische Differenzierung des Karstphänomens* ist traditionell verankert, wenngleich es evident ist, daß dem Kalkkarst ob seiner flächenmäßigen Verbreitung die größte Bedeutung zukommt. Das Auftreten des Karstphänomens im Dolomit wurde bereits früh erkannt, wobei jedoch zu berücksichtigen ist, daß es fließende Übergänge von Kalk zu Dolomit gibt. Der Dolomit kann sowohl als Träger von oberirdischen als auch von unterirdischen Karsterscheinungen sein. Gegenüber den Karbonatgesteinen weisen die Gesteine der Sulfat- und Halitgruppe eine unvergleichlich größere Löslichkeit bei größerer Lösungsgeschwindigkeit auf. K. PRIESNITZ (1969) gibt an, daß sich die Löslichkeit von Kalk zu Gips zu Steinsalz größenordnungsmäßig wie 1 : 100 : 10 000 verhält, schlägt aber, da es sich um Formen einer Genese, nämlich der Verkarstung, handelt und dabei lediglich graduelle Unterschiede bestehen, vor, die Terminologie des Karbonatkarstes zu übernehmen. F. REUTER u. W. KOCKERT (1971) wenden u. a. dagegen ein, daß zumindest für jene Formen, die für den Sulfat- und Halitkarst besonders signifikant sind und wo lediglich Formenkonvergenzen bestehen, z. B. zwischen Erdfall und Doline, die bisher gebräuchlichen Termini beizubehalten wären. Die Gesteine der Sulfat- und Halitgruppe weisen unterschiedliche Destruktionsformen auf, wobei die Gipsauslaugung i. a. kavernös vor sich geht, die Salzauslaugung hingegen im humiden Klima flächenhaft wirkt und weitgespannte Auslaugungsflächen („Salzspiegel“) hervorruft. Über diese Karsttypen, die z. B. im nördlichen Mitteleuropa große Bedeutung aufweisen, liegt eine reichhaltige Literatur vor, auf die in diesem Zusammenhang verwiesen werden muß (vgl. u. a. A. HERRMANN, 1966; H. KAMMOLZ, 1968; F. REUTER, 1968; K. PRIESNITZ, 1969).

Zur Typisierung der slowakischen Karstgebiete wurden von E. MAZUR u. J. JAKAL (1969) bevorzugt *großtektonische Elemente* herangezogen und dabei andere landschaftsprägende Elemente und Faktoren eher in den Hintergrund gestellt.

Die grundlegende Unterscheidung zwischen „Seichtem Karst“ und „Tiefem Karst“, je nach der *Höhenlage der lithologischen Karstbasis zum Vorfluter*, ist nach

wie vor aktuell und kann zweckmäßig bei karsthydrographischen Fragestellungen zur Anwendung kommen. Dagegen hat die Bezeichnung „karst barré“, die dem Wort-sinn nach mit „Riegelkarst“ zu übersetzen wäre, noch keine allgemeine Verbreitung in der deutschsprachigen Fachliteratur gefunden. Es handelt sich dabei um einen Karst, dessen unterirdische Entwässerung durch ein Gebiet oder eine Zone aus undurchlässigem Gestein gehemmt wird.

Zahlreiche Studien der letzten zwei Dezennien liegen über den sogenannten „*Karstmantel*“, d. h. über die Deckschichten des Karstreliefs, und über die Varietäten des bedeckten Karstes vor, worüber teilweise bereits berichtet wurde. Es hat sich als zweckmäßig erwiesen, eine weitere Differenzierung zwischen begrabenem Karst und Kryptokarst vorzunehmen. Unter *begrabenem Karst* wird ein Karstrelief verstanden, über das eine Deckschicht aus nichtverkarstungsfähigem Gestein gelangt ist (z. B. Moräne); beim *Kryptokarst* hingegen handelt es sich um eine Form des Endokarstes, die sich unterhalb eines Nichtkarstgesteines entwickelt hat.

Die Verkarstung ist in ihrer Wirksamkeit und Intensität in hohem Maße an bestimmte *klimatische Voraussetzungen* gebunden, vor allem was ihre Abhängigkeit von Niederschlag und Temperatur betrifft. Die starke Betonung des klimatischen Einflusses auf die Karstentwicklung läßt sich größtenteils auf Impulse zurückführen, die von der Karstkommission der IGU unter der Leitung von H. LEHMANN ausgegangen sind.

