



MÜNSTERSCHE GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Friedrich - Karl Holtmeier

DIE BODENNAHEN WINDE
IN DEN HOCHLAGEN DER INDIAN PEAKS SECTION
(Colorado Front Range)

Ludwig Hempel

PHYSIOGEOGRAPHISCHE STUDIEN
AUF DER INSEL FUERTEVENTURA
(Kanarische Inseln)

SCHÖNINGH

Friedrich - Karl Holtmeyer

Die bodennahen Winde in den Hochlagen der Indian Peaks Section
(Colorado Front Range)

Ludwig Hempel

Physiogeographische Studien auf der Insel Fuerteventura
(Kanarische Inseln)

MÜNSTERSCHE GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

**Herausgegeben von den Hochschullehrern des Instituts für Geographie
der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster**

Wilfried Bach · Hermann Hambloch · Heinz Heineberg · Ludwig Hempel ·

Ingrid Henning · Friedrich-Karl Holtmeier · Cay Lienau · Alois Mayr ·

Karl-Friedrich Schreiber · Ulrich Streit · Peter Weber · Julius Werner

Schriftleitung: Alois Mayr

Heft 3

Friedrich - Karl Holtmeier

**Die bodennahen Winde
in den Hochlagen der Indian Peaks Section
(Colorado Front Range)**

Ludwig Hempel

**Physiogeographische Studien
auf der Insel Fuerteventura
(Kanarische Inseln)**

Alle Rechte, auch das der auszugsweisen photomechanischen Wiedergabe, vorbehalten.

© 1978 by Ferdinand Schöningh, Paderborn, ISBN 3 - 506 - 73203 - x

Gesamtherstellung: Phototechnische Zentralstelle der Universität Münster

Einbandgestaltung: F. - K. Holtmeier, M. Michelka

Friedrich-Karl Holtmeier
Die bodennahen Winde in den Hochlagen der Indian Peaks Section
(Colorado Front Range)

I n h a l t

	Seite	
1.	Das Untersuchungsgebiet	5
1.1	Lage und orographische Verhältnisse	5
1.2	Windklimatische Situation	5
2.	Problemstellung und Zielsetzung	10
3.	Die Windrichtungskarte	12
3.1	Durchführung der Kartierungen	12
3.2	Die Windwirkungsindikatoren	13
3.2.1	Wuchsformen	13
3.2.2	Deflation, Winderosion ("Rasenkliffs", Windsichelrasen)	15
3.2.3	Schneeflecken, Schneetälchen	15
3.2.4	Schneepilzschäden	16
3.3	Kartierungsergebnisse	16
3.3.1	Verbreitungsbild der Windwirkungsindikatoren	16
3.3.1.1	Ostflanke	16
3.3.1.2	Westflanke	19
3.3.2	Windrichtungsverteilung	20
3.3.2.1	Obersicht	20
3.3.2.2	Einzelbeispiele	21
3.3.2.2.1	Oberes Fourth of July-Tal, Diamond-Tal	21
3.3.2.2.2	Jasper-Tal, Devils Thumb-Kar, Storm-Tal, Woodland-Tal	22
3.3.2.2.3	Jenny Lake-Kar, Yankee Doodle Lake-Kar, Guinn Mountain	23
3.3.2.2.4	Satanta Peak-Gebiet	24
4.	Zusammenfassung und Ausblick	25
5.	Summary and Outlook	27
6.	Anmerkungen	29
7.	Literaturverzeichnis	30
8.	Bildanhang	33



1. Das Untersuchungsgebiet

1.1 Lage und orographische Verhältnisse

Die Colorado Front Range ist ein Teil der östlichsten Gebirgsketten der Rocky Mountains. In einer Länge von rund 290 km erstreckt sie sich in vorherrschend nord-südlicher Richtung zwischen der Staatsgrenze Colorado/Wyoming und dem Tal des Arkansas bei Canon City. Im Norden und Süden geht sie kaum merklich in die anschließenden, ebenfalls meridional verlaufenden Gebirgsketten über (Abb. 1).

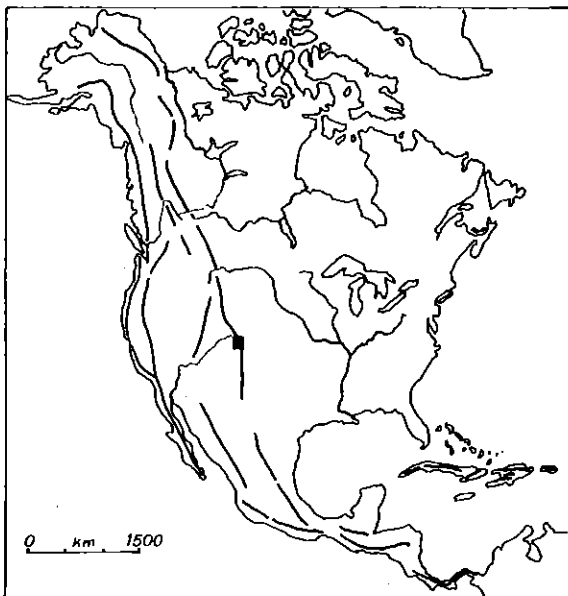


Abbildung 1. Lage der Colorado Front Range

Die vorliegenden Untersuchungen wurden in der Indian Peaks Section ²⁾ der Front Range sowie in dem sich an diesen Abschnitt im Süden anschließenden Gebiet bis zur Einsattelung des Rollins Passes (3.560 m) durchgeführt. In diesem Bereich weist das Gebirge ein stark asymmetrisches Querprofil auf (vgl. Abb. 2). Im Osten grenzt seine Fußzone an die Kurzgrasprairie der Plains. Von rund 1.800 m steigt es dann in mehreren Stufen auf einer horizontalen Entfernung von knapp 40 km zum stellenweise über 4.000 m hohen Hauptkamm an. Dieser bildet auch die Hauptwasserscheide zwischen Pazifik und Atlantik (Continental Divide). Die Westabdachung ist vergleichsweise kurz. Im südlichen Abschnitt des Untersuchungsgebietes fallen die Gebirgsflanken auf einer horizontalen Distanz von etwa 8 km zu dem zwischen 2.600 und 2.700 m hoch gelegenen intermontanen Becken von Fraser und Tabernash (auch "Middle Park" genannt, s. TWETO

1957) mit seinen Artemisiensteppen ab. Im nördlichsten Abschnitt ist die Westflanke rund 10 bis 16 km breit und reicht bis an die Granby Mesa und das Granby Reservoir (ca. 2.700 m). Eine Vorstellung von der vertikalen Erstreckung der Vegetationsstufen vermittelt die Abbildung 2 (vgl. auch MARR 1961, LOLLAU 1976).

Beide Gebirgsflanken unterscheiden sich auch in ihrer orographischen Gestaltung. Die Front Range ist aus einer großen antiklinalen Aufwölbung entstanden, die wiederholt von Hebungs- und Einebnungsvorgängen erfaßt worden ist (vgl. VAN TUYL & LOVERING 1935). Auf der breiten Ostabdachung prägen weithin in verschiedenen Niveaus übereinanderliegende, schwach reliefierte Rumpfflächenreste das Landschaftsbild. Auch auf der Westseite sind solche vorhanden, doch ist ihre Ausdehnung viel geringer. In den Hochlagen (hochmontane, subalpine und alpine Stufe) wurden diese fröhertären Rumpfflächenreste durch die pleistozänen und jüngeren Vereisungen tiefgreifend überformt (s. dazu: HENDERSON 1911, JONES & QUAM 1944, IVES 1953, RICHMOND 1960, 1965, THORNBURY 1965, BENEDICT 1967, 1968, MADOLE 1972), so daß hier die Landschaft ein deutlich alpines Gepräge trägt, während die mittleren Lagen der Front Range nahezu Mittelgebirgscharakter besitzen. Das gilt insbesondere für die Indian Peaks Section.

Der Bereich östlich des Hauptkammes ist wesentlich stärker glazial überformt worden als die Westseite, da auf der Ostseite die Voraussetzungen für die Bildung von Gletschern günstiger waren. Die Ostflanke liegt im Lee der das Gebirge beherrschenden westlichen Winde (s. dazu: OUTCALT 1965, OUTCALT & MacPHAIL 1965, MAHANEY 1965 ³⁾). Oberdies sind in den oberen Gebirgslagen erheblich ausgedehntere Akkumulationsgebiete vorhanden als auf der relativ steil abfallenden Westseite.

1.2 Windklimatische Situation

Die Front Range wird ganzjährig von meist starken Winden aus dem westlichen Quadranten beherrscht (Abb. 3). Entscheidend prägen sie die klimatische und ökologische Situation. Eine Vorstellung von der Größenordnung der Windstärken, ihres vertikalen Gradienten und ihres Jahrganges vermitteln die

Meßdaten von vier auf der Ostflanke des Gebirges zwischen der unteren montanen und der oberen alpinen Stufe registrierenden Stationen (Abb. 2, 4)⁴. Für vorliegende Untersuchung sind die Werte der auf dem breiten West-Ost-verlaufenden Niwot Ridge gelegenen Station D-1 (3.750 m) von besonderem Interesse. Sie dürften nicht nur für andere entsprechend windausgesetzte Areale in der alpinen Stufe, sondern auch für den ausgedehnten forest-tundra-ecotone (= Waldkampfbzone) charakteristisch sein, eher jedenfalls als die wesentlich geringeren Windgeschwindigkeiten der 700 m tiefer in einer Waldlichtung errichteten Station Como (3.048 m). An keiner dieser Station werden jedoch die Windrichtungen aufgezeichnet.

Für die Westseite des Untersuchungsgebietes liegen überhaupt keine Messungen vor. Anhaltspunkte bieten dort aber die Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitsregistrierungen des Forest Service auf dem Mines Peak (Lawinenwarndienst) und am Fool Creek (vgl. Abb. 5, 6, 7). Die Beobachtungsreihen beider Stationen lassen die Dominanz der westlichen Winde klar hervortreten, wobei am Mines Peak, wie auch in der freien Atmosphäre (vgl. Abb. 3), die NW-Komponente überwiegt.

Im Hinblick auf die in den Hochlagen der Westseite auftretenden Windgeschwindigkeiten geben die Werte vom Mines Peak den einzig brauchbaren Hinweis. Wenn dort auch möglicherweise die orographischen Ver-

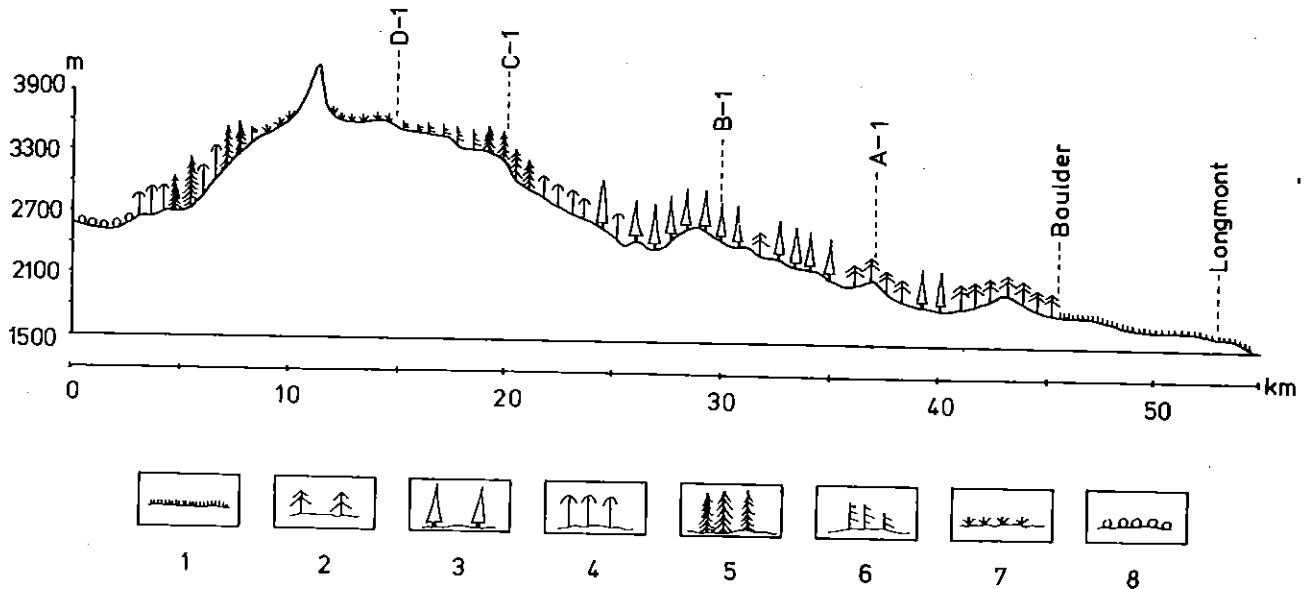


Abbildung 2. West-Ost-Profil durch die Front Range bei Boulder (nach LOLLAU 1976, verändert).

- | | | |
|---|---|-----------------------------------|
| 1 | <i>Bouteloua gracilis</i> , <i>Buchloe dactyloides</i> | Kurzgrasprairie |
| 2 | <i>Pinus ponderosa</i> | untere und mittlere montane Stufe |
| 3 | <i>Pseudotsuga menziesii</i> | mittlere montane Stufe |
| 4 | <i>Pinus contorta</i> | |
| 5 | <i>Picea engelmannii</i> , <i>Abies lasiocarpa</i> ,
<i>Pinus flexilis</i> | hochmontane Stufe |
| 6 | Krummholzwuchsformen der unter 5 genannten
Nadelhölzer | subalpine Stufe |
| 7 | <i>Kobresia myosuroides</i> | alpine Stufe |
| 8 | <i>Artemisia</i> ssp. | Kleinstrauchsteppe |

A-1 bis D-1 Klimastationen des Institute of Arctic and Alpine Research

hältnisse am Berthoud Pass eine lokale Steigerung der Windgeschwindigkeiten verursachen, so dürften letztere dennoch größenordnungsmäßig für diese Höhenlagen der Westseite typisch sein. Sie entsprechen auch nahezu den an der Station D-1 (Niwot

Ridge) registrierten Windgeschwindigkeiten (vgl. Abb. 8). Der Vergleich muß sich hier allerdings auf die Monate von Oktober bis Mai beschränken, da am Mines Peak nur für diesen Jahresabschnitt Messungen vorliegen (mittlere Windgeschwindigkeit

Okt. - Mai: Mines Peak 14 m sec^{-1} / Niwot Ridge 12 m sec^{-1})⁵⁾. Zu berücksichtigen ist außerdem, daß die Messungen am Mines Peak in 11,6 m Höhe über dem Boden, auf Niwot Ridge aber in 2 m Höhe über Grund vorgenommen werden.

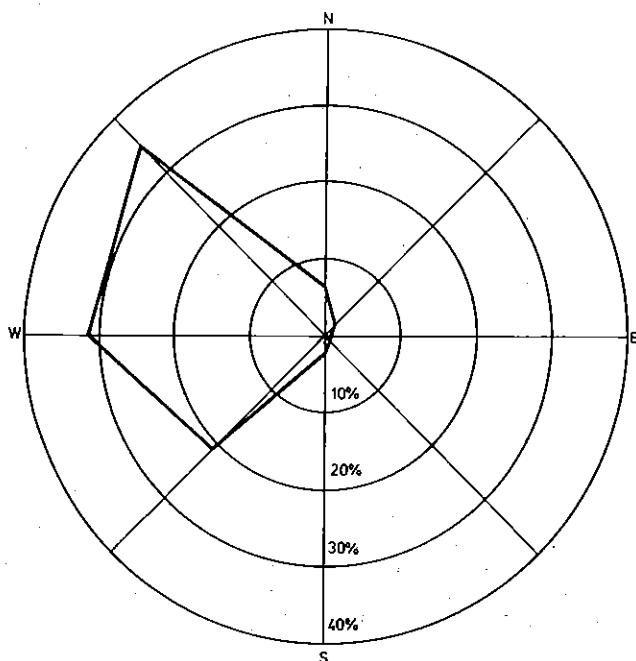


Abbildung 3. Mittlere Windrichtungsverteilung im 500 mb-Niveau über der Front Range bei Boulder: Windrichtungsangaben aus der täglichen Höhenwetterkarte für den Zeitraum 1958 - 1974.

Die Winde bewirken eine ständige Durchmischung der bodennahen Luftschicht mit der freien Atmosphäre, beeinflussen die Wärmeverhältnisse im Vegetationsraum und vermindern die Temperaturgegensätze zwischen verschiedenen Expositionen. Infolgedessen und durch die Tatsache, daß - wohl infolge des jahreszeitlichen Bewölkungsganges - im Jahresmittel keine und in der Zeit von Dezember bis Mai eine nur geringe Zunahme der Globalstrahlung mit der Höhe zu verzeichnen ist (BARRY 1973), kommt im Untersuchungsgebiet die Strahlungsexposition nicht in dem Maße als geländeklimatischer Faktor zur Geltung, wie man es im Hinblick auf die große Höhenlage (über 3.000 m) und die relativ südliche Breitenlage (40°N) erwarten sollte. Autochthone Lokalwindzirkulationen - typische Phänomene in strahlungsreichen, kontinentalen Hochgebirgen - vermögen sich bei dem ständigen Einfluß der westlichen Gradientwinde kaum zu entwickeln.

Die Front Range liegt im meeresfernsten Bereich des gesamten nordamerikanischen Kordillerensystems und

schon mitten in der ariden Klimaregion der westlichen U.S.A. (dazu VISHNER 1954, BRYSON & HARE 1974, HENNING & HENNING 1977). Selbst in der oberen alpinen Stufe des Gebirges betragen die Niederschläge nur wenig über 1.000 mm/Jahr (Station D-1, vgl. Abb. 9). Zudem fällt ein Großteil der Niederschläge im Winter und Frühjahr und spielt somit für den Wasserhaushalt der Vegetation eine nur geringe bzw. indirekte Rolle (Schmelzwasserreserven in der trockenen Jahreszeit). Wie in den tieferen Gebirgsstufen so ist auch in den Hochlagen des Gebirges die Austrocknung durch den Wind ein Standortfaktor von tiefgreifender und nachhaltiger Wirkung (s. auch WILLARD 1963)⁶⁾.

Im Sommer mindert die permanente Windeinwirkung die Zuwachsleistung und beeinträchtigt die Ausreifung der neugebildeten Nadeln, Blätter und Triebe (s. S. 14). Im Winter verursacht sie zusammen mit der in dieser Breitenlage auch in dieser Jahreszeit noch sehr intensiven Einstrahlung Frosttrocknisschäden (s. z.B. HENSON 1952, MACHATTIE 1963, WARDLE 1968). Die Verteilung, Höhe und Dauer der win-

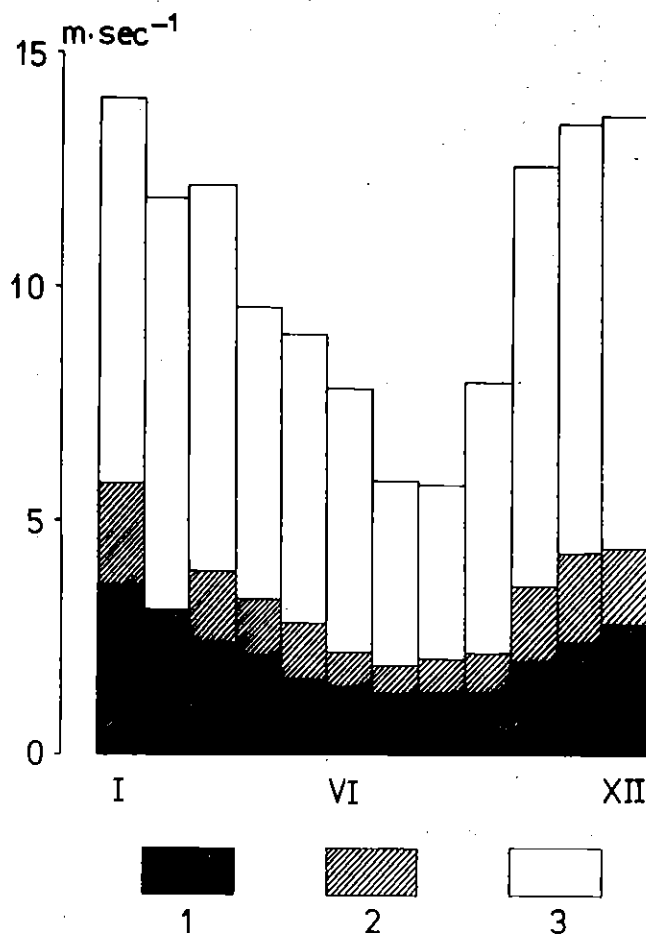


Abbildung 4. Mittlere Windgeschwindigkeiten an den Stationen (1) Sugarloaf, 2.591 m, (2) Como, 3.048 m, und (3) Niwot Ridge, 3.750 m: Meßperiode 1965 - 1970. Berechnung der Mittelwerte nach BARRY 1973.

terlichen Schneedecke, also auch der Ausaperungsverlauf, sind ebenfalls von den Windströmungen abhängig (vgl. KRONFUSS 1967, 1970, 1972, RUDBERG 1968, MARTINELLI 1973 a, 1973 b, 1975). Die Schneedeckenverhältnisse wiederum beeinflussen, zahlreiche Folgewirkungen bioklimatischer (Länge der Vegetationszeit, Schutzwirkungen, Schneepilzschäden, s. HOLTMEIER 1974) und hygrischer Art (Bodenfeuchte) nach sich ziehend, die Standortbedingungen in entscheidendem Maße (s. dazu: JOHNSON & BILLINGS 1962, HOLWAY & WARD 1963, BELL 1974, EMERICK 1976, EDDLEMAN 1978). Hinzu treten mechanische Windwirkungen - Abrasions- (Sand- und Eisgebläse) und Deflationsphänomene - sowie schließlich auch Bruchschäden an Bäumen und Sträuchern (meist in Verbindung mit Schneelast). Weiter spielen die Winde bei der Entstehung von Lawinen eine entscheidende Rolle und "steuern" den Verlauf von Waldbränden.

Der Wind ist in den Hochlagen der Front Range im Hinblick auf die geländeklimatische und standörtliche Differenzierung das dominierende Klimaelement.

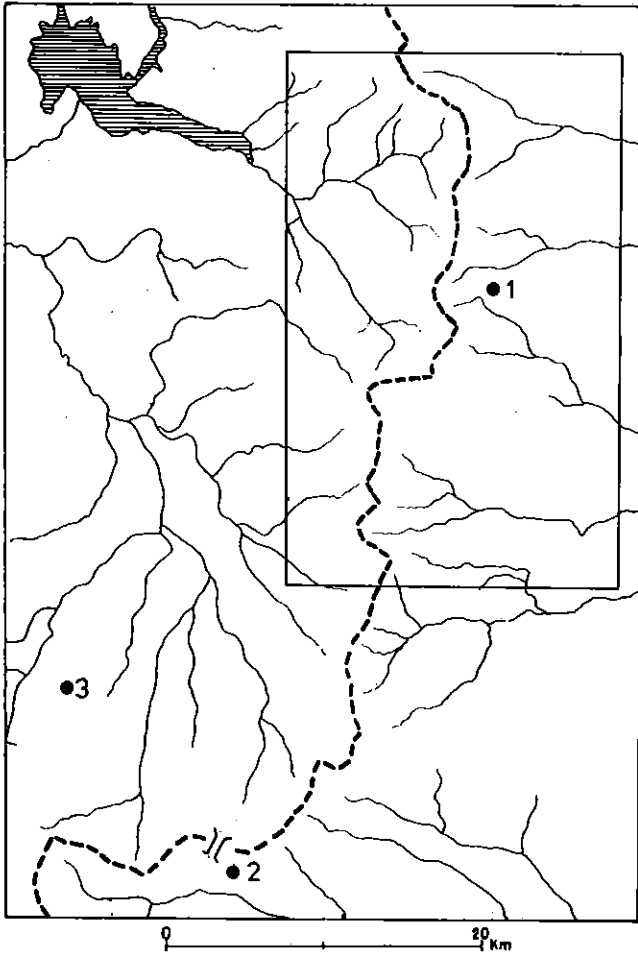


Abbildung 5. Lageskizze der windregistrierenden Station D-1 Niwot Ridge (1), Mines Peak (2) und Fool Creek (3).

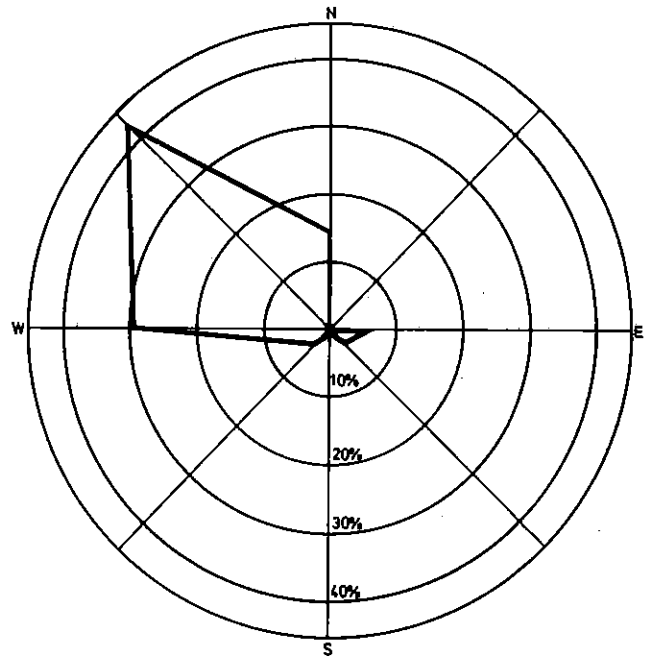


Abbildung 6. Mittlere Windrichtungsverteilung auf dem Mines Peak für den Jahresabschnitt Oktober bis Mai: Meßperiode 1968 - 1976. Messungen in 11,6 m Höhe über dem Boden. Berechnung der Mittelwerte nach den täglichen Beobachtungen in JUDSON 1977.

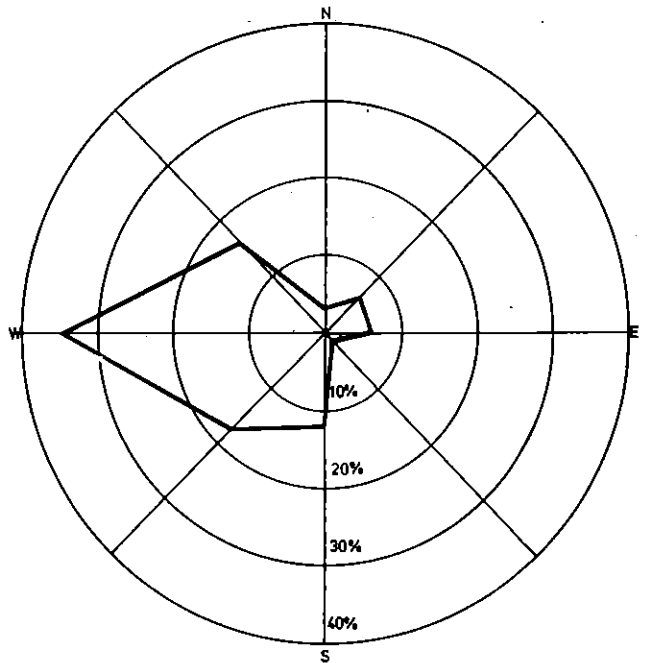


Abbildung 7. Mittlere Windrichtungsverteilung am Fool Creek (3.239 m): Meßperiode 1968 - 1974. Messungen über dem Kronendach des Nadelwaldes in 18,3 m Höhe. Berechnung der Mittelwerte nach den täglichen Beobachtungen in JUDSON 1977.

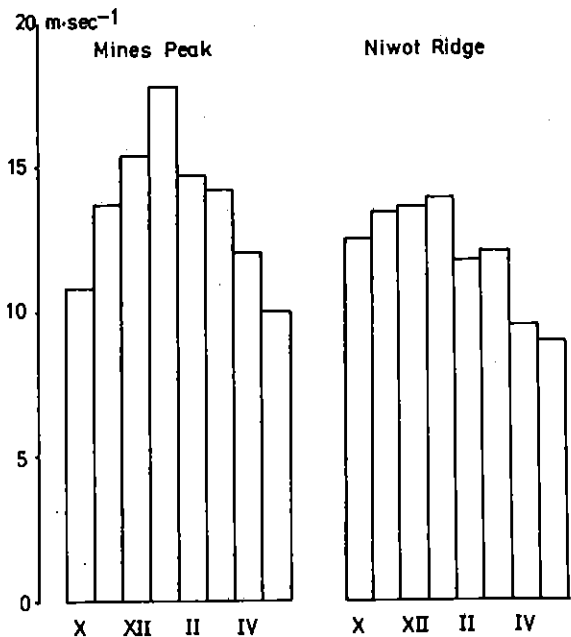


Abbildung 8. Mittlere Windgeschwindigkeiten auf dem Mines Peak (3.810 m) und dem Niwot Ridge (3.750 m) für den Jahresabschnitt Oktober bis Mai: Meßperiode auf dem Mines Peak 1968 - 1976 (nach JUDSON 1977), auf dem Niwot Ridge 1965 - 1970 (nach BARRY 1973). Auf dem Mines Peak werden die Windmessungen (Richtung und Geschwindigkeit) in 11,6 m über dem Boden, auf dem Niwot Ridge (nur Geschwindigkeit) in 2 m Höhe über Grund vorgenommen.

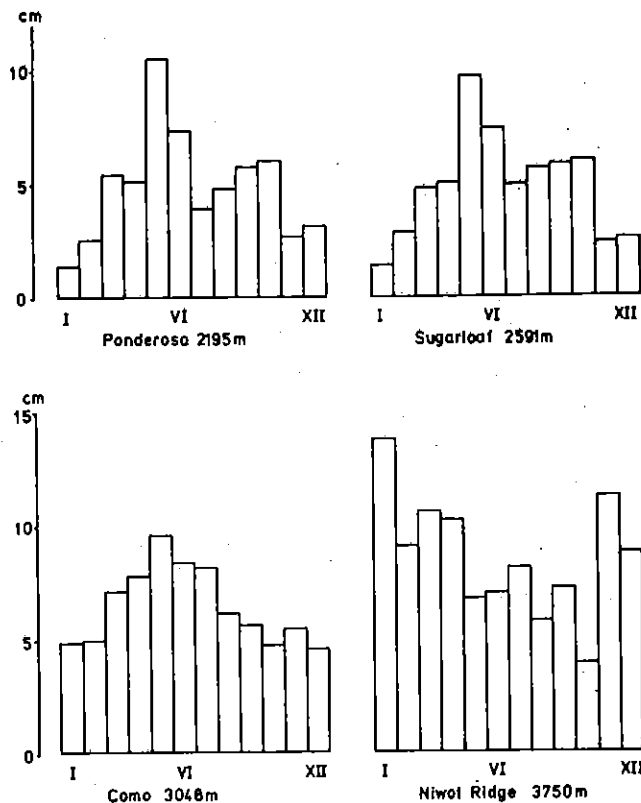


Abbildung 9. Mittlere monatliche Niederschlagsmenge in verschiedenen Höhenlagen auf der Ostflanke der Front Range (Werte aus BARRY 1973).

2. Problemstellung und Zielsetzung

Die Größe der Windwirkung ist abhängig von der Windrichtungshäufigkeit und der Windstärke. In Bodennähe werden diese durch die aerodynamischen Einflüsse der Oberflächenformen und auch der Pflanzendecke in starkem Maße modifiziert und wechseln oft auf engstem Raum. Wenn die Höhenwinde aber derart regelmäßig aus einem Quadranten wehen, wie es in der Front Range der Fall ist (vgl. Abb. 3), so bewegen sich auch die orographisch bedingten Änderungen der bodennahen Strömungen in relativ engen, durch die Hauptwindrichtung und die Geländestaltung vorgezeichneten Grenzen, und im langfristigen Mittel ist das Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitsmuster in Bodennähe mit allen seinen lokalen Abweichungen von der Höhenströmung relativ konstant. Luv- und Leelagen besitzen daher hier als Standortfaktoren ein besonderes Gewicht.

Im Rahmen geländeklimatischer, ökologischer und auch aktualmorphologischer Untersuchungen sollten deshalb die Windverhältnisse in Bodennähe (Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitsverteilung) eingehend analysiert werden, zumal dann, wenn sich derartige Untersuchungen auf das Gebirge als Ganzes erstrecken und lokale Differenzierungen vorgenommen werden sollen (z.B. Waldgrenze, Schneedeckenverhältnisse, periglaziale Vorgänge, Deflation usw.). Trotz langjähriger Forschungsarbeiten in der Front Range (in größerem Umfang seit 1951, s. MARR 1961) ist das bislang nicht in ausreichendem Maße geschehen.

Im Hochgebirge mit seinem meist sehr bewegten Relief ist es im allgemeinen äußerst schwierig, eine auch nur einigermaßen konkrete Vorstellung von den orographisch beeinflussten Strömungsverhältnissen zu gewinnen, erst recht, wenn es um ihre flächendeckende Erfassung in einem größeren Gebiet geht. Fast immer ist das vorhandene Beobachtungsnetz dafür viel zu weitmaschig. Es vermag allenfalls Anhaltspunkte zu geben. Die für die Front Range vorliegenden Winddaten (s.S. 5 ff.) sind aber für einen solchen Zweck völlig unzureichend.

Selbst im Rahmen größerer Forschungsprojekte ist in einer solchen Situation die Errichtung eines ausreichend dichten Meßstellennetzes schon wegen der hohen Installations- und Unterhaltungskosten kaum zu verwirklichen. Eine Möglichkeit zur flächenhaften Erfassung und Differenzierung der Windverhält-

nisse, auch im stark reliefierten Gebirgsgelände, liegt in der Anwendung mathematischer Simulationsmodelle. Ihre Entwicklung erfordert weit weniger Meßdaten als sie für die traditionellen meteorologischen und geländeklimatologischen Analysen notwendig sind (vgl. dazu FOSBERG et al. 1976). Aber auch das dafür notwendige Minimum an Meßwerten (in erster Linie Temperatur und Luftdruck) steht für das Untersuchungsgebiet nicht zur Verfügung⁷⁾.

Eine weitere Möglichkeit bieten Windkanalversuche mit maßstäblich verkleinerten Reliefmodellen. Die aus strömungstechnischen Gründen erforderliche Mindestgröße solcher Modelle läßt bei der Größe meines Untersuchungsgebietes und des Querschnitts der zur Verfügung stehenden Windkanäle (z.B. Deutsche Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt e.V.) aber nur Versuche mit Geländeausschnitten zu. Zudem ist diese Art der Simulation sehr kostspielig. Die Kosten für eine Versuchsreihe mit 14 Tagen Windkanalbenutzung belaufen sich auf rund DM 100.000,--. Solche Versuche erscheinen erst dann vertretbar, wenn schon genauere Vorstellungen von den Windrichtungs- und Geschwindigkeitsverhältnissen vorliegen und die Geländeabschnitte mit den kompliziertesten, anderweitig nicht erfaßbaren Windverhältnissen klar umrissen werden können.

Ziel meiner Feldarbeiten war es, die Auswirkungen der Winde im Gelände genau zu beobachten und zu kartieren, daraus die lokal vorherrschenden (mittleren) Windrichtungen und - sofern möglich - auch die relativen Windstärkenunterschiede abzuleiten und auf diese Weise einen Eindruck vom Ausmaß der orographischen Beeinflussung des Windfeldes zu gewinnen. Dieses schon in vielen anderen Gebieten erprobte Verfahren (s. dazu: FROH 1901, 1902, BROCKMANN-JEROSCH 1929, LAWRENCE 1939, WEISCHET 1951, 1953, 1955, TROLL 1955, RUNGE 1958, 1959, KRIVSKY 1958, BARSCH 1963, YOSHINO 1957, 1960, 1963, 1964, 1966, 1973, RUDBERG 1968, YOSHIMURA 1971, PLESNIK 1971, HOLTMEIER 1971 a, dort auch weitere Literatur) bot sich in besonderem Maße für die Hochlagen der Front Range an, da dort die Windwirkungen so ausgeprägt und zahlreich sind, daß dieses Vorgehen relativ rasch zu ersten konkreten Vorstellungen über die Windverhältnisse in Bodennähe führt.

Derartigen Untersuchungen sind jedoch Grenzen ge-

setzt, z.B. dort, wo die Winde keine sichtbaren Wirkungen mehr hervorrufen. Außerdem werden mit der Kartierung von Windeinflüssen in der Pflanzendecke sowie von Deflations- und Akkumulationserscheinungen Summenwirkungen erfaßt, in denen letztlich nur die Richtung und Stärke der physiologisch, ökologisch und mechanisch besonders wirksamen Winde zum Ausdruck kommen. Dabei kann es sich durchaus um jahreszeitlich besonders effektive Winde handeln, wie sie z.B. LAWRENCE (1939) und TROLL (1955) aus dem Durchbruchstal des Columbiaflusses durch das Kaskadengebirge oder auch YOSHINO (1973) aus Zentraljapan beschrieben haben. Meist- und mit Sicherheit in der Front Range - sind es aber die nach Richtung und Stärke vorherrschenden Winde.

Da mit der Kartierung der Windwirkungen die sich im langfristigen Mittel ⁹⁾ abbildenden Windrichtungen erfaßt werden, darf das in der Karte wiedergegebene Windrichtungsmuster nicht mit dem Abbild eines zusammenhängenden Strömungsfeldes verwechselt werden, wie es bei einer bestimmten Richtung der das Gebirge momentan überströmenden Winde entsteht. Eine solche Karte kann deshalb auch in den meisten Fällen keine Auskunft darüber geben, wie sich das

wirkliche Strömungsfeld in Bodennähe bei einer Drehung des Windes z.B. von SW auf NW ändern würde. Für Vorhersagen in konkreten Fällen - etwa im Hinblick auf die aktuelle Lawinensituation oder den Verlauf von Waldbränden - ist diese Karte nur bedingt brauchbar. Hier liegt der eigentliche Anwendungsbereich für mathematische Simulationsmodelle.

Von praktischem Nutzen ist die Karte aber z.B. schon, wenn es darum geht, im Gelände die Stellen auszumachen, an denen durch die Errichtung von Schneezäunen oder Kolktafeln die Schneeakkumulation beeinflußt werden soll, sei es, um durch Steigerung der Ablagerung die Schmelzwasserspende in den trockenen Sommermonaten zu erhöhen oder um durch Verminderung des Schneeabsatzes die Lawinen- und Schneebrettgefahr zu verringern (s.dazu auch MARTINELLI 1973, 1975).

Vor allem aber ermöglicht es die Karte, ohne großen Zeitaufwand den "richtigen" Standort für gezielte Messungen zu finden, die als weitere Grundlagen für die Beurteilung der Windverhältnisse und auch für die Entwicklung mathematischer Simulationsmodelle notwendig sind.

3. Die Windrichtungskarte ⁹⁾

3.1 Durchführung der Kartierungen

Die Beobachtungen und Kartierungen erstrecken sich von der oberen montanen bis zur oberen Grenze der alpinen Stufe. Zwar sind auch in den mittleren Lagen (zwischen 2.500 und 3.000 m) des Gebirges alpenhalben Windwirkungen in Gestalt leicht fahnenförmiger Baumkronen erkennbar, doch erforderte die zur Verfügung stehende Zeit (2 1/2 Monate) eine räumliche Eingrenzung.

Am deutlichsten kommen die Windwirkungen in den Wuchsformen der Bäume im forest-tundra-ecotone (Waldkampfbzone = subalpine Stufe) ¹⁰⁾ zum Ausdruck. Die Rasengesellschaften, Polsterpflanzen und Spaliersträucher der alpinen Stufe (s. dazu: OSBURN 1958, 1959, MARR 1961, WILLARD 1963, LÖLLAU 1976, KOMARKOVA & WEBBER 1978) lassen ebenfalls starke Windeinflüsse erkennen. Rasenkliffs, Sichelrasen und auch Steinstreifen und Girlandenböden (vgl. MADOLE 1972) geben weitere Hinweise. Mit fortschreitender Auflockerung der alpinen Vegetation bleiben schließlich nur noch Schnee- und Firnflecke als Indikatoren übrig, und es gelingt nicht mehr, ein derart dichtes Windrichtungsverteilungsmuster zu erarbeiten, wie in der subalpinen und hochmontanen Stufe.

Aber auch gegen die tieferen Lagen hin werden die Spuren der Winde immer seltener und weniger auffällig (Abnahme der mittleren Windgeschwindigkeiten). Sie fehlen nahezu in den Fußzonen des Gebirges und im unmittelbaren Gebirgsvorland, obwohl diese Gebiete häufig von schweren Stürmen heimgesucht werden (dazu BRINKMANN 1973, 1974, MILLER et al. 1974). Die Stürme verursachen zwar schwere Schäden - Häuser werden abgedeckt, Telefonleitungen zerstört, Bäume abgebrochen oder umgeworfen -, doch sind dies kurzfristige katastrophenartige Wirkungen, die auf die Physiognomie und Verbreitung der Vegetation kaum einen Einfluß haben.

Die aus den verschiedenen Windwirkungen ablesbaren Windrichtungen wurden - soweit möglich - lückenlos kartiert. Lediglich einige felsige, unzugängliche Steilhänge mußten ausgespart werden.

Wesentlich erleichtert wurden die Geländearbeiten durch die Auswertung von Luftbildern des U.S. Forest Service (Farbbilder 1: 15.000) und des U.S.

Geological Survey (Schwarz-Weiß-Bilder kleineren Maßstabes). Sie ließen schon am Auswertetisch die Ausdehnung des Krummholzgürtels ¹¹⁾ und damit weite Areale mit starken und häufigen Windwirkungen erkennen (s. S. 16), so daß die Feldarbeiten in vielen Abschnitten von vornherein sehr gezielt angelegt und viel Zeit gespart werden konnte.

Darüber hinaus war es in vielen Fällen möglich, aus der im Luftbild aufscheinenden streifenartigen Strukturierung (s. Photo 3) der Krummholzbestände auch schon Rückschlüsse auf die vorherrschende Windrichtung zu ziehen. Das gilt vor allem für die schmalen und langgezogenen "Krummholzhecken" und die niedrigeren "Krummholzstreifen" (s. Photo 13, 14, 27), wenn sie annähernd in west-östlicher Richtung verlaufen. Streifenförmige Strukturen schräg oder gar quer zur dominierenden Windrichtung (W, NW) erforderten dagegen bei ihrer Interpretation erhöhte Vorsicht, denn in solchen Fällen waren meist andere Ursachen für den Verlauf entscheidend als der Wind, z.B. Lawinen, edaphische Verhältnisse, Geländekanten usw.. Zwar ist der Krummholzwuchs auch hier meist durch den Wind bedingt, doch weisen, wie die Geländekontrolle dann zeigte, die einzelnen fahnenförmigen Wipfel oft in ganz andere Richtung als der im Luftbild erkennbare Verlauf der ganzen Krummholzgruppe (vgl. dazu Photo 15, Abb. 10).

Alle Luftbildbefunde wurden im Gelände überprüft, mit Ausnahme der im nordwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Dort konnte wegen Zeitmangels nur ein Kontrollflug mit einer Sportmaschine durchgeführt werden. Da aus der Luft, auch aus geringer Flughöhe über Grund, nur größere, in ihrer Kontur Windeinfluß widerspiegelnde Baumgruppen (z.B. in Windrichtung verlaufende "Krummholzstreifen", s. o.) eindeutig erkannt werden können, sind in diesem Abschnitt die Karteneintragungen sehr viel spärlicher als in den von mir begangenen Gebieten.

In die Karte wurden nur die aus den verschiedenen Windwirkungsindikatoren abgeleiteten Windrichtungen eingetragen. Die große Häufigkeit und Dichte der Windwirkungen - besonders im Krummholzgürtel - erforderte dabei eine gewisse Generalisierung, so daß kleinräumige Windrichtungsänderungen - etwa entlang einer Geländerippe oder Felsnase - nicht berücksichtigt werden konnten. Solche Situationen wurden aber in detaillierten Karten- und Profilskizzen festgehalten.

