

MATTHIAS KUHLE*

Göttingen

ÜBER SOLIFLUKTION UND STRUKTURBÖDEN IN S. E.-IRANISCHEN HOCHGEBIRGEN

A b s t r a c t

In the high mountains, south of Kerman, widespread solifluction features were investigated. The typical and characteristic forms are: frost-heaving in soils, ground buds, stone pavements, textured grounds, sorted and nonsorted circles, sorted polygons, sorted (stone) and earth stripes, solifluction lobes, terracettes and sliding boulders. Due to frequent occurrence the amorphous solifluction phenomena are of greatest significance.

The results of field study show that solifluction features in this arid and semi-arid mountainous area are very similar in character to forms occurring in periglacial zones in mountainous areas of other climatic regions.

The lower limit of patterned grounds runs between 2400 – 2600 m, and of solifluction it runs between 1900 – 2100 m. These unexpected low limit results from the cold and moist climate in winters and from scarce vegetation. Above the optimal zone of the occurrence of periglacial features their intensity in distribution and characteristics is decreasing. This observation suggests an upper limit of solifluction processes

EINLEITUNG

Seit 1947 wurden Beobachtungen zum periglazialen bzw. subnivalen Formenschatz der Gebirge Vorderasiens veröffentlicht (TROLL, 1947; KLAER, 1957, 1962; HÖVERMANN, 1960; KAISER, 1963; RATHJENS, 1965; MESSERLI, 1967). Die in Anbetracht der gewaltigen Areale noch recht spärlichen Beobachtungen konzentrieren sich bislang auf den Bereich Kleinasiens bis hin zum Elbrusgebirge und eine weitere Arbeit bezieht sich auf den fast 2000 km weiter E-lich gelegenen Hindukusch. Während zweier mehrmonatiger Forschungsreisen in den Jahren 1973 und 1974 konnte ich in den bis auf 4420 m NN ansteigenden Gebirgen um Kerman (Iran), auf dem W – E-Profil Elburs/Hindukusch in der Mitte aber S-licher gelegen, einschlägige Beobachtungen machen.

Die im Folgenden dargestellten Beobachtungen wurden im wesentlichen im Massiv des Kuh-i-Jupar und dem des Kuh-i-Lalehzar, 30 und 70 km S-lich der Stadt Kerman gemacht. Der Jupar ist im zentralen Teil aus kretazischen Kalken und tertiären Konglomeraten, der Lalehzar aus eozänen andestischen Vulkaniten und miozänen Sand- und Siltsteinen aufgebaut.

* Geographisches Institut der Universität Göttingen. 34 Göttingen, Goldschmidtstrasse 5.

GESTREIFTER AUFFRIERBODEN

Bei diesen kleinsten Frostmusterbodenformen handelt es sich um Erscheinungen, die TROLL (1944, S. 586 u. 607) als „windgestreifte Auffrierböden“ bezeichnete. FURRER & FREUND (1973, S. 199) korrigieren diese Bezeichnung in „gestreifter Auffrierboden“, da ihnen nicht der Wind, sondern vielmehr die zum Auftauen führende Morgensonne genetisch Einfluß zu nehmen scheint. Auch meinen Beobachtungen nach ist der Verlauf der Feinerdestreifen, die die Musterung dieser Auffrierböden ausmachen, bevorzugt nach E ausgerichtet.

Die Feinerdestreifen sind bis zu 2 cm hoch und meist ebenso breit. Auch ihr in ihrem Verlauf gleichbleibender Abstand voneinander bewegt sich in dieser Grössenordnung (Photo 1). Stellenweise allerdings fehlt über Distanzen von etwa 10 cm die rillenförmige Depression zwischen zwei oder auch drei Feinerdestreifen, sodaß sich in den oft über viele Dezimeter ungestörten Verlauf der Streifen kompaktere Auffrierbodenpartien eingeschaltet finden (Photo 1). Bevorzugt konnte ich diese, häufig über gartengroße zusammenhängende Flächen ausgebreiteten Strukturen auf 3–5° geneigten Gebirgsfußflächen und weichen Sattelformen und immer in sehr pelitreichem Detritus beobachten. Die Formen sind ab 2300 m aufwärts anzutreffen.

Ganz offenbar handelt es sich um Jahreszeitenformen, die im Laufe des Winters durch Kammeis ausgebildet und während des Sommers durch Wind und Flächenspülung eingeebnet und z. T. auch ausgeläicht werden.

