Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft,
137. Jg. (Jahresband), Wien 1995, S. 51 - 75

# Erste Ergebnisse von Studien zu Verwitterungsprozessen in den Kalkhochalpen (Wetterstein- und Karwendelgebirge) unter besonderer Berücksichtigung der Karbonatlösung und der klastischen Schuttbildung

von Carola Hüttl, Konrad Rögner und Oliver Sass, alle München*

mit 9 Abb. und 5 Tab. im Text

## Inhalt

1. Einleitung ... 52
1.1 Themenstellung ... 52
1.2 Ziele ... 53
1.3 Stand der Forschung ... 53
1.4 Die Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 1) ... 54
2. Methoden ... 58
3. Ergebnisse ... 60
3.1 Zugspitzplatt – (Karbonatverwitterung) ... 60
3.2 Dammkar – (klastische Verwitterung) ... 64
3.2.1 Temperaturmessungen ... 64
3.2.2 Feuchtemessungen ... 67
3.2.3 Steinschlagmessungen ... 68
3.2.4 Schlußfolgerungen aus den Ergebnissen der klastischen Verwitterung ... 69
4. Diskussion und abschließende Anmerkungen ... 70
5. Zusammenfassung ... 72
6. Summary ... 73
7. Literaturverzeichnis ... 74

* Dipl.-Geogr. Carola Hüttl, Univ.-Prof. Dr. Konrad Rögner und Dipl.-Geogr. Oliver Sass, alle Institut für Geographie der Ludwig-Maximilians-Universität München, D-80333 München, Luisenstraße 37 II

O.Ö. LANDESMUSEUM
BIBLIOTHEK

# 1. Einleitung

## 1.1 Themenstellung

Die Verwitterung steht zumeist am Anfang der Reliefformung. Sie stellt in den meisten Fällen das Material für folgende Abtrags-, Transport- und Ablagerungsprozesse zur Verfügung. Sie ist aber, verglichen mit den anderen morphodynamischen Prozessen, bisher weniger stark in Untersuchungen berücksichtigt worden. Aus unseren Untersuchungsgebieten liegen bisher überhaupt keine Studien zu Verwitterungsprozessen vor. Auch in anderen Hochgebirgen alpidischen Typs sind die Verwitterungsprozesse selten untersucht worden (z.B durch BRETTSCHNEIDER 1980, MATSUOKA 1990). Insbesondere ist die quantitative Komponente der Verwitterung in den Hochlagen der Alpen nicht hinreichend erforscht. Die meisten Studien zur Verwitterung in Hochgebirgen gehen von der Art des Verwitterungsschutts aus und schließen von ihm auf den Mechanismus oder auf die bei der Verwitterung beteiligten Prozesse. Da Schutt- oder Sturzhalden aus kantigem Schutt aufgebaut sind, wird die Frostsprengung für seine Entstehung verantwortlich gemacht, wobei aber die mikroklimatischen Rahmenbedingungen der Frostwechsel selten oder unzureichend erfaßt wurden. So gelten die Höhenlagen alpidischer Gebirge in Lehrbüchern undifferenziert als "die Frostschuttstufe".

Über die Lösung kalkalpiner Gesteine liegt eine Reihe von Ergebnissen vor, auf die zurückgegriffen werden kann. Es ist aber bisher ungeklärt, warum es in den überwiegend durch vegetationsfreie Felsflächen gekennzeichneten Hochlagen der kalkalpinen Gebirge einerseits zur klastischen Schuttproduktion kommt, aber andererseits in gleicher Höhenlage die Lösungsverwitterung dominiert.

Studien über die Karbonatlösung im Hochgebirge stammen überwiegend aus der Krummholz- und alpinen Rasenstufe. Meist nutzen sie den Karbonatgehalt von Wässern größerer Einzugsgebiete, um Kalkabtragsraten zu ermitteln. Messungen im Mikromaßstab (z.B. an Karren) in Abhängigkeit von Neigung, Durchflußmenge oder Flechtenbesatz sind hingegen sehr selten durchgeführt worden.

Oft wird für die Frostschuttstufe eine große Anzahl von Frostwechseln postuliert. Dabei wird aber nicht berücksichtigt, daß einerseits in dieser Höhenlage über viele Monate hinweg Schnee liegen kann, der Frostwechsel verhindert, daß andererseits aber auch die Verläufe der Lufttemperatur nur unzureichend den Temperaturgang an der Gesteinsoberfläche und erst recht im Gesteinsinnern wiedergeben; Messungen zu letzteren sind äußerst selten. Es ist zuwenig über die mikroklimatischen Verhältnisse bei der klastischen Schuttproduktion bekannt, wobei man über die Gesteinsfeuchte noch weniger weiß als über die Gesteinstemperatur.

## 1.2 Ziele

In der vorliegenden Arbeit ging es um die Bearbeitung folgender Fragen:

1. Welchen Einfluß haben Vegetation, Boden, Relief/Schichtneigung aber auch Karrendurchfluß oder Fließstrecke sowie Art des Niederschlagsereignisses und der Schneeschmelze auf die Kalkabtragsrate?
2. Wie sind die mikroklimatischen Rahmenbedingungen der klastischen Schuttproduktion beschaffen und wie steuern sie die Schuttproduktionsrate?
3. Welche Parameter sind verantwortlich zu machen, daß einmal die klastische Schuttproduktion, andererseits aber die Lösungsverwitterung in der "Frostschuttstufe" dominiert?
4. Gibt es qualitative und quantitative Unterschiede bezüglich der Verwitterungsprozesse in Abhängigkeit von den Untersuchungsgebieten und wenn ja, was sind die Ursachen dafür?

## 1.3 Stand der Forschung

Verglichen mit anderen Verwitterungsprozessen ist derjenige der Karbonatlösung sicherlich der am besten untersuchte; dementsprechend reichlich ist die zugehörende Literatur. Ein auf Vollständigkeit ausgelegter Literaturüberblick würde den Rahmen dieser kleinen Arbeit sprengen. Erste Studien wurden von ECKERT (1898, 1900) über die Karren des Gottesackerplateaus vorgestellt. Dieser Arbeit ist mit vielen folgenden (z.B. GRAF 1972, HASERODT 1965, WEINGARTNER 1983) gemeinsam, daß sie vor allem detaillierte Formenbeschreibungen, Klassifizierungen, Alters- und Höhengliederungen der Karbonatlösungsformen lieferten. Daneben traten seit Mitte unseres Jahrhunderts (z.B. BÖGLI 1960, 1971) quantitative Studien zu den chemisch-physikalischen Prozessen bei der Karbonatlösung hinzu. Abtragsmessungen in Karren bei Niederschlagsereignissen oder aber bei Durchlaufversuchen sind dabei allerdings selten geblieben (BAUER 1964, MIOTKE 1968).

Der physikalischen Verwitterung, insbesondere der Frostsprengung, wird die dominierende Rolle bei der Verwitterung alpiner Felswände und Felsflächen zugeschrieben (z.B. HÖLLERMANN 1964, MATSUOKA 1990). Als wichtigste Größe wurden dabei jahrzehntelang fast ausschließlich die Frostwechsel angesehen (z.B. VORNDRAN 1969 u.v.a.). Gerade in jüngerer Zeit wird der Mechanismus der Frostsprengung jedoch kontrovers diskutiert (z.B. WALDER & HALLET 1986). Zahlreiche Laborversuche (z.B. MCGREEVY & WHALLEY 1985) zeigen, daß das Wasser, das in den Poren eines Gesteinsverbands gebunden ist, erst bei deutlich unter dem Gefrierpunkt liegenden Temperaturen tatsächlich gefriert (in der Diskussion sind Werte zwischen -2 und -10°C). Nicht nur die Zahl der Frostwechsel, sondern auch die Frostdauer und Frosttiefe sind folglich entscheidende Parameter, die bei der Beurteilung eines Frostereignisses berücksichtigt werden müssen.

Es fanden schon oft Temperaturmessungen an Gesteinsoberflächen statt (z.B. VORNDRAN 1969). Wesentlich seltener sind Messungen der Temperatur im Gesteinsinneren (z.B. COUTARD & FRANCOU 1989). Um die morphologische Wirksamkeit eines Frosteintritts zu beurteilen, ist die Eindringtiefe jedoch von grundlegender Bedeutung.

Das Vorhandensein von Wasser im Gestein ist eine wichtige Voraussetzung für fast alle Verwitterungsvorgänge von der Hydratation bis zur Frostsprengung. Ein Frostwechsel ist nur dann als "effektiv" zu bezeichnen, wenn, zusammen mit allen schon erläuterten Temperaturparametern, das Gestein durchfeuchtet ist. Die Messung des Feuchtegehalts im Gestein ist allerdings schwierig, weshalb bisher wenige Erkenntnisse zu diesem Komplex vorliegen.

### 1.4 Die Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 1)

Die ca. 7,5 km² große Alt- und Flachlandschaft des Zugspitzplatts (UHLIG 1954) liegt zwischen 2.000 und 2.700 m im Hochgebirgsanteil des westlichen Wettersteingebirges. Sie wird von den steilaufragenden Wänden der Plattumrahmung, die in der 2.962 m hohen Zugspitze kulminieren, in Form eines nach E geöffneten Hufeisens umschlossen (vgl. Abb. 2).

Das sich nach E abdachende Untersuchungsgebiet (UG) liegt im Kern der Reintal-Synklinale und ist aus nach E bis ESE einfallenden Kalkbänken (im Mittel 30 bis 35°) aus ladinischem Wettersteinkalk aufgebaut (vgl. Abb. 3).

Das glazial überformte Karstrelief des Zugspitzplatts weist vielfach Karrenfelder auf, die ideale Bedingungen für unsere wasserchemischen Geländeversuche boten. Auf dem Zugspitzplatt findet bei ca. 1.980 m der Übergang zwischen subalpiner Krummholzstufe und alpiner Mattenstufe statt, der durch das Ineinandergreifen von bedecktem und nacktem Karst gekennzeichnet ist. Die "nach oben" anschließende alpine Rasenstufe reicht zwar bis ca. 2.350 m, nimmt aber nur auf Lokalmoränen größere Flächen ein. Innerhalb des Karstreliefs dominieren Felsspalten- und Felsschuttgesellschaften bis hinauf in die nivale Stufe.

