

# ZUR MORPHODYNAMIK VON „PLAIKEN“, ERSCHEINUNGSFORMEN BESCHLEUNIGTER HANGABTRAGUNG IN DEN ALPEN, ANHAND VON MESSUNGSERGEBNISSEN AUS DER KREUZECKGRUPPE, KÄRNTEN\*

Erich STOCKER, Salzburg

(Mit 8 Abbildungen und 5 Fotos)

## INHALT

1. Einleitung . . . . .	44
2. Das Untersuchungsgebiet . . . . .	47
3. Plaikenformen . . . . .	50
4. Abtragungsprozesse an den Felskliffs der Plaiken . . . . .	51
5. Messung des Steinschlag-Abtrags . . . . .	53
6. Denudationsvorgänge in den Bodenabtragungszonen der Plaiken . . . . .	56
7. Meßmethoden und Problematik der Abtragungsmessungen . . . . .	56
8. Ergebnisse der Abtragungsmessungen . . . . .	57
9. Korrelation der Abtragungswerte mit Parametern des Niederschlags . . . . .	57
10. Analyse des Korngrößenspektrums des Abtrags . . . . .	59
11. Diskussion der Ergebnisse der Abtragungsmessungen sommerlicher Abspülungsprozesse . . . . .	61
12. Kammeissolifluktion und Rasenabschälung . . . . .	64
13. Morphogenese und Morphodynamik der Plaiken . . . . .	67
14. Zusammenfassung . . . . .	68
Literaturverzeichnis . . . . .	69
Summary . . . . .	70

## 1. EINLEITUNG

In der subalpinen und alpinen Stufe der Alpen treten „Plaiken“ vor allem in Gesteinen mit geringerer geomorphologischer Wertigkeit wie Grauwacken, Phylliten und Glimmerschiefern als mehr oder weniger große Flächen mit intensiver Hangabtragung auf. Der Begriff wird bereits 1894 von A. PENCK verwendet und später von GÖTZINGER (1907) und STINY (1910) für vegetationsfreie Steilstellen mit Nachrutschungen und Abspülungserscheinungen bzw. für

---

\* Die Arbeit wurde im Rahmen des Map-Hochgebirgsprojekts durchgeführt und vom Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung sowie von der Stiftungs- und Förderungsgesellschaft der Universität Salzburg unterstützt, wofür hier gedankt werden soll.

muschelartige Anbrüche gebraucht. Im alpinen Bereich bezeichnet „Plaike“ (oder „Blaike“) immer eine Art Kahlfläche und Abbruchsform, für deren Entstehung oft Rutschungsprozesse mit einbezogen werden (LAATSCH & GROTTENTHALER 1973). Der Begriff wird auch als Synonym für Translationsrutschung gebraucht (SCHAUER 1975).

In der Kreuzeckgruppe konnte festgestellt werden, daß die oberflächliche Bodenerzörung in vielen Fällen auch auf das feste Gestein übergreifen kann, ein Vorgang der meist mit der

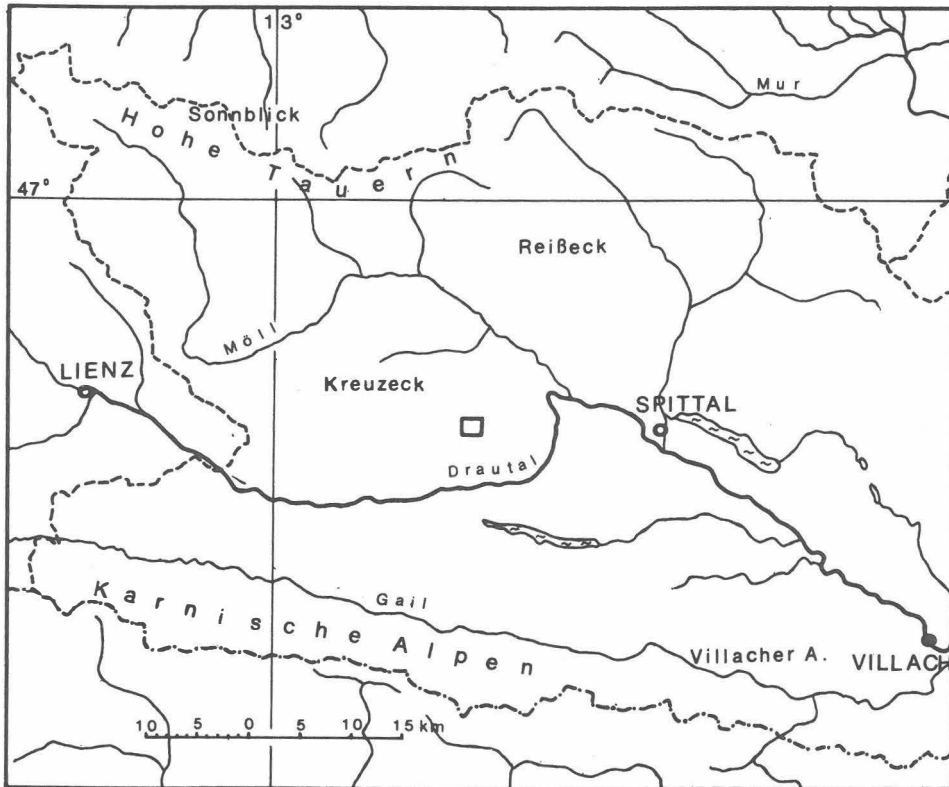


Abbildung 1: Lage des Untersuchungsgebietes

Bildung von nischenartigen Felskliffs verbunden ist, die sich rückschreitend hangaufwärts ausbreiten (STOCKER 1971). Zugleich zeigte sich auch an Beispielen aus der Schobergruppe (ZISCHINSKY 1966), des mittleren Lesachtals (MOSER 1975) und der Grauwackenzone, daß vielfach ein Zusammenhang mit Erscheinungen der Bergzerreißung und des Talzuschubes besteht.

Im folgenden wird über Langzeitmessungen der Abtragsprozesse unter natürlichen Bedingungen im Bereich der Kreuzeckgruppe berichtet. Diese Messungen geben Aufschlüsse über den jahreszeitlichen Ablauf der Morphodynamik an zwei unterschiedlichen Abtragsformen in 1950 m und 1800 m Seehöhe.

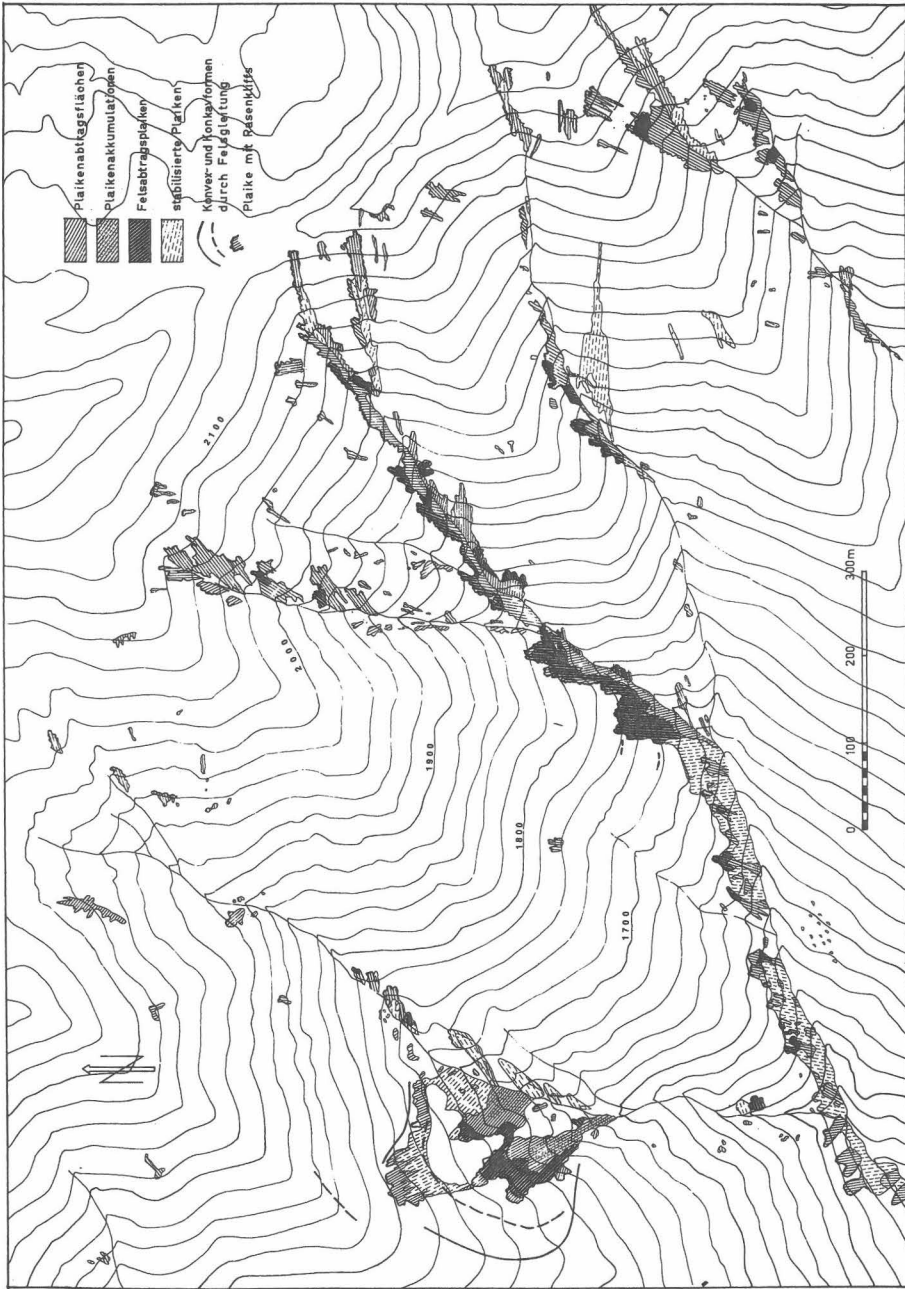
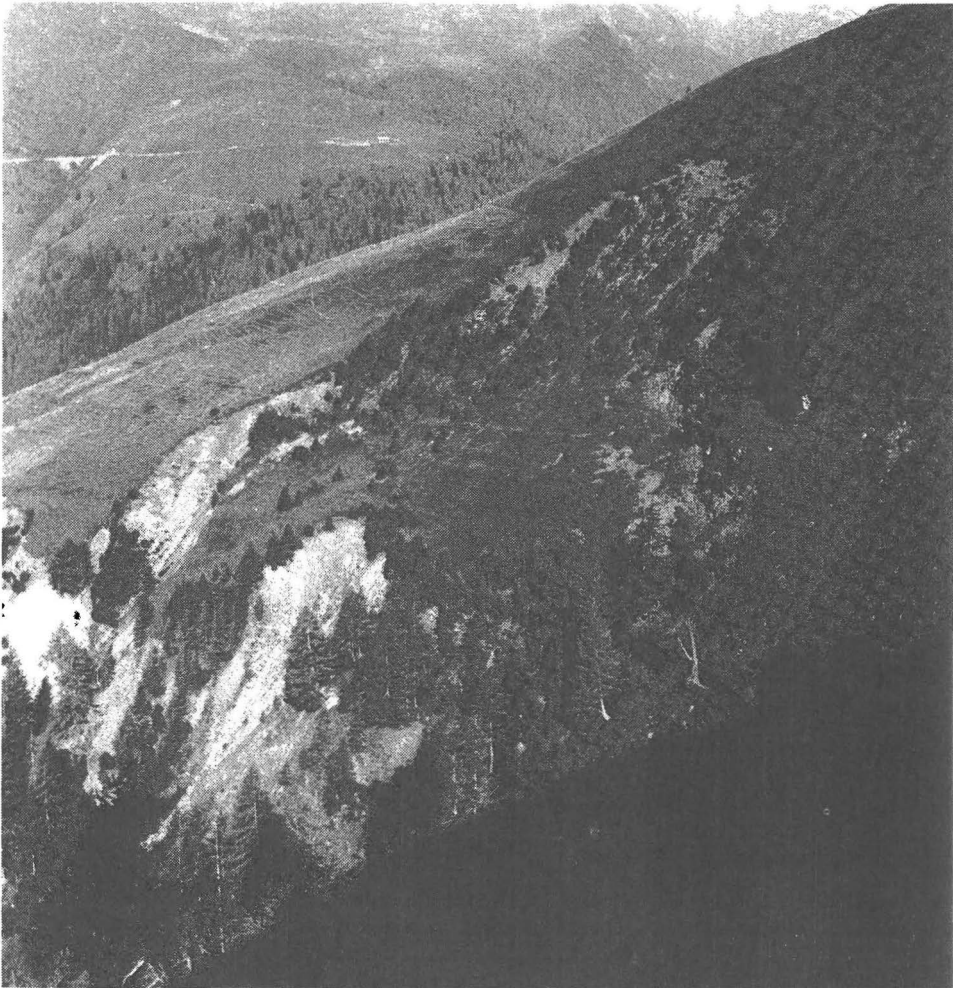


Abbildung 2: Verbreitung der Plaken im Einzugsgebiet des Lenkengrabens, Rottensteinertal. Isohypsen aus vergrößerter Manuskriptkarte 1 : 10.000 von Blatt 181 der ÖK, vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien GZ L 61233-83