WENIGER DEUTLICH STRUKTURIERTE AUFFRIERBÖDEN

Als hiezugehörig ist eine Form zuzählen, die sich dadurch auszeichnet, daß die krümeligen Feinerdeauffrierungen, an denen ebenso deutlich wie an den oben beschriebenen Formen die charakteristischen Frostblasen (vgl. FURRER, 1954; FREUND, 1972) zu diagnostizieren sind, keinen strikten oder auch nur annähernden Streifenverlauf durchhalten. Sie bilden vielmehr millimeter- bis zentimeterhohe krümelige „Streusel“. Diese Formen kommen dem gleich, was HASTENRATH (1973, S. 174) als „fine earth mounds“ vom Mt. Kenya vorstellt.

Die als „Rand- oder Quellwülste“ zu bezeichnenden Auffrierungen, die an den Rändern der Auflageflächen von Blöcken auf Feinmaterial auftreten, scheinen genetisch zum gleichen Typus zu gehören. Zu einem Teil verdanken sie ihre Entstehung dem Druck des vergleichsweise gewichtigerem Block auf seine aufgetaute und wassergesättigte Feinmaterialunterlage, zum anderen sind Auffrierungsprozesse beteiligt. Letztere geben sich an der durch Frostblasenpseudomorphosen krümeligen Struktur eindeutig zu erkennen. Die Frostbeteiligung am Aufbau dieser Wülste wird

durch den vom Block gespendeten Schatten verstärkt (Photo 2). Als eine Form weniger deutlich strukturierter Auffrierböden muß diejenige angesehen werden, die sich in Grobkies und steinreichem Detritus bildet. Neben den bereits beschriebenen Krümelstrukturen im Feinmaterial zeigen sich hochgefrorene Kiese und Steine, die sich häufig in nicht stabiler, d. h. aufgerichteter Stellung befinden und zum Teil auch hohlliegen. Die starke Porösität derartigen Bodens wird einem am stärksten durch deutliches Einsinken beim Darüberhinweglaufen vergegenwärtigt. Die mitunter leicht aufkommenden Feinerdestreifenstrukturen können sich nicht durchsetzen, da die Streifen bereits nach wenige zentimeterlangem Verlauf durch jeweils eine grobe Komponente unterbrochen werden (Photo 3).

Vereinzelt, als quadratmetergroße Inseln treten die weniger deutlich strukturierten Auffrierbodenformen schon um 1900 m auf. So befinden sich beispielsweise einige solcher Inseln E- und S-lich der Oase Jupar auf den großen Schwemmschuttfächern der Kuh-i-Jupar-N- und NW-Abdachung. Die stärkste Ausprägung dieser tiefliegenden Formen findet sich in kleinen Depressionen, wo der abtauende Schnee aufgrund größerer Mächtigkeit zu verstärkter und damit ausdauernderer Bodendurchfeuchtung führt. Ab 2300 m aufwärts sind derartige Formen großflächiger zu beobachten. Während die beschriebenen Feinerdestreifen und -streuzel nur an wenigen, geschützten Stellen den Sommer überdauern, sind die „Rand- oder Quellwülste“, durch ihre Blöcke geschützt, weit resistenter und überdauern häufig das Sommerhalbjahr. Am widerstandsfähigsten sind die grobmaterialreichen Auffrierböden (Photo 3). Auf sie hat der Wind keinen Einfluß und die Abspülprozesse sind gerade im Kalkschutt angesichts der minimalen Sommerniederschläge zu gering. Auch ist in diesen semiariden und damit verdunstungsintensiven Kalkgebieten eine Verfestigung des Schuttes durch Verbackung eingetreten.

ERDKNOSPEN

Diese Miniaturformen haben Feinerdebeetdurchmesser von 6-8 cm. Ihre Materialsortierungstiefe beträgt 3-8 cm. Die Schuttrahmen sind sehr unterschiedlich breit, oft von 3 bis 5 cm aber auch bis zu über 10 cm. Häufig sogar läßt sich nicht mehr von Schuttrahmen sprechen, da es sich dann um dm²-große Schuttflächen handelt, die die einzelnen Feinerdebeete oder Feinerdebeetkomplexe von den benachbarten trennen. Charakteristisch ist der Unterschied zwischen der aktiv in Bildung begriffenen Winterform und der Sommerform: Im Winter sind die Feinerdebeete um einige Millimeter (± 5 mm) aufgewölbt und kommen der Kreisform nahe.

Die Feinerdebeete der Sommerformen sind eingefallen und weisen häufig feine, kreuzweise verlaufende Schrumpfrisse auf; ihre Umrandungen sind unregelmäßig und erscheinen verwaschen. Ruckregen

und aus diesen resultierende Spülprozesse scheinen die kiesigen Komponenten aus ihrem Rahmenverband gelöst zu haben. Darüberhinaus ist zu beobachten, daß die Windkorasion die im Winter deutlichen Frostblasen des Feinmaterials beseitigt.