Das Gebiet des Dammkars (vgl. Abb. 4) liegt in einer Höhe von 1.800 bis 2.400 m am Westrand des Karwendelgebirges, oberhalb von Mittenwald. Das nach N geöffnete Kar wird von steilen Felswänden umgeben, an deren Fuß sich mächtige Sturzhalden gebildet haben. Das Anstehende besteht größtenteils aus Wettersteinkalk, stellenweise unterlagert von Reichenhaller Schichten und Alpinem Muschelkalk. Der niedrige E-W verlaufende Felsrücken des "Damm" teilt das Kar in eine südliche und nördliche Hälfte.

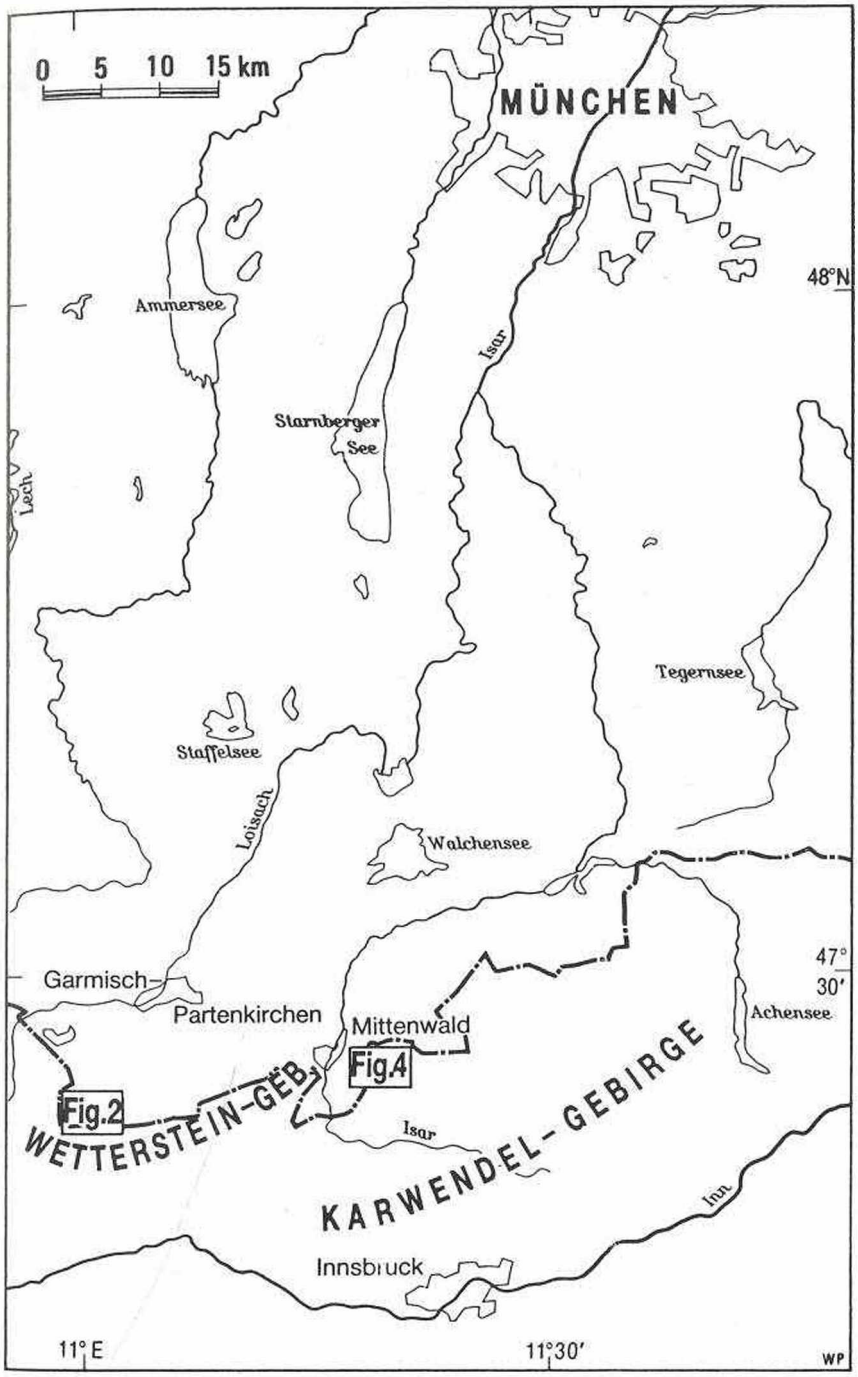
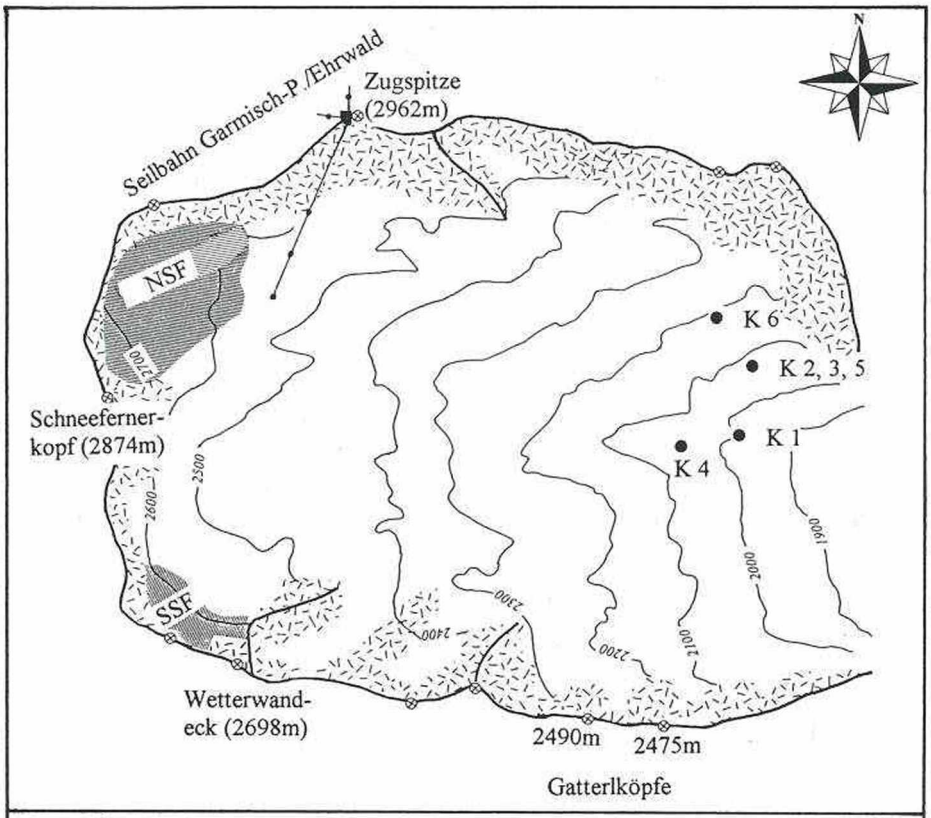



Abb. 1: Lage der Untersuchungsgebiete




Position der Testkarren:

- K 1 mit Tangelrendzina unter *Pinus Mugo* (Mugetum), 1.980 m, R $^{44}$2531/H $^{52}$5243
- K 2 mit Polsterrendzina mit *Carex firma* (Firmetum), 2.055 m, R $^{44}$2541/H $^{52}$5282
- K 3 mit Pechrendzina (Sesleria varia), 2.055 m, R $^{44}$2541/H $^{52}$5282
- K 4 Mäanderkarre, 20° geneigt, 2.030 m, R $^{44}$2511/H $^{52}$5242
- K 5 Rinnenkarre, 37° geneigt, 2.055 m, R $^{44}$2541/H $^{52}$5282
- K 6 Wandkarre, 60-80° geneigt, 2.200 m, R $^{44}$2519/H $^{52}$5311

Abb. 2: Das Zugspitzplatt – Abgrenzung des Untersuchungsgebietes und Position der Meßeinrichtungen