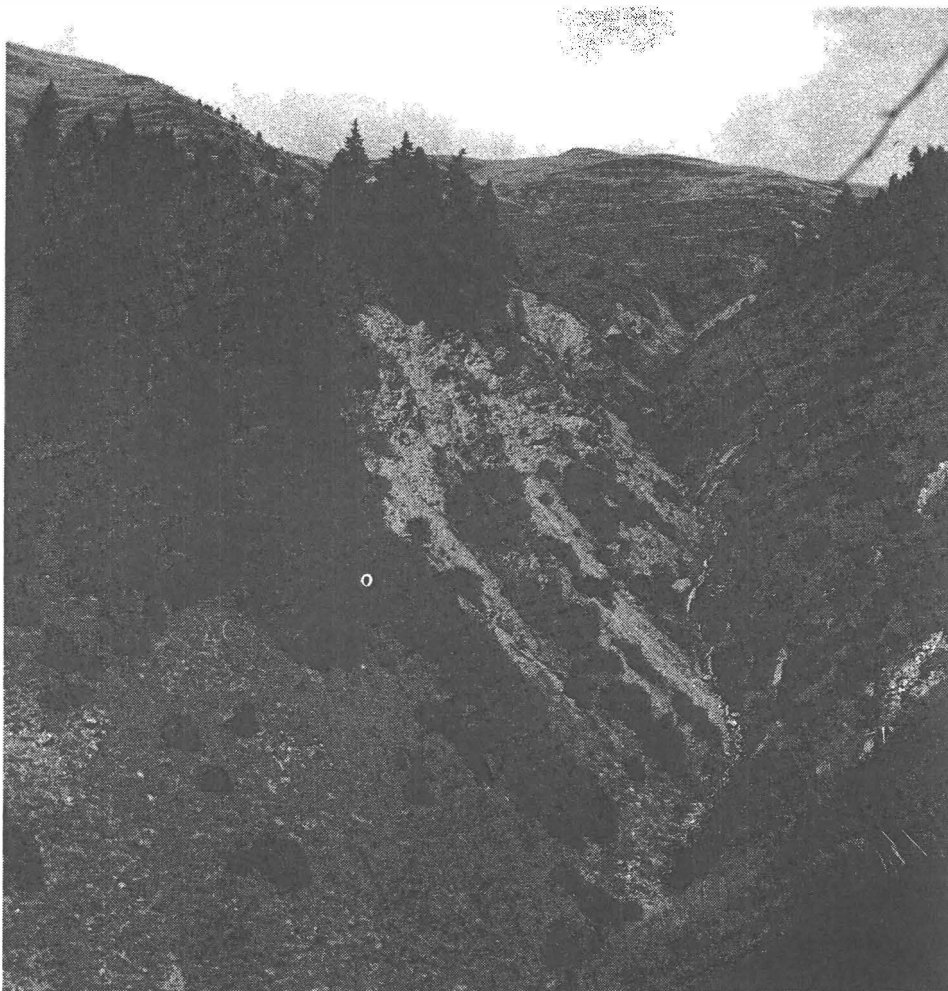
## 2. DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

Die Kreuzeckgruppe liegt im Bereich des ostalpinen Altkristallins mit dominierenden Glimmerschiefern, teils aber auch grauwackenartigen Gesteinen, Gneisen, Amphiboliten und Quarzphylliten (BECK 1931–36). Bei einer Reliefenergie von 1000 bis 1700 m zeigen die Gesteine im näher untersuchten östlichen Teil eine relativ geringe Standfestigkeit. Im Bereich des Gnoppnitz-, Rottensteiner- und Niklaltales ergab eine Kartierung (STOCKER 1971), daß 78% der Gesamtfläche von 123,5 km<sup>2</sup> von Hangzerreißen und Felsgleitungen betroffen sind. In dem 140 ha großen Einzugsgebiet des Lenkengrabens im Rottensteinertal (Abb. 1, 2) sind Plaiken



**Bild 1: Zusammenhänge zwischen Gravitationsbewegungen im Fels und Auftreten von Plaiken im Bereich Lenkengraben bei der Wernle Alm in etwa 1700 m. Während die ausstreichende Gleitfläche von flachgründigen Plaiken erfaßt wird, kommt es an den unten vorgeschobenen Hangteilen, welche zudem von der Gravitationsbewegung stark beansprucht sind, zu muschel­förmig in den Fels eingreifenden Abtragsflächen**

in besonderer Dichte vertreten und nehmen hier eine Gesamtfläche von 10,5 ha (= 7,5%) ein. Vor allem in den mittleren Hangzonen bis 1800 m Höhe ist eine starke Bindung dieser Formen an die Furchen zu beobachten, welche durch die tiefe Hangzerschneidung geschaffen wurden. Da das Zerschneidungsmuster der Hangfurchen hier diagonal zur Haupttreichrichtung der steil einfallenden Schiefer liegt, sind die Seitenhänge sehr verschieden auf die Gravitationswirkung



**Bild 2:** Stadien der Plaikenentwicklung im Lenkengraben in 1700–1800 m. Die asymmetrische Verteilung resultiert aus der Lagerung der diagonal zum Graben streichenden Phyllite, welche am südexponierten Hang steil bergwärts einfallen und dabei gravitativ zerbrochen werden; die expositionell begünstigte Wirksamkeit der Frostverwitterung kann dadurch noch weiter gesteigert werden. Ausgelöst durch junge Tiefenerosion, kommt es an den Plaiken zum Hangaufwärtswandern von Felskliffs; die verschieden weit fortgeschrittenen Stadien sind deutlich erkennbar. Unten befindet sich bereits ein begradigter, stabilisierter Nachfolgeheng, der von einer schütterren Vegetation bewachsen ist

anfällig. Jene Seitenböschungen, welche in der Streichrichtung einfallen, erweisen sich als relativ stabil. Wo aber die Gravitation quer zu den bergwärts einfallenden Schiefen wirken konnte (zugleich südexponierte Grabenseiten), kam es vielfach zu einer Zerbrechung und Drehung der Schieferungsflächen, ähnlich dem Mechanismus des Hakenschlagens, aber bei einer Tiefgründigkeit von mehreren Metern (Bilder 1, 2).

Zu dieser durch geologische Verhältnisse, Faktoren der Hangzerschneidung und Gravitation geschaffenen Prädisposition für die Bildung derartig wirksamer Denudationssysteme kommen noch besondere mikroklimatische Gunstfaktoren, vor allem eine maximale Wirksamkeit von Frost-Tau-Zyklen infolge häufiger Schneefreiheit und Schmelzwasserzufuhr.



**Bild 3:** Flachgründige Plaiken der Mattenregion in 1900 m. An Hangflächen, die durch ihre Steilheit und Verwitterungsanfälligkeit in den Phylliten prädisponiert sind, führen Verletzungen der Rasendecke zu einer Ausdehnung von Kahlflächen durch Rasenabschälung, sommerliche Abspülungsprozesse und Solifluktion.

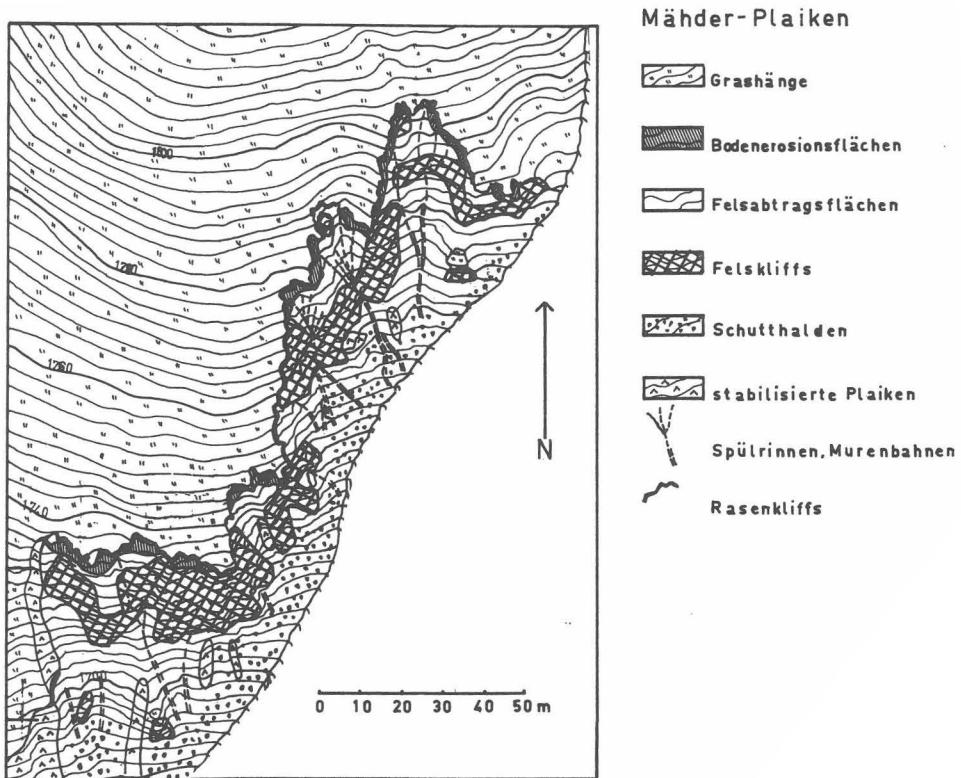


Abbildung 3: Detailkarte von Plaiken entlang des Lenkengrabens (Aufnahme: E. Stocker)

Plaiken beschränken sich jedoch nicht allein auf Steilflächen im Bereich gravitativ beanspruchter Gesteinspartien, sie sind auch auf Hängen der alpinen Stufe als flachgründige, verschieden ausgedehnte Kahlfächen verbreitet, ohne daß hier eine absolute Bindung an Hangfußzonen mit wirksamer Bachunterschneidung, an Gravitationsvorgänge im Fels oder an bestimmte Expositionen besteht. Es liegen hier lediglich mehr oder weniger scharf begrenzte Flächen mit beschleunigter Verwitterung und Denudation vor; derartige Plaiken scheinen an eine größerer Verwitterungsrate, lokal erhöhte Böschungswinkel und allochtone Beeinträchtigungen der Rasendecke (Lawinenschuf) gebunden zu sein (Bild 3).

### 3. PLAIKENFORMEN

Gemeinsam allen Typen von Plaiken ist das Vorhandensein sehr steiler Abtragsflächen ohne zusammenhängende Bodendecke und Vegetation, wofür eine Summe von Prozessen verantwortlich ist. Häufig kann auch eine bestimmte Abfolge von Formelementen beobachtet werden (Abb. 3, Bilder 2, 3) bei denen jeweils gewisse Prozeßgruppen dominieren.

Die Seiten- und Oberränder besitzen unregelmäßig gezackte, insgesamt hufeisenförmige Umrisse mit oft ausgeprägten, tief unterschrittenen Rasenkliffs. An diese schließen sich in den freigelegten, oft über 1 m mächtigen B- und C-Horizonten (alpine Braunerden) nach unten zu bis zum anstehenden Fels auskeilende Bodenabtragszonen an. Bei nischenartig in den Fels

eingreifenden Plaiken kommt es unterhalb der Bodenabtragszone zur Ausbildung eines Felskliffs, welches unregelmäßig von Steinschlagrinnen mit dazwischenliegenden härteren Bastionen und Pfeilern geformt ist. Die Fußzone des Felskliffs wird meist nicht von Schutthalden, sondern von bereits abgeschrägten Felsoberflächen, auf denen verschiedenste Transportvorgänge stattfinden (Felsabtragsflächen), gebildet. Bei größeren und ausgereiften Plaiken nehmen diese abgeschrägten Felsflächen den Hauptanteil ein. An der Basis der Plaiken befinden sich Schuttakkumulationen, deren Wachstum infolge Weitertransportes durch die Bäche limitiert ist. In ausgereiftem Entwicklungsstadium erlischt die Plaikenaktivität langsam und es kommt zu einer Begrünung der Halden und Felsabtragsböschungen durch Pioniervegetation, so daß man von stabilisierten Plaiken sprechen kann.

An Plaiken bei denen kein Felskliff vorhanden ist, treten die verschiedensten Umrißkonfigurationen und Dimensionen von wenigen Metern bis über 100 m auf. Bei allgemein geringeren Böschungswinkeln kommt es im Akkumulationsbereich zu oft unscharfen Grenzen zwischen der Mattenzone und unterschiedlich stabilisierten Flächen. Meist bilden derartige Plaiken auch nur geringfügige Einsenkungen in die umliegenden Hänge.

#### 4. ABTRAGUNGSPROZESSE AN DEN FELSKLIFFS DER PLAIKEN

Frosteinwirkung in Zusammenhang mit reichlichem Wasserangebot stellt den wesentlichsten Faktor bei der Aufbereitung des Gesteins an den Felskliffs und den Felsabtragsflächen dar. In deren Folge kommt es zu Steinschlag-Tätigkeit, wobei die dabei stattfindende mechanische Einwirkung auf den Untergrund meist zu weiterer Materialabwanderung führt. Die Intensität des Frostwechsels und damit des Steinschlag-Abtrags wird primär von der Frostwechselhäufigkeit und dem vorhandenen Wasserangebot gesteuert. Dies bedeutet, daß die Wirksamkeit wesentlich vom Grad der Schneebedeckung abhängt. Ausgewertet wurde daher die Zahl der Frost-

Tabelle 1: Frostwechsel und Schneeverhältnisse im Bereich der Plaiken um 1800 m.