L. JAKUCS (1973), der eine grundlegende Untersuchung über die Rolle des Klimas in bezug auf die Karstkorrosion vorgelegt hat, betont, daß noch keine einheitliche Auffassung über die Dynamik der Karstgenese in den einzelnen Klimazonen festzustellen ist. Die Diskussion über das Verhältnis von Korrosion und Karstentwicklung wurde durch die Studien von J. CORBEL (u. a. 1954, 1959, 1969) eingeleitet, die zur Schlußfolgerung führten, daß die Verkarstung in den kalten Klimabereichen rascher vor sich gehe als in warmen Gebieten. Diese Auffassung ist nicht unwidersprochen geblieben. So hat L. JAKUCS (1973), ausgehend von der Bedeutung, die der Bodenluft und dem biogenen Kohlendioxid zukommt, die Feststellung getroffen, daß sich in kühlen, weitgehend vegetationsfreien Klimaten der Typ des (ausgelaugten) „Gerüstkarstes“ entwickelt, unter tropischen Klimabedingungen hingegen, infolge des verstärkten Absatzes von sekundärem Kalziumkarbonat, der Typ des „kompakten Karstes“ entsteht. Aufgrund der Korrosionsdynamik können fünf dominante Klimabereiche unterschieden werden: 1. Periglaziale Zone und Hochgebirge, 2. Gemäßigte fluviatile Zone, 3. Mediterrane Zone, 4. Wüstengebiete und 5. die Tropische Zone und die Gebiete mit subtropischen Monsunregen.

Die Berechnungen von L. JAKUCS haben ergeben, daß die aktuelle *Verkarstungsintensität* in den Tropen 72 mal größer ist als in ariden Gebieten, 6 mal größer als in der mediterranen Zone, 8 mal größer als in der gemäßigten Zone und rund 12 mal größer als in den Hochgebirgen, was — global gesehen — die Dominanz der Wirkungsfaktoren biogenes Kohlendioxid und organische Säuren gegenüber dem Anteil an atmosphärischem Kohlendioxid unterstreicht.

Über Fragen des *ariden Karstes* hat zuletzt H. MENSCHING (1973) referiert und festgestellt, daß infolge der geringen Niederschläge keine länger dauernden Kontaktzeiten der aggressiven Wässer zu erwarten sind und folglich nur wenig günstige Voraussetzungen für eine ausgedehnte und tiefgreifende Verkarstung bestünden. Über das sporadische Auftreten von geschlossenen Hohlformen, Karsttrockentälern, Karren und Karsthöhlen in der Sahara haben u. a. G. CONRAD, B. GÈZE u. H. PALOC (1968) berichtet und diese Formen größtenteils als pluvialzeitlich gedeutet (vgl. u. a. H. WISSMANN, 1957; F. ZWITTKOVITS, 1966 b).

Hinweise über den *Karst der Permafrostgebiete* liegen vor allem aus der Sowjetunion vor (vgl. u. a. I. V. POPOV, N. A. GVOZDETSKIY, A. G. CHIKISHEV u. B. I. KUDELIN in: M. HERAK u. V. T. STRINGFIELD, 1972; S. S. KORZHUEV, 1973). Dieser Karsttypus kommt in polaren und subpolaren Gebieten vor und wird als Permafrostkarst oder besser als *Kryokarst* bezeichnet. Die Formen dieses Typs sind streng zu unterscheiden von jenen des Mollisols, die seit geraumer Zeit als sog. „Thermokarst“ bezeichnet werden und die lediglich als Destruktionsformen des Permafrostes anzusprechen sind. Die Karstformen der Permafrostgebiete werden in ihrer Genese hauptsächlich auf die Zirkulationsmöglichkeit von gespanntem Tiefenwasser zurückgeführt.

Der *Karst der humiden Tropen* ist jener Karsttyp, der gegenwärtig wohl im Mittelpunkt der typologischen Karstforschung steht. Das Wesen der feucht-tropischen Karstlandschaft liegt zunächst im Formenschatz begründet. Neben Cockpits, intramontanen Poljen und Karstverebnungen im Niveau des Vorfluters ist das Auftreten von Vollformen, den Mogoten, charakteristisch, so daß in einer Reihe von Publikationen der sogenannte „Kegelkarst“ als eine den Tropen und den subtropischen Monsungebieten eigentümliche Erscheinung bezeichnet worden ist. Durch die Studien von H. LEHMANN (u. a. 1954 b, 1956), gestützt durch neue karsthydrologische Erkenntnisse, konnte die Deutung des Tropischen Karstes als ein Endstadium im Sinne der DAVIS'schen Zyklenlehre überwunden werden. Die neueren Studien haben ergeben, daß es sich dabei primär um klimageomorphologische Formen handelt, deren Genese jungen Datums ist (A. GERSTENHAUER, 1973). Daß zur Entwicklung des tropischen Karstreliefs keine großen Zeitspannen notwendig sind, konnte auf den Philippinen beobachtet werden, wo die Ausbildung bis zu 90 m hoher Karstkegel erst nach der Landfestwerdung im Pleistozän eingesetzt haben kann.