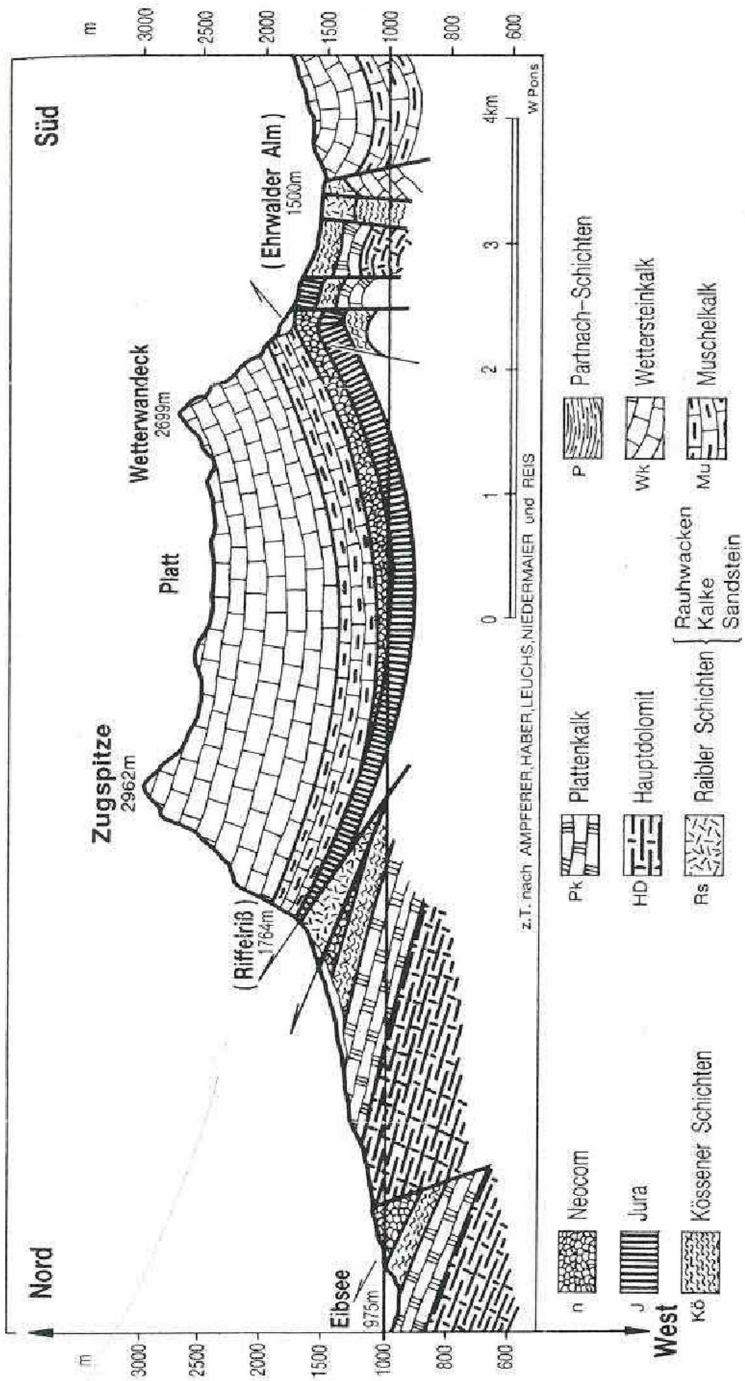



Abb. 3: Geologischer Profilschnitt durch das Wettersteingebirge (nach SCHNEIDER 1950, S. 50)

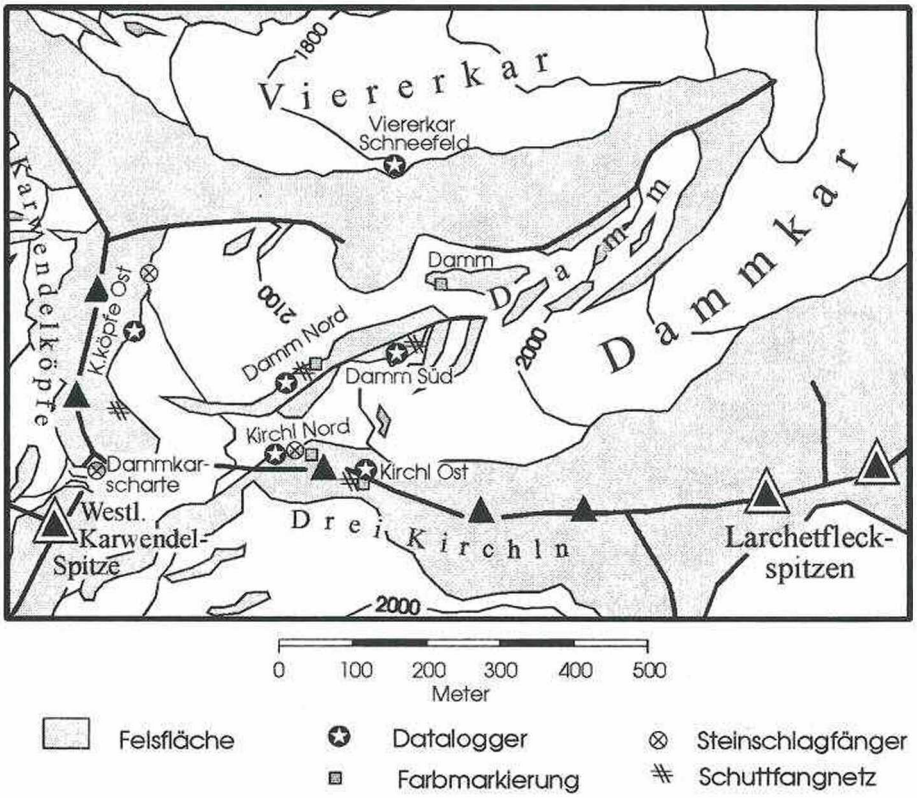



Abb. 4: Das Dammkar bei Mittenwald – Abgrenzung des Untersuchungsgebietes und Position der Meßeinrichtungen

## 2. Methoden

Die Quantifizierung des Kalkabtrags erfolgte über die Bestimmung von Karbonathärte [°KH] und Kalklösungsrate ($CaCO_3$ [mg/l]) von Sicker- und Karrendurchlaufwässern. Zur Gewinnung von Sickerwässern wurden auf die unterschiedlichen Bodenfüllungen der Testkarren K 1 bis K 3 ca. 50 bis 100 l Schnee angehäuft, der beim Abschmelzen den Bodenkörper kontinuierlich durchfeuchtete, wodurch die natürlichen Bedingungen während der Schneeschmelze simuliert werden sollten. Die Sickerwässer wurden am Karrenausgang in Probenflaschen aufgefangen, an Ort und Stelle nach den "Deutschen Einheitsverfahren zur Wasseranalyse" (Berlin 1994) analysiert und mit dem Blindwert (Schneeschmelzwasser ohne Kalkkontakt) verglichen.

Zur Erfassung des Kalkabtrags in freien Karren wurden bei den Karrendurchlaufversuchen definierte Durchflußmengen an Schneeschmelzwasser durch die Testkarren K 4 bis K 6 geschüttet. Dabei konnten die vorgegebenen Parameter Durchfluß (Wassermenge pro Zeiteinheit), Fließstrecke und Schichtneigung und ihr Einfluß auf die Kalklösungsrate getestet werden. Bei vorgegebener gleichlanger Fließstrecke konnten durch Variation des Durchflusses sowohl tropfende Bewegungen (= Abschmelzen von Schneeflecken), als auch fließender bis schießender Abfluß (= Gewitterregen) simuliert werden. Basierend auf den Meßergebnissen der Karrendurchläufe wurden die Parameter Durchfluß, Fließstrecke und Schichtneigung in eine neue Berechnungsformel für den Kalkabtrag integriert (vgl. Kap. 3.1), deren Herleitung aus Platzgründen hier nicht erfolgen kann.

Im Karwendel-Gebiet wurden im Zeitraum Juni 1993 bis Februar 1994 an verschiedenen Positionen Temperaturmessungen an der Felsoberfläche und in verschiedenen Gesteinstiefen (5, 10, 15 und 30 cm) durchgeführt. Die Messungen erfolgten mit Hilfe von Dataloggern der Firma Thies (Göttingen) mit jeweils fünf Temperatur-Meßfühlern. Diese Geräte messen stündlich mit einer Auflösung von 0,1°C und einer Meßgenauigkeit von 0,5°C. Der Meßbereich liegt zwischen -15°C und +60°C. Zwei Geräte wurden über möglichst lange Zeit betrieben, um längere Meßreihen über Vergleichswerte von Nord- und Südexpositionen zu erhalten. Außerdem wurden zwei Geräte in der Umgebung von Schneefeldern installiert, wobei es aber mehrfach zu Geräteausfällen kam, so daß nur Einzelwerte vorliegen. Die beiden Standorte der Meßgeräte Damm Süd und Damm Nord, von denen die langfristigen Meßreihen stammen, lagen auf 2.100 m Höhe im Felsrücken des "Damm".

Daneben wurden zwei Temperatursonden durch improvisierte Feuchtefühler ersetzt. Dabei handelt es sich um in definiertem Abstand voneinander in ein mit Sand gefülltes Bohrloch eingebrachte Stahlnägel, zwischen denen die elektrische Leitfähigkeit gemessen wird. Quantitative Aussagen sind mit diesem Meßprinzip nicht möglich, da nicht nur die Gesteinsfeuchte, sondern auch Temperaturschwankungen, Viskositätsänderungen, der Salzgehalt des Porenwassers usw. den Meßwert beeinflussen können. Eine allgemeine Orientierung über die Feuchteverhältnisse (im Sinne von trockener/feuchter) ist mit derartigen Messungen jedoch möglich.

Neben den mikroklimatischen Messungen wurde mit mehreren Methoden versucht, die Quantität des Steinschlags zu bestimmen. Dabei wurden Farbmarkierungen, Netze und Schuttfänger verschiedener Konstruktion angebracht. Bewährt haben sich aus festem Drahtgitter zurechtgebogene, 1 m breite Kästen, die mit Bohrhaken am Fels befestigt wurden. Die Wartung fand in der Regel in wöchentlichen Intervallen statt.

# 3. Ergebnisse

## 3.1 Zugspitzplatt – (Karbonatverwitterung)

Die Meßergebnisse (vgl. Tab. 1) zeigen den Einfluß unterschiedlicher Boden- und Vegetationstypen auf den Kalkabtrag. So lösen die Bodenwässer aus schwach bis stark saueren Tangelrendzinen ($pH_{Boden}$ 3,5 bis 5) mehr Kalk ($CaCO_3$ [mg/l]) als Sickerwässer aus Rendzinatypen im basischen Milieu (zur Definition der "Tangelrendzina" vgl. REHFUESS 1981, S. 51-53). Dabei ist die hohe Aggressivität der Sickerwässer aus Tangelrendzinen in erster Linie auf das hohe $H^+$-Ionenangebot in den 50 bis 80 cm mächtigen, torfartigen Oh-Auflagen zurückzuführen.