	Sept	Okt	Nov	Dez	Jä	Feb	Mä	Apr	Mai	Ju	Jahr
1)	0,0	8,6	29,6	30,2	33,6	<u>37,8</u>	30,0	14,2	2,0	0,0	186,0
2)	1,8	10,0	24,6	31,6	26,2	31,8	<u>32,2</u>	25,8	5,0	0,0	189,0
3)	5,2	17,0	19,8	25,6	27,4	22,4	24,8	<u>37,2</u>	11,8	3,6	195,2
4)	7,8	13,4	18,0	18,6	18,8	18,0	19,6	<u>27,8</u>	15,8	6,8	165,2
5)	1,3	8,4	8,9	10,1	11,1	11,6	11,9	<u>16,0</u>	6,1	1,3	87,3
6)	2,2	7,4	7,7	6,1	6,9	5,6	7,8	<u>11,4</u>	7,8	2,4	65,1
7)		62,6	25,3	0	16,8	0	6,5	14,7	50,9		
8)		25,8	32,0	48,4	27,1	28,4	50,9	48,0	42,6		
9)		11,6	42,7	51,6	56,1	71,6	42,6	37,3	6,5		
10)	0	22,9	35,1	44,4	50,0	46,9	31,8	37,3	15,6	0	
11)	100	77,1	64,9	55,6	50,0	53,1	68,2	62,7	84,4	0	

1) Anzahl der Frostwechsel der Lufttemperatur 1974–79 in 660 m (Steinfeld), 2) in 1280 m (Rottenstein), 3) in 1680 m, 4) in 1960 m (Rottensteintal), 5) Anstiege der Lufttemperatur von unter auf über 0° C (1974–83) in 1680 m, 6) in 1960 m, 7) Prozentanteil der Tage mit voller Ausaperung der Plaiken 1974–79, 8) partieller Ausaperung, 9) geschlossener Schneedecke, 10) Prozentsatz von Frostwechseltagen bei geschlossener Schneedecke bezogen auf 1680 m, 11) Prozentsatz von Frostwechseltagen bei aperen und partiell aperen Plaikenoberflächen bezogen auf 1680 m.



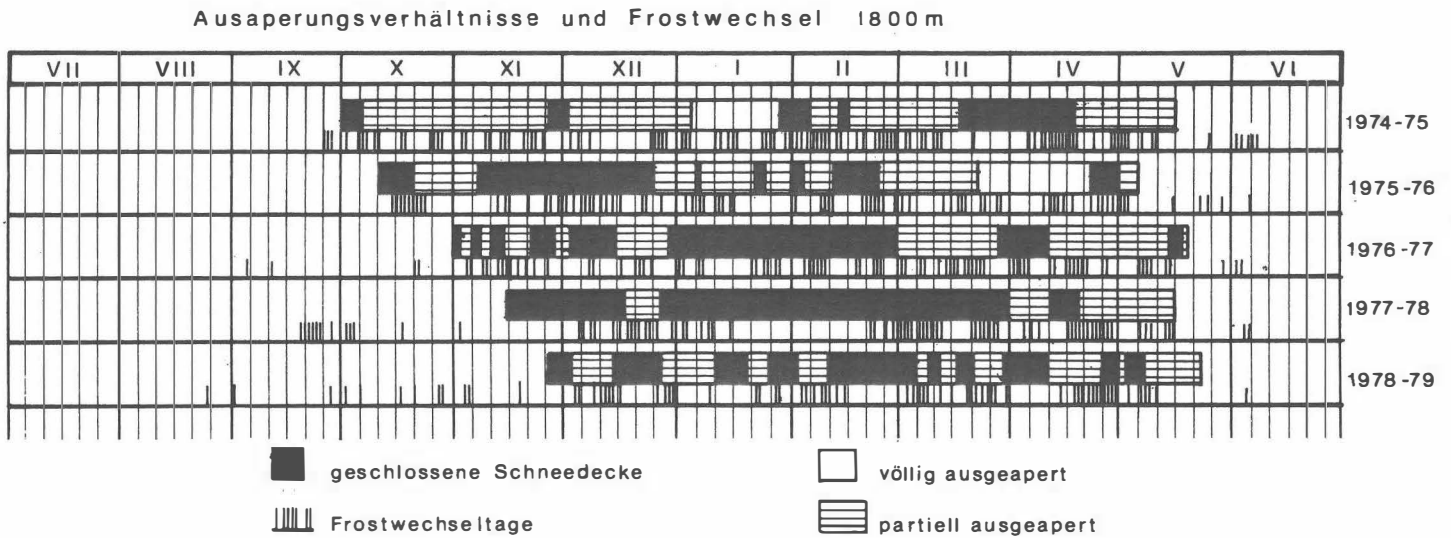


Abbildung 4: Schneebedeckungsgrad und Ausaperungsverhältnisse im Umkreis der südexponierten Plaiken um 1800 m (1974–1979)

wechsel in verschiedenen Höhen, die Anzahl der nach DOULAS 1980 geomorphologisch relevanten Frostwechsel, also die Zahl der Frostwechselzyklen nach Anstiegen der Temperatur von unter 0° auf über 0° C und die Prozentanteile der Tage mit Frostwechsel bei geschlossener Schneedecke sowie bei aperen bis teilweise aperen Plaikenoberflächen (Abb. 4, Tab. 1).

Zeitlich waren die Frostwechseltage in den tiefen Lagen im Drautal normalverteilt (Wintermaximum), in den höheren Lagen hingegen kam es zu einer Verschiebung des Hauptmaximums auf April und Bildung eines Sekundärmaximums im Dezember. Weiters konnte an den untersuchten Plaiken ein zeitliches Zusammenfallen der Frostwechselaktivität mit den Ausaperungsphasen beobachtet werden (Abb. 4). So fielen in den Monaten März bis Mai mehr als zwei Drittel der Frostwechseltage auf Tage ohne geschlossene Schneedecke, woraus sich im Zusammenhang mit Schneeschmelzprozessen eine besondere Effektivität der Frost-Tau-Zyklen ableiten läßt. Die Zahl der gemessenen Frostwechsel lag aufgrund der zur Verfügung stehenden 10-Jahresreihe geringfügig höher als dies aus den Tabellen von LAUSCHER 1947 und HADER 1955 hervorgeht. HADER errechnete für die Südalpen ein Maximum an Frostwechseltagen in 1100 m, nach LAUSCHER 1960 würde das Frostwechselmaximum auf eine Höhe von 1200 m fallen. Die Auswertung der Registrierstreifen der Hangstationen in 660 m, 1280 m, 1680 m und 1960 m ergab das Frostwechselmaximum jedoch erst in 1680 m (Tab. 1).

##### 5. MESSUNGEN DES STEINSCHLAG-ABTRAGS

Von 1971 bis 1980 wurde auf einer 30,16 m<sup>2</sup> großen Testfläche in 1800 m der Grobmaterialanteil (über 8 mm Korngröße) des Steinschlags im obersten Bereich einer insgesamt 2400 m<sup>2</sup> großen Plaike bestimmt. Die Testfläche wurde mit einem Stahldrahtnetz abgegrenzt, der entnommene Abtrag nach Korngrößen getrennt (Längsachsenmessung) und gewichtsmäßig bestimmt. Die Meßdauer umfaßte insgesamt 1.598 Tage (49 Materialentnahmen nach Zeitspannen von einer bis mehreren Wochen). Vor allem in den Wintermonaten waren nur nach längeren

Tabelle 2: Messungsergebnisse des Grobmaterialabtrags 1971–78 an einem Plaikenausschnitt mit Felskliff in 1800 m. Durchschnittswerte in g/m<sup>2</sup>/d, sowie Prozentwerte.

	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
Zahl d. Mess.	10	17	16	6	49
Tage	306	588	454	250	1.598
über 25,6 cm	41,05	1,42	11,65	18,65	18,15
%	44,7	12,2	15,0	33,0	30,6
12,8–25,6 cm	23,75	2,87	29,07	17,22	18,05
%	25,9	24,5	37,5	30,5	30,7
6,4–12,8 cm	14,04	3,11	21,23	11,18	12,27
%	15,3	26,7	27,3	19,8	20,8
unter 6,4 cm	12,89	4,29	15,67	9,45	10,50
%	14,1	36,6	20,2	16,7	17,8
Summe	91,73	11,69	77,62	56,50	58,99
%	38,64	4,92	32,69	23,75	100
Jahresabtrag:					21.532,15

Zeitspannen Messungen möglich. Nachteilig wirkte sich vor allem die Füllung der Auffangnetze mit Schnee aus; zeitweilig kam es auch zu Beeinträchtigungen durch Lawinen. Die sehr lange Meßperiode brachte insgesamt jedoch realistische Ergebnisse (Tab. 2).

Die Daten wurden wegen der verschiedenen langen und auch monatsübergreifenden Meßperioden nach Jahreszeiten gegliedert, wobei sich eine Einteilung in astronomische Jahreszeiten als besonders vorteilhaft erwies, weil damit das Spektrum der Abtragsprozesse am besten charakterisiert werden konnte. So stimmt die ohne nennenswerte frostdynamische Prozesse verlaufende Abtragsperiode sehr genau mit dem astronomischen Sommer überein und die durch Frostverwitterung gekennzeichneten Phasen decken sich recht gut mit den beiden Übergangsjahreszeiten; die winterliche, durch Schneedecke und seltene Auftauprozesse gebremste Abtragsperiode läßt sich gut auf die Zeit zwischen Ende Dezember und Ende März einschränken.

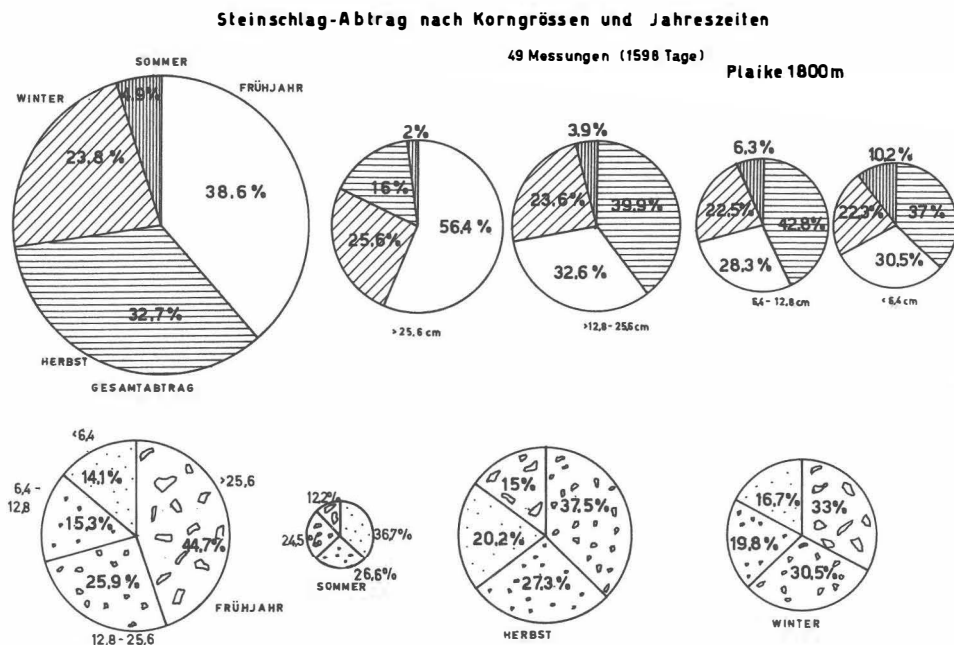


Abbildung 5: Prozentuelle Gliederung der Ergebnisse der Messungen des Steinschlag-Abtrags in 1800 m nach Korngrößen und Jahreszeiten

Bei einem durchschnittlichen Jahresabtrag von 21,5 kg/m<sup>2</sup> kann mit einem Felskliffrücktritt von mindestens 1 cm/Jahr gerechnet werden. Die Sommerabtragswerte umfassen nur 4,92% des Jahresabtrages und zeigen jährlich geringe Schwankungen (Abb. 5). Erwartungsgemäß überwiegen die feineren Fraktionen unter 6,4 cm mit 36,6% vom Gesamtabtrag. Bei fehlender Frosteinwirkung sind Starkniederschläge, Hagel und Fremdeinflüsse (Viehtritt oder Wildwechsel) für das Zustandekommen dieses Steinschlagabtrags verantwortlich. Mit der Zunahme der Frostwechsel im Herbst erhöht sich bei ausreichender Bodenfeuchte die Abtragsintensität sehr rasch. Bei Trockenheit kommt es aber nur zu geringen Auswirkungen der Frostwechselzyklen; beispielsweise wurde zwischen 30. 10. und 13. 11. 77 bei Trockenheit trotz fünf

Frostwechselzyklen nur etwa die halbe sommerliche Abtragsintensität ( $4,02 \text{ g/m}^2/\text{d}$ ) erreicht. Insgesamt entfällt jedoch auf den Herbst ein Drittel des Jahresabtrags. Die Korngrößenklasse von  $6,4 \text{ cm}$ – $25,6 \text{ cm}$  stellte dabei den größten Anteil. Spitzenwerte des Abtrags wurden zwischen 7. und 28. 12. 1971 mit  $302 \text{ g/m}^2/\text{d}$  gemessen.