Diese Kleinformen treten bis hinab auf 1850 m auf. In größerflächiger Verbreitung sind sie ab 1950 m auf den um 4° geneigten Gebirgsfußflächen vertreten.

STEINPFLASTER

Dieses Phänomen soll hier erwähnt werden, weil es bevorzugt in gleicher Höhenlage mit den Erdknospen auftritt und jene Formen dort ersetzt wo die Windexponiertheit groß ist. Solche Steinpflaster sind daher vornehmlich auf Moränenrücken (KUHLE, 1974) anzutreffen. Es handelt sich dabei um eine polygenetische Form: Zunächst einmal entstand ein Deflationspflaster; einige Steine dürften auch aufgefroren sein. Die Gerölle und häufig aus größeren Geröllen *in situ* verwitterten, dann scharfkantigeren Komponenten von 2 bis ca. 10 cm Länge finden sich oft senkrecht gestellt und vermitteln in ihrem engen Verband den Eindruck aneinander aufgepreßt worden zu sein, sodaß sich der Schluß auf Frostpressungen anbietet.

Ähnliche Steinpflaster sind auch im scharfkantigen, unmittelbar aus dem Anstehenden verwitternden Detritus, dann allerdings erst ab 2350 m NN zu finden.

Die Steinpflasterbildung ist auf \pm horizontale Flächen beschränkt.

TEXTURBÖDEN, ZELLENBÖDEN UND STEINPOLYGONE*

FURRER & FREUND (1973) haben an Hand ihrer Ausführungen zum subnivalen Formenschatz am Kilimandjaro die Entwicklungsreihe von den Texturböden über Zellenböden bis zu den Steinpolygonen zur Darstellung gebracht. Die Texturböden, deren Merkkmal in einem Muster aus wenige Millimeter breiten Rissen in im wesentlichen pelitischem Material besteht sind ab 1900 m aufwärts zu beobachten. Ihre einzelnen Erdziegel sind noch durch keine Grobfraktionsanreicherungen in den

* Den exemplarischen Photographien nach zu urteilen, mit denen die Begriffe „Zellenboden“ und „Steinpolygone“ belegt sind, bestehen beispielsweise bei GRAF (1973, *ZfG*, Suppl. Bd. 16, S. 118, Photo 8 u. 9) und FURRER & FREUND (1973, *ZfG*, Suppl. Bd. 16, S. 197/198, Photo 5 u. 6) entgegengesetzte Vorstellungen; es besteht also lediglich ein Definitionsunterschied, dem keine weitere sachliche Bedeutung zukommt. Da mir der Begriff „Zellenboden“ allgemeinerer Natur zu sein scheint, als „Steinpolygone“, habe ich ihn früher (KUHLE, 1974) in umfassenderer Bedeutung, ganz allgemein als Synonym für Steinnetze verwendet. Hier aber möchte ich mich der speziellen, bei FURRER & FREUND verwandten Definition anschließen.

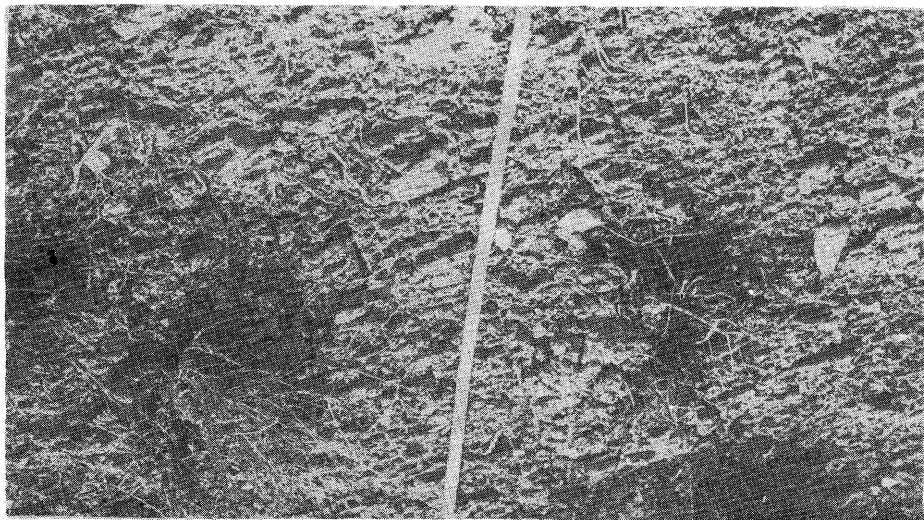


Photo 1. Gestreifter Auffrierboden an der W-Flanke des Dare Langar, an der N-Abdachung des Kuh-i-Jupar in 2530 mm NN

In pelitischem Kalkmaterial ausgebildet; die Streifen werden durch Zwergsträucher unterbrochen;
24. 3. 74.