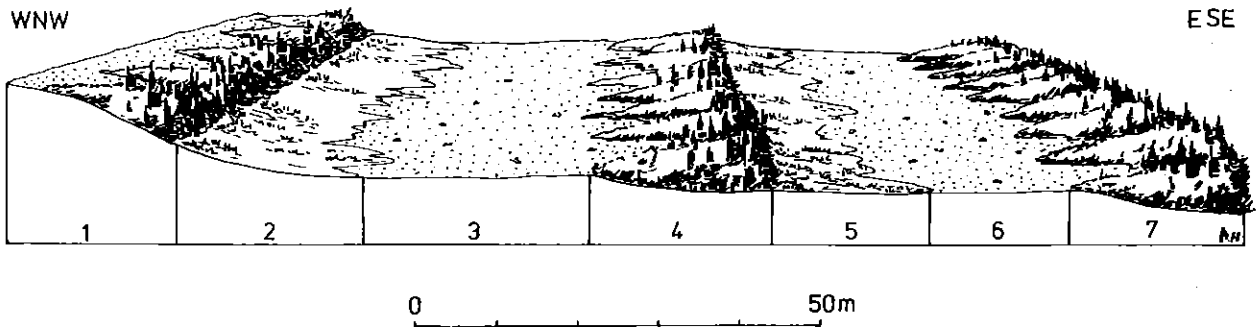


Abbildung 10. Erläuterungsskizze zu Photo 15: 1, 4, 7 "ribbons", die sich entlang schwach ausgebildeter Geländekanten erstrecken; 2, 5 geschlossene Vegetationsdecke aus Heidelbeeren und anderen Schneeschutz- und feuchtigkeitsbedürftigen Pflanzen; keine Baumkeimlinge; starke Schneeakkumulation und lange Schneedeckendauer sowie hohe Bodenfeuchte; 3, 6 vorwiegend nackter Mineralboden; vereinzelte Seggen und Polsterpflanzen; wenige Baumkeimlinge; Deflation, kurze Schneedeckendauer, auch im Winter häufig schneefrei; starke Austrocknung des Bodens

ten. Dasselbe gilt für die Darstellung der oft auf engstem Raum auftretenden relativen Windstärkenunterschiede (s. S. 15, vgl. Abb. 11, 12, 13, 15).

3.2 Die Windwirkungsindikatoren

Die wichtigsten Windwirkungsindikatoren werden nachstehend kurz beschrieben:

3.2.1 Wuchsformen

An erster Stelle stehen die Wuchsformen der Bäume. Der hochstämmige Wald geht mit zunehmender Windexposition je nach Lokalität mehr oder weniger rasch in die sogenannte "Krummholzstufe" über. Diese wird von denselben Holzarten gebildet, die auch den oberen montanen Nadelwald aufbauen (*Picea engelmannii*, *Abies lasiocarpa*, *Pinus flexilis*). Der Krummholzwuchs ist in erster Linie durch physiologisch und mechanisch wirksame Windeinflüsse bedingt. Es handelt sich um "induzierte Wuchsformen", im Gegensatz zu den physiognomisch zwar oft ähnlichen, aber genetisch fixierten Krummholzwuchsformen von *Pinus mugo* oder auch *Alnus viridis* in den europäischen Hochgebirgen (s. dazu HOLTMEIER 1973, 1974) 12).

Das Krummholz ist sehr vielgestaltig. Die Vielfalt seiner Wuchsformen reicht von leicht asymmetrisch entwickelten Baumkronen über luvseitig nahezu astlose fahnenförmige Bäume zu "Tischformen", "Wächtenformen" und dicht dem Boden anliegenden "Matten",

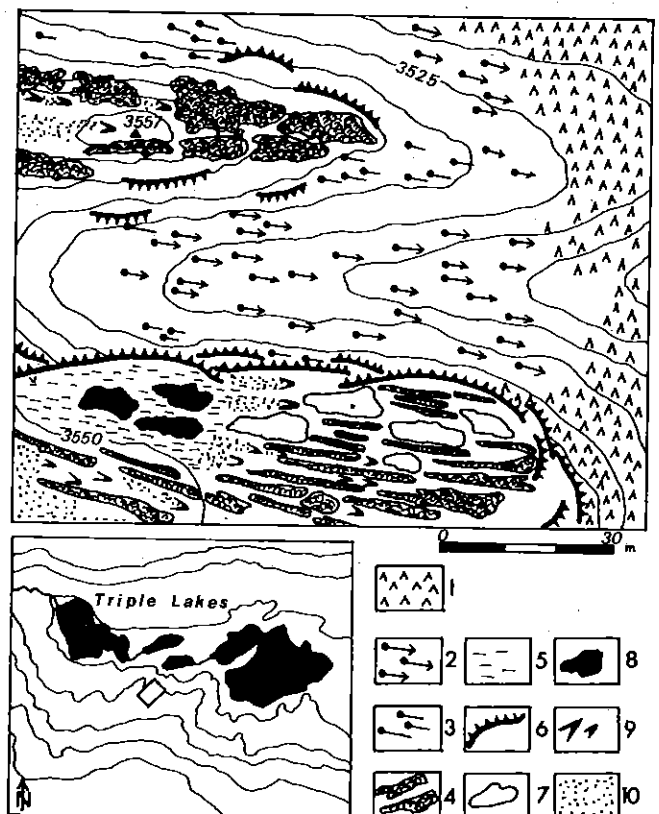


Abbildung 11. Kleinströmige Unterschiede der Windstärken im Spiegel der Verbreitung der Wuchsformen: Geländeskizze vom N-exponierten Hang oberhalb der Triple Lakes bei rund 3.500 m; Windrichtung SW; Der Verlauf der Höhenlinien beruht auf Schätzung; Aquidistanz 5 m. 1 normalwüchsige Tannen und Fichten, 2 Fahnenbäume (5-6 m hoch), 3 Fahnenbäume (2-3 m hoch), 4 Krummholzmatten und -streifen (Fichten, Tannen und Strauchweiden, 50-80 cm hoch), 5 Vermoorung, 6 Felskanten, 7 Felsbuckel, 8 Tümpel, 9 Rasenkliffs, 10 Auffrierboden.

die nicht höher zu werden imstande sind als die sie umgebende Feldschicht der Vegetation.

Der Großteil der Krummholzwuchsformen - so z.B. die "Tisch"- und "Wipfeltischformen" sowie auch zum Teil die "Wächtenformen" (vgl. Photos 7-10) - ist entscheidend durch die sehr starken winterlichen Winde (s. Abb. 8) geprägt. Auch die im forest-tundra-ecotone weit verbreiteten Frosttrocknis- und Eisgebläseschäden lassen die große ökologische Bedeutung der Winde in dieser Jahreszeit erkennen¹³⁾. Man sollte aber unter dem Eindruck dieser Beobachtungen nicht die Wirkung der Winde während der Wachstumsperiode unterschätzen. Die Windgeschwindigkeiten sind dann zwar geringer, doch verursachen auch in dieser Jahreszeit die Winde deutliche Deformationen, z.B. in Windrichtung umgebogene und in dieser "Zwangsstellung" verholzte Seiten- und Wipfeltriebe (s. Photo 5, 6, 12). Auch vermindern sie die Zuwachsleistung auf der Luvseite der Bäume (vgl. dazu z.B. BERNBECK 1907, 1911, 1954, MARTIN & CLEMENTS 1935, WILSON 1959). Von besonders nachhaltiger Wirkung ist zudem die Beeinträchtigung der Ausreifung der frischen Luvseitigen Nadeln und Triebe durch den Wind. Ihr Transpirationswiderstand nimmt infolgedessen ab, und umso leichter erliegen sie dann den winterlichen Klimaeinwirkungen (s. auch WARDLE 1968, 1971, HOLTMEIER 1971 b, TRANQUILINI 1976, BAIG et al. 1974)¹⁴⁾.

So läßt sich im Prinzip zwischen Wuchsform bzw. Merkmalen unterscheiden, die entweder durch die Winde im Sommer oder durch die im Winter geprägt sind (vgl. auch YOSHINO 1963, 1966, YOSHIMURA 1971). In Gebieten mit jahreszeitlich alternierenden Windsystemen (z.B. LAWRENCE 1939, TROLL 1955) kann man diese Phänomene daher sehr gut als Kriterien für eine räumliche und zeitliche Differenzierung der Windeinflüsse heranziehen. Im Untersuchungsgebiet aber mit ganzjährig vorherrschenden westlichen Winden überlagern sich die Windwirkungen beider Jahreszeiten und sind häufig zugleich an den einzelnen Bäumen zu beobachten.

Eine Übersicht über die verschiedenen als Indikatoren benutzten Wuchsformen geben die Photos 4 bis 17. Aus diesen Wuchsformen lassen sich die vorherrschenden Windrichtungen ohne große Schwierigkeiten ableiten und bis zu einem gewissen Grade auch relative Windstärkenunterschiede. So herrschen dort, wo nur mehr "Krummholzmatten" vorkommen, erheblich höhere Windgeschwindigkeiten als dort, wo noch auf-

rechte Bäume mit mehr oder weniger stark ausgeprägter fahnenförmiger Krone gedeihen. Auch "Keilformen" sowie knie- bis hüfthohe "Krummholzstreifen" lassen auf größere Windstärken schließen als einige Meter hohe "Krummholzhecken". Zwischen diesen Extremen gibt es aber viele Übergangsformen, die in eine Deformationsstärkenskala einzuordnen nicht überzeugend möglich ist.

Überdies kommen sehr häufig extrem windgeprägte Wuchsformen neben weniger stark deformierten am selben Standort dicht nebeneinander vor. So finden wir nicht selten zwischen meterhohen "Krummholzstreifen" oder selbst noch hochwüchsigeren "Krummholzhecken", die oft mit einigen Metern Abstand parallel zueinander verlaufen, dicht an den Boden gepreßte "Mattenformen" oder auch deutlich Deflationserscheinungen in der Feldschicht der Vegetation (s. Abb. 12). Verursacht wird dieses dichte Nebeneinander verschieden starker Windwirkungen dadurch, daß zwischen den "Krummholzstreifen" oder "Krummholzhecken" die Luftströmungen kanalisiert und erheblich beschleunigt werden. Zwar ist in diesen Fällen eine kleinräumige Differenzierung der Windstärken möglich, für den gesamten Bereich aber, in dem eine derartige Wuchsformenverbreitung typisch ist, ist es sehr schwierig, eine stärker generalisierende Aussage hinsichtlich der auftretenden Windstärken zu treffen.

Tannen (*Abies lasiocarpa*) und Fichten (*Picea engelmannii*) bilden bei gleicher Windexposition convergente Wuchsformen aus und sind damit auch als Indikatoren für relative Windstärkenunterschiede im Gelände gut vergleichbar. Etwas anders verhält sich die Kiefer (*Pinus flexilis*). Einseitige Fahnenformen sind relativ selten, Schrägstellung und/oder Biegung des ganzen Baumstammes und "Verschleppung" des Wipfels in Windrichtung häufig zu beobachten (vgl. Photo 5, 6). Auch handelt es sich meist um Einzelbäume und nicht um windgeprägte Baumgruppen, wie sie von den zur vegetativen Vermehrung fähigen Tannen und Fichten gebildet werden. An sehr extremen Standorten, an denen Fichten und Tannen z.T. zusammen mit Weiden (*Salix planifolia*, *S. brachycarpa*, *S. bebbiana*) und Birken (*Betula glandulosa*) flache "Matten" bilden, ragen nicht selten noch kleine windzerzauste und oft schräggestellte Limberpines über das Niveau der Matten hinaus. Mitunter wächst schließlich auch *Pinus flexilis* mattenförmig an den Boden gepreßt (Photo 17), doch erreichen diese "Kiefernmatte" niemals das Ausmaß wie die "Matten", die von den beiden ande-

ren Koniferen durch "layering" (Adventivwurzelbildung) gebildet werden (z.B. Photo 16).

3.2.2 Deflation, Winderosion ("Rasenkiffs", "Windsichelrasen")

Diese Phänomene sind im Untersuchungsgebiet auf exponierten Geländewellen und Kuppen, auf deren Luvhängen, in Paßsätteln sowie auch im Bereich der oben beschriebenen Kanalisierungseffekte zu beobachten. Anrisse in der alpinen Rasendecke werden durch Winderosion und Frostwechselwirkungen erweitert ("Gelideflation" i.S. von TROLL 1973). Es entstehen "Windsichelrasen" (Photo 18, vgl. auch TROLL 1944, FURRER 1954) und unter Umständen auch bis zu einigen Dezimetern hohe "Rasenkiffs". Bogen- bis halbkreisförmig greifen diese nach und nach immer weiter in die noch geschlossene leewärtige Vegetationsdecke vor. Die Stirnseite der "Kliffs" weist nach Luv (Photo 19).

Anhand dieser Formen kann man aber die Windrichtung nicht so genau bestimmen, wie es mittels der Windformen der Bäume möglich ist. Eine Zuordnung zu einer bestimmten Windrichtung ist meist nur in den Fällen möglich, in denen solche Deflationserscheinungen zwischen winddeformierten Bäumen oder Baumgruppen auftreten (s. Abb. 12), sonst kann man bestenfalls den Quadranten bestimmen. Insgesamt gesehen nehmen die Ausblasungsformen einen sehr geringen Raum ein und sind deshalb als Windrichtungsindikatoren von weit geringerer Bedeutung als das Krummholz und die übrige Vegetation. Das gilt erst recht für Streifen- und Girlandenböden.

3.2.3 Schneeflecken, Schneetälchenvegetation

Die bis weit in das Frühjahr oder auch bis in den Frühsommer hinein ausdauernden sowie die perennierenden Schneeflecken lassen sich ebenfalls als Indikatoren benutzen. Sie liegen gewöhnlich im Lee

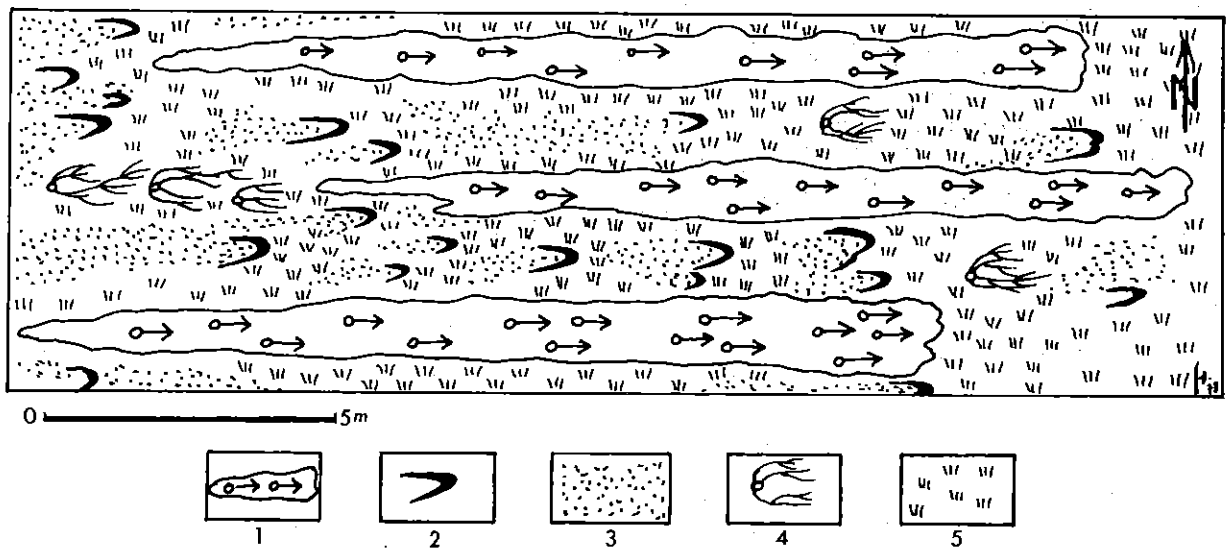


Abbildung 12. Krummholzhecken und Deflationserscheinungen auf dem westexponierten Hang des Niwot Mountain bei 3.324 m/10.900 ft; 1 Krummholzhecken mit herausragenden Fahnenkronen (3-5 m hoch); 2 Rasenkiffs" 3 nackter Mineralböden; 4 abgestorbene Mattenformen; 5 Feldschicht (Spaliersträucher, Seggen)

von Geländekanten und -wellen, aber auch von Baumgruppen. Auch sie lassen sich meist nur einem Quadranten zuordnen, selten einer bestimmten Windrichtung. Die an regelmäßig spät ausapernden Standorten verbreiteten Schneetälchengesellschaften (vgl. dazu u.a. DAHL 1956, GJAEREVOLL 1956, BILLINGS & BLISS 1959, WILLARD 1963, KOMARKOVA & WEBBER 1978) besitzen einen entsprechenden Indikatorenwert (s. Abb. 13).

Lange liegende, unter Umständen sogar den Sommer überdauernde Schneeflecken können allerdings auch das Ergebnis der Schneeuilagerung durch einen einzigen schweren Sturm sein. In solchen Fällen sind sie nicht mehr mit den anderen Windrichtungsindikatoren, die ja Summenwirkungen längerer Zeiträume darstellen, zu vergleichen.

3.2.4 Schneepilzschäden

Die Schneepilze (*Herpotrichia* sp.) befallen die zu lange unter einer Schneedecke begrabenen Nadeln der immergrünen Nadelhölzer, im Untersuchungsgebiet vor allem von Tannen und Fichten. *Herpotrichia*-Schäden lassen Bereiche relativer Windruhe, starker Schneeakkumulation und langer Schneedeckendauer erkennen. Die für die starke Akkumulation entscheidende vorherrschende Windrichtung ist meist an den Baumkronen zu erkennen (vgl. auch Photo 8).

3.3 Kartierungsergebnisse

3.3.1 Verbreitungsbild der Windwirkungsindikatoren

Auffällig ist zunächst die auf West- und Ostflanke des Gebirges verschieden große Ausdehnung der Areale mit sichtbaren Windwirkungen. Das gilt insbesondere im Hinblick auf die Verbreitung der Krummholz-wuchsformen, aber auch auf die der anderen Windwirkungen. Sie nehmen auf der Ost-Lee-Seite erheblich

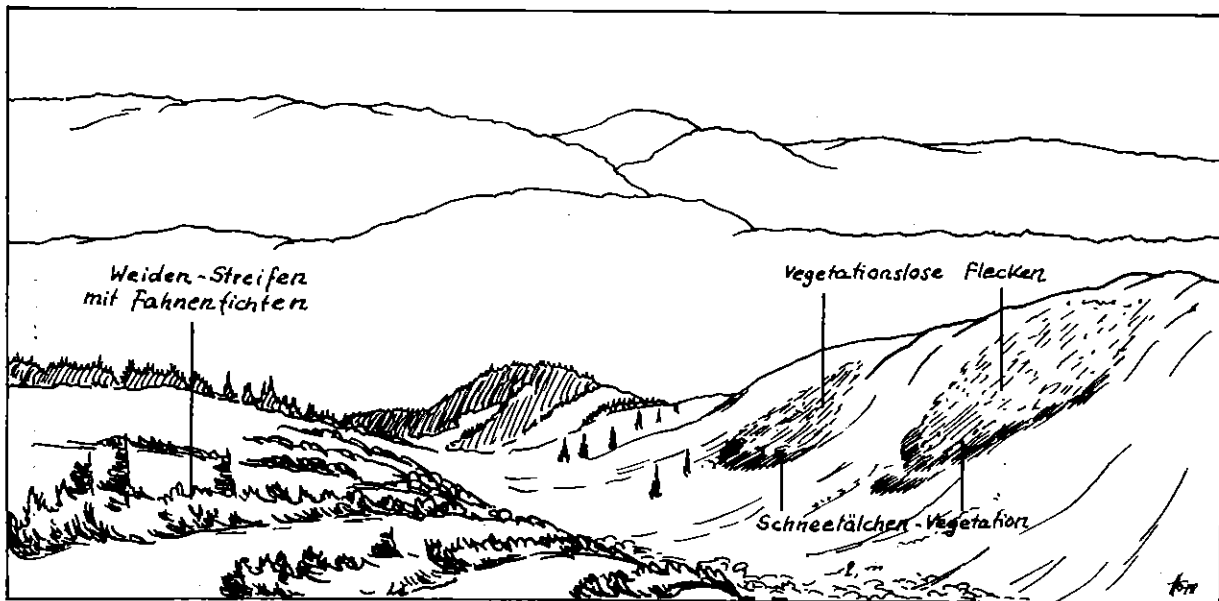


Abbildung 13. Geländeskizze von der Westseite der Front Range nordwestlich des Rollins-Passes bei ca. 3.530 m; Windrichtung NW, Blickrichtung W; Die vegetationslosen Flecken und die Schneetälchen-Vegetation sind Folge der starken Schneeakkumulation auf dem Leehang der NE-SW-streichenden Geländewelle. Die Weidenstreifen (ca. 80 cm hoch) und die aus ihnen aufragenden Fahnenfichten (ca. 150 cm hoch) verlaufen in Richtung der vorherrschenden Winde

mehr Raum ein als auf der West-Luv-Seite. Dieser Gegensatz findet in der unterschiedlichen orographischen Gestaltung beider Gebirgsflanken (s. auch S. 5 ff.), auf die im folgenden noch näher eingegangen wird, seine Erklärung.

3.3.1.1 Ostflanke

Auf der Ostflanke bilden dicht aneinandergereihte, steilwandige Kare die Abschlüsse der in östlicher Richtung abfallenden Täler. Die eiszeitlichen Gletscher haben diese Täler zu breiten Trögen mit steilen und oft felsigen Hängen umgestaltet. Auf den Tal- und Karböden ließen die ungleichmäßige glaziale Erosion und Sedimentation ein unruhiges Kleinrelief entstehen. Rundhöcker, Felschwellen und Moränenrücken wechseln auf engstem Raum mit glazialen

Wannen, Schmelzwasserrinnen, kleinen Alluvialebenen, Seen und Tümpeln (vgl. Photo 3). Rund 13 bis 16 km weit sind die Gletscherzungen während des Eishochstandes aus den Karen im Bereich der Wasserscheide nach Osten vorgestoßen. Die tiefstgelegenen Moränenablagerungen finden wir bei 2.600 m.

Das bewegte Relief im ehemals vergletscherten Gebiet bedingt ein sehr wechselvolles Standortmosaik. Dabei kommen die edaphischen Unterschiede (Bodenfeuchte, Nährstoffgehalt, Bodenentwicklungsstadien) und vor allem die mehr oder weniger große Windexposition als die wichtigsten Standortsfaktoren zum Tragen. Die Folge dieser Situation ist ein dichtes Nebeneinander von Krummholzgruppen, nicht selten auch von Ausblasungsformen und hochstämmigen Nadelholzbeständen ohne oder mit nur geringen Windwirkungsspuren in geschützten Geländepartien (Photo 20).

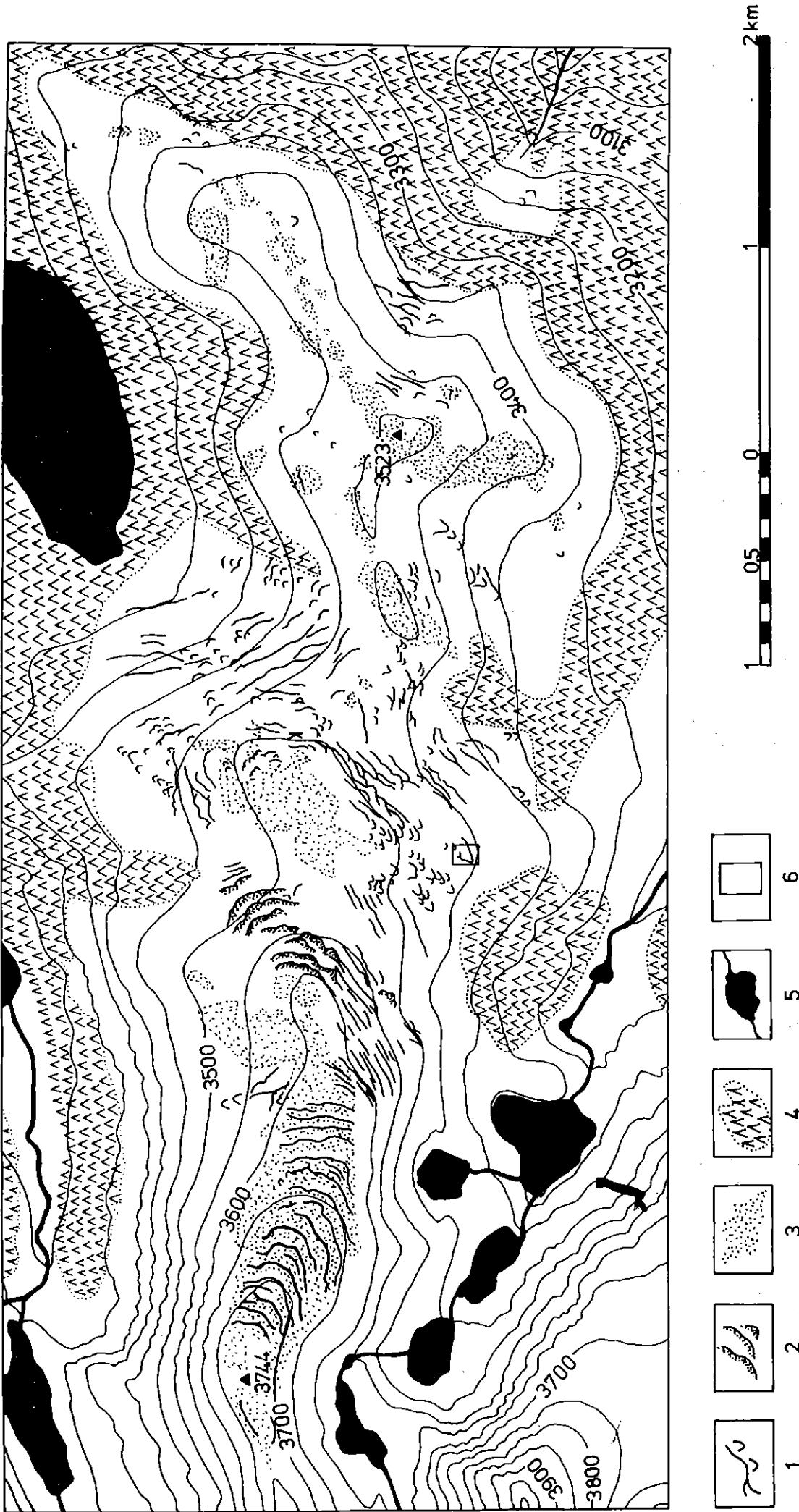


Abbildung 14. Verbreitung periglazialer Formen auf Niwot Ridge (nach BENEDICT 1970, vereinfacht):
 1 Solifluktionsterrassen und -loben; 2 Schuttloben und -terrassen; 3 Polygonböden, Steinstreifen
 und Schuttinseln; 4 Fichten-Tannenwald; 5 See; 6 Lage des in Abb. 16 dargestellten Solifluktions-
 lobus

Die Darstellung dieser Details ließ der Kartenmaßstab nicht mehr zu (vgl. dazu auch Abb. 11).

Besonders auffällig ist die große Häufigkeit sehr starker Windwirkungen - extreme Krummholzwuchsformen ("Matten", "Keile", "Krummholzstreifen") und Ausblasungserscheinungen - auf den Karböden auch unmittelbar unter dem nach Osten weisenden Steilabfall (170 bis 200 m relativer Höhenunterschied) des Hauptkammes. Die horizontale Entfernung von den Windwirkungszeugen bis zur Kammlinie beträgt nur wenige hundert Meter (z.B. 350 m am Devils Thumb Lake, um 200 m am King Lake). Die Ausprägung der Windwirkungen läßt auf Windstärken schließen, wie sie auf den hochgelegenen und windoffenen Bergrücken (s. u.) üblich sind. Der Bereich relativer "Windruhe" im Lee des Hauptkammes kann demnach nur sehr schmal sein.

Zwischen den Talzügen erstrecken sich lange, aus der alpin geformten Gipfelregion nach Osten hin abfallende sanftgewellte bis flache Bergrücken (z.B. Niwot Ridge), die Reste der alten Rumpfflächen. Diese sind niemals von Eis bedeckt gewesen. Als sogenannte "interfluves" ragten sie auch während des Höchststandes der Vereisung aus den die Täler und Kare erfüllenden Eismassen heraus. Diese Rücken wer-

den nahezu in ihrer ganzen Länge voll von den starken über die Wasserscheide herabblasenden Winden getroffen. Krummholzbestände nehmen hier große Flächen ein (s. Photo 21). In Windrichtung gesehen kann der Abstand zwischen oberer Krummholzgrenze und der oberen Grenze des hochstämmigen Waldes mehrere hundert Meter betragen (s. z.B. Niwot Ridge, Mt. Audubon, St. Vrain Mountain).

Das Kleinrelief wird hier von Formen der solifluidalen Bodenbewegung geprägt (Abb. 14). Die durch Solifluktionsterrassen, Solifluktionsloben, Girlanden- und Polygonböden verursachten Reliefunterschiede sind meist sehr viel feiner als die durch die glaziale Überformung hervorgerufenen. Obwohl die relativen Höhenunterschiede oft nur wenige Dezimeter betragen, bedingen diese Formen gerade im Hinblick auf die Windverhältnisse in Bodennähe sehr wirksame Standortunterschiede (vgl. Abb. 15, 16, Photo 22, s. auch BENEDICT 1970, KOMARKOVA & WEBBER 1978).

Auf den zu den Talzügen hin abfallenden und meist steilen Hängen dieser Bergrücken sind die sichtbaren Windwirkungen weniger deutlich ausgeprägt und auch weniger häufig als auf den Höhenrücken selbst und auf den Kar- und Talböden. Hochstämmiger und meist

SE

NW

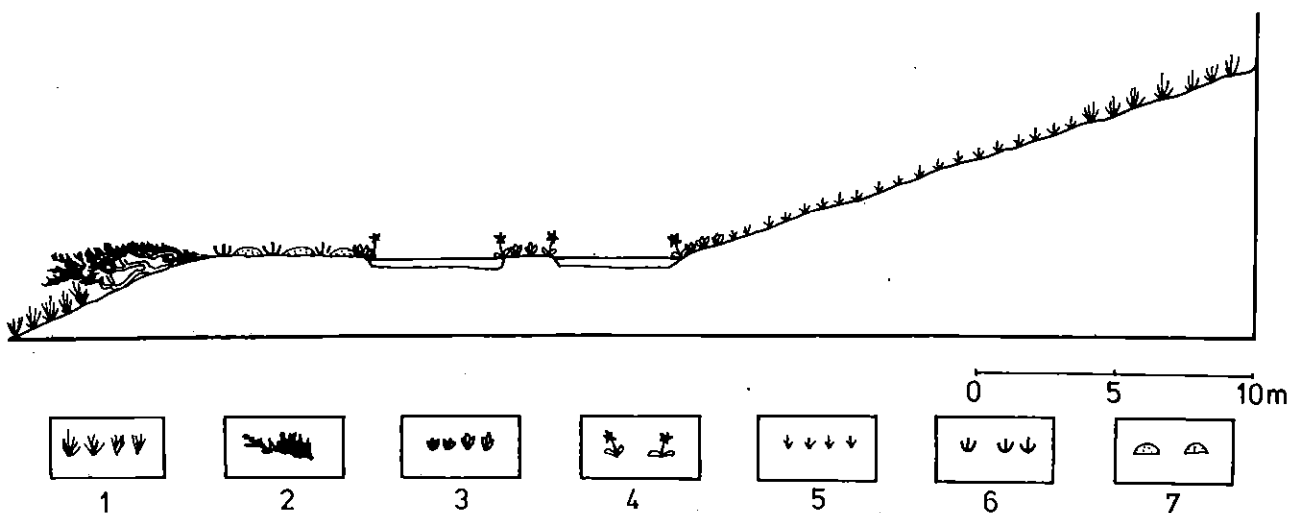


Abbildung 15. Längsprofil durch eine Solifluktionsterrasse auf dem Niwot Ridge (Südostflanke) bei ca. 3.480 m: Die mehr oder weniger große Windexposition innerhalb dieses Profilabschnittes und die von ihr abhängige Verteilung, Höhe und Dauer der winterlichen Schneedecke sind entscheidend für die Bodenfeuchteverhältnisse und die Verbreitung der Pflanzen.

1 *Deschampsia caespitosa*; 2 *Abies lasiocarpa*; 3 *Caltha leptosepala*; 4 *Primula parryii*; 5 *Juncus drummondii* mit *Sibbaldia procumbens*; 6 *Kobresia myosuroides* mit *Geum rossii*; 7 *Silene acaulis*;

dichter Nadelwald, hier und da von Lawinenzügen, Schuttkegeln und Blockschutthalden unterbrochen, bedeckt diese Hänge. Meist lassen nur über das geschlossene Kronendach herausragende fahnenförmige Baumwipfel den ständigen Windeinfluß erkennen.

Nur dort, wo der geschlossene Wald fehlt, große Lücken aufweist (z.B. Lawinenzüge, Schutthalden) oder schlütterer wird, wie es vor allem in den oberen Abschnitten der Täler gegen die Talschlüsse zu der Fall ist, kann der Wind bis zum Boden wirksam werden. Dann erst macht sich der aerodynamische Einfluß der Geländeformen geltend. Entsprechend der meist sehr intensiven Reliefierung der Hänge ergibt sich ein z.T. sehr kleinräumiger Wechsel zwischen Luv- und Leestandorten. Auf den Hangrippen, Felsnasen und Spornen, die auf diesen größtenteils West-Ost-streichenden Hängen meist quer zur vorherrschenden Windrichtung verlaufen, sowie auf ihren Luvseiten finden wir extreme Wuchsformen und Ausblasungsphänomene, dahinter, im Lee, aufrechten Baumwuchs und vielfach Spuren starker Schneeakkumulation.

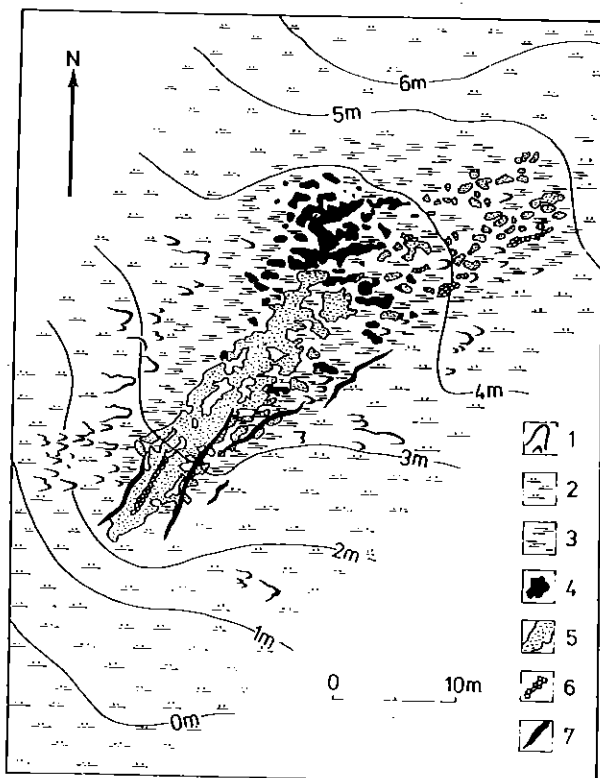


Abbildung 16. Winderosion auf einem Solifluk-tionslobus auf der Südflanke des Niwot Ridge bei 3.480 m (vgl. auch Abb. 14): nach BENEDICT 1970, verändert.

1 Ausblasungskliffs, 2 trockener *Kobresia myosuroides* - *Carex rupestris* - Rasen, 3 nasse *Carex scopulorum* - *Caltha leptosepala* - Wiese, 4 Tümpel, 5 unbewachsener Auffrierboden, 6 Steinansammlungen, 7 Frostspalten.

Im Luv und auch im Lee hangaufwärts verlaufender Waldstreifen sind oftmals ganz ähnliche Effekte zu beobachten (vgl. auch Photo 27). Gegen die Höhengrenze der Nadelhölzer hin vollzieht sich hier ein relativ rascher Übergang von aufrechten Wuchsformen zu Krummholzwuchsformen (vgl. dagegen S.18).

Sofern die Geländeformen ausreichenden Windschutz bieten, behalten die Bäume ihren aufrechten Wuchs bis zu ihrer oberen Verbreitungsgrenze. Nur ihr Höhenwachstum läßt mit Annäherung an diese mehr oder weniger rasch nach. In den stark gegliederten Felshängen sind völlig aufrechte Nadelbäume, die zum Teil keine, teils nur geringe Windeinflüsse erkennen lassen, oftmals weit über den oberen Krummholzvorposten in exponierter Lage zu finden.

3.3.1.2 Westflanke

Ein ganz anderes Bild bietet die Westflanke. Im südlichen Abschnitt des Untersuchungsgebietes (vom Rollins Pass an ca. 8 km in nördlicher Richtung) ist sie relativ wenig gegliedert (s. Photo 2). Trogtäler und Kare fehlen, wenn man einmal von einigen karähnlichen erweiterten Quellmulden absieht. Die leicht welligen Hänge steigen steil und gleichmäßig an. Vielfach setzen ab 3.500 bis 3.600 m deutliche Hangverflachungen (Rumpfflächenrest, vgl. S.5) ein, die bis zur Kammlinie reichen. Diese verläuft hier mit meist geringen Höhendifferenzen in annähernd meridionaler Richtung. Unmittelbar hinter ihr erfolgt dann der zum Teil über 200 m tiefe Steilabsturz zu den Karböden der Ostflanke (s. Photo 2, vgl. Abb. 2).

Gegen Norden ändert sich die Situation. Am Arapaho-Pass (3.661 m/11.906 ft) biegt die Wasserscheide nach Osten um und nimmt nach etwa 3 km ihren annähernd meridionalen, aber hier durch zahlreiche Ausbiegungen nach Osten und Westen gekennzeichneten Verlauf wieder auf. Dabei steigt sie im Gebiet der Indian Peaks Section um rund 300 m an und zeichnet sich durch einen sehr unruhigen vertikalen Verlauf aus. Die niedrigsten Paßübergänge in diesem Abschnitt sind der Pawnee-Paß (3.825 m/12.541 ft) und der Buchanan-Paß (3.610 m/11.837 ft).

Die Täler greifen hier von Nordwesten her viel weiter in den Gebirgskörper ein als im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes und verzweigen sich im obersten Einzugsbereich sehr stark. Die Quellbäche der "Creeks" (Cabin Creek, Hamilton Creek, Meadow

Creek, Arapaho-Creek, Cascade Creek, Buchanan Creek usw.) verlaufen größtenteils in nordöstlicher bzw. südwestlicher Richtung, d.h. nahezu im rechten Winkel zu den Haupttälern.

Folgen dieser hydrogeographischen Situation sind eine tiefe Zerschneidung und sehr wechselvolle orographische Gestaltung dieses Gebirgsabschnittes, die auch die Richtung und Geschwindigkeit der das Gebirge überströmenden Luftmassen stark beeinflussen - zumal die die einzelnen Einzugsgebiete umgrenzenden Bergkämme und Grate recht häufig parallel oder schräg zum Gebirgshauptkamm und somit mehr oder weniger quer zur Hauptwindrichtung verlaufen. Diese Verhältnisse sind wohl auch die Ursache dafür, daß hier die Front Range auch auf ihrer Westseite deutliche Spuren glazialer Überformung trägt und die hochgelegenen und infolge ihrer Umrahmung durch hohe Bergkämme akkumulationsgünstigen Talschlüsse zu steilwandigen Karen umgestaltet wurden (vgl. auch MADOLE 1972).

Obwohl die Westflanke insgesamt den westlichen Winden voll ausgesetzt ist, sind hier die Areale mit sichtbaren Windwirkungen viel kleiner als auf der Ostseite. Dieser Gegensatz hat zwei Ursachen. Einmal fehlen die in entsprechender Höhe gelegenen langgestreckten Bergrücken, zum anderen werden die gegen das Gebirge gerichteten Luftströmungen nach oben hin abgelenkt. Die höchsten Windgeschwindigkeiten treten deshalb nicht am Luv-Hang selbst, sondern unmittelbar über und dicht hinter dem Gebirgskamm auf. Auch die oberen Talenden und die Karböden im nördlichen Abschnitt werden u.a. auch aus diesem Grunde nicht in dem Maße von den Winden getroffen, wie es in den vergleichbaren Gebieten auf der Ostseite der Fall ist.

Die Anhebung der Luftströmungen dürfte auch dazu beitragen, daß der forest-tundra-ecotone (Krummholzgürtel), der auf der Ostflanke z.T. doch mehrere hundert Meter Breite erreicht, auf der gesamten Westflanke sehr schmal ist. Erst weniger Dekameter vor der Baumgrenze (die höchststehenden Nadelhölzer sind meist höher als 1 m) lockern sich die geschlossenen Waldbestände auf. Dabei werden die Bäume auch deutlich niedriger (Photo 23). Der Wind, der bis dahin durch den geschlossenen Wald vom Boden abgehoben wird - die weiter hangaufwärts stehenden Bäume genießen den Windschutz durch die tiefer am Hang wachsenden -, kann hier nun bis zum Boden durchgreifen. Deutlich lassen die Wuchsformen der Baumgruppen und Einzelbäume seine Wirkun-

gen erkennen (vgl. Photo 11, 12). Extreme Krummholzwuchsformen ("Matten", "Keile", "Krummholzstreifen"), wie sie auf der Ostabdachung weite Flächen einnehmen (vgl. Photo 21), finden wir hier aber nur auf eng begrenztem Raum, auf Geländerippen, -kanten und Kuppen, Windanrisse in der Vegetationsdecke vor allem im Bereich der Paßsättel, wo die Strömungen ihre höchsten Geschwindigkeiten erreichen (z.B. am Devils Thumb-Paß, Caribou-Paß).

Solifluktionsformen (Loben, kleine Terrassen) rufen feine Reliefunterschiede auf den Hängen hervor, werden aber im Hinblick auf die kleinräumige Differenzierung der Windverhältnisse nicht so wirksam, wie es auf der Ostseite des Gebirges der Fall ist, da ihre hangabwärtsweisenden Stirnseiten hier dem Wind zugewandt sind und somit keinen Schutz bieten können (vgl. dagegen Abb. 15).

Insgesamt zeichnet sich also im Hinblick auf die Verbreitung und Intensität der Windwirkungen eine ganz andere Situation ab, als auf der Ostflanke, wo die Winde über den Kamm hinweg von oben her mit voller Stärke in die alpine Vegetation und in die Kampfzone des Baumwuchses hineinblasen und auf weiten Flächen zu einer erheblichen Verschärfung der Standortbedingungen führen.

Ausgeprägte Windwirkungen sind aber in den hochgelegenen, zu Karen erweiterten Talschlüssen der Westabdachung zu beobachten. Obwohl diese gegen Westen meist durch hohe Felshänge geschützt sind, erscheinen die Windwirkungen oftmals stärker als auf den westexponierten Hängen (vgl. Photo 24). Lokale Kanalisierungseffekte und andere die Windgeschwindigkeiten erhöhende Wirkungen des Reliefs müssen hier angenommen werden.

3.3.2 Windrichtungsverteilung

3.3.2.1 Übersicht

Insgesamt gesehen überwiegt auf West- und Ostflanke des Gebirges die westliche Komponente. Unter dem Einfluß der orographischen Verhältnisse auf die Luftströmungen kommt es jedoch im Einzelfall u.U. zu Abweichungen von dieser Richtung bis zu 90° . Nur in einem einzigen Falle weisen winddeformierte Bäume auf Windeinwirkungen aus NE hin (südlich Devils Thumb Lake, Ostflanke s. auch S.22). Dabei handelt es sich vermutlich um die Auswirkungen eines lokalen Bergsporn verursachten Wirbels.

Die Karte vermittelt trotz ihres relativ kleinen Maßstabes ein recht differenziertes Bild der Windrichtungsverteilung. Am gleichmäßigsten ist diese im wenig gegliederten südlichen Abschnitt der Westflanke. Die Windwirkungsindikatoren lassen dort eine größere Häufigkeit von WNW- bis NW-Winden aufscheinen. Es treten nur wenig und dann meist geringe Abweichungen von diesen Richtungen auf (z.B. auf der Ostseite von Mt. Epworth, ca. 500 m westl. Rollins Paß).

Die größte Variabilität ist in dem intensiv gegliederten Bereich unmittelbar östlich des Hauptkammes zu beobachten sowie in dem ebenfalls stark zerschnittenen und glazial überformten nördlichen Abschnitt der Westflanke.

Auf der Ostflanke tritt sie im Kartenbild am deutlichsten hervor in den oberen Talabschnitten und Talschlüssen östlich des Isabelle Gletschers, um Triple Lakes und Goose Lake, zwischen Diamond Lake und Upper Diamond Lake, am Devils Thumb Lake, auf dem ostwärts streichenden Höhenrücken zwischen Jasper-Tal und Woodland-Tal, am King Lake sowie im Umkreis des Jenny-Lake und Yankee-Doodle-Lake, auf der Westseite im Bereich des Satanta Peak und Caribou Lake sowie im südlich daran anschließenden obersten Einzugsbereichs des Cabin Creek ¹⁵⁾.

In der Karte lassen sich dabei stellenweise auch Windrichtungsscherungen und komplizierte Überlagerungen verschiedener, zum Teil sogar entgegengesetzter Windrichtungen in der Vertikalen erkennen (z.B. südlich des Jasper Creek, im Satanta Tal sowie am Caribou Pass (vgl. auch S.22, S.24 ff.).

Relativ "ruhig" ist das Windrichtungsmuster dann wieder auf den Bergrücken und gegen die unteren Abschnitte der glazial überformten Täler der Ostflanke zu. Die Abweichungen von der West-Ost-Richtung bewegen sich zwischen 10° bis höchstens 20° (vgl. dazu St. Vrain Mtn., Mt. Audubon, Mitchell Lake, Long Lake und Brainard Lake, Niwot Ridge, Silver Lake, Caribou Mtn., Rainbow Lakes, Bald Mtn., Caribou Hill).