Im Winter war eine geringe Abnahme der Abtragsmenge zu verzeichnen und die gröberen Fraktionen traten noch stärker in den Vordergrund; es ist jedoch mit einer stärkeren Variabilität der Abtragsintensität zu rechnen, dessen genaues Ausmaß schwer einzuschätzen ist. Die Materialentnahmen stammen vorwiegend aus Winterperioden mit geringerer Schneelage, in denen eine höhere Meßgenauigkeit erzielt werden konnte. Bei hoher Schneedecke dürfte die Abtragsintensität stark vom Grad der Ausaperung der Felskliffs abhängen; die Erfäßbarkeit des Abtrags war jedoch infolge des hohen Verlustes zu gering. Im Frühjahr erreichte der Stein-schlag-Abtrag mit fast 40% des Jahresabtrages den höchsten Wert. Fast die Hälfte davon entfiel auf Gesteinsstücke über  $25,6 \text{ cm}$ ; das bedeutet, daß in dieser Jahreszeit 56,4% des gesamten jährlich abgebauten groben Schuttes anfällt. Die Erklärung dafür liefern Auftauvorgänge der tieferen Gesteinspartien, eine stärkere Intensität der Frostwechselzyklen, die auch anhand von Messungen an den Bodenoberflächen nachgewiesen werden konnte, und die ständige Durchfeuchtung während der Schneeschmelze. Im Mai endet diese durch unmittelbare frostdynamische Prozesse in Gang gehaltene Stein-schlag-Aktivität. Der starke Schuttabbau setzt sich jedoch noch bis gegen Ende des Frühjahrs fort, da nun Regenfälle vom Frost gelockerte oder labil zwischengelagerte Stücke zum Abgleiten und Abrollen bringen. Auch im Frühjahr dürfte der tatsächliche Abtrag noch um einiges höher als der gemessene Abtrag liegen, da die Messungen teils durch Lawinen beeinträchtigt wurden. Im Sommer konnten praktisch keine, oder nur äußerst seltene und schwach wirksame Fröste registriert werden; so erklärt sich der nur geringe jährliche Abtragsanteil von etwa 5%, vorwiegend an feinerem Schutt.

Jährliche Summenkurven des Bodenabtrags an Plaiken

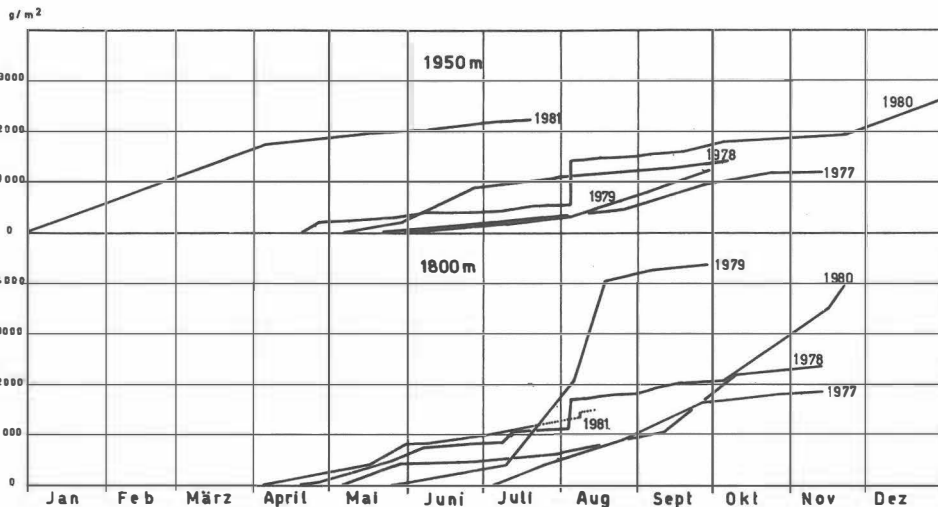


Abbildung 6: Summierte Werte des Bodenabtrags mit Entnahmezeiten an den Testflächen in 1800 m und 1950 m

## 6. DENUDATIONSVORGÄNGE IN DEN BODENABTRAGSZONEN DER PLAIKEN

Neben den aktiven Felskliffs spielen die Oberränder der Plaiken mit ihren Rasenkliffs und anschließenden Bodenabbauzonen eine besondere Rolle, da hier die Denudationsrate sowohl die Plaikenausdehnung nach oben, als auch die Aufbereitung des unten anschließenden Felskliffs und damit dessen Rückschreiten steuert. Während der Übergangsjahreszeiten und je nach Exposition auch teils im Winter kommt es hier zu intensiver Kammeisolfluktion, die vor allem an den Rändern durch das einsickernde Bodenwasser verstärkt wird, im Sommer dagegen finden auf diesen kahlen Steiflächen vorwiegend Abspülungsprozesse statt.

## 7. MESSMETHODEN UND PROBLEMATIK DER ABTRAGSMESSUNGEN

Infolge der großen Steilheit, der Störungsanfälligkeit gegen Steinschlag und Lawinen sowie der Frosteinwirkungen und der damit verbundenen technischen Schwierigkeiten bei der Installation, wurden nur einfache Vorrichtungen zum Auffangen des Materialabtrags verwendet. Dazu eigneten sich Feldmeßbleche, wie sie GERLACH 1967 oder LESER 1977 beschrieben haben. Da es sich beim Abtrag weitgehend um sandige bis kiesige Fraktionen handelt, die in einer Sedimentfalle rasch zu Boden sinken, war die Anlage des Abflusses am Oberrand des Meßbleches zweckmäßig wie beim Schuttfangkasten nach YOUNG 1960. Allerdings mußte damit ein geringfügiger Verlust von Schwebstoffen bei länger anhaltenden Niederschlägen in Kauf genommen werden. Die Korngrößenanalyse des Abtragsmaterials erfolgte mittels Trockensiebung für die Korngrößenklassen der Wentworth-Skala.

Die für die Bodenerosionsprozesse entscheidenden Sommerniederschläge wurden in einigen 100 m Entfernung von den Abtragsmeßstellen mittels eines Regenschreibers nach Hellmann in 1680 m bei möglichst geringer Windbeeinträchtigung registriert; die einzelnen Niederschlagsereignisse konnten nach Menge, Dauer und Intensität ausgewertet werden, die Maximalintensitäten wurden in Tages-, Stunden- und 1/10 Stundenintervallen gegliedert.

Die Messungen erfolgten an zwei Standorten:

- A) Bodenabtragszone nahe Plaikenoberrand in 1800 m, Meßfläche: 9,9 m<sup>2</sup>, Länge: 5,9 m, Böschung konvex von 31° bis 43°.
- B) Boden- und Felsabtragsfläche in 1950 m, Meßfläche: 10,7 m<sup>2</sup>, Länge: 7,3 m, Böschung konvex von 34° bis 40°

Korngrößenzusammensetzung an den Plaikenoberflächen der Meßstellen:

	A	B
Ton – Silt (unter 0,062 mm)	6,3%	7,5%
Sand (0,062-2 mm)	43,4%	24,0%
Kies (2–64 mm)	50,3%	64,1%
Steine (über 64 mm)	0,0%	4,4%

Ziel der Messungen war es, eine Korrelation zwischen Niederschlags-Input und Abtragsleistung herzustellen. Da während der Abtragsprozesse komplexe Bedingungen herrschen, welche dabei noch dauernd zeitlichen Änderungen unterworfen sind (LUK 1979), ist man vor allem in den USA, aber auch in Europa zu experimentellen Untersuchungen geschritten, welche es ermöglichen, Einzelfaktoren wie Hangneigung, Hanglänge, Bodenzusammensetzung und Niederschlagsintensität getrennt nach den vor sich gehenden Teilprozessen wie Prall- und Planschwirkung der Regentropfen (rainsplash) und Schichtspülung (wash) auf ihre Bedeutung hin zu überprüfen und brauchbare Erosionsparameter zu finden (WISHMEYER & SMITH 1958). Für Vorhersagezwecke und Vorkehrungsmaßnahmen gegen die Bodenerosion auf landwirtschaftlich genutzten Flächen wurden so möglichst einfache Formeln für die Erosivität der

Niederschläge auf den Boden gefunden; diese gehen von der Tatsache aus, daß bei Niederschlägen bestimmte Energiemengen auf der Bodenoberfläche wirksam werden, welche je nach der Erosionsanfälligkeit der Böden zu entsprechenden Bodenverlusten führen. Trotz zahlreicher Detailergebnisse dieser experimentellen Forschungen können die unter speziellen Bedingungen gewonnenen Ergebnisse der Korrelationen der verschiedenen Parameter nur in Annäherung an die tatsächlich in der Natur ablaufenden Prozesse gelten. Nach STOCKING 1978 bedeuten vor allem die ständigen Veränderungen von Regentropfenspektrum, Niederschlagsintensität, Oberflächenabfluß, Infiltrationsgeschwindigkeit, Bodenfeuchte und Mikrorelief während eines Niederschlagsereignisses besondere Schwierigkeiten bei der Korrelation zwischen Energie-Input und entsprechendem Abtrag. Hier wurde der Weg einer sehr zeitaufwendigen und vor allem unflexiblen Abtragsmessung gewählt, die dafür aber natürliche Bedingungen berücksichtigt, um die Abtragsprozesse im offenen Steilgelände der subalpinen und alpinen Stufe grob-quantitativ einschätzen zu können.

## 8. ERGEBNISSE DER ABTRAGSMESSUNGEN

Die jährlich summierten Abtragsbeträge (Abb. 6) zeigen zunächst beim Vergleich der Niederschlagsverhältnisse der Sommermonate wenig Beziehungen zu den täglichen Niederschlagsmengen. Die Zuwachsraten des Abtrags sind oft mangels häufiger Messungen nur als grobe Generalisierungen anzusehen. Nur die Summenkurven von 1980 und 1981 beruhen größtenteils auf wöchentlichen Messungen. besonders auffallend sind Zuwachssprünge, welche aus kurzen Niederschlagsereignissen resultieren. Die aus 55 vergleichbaren Zeitabständen stammenden Messungen brachten die Resultate in Tabelle 3.

Tabelle 3: Mittlere Abtragswerte aus 55 Messungen in 1800 m (A) und 1950 m (B). Die Zahlen in Klammern zeigen die Ergebnisse ohne den Maximalwert vom 4. 8. 80.

	A		B	
Abtrag g/m <sup>2</sup> /d	32,57	(22,39)	23,42	(7,83)
Standardabweichung	83,54	(37,45)	114,77	(5,96)
Standardfehler	11,66	(5,10)	15,48	(0,81)
Korrelationszahl		0,90016		(0,23737)
Maximalwert	582,55	(154,25)	865,67	(24,38)
Minimalwert	0,96		0,71	

Die Abtragswerte zeigen, daß der von BRYAN 1969 als Schwellenwert für Erosionsanfälligkeit angegebene Bodenverlust von 27 kg/m<sup>2</sup>/Jahr (= 75 g/m<sup>2</sup>/d) zumindest im Sommer im Durchschnitt nicht erreicht wird. Bei relativ hoher Standardabweichung korrelieren die Abtragswerte in 1800 m mit denen in 1950 m nur bei Einbeziehung des Extremwertes vom 4. 8. 1980, wo der 18- bzw. 37fache Tagesabtragswert erreicht wurde, gut. In der Woche vom 23. bis 30. 8. 1980 wurde dagegen nur 1/17 bzw. 1/19 des Tagesmittels erreicht. Nimmt man den Extremwert von 4. 8. 1980 heraus, reduziert sich das Tagesmittel in 1800 m um ein Drittel, jenes in 1950 m um zwei Drittel des ursprünglichen Wertes. Es muß aber betont werden, daß die Meßperiode arm an außergewöhnlichen Niederschlagsereignissen war.

## 9. KORRELATION DER ABTRAGSWERTE MIT PARAMETERN DES NIEDERSCHLAGS

Die Korrelation zwischen der durchschnittlichen täglichen Niederschlagsmenge und dem durchschnittlichen täglichen Abtrag war wegen der schwankenden Intensität der Niederschläge

überraschend niedrig. Hohe Tagesniederschläge von 8–20 mm verursachten zwar etwas erhöhten Abtrag, bei geringeren täglichen Regenwerten wurden aber sehr unterschiedliche Abtragswerte gemessen. So erreichte in 1800 m zwischen 9. 7. und 5. 8. 1978 die Bodenerosion bei einer mittleren Tagesniederschlagsmenge von 2,71 mm 60,68 g/m<sup>2</sup>/d, bei dem gleichen Niederschlagsmittelwert zwischen 30. 5. und 8. 6. 1981 jedoch nur 0,96 g/m<sup>2</sup>/d.