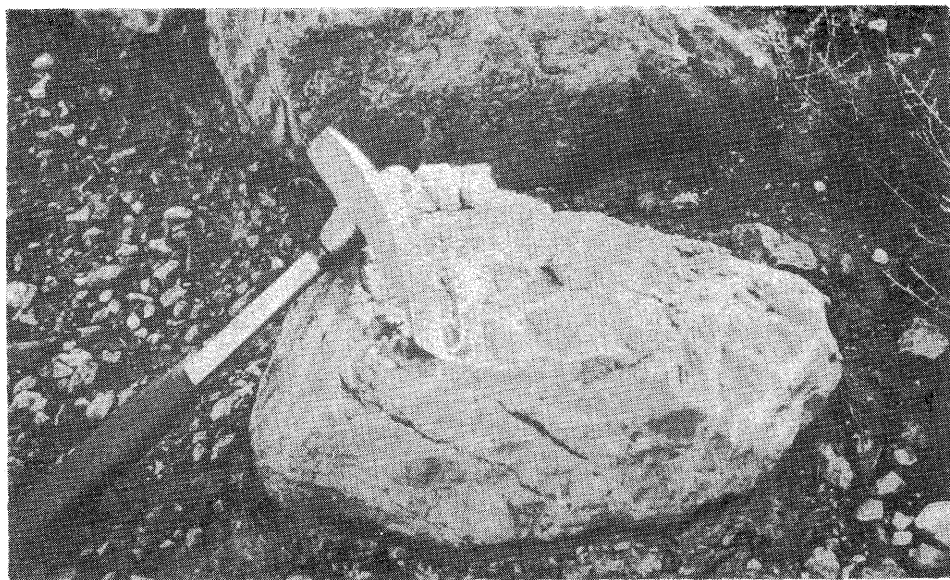


Photo 2. „Rand- oder Quellwülste“ umgeben diese Blöcke in 2030 m NN auf den Alluvionen im Bereich der Jupar-N-Abdachung

Die krümelige Frostblasenstruktur hat sich bis zum Tag der Aufnahme, dem 18. 5. 1973, deutlich erhalten

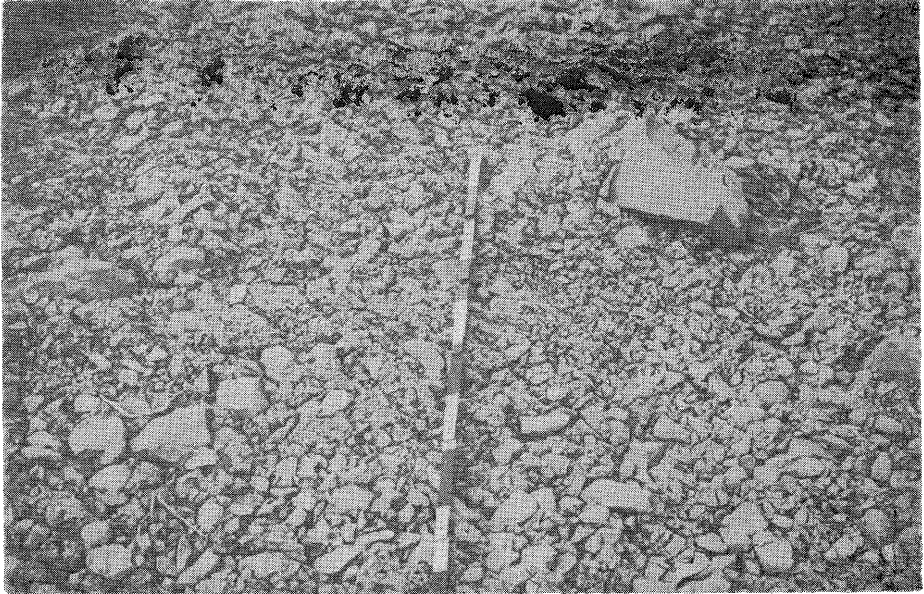


Photo 3. Beispiel eines weniger deutlich strukturierten Auffrierbodens der in Grobkies und steinreichem Detritus, hier in 2570 m NN, ausgebildet ist

Derartige Böden sind sehr porös, die aufgefrorenen Steine liegen häufig hohl; Ansätze von Feinerdestreifen werden durch gröbere Fraktionen unterbrochen; Kuh-i-Jupar-N-Abdachung, in NW-Exposition; 24. 3. 74