Einige Geländeabschnitte mit stark wechselnder Windrichtungsverteilung werden nachfolgend eingehender beschrieben. Soweit es die Kartierungsergebnisse und die Beobachtungen zulassen, wird eine Interpretation versucht.

3.3.2.2 Einzelbeispiele

3.3.2.2.1 Oberes Fourth of July-Tal / Diamond-Tal

Das Fourth of July-Tal verläuft größtenteils von NW nach SE. Steil ragen zu beiden Seiten die Hänge empor. Die SW-exponierte Talflanke ist relativ wenig, die NE-exponierte durch NE-weisende Bergsporne und hoch am Hang austretende Seitentäler stark gegliedert.

In seinem obersten Abschnitt macht das Haupttal einen scharfen Knick nach SW und endet als breites, gegen Norden, Westen und Süden durch steile Fels- und Schutthänge umgebenes Kar dicht unter dem Hauptkamm. Der Karboden zeichnet sich durch ein sehr bewegtes Kleinrelief aus (vgl. S.16ff.). Der 3.631 m (11.906 ft) hohe Arapaho-Paß vermittelt den Übergang in das in seinem obersten Abschnitt S-N-gerichtete, nach ca. 3 km aber SE-NW-verlaufende Arapaho-Tal auf der Westseite des Gebirges.

Die Windwirkungen im obersten Arapaho-Tal (Caribou Lake) und im Fourth of July-Tal sprechen dafür, daß beide Talzüge einen auch über den Hauptkamm hinweg wirksamen Leitfurcheneffekt auf die Windströmungen ausüben. Die 200 bis 400 m tiefe Einsattelung des Arapaho-Passes spielt dabei die entscheidende Rolle. Die den Paß überströmenden NW-Winde - auf seiner Westseite noch mit einer deutlichen nördlichen Komponente - wehen quer durch das sich in SW-NE-Richtung erstreckende und nur rund 100 m tiefer liegende Fourth of July-Kar und folgen dann dem eigentlichen Fourth of July-Tal.

Starke Abweichungen von dieser Hauptrichtung sind dann im Diamond-Tal zu beobachten, das etwa 3 km südöstlich des Arapaho-Passes von SW her als Hängetal auf das Fourth of July-Tal stößt. Die Mündungsstufe ist rund 250 m hoch. Das Diamond-Tal ist in seinem obersten Abschnitt (Upper Diamond Lake) sehr eng und wird von steilen und felsigen Bergflanken umgeben. Nur etwa 500 m beträgt hier die horizontale Distanz zwischen den das Tal im Norden und Süden begrenzenden Bergkämmen. In vier Stufen fällt der von einem sehr intensiven Kleinrelief geprägte Talboden von ca. 3.600 m am Upper Diamond Lake auf 3.350 m am Talausgang (Diamond Lake) ab, wobei sich das Tal nach NE hin erheblich weitet. Am Talausgang beträgt der Kammabstand um 1.250 m.

Gegen den Einfluß der über den Arapaho Paß herabwehenden Winde ist das Tal durch den vom Hauptkamm her in West-Ost-Richtung streichenden und den Talboden um 350 (Talschluß) bis 185 m (Talausgang) überragenden Bergsporn gut geschützt. Den Windwirkungskartierungen nach zu urteilen, blasen die Winde von Westen her über den 3.800 bis 3.900 m hohen Hauptkamm in das Diamond-Tal herab. Die bodennahen Winde folgen genau dem Talverlauf, wobei sich vom mittleren Talabschnitt an gegen den Talausgang zu eine Drehung der Windrichtung von W auf SW abzeichnet. Am äußersten Talausgang macht sich dann auf den nach beiden nach NE weisenden Bergspornen der Einfluß der NW-Winde des Fourth of July-Tales in einer leichten Rückdrehung auf West bemerkbar.

Die extreme Ausprägung der Windwirkungen (s. Photo 25) in den beiden oberen Talabschnitten läßt annehmen, daß die von Westen her einfallenden Winde durch den engen Talquerschnitt erheblich beschleunigt werden (Windkanaleffekt). Weiter talwärts treten die Windwirkungen längst nicht so stark in Erscheinung. Das erklärt sich einmal aus der Divergenz der Luftströmung und zum anderen daraus, daß die 70 bis 100 m hohen felsigen Stufen und auch die hohen und geschlossenen Waldbestände einen größeren Windschutz bieten. Lediglich auf freiliegenden Felschwellen und Kuppen sowie auch am exponierten NE-Ufer des Diamond Lake sind auch in den unteren Talabschnitten stark windgeprägte Krummholzwuchsformen zu beobachten (s. Photo 26).

Auf der Ostseite des vom Diamond Mtn. (3.677 m/12.055 ft) nach NE weisenden Bergsporns weisen die Windwirkungen wieder auf NW-Wind hin. Es liegt nun nahe anzunehmen, daß dieser Bereich wieder unter dem Einfluß der das Fourth of July-Tal herabwehenden Winde steht. Das würde aber auch bedeuten, daß diese Winde über das untere Diamond-Tal hinwegwehen und dort die bodennahe orographisch bedingte WSW-SW-Strömung überlagern. Ebenso gut ist es aber möglich, daß die Luftströmung aus dem Diamond-Tal über diesen Sporn - er liegt auch etwas tiefer als der Upper Diamond Lake - hinwegströmt und dann nach ESE bis SE umgelenkt wird.

3.3.2.2.2 Jasper-Tal, Devils Thumb-Kar, Storm-Tal, Woodland-Tal

In mehreren Stufen steigt das zunächst in NW-SE-Richtung, in seinem oberen Abschnitt aber W-E-verlaufende Jasper-Tal gegen den Hauptkamm hin an. Am

Jasper Lake zweigt das in NW-Richtung streichende und ebenfalls in mehreren Stufen ansteigende Storm-Tal ab. Es endet am Upper Storm Lake (3.648 m/11.960 ft), dicht unter dem darüber rund 200 m aufragenden Hauptkamm (3.831 m/12.560 ft). Den Abschluß des Jasper-Tales bildet das weite Devils Thumb-Kar (Devils Thumb Lake 3.400 m/11.150 ft).

Das Verteilungsmuster der Windrichtungen ist in diesem obersten Einzugsbereich des Jasper Creek infolge der orographischen Verhältnisse sehr abwechslungsreich. Während die Winde im vergleichsweise engen Storm-Tal dem Talverlauf (NW-SE) folgen, divergieren sie im Devils Thumb-Kar sehr stark. Dennoch besitzen sie auch dort - den zum Teil extremen Krummholzwuchsformen und starken Deflationserscheinungen nach zu urteilen (vgl. Photo 19, s. auch S.18) - eine sehr hohe Geschwindigkeit. Die Windwirkungen sind dabei auf den dem Devils Thumb Pass zugewandten Hängen von Geländewellen und Kuppen am ausgeprägtesten. Die Divergenz ist unmittelbar im Lee des Hauptkammes am stärksten. Um 70° bis 90° beträgt die Abweichung von der ursprünglichen WNW-Richtung. Im südlichen Bereich des Kares kommt es infolge eines durch einen vom Hauptkamm nach E weisenden Bergsporn verursachten Wirbels sogar zu einer Windrichtungsänderung von ca. 110° (vgl. S.20). Die Divergenz wird gegen den Karausgang hin deutlich schwächer, ist aber auch dort noch leicht zu erkennen.

Mit deutlicher SW-Komponente wehen die Winde vom Devils Thumb Lake karauswärts in Richtung Jasper Lake und drehen, mit den das Storm-Tal herabblasenden Winden konvergierend, auf West. Sie wehen quer über den sich in einer NNW-SSE-gerichteten Karnische erstreckenden Jasper Lake hinweg und mit einer leicht hangaufwärts gerichteten Komponenten die nördliche (NW-SE-verlaufende) Flanke des Jasper-Tales hinauf. In der Einsattelung zwischen dem Diamond Mtn. (3.677 m/12.055 ft) und dem Chittenden Mtn. (3.310 m/10.851 ft) greifen sie in das benachbarte Chittenden-Tal über. In den tieferen Hanglagen folgen sie dagegen dem Verlauf des Jasper-Tales, das hier als Leitfurche wirkt.

Ein kompliziertes Windrichtungsmuster zeichnet sich dann auf dem nach ENE weisenden Sporn des das Jasper-Tal im Süden flankierenden Skyscraper Mtn. (3.777 m/12.383 ft) ab. Dieser Bergsporn ist auf seiner Nordseite durch Hangerosion intensiv in Rippen und Rinnen gegliedert (s. Photo 27). Bei den hier aus WNW wehenden Winden bewirkt diese Reliefgestaltung eine dichte Folge von Luv- und Leestand-

orten. In den oberen Hangpartien werden die windexponierten Geländeabschnitte von dichten und extrem windgeprägten Krummholzbeständen ("Matten", "Keile", "Krummholzstreifen") eingenommen, die deutlich die vorherrschende WNW-Richtung des Windes widerspiegeln. Etwas tiefer am Hang und in Leelagen stockt aufrechter Nadelwald. Auf dem Scheitel des Bergspornes dagegen lassen die Krummholzwuchsformen (meist "Krummholzhecken") auf die Vorherrschaft von SSW-Winden schließen, die aus dem Woodland-Tal hier herauf wehen. Im Konvergenzbereich drehen sie auf SW.

Während das Windrichtungsmuster im gesamten Einzugsbereich des Jasper Creek sich zwanglos als orographisch bedingte Veränderung des Windfeldes in Bodennähe bei westlicher Hauptwindrichtung erklären läßt, ist in diesem Falle die Erklärung schwieriger. Zwei Möglichkeiten kommen infrage. Einmal kann es sich hier um die Abbildung eines bei Winden aus dem westlichen Quadranten (SW-W-NW) regelmäßig auftretenden, durch die orographischen Verhältnisse gesteuerten Strömungsflusses handeln, bei dem die die nördliche und südliche Flanke des Skyscraper Mtn. entlangstreichenden Winde auf diesem Bergsporn im Winkel von ca. 90° aufeinanderstoßen und (Konvergenz) sich in der Vertikalen überlagern (vgl. Abb. 17).

Es ist aber durchaus auch denkbar, daß je nach mehr nordwestlicher oder südwestlicher Richtung der den Hauptkamm überströmenden Winde mal der Nordhang und

mal die zum Woodland-Tal abfallende Flanke des Bergspornes im Luv bzw. im Lee liegt und die dieser Karte zugrundeliegenden Windwirkungen während der jeweiligen Luvlagensituation hervorgerufen wurden. Hier ist die Aussagekraft der Windwirkungskarte erschöpft, und es können nur gezielte Messung und/oder Modelle weitergehende Erkenntnisse bringen.

3.3.2.2.3 Jenny Lake-Kar, Yankee Doodle Lake-Kar, Guinn Mtn. (Ostrampe Rollins Paß)

Auch in diesem Gebiet führen die orographischen Verhältnisse zu einer lokal stark variierenden Windrichtungsverteilung und zur Überlagerung verschiedener Windrichtungen in der Vertikalen. Im Jenny Lake-Kar zeichnet sich deutlich eine Divergenz der Luftströmungen nach Überqueren des Hauptkammes und Eintritt in das nach Osten völlig offene Kargebiet ab. Dabei wehen die Winde im nördlichen Abschnitt des Kares genau der begrenzenden, SW-NE-streichenden Bergflanke entlang. Dann bildet der SE-gerichtete Sporn des Jenny Mtn. (3.608 m/11.829 ft) ein Hindernis. Zwar läßt sich wegen des Fehlens von Windrichtungsindikatoren keine genaue Vorstellung vom weiteren Strömungsverlauf am SW-exponierten Hang dieses Bergspornes machen, doch lassen einige Krummhölzer am Hangfuß unmittelbar nördlich des Jenny Lake annehmen, daß die Winde ihre SW-Richtung beibehalten und deshalb hier hangaufwärts wehen. Außer-

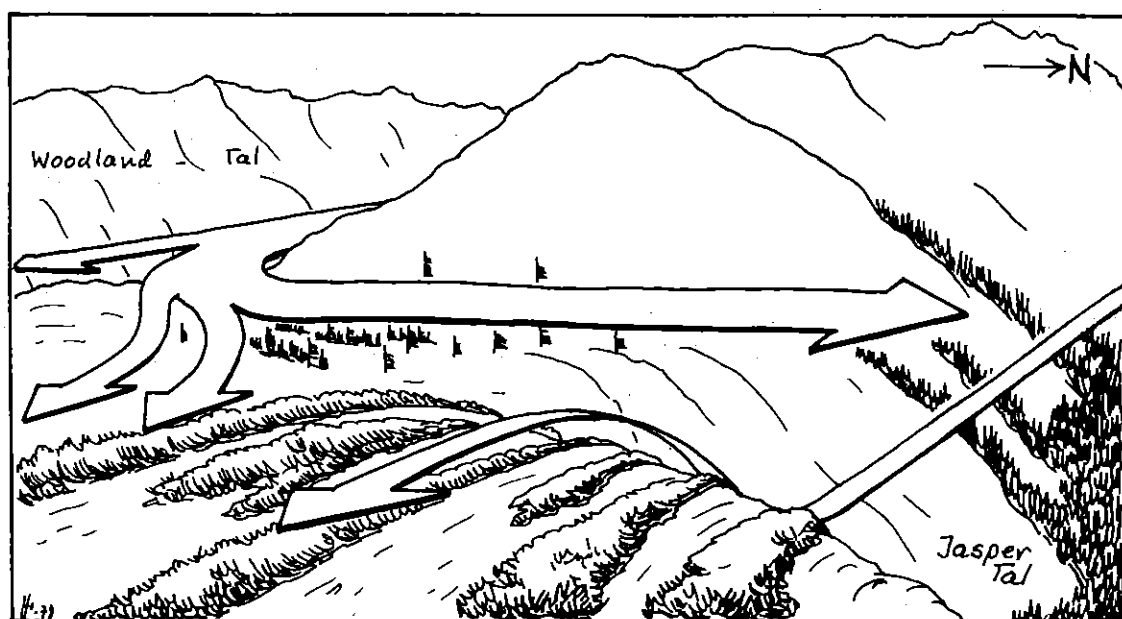


Abbildung 17. Schema der potentiellen Überlagerung der Windströmungen auf dem ENE-weisenden Sporn des Skyscraper Mtn.: Im Vordergrund die WNW-ESE-streichenden Krummholzstreifen und -matten (vgl. Photo 16), im Sattel zwischen Woodland-Tal und Jasper-Tal Krummholzhecken und Fahnenformen, die auf SSW- bis SW-Winde hinweisen; am N-exponierten Hang des Jasper-Tales hochstämmiger Nadelwald (s. Photo 27).

dem ist zu erkennen, daß im Niveau des Jenny Lake die SW-Winde um diesen Sporn herum in Richtung auf den in einem engen nach Süden offenen Kar gelegenen Yankee Doodle Lake wehen und dabei allmählich von SW auf SSW drehen.

Auf dem W-exponierten Hang des das Yankee Doodle Lake-Kar im Osten begrenzenden Guinn Mtn. (3.416 m/11.200 ft) weisen die Baumkronendeformationen wieder auf westliche Winde hin, die im südlichen Hangabschnitt eine deutliche SW-Komponente besitzen. Es kann sich dabei um die Fortsetzung der aus dem Jenny Lake-Kar in Bodennähe herauswehenden Winde handeln oder aber auch um westliche Winde, die vom Hauptkamm her in größerer Höhe über dem Boden über das Jenny Lake-Kar und das oberste Jenny-Tal hinwegwehen und mit kaum verminderter Kraft auf den W-schauenden Hang des Guinn Mtn. treffen und dort hangaufwärts wehen.

Der Verbreitung der Baumkronendeformationen und Krummholzwuchsformen im nördlichen Abschnitt des W-exponierten Hanges des Guinn Mtn., auf dem flachen Guinn Mtn. selbst und in dem Sattel zwischen Guinn Mtn. und Jenny Mtn. nach zu urteilen, wird mit Sicherheit im inneren Yankee Doodle Lake-Kar die bodennahe SW-Strömung schon in wenigen Dekametern Höhe von westlichen bis westnordwestlichen Winden überlagert.

Im südöstlichen Bereich des Guinn Mtn. kommt es zur Konvergenz nordwestlicher und südwestlicher Strömungen, ebenso im südlichen Abschnitt des Jenny Lake-Kars am SE-gerichteten Sporn des Gilpin Mtn. (3.636 m/11.920 ft).

3.3.2.2.4 Satanta Peak-Gebiet

Als letztes Beispiel für die starke orographische Beeinflussung der Windrichtungsverteilung und als

ein Beispiel von der Westflanke des Gebirges wird die Situation um den Satanta Peak (3.634 m/11.979 ft) beschrieben.

Der Satanta Peak ist die höchste Erhebung des SE-NW-streichenden Höhenzuges, der das obere Arapaho Creek-Tal im Südwesten begrenzt. Seine steil nach SW abfallenden Hänge sind nur schwach reliefiert, die NE-exponierte Flanke wird durch Kare (s. dazu MADOLE 1972) und kleine zum Arapaho Creek hin entwässernde Täler und SW-NE-weisende Bergsporne intensiv gegliedert. Einige Einsattelungen - Caribou Paß (3.518 m/11.600 ft), Satanta-Saddle (3.599 m/11.800 ft) und Meadow-Saddle (3.489 m/11.440 ft) - vermitteln Übergänge zwischen beiden Bergflanken.

Auf der Westseite des Höhenzuges herrschen WSW- bis SW-Winde vor. Eine vergleichsweise unruhige Windrichtungsverteilung zeichnet sich auf der Ostseite ab. Insgesamt gesehen dominiert dort infolge der Leitfurchenwirkung des Arapaho Creek Tales (s. auch S.21) die NW- bis NNW-Richtung. Im SSW-NNE-streichenden Satanta Peak-Tal bewirken die orographischen Verhältnisse einen Wechsel der Windrichtungen auf engstem Raum.

Unmittelbar im Lee des Satanta-Sattels verursachen sie eine starke Schneeakkumulation. Ihr Einfluß ist noch ca. 500 m talwärts in den stark windgeprägten Wuchsformen des Krummholzes ("Keile", "Krummholzhecken") erkennbar. Dann aber weisen diese - eine Drehung der Windrichtung von SW auf W, NW und schließlich NNW widerspiegelnd - auf die rasch zunehmende Vorherrschaft der das Arapaho Creek-Tal heaufwehenden und das mittlere und untere Satanta-Tal (auch in Bodennähe) querenden NW-Winde hin. Schon im oberen Satanta-Tal zeichnet sich in Baumkronendeformationen und Krummholzwuchsformen hoch oben am Hang (linke Talseite) der vorherrschende Einfluß von nördlichen bis nordwestlichen Winden ab. Zumindest in Bodennähe ist aber in diesem Talabschnitt die Wirkung der SW-Winde größer.

4. Zusammenfassung und Ausblick

Die meridional verlaufende Colorado Front Range wird ganzjährig von starken bis sehr starken Winden aus dem westlichen Quadranten beherrscht, wobei im Mittel die NW-Komponente überwiegt. Besonders in den exponierten Hochlagen des Gebirges (obere montane, subalpine und alpine Stufe) prägen sie die ökologische und geländeklimatische Situation in entscheidendem Maße und überlagern vielfach die Wirkungen anderer Klimaelemente. So ist z.B. die Existenz des Krummholzgürtels über dem hochmontanen Nadelwald in diesem Gebirge in erster Linie das Ergebnis der permanenten und starken Windeinwirkung. Unter dem aerodynamischen Einfluß der Geländeformen ändern sich Windrichtung und -geschwindigkeit oft auf engstem Raum. Der mehr oder weniger großen Windexposition eines Standortes kommt unter den Standortfaktoren eine besonders große Bedeutung zu. Mangels geeigneten meteorologischen Beobachtungsmaterials - eine einzige Station registriert im Untersuchungsgebiet die Windgeschwindigkeiten, nicht aber die Windrichtungen, und eine zweite, an der auch die Windrichtungen verzeichnet werden, liegt ca. 20 km südsüdwestlich der Südgrenze des Untersuchungsgebietes - ist es bislang nicht möglich, diese lokalen Verhältnisse flächenhaft zu erfassen und zu differenzieren.

Mit der vorliegenden Arbeit wurde daher der Versuch unternommen, für die Hochlagen der Indian Peaks Section (mittlerer Abschnitt des Gebirges) anhand von Kartierungen der im Gelände allenthalben sichtbaren Windwirkungen eine erste Vorstellung von der reliefgesteuerten Windrichtung - und soweit möglich - auch der Windgeschwindigkeitsverteilung zu erarbeiten und damit eine weitere Grundlage für die ökologische und geländeklimatologische Erforschung dieses Gebietes zu liefern. Kartierungsgrundlage bildete die amtliche topographische Karte 1 : 24 000 des U.S. Geological Survey.

Als wichtigste Windindikatoren dienten die Wuchsformen der Bäume und Sträucher, Deflationsphänomene (Windsichelrasen, Rasenkliffs) und auch indirekte Wirkungen, wie z.B. die Verbreitung von Schneetälchengesellschaften und Schneepilzschäden an immergrünen Koniferen an akkumulationsgünstigen Standorten (Leelagen, Mulden). Der Indikatorwert der verschiedenen Windwirkungen wie auch die Grenzen der Methode werden im einzelnen diskutiert. Alle kartierten Windwirkungen stellen Summenwirkungen dar,

die eine mittlere Verteilung der Windrichtungen und -geschwindigkeiten widerspiegeln, keineswegs aber als Abbild eines zusammenhängenden Strömungsfeldes aufzufassen sind.

Ergebnis der Feldarbeiten ist vorliegende Windkarte. In ihr sind nur die Windrichtungen dargestellt, nicht aber die relativen Windstärkenunterschiede, da dazu der Kartenmaßstab zu klein ist. Aus demselben Grunde sind auch kleinsträumige Windrichtungsänderungen - etwa entlang eines Rundhöckers oder einer Geländekante - in der Karte nicht berücksichtigt worden. Exemplarisch werden solche Fälle in großmaßstäbigen Detailkarten und Profilskizzen dargestellt. Dennoch bietet die Karte ein schon recht differenziertes Bild der mittleren Windrichtungsverteilung in Bodennähe.

Infolge der verschiedenen orographischen Gestaltung beider Gebirgsflanken nehmen die Areale mit sichtbaren Windwirkungen auf der durch ausgedehnte und sehr hochgelegene Rumpfflächenreste gekennzeichneten Ost-Lee-Seite einen erheblich größeren Raum ein als auf der West-Luv-Seite. Die große Häufigkeit und extreme Ausbildung der Winwirkungen unmittelbar hinter dem nach Osten weisenden Steilabfall des Hauptkammes weisen darauf hin, daß der Bereich "relativer Windruhe" im Lee des Hauptkammes nur sehr schmal ist - in den angeführten Beispielen sicher nicht über 200 bis 350 m.

Die Windwirkungen zeigen deutlich, daß auf beiden Gebirgsflanken die westlichen Winde auch in Bodennähe absolut vorherrschen. Am häufigsten und größten sind die Abweichungen aus westlicher Richtung in dem stark glazial überformten und intensiv gegliederten Bereich unmittelbar östlich des Hauptkammes - hier beträgt die Abweichung der Windrichtung in Bodennähe von der Richtung der das Gebirge überströmenden Winde z.T. 70 bis 90° - sowie in dem ähnlich gestalteten nördlichen Abschnitt der Westflanke. In beiden Gebieten weisen die Windwirkungen auf z.T. komplizierte Überlagerungen verschiedener Windrichtungen in der Vertikalen hin. Diese Phänomene werden, soweit es die Kartierungsergebnisse und Beobachtungen zulassen, interpretiert. Endgültige Klärung können hier aber nur Messungen bringen.

Relativ gleichmäßig ist die Windrichtungsverteilung in dem wenig reliefierten südlichen Abschnitt der

Westflanke und auch gegen die unteren Abschnitte der glazial überformten Täler der Ostflanke hin. Die Abweichungen von der Westrichtung erreichen maximal 20° .

Die Karte ist ein erster Schritt zu einer flächenhaften Erfassung und Differenzierung des bodennahen Windfeldes im Untersuchungsgebiet. Anhand der Karte ist es jetzt viel leichter als vorher möglich, eine gezielte Standortwahl für die Errichtung von Meßstationen zu treffen. Das gilt z.T. sogar für die Gebiete, die, weil in ihnen keine als Indikator geeigneten Windwirkungen zu beobachten sind, in der Karte "weiß" bleiben mußten, um die herum aber nun die mittlere Windrichtungsverteilung bekannt ist, so daß sie im Hinblick auf ihre potentiellen Windverhältnisse von diesen Geländeabschnitten her besser eingeschätzt und eingeordnet werden können.

Auch die für die Simulation mit Reliefmodellen am besten geeigneten Geländeabschnitte läßt die Karte rasch erkennen. Hier wäre es von großem Interesse herauszufinden, unter welchen Bedingungen (Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitsänderung) sich im Mo-

delversuch Stromlinienmuster ¹⁶⁾ einstellen, die mit dem durch die Kartierung ermittelten Muster der Windrichtungsverteilung übereinstimmen oder große Ähnlichkeit aufweisen, d.h. zu klären, wieweit eine solche "Mittelwertskarte" auch die Beurteilung von Einzelfällen (z.B. bestimmte Höhenwindrichtung) ermöglicht. Normalerweise versagen Mittelwerte zwar im Einzelfall, in der speziellen Situation der Front Range mit ihrem relativ schmalen Windsektor (SW - NW) ist es jedoch durchaus möglich, daß sich das wirkliche Stromlinienmuster des stark orographisch beeinflussten bodennahen Windfeldes bei einer Drehung der Höhenströmung von SW bis NW nicht wesentlich ändert und in vielen Geländeabschnitten (insbesondere auf der Ostflanke des Gebirges) der mittleren Windrichtungsverteilung in Bodennähe entspricht. Starke Unterschiede sind eigentlich nur bei nördlichen, südlichen oder östlichen Strömungen zu erwarten.

Bedauerlicherweise stehen die hohen Kosten solchen Versuchen mit maßstäblich verkleinerten Reliefmodellen entgegen, doch bieten letztere der Geländeklimatologie noch viele ungenutzte Möglichkeiten.

5. Summary and Outlook

Windflow near soil surface in the Indian Peaks Section (Colorado Front Range)

Strong and permanent winds from the western quadrant - the north-west component is prevailing on an average - are typical for the Colorado Front Range, the easternmost range of the Rocky Mountains, extending in a north-south direction. These winds particularly influence the ecological and climatic situation at high altitudes in the mountains (upper montane, subalpine and alpine zones). Frequently they even override the effects of the other climatic elements. Thus the existence of the krummholzbelt (= forest-tundra-ectone) above the upper montane coniferous forest can be primarily attributed to permanent westerly winds. The direction and velocity of the winds are influenced by topography and change over small areas. Thus among the ecological factors determining a site the more or less pronounced exposure to the prevailing wind is of paramount importance. Owing to a lack of meteorological data - in the study area only one station records the velocity but not the direction of the wind, and another one, which records also the direction, is situated about 20 km south-south-west - it has not yet been possible to map and differentiate the local conditions.

The present study is based on mapping the wind effects which are to be seen throughout the area. It is an attempt to establish a basic idea of the distribution of relief-dependent wind direction and also, as far as possible, wind velocity. Field work was carried out at the high elevation areas of the Indian Peaks Section which forms the middle part of the Front Range. The data collected in the field should serve as a basis for further ecological and local-climatic research in this high-mountain area. The official topographic map 1:24 000 of the U.S. Geological Survey was used for mapping.

The most important wind indicators were the deformations of the trees and shrubs, deflation phenomena ("Windsichelrasen", scarps) and indirect effects such as the distribution of snowbed vegetation and the presence of fungus damage (*Herpotrichia*-species) on evergreen coniferous trees where the snow cover is deep and long-lasting (lee-sides, swales ect.). The value of the various indicators and also the limits of the method applied are discussed in detail.

The mapped wind-effects should be regarded as the sum total reflecting the average distribution of the wind directions and velocities. However, they should not be conceived as the duplicate of a continuous field of air currents.

The present wind map shows the results of the field work. It shows only the wind directions. The relative differences in wind velocities could not be included as the scale of the map was too small. For the same reason the small-scale alterations of wind direction which occur for example along "rochemoutonnées" or small ridges could not be considered in this map either. Nevertheless the map gives a quite detailed picture of the average distribution of the wind directions near the surface.

As a result of the different orographic configuration of the slopes in the Front Range, the areas with visible wind effects are much more conspicuous on the gentle topography of the rolling uplands on the leeward (eastern) slope than on the western slope. The evidence of wind effects is especially frequent and extreme on the steep east-pointing slope adjacent to the main crest of the Continental Divide. The wind-protected area situated in the wind shadow of the main crest is thus very limited in extent, ranging only from 200 to 350 meters in width.

The wind effects clearly illustrate that on both slopes the western winds also predominate near the surface. Deviations from the prevailing wind direction are quite frequent and wide in the glacially moulded areas east of the main crest. There the variations in wind direction near the surface differ by 70-90° from the direction of the winds blowing over the mountains from the west. A similar situation can be found in the northern sections of the west slope. In both these areas the wind effects indicate a complicated overlapping of different wind directions. The author tries to interpret these phenomena as far as field studies permit safe conclusions.

The gently rolling surface of the southern section of the west slope shows a more regular distribution

of wind directions. This feature also predominates in the glacially moulded lower parts of the valleys on the east slope of the Front Range. The deviation of the western direction is 20° at a maximum.

This map is the first step towards a more complete differentiation of the near-surface wind-field in the study area. It has made it easier to determine suitable locations for other climatological stations. Even the potential average wind situation of those areas lacking the usual indicators of wind influence and which therefore had to remain "white" on earlier maps can now be more easily assessed. Furthermore the best sites for a simulation with relief-models are easily detectable on the wind map. It would be interesting to find out the conditions under which streamline patterns appear in the simulation model which correspond with or are similar to the average pattern as shown by the map. The streamlines in the simulation can be made visible through "tracers" such as colour and smoke and then

be photographed. Thus it would be possible to clarify to what degree a map showing average values also illuminates certain specific cases (for example certain directions of the wind at high altitude). Normally average values fail when specific cases are regarded. But the special situation of the Front Range with its relatively narrow wind sector (SW-NW) may well show that the near-surface windfield which is influenced by topography does not considerably change even if the high-altitude air-streams varies from SW to NW. Thus the near-surface windfield corresponds to the average distribution of the wind direction over large areas particularly on the east slope of the Front Range. Considerable differences can be expected only when northern, southern or eastern air-currents prevail.

Unfortunately simulation with relief-models is extremely expensive but it opens a wide range of opportunities for the climatologist to contribute to research in local climatology.

6. Anmerkungen

- 1) Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für die Gewährung einer Reisebeihilfe, die die Durchführung der Geländearbeiten wesentlich erleichterte.
- 2) Viele der Gipfel sind nach Indianerstämmen benannt.
- 3) Vgl. dazu auch die Verhältnisse in den ebenfalls meridional verlaufenden Skanden (s.z.B. ENQUIST 1916, SCHYTT 1960, VIBORG 1962, RUDBERG 1968).
- 4) Institute of Arctic and Alpine Research.
- 5) Berechnung der Werte für Mines Peak nach JUDSON (1977), für Niwot Ridge nach BARRY (1973).
- 6) In den tieferen Lagen und im Gebirgsvorland haben die die Ostflanke der Front Range herabwehenden und oft stürmischen Winde föhnartigen Charakter. Sie werden, obwohl in ihrer Genese z.T. recht verschieden (s. dazu: BRINKMANN 1973) gemeinhin als "Chinook" bezeichnet.
- 7) Im Hinblick auf die im Untersuchungsgebiet sehr kleinräumig wechselnden Windrichtungen und -geschwindigkeiten müßte auch das zu geringe Auflösungsvermögen des von FOSBERG und seinen Mitarbeitern entwickelten Modells verbessert werden. Zudem sind der Anwendung dieses Modells auch durch die im Untersuchungsgebiet vorherrschenden advektiven Einflüsse (großräumige Gradientwinde) Grenzen gesetzt.
- 8) Viele der als Windindikatoren benutzten "Krummholzhecken" und "Krummholzstreifen" (s. Photo 13, 14) sind an die 1.000 Jahre alt, zumindest ihre teilweise längst abgestorbenen luvseitigen Teile (s. auch IVES 1973).
- 9) Um zeitraubende Umzeichnungen zu sparen, wurden die Isohypsen aus der amtlichen topographischen Karte einfach hochgezeichnet. Im Text erscheinen sie auf bestimmte Punkte in der Windrichtungskarte beziehende Höhenangaben sowohl in Fuß als auch in Meter. Für eine Reihe von Lokalitäten, die in der topographischen Karte keine Bezeichnung tragen, wurden von mir Namen erfunden.
- 10) Nomenklatur nach LÜVE (1970).
- 11) In der amtlichen topographischen Karte wird der Krummholzgürtel, von wenigen Ausnahmen abgesehen, nicht dargestellt, obwohl doch gerade er landschaftsphysiognomisch besonders stark in Erscheinung tritt und wegen seines Ökotoncharakters auch besonders hervorgehoben werden sollte.
- 12) In der amerikanischen Literatur erscheint der Terminus auch als "krummholtz".
- 13) Über die ökologische Wirksamkeit des Eisgeblasses gehen die Meinungen auseinander. Literatur dazu u.a.: TURNER (1968), HOLTMEIER (1968, 1974), VOWINCKEL et al. (1975), MARCHAND & CHABOT (1978).
- 14) Der Vollständigkeit halber sei hier auf eine kürzlich erschienene Arbeit von REITZ mit dem Titel "Windschur oder Salzschor" (Erdkunde 1978) verwiesen. Der Verfasser hält eine physiologische Wirkung des Windes ohne Salzfracht für eine "unbewiesene Behauptung" und schließt auch mechanische Windwirkungen als Ursachen von Baumkronendeformationen aus.
- 15) Die Aufzählung der Lokalitäten erfolgt jeweils von Nord nach Süd.
- 16) Die Stromlinien können durch "tracer" (Farbe, Rauch) sichtbar gemacht werden.

7. Literaturverzeichnis

- 1 BAIG, M.N., TRANQUILLINI, W. und HAVRANEK, W.M.:
1974/Cutikuläre Transpiration von Picea-abies- und Pinus-cembra-Zweigen aus verschiedener Seehöhe und ihre Bedeutung für die winterliche Austrocknung der Bäume an der alpinen Waldgrenze. Cbl.f.d.ges.Forstw. 91/4, 195 - 211
- 2 BARRY, R.:
1973/A climatological transect on the East Slope of the Front Range, Colorado. Arctic & Alpine Res., Vol. 5, No. 2, 89 - 110
- 3 BARSCH, D.:
1963/Wind, Baumform und Landschaft. Eine Untersuchung des Windeinflusses auf Baumform und Kulturlandschaft unter besonderer Berücksichtigung des Mistralgebietes im französischen Rhonetal. Freiburger Geogr. Hefte, H. 1
- 4 BELL, K.L.:
1974/Autecology of Kobresia bellardii: why winter snow accumulation patterns affect local distribution. Ph.D.thesis, Univ. of Alberta, Edmonton
- 5 BENEDICT, J.B.:
1967/Recent glacial history of an alpine area in the Colorado Front Range, U.S.A.. I. Establishing a Lichengrowth curve. J. Glaciol. 6 (48), 817 - 832
- 6 BENEDICT, J.B.:
1968/Recent glacial history of an alpine area in the Colorado Front Range, U.S.A.. II. Dating the glacial deposits. J. Glaciol. 7 (49), 77 - 87
- 7 BENEDICT, J.B.:
1970/Downslope soil movement in a Colorado Alpine Region. Arctic & Alpine Res., Vol. 2, No. 3, 165 - 226
- 8 BERNBECK, O.:
1907/Der Wind als pflanzenpathologischer Faktor. Diss. Bonn 1906, Stuttgart
- 9 BERNBECK, O.:
1911/Wind und Pflanzenwachstum. Forstwiss. Cbl., 210 - 211
- 10 BERNBECK, O.:
1954/Wind und physiologische Tiefgründigkeit. Berlin
- 11 BILLINGS, W.D.:
1969/Vegetational pattern near alpine timberline as affected by fire-snow-drift interactions. Vegetatio, Vol. XIX, Fasc. 1 - 6, 192 - 207
- 12 BILLINGS, W.D. & BLISS, L.C.:
1959/An alpine snowbank environment and its effects on vegetation, plant development, and productivity. Ecology 40, 388 - 397
- 13 BRINKMANN, W.A.R.:
1973/A climatological study of strong downslope winds in the Boulder Area. NCAR Cooperative Thesis No. 27, INSTAAR Occasional Paper No. 6
- 14 BRINKMANN, W.A.R.:
1974/Strong downslope winds at Boulder, Colorado. Monthly Weather Rev., Vol. 102, No. 8, 592 - 602
- 15 BROCKMANN-JEROSCH, H.:
1929/Vegetation der Schweiz. 4. Lfg., Pflanzengeogr. Komm.d.Schweiz. Naturf.Ges., Beitr.z.Geobot.Landesaufn. 12
- 16 BRYSON, R.A. & HARE, F.K.:
1974/The Climates of North America. in: World Survey of Climatology 11, Climates of North America. Amsterdam-London-New York, 1 - 47
- 17 DAHL, E.:
1956/Rondane. Mountain vegetation in South Norway and its relation to the environment. Skr. Norsk Vidensk. Akad., 1. Mat.-naturv. kl., 3
- 18 EDDLEMAN, L.E.:
1967/A study of phyto-edaphic relationships in alpine tundra of northern Colorado. Ph. D. thesis, Colo.State Univ., Fort Collins
- 19 EMERICK, J.C.:
1976/Effects of artificially increased snow cover on plant canopy architecture and primary production in selected areas of Colorado alpine tundra. Ph.D.thesis, Univ.of Colo., Boulder
- 20 ENQUIST, F.:
1916/Der Einfluß des Windes auf die Verteilung der Gletscher. Bull.Geol.Inst.Univ. Uppsala, vol. 14, 1 - 10B
- 21 FOSBERG, M.A., MARLATT, W.E. & KRUPNAK, L.:
Estimating airflow patterns over complex terrain. USDA Forest Service Res. Paper RM - 162
- 22 FRUH, J.:
1901/1902/Die Abbildung der vorherrschenden Winde durch die Pflanzenwelt. Jahresber. Geogr.-Ethnogr. Ges. Zürich
- 23 FRUH, J.:
1938/Geographie der Schweiz. Bd. III, St. Gallen
- 24 FURRER, G.:
1954/Soliflukationsformen im schweizerischen Nationalpark. Ergebn.d.wiss.Unters.d. schweizer.Nationalparks, Bd. IV (N.F.), Liestal
- 25 GJAEREVOLL, O.:
1956/The plant communities of the Scandinavian alpine snow beds. Det.Kgl.Norske Vidensk.Selskabs Skr.
- 26 HENDERSON, J.:
1911/Extinct and existing glaciers of Colorado. Univ.Colo.Studies 8, 33 - 76
- 27 HENNING, I. & HENNING, D.:
1977/Klimatologische Wasserbilanz von Nordamerika. Arch.Met., Geophys., Biokl., Ser. B. 25, 31 - 66
- 28 HENSON, W.R.:
1952/Chinook winds and red belt injury to lodgepole pine in the Rocky Mountain Parks area of Canada. Contr. No. 28, Div. of Forest Biol., Canada Dpt. of Agricult., Ottawa, 62 - 64
- 29 HOLTMEIER, F.-K.:
1968/Entgegnung zu "Schneeschliff in den Alpen" von H. Turner. Wetter und Leben 20, 9/10, 201 - 205

- 30 HOLTMEIER, F.-K.:
1971a/Der Einfluß der orographischen Situation auf die Windverhältnisse im Spiegel der Vegetation - dargestellt an Beispielen aus dem Val Maroz (Bergell), aus dem Oberengadin und vom Pru del Vent (Puschlav). Erdk. XXV, 3, 178 - 195
- 31 HOLTMEIER, F.-K.:
1971b/Waldgrenzstudien im nördlichen Finnisch-Lappland und angrenzenden Nordnorwegen. Rep.Kevo Subarct. Res.Stat.8, 53 - 62
- 32 HOLTMEIER, F.-K.:
1973/Geocological aspects of timberlines in Northern and Central Europe. Arctic & Alpine Res., Vol. 5, No. 3, Pt. 2, 45 - 54
- 33 HOLTMEIER, F.-K.:
1974/Geoökologische Beobachtungen und Studien an der subarktischen und alpinen Waldgrenze in vergleichender Sicht (nördliches Fennoskandien/Zentralalpen). Erdwiss. Forschung, Bd. VIII
- 34 HOLWAY, J.G. & WARD, R.T.:
1963/Snow and meltwater effects in an area of Colorado alpine. Amer.Midl.Natur., 69, 189 - 197
- 35 IVES, J.D.:
1973/Studies in high altitude geocology of the Colorado Front Range: A review of the research program of the Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado. Arctic & Alpine Res., Vol. 5, No. 3, Pt. 2, 67 - 75
- 36 IVES, R.L.:
1953/Later pleistocene glaciation in the Silver Lake Valley, Colorado. Geogr. Rev. 43, No. 2, 229 - 252
- 37 JOHNSON, P.L. & BILLINGS, W.D.:
1962/The alpine vegetation of the Beartooth Plateau in relation to cryopedogenic processes and patterns. Ecol.Monographs, Vol. 32, No. 2, 105 - 135
- 38 JONES, W.D. & QUAM, L.O.:
1944/Glacial land forms in Rocky Mountain National Park. Colorado J.of Geol. 52, 217 - 234
- 39 JUDSON, A.:
1977/Climatological data from the Berthoud Pass Area of Colorado. USDA Forest Service, Gen.Techn.Rep. RM-42
- 40 KOMARKOVA, V. & WEBBER, P.:
1978/An Alpine Vegetation Map of Niwot Ridge, Colorado. Arctic & Alpine Res., Vol. 10, No. 1, 1 - 29
- 41 KRIVSKY, L.:
1958/Bestimmung der vorherrschenden Windrichtung aus Windfahnenbäumen. Met. Rdsch. 11, 86 - 90
- 42 KRONFUSS, H.:
1967/Schneelage und Ausaperung an der Waldgrenze. Mitt. Forstl. Bundesvers.-Anst. Mariabrunn 75, 207 - 241
- 43 KRONFUSS, H.:
1970/Räumliche Korrelation zwischen der Windstärke in Bodennähe und der Schneedeckendauer. Cbl.f.d.ges.Forstw. 87, H. 2, 99 - 116
- 44 KRONFUSS, H.:
1972/Kleinklimatische Vergleichsmessungen an zwei subalpinen Standorten. Mitt.Forstl. Bundesvers.-Anst. Mariabrunn 96, 159 - 176
- 45 LAWRENCE, D.B.:
1939/Some features of the vegetation of the Columbia River Gorge with special reference to asymmetry in forest trees. Ecol.Mono-gr., Vol. 9, No. 2, 218 - 257
- 46 LÖVE, D.:
1970/Subarctic and Subalpine: Where and what? Arctic & Alpine Res. 2, 63 - 73
- 47 LÖLLAU, I.:
1976/Studien und Beobachtungen zum Landschaftsgefüge in der Front Range, Colorado. Diss. Münster
- 48 MACHATTIE, L.B.:
1963/Winter injury of lodgepole pine foliage. Weather 18 (10), 301 - 307
- 49 MADOLE, R.F.:
1972/Neoglacial facies in the Colorado Front Range. Arctic & Alpine Res., Vol. 4, No. 2, 119 - 130
- 50 MAHANEY, W.C.:
1973/Neoglacial chronology on the Fourth of July Cirque, Central Colorado Front Range. Geol.Soc.America Bull. 84, 161 - 170
- 51 MARCHAND, P.J. & CHABDT, B.F.:
1978/Winter water relations of tree-line plant species on Mt. Washington, New Hampshire. Arctic & Alpine Res., Vol. 10, No. 1, 105 - 116
- 52 MARR, J.W.:
1961/Ecosystems of the East Slope of the Front Range in Colorado. Univ.of Colorado Studies, No. 8
- 53 MARTIN, E.V. & CLEMENTS, F.E.:
1935/Studies of the effect of artificial wind on growth and transpiration in Helianthus annuus. Plant Physiology 10, 613 - 636
- 54 MARTINELLI, M.:
1973a/Snow-fence experiments in alpine areas. J.of Glaciology, Vol. 12, No. 65, 291 - 303
- 55 MARTINELLI, M.:
1973b/Snow fences for influencing snow accumulation. in: The role of snow and ice in hydrology. Symp.on Measurement and Forecasting (WMO) (Banff, Alberta, Can., Sept. 1972), Proc., 2 vols., 1394 - 1398
- 56 MARTINELLI, M.:
1975/Water yield improvement from alpine areas: The status of our knowledge. USDA Forest Service, Res. Paper RM-138
- 57 MILLER, D.J., BRINKMANN, W.A.R. & BARRY, R.G.:
1974/Windstorms: a case study of wind hazards for Boulder, Colorado. in: Natural Hazards: Local, Global and National. Oxford Univ.Press, 80 - 86
- 58 OSBURN, W.S.:
1967/Ecology of winter snow-free areas of the alpine tundra of Niwot Ridge, Boulder Country, Colorado. Diss. Univ. of Colo.
- 59 OUTCALT, S.I.:
1965/The regimen of the Andrews Glacier in Rocky Mountain National Park, Colorado. Water Resources Res., Vol. 1, No. 2, 277 - 282
- 60 OUTCALT, S.I. & MacPHAIL, D.D.:
1965/A survey of neoglaciation in the Front Range of Colorado. Univ.Colo. Studies, Ser. Earth Sci. 4