Tabelle 4: Korrelation der Abtragswerte mit Parametern des Niederschlags

	A	B
Zahl der Meßperioden	35	29
Korrelationszahlen des Abtrags zu:		
Niederschlagsmenge	0,2705	0,2514
Dauer der Niederschläge	0,2017	0,2122
mittlere Stundenmaxima	0,5264	0,5661
absolute Stundenmaxima	0,1437	0,0479
mittlere Maximalintensität	0,8338	0,8713
absolute Maximalintensität in mm/6 min	0,2580	0,1728

Auch in bezug auf die Niederschlagsdauer ließ sich erwartungsgemäß nur eine geringe Korrelierbarkeit herstellen. So wurden bei einer durchschnittlichen Niederschlagsdauer von 7,71 Stunden/Tag vom 7.–28. 6. 1980 in 1800 m nur 4,02 g/m<sup>2</sup>/d Abtrag gemessen, während vom 8.–30. 6. 1981 bei durchschnittlich nur 3,5 Stunden Niederschlag/Tag 6,87 g/m<sup>2</sup>/d erodiert wurde. Einen Korrelationswert mit der Vertrauensgrenze von über 99% erbrachte jedoch die Beziehung mit den mittleren einstündigen Niederschlagsmaxima (Summen der Stundenmaxima in bezug auf die Zahl der Niederschlagsereignisse). Trotzdem wurden bei gleich hohen Intensitätswerten äußerst unterschiedliche Abtragswerte gemessen. So ergab sich bei einem Wert von 7,96 mm/h vom 5.–18. 8. 1978 in 1800 m ein Abtrag von 154,2 g/m<sup>2</sup>/d; derselbe Abtrag wurde auch bei einem mittleren Stundenmaximum von 3,64 mm zwischen 18. 8. und 6. 9. 1978 gemessen. Die günstigste Korrelierbarkeit brachten die Werte der durchschnittlichen Maximalintensität. Sie wurden pro Niederschlagsereignis aus der maximalen Steigung der Graphen auf dem Registrierpapier zwischen 0,1 und 1 Stunde ermittelt. Die Intensitätswerte von verschiedenen langen Zeitspannen wurden summiert und in Niederschlagswerten pro 0,1 Stunde ausgedrückt. Auch bei der Anwendung der Korrelationsrechnung auf einzelne Jahre ergab sich noch eine Vertrauensgrenze von mindestens 95%. In den Zeitspannen mit kurzen Meßintervallen waren die Vorausbedingungen natürlich am besten, so etwa für das Jahr 1980, wo auch bei Weglassen des den Korrelationswert steigernden Extremwertes vom 4. 8. noch eine Vertrauensgrenze von 99% erreicht wurde. Im Frühjahr lassen sich aber auch Beispiele finden, wo bei relativ niedriger Maximalintensität hohe Abtragswerte erreicht werden. So fand zwischen 27. 4. und 25. 5. 1980 in 1800 m bei nur 0,416 mm/0,1 h mittlerer Maximalintensität eine Erosion von 14,39 g/m<sup>2</sup>/d statt, während zwischen 30. 6. und 6. 7. 1981 bei 1,74 mm/0,1 h nur 11,13 g/m<sup>2</sup>/d abgetragen wurde. Ähnliches zeigte sich auch bei der Meßstelle in 1950 m. Diese Abweichungen dürften auf die im Mai noch frostaufgelockerten Bodenoberflächen, auf denen auch weniger intensive Niederschläge hohe Abträge erzielen, zurückzuführen sein.

Der niedrige Korrelationskoeffizient der Abtragswerte mit den absoluten Maximalintensitäten in mm/0,1 h erklärt sich daraus, daß ergiebige Niederschläge ohne extreme Spitzenwerte zu wenig berücksichtigt werden. Beispielsweise erreichte der absolute Spitzenwert zwischen 7. und 12. 7. 1980 die Intensität vom 2,2 mm/0,1 h, die durchschnittliche Maximalintensität näherte

sich mit 1,52 mm/0,1 h diesem Wert. Insgesamt fielen in diesem Zeitraum 17,5 mm Niederschlag in 1,15 Stunden, mit Stundenwerten bis 10 mm. Bei einem Tagesmittel von 22,6 mm bewirkte dies immerhin einen Abtrag von 41,08 g/m<sup>2</sup>/d. Andererseits wurde auch ein relativ hoher Spitzenwert von 5,6 mm/0,1 h in 1800 m nur mit durchschnittlich 4,4 g/m<sup>2</sup>/d wirksam, da die Niederschlagswerte, die Stundenspitzen und durchschnittlichen Intensitätswerte zu niedrig waren. Auch die Niederschlagsart ist entscheidend: So wurde am 8. 8. 1981 bei einer Spitzenintensität von nur 2,7 mm/0,1 h infolge Hagel ein Abtrag von 79,72 g/m<sup>2</sup>/d erreicht.

#### 10. ANALYSE DES KORNGRÖSSENSPEKTRUMS DES ABTRAGS

Die granulometrischen Summenkurven aus den Einzelmessungen lassen sich ähnlich wie beim Abtrag durch Steinschlag zu Typenkurven für bestimmte Jahreszeiten zusammenfassen (Abb. 7). Deutlich unterscheidet sich der durch die sommerlichen Regenfälle zustandegekommene Abtrag hinsichtlich des Korngrößenaufbaus von jenem aus den Übergangsjahreszeiten (Mai, Juni, zweite Septemberhälfte, Oktober) mit Beteiligung von Frost, und jenem Abtrag der ausschließlich unter Einwirkung der Frostdynamik (vorwiegend Kammeissolifluktion) zustandekam. Die Gesamtabtragsintensitäten zeigt Tab. 5.

Tabelle 5: Gesamtabtragsintensitäten nach Jahreszeiten

	1800 m g/m <sup>2</sup> /d	1950 m
Sommer	31,59 (aus 244 d)	8,09 (aus 178 d)
Winter	21,52 (aus 118 d)	19,33 (aus 332 d)
Übergangsjahreszeiten	13,16 (aus 159 d)	9,59 (aus 189 d)

Erwartungsgemäß spiegeln sich die in den einzelnen Jahreszeiten veränderten Abtragungsbedingungen in der Korngrößenverteilung wider. Während der Sommerabtrag eine Normalverteilung mit Maximum bei den Korngrößen von 1–2 mm aufweist, verschiebt sich der Spitzenanteil im Winter in die Bereiche über 6,4 bzw. 12,6 cm. In den Übergangsjahreszeiten stimmt das Korngrößenspektrum des Abtrags etwa mit der Zusammensetzung des Substrats der Bodenerosionszonen überein, da einerseits Frostprozesse eine Mobilisierung der Grobanteile bewirken, andererseits bei Regen Feinmaterial abgespült wird. Im Sommer besteht in 1950 m 66% des Abtrags aus Korngrößen von 0,25–8 mm, im Winter dagegen 72% über 32 mm. Der Anteil der Fraktionen unter 0,062 mm erreicht in 1800 m im Sommer noch 11%, im Winter jedoch nur mehr 2%, in 1950 m 0,7%. Nur wenige der registrierten Starkregenereignisse führten nachweislich zu bedeutend höheren Abtragswerten, meistens dürften sie aber in den längeren Meßperioden durch Ausgleich mit den Phasen geringen Abtrags untergegangen sein. Eine deutliche, sprunghafte Zunahme des Abtrags zeigte sich aber immer als Reaktion auf Hagelschlag, und zwar auch dann, wenn das entsprechende Niederschlagsereignis noch unter der Starkregengrenze lag. Während des Hagelunwetters am 4. 8. 1980 mit insgesamt 10,6 mm Niederschlag (8,6 mm in 12 Minuten) und Hagelkörnern von über 1 cm Durchmesser wurde ein Abtrag von 582,55 g/m<sup>2</sup> in 1800 m und 865,67 g/m<sup>2</sup> in 1960 m gemessen. Der übrige dreimonatige Gesamtabtrag ergab nur 39% dieses einen Abtragsereignisses. Das Korngrößenspektrum mit Normalverteilung war stark in Richtung der gröberen Fraktionen verschoben. Bei einem etwas schwächeren Hagel am 8. 8. 1981 (5,4 mm in 12 Minuten) und einem Abtrag von 79,72 g/m<sup>2</sup> in 1800 m fiel diese Verschiebung des Maximums in Richtung der gröberen Fraktionen entsprechend geringer aus.



### Granulometrische Summenkurven und Häufigkeitsverteilungen

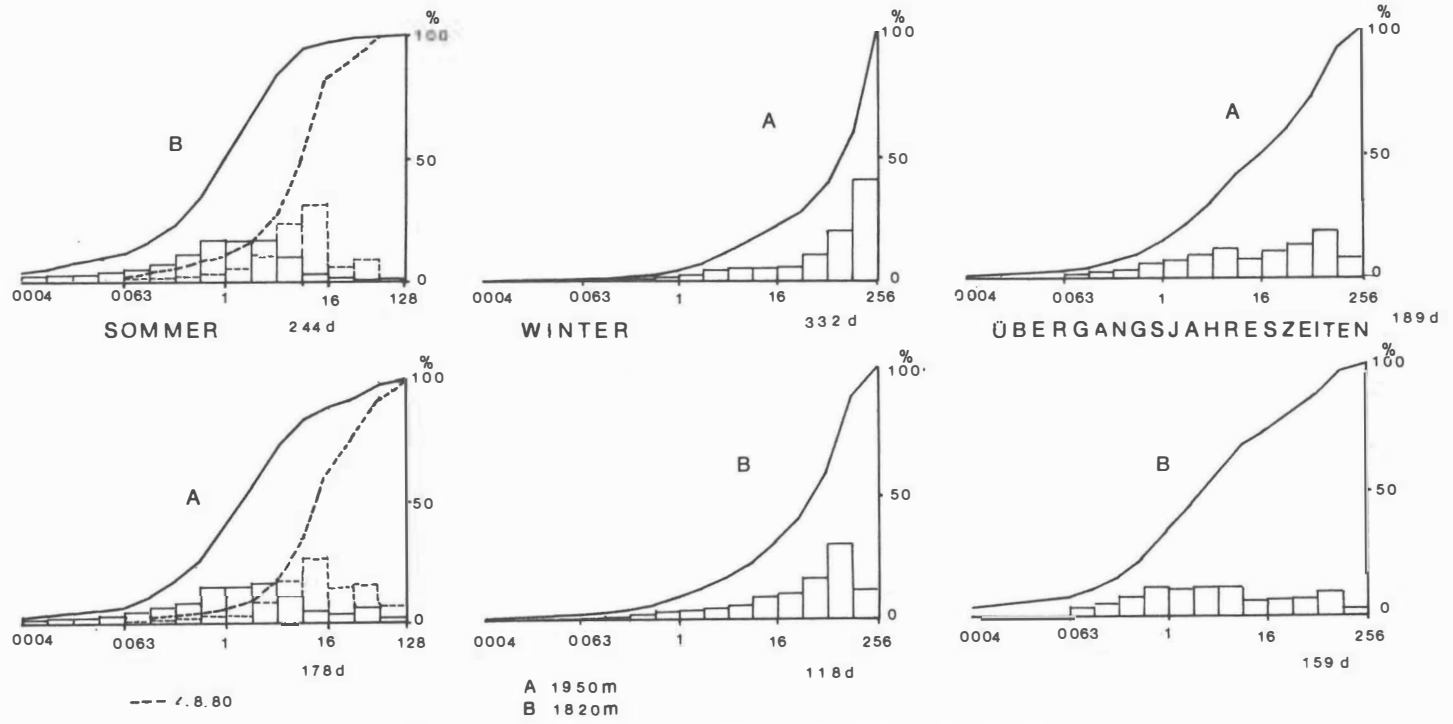


Abbildung 7: Ergebnisse der Korngrößenanalysen des Abtrags durch Solifluktion und Abspülung gegliedert nach Jahreszeiten

## 11. DISKUSSION DER ERGEBNISSE DER ABTRAGSMESSUNGEN SOMMERLICHER ABSPÜLUNGSPROZESSE

Die Mechanismen des Abspülungsprozesses, die Wirkung des Regentropfenaufschlages (rain-splash) und die durch den Wasserfilm der Oberfläche bzw. konzentrierte Gerinne verursachte Flächenspülwirkung (rain-wash), konnten meßmethodisch nicht differenziert werden; bei dem komplizierten Wechselspiel dieser Mechanismen in Abhängigkeit von der Infiltrationsrate und der Verminderung der Aufprallwirkung der Regentropfen durch die Bildung einer Wasserhaut an der Oberfläche (Planschwirkung) sowie vieler anderer Parameter, müßten zum Detailstudium einzelner Mechanismen kontrollierte Laborbedingungen geschaffen werden (LUK 1979). Die Materialentnahme (entrainment) erfolgt durch Trennung der Bodenaggregate beim Regentropfenaufschlag, aber auch durch Oberflächenspülung selbst. Im Falle der untersuchten Steiflächen muß besonders bei Starkregen und Hagel noch der Absturz von Steinen in Rechnung gestellt werden. Die Abspülung erfolgt nahe der Obergrenze der Plaiken in Form einer unkonzentrierten Flächenspülung, die aber nach wenigen Metern bereits mit einer Rinnenspülung einhergeht. Mit der Hangneigung ist zunächst bis zu einem gewissen Schwellenwert eine Zunahme des Erosionsverlustes anzunehmen. Experimente von BRYAN 1979 erbrachten hinsichtlich dieser Relation eine polinomiale Funktion, die aber bei „splash“ und „wash“ jeweils verschieden ist. Die größere Abtragsleistung an der etwas steileren Meßfläche in 1800 m dürfte noch zusätzlich durch die mächtigere Feinmaterialauflage der Reste des B-Horizontes zurückzuführen sein.