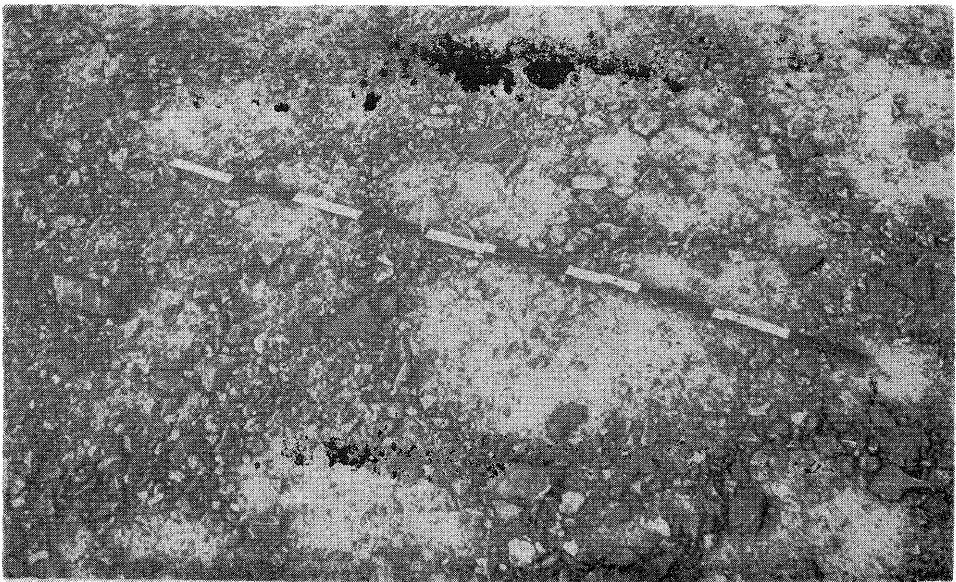


Photo 4. Zellenboden am W-Grat des Zar-Kuh, im W-Teil des Jupar-Massivs, in 2900 m NN, in Kalkschutt ausgebildet

Bemerkenswert ist die unterschiedliche Größe der Feinerdebeete; häufiger auftretende Zellendurchmesser von bis zu 50 cm deuten in diesem Fall daraufhin, daß es sich bei der abgebildeten Form um keinen Entwicklungsschritt auf dem Weg zu Steinpolygonen, sondern um eine eigenständige und zu ihrer Endstufe entwickelte Form handelt



Photo 5. Steinpolygone im Kalkschutt auf dem SS/W-Grat des Kuh-Karson, im Bereich der Kuh-i-Jupar-N-Abdachung in 2750 m NN

Die Feinerdezentren haben Durchmesser von meist 15 – 20 cm, in einigen Fällen auch von 30 cm; die Materialsortierungstiefe beträgt um 15 cm, die größten in die Sortierung einbegriffenen Schuttpartikel haben Ausdehnungen von bis zu 13 cm; die am 10. 10. 73 gemachte Aufnahme gibt ausgetrocknete Sommerformen wieder, an deren Feinerdebeeten sich durch exponierte Gratlage begünstigt, korrasive Windwirkung erkennen läßt

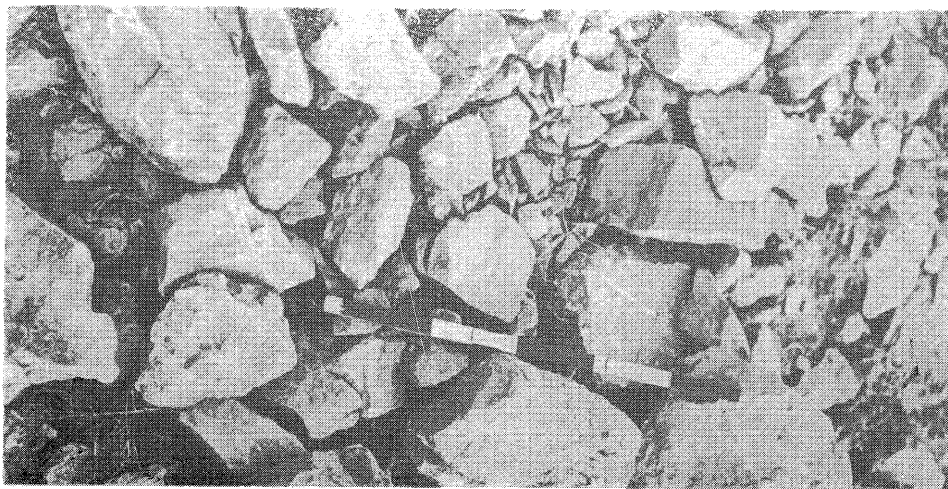


Photo 6. Im Arbeitsgebiet selten auftretende Strukturbodenform

Dieses Exemplar wurde am 30. 5. 73 an der NN/E-Abdachung des Kuh-Kalestan, im Bereich der Jupar-N-Abdachung in 2000 m NN fotografiert, die Form findet sich auf um 2° geneigter Fläche; charakteristisch ist die Ausprägung der Form im feinmaterialarmen Schutt nahe von Tiefenlinien: Klappmeterlänge 50 cm