- 61 PLESNIK, P.:
1971/Horna Hranica Leso vo Vysokych Av Belanskych Tatrach (Orig.Tschechisch). Dtsch. Zus.: Die obere Waldgrenze in der Hohen und Belauer Tatra., Bratislava, 203 - 238
- 62 RICHMOND, G.M.:
1960/Glaciacion of the east slope of Rocky Mountain National Park, Colorado. Geol. Soc. America Bull., Vol. 71, No. 9, 1371 - 1382
- 63 RICHMOND, G.M.:
1965/Glaciacion of the Rocky Mountains. in: WRIGHT: The Quaternary of the United States. Princeton, N.J., 217 - 330
- 64 REITZ, G.:
1978/Windschur oder Salzschor. Untersuchungen über Ursachen von Kronendeformationen. Erdk. 32, 1, 1 - 10
- 65 RIEHL, H.:
1974/On the climatology and mechanism of Colorado Chinook winds. Bonner Met. Abh. 17
- 66 RUDBERG, St.:
1968/Wind erosion - Preparation of maps showing the direction of eroding winds. Biul. Peryglacjalny 17, 181 - 193
- 67 RUNGE, F.:
1958/Windgeformte Bäume in den Tälern der Zillertaler Alpen. Met.Rdsch. 11, 28 - 30
- 68 RUNGE, F.:
1959/Windgeformte Bäume in den Tälern der Allgäuer Alpen. Met.Rdsch. 12, 98 - 99
- 69 SCHYTT, V.:
1960/The glaciers of the Kebnekajse massif. Geogr. Ann., Vol. 41, 213 - 227
- 70 THORNBURY, W.D.:
1965/Regional Geomorphology of the United States. New York
- 71 TRANQUILLINI, W.:
1976/Water Relations and Alpine Timberline. Ecol. Studies. Analysis and Synthesis, Vol. 19, Water and Plant Life, Berlin-Heidelberg, 473 - 491
- 72 TROLL, C.:
1944/Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol.Rdsch., Bd. 34, H. 7/8 (Klimaheft), 545 - 694
- 73 TROLL, C.:
1955/Der Mount Rainier und das Mittlere Cascadengebirge. Erdk. IX, 4, 264 - 286
- 74 TROLL, C.:
1973/Rasenabschälung (Turfexfoliation) als periglaziales Phänomen der subpolaren Zonen und der Hochgebirge. Z.f.Geomorphol. N.F., Suppl. Bd. 17, 1 - 32
- 75 TURNER, H.:
1968/Über "Schneeschliff" in den Alpen. Wetter und Leben 20, 9/10, 192 - 200
- 76 TWETO, O.:
1957/Geologic scetch of Southern Middle Park, Colorado. Rocky Mountain Assoc. of Geol., 18 - 31
- 77 VAN TUYL, F.M. & LOVERING, T.S.:
1935/Physiographic development of the Front Range. Bull.Geol.Soc.America, Vol. 46, 1291 - 1350
- 78 VILBORG, L.:
1963/Bidrag till kännedom om den recenta glaciacionens utbredning i Sverige. Ymer, vol. 82, 81 - 107
- 79 VISHER, S.S.:
1954/Climatic Atlas of the United States. Cambridge
- 80 VOWINCKEL, T., OECEL, W.C. & BOLL, W.G.:
1975/The effect of climate on the photosynthesis of Picea mariana at the Subarctic tree line. 1. Field measurements. Canad. J. of Bot. 53, 604 - 620
- 81 WARDLE, P.:
1968/Engelmann spruce (Picea engelmannii) at its upperlimits on the Front Range, Colorado. Ecol. 49, 483 - 495
- 82 WARDLE, P.:
1971/An explanation for alpine timberline. New Zealand. J.Bot. 9, 371 - 402
- 83 WEISCHET, W.:
1951/Die Baumneigung als Hilfsmittel zur geographischen Bestimmung der klimatischen Windverhältnisse. Erd. V, 221 - 227
- 84 WEISCHET, W.:
1953/Zur systematischen Beobachtung von Baumkronendeformationen mit klimatologischer Zielsetzung. Met.Rdsch.6, H. 9/10, 185 - 187
- 85 WEISCHET, W.:
1955/Die Geländeklimate der Niederrheinischen Bucht und ihrer Rahmenlandschaften. Eine geographische Analyse subregionaler Klimadifferenzierung. Münchener Geogr. Hefte, H. 8
- 86 WILLARD, B.E.:
1963/Phytosociology of the Alpine Tundra of Trail Ridge. Rocky Mountain National Park, Colorado. Ph.D.Thesis, Univ.of Colorado, Boulder
- 87 WILSON, J.W.:
1959/Notes on wind and its effects in arctic alpine vegetation. J.Ecol. 47, 415 - 427
- 88 YOSHINO, M.:
1957/Local characteristics of surface winds in a small valley. Sci.Rep.of the Tokyo Kyoiku Daigaku, vol. 5, no. 46, 129 - 151
- 89 YOSHINO, M.:
1960/The local distribution of windshaped trees and usnea as indicators of microclimates in the subalpine zone (japanisch, engl. Zus.). Tokyo Kyoiku Daigaku, Chirigaukenkyokoku IV
- 90 YOSHINO, M.:
1963/Lokalklima und Vegetation im Kirishima-Gebirge im südlichen Kyushu, Japan. Erdk. XVII, H. 3/4, 148 - 163
- 91 YOSHINO, M.:
1964/Some local characteristics of the winds as revealed by wind-shaped trees in the Rhone valley in Switzerland. Erdk.XVII, 1, 28 - 29
- 92 YOSHINO, M.:
1966/Wind-shaped trees as indicators of micro- and localclimatic windsituation. Proc. 3 rd. intern. Biomet. Congr. in Sept. 1963 (Pergamon press, Oxford)
- 93 YOSHINO, M.:
1973/Wind-shaped trees in the subalpine zone in Japan. Arctic & Alpine Res., vol. 5, no. 3, Pt. 2, 115 - 126
- 94 YOSHIMURA, M.:
1971/Die Windverbreitung im Gebiet des Mt. Fuji. Erdk. XXV, 3, 195 - 198

8. Bildanhang

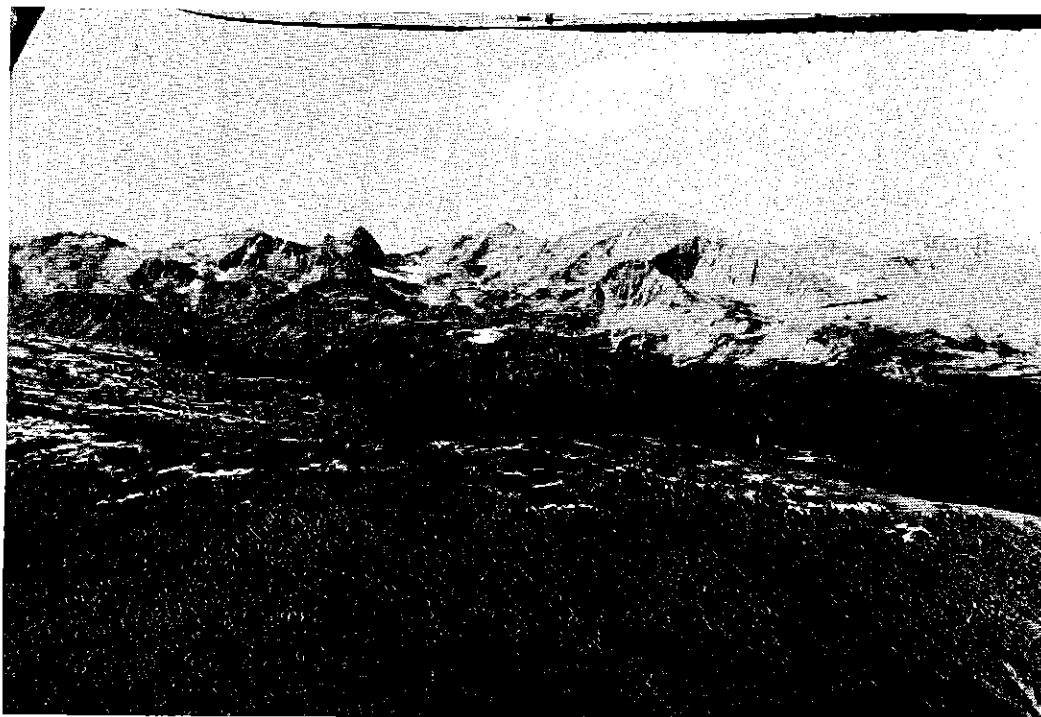


Photo 1. Indian Peaks Section Ostseite: Blick über den SW-gerichteten Sporn vom Niwot Ridge auf den Hauptkamm; bei den Gipfeln in Bildmitte handelt es sich um Mt. Toll (3.959 m, mit Schneefleck), den Paiute Peak (3.918 m) und Mt. Audubon (4.033 m, mit Karnischen); Photo Holtmeier 30.9.1974.

Nur die Gipfelregion weist typisch alpine Züge auf, während sonst ausgedehnte und in verschiedenen Niveaus gelegene Rumpfflächenreste das Landschaftsbild bestimmen.

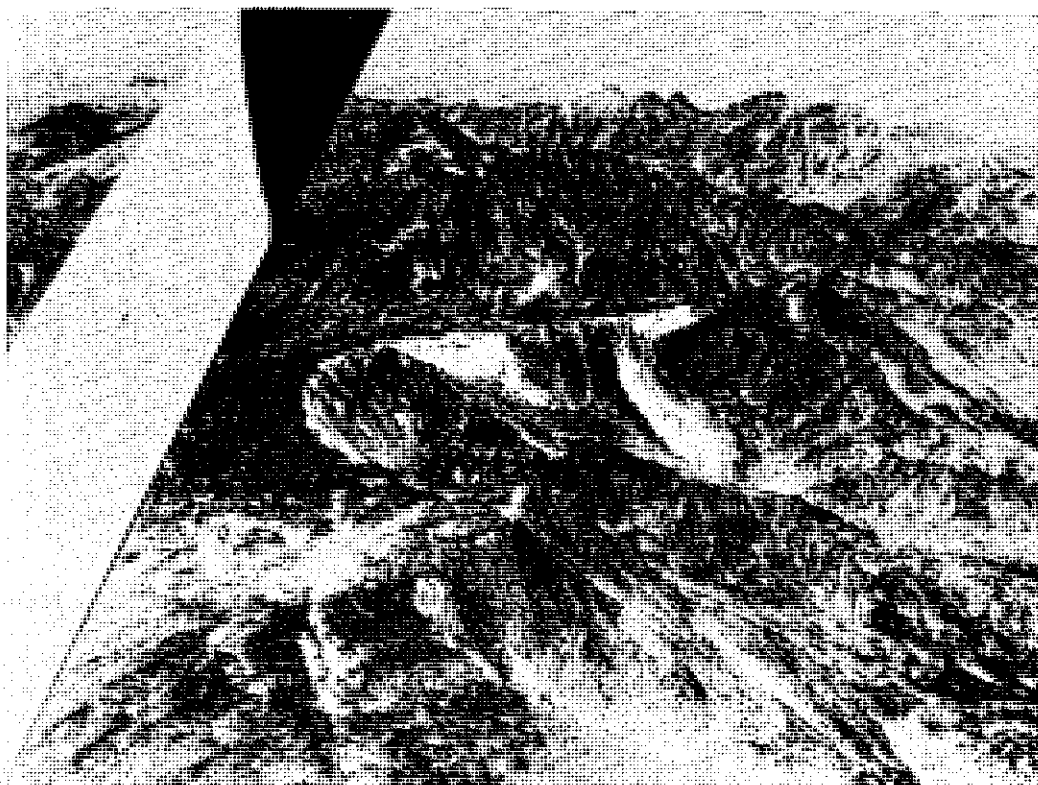


Photo 2. Blick vom Rollins Paß nach Norden auf die über 4.000 m hohen Gipfel der Indian Peaks Section: Das Gebiet östlich des Hauptkamms ist durch die glaziale Überformung intensiv gegliedert worden. Der Steilabfall zu den Karböden der Ostseite mißt z.T. 170 - 200 m. Die Westflanke dagegen ist relativ schwach reliefiert und steigt in diesem Abschnitt des Untersuchungsgebietes ziemlich gleichmäßig bis zum Hauptkamm hin an. Photo Holtmeier 30.9.1974.

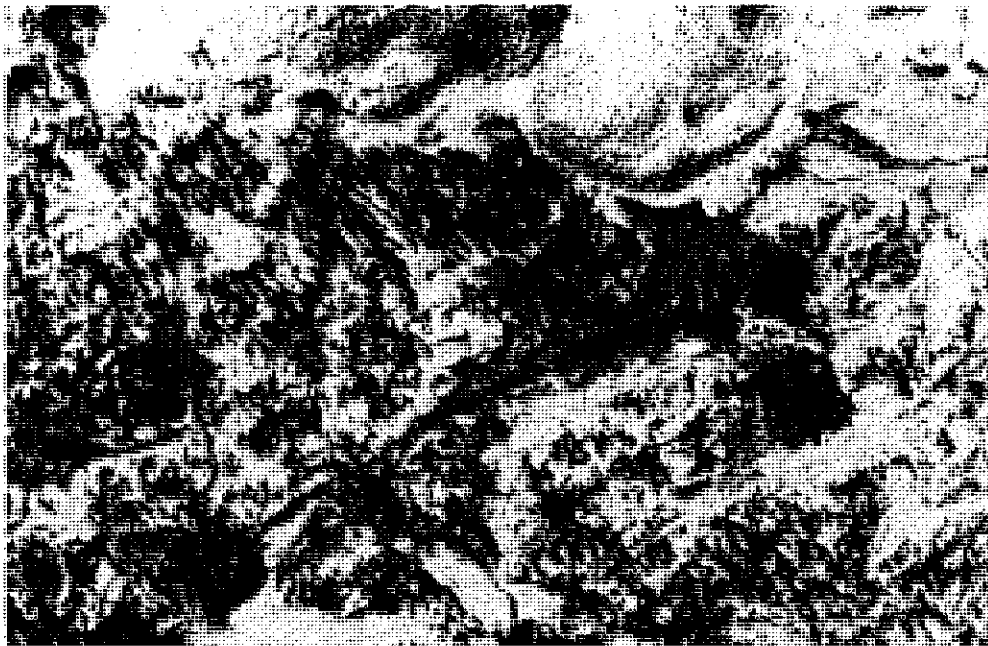


Photo 3. Krummholzstreifen im Luftbild: Fourth of July-Kar (Ostseite der Front Range); Meereshöhe des Geländes in Bildmitte um 3.400 m, relative Höhenunterschiede 10 - 30 m; Ausschnittsvergrößerung aus einem Luftbild des U.S. Geological Survey vom 27.9.1953; Das Luftbild wurde hier nach Süden orientiert, um eine bessere plastische Wirkung zu erzielen.

Das Kargelände ist durch ein sehr bewegtes Kleinrelief (Rundhöcker, Wann) geprägt. Windexponierte und windgeschützte Standorte wechseln auf engstem Raum. Deutlich treten in der linken Bildhälfte, vor allem im oberen Abschnitt, auf einem NW-exponierten Hang Krummholzstreifen hervor, die in NW-SE-Richtung verlaufen. Sie spiegeln die Wirkung nordwestlicher Winde wider (vgl. Photo 14, 20).



Photo 4. Fahnenform: *Abies lasiocarpa*-Gruppe (3 - 5 m hoch) auf der Ostseite des Rollins Passes bei 3.404 m/11.160 ft; Windrichtung WNW, Blickrichtung SSW; Photo Holtmeier 12.8.1977.

Starke und häufig aus derselben Richtung wehende Winde führen mit der Zeit zu einer asymmetrischen Entwicklung der Baumkronen. Leichte Verformungen dieser Art sind schon im geschlossenen Wald zu beobachten, sofern die über den Hauptkamm herabblasenden westlichen Winde freien Zutritt haben. Seltener sind solche Verformungen im Waldgürtel auf der Westseite des Gebirges (hangaufwärts gerichtete Winde, vgl. S. 20). Mit zunehmender Windwirkung wird die Asymmetrie der Baumkronen immer ausgeprägter, so daß diese schließlich Fahnen ähneln. Ursachen solcher Deformationen sind die auf den Luvseiten der Bäume geringeren Zuwachsleistungen (Nadel und Triebblängen). Austrocknung und mechanische Abrasion durch Eis- und Sandgebläse können die Entwicklung von Zweigen und Nadeln auf der Luvseite der Bäume überhaupt verhindern. Oft werden aber auch die luvseitigen Zweige und Äste in Windrichtung umgebogen - häufig auch der Wipfeltrieb (vgl. Photo 5, 6, 12) - und verholzen dann in dieser Zwangsstellung.



Photo 5. *Pinus flexilis* (5 - 8 m hoch) auf dem SW-exponierten Hang des Guinn Mtn. (Ostflanke der Front Range) bei 3.340 m/10.950 ft; Windrichtung WSW, Blickrichtung SSE; Photo Holtmeier 12.8.1977.

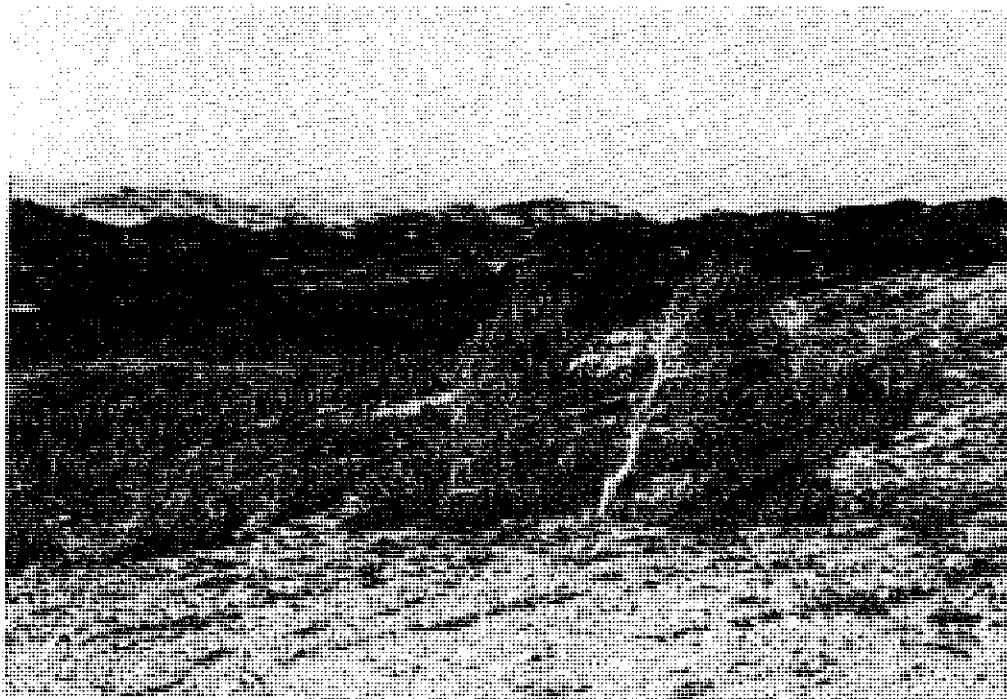


Photo 6. *Pinus flexilis* (2 - 3 m hoch) auf dem NE-Sporn vom Niwot Ridge bei 3.360 m/11.016 ft; schütterere, winderodierte Feldschicht, vorwiegend *Dryas octopetale*; Windrichtung WNW, Blickrichtung N; Photo Holtmeier 30.7.1977.

Zu Photo 5 und 6. *Pinus flexilis* bildet nur selten richtige Fahnenformen. Unter permanenter Windeinwirkung neigt sich der Stamm nach Lee, und der Wipfel verholzt in leewärts überhängender Stellung.

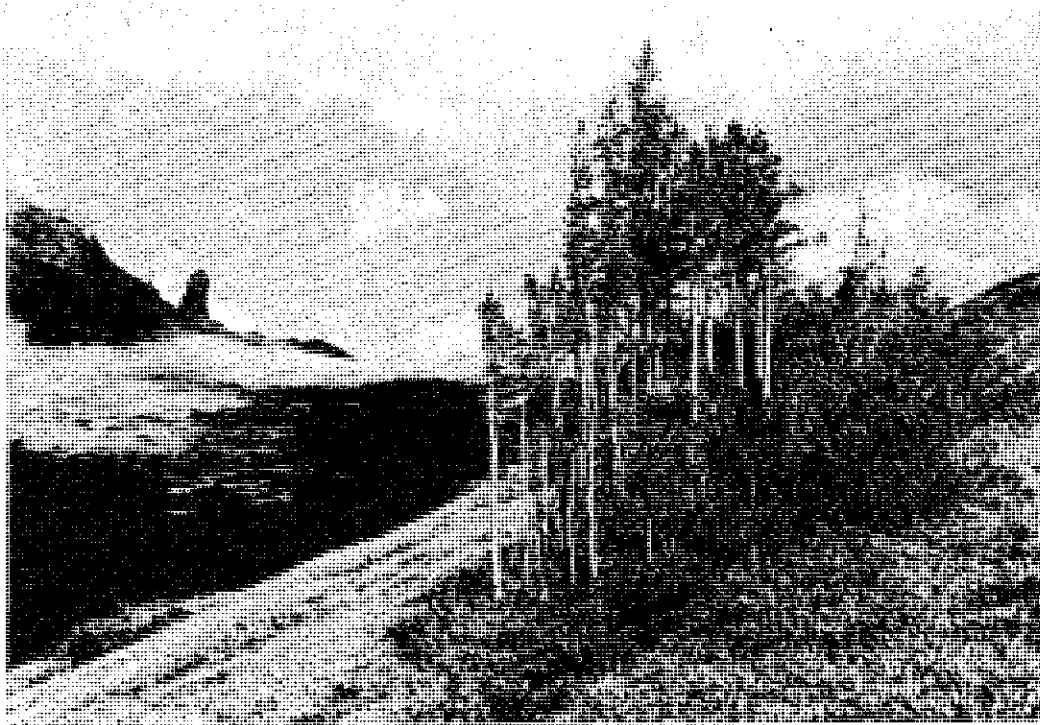


Photo 7. Wipfeltischform: *Abies lasiocarpa*-Gruppe auf der Westseite der Front Range bei ca. 3.540 m/11.607 ft; Windrichtung NW, Blickrichtung NE auf den Devils Thumb Paß; Photo Holtmeier 2.9.1977.

Im bodennahen Bereich sind Zweige und Nadeln relativ gut entwickelt. Etwa 1 m über dem Erdboden, unmittelbar über der schützenden Schneedecke, ist eine Schadenszone zu erkennen. Die darüber hinausragenden Baumkronen sind fahnenförmig.



Photo 8. Wipfeltischform mit Pilzschadenszone: *Picea engelmannii*-Gruppe am Diamond Lake (Ostabdachung der Front Range) bei 3.340 m/10.950 ft; Windrichtung SW, Blickrichtung SE; Photo Holtmeier 17.8.1977.

Im bodennahen Bereich der Baumgruppe liegt der Schnee so lange, daß die Nadeln von Schneepilzen (*Herpotrichia* ssp.) befallen werden und schließlich abfallen. Deutlich ist hier auch eine heckenartige Reihung der einzelnen Baumstämme in Windrichtung zu beobachten. Sie ist auf Ablegerbildung zurückzuführen (vgl. Photo 8, 9, 13, 14).



Photo 9. Tischform: *Picea engelmannii* an den Green Lakes (Ostseite der Front Range) bei 3.460 m/ 11.344 ft; Windrichtung W, Blickrichtung N; Photo Holtmeier 6.8.1977.

Die Fichtengruppe steht in einer von Felstrümmern umgebenen Mulde. Hier genießt sie ausreichenden Windschutz und ist zudem im Winter durch eine hohe Schneedecke geschützt. Ober das Niveau der Schneedecke vermag sie nicht hinauszuwachsen. Die vereinzelt darüber hinausragenden Nadeln und Triebe weisen Frosttrocknis- und Ab- rasionsspuren (Eisgebläse) auf. Der sehr dichte Wuchs der Baumgruppe ist auch hier durch die Ablagerbildung bedingt (vgl. auch Photo 8, 12, 13).



Photo 10. Wächtenform: *Picea engelmannii* auf der Ostseite des Arapaho Passes bei 3.415 m/11.196 ft; Wind- richtung NW, Blickrichtung NE; Photo Holtmeier 27.7.1977.

Die Fichte (Stammdurchmesser ca. 50 cm) hat nicht über den windgeschützten Bereich im Lee des Felsblocks hinauszuwachsen vermocht. Mit der Zeit hat sie ein wächtenförmiges Aussehen angenommen. Derartige Wuchsfor- men findet man häufig auch im Lee von Geländewellen, Solifluktionsterrassenkanten u.ä. Geländeformen.



Photo 11. Keilform: *Picea engelmannii* auf der westexponierten Flanke des Corona Mtn. (Westseite der Front Range) bei 3.568 m/11.698 ft; Windrichtung NW, Blickrichtung NE; Photo Holtmeier 2.9.1977.

In schwach reliefiertem und daher wenig Windschutz bietenden Gelände sind luvseitig keilartige Wuchsformen von Einzelbäumen und Baumgruppen sehr häufig. Es handelt sich dabei um regelrechte Stromlinienformen, die sich besonders gut als Windrichtungsindikatoren eignen. Im Längs- und Querschnitt ähneln sie Kegelhälften, die mit der Spitze nach Luv weisen. Die Oberfläche wird von einem dichten Zweig- und Nadelwerk gebildet und wirkt wie geschoren. Nur hier und da ragen einzelne Triebe heraus, weisen aber meist Frosttrocknis und/oder Abrasionsschäden auf oder sind auch schon abgestorben. Gegen die Leeseite hin werden Zweig- und Nadelwerk lockerer, die Triebe und Nadeln länger. Die Keilformen genießen im Winter nur selten den Schutz einer geschlossenen Schneedecke. Um die Baumgruppe herum wird der Schnee verblasen, lediglich in ihrem Lee sammeln sich größere Schneemengen an.

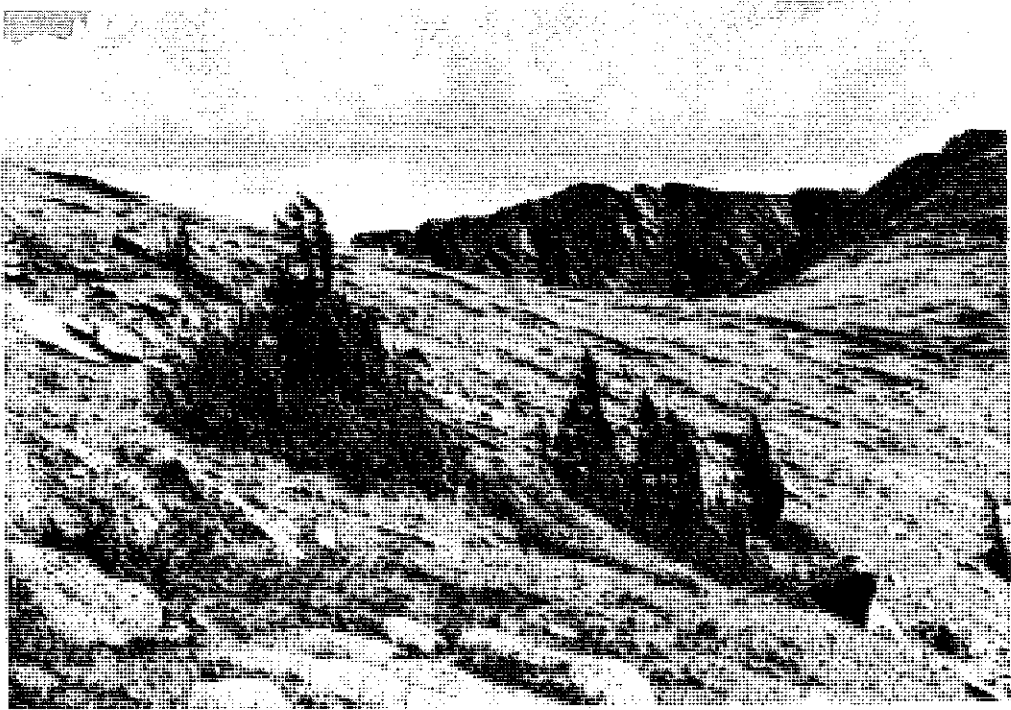


Photo 12. Keilformen mit Fahnenkronen: *Abies lasiocarpa*-Gruppen auf der Westseite des Devils Thumb Passes bei 3.594 m/11.784 ft; Windrichtung WNW, Blickrichtung SE; Photo Holtmeier 2.9.1978.

Im Windschutz des keilartigen luvseitigen Teils der Baumgruppen haben sich einige Triebe zu fahnenförmigen Wipfeln entwickeln können.



Photo 13. Krummholzhecken: *Picea engelmannii* - *Abies lasiocarpa*-Gruppen am Rollins-Paß (Ostflanke) bei 3.416 m/11.200 ft; Windrichtung WNW, Blickrichtung NNE; Photo Holtmeier 16.7.1977.

Die Krummholzhecken verlaufen in Windrichtung. Bei der Baumgruppe in Bildmitte ist noch deutlich erkennbar, wie sie sich im Laufe der Zeit aus einer Keilform entwickelt hat (vgl. dagegen Photo 15). Die Fähigkeit von Tanne und Fichte zur Ablegerbildung (Adventivwurzelbildung = layering) begünstigt die Entstehung solcher Wuchsformen (s. auch Photo 8, 9, 11, 12, 14). Der nach Luv weisende keilförmige, älteste Teil der Baumgruppe zeichnet sich durch eine sehr dichte Verzweigung und Benadelung aus. An seiner Oberseite sind Frosttrocknisschäden und Abrasionsspuren (Eisgebläse) festzustellen. Desgleichen weisen die luvseitigen Stammhälften der fahnenförmigen Baumkronen (4 - 6 cm hoch) starke Abrasionsspuren auf und sind nahezu völlig zweiglos. Die Baumgruppe in der rechten Bildhälfte ist weniger stark durch den Wind geprägt, da sie einen gewissen Windschutz durch die luvseitig vorgelagerte genießt.

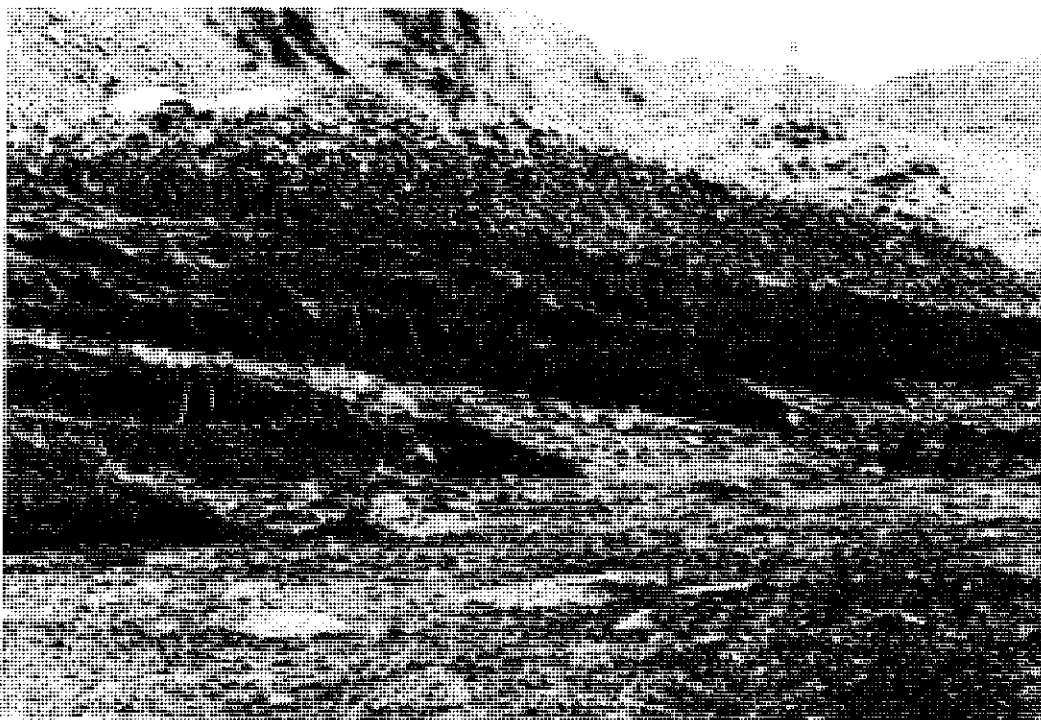


Photo 14. Krummholzstreifen: *Picea engelmannii*-Streifen an einem extrem windexponierten Standort (3.416 m /11.200 ft) im Fourth of July-Kar (Ostseite des Arapaho-Passes); Windrichtung NW, Blickrichtung SW; Photo Holtmeier 27.7.1977.

Die um ein Meter hohen Krummholzstreifen verlaufen mit nur wenigen Metern Abstand zueinander parallel in Windrichtung. Sie sind einige Zehner von Metern lang. Die luvseitigen Teile sind zum Teil längst abgestorben, während im Lee immer wieder neue Ableger hochkommen. Der Krummholzstreifen "wandert" sozusagen in Windrichtung. Zwischen den Streifen sind vielfach Deflationserscheinungen (Rasenkliffs, Windsichelrasen u.ä.) zu beobachten.

Im Luftbild treten derartige Krummholzstreifen deutlich hervor (vgl. Photo 3) und lassen bei einer Luftbildauswertung schon ziemlich verlässliche Rückschlüsse auf die vorherrschende Windrichtung zu, im Gegensatz zu den "ribbons" (s. Photo 15, Abb. 10).

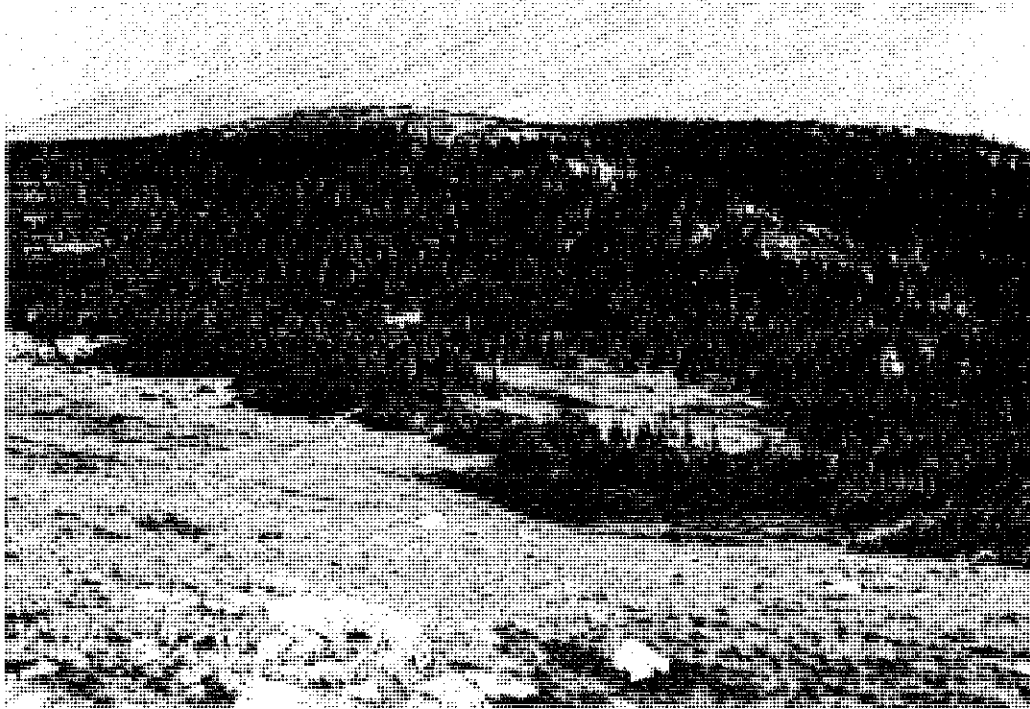


Photo 15. "ribbons": Streifenartig aneinandergereihte keilförmige Gruppen von *Abies lasiocarpa* und *Picea engelmannii* auf der Ostflanke des Mt. Audubon (Ostseite der Front Range) bei ca. 3.350 m/10.983 ft; Windrichtung WNW, Blickrichtung N; Photo Holtmeier 10.8.1977.

Zur Unterscheidung von den in Hauptwindrichtung verlaufenden Krummholzstreifen (s. Photo 14) nenne ich diese quer dazu streichenden "ribbons". Im Luftbild sind sie von den Krummholzstreifen nicht zu unterscheiden. Rückschlüsse auf die vorherrschende Windrichtung sind nur im Gelände anhand der Orientierung der Keilformen und der z.T. fahnenförmigen Baumkronen sowie auch der Verbreitung von Frostrocknisschäden (Luv) und Pilzschäden (Lee) möglich.

Die Entstehung solcher "ribbons" kann verschiedene Ursachen haben (vgl. dazu auch BILLINGS 1969). Hier sind es quer zur Hauptwindrichtung streichende flache Geländekanten, die den ersten Tannen- und Fichtenpionieren etwas Windschutz geboten haben. Daraus haben sich dann die Keilformen entwickelt, die nach und nach an ihren leeseitigen Enden zusammenwuchsen. Sie haben dann selbst das bodennahe Windfeld mehr und mehr beeinflusst. Starke Schneeakkumulationen und lange Schneedeckendauer in ihrem Lee sind die Folge. Möglicherweise verhindern sie ein Weiterwachsen der einzelnen Keilformen in Windrichtung (Verkürzung der Vegetationszeit, Pilzschäden, vgl. dagegen Photo 14).

Oftmals sind mehrere, mit einigen Dekametern Abstand parallel zueinander verlaufende "ribbons" zu beobachten. Ursache einer solchen Anordnung scheinen die durch die Reliefgestaltung (Geländekanten) und die "ribbons" beeinflussten bodennahen Windströmungen und deren Wirkung auf die Schneedeckenverhältnisse zu sein (s. dazu Abb. 10).



Photo 16. Mattenform: *Avies lasiocarpa*- und *Picea engelmannii*-Krummholz (vereinzelt auch *Pinus flexilis*) auf einem NW-exponierten Hang oberhalb des Jasper Tales bei rund 3.400 m/11.147 ft; Windrichtung WNW, Blickrichtung NE; Photo Holtmeier 7.8.1977.

Die Mattenformen, Anzeichen extrem starker Windeinwirkungen, werden nur wenige Dezimeter hoch, manchmal sogar kaum höher als die Feldschicht der Vegetation. Auch die Matten sind oft streifenartig in Windrichtung auf mehrere Meter Länge auseinandergezogen und, wie auch die Krummholzstreifen und -hecken, zueinander annähernd parallel angeordnet (vgl. auch Photo 3, 14). Im Luv der Krummholzmatten tritt als Folge permanenter Windwirkung stellenweise der nackte Mineralboden zutage.



Photo 17. Mattenform: *Pinus flexilis* (400 - 600 Jahre, Durchmesser bis zu 40 cm) in extrem windexponierter Lage an den Green Lakes (Ostseite der Front Range) bei 3.400 m/11.147 ft; Windrichtung WNW, Blickrichtung E; Photo Holtmeier 6.8.1977.

Die Bäume winden sich im Windschutz der Felsklüfte dicht am Boden entlang. Die dem Betrachter zugewandten luvseitigen Stämme und Äste der Kiefern sind völlig entrindet, vom Eisgebläse blankpoliert und zum großen Teil abgestorben.



Photo 18. Windsichelrasen im Moränen- und Rundhöckergelände zwischen Diamond Lake und Upper Diamond Lake (Ostflanke) (bei 3.523 m/11.550 ft); Windrichtung W, Blickrichtung NE; Photo Holtmeier 18.8.1977.

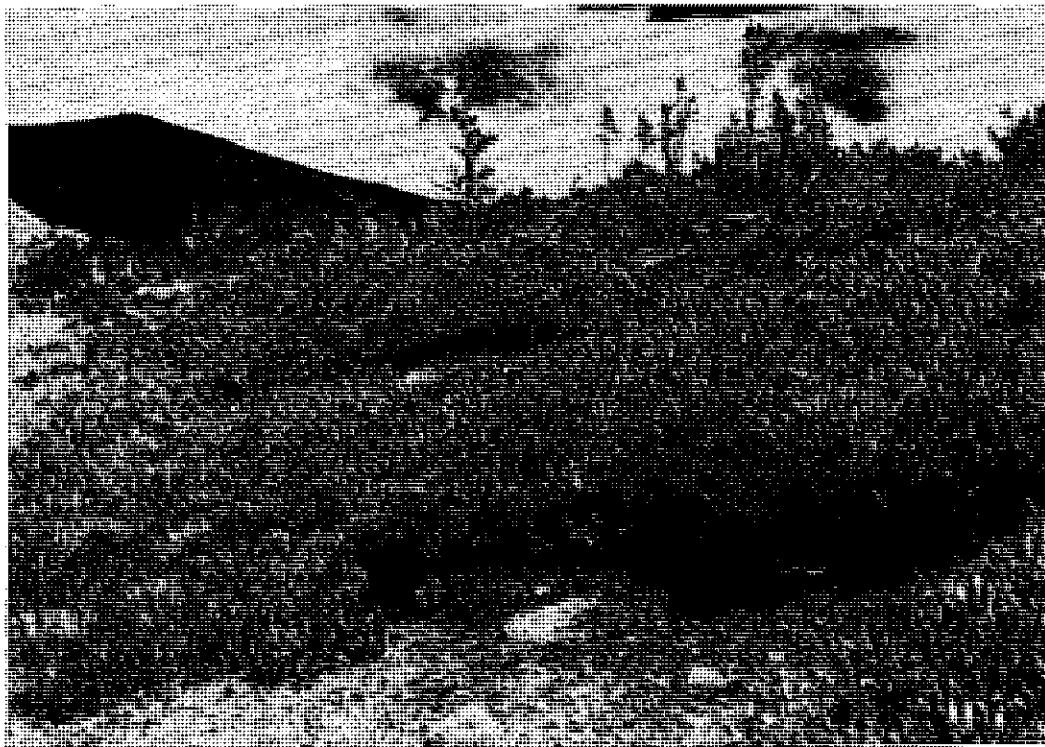


Photo 19. Rasenkliffs (ca. 20 - 30 cm hoch) im Devils Thumb Kar (Ostflanke) bei 3.446 m/11.300 ft); Windrichtung W, Blickrichtung E; Photo Holtmeier 21.8.1977.



Photo 20. Standortgefüge im Fourth of July-Kar; Windrichtung NW, Blickrichtung E; Photo Holtmeier 27.7.1977.

Im Vordergrund *Picea engelmannii*- und *Abies lasiocarpa*-Bestände im Windschutz einer Rundhöckergruppe; dahinter vermoorte glaziale Wanne mit Seggen, Weidengebüsch und offenen Wasserstellen (links); rechts davon auf den NW-exponierten Seiten von Rundhöckern Krummholzhecken und Krummholzstreifen als Zeugen permanenten und starken Windeinflusses. Es handelt sich dabei um die Krummholzbestände, die auch in Photo 3 und 14 zu sehen sind.



Photo 21. Krummholzgürtel auf der Ostseite der Front Range; E-exponierter Hang des Mt. Audubon bei 3.400 m/11.147 ft; Windrichtung W, Blickrichtung N; Photo Holtmeier 10.8.1977.

Diese ausgedehnten Krummholzbestände - aus denselben Nadelhölzern gebildet, die auch den hochstämmigen Wald aufbauen - sind typisch für die den westlichen Winden voll ausgesetzten hochliegenden Rumpfflächenreste auf der Ostseite des Gebirges (vgl. dagegen Photo 23).