Bezüglich der Morphodynamik des Tropischen Karstes ist die Diskussion noch nicht abgeschlossen. Neben J. CORBEL haben vor allem V. PANOŠ u. O. ŠTELCL (1968) gegen eine Überbewertung des klimatischen Einflusses Stellung bezogen und halten u. a. die lithologische Differenziertheit für ebenso bedeutend. Auch andere Autoren haben hervorgehoben, daß die Denudation unter humid-tropischem Klima in Nichtkarstgebieten bedeutend größer sein könne als im Karst, ja daß sogar Silikatgesteine sich dabei als weniger resistent erweisen als Kalke (J. GLAZEK, 1966; A. GERSTENHAUER, 1973). Doch scheinen die jüngsten Studien über die Beziehung zwischen Lösungsverwitterung und Klima (L. JAKUCS, 1973) den überaus starken Einfluß des Klimas auf Kalkumsatz und Karstentwicklung zu bestätigen. Durch die Bestimmung der Karbonathärte in tropischen Flüssen konnten keine Rückschlüsse auf das Ausmaß der tatsächlichen Karstdenudation gewonnen werden.

Für die weitere Differenzierung des Tropischen Karstes wurden morphologische Indices aus Form und Größe der Mogoten herangezogen (u. a. D. BALÁZS, 1973). Aus den neueren Arbeiten über die Morphologie der Mogoten läßt sich erkennen, daß für die Akzentuierung dieser Vollformen die Existenz von widerstandsfähigen Kalkkrusten als wesentlich betrachtet wird (V. PANOŠ u. O. ŠTELCL, 1968; K.-H. PFEFFER, 1969; F.-D. MIOTKE, 1973).

In der neueren Karsttypologie ist die Tendenz zur Abkehr von der Betonung eines einzigen Geoelementes bzw. Geofaktors und die Hinwendung zu einer komplexen Betrachtung einer Karstlandschaft deutlich zu erkennen.

Die sinnvolle Gliederung der Karstlandschaft und die Erfassung von *Karsttypen auf landschaftsökologischer Basis* gewinnt vor allem für zwei Bereiche der ange-

wandten Karstforschung zunehmende Bedeutung: 1. als Basis für eine „Regionalisierung“ von Karstlandschaften für Zwecke der Raumplanung; 2. als Grundlage für die regionale Ermittlung der aktuellen Karstdenudation.

Die Kartierung und Gliederung von Karstgebieten scheint in der Sowjetunion am weitesten fortgeschritten zu sein, wenn auch über Maßstab und Flächendeckung nur wenig bekannt wurde. So hat z. B. B. N. IVANOV (1973) die Grundzüge einer Karst-Rayonierung vorgelegt, die in der Ausarbeitung von prognostischen Karten über den Einfluß des Karstes auf die Umwelt und ihre Nutzung ihre praktische Anwendung finden soll.

Als Beispiel für eine kleinmaßstäbige Karsterhebung für die Ausgliederung von Karsttypen nach vorwiegend physiognomischen Gesichtspunkten sei die Karsttypenkarte 1 : 1 Million im Atlas der Republik Österreich von H. TRIMMEL (1965) hervorgehoben. Der von H. LEHMANN begründete „Internationale Karstatlas“ über ausgewählte Karsttypen muß leider als Torso bezeichnet werden.

Für großmaßstäbige Karstkartierungen steht der von P. FÉNELON ausgearbeitete und international akzeptierte Signaturschlüssel zur Verfügung (in: H. TRIMMEL und M. AUDETAT, 1966).

Der Zweig der Karstforschung, der sich mit den Fragen der Karstdenudation beschäftigt, wird in Zukunft eine weitaus größere Rolle als bisher spielen, da Fragen über Tendenz und Ausmaß der aktuellen Verkarstung und ihre Auswirkungen auf die Kulturlandschaft von allgemeinem Interesse sind. Die Bedeutung, die der Karstkunde in bezug auf die Umweltforschung zukommt, wird — neben der Lösung karsthydrologischer Probleme — in hohem Maße davon abhängen, ob es ihr gelingt, den Karstabtrag, entweder als Gesamtabtrag oder, was zweckmäßiger wäre, getrennt nach Endo- und Exokarstdenudation, zu quantifizieren. Brauchbare Ansätze dazu liegen vor; worüber allerdings noch keine Einigung besteht, ist eine Standardisierung der Feldforschungsmethoden, die es gestatten würde, die Meßergebnisse miteinander zu vergleichen.