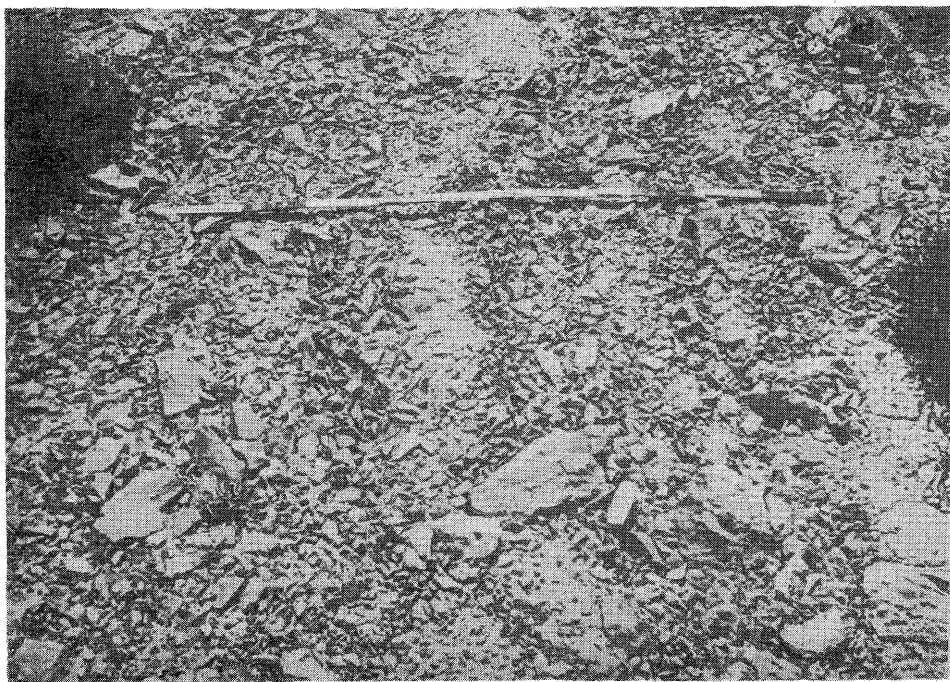


Photo 7. Streifenboden auf dem WS/W-Grat des Zar-Kuh, Jupar-W-Abdachung, am
6. 8. 73 in 2760 m NN aufgenommen

Die Hangneigung nimmt vom Bildoberrand nach unten hin von 6 bis auf 10° zu, daher lassen sich am Oberrand noch Teile polygonähnlicher Formen mit isohypsenparallelen Steinrahmenpartien ausmachen, diese gehen in schon relativ falllinienparallele Streifenformen über; typisch für die häufig vorgefundene Form ist es, daß die Streifen sich beide aus Grobfraktionen aufbauen und die Musterung sich nur aus dem zusätzlichen Feinmaterialanteil (der die Zwischenräume des Grobschuttes füllt) des einen der abwechselnden Streifen ergibt

Rissen voneinander getrennt. Diese Materialsortierung ist erst in reifen Zellenböden deutlich ausgeprägt (Photo 4). Gut ausgebildete Zellenböden sind im Massiv des Kuh-i-Jupar ab 2400 m aufwärts zu finden; im Massiv des Kuh-i-Lalehzar ab 2600 bis 2700 m NN. Die Materialsortierungstiefe beträgt 10-15 cm. Die Längsachsenlängen der größten in die Sortierung mit einbegriffen Fraktionen betragen um 10 cm. Steinpolygone gehören dem gleichen Höhenbereich an. Sie weisen die gleiche Materialsortierungstiefe auf, ihre Steinrahmen sind aber in Relation zu den Ausmaßen der Feinerdebeete breiter als die der Zellenböden. Die mitsortierten Fraktionen haben Längen von bis zu 13 cm (Photo 5). Erwähnenswert ist weiter, daß die Steinrahmen sowohl der Zellenböden, als auch der Steinpolygone nach unten hin in eine skelettreiche Suspension von Steinen und Kiesen übergehen. Deutlicher als die Steinrahmen setzen sich die Einerdekomplexe vom Untergrund ab¹.

Mitunter sind Zellenböden anzutreffen, deren Parzellen größer dimensioniert sind, als die der Steinpolygone. So zum Beispiel finden sich Feinerdebeetdurchmesser von bis zu 50 cm (Photo 4). Damit ergibt sich der Verdacht, daß es sich nicht bei allen Zellenböden um einen Entwicklungsschritt auf dem Wege zum Steinpolygon, sondern bei einigen auch um eine zu Ende entwickelte, eigenständige Form handelt. Die häufig vorgefundenen Übergangsformen zwischen Zellenböden und Steinpolygonen, dann aber immer mit Feinerdebeetdurchmessern von 10-20 cm, stellen viele Zellenböden trotzdem ganz offenbar in jene genetische Reihe.