Aus Tabelle 2 geht hervor, daß sich die Kalklösungsrate ($CaCO_3$ [mg/l]) und der Durchfluß [ml/s] aufgrund des "Verdünnungseffektes" gegenläufig zueinander verhalten, was die von SCHMIDT 1979 erzielten Ergebnisse aus Abflußmessungen von Karstgewässern bestätigt. Diese an Bodensickerwässern beobachtete inverse Abhängigkeit zwischen Durchfluß und Kalklösung ergab sich auch im Rahmen von Durchlaufversuchen mit Schneeschmelzwasser in freien Karren bzw. auf freien Felsflächen. In Abbildung 5 ist eine Versuchsreihe exemplarisch für K 6 dargestellt.

| Testkarren | Durchfluß [ml/s] | pH-Wert Wasser | Karbonat-härte [°KH] | $CaCO_3$ [mg/l] | Kalkabtrag [cm/1.000a]* |
|---|---|---|---|---|---|
| BW Schneeschmelzw. | - | 6,0 | 0,12 | 2,2 | - |
| K 1 Tangelrendzina | 0,18 | 7,0 | 5,3 | 95 | 4,1 |
| K 2 Polsterrendzina | 0,17 | 6,8-7,0 | 4,5 | 80 | 3,5 |
| K 3 Pechrendzina | 0,21 | 6,5 | 3,6 | 64 | 2,8 |

*): Berechnung nach WILLIAMS 1963, BÖGLI 1971:
Kalkabtrag [g/a] =
Menge an gelöstem $CaCO_3$ [mg/l] x Fläche [$m^2$] x effektive Niederschlagshöhe [m];
Kalkabtrag [cm/1.000a] = Kalkabtrag [g/a] / Fläche [$m^2$] x 2,3 (Dichte Kalk [$g/cm^3$]) x 10 =
Menge an gelöstem $CaCO_3$ [mg/l] x effektive Niederschlagshöhe [m] / 23;
effektive Niederschlagshöhe im UG: 1.000 mm (2.000 mm - 50% Gebietsverdunstung)

Tab. 1: Mittlere Kalklösungsraten [mg/l] und Kalkabtragsraten [cm/1.000a] unter verschiedenen Bodentypen (als Testwasser und Blindwert dient Schneeschmelzwasser aus umliegenden Schneeflecken, BW = Blindwert ohne Kalkkontakt)

| Durchfluß [ml/s] | Karbonat-härte [°KH] | $CaCO_3$ [mg/l] | Kalkabtrag [mg/h] | Kalkabtrag [cm/1.000a]* |
|---|---|---|---|---|
| 0,93 | 2,6 | 46 | 154 | 4,0 |
| 0,18 | 5,3 | 95 | 62 | 8,3 |
| 0,05 | 6,0 | 107 | 19 | 9,4 |

Tab. 2: Kalklösungs- und Kalkabtragsraten unter Tangelrendzina in Abhängigkeit von der Durchflußmenge

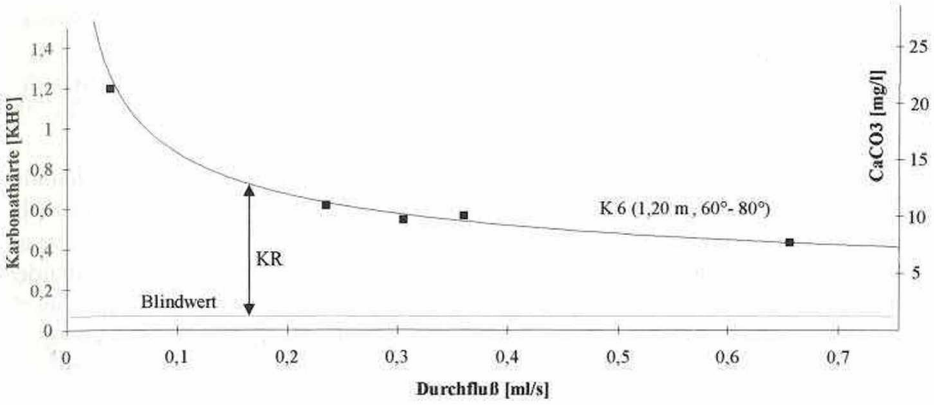



Abb. 5: Abhängigkeit der Karbonathärte [KH°] und Kalklösungsrate KR ($CaCO_3$ [mg/l]) vom Karrendurchfluß an K 6 (Blindwert Schneeschmelzwasser: Karbonathärte 0,07°KH; r = 0,99)

Die Transformation der Meßwerte von Durchfluß d und Kalklösungsrate KR in $x^* = \ln d$, $y^* = \ln KR$ und eine anschließend durchgeführte Regressionsanalyse ergaben $y^* = a^* - bx^*$ bei Korrelationskoeffizienten r von meist > 0,95.

Hieraus folgt:

$$KR\ [mg/l] = a \times (d\ [ml/s])^{-b}, \text{ wobei } a = e^{a^*} > 0 \text{ und } 0 < b < 1.$$

Demnach wird von einer vorgegebenen konstanten Wassermenge bei geringem Durchfluß (z.B. Nieselregen, langsames Abtauen) mehr Kalk gelöst als bei großem Durchfluß mit höherer Geschwindigkeit. In einer vorgegebenen Zeitspanne ist der Kalkabtrag bei großem Durchfluß (z.B. Gewitterregen, beschleunigtes Abtauen im Frühjahr) allerdings höher (vgl. auch Tab. 2), das ist ein Resultat unserer Versuche.

Weitere Karrendurchlaufversuche zeigen, daß die Schichtneigung die Kalklösung entscheidend beeinflußt (vgl. Abb. 6), indem von steilen Felsflächen mehr Kalk pro Liter gelöst wird als von flach geneigten. Ursache ist die "Schichtdicke" des Wasserfilms, die von der Fließgeschwindigkeit und somit von der Neigung abhängt.

Dadurch ist in steilen Karren mit hoher Fließgeschwindigkeit die Wasserschicht dünner und der Kontakt pro Einheit Wasser zur Kalkoberfläche größer (dazu auch BAUER 1964). Allerdings ist zu beachten, daß sich mit zunehmender Schichtneigung die effektive Niederschlagshöhe h vermindert, was in der Abtragsrechnung mit $h_{effektiv} = h \times \cos \alpha$ ($\alpha$ = Schichtneigung) berücksichtigt wird. Die Karrendurchlaufversuche haben außerdem ergeben, daß sich zwischen Fließstrecke und Kalklösungsrate nach einem anfänglich sprunghaften Anstieg um ca. 3,1 mg/l ($KR_a$) ein linearer Zusammenhang einstellt (KR [mg/l] = 3,1 + 2,9 x L [m]), der auf eine kontinuierliche $CO_2$-Aufnahme aus der Luft hindeutet (vgl. Abb. 7).

Bei der Berechnung des Kalkabtrags ist zu berücksichtigen, daß durch den kanalisierenden Effekt in Karren die jährlichen Durchflüsse pro Fläche zum Teil erheblich höher sind als auf karren- und kluftfreien Felsflächen, was durch einen Faktor f ausgedrückt werden kann, der vom Einzugsgebiet (Zuschußwasser) der Karre abhängt und vor Ort bei konkreten Ereignisbeprobungen bestimmt wird. Dazu wird der Regenniederschlag in einem Behälter, dessen Oberfläche in gleicher Neigung neben der Karre installiert ist, aufgefangen (Menge V [l]) und auf die Bodenfläche der Karre umgerechnet (Menge V*[l]). Gleichzeitig wird die Durchflußmenge am Karrenende gemessen (Menge $V_k$[l]). Der Quotient $V_k/V^*$ ist der Einzugsfaktor f.

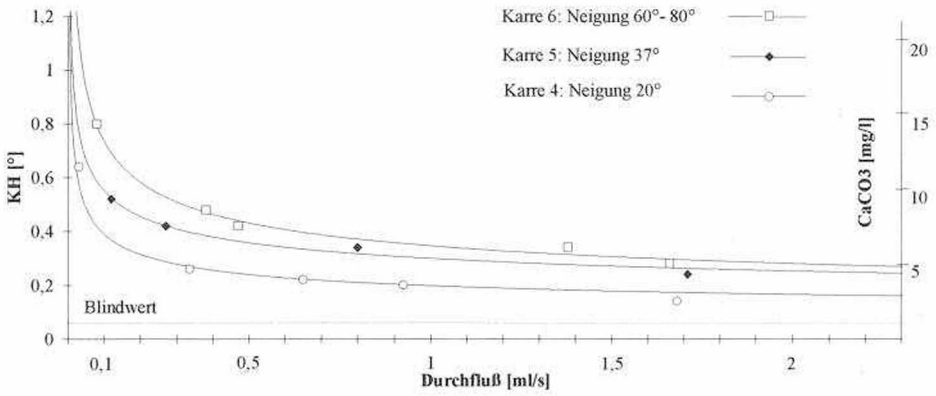



Abb. 6: Kalklösungsrate bei Karren unterschiedlicher Neigung in Abhängigkeit vom Durchfluß (Blindwert Schneeschmelzwasser: Karbonathärte 0,07°KH; $r_{K6} = 0,99$, $r_{K5} = 0,99$, $r_{K4} = 0,96$)

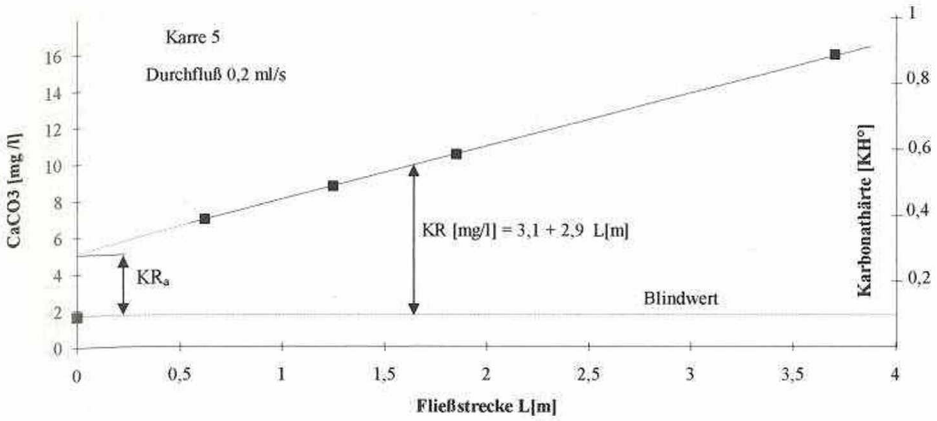



Abb. 7: Abhängigkeit zwischen Kalklösungsrate und Fließstrecke an K 5 (Blindwert Schneeschmelzwasser: Karbonathärte 0,1°KH; $KR_a$ = erhöhte Kalklösungsrate zu Beginn des Fließens)