So zeichnet sich nach einer Phase der deskriptiven Erfassung und Analyse der Karstformen, die von der Jahrhundertwende bis in die Dreißigerjahre zu verfolgen ist und in der auch in der globalen Schau das gesamte Karstphänomen am Maßstab des Klassischen Karstes gemessen wurde, über das sprunghafte Anwachsen der Studien im Sinne einer klimatischen Karstmorphologie seit 1950 in den letzten Jahren ein nicht zu übersehender Trend zur Quantifizierung der Karstprozesse ab. Dabei kommt der Karstforschung sehr zustatten, daß die Verkarstung als ein chemisch gut faßbarer Lösungsvorgang, im Gegensatz zu anderen morphodynamischen Prozessen, besonders gut für quantitativ-dynamische Untersuchungen geeignet ist.

LITERATURHINWEISE

- ABRAMI G., 1968. Dinamica dell'evoluzione carsica. Actes 4e CIS, III, 379—386, Ljubljana.
- ANELLI F., 1972. Fenomeni carsici, paracarsici e pseudocarsici. Grotta d'Italia, 9—20, Bologna.
- ARNBERGER E., 1954. Des Wassers Kraft. Die oberirdische Verkarstung. In: Karst und Höhlen in Niederösterreich und Wien, Wien: 35—42.
- AUBERT D., 1966. Structure, activité et évolution d'une doline. Soc. Neuchâteloise d. Sc. Nat., Bulletin 89: 113—120.
- BALÁZS D., 1971. Intensity of the Tropical Karst Development Based on Cases of Indonesia. Karst- és Barlangkutató, VI, Budapest: 33—67.
- , 1973. Relief Types of Tropical Karstareas. IGU, Europ. Reg. Conf., Symposium on Karst-Morphogenesis, Papers, Szeged: 16—32.
- BAUER F., 1956. Die Karstuntersuchungen des Speleologischen Institutes. Beitr. z. alpinen Karstforschung 4, Wien.
- , 1958. Nacheiszeitliche Karstformen in den österreichischen Kalkhochalpen. Actes 2me CIS 1, Bari—Lecce—Salerno: 299—326.
- , 1964. Kalkabtragsmessungen in den österreichischen Kalkhochalpen. Erdkunde 18, Bonn: 95—102.
- BIROT P., 1966. Le relief calcaire. Centre de Documentation universitaire, Paris. 238 S.
- BLEAHU M., 1974. Morfologia carstică. Ed. Ştiinţifică, Bucureşti. 590 S.
- BÖGLI A., 1951. Probleme der Karrenbildung. Geographica Helvetica, 6, Bern: 191—204.