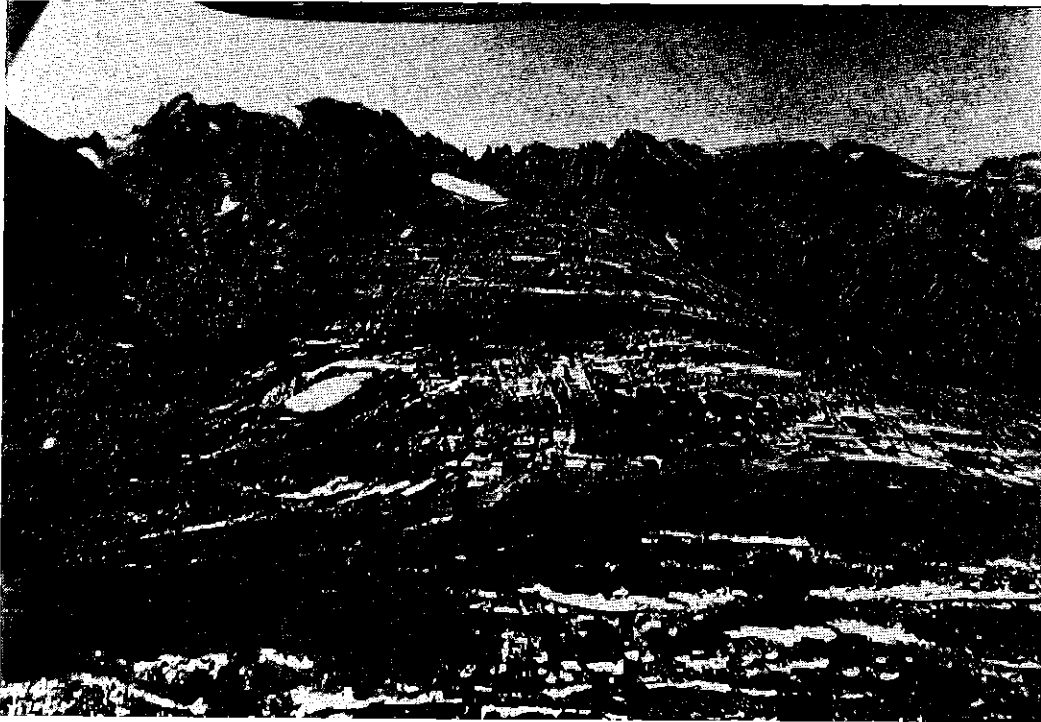


Photo 22. Schneeverteilung in Abhängigkeit von den durch das periglaziale Kleinrelief beeinflussten bodennahen Windströmungen; Blick auf den E-W-streichenden Niwot Ridge und den alpin geformten Hauptkamm des Gebirges; Photo Holtmeier 30.9.1974.

Die hier in erster Linie durch solifluidale Vorgänge geprägten Geländeformen - Solifluktionsterrassen, Solifluktionsloben, Schutterrassen und Schuttloben (vgl. Abb. 14, 15, 16) - beeinflussen das bodennahe Windfeld in starkem Maße, so daß auf diesem insgesamt sehr windausgesetzten Höhenrücken weithin eine sehr dichte räumliche Abfolge von Luv- und Leelagen (Deflation und Akkumulation) zu beobachten ist. Die hier nach einem Neuschneeefall noch sichtbaren Schneereste zeichnen die akkumulationsgünstigen Bereiche im Lee (E) von Solifluktionsterrassen und Fließerdezungen deutlich nach. Im Winter bietet sich ein ganz entsprechendes Bild, da bei den dann besonders starken westlichen Winden (s. Abb. 4, 8) nur diese Leelagen eine permanente Schneebedeckung aufweisen, während das übrige Gelände schneefrei geblasen wird. Für die Verbreitung der Vegetation sind diese Wind- und Schneedeckenverhältnisse von großer Bedeutung (s. Abb. 15). Bei dem in der linken Bildmitte sichtbaren großen Schneerest handelt es sich um einen perennierenden Schneefleck (3.500 m/11.475 ft).



Photo 23. Krummholz auf der Westseite des Satanta Peak (Westseite der Front Range); Windrichtung WSW, Blickrichtung NE; Photo Holtmeier 4.9.1977.

Die Krummholzstufe ist schmal und nicht so geschlossen wie es in entsprechender Windexposition auf der Ostseite üblich ist (vgl. Photo 21). Obwohl es sich hier um einen völlig ungeschützten Luvhang handelt, behalten die Bäume bis zur oberen Grenze der geschlossenen Bestände ihren aufrechten Wuchs bei und lassen keine Spuren von Windwirkung erkennen. Lediglich die Baumhöhen werden nach oben hin geringer. Der "Übergang" vom hochstämmigen Wald zum windgeprägten Krummholz erfolgt sehr plötzlich (obere Krummholzgrenze ca. 3.600 m/11.800 ft). Die Anhebung des Windfeldes durch den Luvhang und durch die geschlossenen Waldbestände dürfte dabei die entscheidende Rolle spielen.



Photo 24. Krummholzhecken und Krummholzstreifen auf der Luvseite einer Endmoräne (Temple Lake Stadium, 4.000 v.h.) am Caribou Lake bei 3.490 m/11.450 ft (Westseite Front Range); Windrichtung NNW, Blickrichtung W; Photo Holtmeier 5.9.1977.

Wie in entsprechenden Geländeabschnitten der Ostseite verursachen auch hier in den hochgelegenen glazial überprägten Talschüssen die Reliefformen Windgeschwindigkeits- und Windrichtungsveränderungen auf engstem Raum. Die talabwärts weisenden Luvseiten von Geländewellen, Rundhöckern und Moränen (s. auch Bildhintergrund rechts) werden z.T. von extremen Krummholzwuchsformen eingenommen. Im Lee findet dagegen eine starke Schneeeakkumulation statt. Sie führt zu langer Schneedeckendauer und unter Umständen zu einer derartigen Verkürzung der Vegetationszeit, daß kaum noch Pflanzen gedeihen können.



Photo 25. Krummholzhecken und Krummholzstreifen zwischen Diamond Lake und Upper Diamond Lake bei 3.538 m/ 11.600 ft; Windrichtung WNW, Blickrichtung SW; Photo Holtmeier 17.8.1977.

Die in dem oberen engen Talabschnitt kanalisiert und beschleunigten Luftströmungen treffen mit voller Stärke auf diese exponierte Karschwelle und zwingen den Tannen (*Abies lasiocarpa*) und Fichten *Picea engelmannii*) extreme Wuchsformen auf. Zwischen den Krummholzgruppen sind vielfach Windsichelrasen und Rasenkliffs (vgl. Photo 18, 19) zu beobachten.

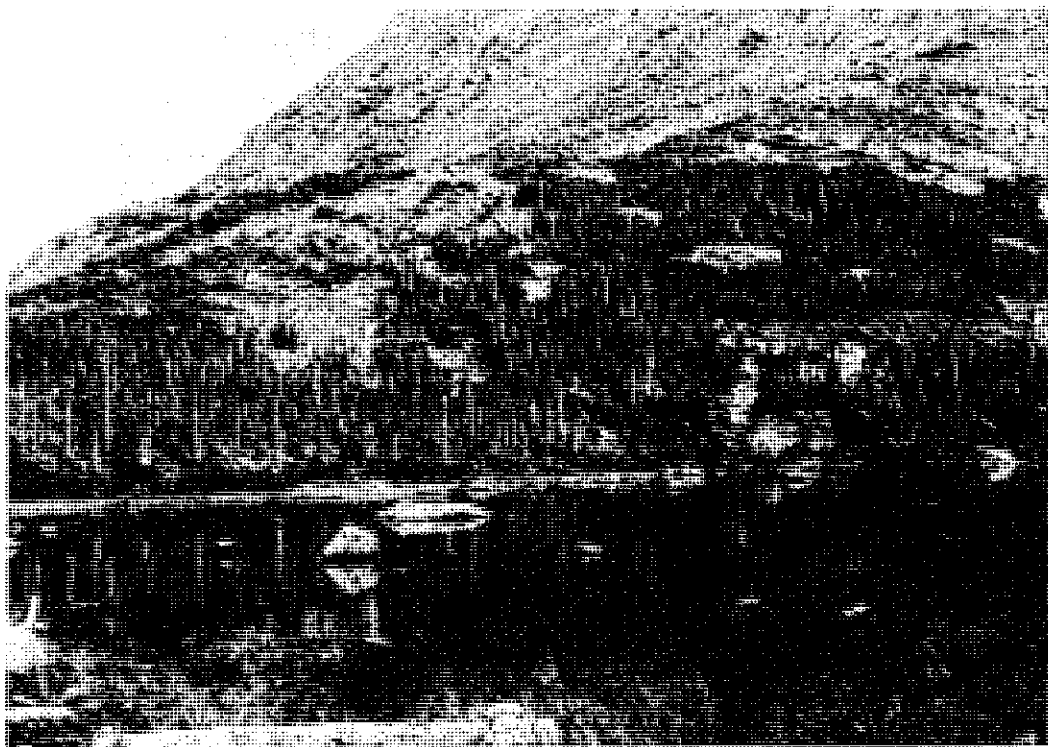


Photo 26. Krummholzhecken und Krummholzstreifen am NE-exponierten Ufer des Diamond Lake bei 3.340 m/ 10.950 ft; Windrichtung SW, Blickrichtung E; Photo Holtmeier 17.8.1977.



Photo 27. N-exponierte Flanke des Jasper-Tales: Windrichtung W, Blickrichtung S; Photo Holtmeier 1.B.1977. Die Gliederung des Hanges in Rippen und Rinnen bewirkt eine dichte Folge von Luv- und Leestandorten. Im oberen Handbereich werden die windexponierten Geländeabschnitte von extrem windgeprägten Krummholzbeständen eingenommen. Dieselben Krummholzbestände sind auch in Photo 16 zu sehen. Im Lee der exponierten Geländepartien und auch der von hochstämmigen Bäumen gebildeten Nadelwaldstreifen kommt es zu starker Schneeakkumulation. Darauf weisen u.a. auch die zahlreichen Lawinenzüge hin. Oben auf dem Rücken (rechte obere Bildecke) sind die Krummholzbestände zu erkennen, die durch die vom Woodland-Tal herüberwehenden SSW-Winde geprägt sind (vgl. Abb. 17). Es ist anzunehmen, daß auch diese Strömungen zur Schneeakkumulation auf der N-exponierten Flanke des Jasper-Tales beitragen.

Ludwig Hempel
Physiogeographische Studien auf der Insel Fuerteventura
Kanarische Inseln

I n h a l t

	Seite
1. Aktuelle Verwitterungs- und Abtragungsprozesse im Vulkangestein auf der Ostkanareninsel Fuerteventura. - Zurundungs- und Einregelungsmessungen in einem ariden Gebiet	
1.1 Einleitung	53
1.2 Verwitterung und Abtragung	53
1.2.1 Jungpleistozäne Vorgänge	53
1.2.2 Holozäne Vorgänge	56
1.3 Zusammenstellung der Ergebnisse	59
2. Kalkkrusten in braunen und roten Lehmböden - ihr boden- und klimagenetischer Aussagewert	
2.1 Problemstellung	60
2.2 Befunde	60
2.3 Hilfsbeobachtungen	63
2.4 Folgerungen	64
3. Zum Wasserhaushalt der Insel Fuerteventura - ein Beitrag zur Hydrogeographie von Trockengebieten	
3.1 Messungen über die Versickerung	65
3.1.1 im Grus	66
3.1.2 im basaltischen Lehm	67
3.1.3 in der Roterde	68
3.2 Messungen über den Abfluß	69
3.2.1 in basaltischen Tälern	69
3.2.2 in Tälern mit Roterde	71
3.3 Regionalbilanzen	75
4. Empfehlungen für Planung und Entwicklung	78
5. Zusammenfassung - Summary - Resumen	80
6. Literatur	83
7. Bildanhang	85
8. Tabellen der Meteorologischen Stationen	100

1. Aktuelle Verwitterungs- und Abtragungsprozesse im Vulkangestein
auf der Ostkanareninsel Fuerteventura -
Zurundungs- und Einregelungsmessungen in einem ariden Gebiet

1.1 Einleitung

Die Studien wurden von 1973 bis 1976, z.T. mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft bzw. dem "Consejo Superior de Investigaciones Cientificas" in Madrid durchgeführt. Hauptaufgabe war eine Untersuchung über Verwitterung und Abtragung unter ariden Klimabedingungen mit dem Ziel, Bildung, Erhaltung oder/und Zerstörung der Schuttdecken qualitativ und quantitativ zu erfassen. Mit Bestimmung dieser Vorgänge in den wasserspeichernden Lockermaterialien können Prognosen über die zukünftige Entwicklung des Wasserhaushaltes für die Insel getroffen werden. Da Ursachen und Wirkungen von Verwitterung und Abtragung sehr vielschichtig und dazu feingliedrig sind, hat es für eine erfolgreiche Arbeit nur Sinn, kleine überschaubare Räume als Untersuchungsobjekte auszuwählen (siehe auch LIETZ, 1975: Gran Canaria). Ein solches Gebiet ist die ostkanarische Insel Fuerteventura. Sie hat neben der für die Studien günstigen naturgeographischen Ausstattung auch den Vorteil, daß anthropogeographisch gesicherte Daten vorliegen.

1.2 Verwitterung und Abtragung

(Ortsnamen siehe Karte 1)

Einige Befunde sollen an Hand von Profilen beschrieben werden. Sie geben den nach Ausgangsmaterial und Klimazustand in der Quartärzeit unterschiedlichen Bildungsvorgang wieder. Stellenweise erlauben C_{14} -datierte biomarine Sedimente (Biokalkarenit) eine obere Zeitgrenze zu setzen (TIETZ, 1969). Sie sind 22 000 Jahre alt.

Dabei wird man gelbbraune Verwitterungsbildungen (Lehme) aus nicht kalkigen Gesteinen von solchen mit rötlicher Farbe aus Kalkgesteinen unterscheiden können. Beide Bildungen setzen feuchtere Klimaverhältnisse voraus. Nach Ausweis der Erosions- und Akkumulationsformen (KLUG, 1968; LIETZ, 1975) kommen dafür in erster Linie Kaltzeiten des Pleistozäns mit Meeresspiegelabsenkungen in Frage, wobei im Altpleistozän eine Pluvialphase vorhanden gewesen sein muß. Aber auch das Altholozän war noch relativ feucht.

1.2.1 Jungpleistozäne Vorgänge

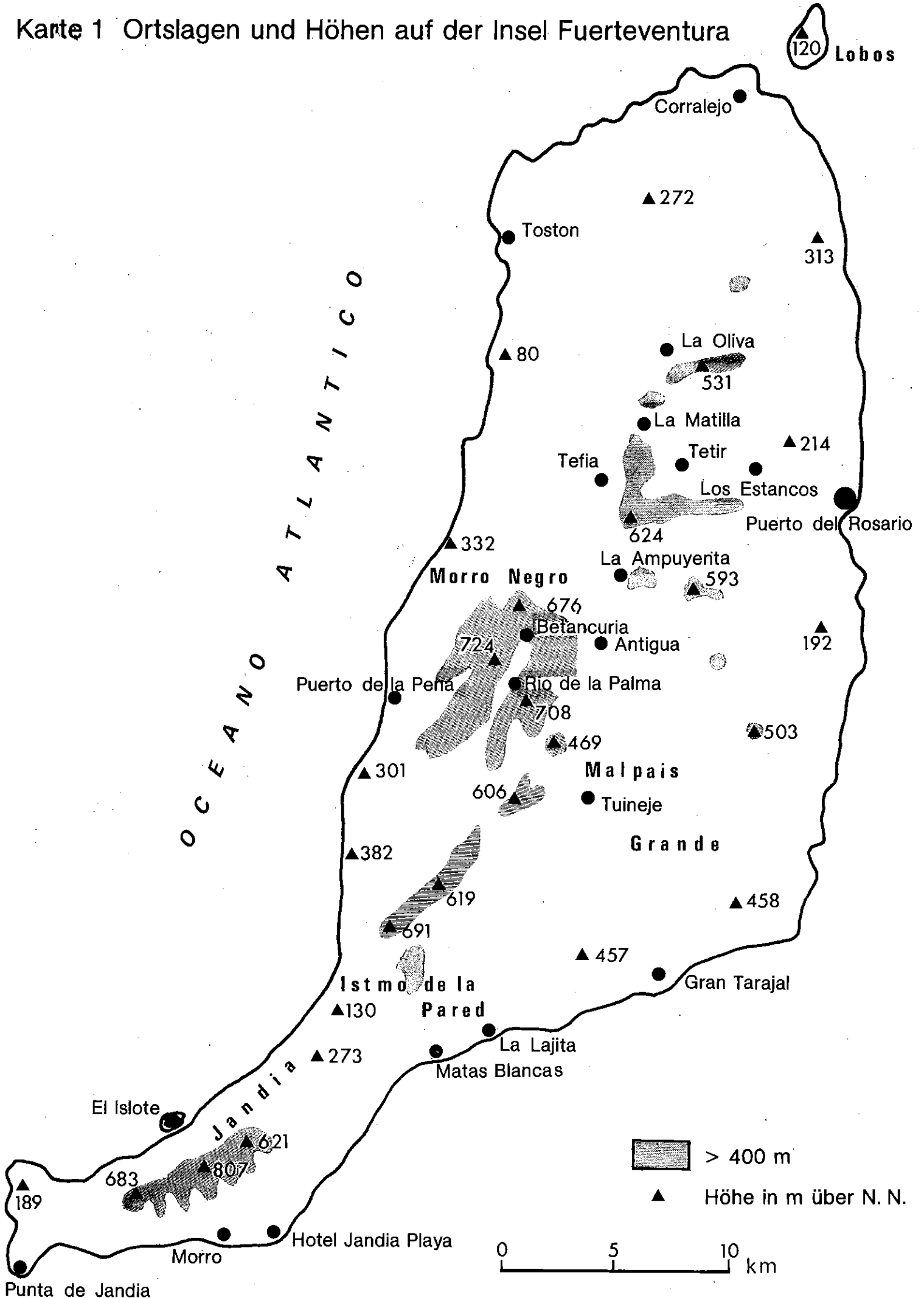
Ausgangspunkt der Untersuchungen sollen Profilaufgrabungen im Basaltgebiet sein, die in der Umgebung von Morro (Halbinsel Jandia) sowie zwischen Gran Tarajal und Tuineje gemacht bzw. an neu gebauten Straßeneinschnitten aufgefunden wurden. Sie alle haben einen ähnlichen Aufbau: Über einem Basalt- oder Phonolithkörper geht ein steiniger Schutthorizont in lehmigere Partien über. Die Bildung der Lehmdecken ist im großen und ganzen vorzeitlich, wie die Verzahnung mit jungpleistozänen und altholozänen Terrassen bzw. Strandterrassen beweist.

Dies schließt nicht aus, daß im Untergrund von Lehm-Schuttdecken - vorausgesetzt, sie sind mindestens 0,5 bis 1,0 m mächtig - der Prozeß der Lehmigung an der Oberfläche des festen Basalts oder Phonoliths weitergeht, wie Feuchtemessungen in verschiedenen Jahren und an unterschiedlichen Stellen bei Aufgrabungen gezeigt haben (siehe unten).

Die häufigste Lagerungsstruktur im Bereich rein vulkanischer Gesteine ist die Mischung von lehmigem Lockermaterial und festen Gesteinskomponenten. Geht man von der durch die Studien von KLUG (1968) gesicherten Annahme aus, daß das Gros der Lehmigungen in einer feuchten Klimaphase, dem Pleistozän, stattgefunden hat, so müssen Zusammenhänge nach äusserer Form und Lage der Schuttstücke innerhalb des Lehms mit diesen klimatischen Vorgängen bestehen. Zurundungsmessungen und Einregelungsmessungen bei besonderen Versuchsanordnungen könnten Aufschluß über die abgelaufenen Vorgänge im Vergleich zu den ablaufenden Vorgängen geben. Als erstes sollen die Zurundungsmessungen analysiert werden.

Unter den vulkanischen Gesteinen von Fuerteventura sind für Zurundungsmessungen allein Basalte und Phonolithe geeignet. Dies bestätigen auch die geologisch-mineralogischen Untersuchungen von HAUSEN (1958), ROTHE (1966) und TIETZ (1969). Unter Benutzung der von RUST und WIENEKE (1973) erstellten und praktizierten Methode und Skala ergeben sich für alle wichtigsten Relieflagen sehr eindrucksvolle Diagrammbilder. RUST und WIENEKE haben folgende Klassen des

Karte 1 Ortslagen und Höhen auf der Insel Fuerteventura



Rundungsgrades aufgestellt:

kantig (kt):	Schotter unregelmäßig, scherbig, mindestens eine Kante messerscharf, Oberfläche höckerig, muschelig oder körnig rau;
angerundet (ag):	Keine messerscharfe Kante mehr, Kanten aber noch scharf und nicht rund, Flächen nicht gerundet, und regelmäßig;
kantengerundet (kg):	Kanten gerundet, aber noch gut erkennbar, Flächen noch nicht gerundet, Schotter noch nicht durchgehend konvex;
gerundet (g):	Kanten und Flächen gerundet, Schotter in mindestens einer Ebene mit nur kleinen Unregelmäßigkeiten rundlich, ei- oder linsenförmig, Kanten teilweise noch angedeutet, Oberfläche geglättet, aber nicht ohne Unregelmäßigkeiten;
stark gerundet (sg):	In allen drei Ebenen deutlich ei-, linsen- oder ellipsenförmig, Oberfläche (außer bei Verwitterung) glatt.

Ausgangspunkt der Versuchsreihe waren Schuttanhäufungen um Felsen oder am Fuß niedriger Felswände. Ihre aktuelle Entstehung war vor allem dort erkennbar, wo Blöcke oder Scherben ohne Verwitterungsspuren chemischer Art wie etwa Lehmbildung auf der Trennungsfläche vom Fels abgenommen werden können. Ein starker Hinweis auf die entscheidende Rolle der direkten Bestrahlung ist in der Beobachtung zu sehen, daß an Felsnasen oder Steilkanten und Stufen nur auf den der Sonne exponierten Teilen Zerstörungsformen zu finden sind. In Schattenlagen fehlen sie. So können diese rezente Formen der Insoiationsverwitterung als Richtwert für die jetztzeitlichen Verwitterungsvorgänge dienen:

	Messung 1	Messung 2	Messung 3
kantig	32	43	29
angerundet	18	7	21
kantengerundet	0	0	0
gerundet	0	0	0
stark gerundet	0	0	0

Das Gros der Schuttstücke wies scharfe Kanten auf. Kantenrundungen waren selten.

Anders sah das Spektrum aus, wenn man die Basaltschuttstücke in Lehmedecken maß, die sich unmittelbar an Felsen oder Felswänden anschlossen. Sowohl die in der Schuttdecke steckenden als auch jene auf der Oberfläche liegenden Steine waren durchweg angerundet. Konnte dies bei Hanglage noch das Ergebnis einer mehr oder weniger längeren Wanderbewegung sein, so schied diese Erklärung für ebene Lage, also in situ befindliche Schuttkörper aus. Hier mußte

die Kantenrundung ohne Transporteinflüsse zustande gekommen sein. Dafür kommt nur die allgemeine Verwitterung in einem feuchteren Medium in Frage, wie es etwa WIRTHMANN (1973) bei der Reliefentwicklung auf Basalt unter tropischen Klimaten beschrieben hat:

	Messung 1	Messung 2	Messung 3
kantig	7	4	8
angerundet	41	38	34
kantengerundet	2	8	8
gerundet	0	0	0
stark gerundet	0	0	0

Um zu weiteren Datierungen zu kommen, wurden diese Schuttkörper über gleichem Gestein (Basalt) von der Ebene (in situ) über den Hang bis zu den Tälern verfolgt, die im Zusammenhang mit Strandterrassen und anderen Kriterien von KLUIG (1968) zeitlich fixiert worden waren. Dabei ergab sich folgende Abfolge der Zurundung:

	Ebene	Hang 10°	Hang 5°	Hang 3°	Nähe Talkante =Terrasse
kantig	43	40	30	11	3
angerundet	7	10	18	31	40
kantengerundet	0	0	2	8	7
gerundet	0	0	0	0	0
stark gerundet	0	0	0	0	0

Vom Areal des "in-situ-Schuttes" bis an den Hangfuß ist das Spektrum nahezu gleich, was den Grad der spürbaren Zurundung anbetrifft. Die Zahlen gruppieren sich nur um die schwächsten Stufen. Der Verdacht liegt also nahe, daß auf der rund 300 m langen Hangstrecke sich der Schutt nur wenig oder gar nicht bewegt hat.

Zur Kontrolle wurden an Ort und Stelle an allen fünf Beobachtungspunkten für die Zurundungsgrade auch Regelungsmessungen durchgeführt. Sie ergaben völlig ausgeglichen verteilte Richtungsanordnungen, was ebenfalls auf nur ganz schwache Bewegungseinflüsse hangabwärts hinweist:

	Ebene	Hang 10°	Hang 5°	Hang 3°	Nähe Talkante =Terrasse
Gruppe I	30	27	29	30	33
Gruppe II	22	32	28	25	31
Gruppe III	31	25	21	24	22
Gruppe IV	17	16	22	21	14

Messungen nach POSER und HÜVERMANN (1951)

Eine weitere Kontrolle für den Grad der Bewegungen bot sich unter ähnlichen Hangverhältnissen in einem

benachbarten Tal an. Dort dringt in der oberen Hälfte des Hanges ein Phonolithgang aus einem sonst homogenen Basaltgestein heraus. Damit war eine Markierungsmöglichkeit für den möglichen "Wanderweg" des Schutttes gegeben. Auf ca. 5° geneigtem Hang reichten die äußeren Phonolithscherben nur etwa 10 m von der Ausgangsstelle hangabwärts.

Als Endergebnis dieser Detailstudien ist festzustellen, daß auf um 10° geneigten Hängen die Schutt-Lehmbildung während der Bildungszeit und später ohne besondere Wanderbewegungen vor sich gegangen ist.

Die Verhältnisse waren auf steiler geböschten Hängen ohne Zweifel anders. In den Mittel-, spätestens aber in den Oberläufen aller Täler sind schon während der Bildung der Lockermaterialien Abtragungsvorgänge abgelaufen. Es muß sich dabei weniger um oberflächlichen Abfluß gehandelt haben als vielmehr um ein träges Gleiten oder sanftes Rutschen. Die Regelungsdiagramme auf der Halbinsel Jandia ergaben folgendes:

	Valle del Ciervo		Gran Valle		Valle de los Burros	
Gruppe I	37	35	34	32	36	39 41
Gruppe II	27	30	30	35	32	32 34
Gruppe III	14	15	13	14	15	16 13
Gruppe IV	22	20	23	19	17	13 12

Die Hangneigungen betragen zwischen 20° und 30°. Die oben gemachten Angaben über die Einregelung beziehen sich auf Schuttstücke, die noch heute im Lockermaterial liegen. Die Einregelungsrichtungen der an der Oberfläche der Schuttdecke liegenden Basaltsteine ergeben ein anderes Zahlenbild und sollen weiter unten behandelt werden.

Was die Frage der Zurundung anbetrifft, so haben die Schuttstücke am Fuß der steileren Hänge deutlich angerundete Kanten. Die Meßzahlen liegen an der Obergrenze der Angaben von RUST und WIENEKE (1973) für Massen mit "kantengerundetem Schutt":

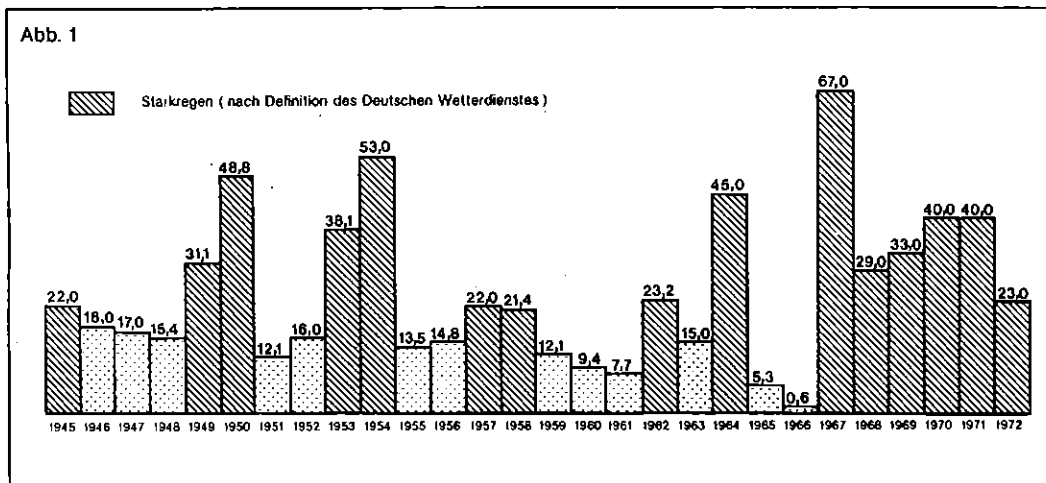
	Valle del Ciervo		Gran Valle		Valle de los Burros	
kantig	1	0	2	0	0	0 1
angerundet	21	19	16	14	20	21 17
kantengerund.	24	30	31	29	24	26 32
gerundet	4	1	1	7	6	3 0
stark gerund.	0	0	0	0	0	0 0

Aus dem Vergleich mit den Zurundungsindizes von den flacheren Hängen kann man einen recht guten Maßstab für die Auswirkung von Verwitterungszurundung und Transportabrundung gewinnen. Das wiederum gibt die Möglichkeit, rezente Transportvorgänge, die einer Abtragung und Zerstörung der Schutt-Lehmdecken gleichkommen, von fossilen Formen zu unterscheiden, was weiter unten noch behandelt wird.

1.2.2 Holozäne Vorgänge

Standen bei den bisherigen Darstellungen vorzugsweise die älteren Formenbildungen der Schutt-Lehmdecken im Vordergrund, so sollen im folgenden die rezenten Vorgänge dargestellt werden. Aus diesen Befunden kann die Entwicklung im gesamten Holozän abgeleitet werden.

Grundlage für die Formenanalyse sind die Klimadaten der Gegenwart. Die Datensammlung stammt vom "Servicio Meteorológico Nacional" des "Ministerio del Aire" in Madrid. Sie sind im Anhang beigefügt und im Abschnitt "Wasserhaushalt" besonders ausgewertet



worden. Hier soll der Hinweis auf die maximalen Tagesniederschläge genügen, die in Abb. 1 dargestellt wurden.

Hauptmerkmal des äußeren Erscheinungsbildes der Insel sind die von Steinen aller Größe übersäten Hänge und höher liegenden Flächen (Photo 1). Die Abtragung dieser Steine erfolgt in der von MESSERLI (1972) im Tibesti-Massiv beschriebenen Form. Größere Steine werden vom abfließenden Wasser umspült (Photo 2). Dabei wird das Lockermaterial um den Stein, vor allem auf der hangabwärtigen Seite, ausgespült. Eines Tages verliert der Stein sein Gleichgewicht und kippt bergab. Naturgemäß laufen diese Vorgänge im dichteren, etwa lehmigen Grundmaterial rascher ab als im durchlässigen Sand oder gar Grus. Im Grunde genommen standen alle Schuttstücke am Hang in irgendeinem Zustand der Freispülung und damit in Abwärtstendenz.

Nicht selten waren selektive Abspülungen mit im Spiel. Innerhalb einer Masse mit gemischten Korngrößen waren seitlich und unterhalb des größeren Steines die kleinen Korngrößen ausgewaschen und nur die größeren zurückgeblieben (Photo 3). Das beweist sichtbar, daß der größere Stein das von oben abfließende Wasser konzentriert um sich herumlenkt, so daß es bei größerer Menge und schnellerer Fließgeschwindigkeit auch eine stärkere Abtragung erzielt.

Diese Untersuchungen konnten auf einer Reihe von Meßfeldern, angelegt 1973 und bis 1975 durchgehend jährlich beobachtet, angestellt werden. Dabei ergab sich auch, daß Gesteinswechsel am Hang die Abwärtsbewegung der Schuttstücke veränderte. So entstehen über Tuffen oder Kalkkrusten regelrechte Bremswege dadurch, daß das vom höheren Hang abkommende Wasser in diesen porösen Gesteinen stärker versickert und die Transportleistung vermindert wird. So stauen sich am oberen Rand solcher Gesteinsstreifen die Schuttstücke, während die unteren Abschnitte fast frei von Grobschutt sind.

Versuche, durch Einregelungsmessungen typische Diagrammbilder und Aussagesicherheiten zu bekommen, waren nur teilweise von Erfolg. Die Messungen in verschiedenen Tälern der Halbinsel Jandia und bei unterschiedlichen Hangwinkeln ergaben folgendes:

Örtlichkeit	Gruppe				Winkel in Grad
	I	II	III	IV	
Valle de los Burros	70	15	5	10	25
	60	25	5	10	20-25
Valle del Ciervo	63	23	6	8	25
	68	17	3	12	25
Ort Morro	35	25	35	5	10
	30	35	33	2	10
Valle de Vinamar	32	29	32	7	12
	31	34	32	3	12

Danach setzt sich unter steilen Hangverhältnissen bei der "Abwärtskipfung" der groben Steine eine gewisse Parallelität von Bewegungsrichtung und längster Achse durch. Darauf deutet auch die starke Gruppe IV, in der die Steine mit der längsten Achse teilschräg in die Tiefe zeigen. Das Diagrammbild ist dem eines Schuttpaketes nach freiem Fall ähnlich (Halde). Bei geringerer Hangneigung sind alle Richtungen (außer IV) fast gleich stark vertreten.

Im Hinblick auf die Größenordnung der Abtragung scheint es notwendig, fest abgegrenzte meßbare Bereiche aufzusuchen, in denen das abgewanderte Material ohne Verluste "gefangen" blieb. Eine solche Möglichkeit ergab sich unweit der Siedlung Morro (Halbinsel Jandia). Zwei Basaltgänge in einer Tuffhangkuppe, die nach allen Seiten von einem abflußlosen Wall umzogen war, bot sich als Untersuchungsgebiet an. Auflagerungen von biomineralen Kalken - 14-C-datiert auf 22 000 Jahre - umgürten den Fuß der Hangkuppe auf dem halben Umkreis. Damit ist die obere Zeitmarke gesetzt. In zwei verschiedenen Meßvorgängen - Zählung von Einzelschuttstücken und Massenbildung - ergaben sich als Wert 0,9 m und 1,1 m Abtragungshöhe. Ohne Zweifel ist dieser Betrag durch besondere Gunst der Lage, nämlich Abtragungsmöglichkeiten nach allen Seiten, nicht die Norm für Vorgänge an normalen Hängen. Im Vergleich aber mit Messungen an anderen Reliefpositionen kann er für Bergkuppen, Höhenzüge und Riedel aus basaltischen oder phonolithischen Gesteinen als Maßstab verwendet werden.

Dies wird auch durch die Beobachtung über Abtragungsbeträge im Lockermaterial bestätigt. Die Vegetationsarmut und die farblich klar abgegrenzten Ge-

steinsverhältnisse begünstigen solche Studien. An mehreren, von der Natur bereits vorgegebenen Versuchsanordnungen konnten Maßzahlen für die Größenordnung der Abtragung seit dem ausgehenden Jungpleistozän gewonnen werden. Sie sollen im folgenden skizziert werden.

Naturversuch Nr. 1:

Flacher Höhenrücken mit ca. 300 m langen Hängen und ca. 3° bis 7° geneigter Oberfläche. Zur Versuchsanordnung gehört eine Lehm-Schuttdecke, die auf Basaltgestein lagert. Die Schuttstücke bestehen aus Basalt. Sie durchsetzen den Kubikmeter Lockermaterial mit 90 bis 120 Stücken gleichmäßig, wie Messungen an jungen Erosionsrissen oder in Aufgrabungen ergeben haben. Das Meßgebiet wurde weiter so ausgewählt, daß der Hangschutt noch bis fast auf die höchsten Teile der Rücken reichte. So konnte ein Nachschub von Basaltschutt aus Anstehendem ausgeschlossen werden.

Auszählungen der Schuttstücke am ganzen Hang ergaben folgendes Bild (siehe auch Photo 4):

	K a m m			H a n g				H a n g - fuß				
auf der Decke	103	92	97	83	76	65	57	51	40	28	19	12
in der Decke	0	15	22	19	35	39	51	59	71	77	81	85
% Abtragung v. Lehm	100	86	81	81	68	62	53	46	36	27	19	12

Daraus ist abzuleiten, daß von unten nach oben eine Zunahme der Auswaschung des Lehmes stattgefunden hat, die man in Prozenten angeben kann. Kleinere Unstetigkeiten in der Abfolge können auf Meßschwierigkeiten oder Unregelmäßigkeiten in der Oberfläche des festen Gesteinskörpers zurückgeführt werden.

Naturversuch Nr. 2:

Flachhang von ca. 250 m Länge, bestehend aus Basalt, gequert von einem ca. 5 m breiten Phonolithgang. Der lehmige Hangschutt reicht bis knapp unter die höchsten Stellen des Höhenzuges. Der Phonolith bildet eine leichte Hangverflachung, die etwa einen knappen Meter aus der Hanggefällelinie heraustritt. Die Phonolithanteile im Schuttspektrum machen sich je nach Exposition nur etwa 5 - 10 m unterhalb der Hangverflachung bemerkbar. Sonst bestehen die Grobanteile aus Basalt. Wie die folgen-

den Messungen ergeben, unterbricht der Gang die allgemeine Zunahme des Lehmantils in Richtung Hangfuß und die ungefähr gleichen Anteile an Grobmaterial an allen Teilen des Hanges nicht:

	Kamm		Hang			Phonolith			Hang			Fuß	
auf der Decke	86	84	81	70	72	-	47	19	14	16	10		
in der Decke	0	5	11	29	31	-	43	61	69	74	81		
% Abtragung v. Lehm	100	94	88	71	70	-	52	24	17	18	11		

Wichtig ist im übrigen, daß sowohl im Versuch Nr. 1 als auch beim Versuch Nr. 2 sich die Kolluvialaufschwemmungen von der Schutt-Lehmdecke im allgemeinen deutlich trennen ließen. Damit ist der Formenkreis der Vorzeit, d.h. des jüngeren Pleistozäns, nicht nur gegen das Holozän abgegrenzt, sondern auch nach Umfang der Verwitterungsdecke quantitativ faßbar. Dabei kann unter Hinzuziehung der Fülle der Beobachtungen von unvollständigen Hangschuttreihen gefolgert werden, daß sich im Basalt bei allen flacheren Hängen zwischen 5° bis 10° während des Pleistozäns eine fast gleichmäßig mächtige Schuttdecke vom höchsten bis zum tiefsten Punkt entwickelt haben muß. Sie dürfte zwischen 0,8 m und 1,3 m dick gewesen sein. Unter den gegenwärtigen Niederschlagsverhältnissen wird der Feinerbestandteil der Verwitterungsdecken ausgewaschen. Da sich die Schuttstücke, wie frühere Beobachtungen und Sondermessungen gezeigt haben, nur wenig hangabwärts bewegen, kommt es so zu einer relativen Anreicherung der Gesteine an der Oberfläche. Aus ihrer Menge kann auf die Abtragungsintensität geschlossen werden, die man in % bezogen auf den Feinerbestand ausdrücken kann.

Wie die Kolluvionen beweisen, geht dieser Vorgang heute weiter. Die kleinen Verschwemmungen rings um die Steine sind dafür gute Indikatoren. Sicherlich wird dieser Vorgang umso schwächer, je mehr Steine an der Oberfläche liegen, weil diese jeweils örtlich Hindernisse für den Abfluß darstellen. Die Tendenz der Zerstörung der Schuttdecken ist mit steigendem Alter und Anreicherungsgrad der Schuttstücke sinkend. Dennoch kann man abschätzen, daß der Zustand der vollständigen Skelettierung bei den normalerweise auftretenden Hängen zwischen 2° und 10° Neigung sowie 200 m bis 400 m Länge in etwa 7 000 Jahren erreicht ist. Damit erlöschen auch alle wasserwirtschaft-konservierenden Eigenschaften weiter Teile der Bergländer der Insel Fuerteventura.

1.3 Zusammenstellung der Ergebnisse

1. Es bilden sich im Pleistozän Lehme über Basalten und Phonolithen.
2. Zum Lehm treten steinige Schuttbestandteile.
3. Diese pleistozänen Schutt-Lehmdecken sind im allgemeinen gleichmäßig dick über alle Teile von 2° bis 15° geneigten Hängen ausgebildet.
4. Diese Verwitterungsdecken sind auf Hängen bis 15° Neigung im Pleistozän kaum bewegt worden, wie Zurundungsmessungen beweisen.
5. An steileren, über 20° geböschten Hängen zeigen die fossilen Verwitterungsdecken bereits für die Bildungszeit Bewegungen, wie Regelungsmessungen andeuten.
6. Diese Bewegungen am Hang werden durch Zurundungsmessungen an Schuttstücken in der Fußzone bestätigt.
7. In der Jetztzeit findet eine geringfügige Neubildung von Lehmen in Spalten und Klüften statt, die ohne Bedeutung für die Feinerdebildung ist.
8. Die holozäne Abtragung der Einzelsteine erfolgt durch Unterspülung mit einer Kippung als Folge.
9. Die selektive Ausspülung im Holozän führt zu einer relativen Anreicherung der Schuttstücke an der Oberfläche, die als Maßzahl für die allgemeine Abtragung gewertet werden kann.

2. Kalkkrusten in braunen und roten Lehmböden - ihr boden- und klimagenetischer Aussagewert

2.1 Problemstellung

Kalkkrustenbildungen als Zeichen besonderer klimatischer und hydrologischer Vorgänge haben gerade in den letzten Jahrzehnten das Interesse erdwissenschaftlicher Forschungen im Mittelmeerraum und auf den Makaronesen beansprucht. Sie erfuhren nicht selten, von speziellen Vorstellungen ausgehend, einseitige Ausdeutungen, die erst in jüngster Zeit korrigiert werden konnten. So hatte KREJCI-GRAF (1960) in einer Übersichtsarbeit über die Krustenkalke auf den Makaronesen für die hier zur Diskussion stehenden Funde auf der Ostkanareninsel Fuerteventura festgestellt, daß diese "praktisch ganz bedeckt von einem Panzer von Krustenkalke sei, der wie eine Paraffinhaut das alte Relief der Insel überzieht (HAUSEN 1954, S. 59; 1956, S. 36)". Er fährt dann später fort: "Dieser Kalk erreicht eine Dicke bis zu 20 m und füllt viele alte Barrancos, ist aber stark erodiert worden". Auch für das östliche Mittelmeergebiet liegt von RUTTE (1960) eine Studie vor, in der verschiedene Kalkkrusten-Gesteinsvarietäten beschrieben und genetisch gedeutet werden. Der Vorteil dieser Arbeit liegt in der Differenzierung der Kalkkrusten nach Struktur und Textur, wohingegen KREJCI-GRAF ganz offensichtlich alle, auch marine und äolische Ablagerungen unter "Krustenkalke" zusammengefaßt hat. Bei beiden aber fehlt jeder Ansatz bodenkundlicher Fragestellungen. Sie stellen in der Regel Produkte aufsteigender Lösungen dar oder mindestens solcher, die quasi aufsteigende Tendenz in Spalten und Klüften auch in horizontaler Ausdehnung aufweisen.

Eigene Studien auf der Insel Fuerteventura im Zusammenhang mit Bildung und Abtragung von Schuttdecken haben Funde erbracht, deren Entstehung nicht mit der Aszendenz-Theorie von Lösungen erklärt werden können. Vielmehr würden gerade umgekehrt absteigende Lösungswasser in Bodenprofilen eine befriedigende Deutung ermöglichen. Dazu waren die Arbeiten von ROHDENBURG und SABELBERG (1969) sowie von MEYER und MOSHREFI (1969) über Kalkausscheidungen unter semihumiden bis semiariden Klimabedingungen in Nordafrika, Teneriffa und Spanien bei absteigenden Sickerwassern hilfreich. Sie haben darüber hinaus den klimamorphologischen Fragestellungen neue Perspektiven eröffnet. In der Tat lassen sich mit dieser neuen Erkenntnis über das Verhalten

von Kalklösungen Zusammenhänge zwischen Oberflächenformen und Kalkkrusten zeitlich sinnvoller erklären.

Eine Reihe von Beobachtungen aus dem Kanarischen Archipel, d.h. der Insel Fuerteventura, soll im folgenden mitgeteilt und am Schluß in einer genetischen Zeitfolge zusammengestellt werden. Dabei waren die früheren Untersuchungen von KLUG (1968) über Talformen und Strandterrassen auf den Kanarischen Inseln, von MÖLLER und TIETZ (1966) sowie TIETZ (1969) über die Altersstellung marinen Biokalkarenits und Äoliten als Decksedimente auf Strandterrassen sowie eine Anzahl geologischer Arbeiten in Sonderheit über die Basalte und ihre chemischen Zusammensetzungen von HAUSEN (1958), KREJCI-GRAF (1960), ROTHE (1966) und LIETZ (1975) von grosser Hilfe.

2.2 Befunde

Die Insel Fuerteventura besteht geologisch aus jungmesozoischen Kalkgesteinen sowie Basalten, Phonolithen und Tuffen. Andere jungvulkanische Ergußgesteine nehmen nur kleine Räume ein. Verwitterung und Abtragung spielen sich in diesen beiden Gesteinsgruppen ab. Deckenförmige Ausbreitung erleichtert die Studien von Abtragungs- und korrelierten Ablagerungsgebieten. Oberdies dienen sicher datierte marine Zeitmarken der genetischen Einordnung. An diese Bezugspunkte sind auch die Talformen, was ihre Zeiteinstufung anbetrifft, angeknüpft. An Hand einiger Oberflächenformen soll gezeigt werden, inwieweit der Kalk als Indikator für hydrologische Ereignisse klimageschichtliche und reliefgenetische Bedeutung bekommt.