Zusammenfassend kann aus den Befunden der Karrendurchlaufversuche folgende Formel für die Berechnung des Kalkabtrags K [cm/1.000a] hergeleitet werden:

**Kalkabtrag K [cm/1000a] =**

$$a \cdot \frac{s^b}{A_k^b} \cdot 1{,}29 \cdot \frac{L}{l_k} \cdot \left( \frac{(f - 0{,}5) \cdot h}{3600} \right)^{1-b} - 1{,}29 \cdot KR_a \cdot \frac{(f - 0{,}5) \cdot h}{3600} \cdot \left( \frac{L}{l_k} - 1 \right)$$

| | | |
|---|---|---|
| a, b | = | Regressionsparameter |
| $Kr_a$ [mg/l] | = | erhöhte Kalklösungsrate zu Beginn des Fließens |
| $l_k$ [cm] | = | Testlänge der Karre |
| L [cm] | = | Gesamtlänge der Karre / Kalkplatte |
| $A_k$ [cm²] | = | Fließfläche in der Karre (ca. Bodenbreite x L) |
| f | = | Einzugsfaktor |
| h [cm] | = | Höhe des wirksamen Jahresniederschlags |
| s [Std.] | = | Anzahl der Stunden mit gleichmäßigem Tauen, Fließen |

Diese Formel kann auch für die Berechnung des Kalkabtrags von freien Felsflächen verwendet werden, unter der Annahme, daß bei gleichem Wasserangebot der Kalkabtrag von freien Felsflächen und karrenbedeckten Felsflächen ohne Einzugsgebiet (f = 1) gleich hoch ist.

Bei den Berechnungen der Kalkabtragsraten für die Testflächen im UG wird durch die Wahl des Parameters s [Std.] ein "gleichmäßiger mittlerer Jahresdurchfluß" angenommen, der der Variabilität und jährlichen Verteilung von Nieder-

schlag und Abschmelzen natürlich nicht gerecht werden kann. s wird grob geschätzt mit 1.000 Stunden angenommen, was im Mittel einer täglichen Niederschlags- bzw. Abtauzeit in der Schmelzperiode bzw. schneefreien Periode von knapp drei Stunden entspricht. Damit ergeben sich für die Testflächen folgende Kalkabtragsraten (vgl. Tab. 3): Wie zu erwarten, ist der Kalkabtrag in Karren in Abhängigkeit vom Einzugsgebiet (Zuschußwasser, Faktor f) höher als auf den entsprechenden freien Felsflächen. Der deutlich höhere Abtrag in K 5 ist vor allem auf deren Länge zurückzuführen (4 m).

| **Testflächen** | **K 4** | **K 5** | **K 6** | **Felsfläche neben K 4** | **Felsfläche neben K 5** | **Felsfläche neben K 6** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **K [cm/1.000a]** | 0,74 | 2,4 | 0,61 | 0,49 | 1,5 | 0,45 |

Tab. 3: Kalkabtragsraten in Karren und auf freien Felsflächen für das Zugspitzplatt

Aus dieser Berechnung ergibt sich somit für die vegetationsfreien Testflächen auf dem Zugspitzplatt ein oberflächlicher Kalkabtrag zwischen 0,4 und 2,4 cm in 1.000 Jahren, was in Einklang mit anderen Untersuchungsergebnissen steht (z.B. BAUER 1964, BÖGLI 1971). Dies entspräche unter der Annahme konstanter Klima-, Boden- und Vegetationsverhältnisse (was nicht der Fall ist) einer holozänen Oberflächenerniedrigung zwischen 4 und 24 cm. Besonders intensiv ist der oberflächliche Kalkabtrag unterhalb der meist fleckenhaft auftretenden Boden- und Vegetationsareale im UG. Er ist im Durchschnitt drei- bis fünfmal höher als auf freien Felsflächen.

## 3.2 Dammkar – (klastische Verwitterung)

### *3.2.1 Temperaturmessungen*

In den Sommermonaten (Juli bis Oktober) betrug die durchschnittliche Amplitude an der Felsoberfläche 5,8°C für Damm Nord und 13,4°C für Damm Süd. Die Temperaturmaxima in Südexposition zeigten eine starke Abhängigkeit von der Sonneneinstrahlung. In den Mittagsstunden wolkenloser Herbsttage wurden an der Felsoberfläche Temperaturen von bis zu 35°C registriert, während gleichzeitig in Nordexposition maximal 20°C erreicht wurden. Die Durchschnittstemperatur in Südexposition lag während der gesamten Meßzeit konstant etwa 3°C über denjenigen in Nordexposition. Dabei liegen die von Lufttemperatur und Ausstrahlung gesteuerten Minima in Südexposition meistens um 1-2°C höher, die von der Einstrahlung gesteuerten Maxima hingegen um über 6°C höher als in Nordexposition. Die Amplituden nehmen mit zunehmender Gesteinstiefe stark ab. In 10 cm Tiefe werden im Norden noch 3,6°C, im Süden 7,6°C erreicht. In 30 cm Tiefe schließlich sinken die mittleren Amplituden auf 1,6°C in der Nordseite und

2,9°C in der Südseite. Da anhand der Meßwerte zu ersehen ist, daß die Abnahme der Amplituden mit der Tiefe einer logarithmischen Kurve folgt, kann die maximale Eindringtiefe der noch meßbaren Tagesschwankung (0,1°C) graphisch interpoliert werden. Die Unterschiede zwischen Nord und Süd werden mit der Tiefe geringer; die maximale Eindringtiefe ist in beiden Expositionen bei knapp einem Meter erreicht.

Im Zeitraum von Mitte Juni 1993 bis Mitte Februar 1994 wurde die Anzahl der Frostwechseltage an den Standorten Damm Nord und Süd ermittelt (vgl. Abb. 8 a und b). Der Darstellung wurden Intervalle von der Länge eines halben Monats (15 bzw. 16 Tage) zugrundegelegt. Sowohl die absolute Anzahl als auch die zeitliche Verteilung der Frostwechsel unterscheidet sich zwischen den beiden Meßstellen. In Südexposition wurden an der Felsoberfläche insgesamt 86, in Nordexposition nur 48 Frostwechseltage beobachtet. Mit zunehmender Gesteinstiefe nimmt in beiden Expositionen die Anzahl stark ab. In 10 cm Tiefe wurden in Südexposition noch 55, in Nordexposition 24 Tage, in 30 cm Tiefe nur noch 25 bzw. sieben Tage registriert. Die sommerlichen und herbstlichen Frostwechsel bei Strahlungswetter wirkten sich in Südexposition meistens nur bis in 5 cm Tiefe aus. Es ist zu bezweifeln, daß von diesen Frostwechseln morphologische Wirkung ausgeht, weil gerade bei regenarmem Herbstwetter das Gestein an der Oberfläche ausgetrocknet ist. Erst ab November dringt der Frost bis in 30 cm Tiefe vor.

Augenfällig sind die Unterschiede in der monatlichen Verteilung. In der Nordseite treten im Sommer (niedrigere Durchschnittstemperatur) geringfügig mehr Frostwechseltage mit einer etwas höheren Eindringtiefe als in der Südseite auf. Das Maximum wird im Herbst erreicht, während im Winter (Mitte November bis Februar) Dauerfrost herrschte, der nur zweimal durch kurzes, oberflächliches Auftauen unterbrochen wurde. Ein zweites Maximum im Frühjahr ist zu erwarten. In Südexposition hingegen ist der Winter die frostwechselaktivste Jahreszeit mit nahezu täglichen Frostwechseln.

Zahlreiche Laborversuche (McGreevy & Whalley 1985 u.v.a.) zeigen, daß Frostereignisse mit tieferen Temperaturen auch größere morphologische Wirkung entfalten können. Unter diesem Gesichtspunkt betrachtet, bietet sich ein anderes Bild als bei der Untersuchung der Frostwechselhäufigkeit. In Nordexposition erreicht der winterliche Dauerfrost mehrmals Tiefsttemperaturen von unter -14°C an der Oberfläche und bis zu -10°C in 30 cm Tiefe. Südseitig sind derart niedrige Temperaturen wesentlich seltener. Dort wird an der Oberfläche der Wert von -10°C nur selten unterschritten, im Gesteinsinneren sinken die Tiefsttemperaturen wegen der täglichen Erwärmung nur selten unter -5°C.

Tabelle 4 zeigt die Andauerzeiten von Temperaturen unter bestimmten Grenzwerten sowie die Frostsummen (= Aufsummierung sämtlicher unter Null liegender stündlicher Meßwerte) an den verschiedenen Meßstellen. Die höheren Werte in Nordexposition werden vor allem in größerer Felstiefe augenfällig.