- BOGLI A., 1960. Kalklösung und Karrenbildung. Z. f. Geom., Suppl. 2, Göttingen: 4—21.
- , 1961. Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie. Z. f. Geom., N. F. 5, Berlin: 185—193.
- , 1964. Mischungskorrosion — ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. Erdkunde 18, Bonn: 83—92.
- , 1969. Poljen als karsthydrographische Regelfaktoren. 5. CIS, Abh., V, 20/1—8, München.
- , 1971. Karstdenudation — das Ausmaß des korrosiven Kalkabtrages. Regio Basiliensis 12,2, Basel: 352—361.
- , 1976. Die wichtigsten alpinen Karrenformen. Int. Symposium on Standardization of Field Research Methods for Karst-Denudation, Ljubljana (im Druck).
- BODEL J., 1973. Reliefgenerationen der Poljenbildung im dinarischen Raum. Erdkundl. Wissen 32, Wiesbaden: 134—142.
- CONRAD G., B. GEZE u. H. PALOC, 1968. Phänomene karstiques et pseudokarstiques du Sahara. Actes 4e CIS, III, Ljubljana: 411—415.
- CORBEL J., 1954. Karst de climat froid. Erdkunde 8, Bonn.
- , 1959. Erosion en terrain calcaire. Ann. d. Geogr. 68, Paris: 97—120.
- , 1969. Les karsts de région chaudes. 5. CIS, Abh., 1, M 12/1—3, München.
- CRAMER H., 1935. Systematik der Karrenbildung. Peterm. Geogr. Mitt. 81, Gotha: 17—19.
- , 1941. Die Systematik der Karstdolinen. Neues Jb. f. Mineralogie etc., Beil. Bd. 85, B.
- CROCE D., 1964. Cryonial Phenomena and Karst Phenomena in the Plateau of the Sella-Group. Erdkunde 18, Bonn: 146—148.
- CVIJIC J., 1893. Das Karstphänomen. A. Penck's Geogr. Abh., V, 3, Wien.
- DROPPA A., 1966. Typisation of the Karst Region in the Carpathians. Problems of the Speleological Research, II, 23—30, Brno.
- ECKERT M., 1898. Die Karren oder Schratzen. Peterm. Geogr. Mitt., 44, Gotha: 69—71.
- FÉNELON P. u. a., 1968. Phénomènes karstiques. Mém. et Doc., Paris. 392 S.
- FINK M. H., 1967. Tektonik und Höhlenbildung in den niederösterreichischen Kalkalpen. Wiss. Beihefte z. Z. „Die Höhle“, Nr. 11, Wien. 128 S.
- , 1968. Versuch einer Typisierung von Karstgebieten in Niederösterreich. Actes 4e CIS, III, Ljubljana: 441—444.
- , 1973 a. Der Dürrenstein — ein Karstgebiet in den niederösterreichischen Alpen. Wlss. Beihefte z. Z. „Die Höhle“, Nr. 22, Wien. 144 S.
- , Red., 1973 b. Mehrsprachiges Lexikon der Karst- und Höhlenkunde (Speleologie), Entwurf, Wien—Olomouc. 53 S. + 14 Tab.
- , 1973 c. Polygenetic features in the Eastern Alpine Karst. Intern. Speleology 1973, Abstracts, Olomouc: 38—39.
- , 1973 d. Beobachtungen über Gipskarren. Mitt. Osterr. Geogr. Ges. 115, Wien: 170—173.
- u. K. SCHAPELWEIN, 1963. Die Große Bodenwiese — ein Polje auf dem Gahns (Schneeberg, NO.). Mitt. Osterr. Geogr. Ges. 105, Wien: 475—480.
- u. S. VERGINIS, 1976. Karstmorphologische Studien in Mittel-Akarnanien (Westgriechenland). Die Höhle 27, H. 1, Wien: 17—29.
- GAMS I., 1969. Zur Ergänzung der vergleichbaren Forschungen der Karstkorrosionsintensität. 5. CIS, Abh., 2, 25/1—9, München.
- , 1973 a. Die zweiphasige quartärzeitliche Flächenbildung in den Poljen und Blindtälern des nordwestlichen Dinarischen Karstes. Erdkundl. Wiss. 32, Wiesbaden: 143—149.
- , 1973 b. The Terminology of the Types of Poljes. Slovenska kraška terminologija, Kraška terminologija Jugoslovanskih narodov I, Ljubljana: 60—67.
- , 1974. Kras. Ljubljana. 360 S.