Auf einer Ebene unweit des Hotels Jandia Playa der Halbinsel Jandia (SW-Fuerteventura) liegen etwa 25 m über dem Meeresspiegel ausgedehnte Lehmdecken. Von brauner, selten rötlich-brauner Farbe enthalten sie so gut wie keine größeren Schuttstücke. In abtragungsgeschützter Position können sie ca. 1 m Mächtigkeit erreichen, auf weiten Teilen der Fläche sind sie ca. 0,5 m dick. Das Profil zeigt einen einheitlichen Farbton. Erst mit Annäherung an den Untergrund-Basalt bzw. Phonolith - machen sich helle Flecken bemerkbar (Photo 5). Sie nehmen in der Nähe des Untergrundes krümelige Form und gelb-

lich-weiße Farbe an. Über ein ähnliches Profil berichtet LIETZ (1975) auf dem benachbarten Gran Canaria. Nach Salzsäureanalysen erweisen sie sich als Kalkablagerungen. Vergleiche zeigen, daß diese mehr oder weniger lamellenartigen Kalkkrusten nichts mit den biomarinen Ablagerungen auf den jungen Strandterrassen zu tun haben, die von strahlend weißer Farbe sind. Dies belegt auch die Analyse des Lehms selber, der bei Behandlung mit Salzsäure, punktweise aufbrausend, fein verteilte einzelne Kalkkristalle in der Grundsubstanz anzeigt.

Sind im Bereich dieser Fundstelle noch die Möglichkeiten eines sedimentären Einflusses durch eine marine Strandterrasse neotyrrenen Alters nicht auszuschließen, so kann das bei Funden auf anderen Ebenenlagen mit Sicherheit gelten. Rücken von stellenweise bis 50 m Breite und z.T. einen Kilometer Länge führen vom Rand der Basalttafeln (25 m über NN) bis zu den größten Höhen auf der Halbinsel Jandia (807 m über NN). Im Verlauf dieses ganz allmählichen und meist gesteinsbedingt stufenweisen Anstiegs trifft man auf Lehmdecken unterschiedlicher Mächtigkeit. Auch hier kann man die gleichen Beobachtungen machen wie in Tafelrandnähe. Zum Teil mit Kalkkrusten, bisweilen linsenartig abreißend, zum Teil mit bröckeligen Kalkkonkretionen mit Lamellenstruktur schließen die Lehmprofile nach unten zu ab (Photo 6). Ohne Zweifel sind diese Ablagerungen aus den Lehmdecken bei absteigender Sickerwasserführung entstanden wie ihre unmittelbare Auflage auf den Basaltgesteinen und die Einfügung in die Unebenheiten dieser Gesteinsoberfläche beweist.

Neben diesen "liegenden" Kalkkonkretionen - ich nenne sie so wegen ihrer Auflage auf dem unverwitterten Untergrund - findet man auch andere Lagen von Ausscheidungstiefen. Es bedarf keiner mühsamen Aufgrabungen, um an einem jungen Erosionsriß im mittleren Abschnitt des Valle de Vinamar (Halbinsel Jandia) angeschnittene Lehmdecken zu beobachten, aus denen Kalkkrusten gleichsam wie weißgelbe Rippen herausragen. Verbreitert man diesen natürlichen Aufschluß, so stellt man fest, daß diese Kalkkrusten blätterig und unregelmäßig dick (ca. 0,5 bis 2 cm) ausgebildet sind. Sie sind voll in den Lehm eingebettet und "schweben" 0,3 bis 0,5 m über dem Untergrund des unverwitterten Vulkangesteins (Photo 7). Ich bezeichne sie daher als "schwebende" Kalkkonkretionen. Daß diese und die oben geschilderten Krusten nicht die kompakte und voluminöse Form der von ROHDENBURG und SABELBERG (1969) beschriebenen aufweisen, liegt ohne Zweifel an dem

geringen Ca-Gehalt des Basalts im Gegensatz zu Funden in Roterde über Kalkgestein. Nach älteren Analysen - zitiert bei KREJCI-GRAF (1960) - enthält der Basalt der Insel Fuerteventura im Durchschnitt 11 % CaO.

Die letztgenannten üppigen Aussonderungsformen findet man auf Fuerteventura im Mittelteil der Insel. Etwa bei Tuineje oder bei Antigua liegen auf Kalkgestein fraglichen kretazischen Alters Roterden. Ihre Mächtigkeit beträgt je nach Lage zu benachbarten Hängen 0,5 bis 4,0 m (Photo 8). Hier ist es bei den dünneren Decken naturgemäß schwierig, junge Kalkkrusten von anstehenden Kalkgesteinen makroskopisch zu trennen. Erst nach Rückkehr nach Deutschland habe ich mikroskopisch Kalkkrustenstruktur von Kalkgesteinsstruktur sicher unterscheiden können. Zweifelsfrei aber bereits am Ort war die Bestimmung der Ausscheidung von Kalkkrusten per absteigendem Lösungswasser bei denjenigen, die mitten im Roterdeprofil ca. 1 m unter Flur sich ausgebildet hatten (Photo 9). Es gab auch Fälle, in denen ein zweites, undeutlich ein drittes "Stockwerk" als Kalkkruste aufgeschlossen war. Das gilt für Profile nahe der Straße von Tetir nach La Matilla und im Gran Valle (Photo 10).

Um über die Altersstellung der Krusten einen Anhalt zu gewinnen und in Sonderheit ihre Bildung in der Jetztzeit auszuschließen, wurden mehrere Profile im Lehm des Basalts im Bezug auf ihren Kalkgehalt quantitativ analysiert. Auffallend war, daß eine gewisse Korrespondenz zwischen Oberflächenform und Kalkausscheidung erkennbar war. Überall, wo eine flache Mulde von etwa 10 cm Tiefe ausgebildet ist, sind die Lehmlagen zwischen den Kalkkrusten reicher mit CaCO_3 -Kristallen. Dort, wo erhabene Formen auftreten, liegen die Kalkkrusten in Lehmen mit nur ganz wenigen CaCO_3 -Kristallen. Damit scheint ein Zusammenhang mit vermehrter bzw. verminderter Sammlung von Niederschlagswasser und dessen Abführung in den Untergrund verbunden zu sein. Diese größeren, in Mulden gesammelten Wassermengen haben bei ihrem Versickerungsvorgang den Kalkkrusten Bestandteile per Lösung entnommen und in der tieferen Lehmzone ausgeschieden. Daß in der Tat solche unterschiedlich starken Versickerungsprozesse so scharf abgegrenzt vonstatten gehen, konnte nach einem Regen von ca. 25 mm in einer Stunde durch Aufgraben ca. 4 Stunden nach Ende des Niederschlags beobachtet werden.

Ein erstes Fazit ergibt zwei Bildungsvorgänge: Aus

	Profil 1	Profil 2	Profil 3
Oberfläche	Kalkhaut (- 2 mm)	Kalkhaut (- 2 mm)	Kalkhaut (- 2 mm)
- 25 cm	Lehm mit Spuren von CaCO ₃ -Kristallen	Lehm mit Spuren von CaCO ₃ -Kristallen	Lehm mit Spuren von CaCO ₃ -Kristallen
- 27 cm			
- 30 cm	Kalkkruste I	Kalkkruste I	Kalkkruste I
- 50 cm	Lehm mit fleckig verteilten CaCO ₃ -Kristallen	-48 cm Lehm mit Spuren von CaCO ₃ -Kristallen	Lehm mit fleckig verteilten CaCO ₃ -Kristallen
- 53 cm	Kalkkruste II	-50 cm Kalkkruste II	-50 cm Kalkkruste II
- 70 cm	Lehm mit Spuren von CaCO ₃ -Kristallen	-65 cm Lehm mit Spuren von CaCO ₃ -Kristallen	-68 cm Lehm mit fleckig verteilten CaCO ₃ -Kristallen
Oberflächenform:	Hohlform	Rücken	Hohlform

fossilen Kalkkrusten werden in der Jetztzeit durch Lösung CaCO₃-Bestandteile in das Liegende verfrachtet.

Um die Fossilität der Kalkkrusten im Hinblick auf die gegenwärtigen Verwitterungsvorgänge weiter zu sichern und insbesondere um Lateraltransporte für die Bildung von Kalkkrusten in der Gegenwart auszuschließen, wurden Mengenberechnungen durchgeführt. Der %-Anteil des CaO am Ausgangsgestein Basalt liegt bei rund 10 %. Trotz unterschiedlich quantitativer Verteilung des CaCO₃ im Lockermaterial (Lehm) haben alle 3 Profile, die in benachbarten Positionen liegen, eine ähnliche Gesamtmenge an Kalk.

Über die Ebenenlage hinaus gewann die Kalkkrustenbildung hinaus besondere morphologische Aussagekraft, wo sie in H ä n g e eingebunden war. Abseits jeder marinen Sekundärbeeinflussung mitten in der Insel an einer Piste von Rio de la Palma nach Puerto de la Peña liegen die Kalkkrusten bzw. deren zertrümmerte Reste, mit Kalkgestein und Roterde verzahnt, in folgender Abfolge am Hang:

oben:	scherbige Kalkkruste unmittelbar auf Kalkgestein bzw. Kalkverwitterungsschutt in situ
weiter hang-abwärts:	Kalkkruste unmittelbar "liegend" auf Kalkgestein taucht unter Roterde
weiter hang-abwärts:	Kalkkruste "schwebend" in Roterde
weiter hang-abwärts nahe Trockentalrand (steil):	Kalkkruste keilt aus der Roterde heraus, eine Folge ackerbaulicher Nutzung und verstärkter lokaler Abtragung am Talrand

Fazit dieser Beobachtung ist, daß abgesehen von der m.E. eindeutigen Bildung dieser Kalkkrusten aus absteigenden Lösungen die Ausscheidung nach Herstellung einer Hangoberfläche erfolgen mußte, die oben aus einer dünneren Roterdedecke (Kalkkruste auf dem Gesteinsuntergrund) und in der Mitte bzw. unten einer dicker werdenden Roterdedecke erfolgte. Spätere Abtragungen haben diese Horizontierung frei gelegt. Dieser Fund gibt relative Zeitmarken, die weiter unten benutzt werden.

Weitere Kalkkrustenfunde im Zusammenhang mit besonderen Reliefformen konnten auf kegelförmigen Steilhängen gemacht werden. In einigen Tälern der Halbinsel Jandia haben sich vor der allgemein steilen, teils fast senkrechten Talwand Kegel aus anstehendem Gestein ausgebildet. Sie bestehen, wie eine Brunnenaufgrabung bis ca. 25 m Tiefe zeigt, meist aus Basalt und Tuff. Der Kegelhalbkreis mißt auf der Basis, dem Talboden, bis 400 m, die Höhe des Kegels kann über 200 m betragen. Der Neigungswinkel mißt 20° bis 30°. Über Art und Zeit ihrer Entstehung kann z.Z. noch nichts ausgesagt werden. Auch KLUG (1968) macht dazu keine Angaben. Diese Halbkegel tragen teilweise "liegende" (oberer Teil), selten "schwebende", oft zertrümmerte Kalkkrusten (Photo 11). Die letzteren sind offensichtlich das Produkt starker physikalischer Verwitterung in Kombination mit den seltenen Starkregen. Die starke Wirkung der Insolationsverwitterung beweist, daß die Lehmdecken schon längere Zeit fehlen, so daß die Sonneneinstrahlung auch schon längere Zeit auf die entblößten Krusten einwirken konnte. Darüber hinaus ist die Oberfläche der z.T. stark ausgewaschenen

Lehmdecke mit zahlreichen Basalt-, Tuff- und Phonolithschuttstücken bedeckt, die vom höheren Hang abgestürzt und auf den Kegel gerollt sind. Trotz der starken Auflösung der Kalkkrusten bleibt auch hier der Eindruck erhalten, daß diese Ablagerungen Teile eines Bodenbildungsprozesses ausmachen, bei dem absteigende Wasser eine Rolle spielen.

2.3 Hilfsbeobachtungen

Über das Ausmaß der Stoffverlagerungen geben die Stellen Aufschluß, wo Kalk nicht nur als Kruste an der Oberfläche des Anstehenden ausgefällt wurde, sondern in Klüften und Spalten besonders auffällig im Basalt oder farblich schwer erkennbar in Kalk-Karsthohlformen eindrang (Photo 12). Dies hat zwar mit dem von MEYER und MOSHREFI (1969) dargestellten Effekt wenig zu tun. Es zeigt aber dennoch

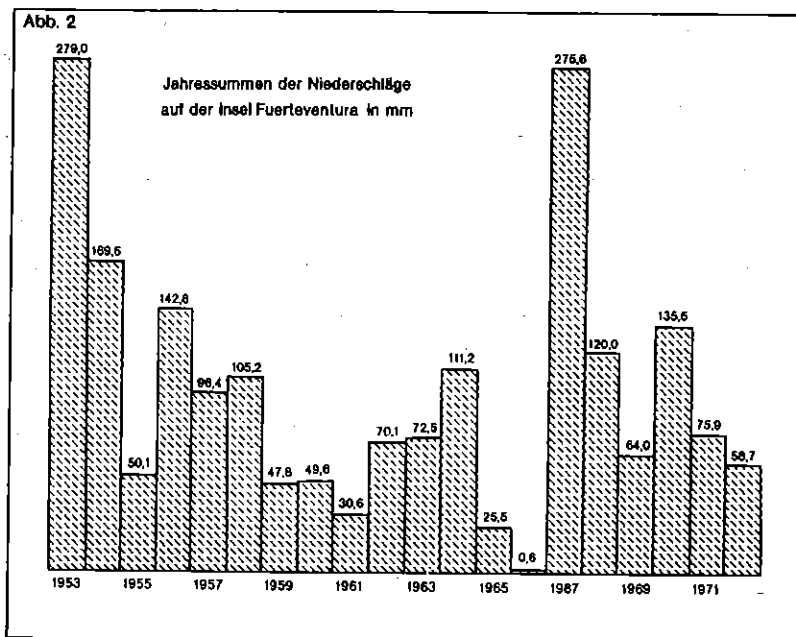
die allgemeine Tendenz absteigender Lösungen in der Zeit nach Ausbildung der den Basalt überziehenden Bodendecke.

In Anbetracht dieser Befunde muß Umschau gehalten werden nach Klimaperioden, in denen Bodenbildung und Kalkkrustenbildung stattgefunden haben können. Die Klimawerte (Temperatur und Niederschlag, Tabellen und Abb. 2 nach Servicio Meteorológico Nacional) der Jetztzeit weisen eindeutig auf einen hohen Ariditätsgrad:

Durchschnittstemperatur: 1953 - 1972

Januar: 15,8° C Juli: 22,5° C Jahr: 18,8° C.

Eigene Abfluß-Messungen und solche über Versickerungstiefen anlässlich verschiedener Regenfälle (siehe Kapitel 3) haben ergeben, daß für eine Tendenz zu absteigenden Lösungen in der Jetztzeit nur



wenig Möglichkeiten bestehen. Die Eindringtiefe im Lehm auf den untersuchten Arealen betrug weniger als 30 cm. Abflußwasser kommt in die Trockentäler (barrancos) nur auf dem Weg über das blanke Felsgestein oder durch Niederschläge, die im Tal selbst fallen. Verdunstungsmessungen im Lehm Boden haben weiter gezeigt, daß Bodenfeuchte bis 25 cm Tiefe in der Regel wenige Tage später per Verdunstung wieder dem Boden entzogen wurde. Dabei spielt nicht nur die Sonneneinstrahlung, sondern vor allem der fast ständig wehende Nordost-Passat eine entscheidende Rolle. Mit dieser Messung über die Reichweite der Verdunstung bis 25 cm korrespon-

diert sehr gut die Beobachtung, daß die obersten 25 - 30 cm die CaCO_3 -ärmsten im ganzen Profil sind. Ergiebigerer Niederschläge wie Starkregen, die nur alle paar Jahre oder einmal im Jahr vorkommen (Abb. 1) dringen dagegen tiefer in den Untergrund ein und verursachen die Lösungen in den Kalkkrusten. Eine nennenswerte Neubildung der Kalkkrusten etwa durch "Jahrhundertniederschläge" ist überdies mangels CaCO_3 im Hangenden der Krusten ausgeschlossen.

Dieser gegenwärtige Zug des Bodenwassers an die Oberfläche kommt auch durch eine andere Beobach-

tung sehr schön zum Ausdruck. Überall dort, wo größere Steine - ca. 25 cm und größer - auf oder teilweise in der Lehmdecke liegen, findet man an der Kontaktstelle von Stein und Lehm eine hauchdünne Kalkhaut (Photo 13). Diese reicht im Boden - und das scheint mir wichtig für die Erklärung - rings um den Stein sowohl unten als auch an der Seite. Auf der steinfreien Lehmfläche ist diese Haut nicht ausgebildet. Man kann dieses Phänomen nur so erklären, daß insgesamt z.Z. eine Tendenz der Kalkaussonderung durch aufsteigendes Niederschlagswasser, das vorher kurzzeitig in die obersten Partien des Lehm eingesickert war, besteht. Diese Aussonderung bleibt unter dem Stein vor Abspülungen geschützt, während auf der freien Lehmdecke nachfolgende Niederschläge den Kalk wieder lösen oder wegspülen. Es ist naturgemäß kaum festzustellen, ob der Lösung oder der Abtragung das größere Gewicht zukommt. Da es sich um magnesiumfreie Kalke, d.h. Kalke weder in Form von Doppelsalzen noch in Mischform, handelt, kann man nach GERSTENHAUSER und PFEFFER (1966) sowie PRIESNITZ (1967) mit hoher Wahrscheinlichkeit mit einer raschen Lösung in kurzer Zeit - etwa 24 Stunden - rechnen. In jedem Fall waren bei Entfernung des Steines die künstlich entblößten Kalkhäute nach dem nächsten Regen verschwunden (Photo 14 und 15).

Daß der Verdunstungszug im Lehm unter den Steinen durch diese nicht behindert (Schattenlage) sondern eher gefördert wird (Photo 16), erklärt sich aus der höheren Wärmeleitfähigkeit von festem Gestein gegenüber Lockermaterial.

Weitere Zeugnisse einer beachtenswerten Mobilität chemischer Verwitterung bei genügendem Schutz vor Austrocknung sind die Lehmschleier, die sich auf den Rissen bei Insolationssprengung des Basaltschutts gebildet haben (Photo 17 und 18). Ohne Zweifel spielt dabei auch die häufig auftretende Taufeuchte auf Steinen in einem ozeanisch beeinflussten Wüstengebiet wie den Kanarischen Inseln eine nicht unbedeutende Rolle (KÄMMER, 1974).

2.4 Folgerungen: Kalkkrusten und Klimagenese für die ostkanarischen Inseln

Versucht man alle diese Befunde in eine zeitliche Folge zu stellen, sie an z.T. bekannte paläoklimatische Daten anzuknüpfen und mit C_{14} -datierten Strandterrassen (KLUG, 1968) zu korrelieren, so bietet sich folgende Abfolge an:

Zeit	Vorgang	Klima	Relief (KLUG)	Paläoklima (LIETZ; FAIRBRIDGE)
Hochwürm bis Ende Würm	Bildung oder Weiterbildung von Braunlehm über Basalt, Rotlehm über Kalkgestein	mäßig feucht und warm	Kerbtäler; kantengerundete Schotter	Reliefstabilität Tiefstand des Meeresspiegels Bodenbildung
25 000 bis 10 000 v.u.Z.		semihumid		
Grenze Würm zu Holozän	nach KLUG: Ausbildung versalzener Roterde	trocken und warm		Reliefinstabilität Meeresspiegelanstieg trocken Erosion
10 000 bis 8 000 v.u.Z.		semiarid		
Altholozän insbesondere Neolithikum	Sickerspülung und Bildung der Kalkkrusten im Boden	mäßig feucht und heiß	Kerbtalähnliche Eintiefungen (Rusen) (Photo 19)	Savannengrenze in der Nordsahara
8 000 bis 4 000 v.u.Z.		semihumid		
Jungholozän ab 4 000 v.u.Z.	flüchtige Kalklösungen und Ausscheidung als Haut an der Oberfläche; Zerstörung bei jedem Regen; episodische Lösungen der Krusten im Untergrund nach Starkregen	trocken und heiß arid	Sohlentäler; kantengerundete bis gerundete Schotter	Reliefinstabilität trocken

3. Zum Wasserhaushalt der Insel Fuerteventura - ein Beitrag zur Hydrogeographie von Trocken- gebieten

Kalkkrustenbildungen sind Vorgänge, die nicht ohne genauere Studien des Wasserhaushalts im Boden beurteilt werden können. Gerade in ariden bis semiariden Gebieten finden als Folge sowohl heftiger Niederschläge in kurzer Zeit als auch durch maximale Verdunstung Wasserbewegungen statt, die in kurzen Zeitintervallen aufsteigender und absteigender Art sein können. Wenn dennoch Kalkausscheidungen im Zusammenhang mit solchen Vorgängen - konzentriert auf abgegrenzte Bereiche des Bodens - zustande kommen, so muß das ein Ausdruck dafür sein, daß hydrologisch mit besonderer Häufigkeit oder Regelmäßigkeit Zustände eintreten, die eine solche Konzentration der Ausscheidung fördern.

Hydrologische Untersuchungen auf der Insel Fuerteventura von 1972 bis 1976 gaben Gelegenheit, dieser Frage nachzugehen.

Der Wasserhaushalt eines Raumes setzt sich aus den Größen von Niederschlag, Abfluß und Versickerung sowie Verdunstung zusammen. Grundlage für die Analysen sind die meteorologischen Daten, die sich im Anhang dieser Studie befinden. Die Sammlung stammt vom "Servicio Meteorológico Nacional" des "Ministerio del Aire" in Madrid. Sie ist zwar in einigen Jahresreihen unvollständig, aber den Umständen der Insel entsprechend als gut und für die Zwecke der interessierenden Aussagen als voll ausreichend zu bezeichnen. Das gilt insbesondere für die Angaben über maximale Tagesniederschlagsmengen. Diese Daten wurden ergänzt durch solche aus Tabellen und Diagrammen von FONTULLOT (1955), HUETZ DE LEMPS (1969) und FERNANDOPULLE (1976). In so unerschlossenen Gebieten wie der Insel Fuerteventura wird man bis auf die Niederschläge alle anderen Größen durch eigene Meßversuche ermitteln müssen. Naturgemäß können diese Ergebnisse bei der Kürze der Arbeitszeit von 4 mal einem Monat nur Anhaltspunkte für den Anteil des einen oder anderen Faktors an der Gesamtbilanz geben.

Als Grundtendenz ist festzuhalten:

1. Mit unter 100 mm Niederschlag und 19,2 C⁰ im Jahresdurchschnitt ist das Klima der Insel Fuerteventura als arid zu bezeichnen (Index nach de MARTONNE).
2. Die maximalen Schwankungen der Niederschlagssum-

men von Jahr zu Jahr können 900 % ausmachen, die Abweichungen vom Jahresmittel liegen zwischen 30 % und 300 %. Auch das ist Wesensmerkmal eines ariden Gebietes.

3. Regen mit über 20 mm Niederschlag pro 24 Stunden gehören zu den jährlich wiederkehrenden Regelfällen.
4. Über 80 % des Gesamtniederschlags fällt mit über 10 mm pro Tag.

3.1 Messungen über die Versickerung

Günstige klimatische Umstände - Trockenheit abwechselnd mit Niederschlägen von unterschiedlicher Menge - ermöglichten es 1974, 1975 und 1976, den Gang der Versickerung zu messen bzw. abzuschätzen.

Die Beobachtungen konnten in den drei für die Insel wichtigsten Gesteinen bzw. Lockermaterialien angestellt werden. Die Wassermengen wurden mit Feinwägungen ermittelt und nach Trocknung der Proben relativiert.

Auffallende Erscheinungen auf allen ebenen Teilen und flacheren Hängen der Insel Fuerteventura sind mehr oder weniger dicke Decken von Lockermaterial (Photo 1). Sie sind von unterschiedlicher Farbe und auch verschieden stark mit Schuttstücken durchsetzt (Photo 4).

Unter den Schutt- und Lehmdecken nehmen die über Vulkangesteinen den größeren Raum ein. Weite Teile des Südens der Insel Fuerteventura, vor allem die Halbinsel Jandia, aber auch größere Areale im Nord- und Mittelteil sind von Basalten und Tuffen aufgebaut. Die geologischen, tektonischen und stratigraphischen Einzelheiten können den ausführlichen Studien von HAUSEN (1956; 1958a; 1958b), ROTHE (1966; 1967), CENDRERO (1966), MUNOZ (1969), ABDEL-MONEM, WATKINS & GAST (1972), SCHMINKE (1973; 1976) sowie BENNELL-BAKER, SIEWING & STILLMAN (1974) entnommen werden.

3.1.1 Messungen im Grus des Basalts

Die Messungen im Grus der Trockentalböden (Photo 20) ergaben die höchsten Versickerungsanteile von allen Gesteinen und bei allen Niederschlagsmengen. Ein nahezu wasserfreier Grus im Gran Valle (Halbinsel

Jandia) bei Morro (3 % des Bodenvolumens) hatte den in zwei Stunden gefallenem Niederschlag von 10 mm eine Stunde danach in 25 cm Tiefe aufgenommen. Die oberen 10 cm waren nur noch wenig durchfeuchtet. In Zahlen:

Zeit	% Gewicht des getrockneten Bodens		% des Bodenvolumens	
Trockenzeit	oben: - 10 cm	2,0	oben:	3,0
	unten: 25 cm	2,1	unten:	3,2
1 Stunde nach 10 mm	oben:	3,0	oben:	4,5
	unten:	12,0	unten:	18,0
24 Stunden nach Niederschlag	oben:	3,0	oben:	4,5
	unten:	10,0	unten:	15,0

Damit wird bestätigt, daß nicht nur die Versickerungsanteile im Grus (Vulkangestein: Basalt, Tuff, Phonolith) sehr hoch sind, sondern auch die Verdunstung sehr gedämpft bleibt. Diese Tatsache ist insofern von großer hydrologischer Bedeutung, weil da-

mit die grusigen Talfüllungen zu einem wichtigen Grundwasserproduzenten werden. Man kann sogar sagen, daß bis auf wenige besonders kräftige Starkregen quasi alle Niederschlagsmengen im Grus der Täler versickern (Photo 22). In Zahlen:

Zeit	% Gewicht des getrockneten Bodens		% des Bodenvolumens	
Trockenzeit	oben: - 10 cm	2,0	oben:	3,0
	unten: 25 cm	2,1	unten:	3,2
1 Stunde nach 30 mm	oben:	20,0	oben:	30,0
	unten:	27,0	unten:	36,0
24 Stunden nach Niederschlag	oben:	8,0	oben:	12,0
	unten:	35,0	unten:	52,0

Der Regen (30 mm) fiel innerhalb von 36 Stunden in Etappen: 20 mm in 3 Stunden und der Rest (10 mm) in einer halben Stunde. Zwischen beiden Niederschlägen lagen 12 Stunden mit Trockenheit.

Man darf die Begünstigung der Grundwasserbildung von Grus in den Tälern allerdings auch nicht überschätzen. Das gute Sickervermögen führt nämlich dazu, daß das Wasser sowohl zur Tiefe zum anstehenden Gestein als auch zum Talausgang rasch weiter gereicht wird. Mit Erreichen des felsigen Gesteinsuntergrundes geht das Versickerungswasser in Spalten und Klüften eigene, wegen der unübersichtlichen Lagerungsverhältnisse praktisch unkontrollierbare Wege. Versuchsmessungen im Kleinen im Valle de los

Burros, wo von unten nach oben der Feistalboden gestuft ist und die Flachstrecken mit 2 bis 5 m dicken Gruspaketen bedeckt sind, haben ergeben, daß über Basalt in der Regel 25-35 % des in den Grus einsickernden Wassers im Untergrund verschwindet. Bei einer Sohle aus Tuffgestein liegt der Anteil bei rund 50 %.

In den größeren Tälern mit Sohlenbreiten von etwa 60-80 m genießt der Grus den hydrologischen Vorteil, oft von 10-20 cm dicken Geröllpackungen unterlagert zu werden, die durch lehmige, bisweilen kalkige Bindemittel eine für Wasser schwer durchdringbare Zone abgeben. Man kann für die gebirgigen Teile von Fuerteventura, besonders für die Halbinsel Jandia,

sagen, daß das Gros der Täler diese günstige sedimentologische Situation besitzen. Diese tragen dann eine schütterere Dornvegetation (Photo 21).

Ganz allgemein kann man sagen, daß diese Daten nicht allein dastehen. Auch HÖLLERMANN (1978) hat ähnliche Werte für die Hochgebiete nahe der Baumgrenze auf Teneriffa mitgeteilt. Auch dort liegen hohe Versickerungsraten vor, die naturgemäß zu einer raschen Austrocknung der obersten Dezimeter des Bodens mit dem Effekt einer "edaphischen Aridität" im Sinne von SCHWARZBACH (1964) führen. Die praktischen Auswirkungen solcher, das Sickerwasser schützenden Lockermassen für die Bodennutzung haben BLESA und LUQUE (1972) durchgerechnet.

3.1.2 Messungen im Lehm des Basalts

Ein anderes Verhalten im Hinblick auf die Versickerung zeigt dagegen der Lehm des Basalts. Er ist im großen und ganzen ein fossiles Verwitterungsprodukt des Basalts. In seiner Korngröße steht er dem Ton näher als dem Sand.

Ausgangspunkt der Untersuchungen sollen Profilaufgrabungen sein, die in der Umgebung von Morro (Halbinsel Jandia) sowie zwischen Gran Tarajal und Tuineje gemacht bzw. an neu gebauten Straßeneinschnitten aufgefunden wurden. Sie alle haben einen ähnlichen Aufbau: Über einem Basalt- oder Phonolithkörper geht ein steiniger Schutthorizont in lehmigere Partien über. Die Fossilität der Lehmdecken wird durch die Verzahnung mit jungpleistozänen und altholozänen Terrassen bzw. Strandterrassen bewiesen.

Im übrigen fallen die zahlreichen jungen Akkumulationen an den Basaltlehmhängen auf, die auf eine lebhaftere Abtragung und damit auf einen bemerkenswerten oberflächlichen Abfluß hinweisen. Daß er rezent vor sich geht, beweisen die Lehmsammlungen hinter kleinen künstlichen Steinmauern an Talrändern (Photo 23).

In welcher Weise das Wasser in den Lehm eindringt und dort weitergeleitet wird, zeigt die folgende Meßserie:

Zeit	% Gewicht des getrockneten Bodens		% des Bodenvolumens
Trockenzeit	oben: - 15 cm	2,9	oben: 3,8
	unten: 25 cm	3,1	unten: 4,0
1 Stunde n. 20 mm	oben:	23,0	oben: 30,0
	unten:	8,0	unten: 10,0
4 Stunden n. 20 mm	oben:	19,9	oben: 25,0
	unten:	11,0	unten: 15,0

Dabei ist zu vermerken, daß die 20 mm Niederschlag als normaler Regen in ca. 90 Minuten gefallen waren. Eine Erhöhung der Niederschlagsmengen beschleunigt den Versickerungsvorgang meßbar nicht. Auch bei 30 mm in 30 Stunden blieb die Bewegungsgeschwindigkeit des Wassers im Lehmprofil gleich.

Bei allen Meßreihen fiel allerdings auf, daß die Entleerung der obersten 10 cm des Lehmhorizontes unerwartet rasch vor sich ging. Man hätte erwarten können, daß mit Ende der Niederschlagspende und der Absickerung des Wassers in den Untergrund die Einsickerungsgeschwindigkeit gleich der Ge-

schwindigkeit der Wasserentleerung in den oberen Profiltteilen entspricht. Tatsächlich aber nimmt der Wasservorrat oben rascher ab als das Regenwasser in die unteren Horizonte eindringt. Dies kann nur als Folge der nach dem Regen einsetzenden Verdunstung erklärt werden. Ist dieses Ergebnis nicht überraschend, so schien es dennoch nützlich zu sein, einen Grenzfall experimentell aufzufinden, bei dem der Verdunstungszug stärker ist als der Absickerungsvorgang, d.h. bei dem das Wasser durch Evaporation abgefangen wird, bevor es in den tieferen Untergrund versickert.

Mit diesem Wert ist man in der Lage, jene Niederschläge abzuschätzen, die für die Versickerung und damit für die Grundwasserbildung in der Regel nicht

in Frage kommen. Dies scheint bei Mengen um 5 mm in ca. 1 Stunde einzutreten, wie die folgende Meßreihe deutlich macht:

Zeit	% Gewicht des getrockneten Bodens		% des Bodenvolumens
Trockenzeit	oben: - 15 cm	2,9	oben: 3,8
	unten: 25 cm	3,1	unten: 4,0
1 Stunde n.	oben:	6,0	oben: 9,0
5 mm N.	unten:	2,0	unten: 3,0
4 Stunden n.	oben:	5,8	oben: 8,0
5 mm N.	unten:	2,0	unten: 3,0
24 Stunden n.	oben:	3,0	oben: 4,45
10 mm N.	unten:	3,0	unten: 4,45

Naturgemäß ist die Stärke der Verdunstung je nach Luftbewegung und Temperatur sehr unterschiedlich. In dieser Beziehung sind aber die Verhältnisse auf den östlichen Kanareninseln recht uniform. Fast ständig wehender Wind (Passat) und nur geringe Temperaturamplituden pro Jahr (Winter: 15° - 16° ; Sommer: um 20° - 23°) bedingen einen recht gleichmäßigen Verdunstungsgang. So kann man als Richtwert festhalten, daß praktisch alle Niederschläge bis um 5 mm ohne Bedeutung für die Grundwasserbildung sind, sobald sie auf Lehmedecken fallen. Da recht gute Niederschlagsmessungen nicht nur vom alten und neuen Flugplatz Puerto del Rosario sondern auch von Stationen im Landesinnern vorliegen, bestehen auch günstige Grundlagen zur Errechnung der Wasserbilanzen für Einzelräume der Insel Fuerteventura.

Im übrigen stimmen diese Meßergebnisse, vor allem über die Eindringtiefe der Verdunstung in den Boden gut mit den Beobachtungen und Versuchen in ähnlichen Gesteinen von HÖLLERMANN (1978, S. 378-79) und SCHWARZBACH (1964) überein, die nahe der Baumgrenze in den Gebirgen Teneriffas gemacht wurden.

3.1.3 Messungen in der Roterde des Kalkgesteins

Neben den Basaltschuttdecken hat die Insel Fuerteventura ausgedehnte Kalkgesteinsdecken, die in der

Regel über vulkanischem Gestein liegen. Das gilt vor allem für den Mittelteil von Tuineje über Antigua und La Matilla bis La Oliva sowie für Täler, die von dort in östlicher Richtung das Meer erreichen. Darüber hinaus ist das stark aufgelöste Bergland mit seinen verzweigten Talungen um Betancuria ein Gebiet mit Kalkablagerungen. Über die geologisch-paläontologische Stellung der Kalkablagerungen, insbesondere ihr Alter haben HAUSEN (1958 b), KREJCI-GRAF (1960), FUSTARCASAS & AGUILAR (1965), ROTHE (1967; 1968), KLUG (1968) und TIETZ (1969) zusammenfassend und ausführlich berichtet.

In den Kalkgesteinsgebieten liegen ähnlich günstige Meßverhältnisse vor wie in den Gebieten mit Lehmen über Basalt. Die stark tonige Struktur der Roterden behindert die Absickerung von Niederschlagswasser noch mehr als die Struktur des basaltischen Verwitterungslehms. Es fällt schon bei einer Geländebeobachtung auf, daß die Roterdegebiete stärker von Bodenerosion betroffen sind (Photo 24). Darüber hinaus sind die Akkumulationskörper in den Tälern und Becken im Roterdegebiet viel mächtiger und umfangreicher als die Lehmassen in den Basaltgebieten. Das weist auf einen stärkeren oberflächlichen Abfluß hin. Versickerungsmessungen passen in diese vom Relief gewonnenen Folgerungen, wie die folgende Serie zeigt:

Zeit	% Gewicht des getrockneten Bodens		% des Bodenvolumens	
Trockenzeit	oben: - 15 cm	2,7	oben:	3,0
	unten: 25 cm	2,8	unten:	3,2
1 Stunde n. 10 mm N.	oben:	4,0	oben:	4,4
	unten:	2,8	unten:	3,1
4 Stunden n. 10 mm N.	oben:	4,8	oben:	5,3
	unten:	2,9	unten:	3,2
24 Stunden n. 10 mm N.	oben:	4,0	oben:	4,4
	unten:	2,9	unten:	3,2
48 Stunden n. 10 mm N.	oben:	3,1	oben:	3,4
	unten:	2,8	unten:	3,1

Dabei ist auch erkennbar, daß die Verdunstung etwas weniger stark als im Lehm vor sich geht. Erst nach 2 Tagen ist der Ausgangszustand im Feuchtegehalt der Roterde wieder erreicht.

Auch größere Niederschlagsmengen versickern selbst bei längerer Dauer nur langsam im Untergrund der Roterde. Auf Grund der stärkeren Abtragungsleistung sind zudem nur noch dünne Roterdedecken an den Hängen zu finden, die ohnehin kaum als Grundwasserträger in Frage kommen. Dagegen können die Flachteile in den Becken und Tälern reichliche Mengen aufnehmen, weil das Niederschlagswasser dort nur sehr langsam oberflächlich abfließt.

3.2 Messungen über den Abfluß

3.2.1 Messungen in Tälern des Basalts

Bei den durchgeführten Abflußmessungen mußte technisch mit einfachen Hilfsmitteln gearbeitet werden. Die Querschnitte konnten zwar mit großer Genauig-

keit ausgerechnet bzw. vermessen werden. Dabei fand auch Beachtung, daß durch Abtragung bzw. Aufschüttung sich der Querschnitt des Meßbereiches zeitweise veränderte. Auch der Gang des Abflusses konnte durch Dauerbeobachtung über 2 Tage hinweg mit nur kurzer Unterbrechung in wenigen Nachtstunden gut erfaßt werden. Schwierigkeiten und damit größere Meßungenauigkeiten liegen in der Fixierung der Fließgeschwindigkeit. Da Messungen der Strömungsgeschwindigkeit wegen der oft nur wenige Zentimeter hohen Wasserkörper nicht mit den sonst üblichen Flügelinstrumenten registriert werden konnten, wurden schwimmende Körper mit der Stoppuhr auf abgesteckten Strecken eingemessen. Wenn man einen Fehler mit + 20 % einkalkuliert, so dürfte dennoch das Ergebnis eine für die Gesamtbilanz brauchbare Grundlage abgeben.

Die Brauchbarkeit wird auch dadurch bestätigt, daß sich die Meßergebnisse über die Versickerung und Verdunstung einerseits und die über den Abfluß andererseits gut ergänzen, wie die folgende Meßserie zeigt:

Einzugsgebiet: Valle de los Burros:
ca. 900 000 m² mit Grus und Basalt

Gesamtniederschlag: 30 mm in 36 Stunden

Gesamtwassermenge: ca. 27.000 m³

Gesamter oberflächlicher Abfluß, im Schuttkegel
am Talausgang gemessen: ca. 1 200 m³, d.h.
4-5 % der Gesamtniederschlagsmenge.

Diese geringe Größe entspricht genau den aus der Versickerung im Grus gewonnenen Vorstellungen.

Aber auch die Einzelstücke in der Kurve des Abflusses korrespondieren mit dem Rhythmus des Gesamtvorganges:

Uhrzeit	5-9	9-13	13-17	17-21	21-1	1-5	5-9	9-13	13-17	17-21
N in mm	20	-	-	10	-	-	-	-	-	-
N in m ³	18 000			9 000						
A in m ³	800	12	2	170	100	15	3	2	2	1
A in % von N	3,8 %			3,2 %						

N = Niederschlag

A = Abfluß im Gesamtgebiet

Bei einer Meßserie im Valle de los Burros wurde im Ober- und Mittellauf der Abfluß im reinen Basaltgestein registriert. Das Einzugsgebiet umfaßt rund 500 000 m². Bei einem Niederschlag von 30 mm in 36 Stunden ergibt das eine Gesamtwassermenge von rund 15 000 m³. An der Grenze Basalt /Phonolith-Fels zu Schuttgrus gingen insgesamt 7 700 m³ durch. Das heißt, daß rund die Hälfte des Niederschlagswassers bei Hängen zwischen 10° und 30° Neigung oberirdisch abfließen. Die andere Hälfte wird zum größten Teil im Fels auf Klüften und in Spalten versickern. Ein kleiner Teil, schätzungsweise 10 %, wird an der Oberfläche oder in Oberflächennähe bleiben und von dort wieder verdunsten, bzw. von Pflanzen, wie insbesondere Flechten, verbraucht.

Kurzzeitige Beobachtungen in einem Nachbartal (Gran Valle) bei einem anderen Niederschlag erbrachten einen ähnlichen prozentualen Anteil des Abflusses am Gesamtniederschlag auf Basaltfels. Naturgemäß wird sich dieser Prozentsatz in flacheren Arealen verringern. Allerdings gibt es auf Fuerteventura und besonders auf der Halbinsel Jandia kaum schuttfreie Basaltgebiete mit Neigungswinkeln unter 10°.

Wenn man eine komplette Bilanz aller Wasserwege in einem typischen Tal einer Basaltlandschaft Fuerteventuras aufstellen will, in dem rund 2/3 auf felsigen Ober- und Mittellauf und 1/3 auf schuttgefüllten Unterlauf entfallen, so wird man mit folgenden Maßstäben unter nicht extremen Niederschlagsbedingungen rechnen dürfen:

<u>Gesamtniederschlag:</u>	100 %
<u>davon:</u>	
Mittel-Oberlauf (Fels)	60-70 %
<u>davon:</u> Abfluß	30-35 %
Verdunstung + Pflanzen	-10 %
Versickerung	-25 %
<u>davon:</u>	
Unterlauf (Schutt) + Abfluß aus Mittel- und Oberlauf	30-40 %
Zwischensumme Gesamtniederschlagswasser im Unterlauf	30-35 %
<u>davon:</u> Abfluß	60-75 %
Verdunstung + Pflanzen	- 5 %
Versickerung	-15 %
<u>davon:</u>	40-55 %
Sickerspülung (mit Maßstellen)	
5-10 %	
Felsuntergrund	
-35 %	
Schutt	
0-10 %	

Diese Gesamtbilanz ändert sich dann, wenn Starkregen auftreten. In jedem Fall wird zunächst die Abflußmenge größer. Im Fels wirkt sich dies besonders stark aus, weil das Wasser auf den fast steinfreien Hängen kaum Hindernisse antrifft. Aus Einzelbeob-

achtungen mit unvollständigen Messungen kann man sagen, daß der Abfluß bei Starkregen rund 45-55 % der gefallen Niederschlagsmenge ausmacht. Auch in den Schutzzonen eines Tals fließen mindestens bei der stärksten Regenspitze und beim ersten Wasserschwall, der vom Ober- und Mittellauf ankommt, rund 25-30 % vom Talaustritt in Ebenen. Die Bilanz verändert sich immer zu Ungunsten der Versickerungsanteile. Die Größenordnungen der Verluste liegen bei felsigem Untergrund über denen der Schuttbereiche, denn ein großer Teil des abfließenden Wassers, das vom felsigen Ober- und Mittellauf nach unten in den an Lockermaterial reichen Unterlauf kommt, kann dort noch versickern.

Es mag zunächst überraschen, daß in einem semiariden bis ariden Gebiet trotz hoher potentieller Verdunstung die tatsächliche Evaporation so geringe Mengen aufweist. Das liegt ohne Zweifel an der hohen Durchlässigkeit der Grus- und Schuttablagerungen, die das Niederschlagswasser sofort und weit in den Untergrund entführen. Auch im Fels weist der Basalt so viele und vor allem engständige Risse, Spalten und Klüfte auf, so daß auch dort das auftreffende Wasser "versickern" kann. Zudem fördert die hohe Dichte des Basalts den oberflächlichen Abfluß und läßt das Wasser nicht allzu tief in den Gesteinskörper abseits der Spalten eindringen. Im Tuff schließlich sind die Versickerungsraten ebenfalls sehr hoch, was auf die hohe Porosität des Gesteins zurückgeht.

So sind der Verdunstung lediglich jene Wasseranteile zugänglich, die das Schuttstück bzw. das anstehende Gestein benetzen. Kontrollmessungen über die ungefähre Menge dieses Wassers durch Wiegen vor und nach Trocknung von Schuttstücken haben gezeigt, daß dies bei dichten Basalten je nach Niederschlagsintensität in Größenordnungen von 2 % bis 15 % liegt. Das entspricht bei rund 100 mm Jahresniederschlag 2-15 mm. Da in den Tälern und an den Hängen des Basalts nur wenig Pflanzen stocken, ist diese Zahl der richtige Wert für reine Evaporation.