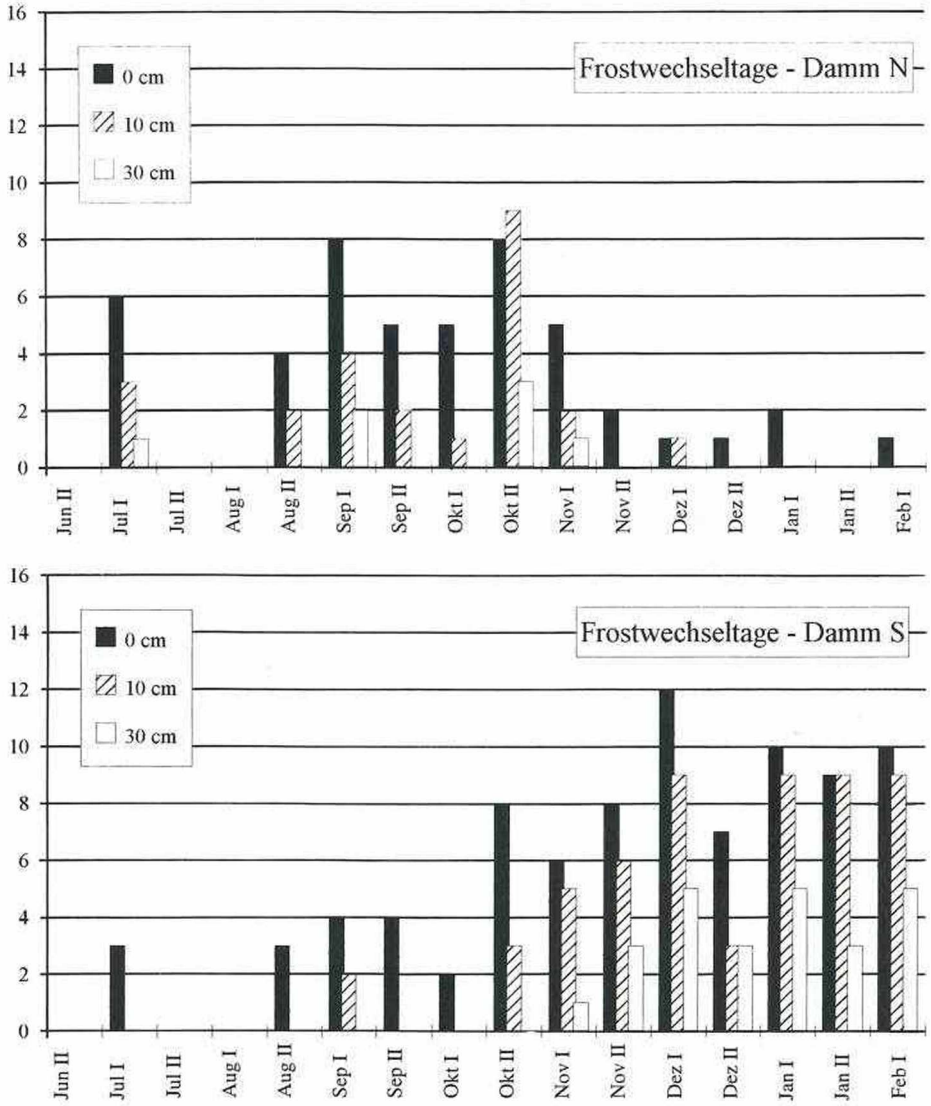



Abb. 8a und b: Anzahl der Frostwechseltage an den Positionen Damm Nord und Damm Süd, 2.100 m (leichte Verzerrung durch verschieden lange Perioden). In Jun II, Jul II, Aug I und Jan II (N) wurden keine Frostwechsel registriert.

Unter Schneefeldern kommt die Frostaktivität völlig zum Erliegen. Am Rand von Schneefeldern konnte im Sommer (Juni/Juli) eine geringfügige Steigerung der Frostwechselhäufigkeit festgestellt werden. Die Temperaturen sanken dabei allerdings nicht unter -0,7°C an der Oberfläche, und der Frost drang auch nicht tiefer als 5 cm ins Gestein ein.

| Exp. | Felstiefe | T<0° [h] | T<-5° [h] | T<-8° [h] | T<-10° [h] | Frostsumme [°C*h] |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Süd | Oberfl. | 2.385 | 872 | 212 | 94 | 9.564 |
| | 10 cm | 2.208 | 139 | 12 | 0 | 7.691 |
| | 30 cm | 1.636 | 141 | 0 | 0 | 4.509 |
| Nord | Oberfl. | 2.870 | 1.449 | 1.001 | 505 | 15.972 |
| | 10 cm | 2.773 | 1.473 | 562 | 139 | 13.805 |
| | 30 cm | 2.671 | 992 | 210 | 5 | 11.235 |

Tab. 4: Andauerzeiten von Temperaturen unter bestimmten Grenzwerten / Frostsummen

### *3.2.2 Feuchtemessungen*

Die Messungen der Gesteinsfeuchte befinden sich noch in der Testphase. Dennoch konnten zwei Sachverhalte ermittelt werden:

a) Nach Niederschlägen findet am Wandfuß ein Feuchteanstieg statt, der jedoch nicht zeitgleich mit dem Regen auftritt, sondern mit einer Verzögerung von mehreren Stunden bis hin zu zwei Tagen. Daraus ist abzuleiten, daß das Regenwasser nur in geringem Umfang direkt in den Fels eindringt. Das Wasser infiltriert vielmehr an Verflachungen oberhalb und bewegt sich im Fels in Richtung Wandfuß, wo es langsam aussickert, weshalb das Gesteinsinnere meistens feuchter ist.

b) In 5 cm Felstiefe wurden auffällige, abrupte Einbrüche im Kurvenverlauf beobachtet (vgl. Abb. 9). Sie treten immer in den frühen Morgenstunden, zeitgleich zum Temperaturminimum auf. Es handelt sich um Gefrierprozesse im Bereich der Sonden, durch die die Leitfähigkeit binnen weniger Stunden stark absinkt. Ein derartiges Verhalten stellte sich auch bei Kalibrierungsversuchen in der Gefriertruhe ein. In 15 cm Tiefe konnten diese Einbrüche auch bei niedrigen Temperaturen nicht beobachtet werden; vielmehr sinkt dort die Feuchtelinie bei langen Frostperioden langsam im Laufe von mehreren Tagen ab. Die Gefrierprozesse scheinen in dieser Tiefe bereits nicht mehr schlagartig abzulaufen, vielmehr strömt das Wasser langsam und stetig den Eisbildungen zu (hygroskopischer Effekt), wodurch die Leitfähigkeit allmählich zurückgeht.

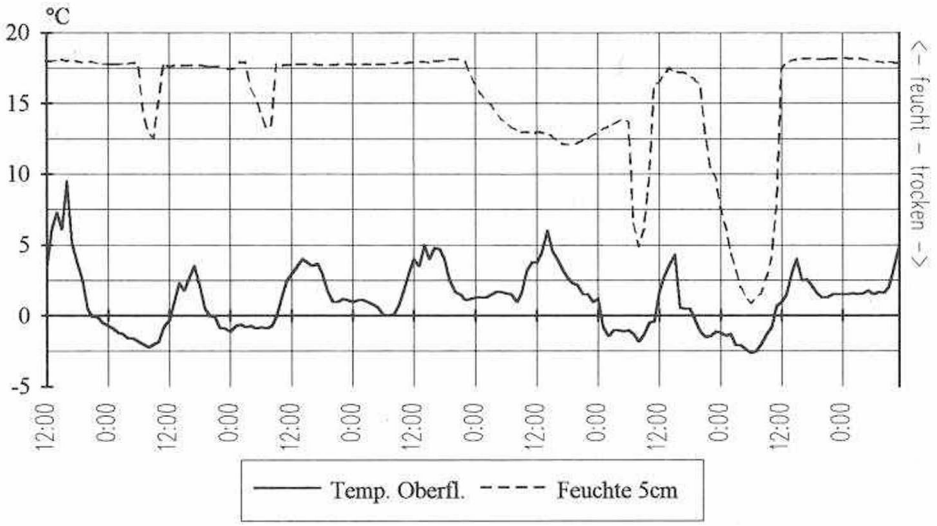



Abb. 9: Feuchte- und Temperaturverlauf an der Meßstelle Damm Nord, 28.09. bis 05.10.92

### *3.2.3 Steinschlagmessungen*

Die gemessenen Steinschlagmengen lassen sich sehr gut sowohl mit der Anzahl der Frostwechseltage als auch mit der Frosttiefe korrelieren. Lediglich Meßzeiträume mit Schneefall fielen aus dem Rahmen, da der Schnee anscheinend das abgesprengte Material zurück- oder festhielt, so daß es erst beim Abschmelzen im Schuttfänger akkumuliert wurde.

An den Steinschlagfängern in steilem (>60°), kompaktem Fels war keine Korrelation zu den Niederschlägen feststellbar (r=0,40). An brüchigeren, flacher geneigten Wandstellen wurde hingegen eine gute Korrelation zur maximalen Niederschlagsintensität beobachtet (r=0,83). Es wurde festgestellt, daß Frostwechsel, die nur wenige Zentimeter ins Gestein eindringen, zu keiner merklichen Erhöhung der Steinschlagsaktivität führen, wohingegen durch heftigere Frostereignisse (>10 cm Eindringtiefe) erhebliche Materialmengen gelockert werden, die dann bei folgenden Niederschlagsereignissen abgespült werden.

Die abgesprengten Materialmengen an den regengeschützt unter Überhängen angebrachten Farbmarkierungen ließen sich ebenfalls genau bestimmten Frostereignissen zuordnen, wobei auch hier flach eindringende Frostwechsel weniger Wirkung entfalteten. Auf den ausgelegten Netzen wurde nur ein einziges, heftiges Steinschlagereignis (>2 kg) registriert. Es fand in einem Meßintervall statt, in dem kein einziger Frostwechsel, aber andauernder Tieffrost gemessen wurde.

Vergleichswerte zwischen Nord- und Südexposition konnten nicht gewonnen werden, da der einzige südseitige Schuttfänger mehrmals beschädigt wurde (Steinschlag, Lawine). Die Geschwindigkeit der Wandrückverwitterung lag an den verschiedenen Meßstellen zwischen 0,11 und 0,94 mm/a, wobei Werte zwischen 0,2 und 0,3 mm/a am häufigsten waren.