- GAVRILOVIC D., 1968. Kamenice — kleine Korrosionsformen im Kalkstein. Actes, 4e CIS, III, Ljubljana: 127—133.
- GERSTENHAUER A. u. K.-H. PFEFFER, 1966. Beiträge zur Lösungsfreudigkeit von Kalkgesteinen. Abh. z. Karst- und Höhlenk., A, 2, München. 46 S.
- , 1973. Klimaspezifische Merkmale und das Problem der Genese des Kegelkarstes. Erdkundl. Wissen 32, Wiesbaden: 3—8.
- GEYER O. F., 1956/57. Über die Morphogenetik der Dolinen mit besonderer Berücksichtigung von Südwestdeutschland. Z. d. Dt. Geol. Ges. 108, Hannover: 260—261.
- GEZE B., 1973. Lexique des termes français de Spéléologie physique et de karstologie. Ann. Spéleol. 28, 1, Paris: 1—20.
- GLAZEK J., 1966: On the karst phenomena in North-Vietnam. Acad. Pol. Sciences, Bulletin, Serie d. Sc. géol. et géogr. 14, Warszawa: 45—51.
- HASERODT K., 1965. Untersuchungen zur Höhen- und Altersgliederung der Karstformen in den Nördlichen Kalkalpen. Münchner Geogr. Hefte 27, Kallmünz/Regensburg. 114 S.
- , 1969. Beobachtungen zur Karstdenudation an Kluffkarren in glazialüberformten alpinen Bereichen. Studia geographica 5, Brno: 123—132.
- HERAK M. u. V. T. STRINGFIELD, 1972. Karst. Important Karst Regions of the Northern Hemisphere. Elsevier Publ. Co., Amsterdam—London—New York.
- HERRMANN A., 1966. Vergipsung und Oberflächenformung im Gipskarst 3. CIS 1961, Akten V, Wien: 99—103.
- ION ILIE D., 1973. Morphogenetic types of poljes in Roumania. Intern. Speleology 1973, Abstracts, Olomouc: 42—43.
- IVANOV B. N., 1973. Principles of Karst Regionalization. Intern. Speleology 1973, Abstracts, Olomouc: 43.
- JAKUCS L., 1973 a. The karstic corrosion of naturally occurring limestones in the geomorphology of our age. IGU, Europ. Reg. Conf., Symposium on Karst-Morphogenesis, Papers, Szeged: 52—121.
- , 1973 b. The role of climate in the quantitative and qualitative control of carstic corrosion. IGU, Europ. Reg. Conf., Symposium on Karst-Morphogenesis, Papers, Szeged: 122—152.
- , 1973 c. Dynamische Unterschiede des Verkarstungsprozesses in den Mikroräumen. IGU, Europ. Reg. Conf., Symposium on Karst-Morphogenesis, Papers, Szeged: 153—208.
- JENNINGS J. N., 1971. Karst. M. I. T. Press, Cambridge, Mass. und London. 252 S.
- KAMMHOLZ H., 1968. Intensität der Karstprozesse. Halit- und Sulfatkarst und seine Erscheinungsformen an der Erdoberfläche. 4e CIS, Actes III, Ljubljana: 161—164.
- KAYSER K., 1955. Karstrandebene und Poljeboden. Erdkunde 9, Bonn: 60—64.
- , 1973. Bemerkungen zum Pluralismus der Poljenentstehung und die Stellung des Poljes im Rahmen des Karstformenschatzes. Erdkundl. Wissen 32, Wiesbaden: 75—82.
- KINZL H., 1975. Die Karstische — ein Mittel zur Messung des Kalkabtrags. Mitt. Osterr. Geogr. Ges. 117, III, Wien: 290—302.
- KLAER W., 1957. Karstkegel, Karst-Inselberg und Poljeboden am Beispiel des Jezeropoljes. Peterm. Geogr. Mitt. 101, Gotha: 108—111.
- KLIMASZEWSKI M., 1958. Neue Ansichten über die Entwicklung des Karstes. Przegląd geogr. 30, 3, Warszawa.
- KORZHUEV S. S., 1973. Permafrost Karst and its Types. Intern. Speleology 1973, Abstracts, Olomouc: 45.
- KRIEG W., 1969. Selchter Hochkarst am Hohen Ifen — ein Beispiel von allgemainer Bedeutung. 5. CIS, Abh., 1, 34/1—8, München.
- KUNAVER J., 1973. The high mountainous karst