3.2.2 Messungen in Tälern mit Roterde

Anders liegen die Bilanzen bei Roterde mit stark toniger Komponente. Die normale Schichtenfolge im Roterdegebiet von oben nach unten ist Roterde, Kalkdecke und Basalt. Ganz allgemein kann man sagen, daß die Versickerung in der Roterde kleiner ist und langsamer vor sich geht als im stets mehr oder weniger verkarsteten Kalkgestein. Die Versickerung im Basaltfels ist ebenfalls schwächer als im Kalkgestein. Daraus resultiert die wiederum allgemeine Feststellung, daß der Abfluß auf der tonigen Roterde stärker als auf Kalkgesteinen ist. Der entscheidende Abflusseffekt in der Kalkgesteinsschicht kommt allerdings dadurch zustande, daß das Wasser in den Karstgängen bergab fließt und nicht selten die hangende Roterde subterran abträgt. Dieser Roterdeversatz in Karsthohlformen führt zu einem sehr unregelmäßig ausgestalteten Kerben- und Schluchtennetz.

Was die Abflußmengenmessungen anbetrifft, so wurde im Roterdegebiet folgende Gesamtbilanz erstellt:

Einzugsgebiet:	5 500 000 m ²
Gesamtniederschlag:	30 mm in 36 Stunden
Gesamtwassermenge:	ca. 165 000 m ³
Gesamter oberflächlicher Abfluß im Schwemmfächer an der Talenge (Beckenrand):	ca. 25 300 m ³ , d.h. rund 15 % der Gesamtniederschlagsmenge

Auch hier sollen die Einzelergebnisse in Stundengruppen aufgeführt werden:

Uhrzeit	5-9	9-13	13-17	17-21	21-1	1-5	5-9	9-13	13-17	17-21
N mm	20	-	-	10	-	-	-	-	-	-
N in m ³	130 000			35 000						
A in m ³	21000	400	50	1900	1400	500	40	20	5	0
A in % von N	16,5			11,0						

Als wichtigste Erkenntnis kann man daraus entnehmen, daß der oberflächliche Abfluß auf Roterde ca. 3-4 mal größer ist als im Basaltverwitterungsprodukt Lehm. Diese Tatsache bedeutet aber auch gleichzeitig eine größere Erosionsleistung mit allen Konsequenzen wie Kerb- und Schluchtenbildung und mächtigen Akkumulationsmassen in den Tiefenzonen.

Dies wird auch durch die Beobachtungen der geomorphologischen Formen bestätigt. Der erste Eindruck von der Stabilität oder Labilität der Roterdedecken gegenüber den abtragenden Kräften ist der, daß sie rascher als die basaltischen Lehmdecken erodiert werden. Es gibt genügend Hangsituationen, an denen beide Lockermaterialien quasi nebeneinander liegen oder mindestens auf benachbarten Hängen gleiche orographische Gunst genießen. Der basaltische Lehm reicht bei weitem höher die Hänge hinauf als der Rotlehm. Das liegt sicherlich daran, daß sein Kon-

takt zum Untergrund, der Kalkgesteinsauflage, nur mangelhaft ist. Einen allmählichen Übergang vom festen Gestein zum Feinerdekörper gibt es nicht. Der Rotlehm liegt unmittelbar auf dem Kalkgestein (Photo 25). Lediglich die kleineren Karstlöcher täuschen eine innigere Verzahnung vor. Außerdem ist der Lehm so gut wie frei von Steinen, die sonst einen Verband stabilisieren und die sich auf der Oberfläche als Hindernisse für das abfließende Niederschlagswasser auswirken. Darüber hinaus zeugen die zahlreichen Verschwemmungen für die Aktivität der Erosion auf der Oberfläche des Roterdekörpers.

Auch für das Roterdegebiet wurde eine komplette Bilanz aller Wasserwege versucht, wobei von den Talabschnitten rund 3/4 auf den felsigen Ober- und Mittellauf und 1/4 auf den rotlehmefüllten Unterlauf entfallen:

<u>Gesamtniederschlag:</u>	100 %
<u>davon:</u>	
Mittel-Oberlauf	70-80 %
<u>davon:</u> Basaltfels	60-70 %
Kalkgestein	10 %
<u>davon:</u> Abfluß	35-40 %
Basaltfels	30-40 %
Kalkgestein	- 5 %
Verdunstung + Pflanzen	- 5 %
Versickerung	35 %
<u>davon:</u>	
Unterlauf (Roterde)	20-30 %
+ Abfluß aus Mittel- und Oberlauf	35-40 %
Zwischensumme Gesamtnieder- schlagswasser im Unterlauf	55-70 %
<u>davon:</u> Abfluß	15 %
Verdunstung + Pflanzen	-15 %
Versickerung	25-40 %
<u>davon:</u>	
Sickerspülung (mit Naßstellen)	0 %
Felsuntergrund	-5 %
Roterde	20-35 %

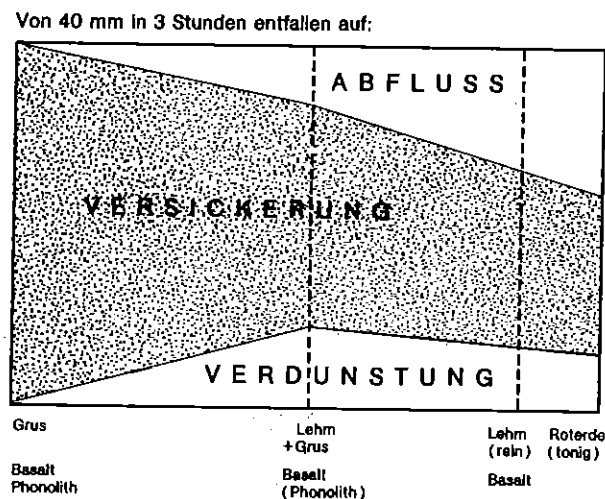
Aus den Einzelbeobachtungen über Versickerung und Abfluß in den verschiedenen Gesteinskomplexen wie Basalt- Lehm und Kalkgestein-Roterde ergibt sich als hydrologisch wichtigstes Ergebnis, daß die Basalträume schlechtere Grundwasserträger sind (Wasseraufnahme im Basaltschutt und -lehm 0-10 % des Niederschlags) als die Räume mit Kalkgestein (Wasseraufnahme im Roterdelehm und -ton 25-35 % des Niederschlags). Der entscheidende Effekt dafür liegt darin, daß mit der zwar guten Aufnahmefähigkeit des Basaltschutts gleichzeitig eine rasche Weitergabe in den tieferen Untergrund, den Felsen, verbunden ist. Damit ist der Basaltschutt als potentieller Körper für Grundwasser rascher gefüllt als die tonige Roterde. Er ist aber ebenso schnell wieder leer. Diese Konsequenz konnte übrigens 1973, 1974 und 1975 in rund 30 "Brunnen" auf der Halbinsel Jandia beobachtet werden. Diejenigen, die nur

im Schutt niedergebracht worden sind, waren leer; die ihre Sohle im Fels hatten, brachten Wasser. Diese Tatsache wird man bei den Fragen der Landesentwicklung nicht nur im Hinblick auf die Wasserversorgung der Bevölkerung sondern auch bei Aufbau und Ausbau der Agrarstruktur berücksichtigen müssen.

Zwischenbilanz

Faßt man die Ergebnisse der Messungen über Versickerung und Abfluß zusammen, so kann man von den aufgefundenen Grenzen zur Verdunstung mit aller Vorsicht bei Schematisierungen folgendes Bild entwerfen, das unter Berücksichtigung der klimatischen Verhältnisse auf Fuerteventura die Zwischengrößen abzuschätzen gestattet:

Abb. 3 Schema zur Größenordnung von Abfluß, Versickerung und Verdunstung (gesteinsweise)



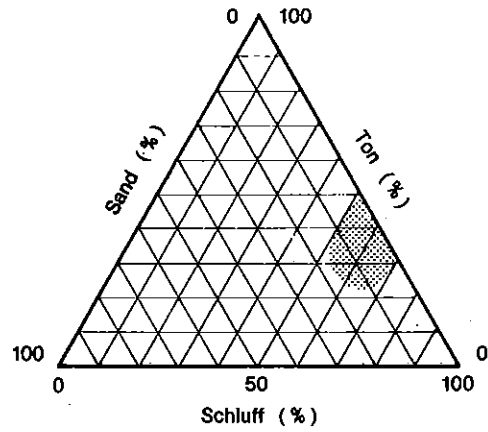
Korngrößenanalyse vgl. die Abbildungen 4 und 5

Grus ist definiert nach SCHEFFER und SCHACHTSCHABEL (1973, S. 24): Die Korngrößenzusammensetzung: Steine (6-60 mm) 20 %; Grus (2-6 mm) 58 %; Sandfraktion (0,06-2 mm) 19 %; Schlufffraktion (kleiner 0,06 mm) 3 %. Wegen der Korngrößenverteilung von Basaltlehm und Rotlehm vergleiche man die Abb. 4 und 5.

Ganz grob kann man aus der diagrammatischen Abbildung unter der Voraussetzung der angegebenen, als regelhaftig für die Winterzeit zu bezeichnenden Niederschlags- und Temperaturverhältnissen sagen,

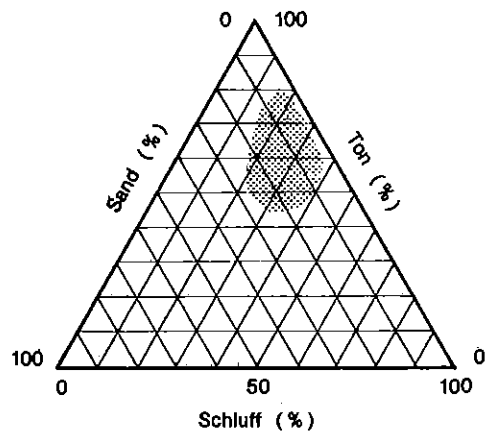
daß im Grus fast 100 %, im Lehm mit Grusbeimengung 50 %, im reinen Lehm und im Ton nur 35-40 % des Niederschlagswassers per Versickerung in den Untergrund weiter gegeben werden.

Abb. 4 Korngrößenanalyse: Lehm (über Basalt)



Tonfraktion (kleiner 0,002 mm)	40 %
Schlufffraktion (0,002 - 0,06 mm)	60 %
Sandfraktion (0,06 - 2,0 mm)	0 %

Abb. 5 Korngrößenanalyse: Roterde (über Kalkgestein)



Tonfraktion (kleiner 0,002 mm)	57 %
Schlufffraktion (0,002 - 0,06 mm)	37 %
Sandfraktion (0,06 - 2,0 mm)	6 %

3.3 Die Regionalbilanzen

In Anwendung der oben durch Messung und Abschätzung erstellten "Richtwerte" für den Wasserhaushalt in einem Tal soll am Beispiel von zwei typischen Lebensräumen der Insel Fuerteventura gezeigt werden, wie die Wasserbilanzen aussehen: Der Gebirgstal der Halbinsel Jandia als Vulkangesteinsgebiet und das zentrale Bergland zwischen Betancuria, Vega de Rio de Palmas und Pájara als Roterdegebiet. Es wurde dabei von folgendem, aus Stations-

werten ermitteltem Niederschlagsrhythmus ausgegangen:

Jahressumme: rund 100 mm

davon: Niederschlag kleiner 10 mm/Tag: 20 mm
 größer 10 mm und
 kleiner 20 mm/Tag: 30 mm
 größer 20 mm/Tag: 50 mm

Entsprechend dieser durchschnittlichen Niederschlagsfrequenz und den für Einzelfälle gemessenen Werten von Abfluß, Versickerung und Verdunstung ergibt sich folgende Übersicht:

Bilanzen im Basaltgebiet (Halbinsel Jandia) in mm (= %-Anteil am Jahresniederschlag)

Raum	F e l s			S c h u t t / L e h m		
	Abfluß	Verdunstung + Pflanzen	Versickerung	Abfluß	Verdunstung + Pflanzen	Versickerung
1 Valle de las Ovejas	63	14	23	7	13	80
2 Barranco de Agua	62	14	24	9	13	78
3 Barranco de la Baja	52	16	32	3	14	83
4 Valle de Mosquitos	50	14	36	6	14	80
5 Valle de Escobones	51	6	43	4	18	78
6 Valle de Jorós	51	5	44	4	17	79
7 Gran Valle	63	9	28	5	23	72
8 Valle del Ciervo	63	7	30	4	21	75
9 Valle de los Burros	59	14	27	4	7	89
10 Valle de Vinamar	62	13	25	6	23	71
11 Valle de la Cal	64	13	23	9	13	78
12 Valle de Butihondo	60	11	29	4	21	75
13 Valle de Esquinzo	59	9	32	4	22	74
14 Valle de Mal Nombre	58	12	30	5	20	75
15 Valle de la Canarias	62	9	29	3	22	75
16 Valle de Salmo	58	12	30	6	19	75
Durchschnitt	59	11	30	5	18	77

Bilanzen im Roterdegebiet (Zentrales Bergland) in mm (= %-Anteil am Jahresniederschlag)

Raum	F e l s			T o n / L e h m		
	Abfluß	Verdunstung + Pflanzen	Versickerung	Abfluß	Verdunstung + Pflanzen	Versickerung
1 Betancuria	49	6	45	24	15	61
2 Vega de Río de Palmas	45	5	50	25	15	60
3 Ermita de Nuestra Señora de la Peña	44	6	50	23	17	60
4 Toto	49	6	45	24	15	61
5 Pájara	45	7	48	24	15	61
6 La Mala	49	5	46	24	15	61
7 Méquez	46	6	48	24	14	62
Durchschnitt	47	6	47	24	15	61

Es kann nicht Aufgabe dieser Darstellung sein, auf die Gründe für die Unterschiede von Tal zu Tal in einzelnen Gliedern der Wasserhaushaltsgleichung einzugehen. In erster Linie muß dabei an die Inhomogenität der Gesteine gedacht werden, die z.B. im felsigen Teil eines Basaltgebietes Versickerungsanteile zwischen 23 % und 44 % ausmachen. Ähnliches gilt auch für die Variationsbreite im Abflußspektrum von Schutt und Lehmgebieten, wo die Spanne von 3 bis 9 % ausfällt. Je nach Übergewicht von Schutt oder Lehm wird auch der oberirdische Abfluß verschieden groß sein.

Bei der Analyse der Tabellen kann man folgende Relationen herstellen:

1. Durchschnittswerte:	Abfluß	Verdunstung/ Pflanzen	Versickerung
Basalt: Fels	59	11	30
Schutt/ Lehm	5	18	77
Roterde: Fels	47	6	47
Lehm/Ton	24	15	61

2. Relation: Versickerung von Gestein zu Gestein

Die Relationen der Versickerung im festen Gestein zu Lockermaterial sind in beiden Gesteinen sehr unterschiedlich. Während im Basaltgestein das Verhältnis 1 : 2 bis 1 : 3 besteht, ist im Kalkgestein ein fast ausgeglichenes Verhältnis von 1 : 1,3.

3. Relation: Abfluß von Gestein zu Gestein

Der gravierende Unterschied tritt beim Abfluß auf. In einem geschlossenen Basaltgebiet gehen vom gesamten oberirdischen Abfluß 10-12 Teile auf das Konto "Fels", 1 Teil auf "Schutt". Im Kalkgebiet dagegen ist die Relation wie 2 : 1.

4. Relation: Abfluß zu Versickerung

Kalkgestein: Fels:	1	: 1
Lehm:	1	: 2,5
Basaltgestein: Fels:	2,5	: 1 bis 2.1 : 1
Schutt:	1	: 18

Entsprechend den Reliefverhältnissen müssen von den Endwerten der Versickerung für Zwecke der Grundwasserbestimmung Abzüge gemacht werden. Ihre Höhe wird sich zunächst nach der Höhenlage des Einzugsgebietes über der Erosions- und Grundwasserbasis "Meer" richten müssen. Außerdem spielt die Form des Überganges Land-Meer, d.h. die Form der Küste, eine

wichtige Rolle. An Steilküsten sieht man gerade auf Jandia und insbesondere westlich der Siedlung Morro Naßstellen und Quellen an der Kliffwand austreten. Bei Niedrigwasser sind Wasseraustritte selbst auf der Brandungsplatte beobachtet worden. Das alles sind allerdings Vorgänge, die meßtechnisch nicht eingefangen werden konnten. Das gleiche gilt auch für leicht brackige Brunnen in der Küstenebene am Rande des Kalkgebietes bei Puerto de la Peña bzw. an den unbenannten Kliffs weiter nördlich davon.

Dieser ständige Versickerungsstrom, den man auch Grundwasserstrom nennen könnte, könnte nur wirkungsvoll unterbrochen werden, wenn Ketten von Brunnen quer durch die Mündungsgebiete der Täler gelegt würden. Die Abstände von Brunnen zu Brunnen müßten sich nach der Größe der unterirdischen Einzugsgebiete richten. Zum Teil sind in einigen Tälern sowohl von Jandia als auch im Bergland von Betancuria solche Brunnenanordnungen teils mit System, teil willkürlich zu finden. Dennoch ist, wie die Grundwasseraustritte an der Küste beweisen, sicher, daß auch bei solchen Anlagen ein Teil des Wassers ungenutzt ins Meer versickert, bzw. unterirdisch abfließt. Aus den Geländebeobachtungen und Mitteilungen von Ortsansässigen, die diese Wasseraustritte längere Zeit beobachtet haben, kann man schließen, daß rund 25-35 % aus dem Tal technisch nicht per Brunnen erfaßt werden können. Bei allen Kalkulationen und Planungen sollte man diesen Wert in Ansatz bringen.

Dieser Ansatz wird im übrigen durch die Erfahrungen aus den Jahren 1973 bis 1976 in einem überschaubaren Verbrauchsvolumen und -gebiet bestätigt. Mit dem Aufbau und der Vergrößerung des Hotels bei Morro (Jandia) "Robinson-Hotel Jandia Playa" und den Apartments konnte verfolgt werden, wie sich die im Laufe der drei Jahre veränderte Relation von Bedarf und Angebot in der Qualität des Wassers niederschlug. Meine Berechnungen auf Grund von lokalen Messungen ergaben für das Jahr 1973/74 (April bis April) eine ausgeglichene Bilanz. Dabei hatte ich für die Einzugsgebiete der Wasserversorgung der "Dehasa de Jandia" rund 30 % Verlust durch Abfluß ins Meer einkalkuliert. Die Trockenheit 1974/75 zwang den Wasserlieferanten, die Bilanz durch Brackwasser aus einem für Trinkwasser wegen des NaCl-Gehaltes völlig ungeeigneten Brunnens auszugleichen. Die Folge des "Verschnittes" des reinen Bergwassers mit dem versalzten Brunnenwasser war eine deutliche Zunahme des NaCl-Gehaltes, der das

Hotelwasser für Trinkzwecke ungenießbar machte. Auch die Anpflanzungen im Hotelgarten von Jandia Playa, die knapp ein halbes Jahr mit diesem Wasser versorgt wurden, hatten gelitten. Damit dürfte gleichzeitig als Nebenergebnis feststehen, daß die

Versorgung der Hotels mit Naturbergwasser das Leistungsvermögen des Wasserreservoirs mindestens ausgeschöpft hat. Seit 1975/76 nahm die erste Meerwasserentsalzungsanlage für ein Einzelhotel seine Produktion auf.

4. Empfehlungen für Planung und Entwicklung

Aus den Beobachtungen und Messungen über die Bildung oder Zerstörung der Kalkkrusten sowie aus den Abfluß- und Versickerungsbilanzen im Basalt- und Kalkgestein der Insel Fuerteventura kann unter Berücksichtigung der meteorologischen Daten eine Reihe von Empfehlungen für die Landesplanung und Entwicklung ausgesprochen werden. Sie sind in den folgenden Punkten zusammengefaßt und sollten von Fall zu Fall bei der Beurteilung von Einzelprojekten oder von Gebietssanierungen durch lokale Aspekte ergänzt werden.

1. Für die hydrogeographischen Einzelräume der Insel müssen die Wasserhaushaltsbilanzen nach den errechneten Grundwerten aufgestellt werden. Daraus wird ersichtlich, wie viele Wassermengen als freie Spitzen für die Entwicklung des betreffenden Raumes zur Verfügung stehen. Danach muß ein Wasserbewirtschaftungsplan erarbeitet werden. Darin sind alle Projekte auszuweisen, die Anspruch an die freie Wasserspitze stellen können. Bei Übersteigen dieser Möglichkeiten sind die Projekte nach einer Rangfolge zu benennen, die in erster Linie wasserwirtschaftlich die Kapazität der freien Spitze ausnutzen dürfen. Den anderen ist die Bauaufgabe einer Meerwasserentsalzungsanlage zu machen. Die Kapazität dieser Anlagen muß ausreichend sein. Für die Rangfolge der Versorgung mit Wasser der freien Spitze haben örtliche Gewerbeeinrichtungen Vorrang vor Fremdenverkehrseinrichtungen wie Hotels, Apartments- und Bungalowsiedlungen.
2. Das Naturwasser aus den Gebirgen oder Talzonen sollte durch Ausbau von Quellengrotten oder Naßstellen besser ausgenutzt werden. In eigenen Behältern kann es sowohl zum Verschnitt des entsalzten Meerwassers benutzt werden als auch zum Spezialgebrauch direkt verbraucht werden. Zum Spezialgebrauch zählen Einrichtungen des Sanitätswesens (Arzt, Krankenhaus, Apotheke, Ambulanzen) und die Hotelküchen. In jedem Fall sollte versucht werden, dieses Naturwasser der Bevölkerung als billiges Lebensprodukt zu reservieren. Damit würden Subventionierungen für sozial schwache Bevölkerungsgruppen entfallen können. Gleichzeitig mit dem Ausbau der Brunnen mit gutem Wasser sollten die meerwasserversalzten Brunnen der Schwemmlandebenen in Küstennähe stillgelegt werden, bzw. die Mischung dieses Wassers mit Bergwasser ist zu untersagen.
3. Das System der Brunnen sollte daraufhin überprüft werden, ob es optimal die Sicker- und Grundwasserströme, die von den Bergen in die Küstengebiete führen, abfängt. Neuanlagen sind in Angriff zu nehmen.
4. Es ist Vorsorge zu treffen, daß die den Abfluß hemmenden und die Versickerung und damit Grundwasserbildung fördernden Decken von Gesteinslockermaterial erhalten bleiben, bzw. ihre Abtragung systematisch behindert wird. Das in einzelnen Gebieten der Insel mehr oder weniger gut erhaltene Netz von Hangmauern sollte ergänzt werden. Dabei müßten für einen ausreichenden Erfolg zunächst alle felsigen Areale mit Kleinmauern aus geschichteten Steinen von niedriger Höhe (ca. 30-50 cm) versehen werden. Die Dichte des Netzes muß von Ort zu Ort bestimmt werden und kann sich unter Umständen nur nach der Menge der noch vorhandenen Lockersteine richten. Ein zweites System von Steinhindernissen ist auf den Gebieten mit Lockermaterial zu errichten. Dazu liegen im allgemeinen genügend Steine an der Oberfläche, die einen Mauerbau mit Abständen für eine agrare Nutzung zulassen. Diese Mauern bedürfen der ständigen Aufsicht und sind durch rechtzeitige Reparatur funktionsfähig zu erhalten. Für die Grundstückseigentümer müßten diese vom Material her billigen Ausbauten eine Pflichtaufgabe werden. Bei der sehr abtragungsempfindlichen Roterde sollten die Erfahrungen vom Festland-Spanien Verwendung finden. Darüber hinaus sollte in einem dritten Arbeitsgang jede Talsohle abschnittsweise mit Steinwällen durchzogen werden. Sie könnten aus den zahlreichen Blockpackungen der Täler ganz grob aufgeschichtet werden. Die Fahrwege in den Talsohlen müßten durch seitliches Ausweichen auf niedrige Trockentalterrassen diese Verbauungen umgehen.
5. Zum Zweck der agraren Nutzung von Arealen mit Lockermaterial, insbesondere mit Roterde, ist ein Netz von Bewässerungseinrichtungen zu entwerfen. Dabei sollte man sich weitgehend an den bereits vorhandenen und gut funktionierenden Einrichtungen der Bauern orientieren. Besonderes Augenmerk wäre auf die Wasserdurchlasse in den

Mauern sowie die Funktion der "Wege" als Abflußbahnen des Wassers zu richten. In jeder Gemeinde bzw. für jeden Einzelhof sind die Areale für Dauerbewässerungskulturen von solchen mit episodischer Regenfallbewässerung zu trennen. Der Wasserhaushalt für Gemeinden und Einzelhöfe muß unter Trennung beider Agrarflächen errechnet werden.

6. Mit der Sicherung der Lehmschuttdecken kann erreicht werden, daß die Wasseraufnahme in den geschützten Arealen größer wird. Dies wiederum bedeutet eine Vermehrung bzw. Verbesserung der Pflanzendecke. Ohne Zweifel kann damit die Futterbasis für die Ziegen-Schaf-Wirtschaft verbessert werden. Gleichzeitig sollten die Anbauverhältnisse weiter entwickelt werden, wie dies

in Ansätzen in einigen Teilen der Insel erkennbar ist. Dazu gehört neben einer geringen Aufstockung der Tomatenanbaufläche vor allem die Einführung des Gemüseanbaus im Feldbausystem sowie der Kartoffelanbau. Dadurch könnte nicht nur die Versorgung der einheimischen Bevölkerung besser und billiger gesichert werden, sondern auch die Einrichtungen des Fremdenverkehrs sind sichere Abnehmer.

7. Mit Befestigung der wichtigsten Straßen durch Teerdecken entfällt die wahllose Entnahme von Lockermaterial an den Hängen bei Reparaturarbeiten. Damit fällt ein weiterer Ansatzpunkt für Bodenerosion aus. Weiter müssen alle Maßnahmen der Bodenentnahme z.B. für Anlage von Gärten genehmigungspflichtig gemacht werden.

5. Zusammenfassung und Ausblick

Physiogeographische Studien auf der Insel Fuerteventura (Kanarische Inseln)

Die Studien wurden im Rahmen von umfassenderen geomorphologischen Untersuchungen über die Abtragungsformen und -geschwindigkeiten unter ariden Klimabedingungen auf der Insel Fuerteventura 1973-1976 durchgeführt. Sie wurden finanziell unterstützt von der "Deutschen Forschungsgemeinschaft" und dem "Consejo Superior de Investigaciones Cientificas" in Madrid. Beiden Institutionen sei auch an dieser Stelle Dank gesagt.

Aktuelle Verwitterungs- und Abtragungsprozesse im Vulkangestein auf der Ostkanareninsel Fuerteventura - Zurundungs- und Einregelungsmessungen in einem ariden Gebiet

Es werden durch Profilanalysen sowie Messungen der Zurundung und Einregelung der festen Gesteinskomponenten einzelne Vorgänge der Bildung und Zerstörung von Schuttdecken in semiariden bis ariden Gebieten studiert. Das Gesteinsmaterial besteht einerseits aus vulkanischen Ergußgesteinen (Basalte, Phonolithe, Tuffe, Laven) und andererseits aus Kalkgesteinen (Kalksandstein, Kalkkrusten). Dabei können Zeitmarken über den Grad der Zerstörung unter dem gegenwärtig herrschenden Klima angegeben werden.

Kalkkrusten auf der Ostkanareninsel Fuerteventura - ihr boden- und klimagenetischer Aussagewert

Es wurden Kalkkrusten auf der Kanareninsel Fuerteventura untersucht, deren Lagen innerhalb von Boden- decken in erster Linie als Ergebnis absteigender Lösungswasser erklärt werden können. Sie stellen Teile eines Bodenbildungsvorganges dar, der unter den gegenwärtigen Klimabedingungen (arid, höchstens

alle paar Jahre 2 humide Monate) nicht mehr abläuft. Es handelt sich offenbar um parallele Erscheinungen zu den Funden im westlichen Mittelmeerraum. Die Kalkkrusten werden durch Abtragung freigespült. Ihre Verbindung mit Reliefformen wie Ebenen, Hängen, KegeIn und Strandterrassen erlaubt eine klimamorphologische Aussage

Zum Wasserhaushalt der Insel Fuerteventura - ein Beitrag zur Hydrogeographie von Trockengebieten

Im Zusammenhang mit Abtragungsvorgängen von Schuttdecken und der Bildung bzw. Zerstörung von Kalkkrusten in Vergangenheit und Gegenwart wurden die hydrogeographischen Zustände in landschaftlich typischen Gebieten der Insel untersucht. Bei rund 100 mm durchschnittlichen Jahresniederschlags ergaben die Abfluß- und Versickerungsmessungen eine Abfolge der Lockermassen in der Gunst der Grundwasserbildung. Diese läuft vom hochdurchlässigen Basaltgrus über Lehme des Basalts bis zum Ton und Lehm der Roterden über Kalkgestein. Dabei werden auch die Grenzen der Nutzbarkeit des versickernden Wassers als Folge der Relief- und Küstensituation aufgezeigt. Ein Grenzwert besonderer Art für den Umfang der Evaporation unter den dort herrschenden klimatischen Verhältnissen (arid, Passat, Insellage) konnte durch Messungen ermittelt werden.

An diese hydrogeographischen Ergebnisse konnten Empfehlungen für Planung und Entwicklung der Insel Fuerteventura angeknüpft werden.

Summary and Outlook

Physiogeographical studies on Fuerteventura Island

(Canary Islands)

The studies have been carried out in 1973-1976 on Fuerteventura Island. They are part of more comprehensive investigations on the influence of arid climate on forms and speed of erosion.

This research project was supported by the "Deutsche Forschungsgemeinschaft" and the "Consejo Superior de Investigaciones Cientificas" (Madrid). I wish to express once again my thanks to these institutions.

Actual weathering and erosion processes in volcanic stones on the East Canary-Islands of Fuerteventura - Rounded up and regulated measurements in an arid area

With the aid of profile analyses as well as the measurements of the rounding off and the compensatory adjustment of the solid rock components, studies of individual processes of the development and destruction of rubble surfaces in semi-arid to arid regions are being conducted. The rock material consists on the one hand of rock of volcanic origin (basalt, phonolite, tuff, lava) and on the other hand of calcareous rock (lime-sandstone, lime-sinter). It is thus possible to provide indications of the degree of destruction under the climatic conditions presently prevailing.

Lime-crusts on the East Canary island of Fuerteventura - its soil- and climate-genetic evaluation

The deposits of lime-crusts which have been found to exist in the surface layers of the soil on the Canary island of Fuerteventura can be explained as the result of draining down of waterborne solvents. They represent a stage of the soil formation process which under the present climatic conditions

(arid, with 2 months humidity only every few years) has ceased to occur. They are obvious parallels to similar discoveries in the western Mediterranean area. The lime-crusts are exposed by erosion. Their relationship to the relief-structure, such as plains, cliffs, rocky outcrops and coast terraces permit a climatic-morphological explanation.

Remarks on water balance of Fuerteventura Island - a contribution to hydrogeography of arid zones

In connection with investigations on the erosion of debris nappes and on formation and destruction of lime-stone crusts during the past and at the present time the hydrogeographic situation of some characteristic areas of the island has been studied. Mean annual precipitation amount to 100 mm. Measurements of run-off and infiltration-rates gave evidence that there is a sequence of the different kind of loose material concerning their favourability to firmation of ground water. Fine granular basaltic material is most permeable. It is followed by loam (originated from basalt). Most unpermeable are the red soils (clay and loam) over lime-stone substratum. The infiltrating water can only be used to a certain extend because of the special relief conditions and costal situation. Field measurements gave an idea of the amount of evaporation and of the minimum-quantity of rainfall which is necessary for ground-water formation.

Proceeding from these results it was possible to give recommendations for purpose of planning and development of Fuerteventura Island.

Resumen y Perspectiva
Estudios fisiogeográficos en la Isla de Fuerteventura
(Islas Canarias)

Los estudios fueron realizados de 1973 a 1976 en la Isla de Fuerteventura aparte de otras inspecciones más voluminosas sobre las modificaciones y velocidades de la erosión en un clima árido. Fueron subvencionados por la "Deutsche Forschungsgemeinschaft" y por el "Consejo Superior de Investigaciones Científicas" de Madrid. Las dos instituciones reciben en éste lugar agradecimiento.

Procesos actuales de erosión y descomposición en rocas volcánicas en la isla Canaria de Fuerteventura. - Mediciones de la redondez y colocación compensadora en una región árida.

Son estudiados los procesos de la formación y destrucción de capas de escombros en una región semi-árida hasta árida a través de análisis de cortes de suelos y de mediciones de la redondez y colocación compensadora de los componentes pétreos firmes. El material pétreo consta de rocas eruptivas volcánicas (basalto, fonolito, toba, lava) por un lado y otro consta de rocas calizas (arenisca caliza, cortezas calizas). Con ello es posible fijar indicaciones del grado de destrucción bajo las condiciones climáticas, que en el presente predominan.

Cortezas calizas en la isla Canaria de Fuerteventura - el valor de su declaración sobre la génesis de suelos y clima.

Fueron investigados en la isla Canaria de Fuerteventura capas calizas, cuya posición dentro del suelo se puede explicar como resultado de aguas disolventes descendentes. Presentan parte de un proceso de

formación de suelos, que en las presentes condiciones climáticas (árido, pocos años con 2 meses húmedos) ya no puede existir. Se trata evidentemente de un fenómeno paralelo a los hallazgos de la zona mediterránea occidental. Las capas calizas son dejadas libre por la erosión. Su conexión con formaciones el relieve como llanuras, laderas, conos y terrazas marinas permite una declaración climamorfológica.

De la economía del agua de la Isla de Fuerteventura - una contribución a la Hidrogeografía de territorios áridos.

En conexión con procesos de erosión de capas de escombros y de la formación o bien destrucción de capas calizas en el pasado y en el presente fueron investigados los estados hidrogeográficos en regiones típicas de la isla. La medición del desagüe y de la absorción junto al promedio de las precipitaciones anuales dan resultado que las capas porosas son favorables a la formación de agua subterránea. Éste se abre paso por basalto amigdaloides muy permeable, barros de basalto hasta una capa de arcillas y limos de tierras rojas situada encima de roca caliza. Con éste se puede registrar los límites de la utilizabilidad del agua descendente como consecuencia de la situación del relieve y de la costa. Un límite de clase especial para la extensión de la evaporación en circunstancias climáticas como existen allí (árido, vientos alisios, situación insular) pudo ser averiguado a través de mediciones. A éstos resultados hidrogeográficos pudieron ser añadidos recomendaciones para proyectos y desarrollo de la Isla de Fuerteventura.

6. Literatur

- 1 ABDEL-MONEM, A., WATKINS, N.D. & GAST, P.W.:
1971/Potassiumargon, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera. *Am. J. Sci.* 271, 490 - 521
- 2 BENNELL-BAKER, M.J., SMEWING, J.D. & STILLMAN, C.J.:
1974/The Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands. *Journal Geol. Soc. London* (Abstract)
- 3 BLESA, A.C. y LUQUE, A.:
1972/Contribución al estudio de los lapillitis volcánicos de las Islas Canarias para su utilización en los cultivos hidroponicos. *Anales de Edafología y Agrobiología* 31, C.S.I.C., Madrid, 583 - 599
- 4 BOURGART, J. et JÉRÉMINE, E.:
1938/Reconnaissance géologique dans l'île de Fuerteventura (Archipel Canarien). *Bull. volcan.*, ser. II, 4, 51 - 109
- 5 BODEL, J.:
1963/Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 14, 161 - 187
- 6 CENDRERO, A.:
1966/Los volcanes recientes de Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 22, 201 - 226
- 7 FERNANDOPULLÉ, D.:
1976/Climatic Characteristics of the Canary Islands. *Biogeography and Ecology in the Canary Islands* (herausg. von G. KUNKEL). The Hague, 185 - 206
- 8 FAIRBRIDGE, R.W.:
1964/Eiszeitklima in Nordafrika. *Geologische Rundschau*, 54, 399 - 414
- 9 FONT-TULLOT, I.:
1955/Factores que gobiernan el clima de las Islas Canarias. *Estudios Geográficos*, 58
- 10 FUSTER-CASAS, J.M. & AGUILAR, T.M.J.:
1965/Nota previa sobre la geológica del macizo de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 21, 181 - 197
- 11 FUSTER-CASAS, J.M., CENDRERO, A., GASTESI, P., IBARROLA, E. & RUIZ, J.L.:
1968/Geology and volcanology of the Canary Islands, Fuerteventura. *Inst. "Lucas Mallada"*, Madrid, *Internat. Symposium Volcanology, Tenerife 1968, Spec. Pub.* 239 S.
- 12 GERSTENHAUER, A. & PFEFFER, K.-H.:
1966/Beiträge zur Frage der Lösungsfreudigkeit von Kalkgesteinen. *Abh. Karst- und Höhlenkunde, Reihe A, Heft 2*, München
- 13 HAUSEN, H.:
1954/Hidrografía de las Islas Canarias. *Inst. estud. Canar. Univ. Laguna, IV*, 12. La Laguna de Tenerife, 1 - 85
- 14 HAUSEN, H.:
1956/Fuerteventura, some geological aspects of the Oldland of the Canarian Archipelago. *Acta Geogr.*
- 15 HAUSEN, H.:
1958a/On the geology of Fuerteventura. *Soc. Sci. Fennica, Com. phys.-math.*, 22, 1, 1 - 211
- 16 HAUSEN, H.:
1958b/Contribución al conocimiento de las formaciones sedimentarias de Fuerteventura (Islas Canarias). *An. Estud. Atlant.*, 4, Madrid
- 17 HÜLLERMANN, P.:
1978/Geoecological Aspects of the upper Timberline in Tenerife, Canary Islands. *Arctic and Alpine Research, Vol. 10, No. 2*, 365 - 382
- 18 HUETZ de LEMPS, A.:
1969/Le climat des Îles Canaries. *Société d'Édition d'Enseignement Supérieur. Tome 54*, Université de Paris
- 19 KLUG, H.:
1968/Morphologische Studien auf den Kanarischen Inseln. *Beiträge zur Küstenentwicklung und Talbildung auf einem vulkanischen Archipel. Schr. d. Geogr. Instituts der Universität Kiel, Band XXIV, Heft 3*, Kiel, 184 S.
- 20 KAMMER, F.:
1974/Klima und Vegetation auf Tenerife, besonders im Hinblick auf den Nebelniederschlag. *Scripta Geobotanica, Band 7*, Göttingen
- 21 KREJCI-GRAF, K.:
1960/Zur Geologie der Makaronesen: 4. Krustenkalke. *Ztschr. d. deut. Geol. Ges.*, 112, 36 - 61
- 22 KREJCI-GRAF, K.:
1961/Vertikal-Bewegungen der Makaronesen. *Geologische Rundschau*, 51, 73 - 122
- 23 LIETZ, J.:
1975/Marines und terrestrisches Quartär auf Gran Canaria (Kanarische Inseln) und seine paläoklimatische Deutung. *Neues Jb. Geologie und Paläontologie, Abh.* 150, 73 - 91
- 24 LINES ESCARDO, A.:
1953/Los temporales de las Islas Canarias. *Estudios Geográficos*, 56
- 25 MESSERLI, B.:
1972/Formen und Formungsprozesse in der Hochgebirgsregion des Tibesti. *Hochgebirgsforschung, Heft 2*
- 26 MEYER, B. & MOSHREFI, N.:
1969/Experimente zur Entstehung von Einwaschungs-Tonlamellen in Böden und Sedimenten durch Fließvorgänge im ungesättigten Feuchtezustand, *Göttinger Bodenkundliche Berichte 7*
- 27 MÖLLER, G. & TIETZ, G.:
1966/Recent dolomitization of quaternary biocalcarenes from Fuerteventura (Canary Islands). *Centralblatt Mineral., Petrog.*, 13, 89 - 96
- 28 MUNOZ, M.:
1969/Ring complexes of Pajara in Fuerteventura Island. *Bull. Volcanol.*, 33, 840 - 861
- 29 PASENAU, H.:
1973/Zur Morphologie des submarinen Reliefs im Raume der östlichen Kanarischen Inseln. *Schr. d. Geogr. Instituts der Universität Kiel, Band XXXIX* (Beiträge zur Geographie der mittelatlantischen Inseln, herausg. von H. KLUG), Kiel, 73 - 80

- 30 POSER, H. & HÖVERMANN, J.:
1951/Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. Abh. d. Braunschweig. Wiss. Ges., III, 61 - 115
- 31 PRIESNITZ, K.:
1967/Zur Frage der Lösungsfreudigkeit von Kalkgesteinen in Abhängigkeit von der Lösungsfläche und ihrem Gehalt an Magnesiumkarbonat. Ztschr. f. Geomorphologie, 491 - 498
- 32 ROHDENBURG, H. & SABELBERG, U.:
1969a/"Kalkkrusten" und ihr klimatischer Aussagewert. Neue Beobachtungen aus Spanien und Nordafrika. Göttinger Bodenkundliche Ber., 7, 3 - 16
- 33 ROHDENBURG, H. & SABELBERG, U.:
1969b/Zur landschaftsökologisch-bodengeographischen und klimagenetisch-geomorphologischen Stellung des westlichen Mittelerrangebietes. Göttinger Bodenkundliche Ber., 7, 27 - 47
- 34 ROTHE, P.:
1966/Zum Alter des Vulkanismus auf den östlichen Kanaren. Soc.Sci. Fennica, Com. phys.-math., 31, 13, 80 S.
- 35 ROTHE, P.:
1967/Prävolkanische Sedimentgesteine auf Fuerteventura (Kanarische Inseln). Die Naturwissenschaften, 54, 14, 366 - 367
- 36 ROTHE, P.:
1968/Mesozoische Flyschablagerungen auf der Kanareninsel Fuerteventura. Geologische Rundschau, 58, 314 - 322
- 37 RUST, U. & WIENEKE, F.:
1973/Die Rundungsgradanalyse nach REICHELT als Feldmethode in Trockengebieten. Petermanns Geogr. Mitt., 117, 118 - 123
- 38 RUTTE, E.:
1960/Kalkkrusten im östlichen Mittelmeergebiet. Ztschr. d. deut. Geol. Ges., Band 112, 81 - 90
- 39 SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P.:
1973/Lehrbuch der Bodenkunde. 8. Auflage, Stuttgart
- 40 SCHMINKE, H.-U.:
1973/Magnetic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores Island Groups. Geol. Soc. America Bull., 84, 633 - 648
- 41 SCHMINKE, H.-U.:
1976/The Geology of the Canarian Island. Biogeography and Ecology in the Canary Island (herausg. von G. KUNKEL). The Hague, 67 - 184
- 42 SCHWARZBACH, M.:
1964/Edaphisch bedingte Wüsten. Mit Beispielen aus Island, Teneriffa und Hawaii. Ztschr. f. Geomorphologie, N.F. 8, 440 - 452
- 43 TERAN, M. de:
1963/Quelques aspects de la Géographie de l'Îles Canaries. Revue Géogr., 38, Lyon, 165 - 204
- 44 TIETZ, G.F.:
1969/Mineralogische, sedimentpetrographische und chemische Untersuchungen an quartären Kalkgesteinen Fuerteventuras (Kanarische Inseln, Spanien). Diss. Heidelberg, 149 S.
- 45 WIRTHMANN, A.:
1973/Reliefentwicklung auf Basalt unter tropischen Klimaten. Ztschr. f. Geomorphologie, Supplement-Band 17, 223 - 241

7. Bildanhang



Photo 1. Basaltschutt auf Lehm und Kalklehmdecken, im Untergrund Basalt und Tuff. Nördlich von Morro del Jabie, Halbinsel Jandía, Fuerteventura; Hempel April 1975

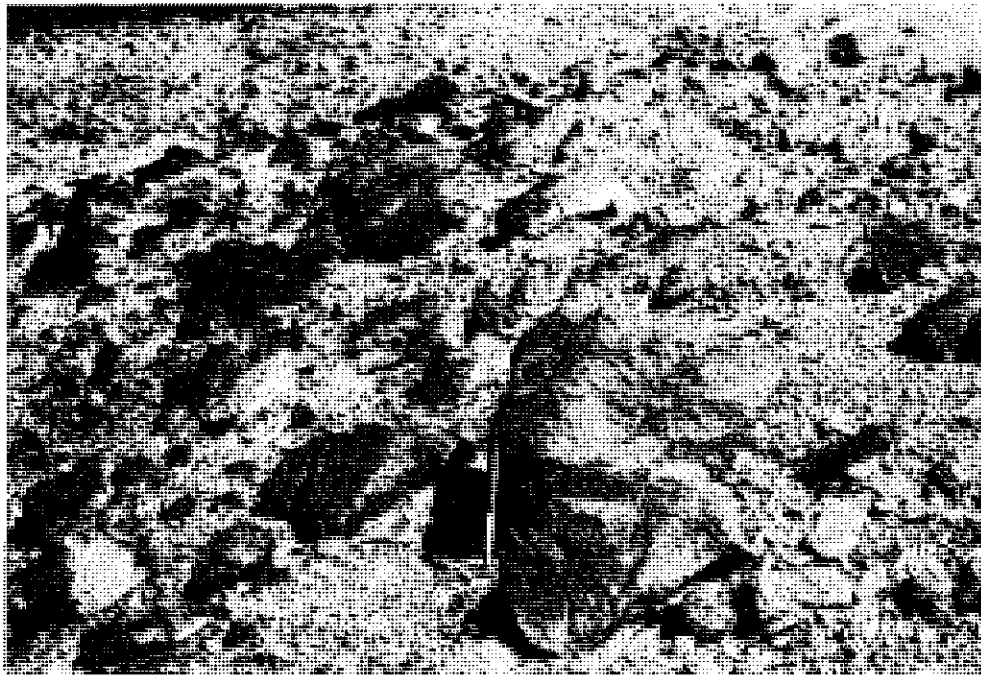


Photo 2. Freispülen von Blöcken und damit Lösen der Standfestigkeit. Standort: Hänge oberhalb von Matorral, Halbinsel Jandía; Hempel 1974