Der Effekt der Bodenerosion hängt grundsätzlich von der Erosionsanfälligkeit (erodibility) der Oberfläche ab (MORGAN 1979); Studien von BRYAN 1969 ergaben, daß die Erosionsanfälligkeit von Gebirgsböden vor allem von der Aggregatstabilität abhängt und Waldböden mit geringerer Aggregatstabilität stärker erodierbar sind. Die Aggregatstabilität wird von Ton- und Humusgehalt gesteuert, wobei letzterer entscheidender ist. Auch SCHMIDT 1979 stuft Böden mit höherem Gehalt an Ton- und Humuskolloiden, welche stabilisierend auf das Aggregatgefüge wirken, als besonders widerstandsfähig gegen Abspülung ein, während schluffige Substrate infolge guter Wasseraufnahmefähigkeit und Schlammbarkeit insgesamt gut erodierbar sind. Daneben spielen natürlich Wasserdurchlässigkeit, Bodenfeuchte und Bodenstruktur eine bedeutende Rolle. Die Korngrößenzusammensetzung der obersten 5–10 cm an den Bodenerosionsflächen ist durch einen geringen Anteil an Fraktionen unter 0,062 mm (6–10%) und einen großen Anteil an der Kies- und Steinfraktion gekennzeichnet; er beträgt bei der Meßstelle A in 1800 m 50%, in 1950 m sogar 68,5%. An den B- und C-Horizonten dieser alpinen Braunerden kann der die Schlufffraktion erfassende Spülvorgang daher auch im Sommer kaum mehr als 10% des Gesamtabtrags ausmachen, doch wird durch die Spülprozesse das Freiwerden von Sanden und Kiesen gesteuert. Aufgrund der gemessenen Abtragsleistung können die Bodenerosionsflächen der Plaiken zwar nicht als ausgesprochen erosionsanfällig bezeichnet werden (vgl. oben). Infolge der großen Steilheit und der Klimaverhältnisse in dieser Höhenstufe, sind aber die Abtrags effekte so groß, daß eine Stabilisierung durch Vegetation nicht stattfinden kann.

Neben der Erosionsanfälligkeit der Böden selbst spielt die Erosivität (erosivity) oder Erosionswirksamkeit der Niederschläge eine entscheidende Rolle (MORGAN 1979). Nach SOONS & RAINER 1968 ergab die Korrelation des Regens mit dem Abtrag, wie sie aufgrund einer einfachen linearen Regression von WISHMEIER & SMITH 1958 und 1962 ermittelt wurde, jedoch eine Reihe von Problemen, welche auf die Bodenkompaktion zurückzuführen waren (infolge Bodengefrorenis); aber auch im Sommer konnte keine konstante Relation gefunden werden. SCHMIDT 1979 stellte fest, daß hohe Intensität der Niederschläge allein noch keine hohen Abtragsraten bewirke, sondern erst in Kombination mit einer längeren Niederschlagsdauer

er und zwar ab gewissen Schwellenwerten. Als einen solchen Schwellenwert gab er 20 mm Niederschlag bei einer Intensität von 0,5 mm/min an. Auch STOCKING 1978 betont, daß Erosionsparameter nur als Annäherungsvariable gesehen werden können. Ohne Einbeziehung der kinetischen Energie, nur unter Heranziehung der durchschnittlichen Maximalintensitäten der Niederschläge ließen sich an den Erosionsflächen der Plaiken gute Korrelationen zum sommerlichen Abspülvorgang herstellen. Aber auch hier kam es zu großen Abweichungen von der Regressionsgeraden, die sich aus anderen Niederschlags- und Bodenparametern erklären lassen. Ähnlich den von SOONS & RAINER 1968 in den neuseeländischen Südalpen erzielten Ergebnissen von Feldexperimenten ließ sich weiters an den Plaikenoberflächen ein starker Abtrag bei geringer Niederschlagsmenge und -intensität nach Beendigung der Frostwechselzeit im Spätf Frühjahr infolge Bodenauflockerung und Bodendurchmischung feststellen. Im Gegensatz zu den von SCHMIDT 1979 auf Ackerflächen in der Schweiz (mit weitgehend anderer Bodenzusammensetzung) erzielten Ergebnissen, wurden auf den untersuchten Plaikenoberflächen auch bei anhaltenden, sogar über der Starkregengrenze liegenden Niederschlägen keine stark überdurchschnittlichen Abtragswerte gemessen. Allerdings stieg bei kurz dauernden Starkregen der Abtrag sprunghaft an, am stärksten war die Reaktion auf Hagel, der im Meßzeitraum voraussichtlich unterrepräsentiert auftrat. Die Bedeutung von Hagelniederschlägen für die Bodenerosion im Hochgebirge ist daher besonders hoch einzustufen.

Es stellt sich somit die Frage nach den eigentlichen Abspülmechanismen auf Flächen mit dominierendem Anteil an groben Fraktionen. BRYAN 1969 unterscheidet drei Phasen von Abspülvorgängen bei Tests mit simulierten Regen: Bei Auftreffen der Regentropfen kommt es zunächst zu einem Lockerungsprozeß, bei dem die Prallwirkung der Regentropfen infolge ihrer kinetischen Energie voll wirksam wird, was einen hohen Abtrag und die Bildung von Miniaturkegeln mit Steinchen an der Spitze bewirkt. In der zweiten Phase beginnt die Verschlammung feineren Materials und teilweise auch dessen Ausfiltration und damit die Bildung einer Kruste, welche die Infiltration verringert. Dies führt zur Bildung eines Wasserfilms an der Oberfläche und zur Verstärkung des Oberflächenabflusses, wodurch die Abschwemmung verstärkt wird, zugleich aber die starke Prallwirkung der Regentropfen in eine schwächer wirksame Planschwirkung übergehen läßt. Auch auf den Plaikenoberflächen sind derartige Vorgänge zu beobachten. Da der leicht verschlammbare Feinanteil nur gering ist, bildet sich einerseits sehr rasch ein Steinchenpanzer, welcher die Splash-Wirkung verringert, andererseits kommt es zu einer raschen Ausfiltration des Feinmaterials und zu Bildung einer mehrere Zentimeter dicken Kruste, welche bei Austrocknung verhärtet. Bei mäßigen bis starken, aber anhaltenden Niederschlägen stellen sich daher eher stabile Verhältnisse ein, wobei der Steinchenpanzer einen guten Schutz vor der Prallwirkung der Regentropfen bietet und infolge Infiltration nur ein kleinerer Teil an verschlammbarem Material abgespült wird. Es bildet sich dabei eine nur dünne Wasserhaut und in gewissen Abständen Regenrinnen, die aber infolge des steinigen Untergrundes nur wenig eingetieft sind. Die langsame Reduzierung des Feinmaterials führt schließlich an der Oberfläche zu einer immer stärkeren Anreicherung von kiesigen, grobsandigen und steinigen Partikeln, welche nur durch lokale Unterspülung in Bewegung geraten können. Es sind alle Übergänge von einem Körnchenpanzer bis zu einem Steinpflaster zu beobachten. So können auch lang anhaltende Niederschläge mit Stundenintensitäten von 5–10 mm keine besonders hohen Abspüleffekte erzielen. Die Tatsache, daß der weitaus größte Teil der Niederschläge einschließlich ihrer Maximalintensitäten unter der Starkregengrenze liegt (Abb. 8), führt infolge Feinmaterialausschwemmung und Filtrierung zu einem Mangel an verfügbaren Sedimenten und damit zu keinen besonders hohen Abtragswerten. Daher sind nur jene Niederschlagsereignisse besonders erosionswirksam, welche in der Lage sind, das Steinchenpflaster zu mobilisieren. Durch den Aufprall von Hagelkörnern und großen Regentropfen

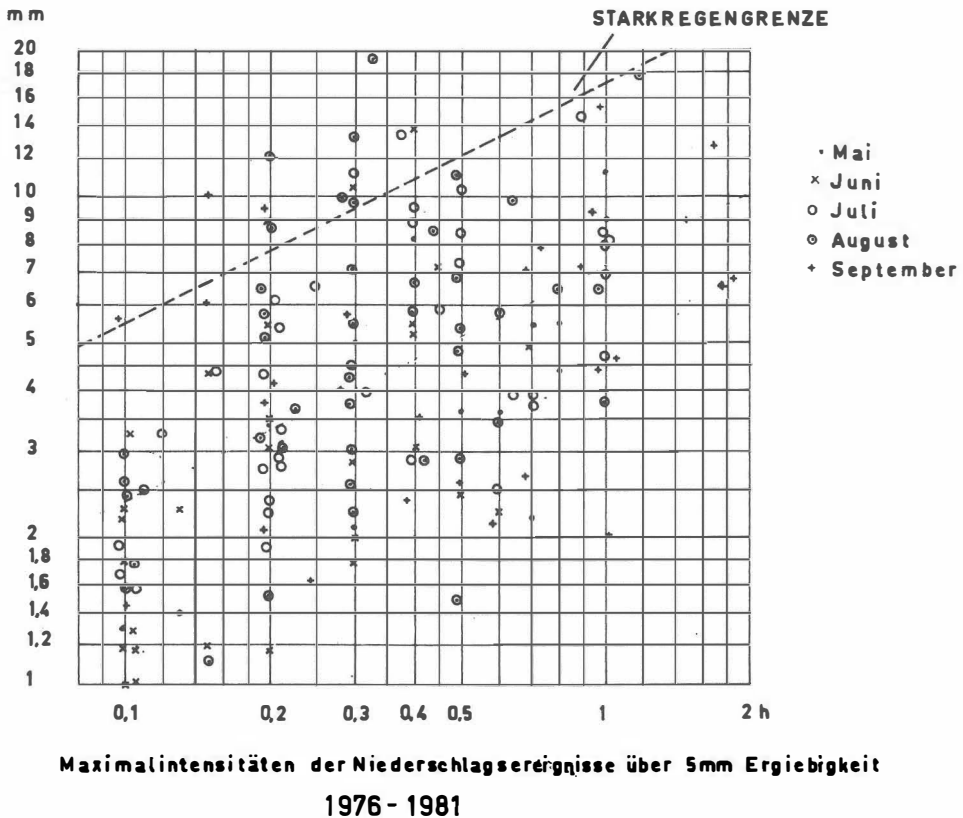


Abbildung 8: Auswertung von Regenschreiberaufzeichnungen der Sommerniederschläge in 1680 m

werden die auf den Erdsockeln sitzenden Steinchen, welche mit den darunterliegenden feinen Bodenteilchen verkittet waren, gelockert und in Bewegung gebracht. Diese Lockerung kann auch durch seitliche Stöße von emporgeschleuderten Körnern vor sich gehen. Es kommt dabei zu ihrer Versetzung und unter Umständen auch zu ihrem Absturz oder Abrollen. Je nach der Intensität des Hagels erfaßt die Mobilisierung mehr oder weniger grobe Korngrößen bis zu Steinchen von mehreren Zentimetern Durchmesser.

Auf weniger steilen Flächen beobachteten MOYERSONS & DE PLOEY 1976 und DE PLOEY, SAVAT & MOYERSONS 1976 eine Kriechbewegung des Körnchenpanzers (splash-creep) und konnten diese auch experimentell nachweisen; danach übernimmt diese Kriechbewegung auch eine Steuerfunktion in der gesamten Abtragung. Aus der generellen langsamen Abwärtsbewegung des Mikro-Pflasters durch starke Stöße und seitliche Treffer entwickelt sich ab einer gewissen Neigung eine rollende und stürzende Bewegung. Der Hagel vom 4. 8. 1980 führte zu einer fast völligen Beseitigung des Mikro- und Steinpflasters. Daneben wurde auch die oberflächliche Feinmaterialkruste stark durch Einschläge der Hagelkörner beschädigt. Größere Steine können auch in eine Gleitbewegung übergehen, so daß es vor allem an den steinigten Erosionsflächen der Plaiken der alpinen Stufe zur Bildung streifenartiger Muster kommt.

Schuttstau an größeren Blöcken und Felsvorsprüngen veranschaulicht deutlich diese Gleitvorgänge bzw. die Kriechvorgänge des Steinpanzers. Zu einer grundlegenden Störung der Kruste und des Steinpflasters führt auch die Mikrosolifluktion, welche eine Durchmischung und Auflockerung einer Oberschicht von mehreren Zentimetern bewirkt. Ähnliche Störungen erzeugt weiters der Viehtritt, woraus allerdings nicht gefolgert werden kann, daß bei häufigem Begang, etwa durch Schafherden eine wesentliche Abtragserhöhung eintritt. Durch die Anlage isohypsenparalleler Terrassierungen ist auch eine Stabilisierung der Kriech- und Gleitprozesse der Steindecken möglich.