- of the Julian Alps in the system of Alpine Karst. IGU, Europ. Reg. Conf., Symposium on Karst-Morphogenesis, Papers, Szeged: 209—225.
- KURZ W. u. F. ZWITTKOVITS, 1963. Zum Problem der Karrenbildung in den Nördlichen Kalkalpen. Anz. d. Math.-naturwiss. Kl. d. Österr. Akad. Wiss. 3, Wien: 33—43.
- LEHMANN H., 1954 a. Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. Erdkunde 8, Bonn: 112—122.
- , 1954 b. Der tropische Kegelkarst auf den Großen Antillen. Erdkunde 8, Bonn: 130—139.
- , K. KROMMELBEIN u. W. LÖTSCHERT, 1956. Karstmorphologische, geologische und botanische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba. Erdkunde 10, Bonn: 185 ff.
- , 1958. Vergleichendes Vokabular für den Formenschatz des Karstes. Geogr. Taschenbuch, Wiesbaden: 516—517.
- , 1959. Studien über Poljen in den Venezianischen Voralpen und im Hochapennin. Erdkunde 13, Bonn: 258—289.
- , 1964. State and Tasks of Research on Karst Phenomena. Erdkunde 18, Bonn: 81—83.
- , 1973. Karstphänomene im nordmediterranen Raum. Erdkundl. Wissen 32, Wiesbaden: 71—74.
- LEHMANN O., 1927. Das Tote Gebirge als Hochkarst. Mitt. Geogr. Ges. Wien 70, Wien: 201—242.
- , 1931. Über die Karstdolinen. Mitt. Geogr. Ethnogr. Ges., Zürich, 31, Zürich: 42—71.
- LICHTENBERGER E., 1954. Beobachtungen über Karstformen der Villacher Alpe (Kärnten). Die Höhle 5, Wien: 63—68.
- LIETKE H., 1962. Eisrand und Karstpoljen am Westrand der Lukavichochfläche (Westmontenegro). Erdkunde 16, Bonn: 289 ff.
- LINDNER H. G., 1930. Das Karrenphänomen. Peterm. Geogr. Mitt., Efg. H. 208, Gotha.
- LOUIS H., 1956. Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung, auf Grund von Beobachtungen im Taurus. Erdkunde 10, Bonn: 33—35.
- MAZUR E. u. J. JAKAL, 1969. Grundsätze der typologischen Gliederung des Karstes der slowakischen Karpaten. 5. CIS, Abh., 1, M 21/1—6, München.
- MENSCHING H., 1965. Beobachtungen zum Formenschatz des Küstenkarstes an der kantabrischen Küste bei Santander und Llanes (Nordspanien). Erdkunde 19, Bonn: 24—31.
- , 1973. Karsterscheinungen in Trockengeblöten. Erdkundl. Wissen 32, Wiesbaden: 47—53.
- MIOTKE F.-D., 1973. Die Tieferlegung der Oberflächen zwischen Mogoten in Puerto Rico (östlich Arecibo). Erdkundl. Wissen 32, Wiesbaden: 34—43.
- , 1972. Comparison of littoral karren with other karren. Intern. Geography 1972, 2, Montreal: 1324—1326.
- MONROE W. H., 1970. A Glossary of Karst Terminology. Geol. Survey, Water-Supply Paper, 1899 K, Washington. 26 S.
- MORAWETZ S., 1967. Zur Frage der Karstebenhelten. Z. f. Geom., N. F., 11, Berlin—Stuttgart: 1—13.
- , 1970. Zur Frage der Dolinenentstehung. Z. f. Geom., N. F., 14, Berlin—Stuttgart: 318—328.
- MÖLLER P. u. I. SÁRVÁRY, 1973. Pure corrosive model of the development of vertical karst shafts. IGU, Europ. Reg. Conf., Symposium on Karst-Morphogenesis, Papers, Szeged: 233—245.
- NICOD J., 1967. Recherche morphologique en Basse-Provence calcaire. Méditerranée, Etudes et Travaux, 5, Gap. 590 S.
- , 1972. Dynamique des dépressions fermées dans les zones supra-foraifères des karst méditerranées et alpin. Actes colloque Intern. Karstol. Spéléol., Languedoc-Périgord 1971, Le Mans: 117—124.
- PANOS V. u. O. STÉLCL, 1968. Physiographic and geologic control in development of Cuban mogotes. Z. f. Geom., N. F., 12, Berlin—Stuttgart: 117—165.
- PFEFFER K.-H., 1967. Beiträge zur Geomorphologie der Karstbecken im Bereich des Monte Velino (Zentralapennin). Frankfurter Geogr. H. 42, Frankfurt/Main. 86 S.
- , 1973. Flächenbildung in den Kalkgebieten. Erdkundl. Wissen 32, Wiesbaden: 111—132.
- PLUHAR A. u. D. C. FORD, 1970. Dolomite karren of the Niagara Escarpment, Ontario, Canada. Z. f. Geom., N. F., 14, Berlin—Stuttgart: 392—410.
- PRIESNITZ K., 1969. Über die Vergleichbarkeit von Lösungsformen auf Chlorid-, Sulfat- und Karbonatgestein — Überlegungen zu Fragen der Nomenklatur und Methodik der Karstmorphologie. Geol. Rundschau 58, 2, Stuttgart: 427—438.
- , 1974. Lösungsarten und ihre geomorphologische Relevanz. Abh. Akad. Wiss., Math.-Physik. Kl., III, 29, Göttingen: 68—85.
- PULINA M., 1973. Map of potential karst denudation and corrosion distribution in the vertical profile of carbonate massives (based on investigation of 33 karst areas of Europe and Asia). Intern. Speleology 1973, Abstracts, Olomouc.
- QUINLAN J. F., 1972. Outline for a genetic classification of major types of sinkholes and related karst depressions. Intern. Geography 1972, Montreal: 58—60.
- RATHJENS C., 1954 a. Zur Frage der Karstrandebene im Dinarischen Karst. Erdkunde 8, Bonn: 114—115.
- , 1954 b. Karsterscheinungen in der klimatisch-morphologischen Vertikalgliederung des Gebirges. Erdkunde 8, Bonn: 120 f.
- , 1960. Beobachtungen an hochgelegenen Poljen im südlichen Dinarischen Karst. Z. f. Geom., N. F., 4, Berlin: 141—151.
- REUTER F., 1968. Ein Beitrag zur Klassifizierung von Karsterscheinungen in Salz- und Gipsgebieten. 4 e CIS, Actes III, Ljubljana: 205—211.
- , u. W. KOCKERT, 1971. Zu einigen Fragen des Karstproblems. Z. f. angewandte Geol. 17, 8, Berlin: 343—346.
- RIEDL H., 1973. Zum Problem eines oberkreidezeitlichen Karstes in den Fischauer Bergen (Niederösterreich). Arbeiten a. d. Geogr. Inst. d. Univ. Salzburg 3, (Festschrift H. TOLLNER), Salzburg: 205—228.
- ROGLIĆ J., 1954. Korrosive Ebenen im Dinarischen Karst. Erdkunde 8, Bonn: 113—114.
- , 1960. Das Verhältnis der Flußerosion zum Karstprozeß. Z. f. Geom., N. F. 4, 2, Berlin: 116—128.
- , 1964. „Karst valleys“ in the Dinaric Karst. Erdkunde 18, Bonn: 113—116.
- SAURO U., 1973. Il paesaggio degli alti Lessini. Museo civico di storia naturale di Verona, Memorie fuori serie N. 6, Verona. 160 S.
- SPIEGLER A., 1973. Gedanken zu einer Karrenklassifizierung. Mitt. Österr. Geogr. Ges. 115, Wien: 173—177.
- SPOCKER R. G., 1962. Karstmorphologische Untersuchungen im Laubensteingebiet. Jh. f. Karst- u. Höhlenkunde 3, München: 131—205.
- STÉLCL O. u. a., 1969. Problems of the karst denudation. Cesk. Akad. Ved. Geografický ústav Brno, Studia Geographica 5, Brno. 166 S.
- SWEETING M. M., 1966. The weathering of limestone. Essays in geomorphology. Heinemann, London: 177—208.
- , 1972. Karst Landforms. London u. Basingstoke. 362 S.
- TRIMMEL H., Red., 1965. Speläologisches Fachwörterbuch. (Fachwörterbuch der Karst- und Höhlenkunde). Wien. 112 S.
- , 1965. Karsttypen und Höhlenverbreitung 1 : 1 Million. Atlas der Republik Österreich, II/5, Wien.