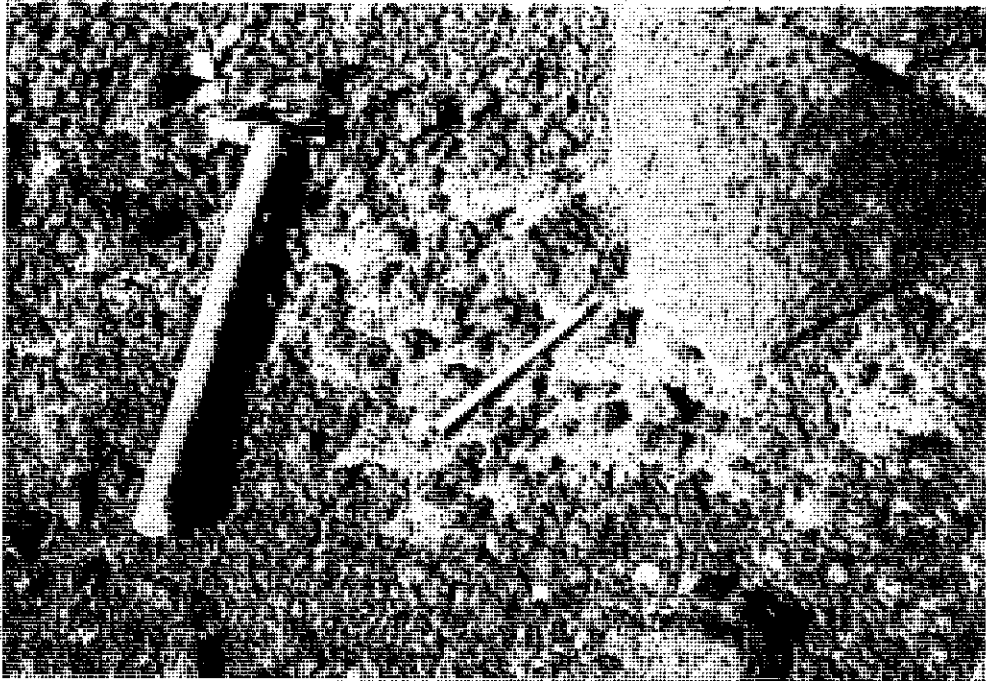


Photo 3. Spülsuren unterhalb von Blöcken; die feinkörnigen Schutteile sind bis auf den lehmigen Untergrund abgetragen. Standort: Hänge oberhalb von Matorral, Halbinsel Jandia; Hempel 1974

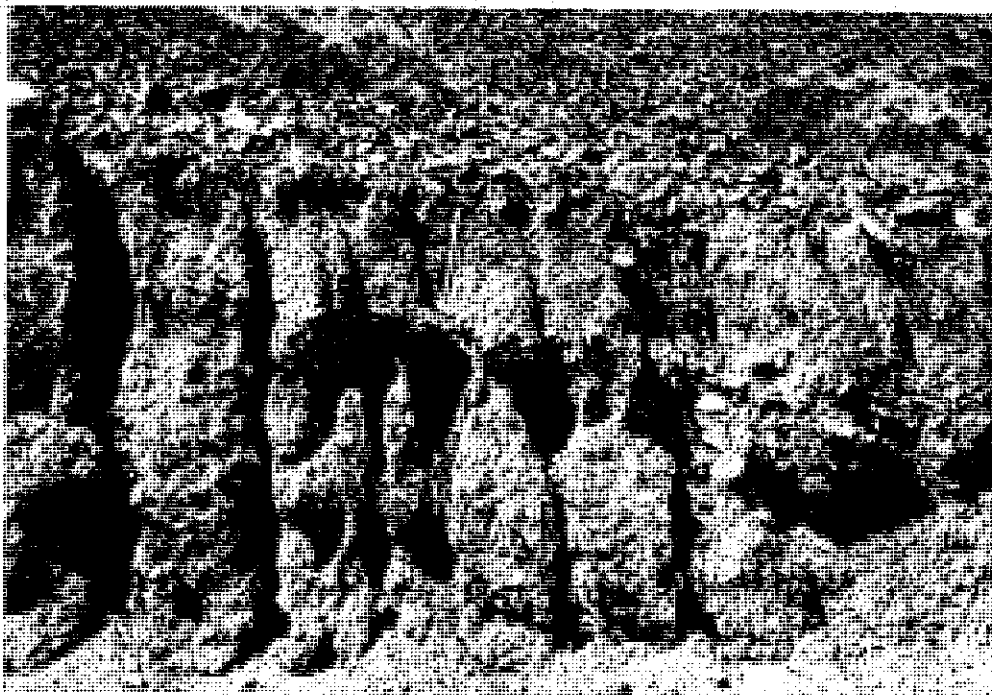


Photo 4. Relative Anreicherung von Basalt- und Phonolithschutt durch Ausspülung der Lehm- und Kalklehmdecken. Standort: Straßeneinschnitt nahe Matas Blancas; Hempel 1976

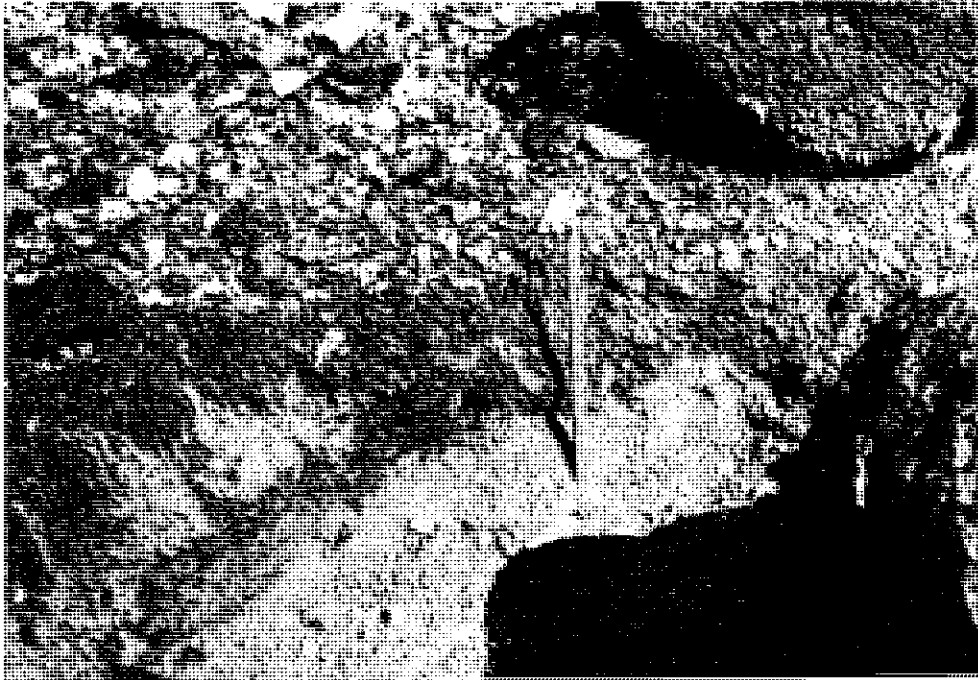


Photo 5. Kalkausscheidungen in bröckeliger Form in rotbraunem Lehm knapp über dem unverwitterten Basalt auf einer Flachform (ca. 50 m über NN) nahe dem Hotel Jandia Playa, Halbinsel Jandia, Fuerteventura; Hempel 1975

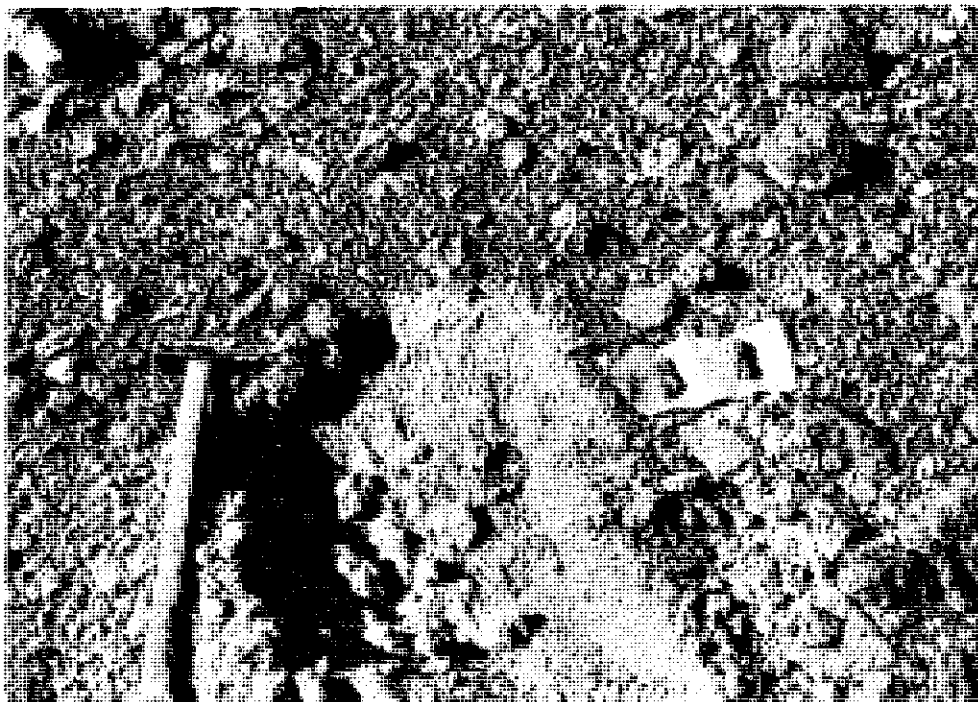


Photo 6. Schuttüberstreuter brauner Lehm mit Resten von Kalkkrusten (siehe Steine im Loch) an einem derzeit von Abtragung betroffenen Hang nahe der Siedlung Morro del Jable, Halbinsel Jandia, Fuerteventura; Hempel März 1974



Photo 7. Rotbrauner Lehm, von jungem Erosionsriß nach Verstürzen der Mauer durchschnitten; Freilegen der Kalkkruste in ca. 0,7 m Tiefe unter Flur (helle Farbe), Gran Valle, Fuerteventura; Hempel April 1976



Photo 8. Freigespülte Kalkkrusten am oberen Teil des Flachhanges, im Mittelteil des Hanges unter Roterde tauchend. Straße Tetir nach La Matilla, Fuerteventura; Hempel September 1976



Photo 9. Kalkkrusten in Roterde ca. 2 m unter Flur in einem Wegeinschnitt nahe dem Dorf La Matilla, Fuerteventura; Hempel September 1976

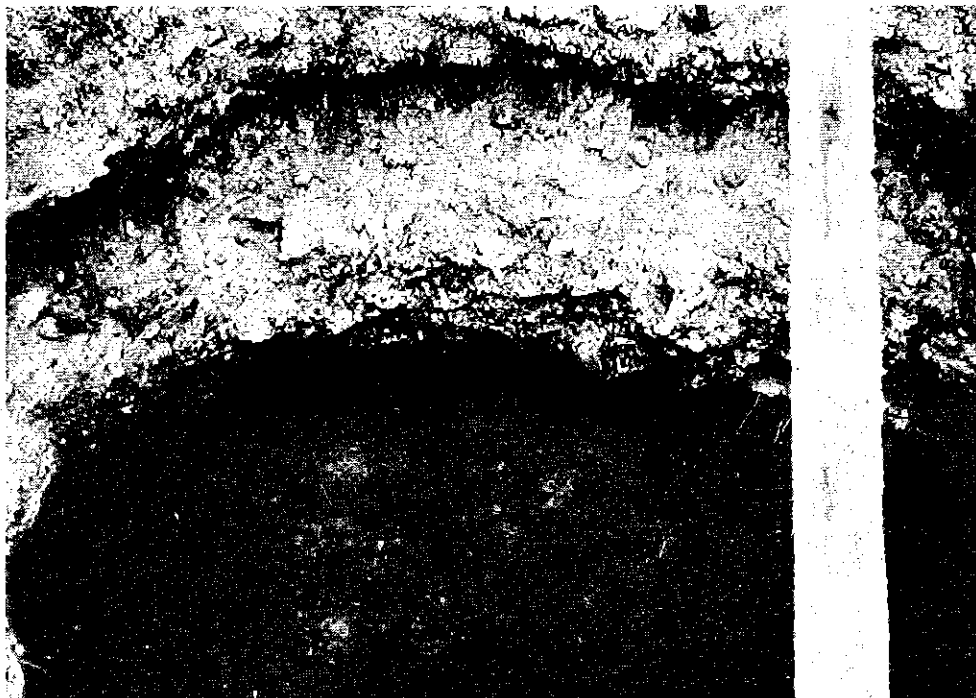


Photo 10. Zwei Kalkkrusten-Horizonte, getrennt durch herausgefallene Roterde, ca. 1,0 m bzw. 1,4 m unter Flur, aufgeschloßen in einem Brunnen im Gran Valle, Fuerteventura; Hempel März 1975

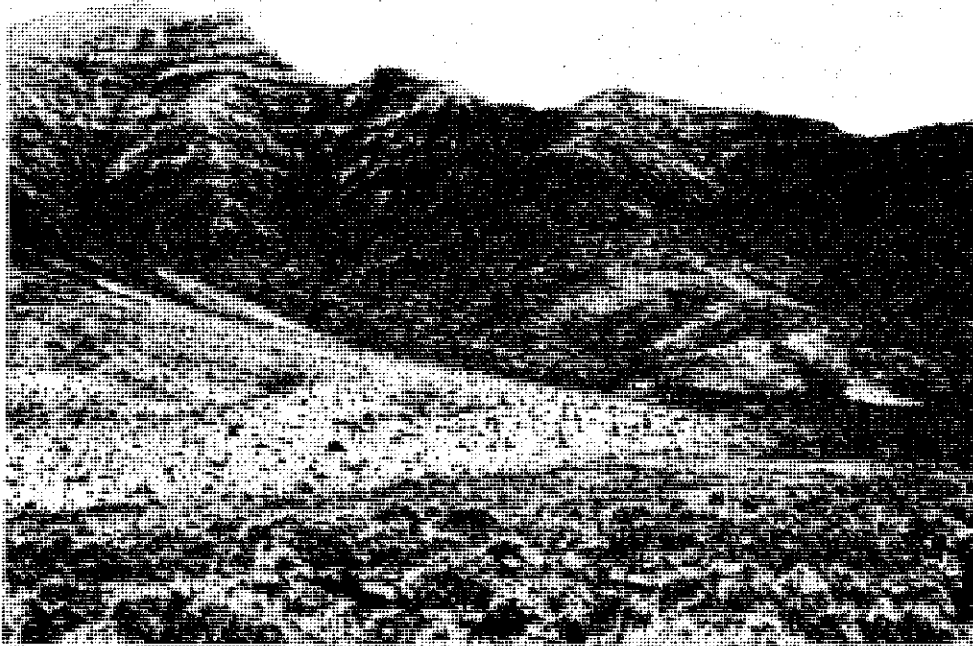


Photo 11. Kalkkrusten, fleckenweise und am Fuß eines Kegels von Roterde freigespült. Gran Valle, Fuerteventura; Hempel April 1975



Photo 12. Ausscheidungen von Kalk in Klüften des Basalts. Westhang des Valle de Vinamar, Halbinsel Jandia, Fuerteventura; Hempel April 1974



Photo 13. Rezente Kalkausscheidungen unter Basaltschutt. Die Steine wurden umgedreht. Hang nahe dem Dorf Morro del Jable, Halbinsel Jandia, Fuerteventura; Hempel April 1976



Photo 14. Von einem Basaltstein entblöbte Rotlehmoberfläche mit einer dünnen, gegenwärtig sich bildenden Kalkhaut; Hempel 9.4.1974

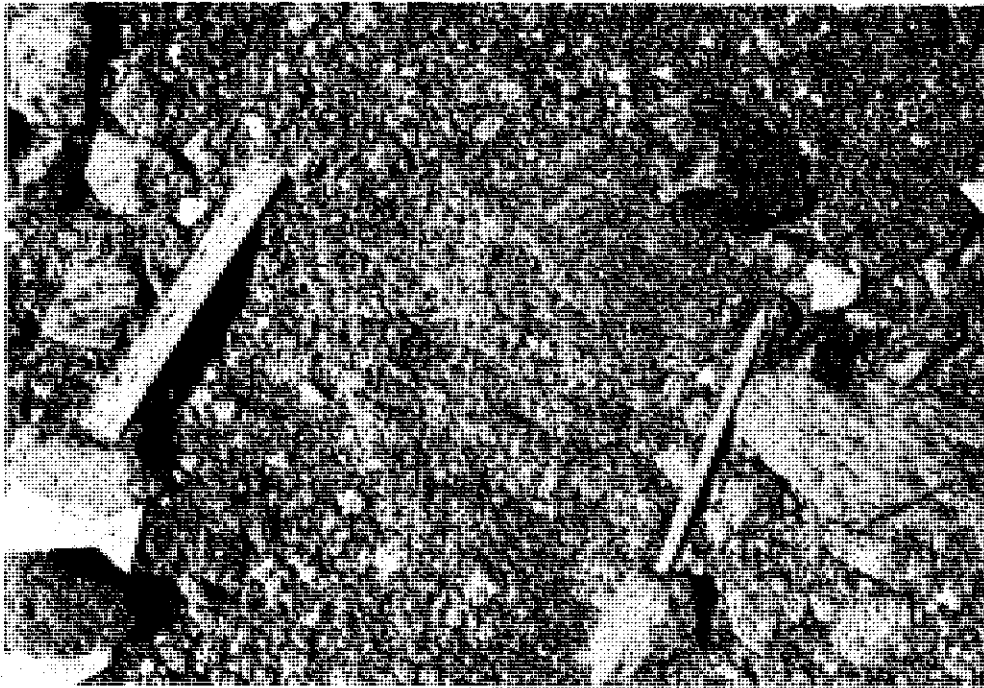


Photo 15. Dieselbe Fläche am 26.3.1975 nach Abspülung der Kalkhaut. Fläche in ca. 15 m über NN nahe dem Talausgang des Vinamar



Photo 16. Zapfenförmige Kalkanlagerungen an der Unterseite von Basaltschutt. Ebene, ca. 50 m über NN, nahe dem Hotel Jandia Playa, Halbinsel Jandia, Fuerteventura; Hempel April 1976

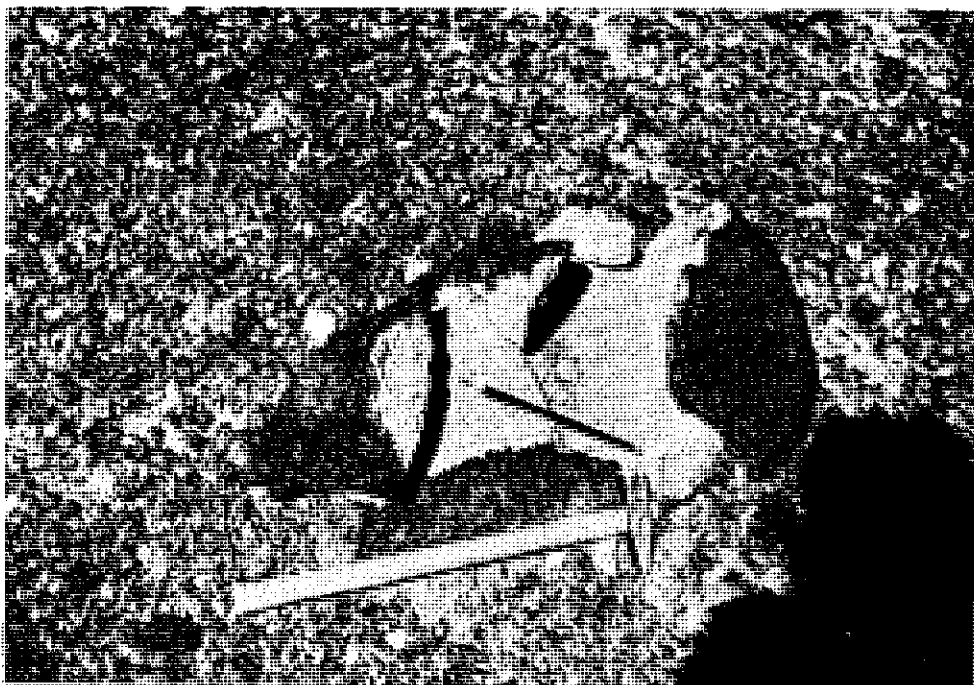


Photo 17/18. . . Lehmschleier als Zeichen chemischer Verwitterung auf Insolationssprünge eines Basaltblocks. Ebene, ca. 200 m über NN nahe dem Hotel Jandia Playa, Halbinsel Jandia, Fuerteventura; Hempel April 1974



Photo 19. Junge, vermutlich altholozäne Schotterfüllung im Valle de las Cal, Fuerteventura; Hempel April 1976



Photo 20. Talstufen in einem Basaltgebiet mit Grus und Geröll, verschieden hohe Abflußvorgänge markierend. Valle de las Ovejas, Fuerteventura; Hempel April 1976

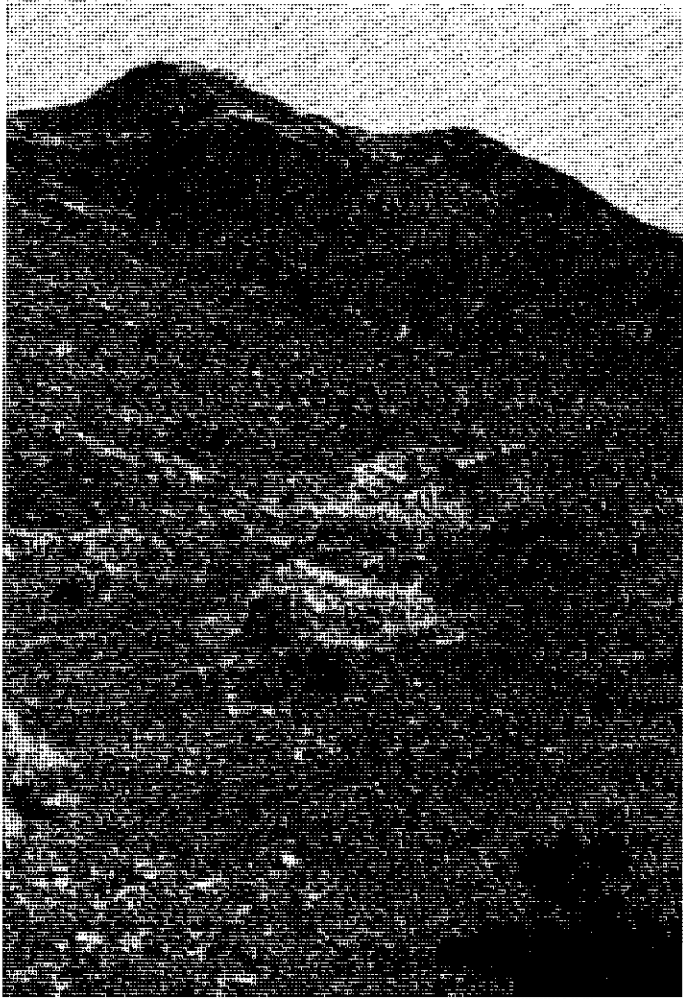


Photo 21. Vergrünte Talsohle des Barranco de Agua mit *Euphorbia handensis* (Endemismus) und *Launea spinosa*. Fuerteventura; Hempel April 1975

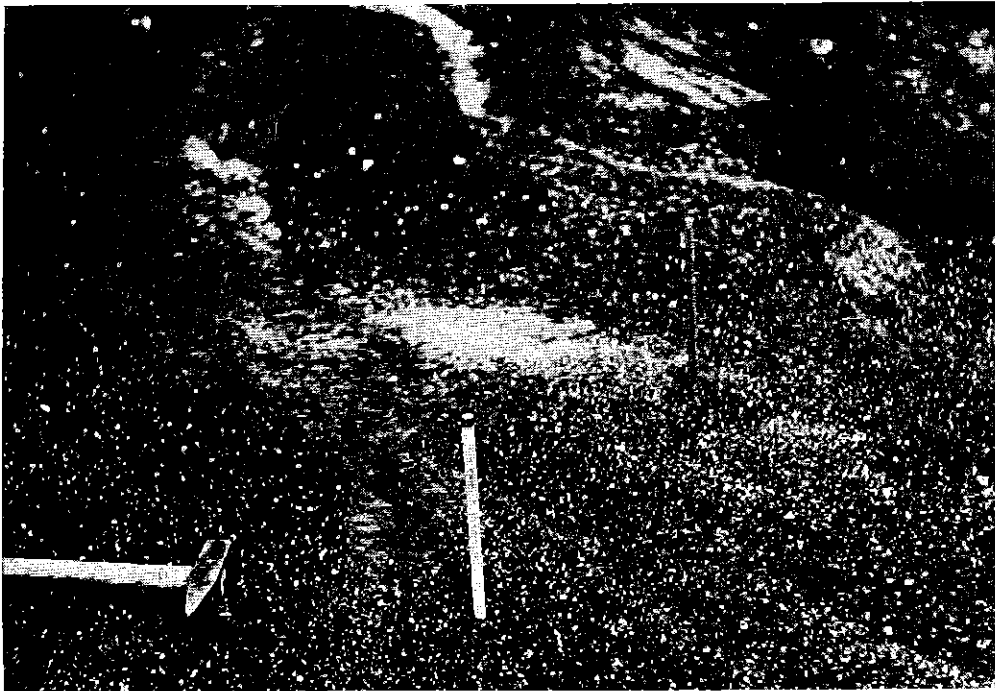


Photo 22. Versickerndes Niederschlagswasser im Grus des Basalts und mariner Kalkstücke im Valle de los Burros, Halbinsel Jandia, Fuerteventura; Hempel April 1975



Photo 23. Akkumulationsmassen hinter einer künstlich errichteten Mauer als Ergebnis rezenter Starkregenabtragung. Gran Valle, Fuerteventura; Hempel April 1976



Photo 24. Abtragungsschluchten im Kalkgestein und in Roterdedecken bei La Matilla, Fuerteventura; Hempel April 1976

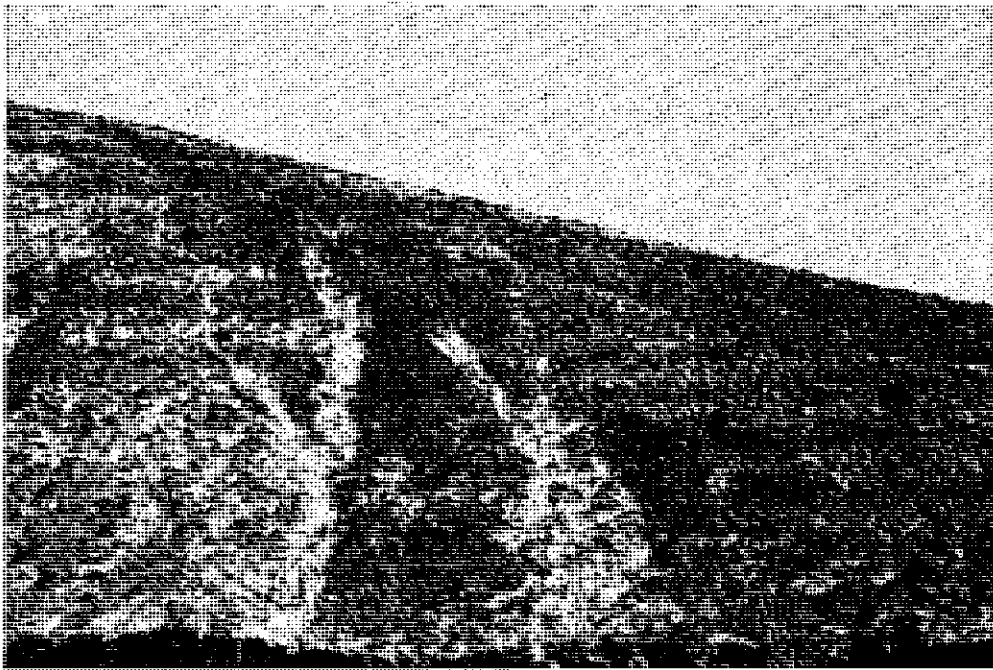


Photo 25. Abtragungsspuren im Rotlehm über Kalkgestein mit Freilegung des z.T. verkarsteten Kalkgesteins. Straße zwischen Tetir und La Matilla, Fuerteventura; Hempel April 1976

8. Tabellen

Die meteorologischen Daten der Station Los Estancos auf der Insel Fuerteventura
(Niederschlag und Temperatur)

Quelle: Servicio Meteorológico Nacional Madrid

Die Daten der übrigen Meßstationen wie

La Ampuyenta
Betancuria
Tefía
Vega de Rio-Palma

fügen sich in das von der Station Los Estancos gewonnene Bild ein. Sie sind überdies
z.T. sehr lückenhaft.

Station: Los Estancos

Niederschlag (gesamt) in mm

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1953	14,3	47,9	8,8	0,7	0,0	5,5	0,0	6,6	36,2	21,6	15,6	121,8	279,0
1954	11,0	23,4	16,0	19,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	84,7	15,0	169,5
1955	7,3	9,5	1,9	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	10,4	3,8	16,7	50,1
1956	38,9	58,1	17,4	4,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,2	21,1	0,7	142,8
1957	8,1	1,0	4,6	1,4	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	28,8	2,8	49,4	96,4
1958	42,2	1,5	0,0	0,0	7,8	0,6	0,0	0,0	0,0	0,9	37,8	14,4	105,2
1959	6,2	5,4	17,0	0,9	1,3	0,0	0,0	0,0	1,1	5,8	8,4	1,7	47,8
1960	2,5	3,8	18,7	10,3	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	2,2	1,6	9,8	49,6
1961	2,4	4,9	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	3,4	8,2	10,9	0,0	30,6
1962	23,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,4	11,6	30,2	70,1
1963	29,6	26,0	0,0	0,2	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	15,2	72,5
1964	82,3	0,0	2,9	8,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	18,0	111,2
1965	14,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,1	7,0	0,4	25,5
1966	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,6
1967	0,1	11,0	5,0	24,0	13,5	0,0	0,0	0,0	12,0	0,0	205,8	4,2	275,6
1968	0,0	24,0	7,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	67,0	21,0	120,0
1969	0,0	4,0	4,0	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	13,0	40,0	64,0
1970	9,0	84,0	9,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	33,5	0,0	135,5
1971	0,0	0,0	19,9	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,0	54,0	0,0	75,9
1972	3,0	4,5	10,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,0	3,0	24,0	7,2	58,7

Niederschlagsmaximum an einem Tag in mm

1953	4,2	23,3	4,2	0,5	0,0	5,0	0,0	6,6	34,6	10,0	10,0	38,1	38,1
1954	6,2	7,3	9,0	11,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	53,0	5,4	53,0
1955	5,9	4,0	1,2	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	8,0	3,5	13,5	13,5
1956	13,1	11,8	14,8	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,2	11,4	0,7	14,8
1957	4,7	0,5	4,6	0,5	0,3	0,9	0,0	0,0	0,0	11,1	1,2	22,0	22,0
1958	17,1	1,3	0,0	0,0	6,3	0,6	0,0	0,0	0,0	0,6	21,4	13,2	21,4
1959	2,2	4,7	12,1	0,5	1,3	0,0	0,0	0,0	1,1	5,8	3,1	0,7	12,1
1960	1,4	3,4	8,3	9,4	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,8	3,8	9,4
1961	0,7	4,9	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	2,4	7,7	5,6	0,0	7,7
1962	15,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	7,4	23,2	23,2
1963	11,5	15,0	0,0	0,2	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,3	15,0
1964	45,0	0,0	2,6	6,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,0	45,0
1965	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	5,3	0,2	5,3
1966	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,6
1967	0,1	7,0	5,0	11,0	10,5	0,0	0,0	0,0	8,0	0,0	67,0	4,2	67,0
1968	0,0	15,0	3,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	29,0	0,8	29,0
1969	0,0	4,0	2,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,0	33,0	33,0
1970	8,0	40,0	7,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	16,0	0,0	40,0
1971	0,0	0,0	9,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,0	40,0	0,0	40,0
1972	3,0	2,3	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0	3,0	23,0	6,0	23,0

Station: Los Estancos

Mittlere Temperatur im Monat in Grad-Celsius

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1953	16,1	15,2	15,9	17,8	20,0	20,4	23,9	23,2	22,6	20,0	18,6	16,0	19,1
1954	14,5	14,2	15,5	15,9	18,5	19,6	22,1	22,1	21,9	21,7	18,6	15,8	18,4
1955	16,8	16,5	15,8	18,3	20,8	21,2	21,8	23,0	23,3	17,8	19,8	17,3	19,4
1956	15,5	15,5	15,1	16,5	18,1	19,6	25,6	22,4	21,5	21,9	18,0	15,3	18,8
1957	14,5	15,9	17,3	16,8	17,8	20,1	23,7	22,6	23,2	20,1	18,3	15,1	18,8
1958	15,6	17,5	17,5	17,3	19,7	19,7	21,4	23,3	22,5	21,1	17,7	16,7	19,2
1959	15,9	15,0	15,9	16,5	18,0	19,2	21,1	23,3	21,8	20,7	17,7	16,2	18,4
1960	15,9	17,0	17,6	17,2	18,7	19,8	21,5	22,1	21,8	20,6	19,7	15,2	18,9
1961	14,9	17,1	18,7	18,4	20,3	20,4	24,2	24,8	22,6	21,1	18,5	18,0	19,9
1962	15,3	15,1	16,2	16,6	18,2	18,1	20,5	23,9	22,2	20,2	17,2	16,6	18,3
1963	15,7	15,2	17,3	17,0	17,3	18,7	22,1	21,5	21,3	20,9	16,4	16,1	18,3
1964	14,8	15,2	16,3	15,7	19,4	19,9	21,5	22,2	22,9	20,7	18,8	15,8	18,5
1965	14,5	15,7	17,3	16,7	19,8	21,1	21,2	24,0	20,4	19,7	18,3	16,6	17,3
1966	16,6	17,5	16,9	17,9	18,6	19,9	20,1	23,7	22,3	20,5	17,5	15,7	18,9
1967	15,7	15,4	16,5	16,6	18,2	20,3	23,5	23,0	21,2	20,0	17,0	15,3	18,6
1968	14,8	15,2	14,5	17,5	17,8	20,0	22,7	21,6	21,6	23,0	18,0	16,0	18,6
1969	16,5	17,4	17,7	16,2	18,3	19,8	24,2	22,5	21,3	21,0	19,3	17,4	19,3
1970	17,8	17,3	17,2	18,4	20,0	21,2	23,7	22,4	22,1	20,9	19,7	17,4	19,0
1971	17,2	16,7	17,2	17,4	19,3	21,0	22,8	22,6	21,6	23,6	19,8	17,3	19,7
1972	16,8	16,3	16,6	17,8	18,6	20,1	22,1	22,7	23,0	22,3	19,8	17,5	19,5

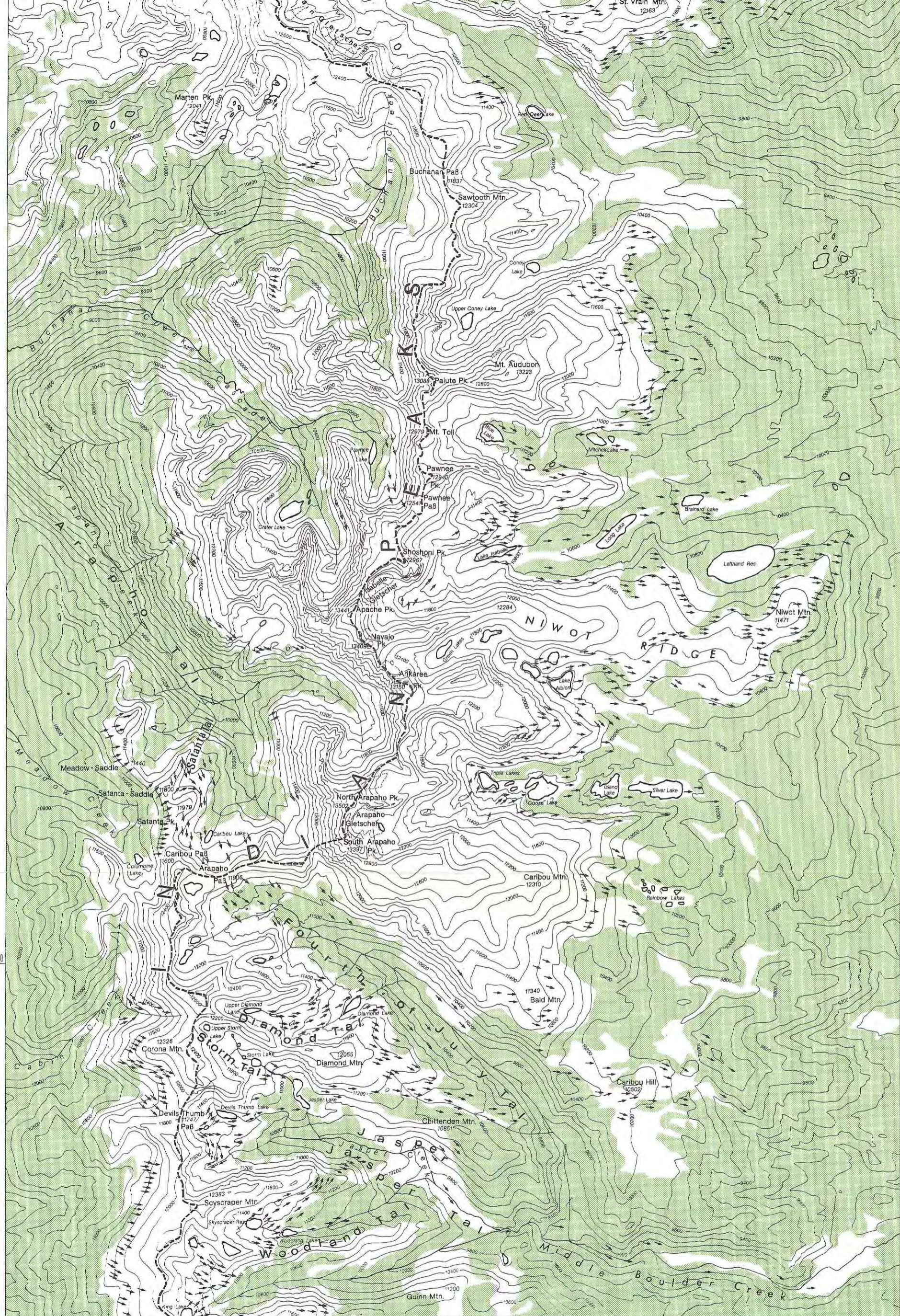
Station: Los Estancos

Absolutes Temperaturmaximum im Monat in Grad Celsius

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1953	22,4	22,4	30,2	24,2	33,8	27,0	40,6	36,0	30,0	28,4	24,6	23,0	40,6
1954	20,4	20,2	22,0	26,0	30,0	27,2	36,4	35,6	32,5	32,8	24,4	20,0	36,4
1955	20,6	25,0	29,0	31,6	36,0	31,4	27,4	33,6	34,0	28,6	27,0	22,4	36,0
1956	20,0	26,6	21,0	26,6	28,4	27,6	33,4	41,4	31,7	30,0	25,6	19,0	41,4
1957	19,6	23,8	27,4	23,6	28,0	27,8	42,6	30,4	35,6	25,6	24,0	20,0	42,6
1958	22,6	31,6	26,8	20,5	34,4	26,6	29,4	41,0	29,2	35,0	25,4	23,0	41,0
1959	23,0	20,4	21,0	23,0	31,6	25,2	27,0	42,8	26,6	28,2	23,6	22,2	42,8
1960	21,6	32,6	31,6	23,4	29,0	26,6	29,4	33,6	31,0	27,0	26,4	20,8	33,6
1961	19,6	25,2	28,8	27,5	31,4	26,0	39,4	37,0	37,2	31,4	25,4	26,3	39,4
1962	21,0	21,0	23,4	24,4	36,2	24,6	32,6	43,0	37,6	28,2	22,6	23,6	43,0
1963	21,8	21,6	29,4	26,6	24,2	24,6	33,0	29,5	37,0	29,6	28,5	24,5	37,0
1964	21,0	23,0	24,5	26,6	34,7	26,8	31,0	32,0	34,0	30,0	29,0	22,0	34,7
1965	21,0	25,0	31,8	23,0	31,2	32,0	30,2	40,0	29,0	27,0	24,5	27,0	40,0
1966	30,0	27,0	26,0	25,0	26,0	36,0	28,5	43,0	34,0	30,0	27,5	25,0	43,0
1967	23,5	27,0	29,0	23,5	27,0	27,0	44,0	34,0	29,5	28,0	23,0	23,0	44,0
1968	21,0	21,5	21,5	22,0	26,0	39,0	39,0	29,5	29,5	34,0	25,0	21,0	39,0
1969	26,0	23,0	28,0	22,5	28,0	27,0	38,0	32,0	27,0	27,5	27,5	22,5	38,0
1970	10,0	21,5	23,0	24,0	29,0	32,0	38,0	30,0	31,5	28,0	29,5	23,5	38,0
1971	23,0	25,0	22,5	24,0	24,5	28,0	30,0	31,0	27,0	36,5	28,0	22,5	36,5
1972	24,0	22,5	23,5	25,0	26,0	26,0	30,0	30,5	30,0	29,0	26,0	23,0	30,5

Absolutes Temperaturminimum im Monat in Grad-Celsius

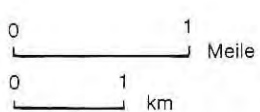
1953	9,4	8,0	9,0	10,6	13,0	14,6	17,4	18,2	15,0	13,4	10,6	9,6	9,0
1954	7,4	6,6	8,4	9,0	12,2	14,2	15,0	16,2	16,4	15,4	10,2	9,4	6,6
1955	10,6	8,8	7,6	10,8	15,0	14,6	17,0	17,2	17,6	15,2	12,4	11,6	7,6
1956	10,0	10,2	7,6	9,6	12,2	14,6	15,4	16,0	16,0	15,6	14,0	9,8	7,6
1957	7,0	9,6	9,0	12,2	12,6	13,4	16,6	18,0	17,0	16,2	11,2	11,4	7,0
1958	11,2	12,0	11,2	10,4	14,2	14,6	16,4	17,8	16,6	14,2	12,0	10,8	10,4
1959	10,0	10,6	11,0	9,0	13,6	13,6	16,2	17,0	17,0	16,2	10,6	11,8	9,0
1960	9,8	9,6	12,0	12,4	12,0	14,4	16,2	16,0	14,6	13,2	12,6	9,4	9,4
1961	7,6	10,4	11,6	12,2	15,6	15,0	17,0	17,6	16,7	15,8	12,2	9,4	7,6
1962	7,4	8,4	9,3	7,6	8,4	9,6	11,4	11,6	12,4	10,6	10,6	10,0	7,4
1963	9,4	10,2	10,4	11,0	11,2	12,0	14,2	14,6	14,5	13,5	5,4	9,5	5,4
1964	9,0	7,6	10,4	9,0	12,5	12,5	16,0	11,0	16,0	13,0	14,0	11,0	7,6
1965	8,0	10,0	8,0	11,0	13,0	14,0	14,0	15,0	14,0	18,2	13,0	9,6	8,0
1966	9,0	16,0	10,0	12,0	12,5	12,0	14,5	15,0	15,0	14,0	12,0	8,0	8,0
1967	9,0	8,0	9,5	10,0	10,5	13,0	13,5	15,5	15,5	14,0	10,4	9,0	9,0
1968	10,0	9,0	9,0	9,0	12,0	12,5	15,0	15,0	15,0	16,0	9,0	10,0	9,0
1969	9,0	12,0	11,0	10,0	12,0	14,0	15,0	17,0	16,0	13,5	11,0	11,0	9,0
1970	10,0	12,0	11,0	12,0	13,0	14,0	14,0	15,0	15,0	14,5	13,0	9,5	9,5
1971	10,5	9,5	10,5	16,0	12,0	15,0	17,5	17,0	16,0	16,5	11,5	9,5	9,5
1972	8,5	10,0	10,0	10,5	13,0	14,5	15,5	18,5	17,5	16,0	10,5	10,0	8,5



40° 00'

40° 00'

Windrichtungen in Bodennähe
Indian Peaks Section



Aquidistanz 200 Fuß (61 m)

→ Richtung der bodennahen Winde

Entwurf: Holtmeier
Kartographie: Michelka

105° 37' 30"