Beide Formen, Zellenböden und Steinpolygone stellen im Arbeitsgebiet, auch in ihren tiefen Lagen um 2400-2600 m weder günstige Einzelfälle etwa in Zusammenschwemmungen von Feinboden oder in feuchtigkeithaltenden Gesteinen dar, noch läßt sich Gips- oder Salzgehalt im Boden nachweisen, wie dies RATHJENS (1965) für etwa vorkommende, derart tiefliegende Strukturböden in diesen Bereichen Vorderasiens annimmt. Auch besteht den Befunden nach keine Möglichkeit diese Formen als „Tageszeitsolifluktion“ hinsichtlich ihres klimamorphologischen Aussagewertes abzuqualifizieren. Vielmehr treten diese Strukturböden in gut drainiertem Kalkschutt und überall dort auf, wo ihnen fast-horizontale Flächen die Bildung ermöglichen. Das ist im glazigen zugeschräften Kuh-i-Jupar, einem Gebirge von kalkalpiner Reliefenergie, überall dort der Fall, wo sich in Jöchern weichere Sattelformen oder glaziäre Akkumulationen mit flacher Oberfläche finden. Im Kuh-i-Lalehzar ist das Angebot ebener Flächen größer als im Jupar-Massiv.

Wie ich an Hand mehrerer Strukturbodenexemplare verschiedener Höhenlagen, die ich im Frühjahr, dann im Herbst und im darauffolgenden Frühjahr wieder auf ihren Erhaltungszustand hin überprüfen konnte,

¹ Der Querschnitt dieser Formen entspricht damit am meisten dem, den GRAF (1973, *Ztsch. f. Geom.*, Suppl. Bd. 16, S. 111) von den Steinringen am Fimberpass/Schweiz darstellte.

feststellte, sind alle Formen vollständig erhalten geblieben und unterschieden sich nur in ihren jahreszeiteinspezifischen Ausbildungen. An den Winterformen, soweit vom Schnee entblößt, lassen sich leichtaufgewölbte Feinerdebeete erkennen. Die Sommerformen zeichnen sich dagegen durch flachere Feinerdebeetoberflächen, die durch feine Schrumpfungsrisse gemustert sind, aus.

Als eine selten auftretende Spezialform, die ebenfalls zu den Strukturböden auf fast horizontalverlaufenden Flächen zu zählen ist, soll an dieser Stelle eine Form vorgestellt werden, die bevorzugt in feinmaterialarmem Schutt ab 2000 m aufwärts zur Ausbildung kommt: Ein im Durchmesser ca. 15 cm großes Grobkiesbeet wird von einem etwa 30 cm breiten Steinrahmen umgrenzt. Bemerkenswert ist, daß die Längsachsen der größten in die Sortierung einbezogenen Fraktionen 25 cm erreichen; Dimensionen, die immerhin auf einige Formungsaktivitäten schließen lassen. Weiter fällt auf, daß der Steinrahmen dieser, immer nur einzeln und nicht als Netzwerk vorgefundenen Form, das Zentrum aus Kies um etwa 5 cm überragt (Photo 6).

STREIFENBÖDEN

Überall dort, wo von Zellenböden oder Steinpolygonen gemusterte Flächen ein Gefälle von mehr als 6° einnehmen, finden sich Streifenböden (vgl. FURRER & FREUND, 1973). Die tiefsten Funde machte ich in 2200 m, an der Jupar-NW-Abdachung. Häufig und gutausgebildet sind diese Formen ab 2400 m NN. Die größte Regelmäßigkeit und eine durchgehende Parallelität erreichen sie im Kalkschutt bei Hangneigungen um 20–25°.

Diejenigen Streifenböden, die im Sinne von FURRER & FREUND (1973, S. 192 u. 196, Photo 5) als genetisch den Erdknospen verwandte Formen anzusehen sind, habe ich kaum vertreten gefunden, was sich insofern verstehen läßt, als daß die Erdknospen vornehmlich in den tieferen Lagen auf den flach geneigten Gebirgsfußflächen vertreten sind, das für Streifenböden notwendige Neigungsangebot aber nur in höheren Lagen anzutreffen ist. Generall läßt sich feststellen, daß sich die Streifenböden, aufgrund der fast ausschließlich anzutreffenden Grobschuttbedeckung der Hänge, in groben Fraktionen ausbildeten und die Formen allein von daher am ehesten als *Steinstreifen* anzusprechen sind.