### *3.2.4 Schlußfolgerungen aus den Ergebnissen der klastischen Verwitterung*

a) Die Frostsprengung kann auf zweierlei Art erfolgen. Häufige, kurze Frostwechsel geringer Frosttiefe können bereits gelockertes Material ablösen, aber keinesfalls in nennenswertem Umfang kompaktes Gestein zerstören, da sie nur wenige Zentimeter tief in den Fels eindringen. Daraus folgt, daß es den komplexen Verhältnissen in der Natur nicht gerecht wird, die Frostwechselintensität *oder* die Frosttiefe als den entscheidenden Faktor für die Verwitterung darzustellen. In von vornherein klüftigen Wandpartien mit guter Wasserversorgung, z.B. in der Nachbarschaft von Schneefeldern, können zahlreiche, flach eindringende Frostwechsel das Gestein rasch weiter lockern und absprengen. In kompakten, wenig geklüfteten Bereichen ist hingegen große Frosttiefe (unter -5°C) und eine Frostdauer von mehreren Tagen notwendig, damit das noch bei tiefen Minustemperaturen flüssige Wasser den sich aufbauenden Eisbildungen zuströmen kann.

b) Aus dem unterschiedlichen Temperaturregime können Unterschiede in der Verwitterung zwischen Nord- und Südwänden abgeleitet werden: In Südwänden besteht die Tendenz zu selektiver Verwitterung. Klüftiges, wenig standfestes Gestein kann schneller zerlegt werden als im Norden, weil die Frostwechselhäufigkeit höher ist. Die Zerstörung kompakter Bereiche ist jedoch wegen der geringeren Frosttiefe schwieriger. Die Folge sind Hänge, die bei entsprechenden geologischen Voraussetzungen durch einen Wechsel von Grasbändern und kompakten Wandpartien geprägt sind. In Nordexposition ist durch erhöhtes Feuchteangebot und strengeren Frost die Verwitterung insgesamt intensiviert. Gesteinsunterschiede werden dabei weniger herausgearbeitet als im Süden.

c) Die Frage nach einer gesteigerten Frostwechselaktivität an einem Schneefeld kann für das Sommerhalbjahr prinzipiell bejaht werden. Ob davon jedoch morphologische Wirkung ausgeht, muß bezweifelt werden, da die Eindringtiefe der "zusätzlichen" Frostwechsel nur sehr gering war. Leicht erodierbares oder bereits gelockertes Gestein kann durch solche "flachen" Null-Grad-Durchgänge abgesprengt werden; eine tiefgründige Aufbereitung von kluftarmem Gestein ist durch solche Frostwechsel nicht denkbar. Der Schlüssel zum Verständnis der erhöhten Verwitterungsintensität rund um Schneefelder muß im erhöhten Feuchteangebot gesucht werden.

d) Eine zusammenfassende Betrachtung der Ergebnisse zum Steinschlag zeigt, daß es keinen einzelnen Faktor gibt, der alleinverantwortlich für den Steinschlag ist. Frostaktivität bereitet das Gestein auf, wobei je nach Schichtung und Klüftung des Gesteins sowohl zahlreiche Frostwechsel einer gewissen Mindesttiefe als auch langdauernder Tieffrost wirksam werden können. Die endgültige Ablösung kann, vor allem bei kleinsplittrig verwitterndem Gestein, durch Starkregen oder Wind geschehen.

## 4. Diskussion und abschließende Anmerkungen

Die Versuchsergebnisse zeigen die große Variabilität der Kalklösungsraten auf dem Zugspitzplatt, die durch das komplexe Zusammenwirken von pedologischen, biotischen und schichtlagerungsbedingten Faktoren zustande kommt. Die gewonnenen Werte stehen im Einklang mit anderen Untersuchungsergebnissen (BAUER 1964, BÖGLI 1971, PRIESNITZ 1993; vgl. Tab. 5).

Neben unterschiedlichen Boden- und Vegetationstypen wirken sich die Faktoren Schichtneigung und Durchflußmenge differenzierend auf Kalklösung und -abtrag aus. Chemische Lösungsprozesse spielen bei der Gesteinsverwitterung und -aufbereitung eine wichtige Rolle, indem sie zum Beispiel durch Hydratation und Lösung Klüfte erweitern und die Gesteinsfragmente lockern, die dann durch Frostsprengung endgültig abgelöst werden. Dabei kommt den Felseigenschaften Brüchigkeit und Klüftigkeit große Bedeutung zu. So ist an klüftigen Gesteinspartien die Kalklösung stärker, da das Wasser hier zum einen eine größere Gesteinsoberfläche hat, zum anderen langsamer fließt und dadurch mehr Zeit für die Aufnahme von $CO_2$ zur Verfügung steht. Schließlich zeigen Kartierungen, daß die horizontale und vertikale Verteilung von Verwitterungsformen (Frostschutt, Karstformen) sowohl von der Kluftdichte als auch von den lithologischen Faktoren Kompaktheit und Härte abhängt. So bilden sich Karstformen an den Wandstellen, die durch ihre geringe Klüftigkeit und bestimmte mikroklimatische Gegebenheiten von der Frostsprengung nicht zerlegt werden können. Karren sind keineswegs ein Zeichen für besonders intensiven chemischen Abtrag, sondern vielmehr ein Zeichen für das Aussetzen anderer Verwitterungsarten.

Die für den Abtrag durch Steinschlag ermittelten Werte stimmen ebenfalls gut mit früheren Untersuchungen überein (z.B. COUTARD & FRANCOU 1989, RAPP 1960). Ein Vergleich der Verwitterungsleistungen zeigt, daß der Abtrag durch Steinschlag rund zehnmal höher liegt als der durch Kalklösung. Da die Lösung jedoch, wie auch Dünnschliffe zeigen, selektiv entlang von Klüften arbeitet, ist ihr Beitrag zur Verwitterung weit höher einzustufen, als es das Zahlenverhältnis aussagt.

| Gebietscharakteristik | Kalkabtrag [cm/1.000a] | Bestimmungs-methode | Autor |
|---|---|---|---|
| Nackte Felsflächen, Österreichische Kalkhochalpen | 0,8-1,3 | Karbonathärte | Bauer 1964 |
| Nackter Karst, Muotatal | 1,4 | Karbonathärte | Bögli 1971 |
| Nackter Schichtflächenkarst, W-Irland | 2,2-4,6 | Erosionsmikro-meter | Priesnitz 1993 |
| Nackter Karbon-Kalk, Spitzbergen | 2,04 | Erosionsmikro-meter | Priesnitz 1993 |
| Nackter Karbon-Kalk, Spitzbergen, 44° | 2,9 | Erosionsmikro-meter | Priesnitz 1993 |
| freie Felsflächen, Zugspitzplatt, Wetter-steingebirge | 0,4-1,5 | Karbonathärte | diese Arbeit |
| freie Karren, Zugspitzplatt, Wetterstein-gebirge | 0,6-2,4 | Karbonathärte | diese Arbeit |
| Latschenbestand, Österr. Kalkhochalpen | 2,8 | Karbonathärte | Bauer 1964 |
| Bedeckter Karst, Muotatal, Schweiz | 9,1 | Karbonathärte | Bögli 1971 |
| Tangelrendzina mit Mugetum, halbbe-deckter Karst, Zugspitzplatt, Wettersteingebirge | 4,0-9,4 | Karbonathärte | diese Arbeit |
| Pechrendzina mit Seslerio semperviretum, Nackter Karst, Zugspitzplatt, Wettersteingebirge | 2,8 | Karbonathärte | diese Arbeit |
| Polsterrendzina mit Seslerio semperviretum/Firmetum, Nackter Karst, Zugspitzplatt, Wettersteingebirge | 3,5 | Karbonathärte | diese Arbeit |

Tab. 5: Zusammenstellung von Kalkabtragsraten auf freien Felsflächen und unter Boden- und Vegetationsbedeckung

Beschreibungen zahlreicher Autoren (z.B. Dürr 1970, Höllermann 1964, u.v.a.) sowie eigene Geländebeobachtungen zeigen bei vergleichbaren geologischen Rahmenbedingungen allgemein höhere Schuttmengen in den Nordseiten. Daraus muß der Schluß gezogen werden, daß die morphologische Wirksamkeit von Frostwechseln lange Zeit überschätzt worden ist. Wenn die Nordwände eine größere Steinschlagaktivität aufweisen, dann muß entweder die längere Frostdauer oder das größere Feuchteangebot dafür verantwortlich sein.

Die vorgelegten Ergebnisse, deren ausführliche Darstellung aus Platzgründen unterbleiben mußte, tragen wesentlich zur Klärung der unter 1.2 genannten Fragen 1 bis 3 bei, während die Beantwortung der 4. Frage vorerst noch offen bleiben muß.

Trotz hoher statistischer Signifikanz (vgl. z.B. die hohen Korrelationskoeffizienten in Abb. 5 und 6) bedürfen die vorgestellten Ergebnisse noch einer deutlich stärkeren Absicherung durch weitere Feldforschungen. Gleichzeitig konnte aber gezeigt werden, daß mit dem bisherigen Ansatz und Teilen des Methodenspektrums weitergearbeitet werden kann. Vor allem im Bereich der Feuchtemessungen müssen auch noch technische Probleme gelöst werden, bevor verläßliche Werte angegeben werden können.

## Dank

An dieser Stelle sei der Bayerischen Zugspitzbahn AG, Garmisch-Partenkirchen und der Karwendelbahn AG, Mittenwald, für die kostenlose Benutzung der Seil- und Zahnradbahnen herzlichst gedankt, ohne die die Untersuchungen nur unter erschwerten Bedingungen möglich gewesen wären.

## 5. Zusammenfassung

Die vorgelegten, ersten Ergebnisse zeigen, daß es in den Hochlagen der Kalkalpen zu einem Nebeneinander von physikalischer (klastischer Schuttproduktion) und chemischer Verwitterung (Karbonatlösung) kommt. In unseren Untersuchungsgebieten (und sicherlich auch in anderen Regionen der Kalkalpen) begünstigen kompakte, massige und kluftarme Gesteine die Karbonatlösung, während die Verwitterung in dünnbankigen, klüftigen Gesteinen zur Produktion klastischen Schutts tendiert. Die Lösungsverwitterung ist aber auch in Regionen mit dominierender klastischer Verwitterung aktiv, indem sie z.B. Klüfte erweitert und so das Loslösen des Gesteins durch mechanische Prozesse vorbereitet.