## 12. KAMMEISSOLIFLUKTION UND RASENABSCHÄLUNG

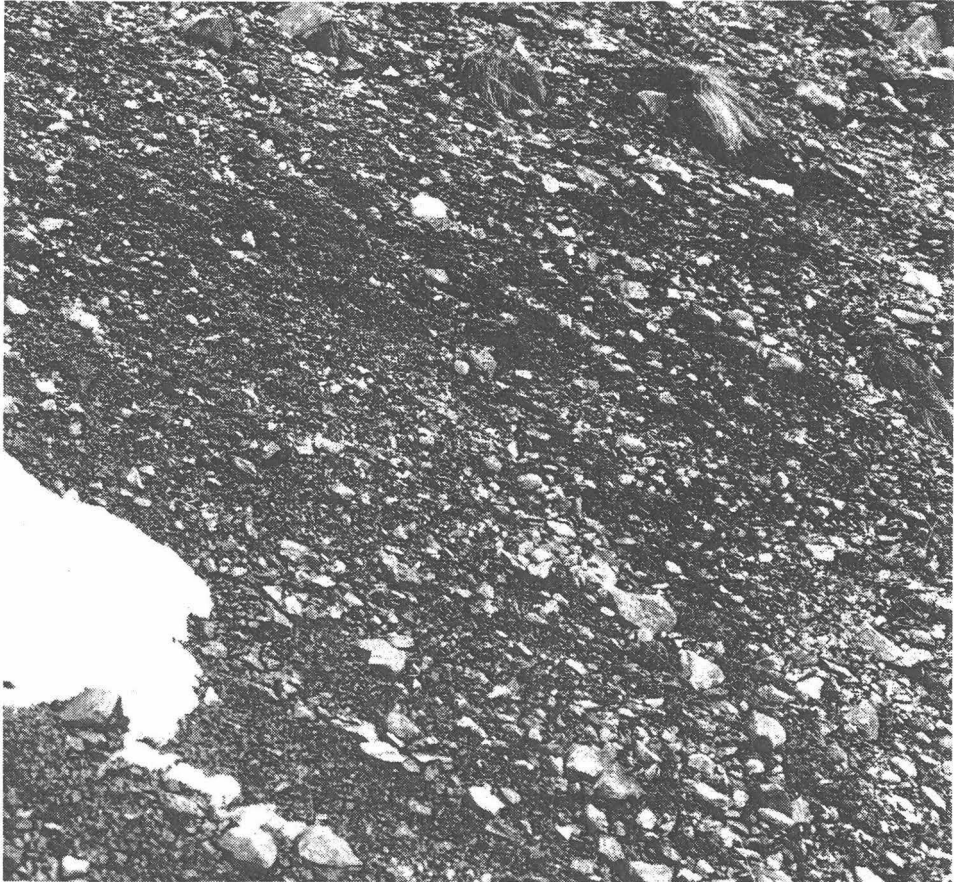
Da die Plaiken immer in mehr oder weniger spitzem Winkel die randlich angrenzenden oft über 1 m mächtigen alpinen Braunerden schneiden, entstehen Bodenerosionszonen, die in den kalten Jahreszeiten zugleich Zonen der Mikrosolifluktion darstellen. Einerseits geht dabei durch die Kammeissolifluktion (TROLL 1944) ein Abtransport der anstehenden B- und C-Horizonte vor sich. Andererseits kommt es an den Rasenrändern zur Rasenabschälung, welche primär auf die Wirkung der Kammeissolifluktion (TROLL 1944, 1973) zurückgeführt werden kann. Die Prozesse der Mikrosolifluktion werden noch durch ausreichende Verfügbarkeit von Wasser an dieser Schnittfläche zwischen Felskliffoberrand und Rasendecke begünstigt, da hier zugleich auch der Hangwasserhorizont aufgeschlossen ist. Auch die Bodenzusammensetzung mit einem hohen Anteil an sandigen Bestandteilen erhöht die Frostempfindlichkeit. Nach SCHMID 1955 bietet vor allem ein Feinsandanteil von 15–20% günstige Voraussetzungen für die Kammeissolifluktion. Bei einem Sandanteil an der Testfläche in 1800 m von über 40% (davon etwa 11% Feinsand) und günstigen mikroklimatischen Bedingungen an vor allem südexponierten Steiflächen, bestehen gute Voraussetzungen für eine hohe Abtragswirksamkeit. Eine diesbezügliche Fallstudie vom 11.–18. 2. 1981 zeigt, daß bei kaltem Strahlungswetter ohne Frostwechsel der Lufttemperatur an zwei Stellen der Bodenoberfläche der Plaike Frostamplituden bis über 10° C und Tauamplituden bis über 15° C auftraten. Bei milderem Strahlungswetter mit täglichen Minima knapp unter –2° C und täglichen Maxima meist über 5° C sanken die Minima an der Oberfläche ebenfalls nur auf –2° C, während die Maxima häufig über 15° C stiegen.

Beobachtungen über die Vorgänge der Mikrosolifluktion an der Testfläche in 1800 m zeigten einen dreiphasigen Abtau- und Denudationsprozeß: auf der durch den Nachtfrost bis ca. 10 cm tief von Eisnadeln aufgelockerten, krümeligen, aber hart gefrorenen Unterlage kam es zunächst zum Ablösen, Abstürzen und Abrollen von Brocken und Steinchen, die nur in geringem Eisverband mit der gefrorenen Unterlage standen. In der zweiten Phase konnte eine Zunahme des oberflächlichen Wasserangebotes festgestellt werden. Das Wasser dringt in die Hohlräume zwischen die noch stabilen Krümel ein und bildet Mikrotümpel. Die dritte Phase war durch eine Wasserübersättigung und Fließbewegungen gekennzeichnet. Das Überfließen von Wasser aus den Mikrotümpeln löste Kettenreaktionen und schließlich die Bildung von Kleinmuren von einigen Metern Länge aus, da auch die Eisnadeln in den Krümeln zusammenbrachen. Daneben kommt es zu verbreitetem breiartigen Fließen und anschließend zu Versickerung bzw. Abtrocknen an der Oberfläche. Im Frühjahr 1983 konnten während der Bodenauftauvorgänge an Plaiken in 2000 m Muren von über 10 m Länge mit Akkumulationen bis zu 1 m<sup>3</sup> beobachtet werden. Vor allem in den Spätherbstmonaten kann bei Schneemangel eine derart starke Austrocknung der durch das Kammeis gelockerten und gut durchlüfteten Oberschichte eintreten (TROLL 1973), daß das labil geschichtete Substrat bei geringem Anstoß spontan flächenhaft die Steilböschungen abgleitet. An der Grenze der Plaikenfläche zur Rasendecke führt der Prozeß der Kammeissolifluktion zur Unterminierung und Bildung der bekannten Rasenkliffs, die

praktisch geschlossen die Seiten- und Obergrenzen der Plaiken bilden. Während in den windgeschützten Lagen unter 1900 m praktisch ausschließlich die Kammeissolifluktion für die Rasenkliffbildung verantwortlich ist, kommt es in den höheren, exponierteren Lagen auch zu einer Beteiligung des Windes an der Rasenabschälung (TROLL 1973). Höhenzonal sind diesbezüglich auch in den morphologischen Erscheinungsbildern der Plaiken markante Unterschiede



**Bild 4:** Bodenabtragszone am Oberrand einer Plaik in 1800 m. Intensive Kammeissolifluktion führt an den meist über 40° steilen Flächen zu einer raschen Reduzierung des B-Horizontes und damit zum Nachbrechen weiterer Rasenstücke. Nach Ende der Frostperiode erhöht sich die Erodierbarkeit des Bodens infolge seiner aufgelockerten, krümeligen Textur



**Bild 5: Mikrosolifluktion mit Streifenmuster an einer alpinen Plaike bewirkt bereits bei relativ geringem Gefälle rasche Materialverfrachtungen**

festzustellen: während an den Plaikern mit Felsnischen und Felskliff, die meist durch Bachunter-schneidung initiiert wurden, nur die Gestalt der Plaikerränder von Kammeissolifluktion und Rasenabschälung bestimmt wird, können diese Prozesse in der alpinen Stufe auch die Plai-kenentwicklung einleiten und Umrisse, Ausmaße und Verbreitung entscheidend beeinflus-sen. Die von TROLL 1944 und 1973 in den Alpen und anderen Gebirgen beschriebenen „Kahlflächen“ entsprechen also weitgehend jenem Typ von Plaikern, der ohne Ausbildung markanter Felskliffs lediglich eine Zone der Mikrosolifluktion in Verbindung mit Rasenabschälung und sommerlicher Bodenabspülung darstellt. Nach erfolgter Bod-enreduzierung stellen diese Flächen zugleich Zonen der durch Frostverwitterung vorangetrie-benen Felsdenudation (Felsabtragsflächen) dar.

Der Abtrag durch Mikrosolifluktion konnte nur mittels Erosionsmeßstäben an der Testfläche in 1800 m geschätzt werden. Dabei wurden zwischen 20. 4. 1980 und 3. 7. 1982 12 Ablesungen an jeweils 4 Meßstäben vorgenommen. Während im Sommer kaum Änderungen im Niveau der Bodenoberfläche festzustellen waren (durchschnittliche monatliche Zunahme der Bodenhöhe:

0,43 mm), kam es in den anderen Jahreszeiten durchschnittlich zu einer monatlichen Abnahme der Bodenhöhe von 5,08 mm, zwischen 23. 11. 1980 und 4. 4. 1981 sogar um 9,26 mm/Monat. Das sommerliche etwa gleichbleibende Niveau bedeutet also einen Gleichgewichtszustand zwischen Anlieferung und Abtransport, während zu Zeiten mit wirksamer Mikrosolifluktion oft eine drastische Erniedrigung der Oberfläche festzustellen war. Die Abtragsleistung ist also in den kalten Jahreszeiten insgesamt höher als im Sommer einzuschätzen. – Die große Bedeutung der Kammeissolifluktion, vor allem in der alpinen Stufe, wird auch durch das Auftreten von Miniaturstreifenböden, ähnlich den von HEINE 1977 beschriebenen Formen unterstrichen und es ergeben sich große Ähnlichkeiten zu den von MIDRIAK 1972 und 1978 in der Belaaer Tatra untersuchten Destruktionsformen. Dagegen kommt der mechanischen Entfernung des Rasens durch Kriechschnee und Lawinen, bekannt von KARL 1961 aus dem oberen Allgäu, eine geringere Bedeutung zu. Initiierung und Weiterbildung der Plaiken dürften in den schneereichen Nördlichen Kalk- und Kalkvoralpen grundsätzlich unter einem anderen Kräftefeld erfolgen.

### 13. MORPHOGENESE UND MORPHODYNAMIK DER PLAIKEN

In der Kreuzeckgruppe und anderen zentralalpinen Gebirgen dürfte die Plaikenbildung primär von Hangneigung und Stabilität des Gesteinskörpers gesteuert werden. So zeigt die Verteilung der Plaiken im Untersuchungsgebiet eine auffallende Anlehnung an das eingeschnittene Rinnensystem, wo Neigungen von 40° überschritten werden. Im mittleren Lesachtal (Kärnten), beschreibt MOSER 1975 in hochteilmobilen kristallinen Schiefern Muschelabrüche und Nischenabrüche. Bei diesen kann ähnlich wie etwa in der nördlichen Grauwackenzone (STOCKER 1971) eine gute Übereinstimmung von Flächen mit ausstreichenden Bewegungsbahnen und Plaikenflächen beobachtet werden. Instabile, durch Bergzerreißung und Talzuschub beanspruchte Gesteine ermöglichen an Steilböschungen, die im Zuge der Felsgleitbewegungen zustande kamen (Ausbißflächen von Scherflächen), oder aber durch intensiviertere Rinneneinschneidung entstanden, günstigste Angriffsmöglichkeiten durch die beschriebenen Prozesse der Verwitterung, Mikrosolifluktion und Oberflächenabspülung. Die aus den Nördlichen Kalkalpen bekannten Prozeßkombinationen, nach denen Plaiken zumindest teilweise als quasinatürliche Formen und ihre Zunahme im Zusammenhang mit dem jungen Strukturwandel in der Almwirtschaft gesehen werden, können im zentralalpinen Bereich keine befriedigende Erklärung dieser Formen liefern.

So spielen etwa Rutschungsprozesse, ausgelöst durch das Eindringen von Wasser in Spalten der Rasendecke (SCHAUER 1975) für die Initialgenese der Plaiken hier nur eine untergeordnete Rolle. Auch die von LAATSCH & GROTTENTHALER 1973 beschriebenen Schneeschurfflächen und durch Schneegleiten entstandenen Formen des Narbenversatzes, welche auf mangelnde Almpflege zurückgeführt werden, bzw. die von KARL 1961 beschriebene „Abblauung“ durch Schneekriechen treten im Beobachtungsgebiet nur sehr selten auf. Die Untersuchung von KELCH, DREXLER & ZECH 1977, welche sich weniger mit den Abtragsprozessen als mit den Resultaten der Abtragung befaßt, bestätigt die rezente Abtragszunahme und betont, daß der durch Entwaldung hervorgerufene Humusabbau einhergehend mit einer Reduzierung der Ton-Humus-Koppelung einen Verlust des Bodengefüges an Stabilität bewirke. Eine Erweiterung des Ursachenspektrums für Plaiken ergibt sich auch aus der von RIEDL 1982 dargelegten umfangreichen Plaikentypisierung, vorgenommen an der Südabdachung des Tennengebirges. Auch hier wird durch den jungen Strukturwandel eine Änderung des Gefüges von Boden und Vegetation hervorgerufen, was wiederum zu einer geänderten Morphodynamik und in der Summenwirkung zu einer Plaikenausdehnung führt.



Derartige Veränderungen konnten im Untersuchungsgebiet, wo es nur zu einer gewissen Extensivierung der Schafweide gekommen ist, nicht nachgewiesen werden. Wegen der langsamen Änderungsraten erwies sich die Bestimmung der Zu- und Abnahme von Plaikenflächen aufgrund des Luftbildvergleichs als undurchführbar. Die Umrißveränderungen der Plaiken könnten also nur mittels Nahbereichsphotogrammetrie quantitativ bestimmt werden. Ansonsten ergeben sich allerdings Hinweise für Erweiterungen bzw. Stabilisierungen von Plaiken. Infolge des ständigen Wachstums dieser steilen Abtragsböschungen wurden Almwege abgeschnitten und mußten oft mehrfach umgelegt werden, was an den alten Anlagen noch erkennbar ist. Die Ergebnisse der Abtragsmessungen bestätigen diese langsame Entwicklung. Bei einem Mindestabtrag von  $19,5 \text{ kg/m}^2/\text{Jahr}$  (realistischer erscheint bei Annahme eines Verlustes von 25% ein Gesamtabtrag von etwa 24 kg), würde sich eine jährliche Zurückverlegung der Felskliffs von mindestens 0,7 bis 1 cm ergeben. Daraus resultiert bei den meist  $37^\circ$  steilen Hängen unter Annahme von 43 bis  $50^\circ$  steilen Felskliffs eine rückschreitende Entwicklung, welche langfristig einen Wert von 7 cm pro Jahr erreicht. Eine Vergrößerung der Plaiken um 10 Metern würde bei gleichbleibender Abtragsintensität je nach Felskliffsteilheit also zwischen 105 und 230 Jahren beanspruchen.