- TRIMMEL H., 1967. Über einige Aufgaben und Probleme der Karst- und Höhlenforschung im Lande Salzburg. Mitt. Österr. Geogr. Ges. 109, Wien: 66—87.
- , 1968. Höhlenkunde. Vieweg, Braunschweig. 300 S.
- , 1971. Das Phänomen der „Karsttische“ (Karrentische) — ein Beitrag zu den Problemen einer einheitlichen Karstterminologie. Die Höhle 22, 4, Wien.
- , 1972. Ein Nachtrag zur Literatur über Karsttische (Karrentische). Die Höhle 23, 3, Wien.
- , u. M. AUDETAT, Red., 1966. Signes conventionnels à l'usage des spéléologues. Stalactite 16, 3, Interlaken: 71—125.
- VORMAIR F., 1943. Die Dolinenwelt des mittelsteirischen Karstes. Z. f. Geom. 11, Berlin: 123—150.
- WENZENS G., 1974. Morphologische Entwicklung ausgewählter Regionen Nordmexikos unter besonderer Berücksichtigung des Kalkkrusten-, Pediment- und Poljeproblems. Düsseldorf Geogr.-Studien 2, Düsseldorf: 332 S., bes. 216—265.
- WILLIAMS P. W., 1967. Limestone Pavements with Special Reference to Western Ireland. Inst. Brit. Geogr., Trans. 40; 155—172.
- WISSMANN H., 1954. Der Karst der humiden und sommerheißen Gebiete Ostasiens. Erdkunde 8, Bonn: 122—130.
- , 1957. Karsterscheinungen in Hadramaut. Peterm. Geogr. Mitt. Erg.-H. 262, Gotha.
- ZAMBÓ L., 1973. The effect of „terra rossa“ type sediments on doline morphogenesis. IGU, Europ. Reg. Conf., Symposium on Karst-Morphogenesis, Papers, Szeged: 288—304.
- ZOTL J., 1964. Fossile Großformen im ostalpinen Karst. Erdkunde 18, Bonn.
- , 1974. Karsthydrogeologie. Springer, Wien—New York. 291 S.
- ZWITTKOVITS F., 1962. Geomorphologie der südlichen Gebirgsumrahmung des Beckens von Windischgarsten (Warscheneck, Bosruck, westliche Haller Mauern). Geogr. Jahresber. aus Österr. 29 (1961—1962), Wien: 40—74.
- , 1966 a. Klimabedingte Karstformen in den Alpen, den Dinariden und im Taurus. Mitt. Österr. Geogr. Ges. 108, Wien: 72 ff.
- , 1966 b. Die Karstformen im Wadi Garawl (Arabische Wüste—Ägypten). Mitt. Österr. Geogr. Ges. 108, Wien: 287—295.
- , 1969. Alters- und Höhengliederung der Karren in den Nördlichen Kalkalpen. Geol. Rundschau 58, Stuttgart: 378—395.