Die Kalklösung wird durch Faktoren wie Neigung/Relief, Durchflußmenge, Vegetation/Boden, Flechtenbesatz und Gesteinslagerung/Klüftigkeit gesteuert. Die durchschnittlichen Kalkabtragsraten betragen auf freien Felsflächen 0,4 bis 1,5 cm/1.000a, in Karren 0,6 bis 2,4 cm/1.000a. Unterhalb von Vegetationsflecken oder -polstern sind sie drei- bis fünfmal so hoch. Die gesamten erarbeiteten Ergebnisse werden in eine Berechnungsformel für den Kalkabtrag integriert.

In Abhängigkeit von der lithologischen Struktur sind Frostwechsel bei klüftigen Gesteinen in der Lage, größere Schuttmengen zu produzieren, bei massigen Gesteinen sind sie weniger wirksam. Dort ist die Frostdauer und die Frosttiefe der entscheidende Faktor für die klastische Verwitterung. Die durchschnittliche Pro-

duktionsrate klastischen Schutts (gemessen über den Steinschlag) beläuft sich auf 20 bis 30 cm/1.000a. Nach diesen Ergebnissen erreicht die klastische Verwitterung über zehnmal so hohe Werte wie die Kalklösung auf freien Felsflächen und etwa dreimal so hohe wie unterhalb der Vegetation.

Mikroklimatische Messungen (an der Gesteinsoberfläche und im Gesteinsinneren) zeigen, daß im Sommer Frostwechsel vor allem in Nordexposition, im Winter hingegen in Südexposition auftreten. Die höhere Schuttproduktion im Norden wird vor allem von der Frosttiefe und den Frostsummen verursacht. Die Schuttlieferung (d.h. das Abräumen des losgewitterten Gesteins) korreliert einerseits gut mit den meteorologischen Parametern Frostwechsel und Frosttiefe, bei den stark klüftigen, brüchigen Partien auch mit der Niederschlagsintensität.

## 6. Summary

**Carola Hüttl, Konrad Rögner and Oliver Sass: Preliminary Results of Research into the Combined Effects of Physical (Bedrock Shattering) and Chemical (Limestone Solution) Weathering Processes in the High Mountainous Regions of the Northern Calcareous Alps**

In the investigations at test sites (and probably also in other regions of the Alps) it was found that massive and poorly-fissured rocks are prone to karst corrosion while thin-bedded, jointed rocks tend to produce debris.

Karst corrosion is, however, also active in regions where mechanical rock weathering prevails, for example in joints or fissures, initiating the final detachment of physically shattered rock fragments by solution and enlargement of the fissures. Factors controlling limestone solution are dip of stratum, relief, rate of flow, type and quantity of vegetation and soil cover, lichen-growth, rock stratification and degree of jointing.

On an average the denudation rate by solution processes of bare and uncovered rock surface ranges between 0,4 and 1,5 cm/1.000 a, and with bare karren it is between 0,6 and 2,4 cm /1.000 a. The solution rate amounts to three to five times these values under patches of vegetation. These results are integrated in a new formula for calculating denudation rates. Depending on the lithological structure freeze-thaw-cycles may generate more debris in fissured rocks than in massive ones. In the latter they are less effective while the duration of freezing and the intensity of freezing are the controlling factors for physical weathering. On an average the bedrock shattering rate (measured by rock fall) is between 20 and 30 cm/1.000 a. According to our findings the denudation rate of physical weathering is ten times higher than that of chemical solution on bare rock surfaces and three times higher than that under vegetation cover.

Microclimatic measurements (on the rock surface and in the rock itself) show that walls with a northern aspect undergo most of the freeze-thaw-cycles in summer while south-facing rocks reach the maximum in winter. The intensity of freezing in the north-exposed walls produces higher quantities of debris. The production rate of shattered massive rock is markedly correlated with the meteorological parameters "freeze-thaw-cycle" and "intensity of freezing". In jointed rocks it correlates with the intensity of rainfall, too.

## 7. Literaturverzeichnis

BAUER F. (1964), Kalkabtragsmessungen in den österreichischen Kalkhochalpen. In: Erdkunde, Bd. XVIII, S. 95-102. Bonn.

BÖGLI A. (1960), Kalklösung und Karrenbildung. In: Zeitschr. f. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 2, S. 4-21. Berlin.

BÖGLI A. (1971), Karstdenudation – das Ausmaß des korrosiven Kalkabtrags. In: Reg. Bas., 12, S. 352-361. Basel.

BRETTSCHNEIDER H. (1980), Mikroklima und Verwitterung aus der Sierra Nevada Spaniens und aus Nordafrika mit Grundlagenstudien zur Glatthanggenese. In: Münstersche Geogr. Arb., 9, S. 65-141. Paderborn.

COUTARD J.-P., FRANCOU B. (1989), Rock temperature measurements in two alpine environments: Implications for frost weathering. In: Arctic and alpine research, Vol. 21, Nr. 4, S. 399-416. Boulder, Colorado.

DÜRR E. (1970), Kalkalpine Sturzhalden und Sturzschuttbildung in den westlichen Dolomiten. In: Tübinger Geogr. Stud., Heft 37. 120 S.

ECKERT M. (1898), Karren oder Schratten. In: Petermanns Geogr. Mitt., Bd. 44, S. 69-71. Gotha.

ECKERT M. (1900), Das Gottesackerplateau (ein Karrenfeld) in der Gebirgsgruppe des Hohen Ifen. In: Zeitschr. d. Deutschen u. Österr. Alpenver., Bd. 31, S. 52-60. München.

FACHGRUPPE WASSERCHEMIE IN DER GESELLSCHAFT DEUTSCHER CHEMIKER (Hrsg.) (1994), Deutsche Einheitsverfahren zur Wasseruntersuchung. Berlin.

GRAF G. (1972), Karstmorphologische Untersuchungen im östlichen Tennengebirge. In: Arb. d. Inst. f. Geogr. d. Univ. Graz, Heft 18. Graz.

HASERODT K. (1965), Untersuchungen zur Höhen- und Altersgliederung der Karstformen in den Nördlichen Kalkalpen. In: Münchener Geogr. Hefte, Nr. 27. Kallmünz.

HÖLLERMANN P.W. (1964), Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz im oberen Suldental, Ortlergruppe. In: Zeitschr. f. Geomorph., Suppl.-Bd. 4. Berlin.

HÜTTL C. (1994), Geomorphologische Untersuchungen im Wettersteingebirge unter besonderer Berücksichtigung der chemischen Verwitterung. Unveröff. Diplomarb. am Inst. f. Geogr. d. Ludwig-Maximilians-Univ. München.

MATSUOKA N. (1990), The rate of bedrock weathering by frost action: Field measurements and a predictive model. In: Earth surface processes and landforms, Vol. 15, S. 73-90. New York, Chichester.

MCGREEVY J.P., WHALLEY W.B. (1985), Rock moisture content and frost weathering under natural and experimental condition: A comparative discussion. In: Arctic and Alpine Research, Vol. 17, Nr. 3, S. 337-346. Boulder, Colorado.

MIOTKE F.-D. (1968), Karstmorphologische Studien in der glazial-überformten Höhenstufe der "Picos de Europa", Nordspanien. In: Arbeiten aus d. Geogr. Inst. d. Techn. Univ. Hannover, Sonderheft 4. 161 S. Hannover.

PRIESNITZ K. (1993), Abtragsmessungen auf Festgesteinsoberflächen mit dem Erosionsmikrometer. In: Geogr. Rundschau, 45. Jg., S. 744-748. Braunschweig.

RAPP A. (1960), Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. In: Geografiska Annaler, Vol. XLII, S. 65-201. Stockholm.

REHFUESS K.-E. (1981), Waldböden – Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung. Hamburg.

SASS O. (1994), Verwitterungsprozesse an Felsflächen im Karwendelgebirge. Unveröff. Diplomarb. am Inst. f. Geogr. d. Ludwig-Maximilians-Univ. München.

SCHMIDT K.-H. (1979), Karstmorphodynamik und ihre hydrologische Steuerung. In: Erdkunde, Bd. 33, Heft 3, S. 169-178. Bonn.

SCHNEIDER H.-J. (1950), Geologische Exkursion in das Werdenfelser Becken und zur Zugspitze. In: Geol. Bavarica, Heft 6, S. 50-54. München.

UHLIG H. (1954), Die Altformen des Wettersteingebirges mit Vergleichen in den Allgäuer und Lechtaler Alpen. In: Forsch. z. Deutschen Landeskunde, 79. Remagen.

VORNDRAN E. (1969), Untersuchungen über Schuttentstehung und Ablagerungsformen in der Hochregion der Silvretta (Ostalpen). In: Schriften d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel, Bd. XXIX, Heft 3. 140 S.

WALDER J.S., HALLET B. (1986), The physical basis of frost weathering: Toward a more fundamental and unified perspective. In: Arctic and Alpine Research, Vol. 18, Nr. 1, S. 27-32. Boulder, Colorado.

WEINGARTNER H. (1983), Geomorphologische Studien im Tennengebirge. In: Arbeiten d. Inst. f. Geogr. d. Univ. Salzburg, Nr. 9. Salzburg.

WILLIAMS P.W. (1963), An initial estimate of the speed of limestone solution in County Clare. In: Irish Geography, 4, S. 432-441. Dublin.

# ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1995

Band/Volume: 137

Autor(en)/Author(s): Hüttl Carola, Rögner Konrad J., Sass Oliver

Artikel/Article: Erste Ergebnisse von Studien zu Verwitterungsprozessen in denKalkhochalpen (Wetterstein - und Karwendelgebirge) unter besonderer Berücksichtigung der Karbonatlösung und der klastischen Schuttbildung 51-75