Der starke räumliche Zusammenhang zwischen Plaiken- und Rinnenentwicklung (STOCKER 1983) erklärt sich aus einer jungen Phase der Tiefenerosion der Gerinne im Ausmaß von 5–15 Metern (deutlich an den Knicken der stabilen Seitenhänge sichtbar). Die so im Nahbereich der Tiefenlinien entstandenen Steilböschungen waren im Bereich instabiler Gesteinsmassen Ausgangspunkt für eine beschleunigte Kliffrückwanderung und somit Plaikenentwicklung. Diese Entwicklung kann solange hangaufwärts voranschreiten, bis eine Begradigung der unterschrittenen Böschung erreicht ist (meist bei etwa  $40^\circ$  Neigung). Als Ursache der Tiefenerosion könnte die Waldrodung im Almbereich, verbunden mit einer Herabdrückung der Waldgrenze um 200–300 m in Frage kommen. Derartige Rodungen in einer flächenmäßig breit ausgestatteten Hochregion müssen einerseits verstärkten ruckartigen Abfluß mit einhergehender Steigerung der Tiefenerosion der Bäche, andererseits erweiterte Lawinentätigkeit und damit Beseitigung des Waldbestandes an den Rinnenseitenhängen bewirken. Die damit verbundenen Bodenverletzungen an den Rinnenseitenhänge führen wiederum zu verstärkter Denudation, woraus sich eine Steigerung des Transportes und somit der Tiefenerosion in den  $20\text{--}30^\circ$  steilen Bachbetten ableiten läßt. Insgesamt besteht eine hohe Wahrscheinlichkeit, daß die Phase der Rinneneintiefung mit der dadurch ausgelösten Plaikenentwicklung als großteils quasinatürliche Prozesse anzusehen sind, welche durch die mittelalterlichen Waldrodungen ausgelöst wurden.

#### 14. ZUSAMMENFASSUNG

Plaiken als Kahlflächen an Steilhängen der alpinen und subalpinen Stufe treten in der Kreuzeckgruppe (Kärnten) häufig in Verbindung mit Gravitationsbewegungen im festen Fels auf und bestehen meist aus einer Bodenabtragszone mit begrenzenden Rasenkliffs und einem Felskliff mit anschließender Felsabtragszone. Sie werden vielfach dort ausgelöst, wo Hangteile gewisse Maximalböschungswinkel überschreiten, beispielsweise entlang von Gräben. Oberflächenabspülung, Mikrosolifluktion und Rasenabschälung führen zu einer beschleunigten Denudation. Bei Übergreifen auf den Fels bilden sich häufig nischenartige Wandstufen, welche rasch durch Frostverwitterung und Steinschlag zurückverlegt werden.

Mehrjährige Messungen des Steinschlag-Abtrags ergaben, daß dieser im Frühjahr mit durchschnittlich  $92 \text{ g/m}^2/\text{d}$  die größte Intensität (nahezu 40% des Jahresabtrags) erreicht. Bei einem Jahresabtrag von mindestens  $21,5 \text{ kg/m}^2$  kann mit einem Felskliffrücktritt von 1 cm/Jahr gerechnet werden. Für die einzelnen Jahreszeiten ergab sich ein jeweils charakteristisches

Korngrößenspektrum des Schuttes. An Bodenabtragszonen konnten Jahresabtragswerte zwischen 6 und 12 kg/m<sup>2</sup> gemessen werden, wobei es sehr unterschiedliche Reaktionen auf die jahreszeitlich wechselnden Klimaeinflüsse gab. Bei Hagel wurden die höchsten Abtragsintensitäten mit bis zu 866 g/m<sup>2</sup> in 15 Minuten gemessen. Es stellte sich eine gute Korrelation von Abtragsmenge zu den mittleren Maximalintensitäten der Niederschläge im Meßzeitraum heraus. Ferner lieferten sowohl einzelne Niederschlagsereignisse als auch gesamtjahreszeitliche Witterungseinflüsse charakteristische Korngrößenspektren des Abtrags.

Eine in den letzten Jahrzehnten zunehmende Plaikenausdehnung im Zusammenhang mit dem jungen Strukturwandel in der Almwirtschaft konnte nicht festgestellt werden. Die gemessene Abtragsintensität sowie langfristige Geländebeobachtungen lassen den Schluß auf eine langsame Plaikenentwicklung im Verlauf von Jahrhunderten zu, die erst endet, wenn der Maximalböschungswinkel unterschritten wird. Möglicherweise war die mittelalterliche Waldrodung der Höhenzone, welche die Lawinentätigkeit und Tiefenerosion in den Rinnen förderte, für einen Teil dieser Denudationsformen verantwortlich. Dafür spricht die Anknüpfung der Plaikendynamik an eine junge Phase der Rinnenerosion.

## LITERATURVERZEICHNIS

- BECK, H. (1930, 1933): Geologische Aufnahmsberichte aus dem Blatt Mölltal. – Verh. Geol. B. A. 1930: 31–33, 1933: 25–28.
- BRYAN, R. B. (1969): The relative erodibility of soils developed in the Peak District of Derbyshire. – Geogr. Ann. 51 A (3): 145–159.
- (1979): The influence of slope angle on soil entrainment by sheetwash and rainsplash. – Earth Surf. Processes 4: 43–58.
- DE PLOEY, J., J. SAVAT & J. MOEYERSONS (1976): The differential impact of some soil loss factors on flow, runoff, creep and rainwash. – Earth Surf. Processes 1: 151–162.
- GERLACH, T. (1967): On the placement of stakes of measuring downhill creep. – Rev. géom. dyn. 17: 167–168.
- GÖTZINGER, G. (1907): Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. – Geogr. Abh. 9.
- HADER, F. (1955): Klimazahlen zur Beurteilung der alpinen Frostverwitterung. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. 97: 26–34.
- HEINE, K. (1977): Zur morphologischen Bedeutung des Kammeises in der subnivalen Zone randtropischer semihumider Hochgebirge. – Z. Geomorph. 21: 57–78.
- KARL, J. (1961): Blaikenbildung auf den Allgäuer Blumenbergen. – Jb. d. Ver. zum Schutze der Alpenpflanzen und -tiere 26: 34–62.
- KELCH, G., O. DREXLER & W. ZECH (1977): Über den Bodenabtrag im Kampenwandgebiet. Versuch einer quantitativen Erfassung der Zusammenhänge zwischen Bodenabtrag und den Faktoren Höhenlage, Exposition, Hangneigung, Muttergestein und Bodennutzung. – Z. Geomorph. Suppl. Bd. 28: 134–147.
- LAATSCH, W. & W. GROTTENTHALER (1973): Labilität und Sanierung der Hänge in der Alpenregion des Landkreises Miesbach. Bayerisches Staatsministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forstbau: 57 S.
- LAUSCHER, F. (1947): Langjährige Durchschnittswerte für Frost und Frostwechsel in Österreich. – Jb. d. Zentralanst. f. Meteorologie und Geodynamik in Wien N. F. 83: 18–30.
- (1960): Lufttemperatur. – Klimatographie von Österreich. Österreichische Akademie d. Wiss. Denkschriften d. Gesamtkademie, Wien 3. Bd., 2. Lief.: 137–206.
- LUK, S. H. (1979): Effect of soil properties on erosion by wash and splash. – Earth Surf. Processes 4: 241–255.
- MIDRIAK, R. (1972): Deštrukcia pôdy vo vysokohorskej oblasti Belanských Tatier. – Lesnícke Štúdie 11–12: 206 S.
- (1978): Die Intensität einiger morphogenetischer Prozesse in der Belaeer Tatra/Westkarpaten. – Mitt. Forstl. Bundes-Versuchsanst. Wien. 125: 31–39.
- MORGAN, R. P. C. (1979): Soil erosion. Topics in Applied Geography series. Longman, 113 S.
- MOSEER, M. (1975): Die Faktoren der Hangformung in kristallinen Schieferen (Mittleres Lesachtal/Kärnten). – Z. Geomorph. 19: 40–65.
- MOEYERSONS, J. & J. DE PLOEY (1976): Quantitative data on splash erosion, simulated on unvegetated slopes. – Z. Geomorph. Suppl. Bd. 25: 120–131.
- PENCK, A. (1894): Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart.
- RIEDL, H. (1982): Die Prägestalt des sozioökonomischen Strukturwandels auf Morpho- und Pedosphäre des subalpinen Lebensraumes. Mitt. Österr. Bodenkundl. Ges. 25: 5–51.
- SCHAUER, T. (1975): Die Plaikenbildung in den Alpen. – Schr. Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft 1: 1–30.
- SCHMIDT, R.-G. (1979): Probleme der Erfassung und Quantifizierung von Ausmaß und Prozessen der aktuellen Bodenerosion (Abspülung) auf Ackerflächen. – PHYSIOGEOGRAPHICA, Basler Beitr. z. Physiogeogr. 1: 239 S.
- SCHMIED, J. (1955): Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. – Heidelberg, 144 S.
- SEILER, W. (1983): Bodenwasser- und Nährstoffhaushalt unter Einfluß der rezenten Bodenerosion am Beispiel zweier Einzugsgebiete im Basler Tafeljura bei Rothenfluh und Anwil. – PHYSIOGEOGRAPHICA, Basler Beitr. z. Physiogeogr. 5: 510 S. u. Kartenband.
- SOONS, J. M. & J. N. RAYNER (1968): Micro-climate and erosion processes in the Southern Alps, New Zealand. – Geogr. Ann. 50 A: 1–15, 120–122.
- STÄBLEIN, G. (1970): Grobsediment-Analyse als Arbeitsmethode der genetischen Geomorphologie. – Würzburger Geogr. Arb. 27: 203 S.

- STINY, J. (1910): Die Muren. Versuch einer Monographie mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in den Tiroler Alpen. – Innsbruck: 139 S.
- STOCKER, E. (1971): Plaiken – Erscheinungsbilder rascher Hangentwicklung. – Mitt. naturwiss. Ver. d. Stmk. 101 (Festschr. zum 60. Geburtstag von H. Paschlger): 163–174.
- (1983): Hangzerschneidung und Phasen der Rinnenentwicklung am Beispiel des Lenkengrabens, Kreuzeckgruppe. – Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens Univers. Graz (Festschrift für S. O. Morawetz zum 80. Geburtstag): 179–189.
- STOCKING, M. A. (1978): The measurement, use and relevance of rainfall energy in investigations into erosion. – Z. Geomorph. Suppl. Bd. 29: 141–150.
- TROLL, C. (1944): Strukturböden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. – Geol. Rdsch. 34: 545–694.
- (1973): Rasenabschälung (Turf-Exfoliation) als periglaziales Phänomen der subpolaren Zone und der Hochgebirge. – Z. Geomorph. Suppl. Bd. 17: 1–32.
- WISCHMEIER, W. H. & D. D. SMITH (1958): Rainfall energy and its relationship to soil loss. – Trans. American Geophys. Union 39: 285–291.
- ZISCHINSKY, U. (1966): Bewegungsbilder instabiler Talflanken. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 17: 127–168.
- YOUNG, A. (1960): Soil movement by denudational processes on slopes. – Nature 188: 120–122.

### Summary

In the alpine and subalpine regions of the Kreuzeckgruppe (Carinthia) unvegetated side slopes of ravines called "Plaiken" often appear in connection with rock instabilities. Usually they consist of a soil erosion zone undermining the turf and a scar with adjacent bedrock denudation. They frequently originate in slopes which exceed the critical angle, e. g. in ravines. Rainwash, needle ice activity and turf exfoliation lead to accelerated denudation, when affecting rock itself rock faces are formed which rapidly retreat owing to frost action and rockfall.

In spring rockfall has maximum intensity on an average of 92 g/m<sup>2</sup>/d (i. e. 40% of the annual rockfall) as tests carried out for several years have shown. Rockfall of at least 21,5 kg amounts to a retreat of 1 cm per year. All seasons of the year show specific grain sizes of the denudation material.

In areas of soil erosion denudation of 6 to 12 kg/m<sup>2</sup> were found; different reactions owing to the given influences of the year. In hail storms maximum intensities of denudation (to 866 g/m<sup>2</sup>) could be observed. Soil erosions were in good proportion to the medium maximum intensities of rainfalls of the period of the test. Rainfalls and climatic influences of the seasons caused typical sizes of denudational material.

In the increasing expansion of "Plaiken" during the last decades no connection with new methods in the field of Alpine pasturing could be noted. The found intensity of denudation as well as long-term observations of the area lead to the conclusion that a slow development of "Plaiken" happens in the course of centuries, ending only when the critical angle remains under the maximum.

Probably the medieval conversion from forest to grass of the mountainside was responsible for a number of these forms of denudation; this is substantiated by increases of downcutting and avalanche activity.