Diese sind in zweierlei Varianten anzutreffen: Zumeist hat man im Gelände diejenige Form vor Augen, die sich im Querprofil durch einen starken Materialwechsel von grobem zu feinem Substrat auszeichnet. Die *Steinstreifen* selbst werden von steinigen Komponenten mit bis zu 25 cm Längsausdehnung gebildet. Das Feinmaterial überragt mit einem kleinen, in der Mitte verlaufenden Kamm, die *Steinstreifen* um etwa 1 cm. Das Feinmaterial ist recht homogen und enthält nur einige Kieskomponenten. Seine Sortierungstiefe beträgt um 12 cm. Die *Steinstreifen* sind 20–30

cm, die dazwischenliegenden Feinerdestreifen meist nur 10 selten bis 15 cm breit. Jene andere Form läßt den ausgeprägten Materialwechsel vermissen. Im wesentlichen hat man den Eindruck, als mache ein Mikrorelief die Streifenmusterung des Hanges aus. Tatsächlich wechselt ein um 20 cm breiter, etwa 2—3 cm erhabener Streifen mit einem korrespondierend eingetieften, aber nur 5—8 cm breiten Streifen durchschnittlich gröberer Fraktionen ab. Somit entspricht offenbar der hier schmalere Streifen dem breiteren jener zuvor beschriebenen Variante. Auch hier reicht die Materialsortierung bis in 12 cm Tiefe hinab.

Ab 15° Hangneigung treten keine isohypsenparallelen Strukturen, die an polygonale Formen erinnern und auch einen Übergangstyp zu diesen darstellen, mehr auf. Ab derartigen Neigungen verlaufen die Streifen streng falllinienparallel. Vor Hindernissen, wie Vegetationspolstern, setzen sie aus. Die Grobfraktionsstreifen gehen in gleicher Weise, wie von den Steinrahmen der Zellenböden und Steinpolygone bereits beschrieben, in eine Feinmaterial-Kies-Steinsuspension über; ein weiterer Hinweis auf die genetische Verwandtschaft dieser Formen an geneigten zu jenen auf ebenen Flächen (Photo 7).

GIRLANDEN- UND TERRASSETTENARTIGE FORMEN

Bis auf 1950 m herab, d.h. bis in die Region herab, in der die tiefstgelegenen, steileren Gebirgshänge auf die weitaus flacheren Gebirgsfußflächen treffen, lassen sich terrassettenartige Formen erkennen. In diesen tiefen Lagen zeichnen sie sich bei schütterer Vegetation durch nur 10—15 cm hohe Stirnen aus. Diese werden durch bis faustgroße Fraktonen gebildet. Ab 2800 m stellen sich vermehrt Zwergstrauchvegetation der Solifluktion hemmend entgegen, sodaß die Vegetation die Stirn und Stufe der durch den auflaufenden Hangschutt gebildeten Terrasette, vorgibt. Hier betragen die Stufenhöhen um 30—35 cm. In der Regel bilden mehrere, mitunter aber auch nur ein einzelnes Vegetationspolster bzw. -büschel die Stirn solcher Form aus. Zum Teil schließen sich durch Steine gebildete Fortsetzungen einer Terrassettenstirn an die Vegetation an. Häufig jedoch fehlen diese Fortsetzungen und die Hangschuttoberfläche verläuft zu beiden Seiten des Zwergstrauches falllinienparallel.

In noch größerer Höhe und bei entsprechend üppigerer, d. h. dichter und höher aufragender Vegetationsbedeckung werden die Terrassettenstirnen um 80 cm hoch. Das ist etwa ab 3100 m NN der Fall (Photo 8). Ganz offenbar besteht bei definierter Hangneigung eine Beziehung zwischen Stirnhöhe und Terrassettenfläche, d. h. ihrer falllinienparallelen Ausdehnung. Bei Hangneigungen zwischen 22 und 28°, auf die sich obige Angaben der Stirnhöhen beziehen, beträgt das Verhältnis 3—4 zu 1 (falllinienparallele Ausdehnung der Terrassettenfläche zu Terrassettenstirnhöhe).

Bei den eben beschriebenen Formen schwingt die Terrassettenstufe in ihren Verlauf nur unbedeutend hervor, aus der Hangparallelen heraus. Dieser Typus ist am häufigsten vertreten.

Ab 2900 m Höhe sind aber auch Formen mit stark girlandengleich talwärts durchgebogenem Vegetationssaum, bzw. Stufenverlauf anzutreffen. Diese Girlanden sind an flachere Neignungsverhältnisse, um 10 bis 15° gebunden. Bei ihnen beträgt jenes Verhältnis 10:1 (Photo 9). Generall gilt für die Terrassetten- und Girlandenformen, daß die Flächen aus einer Mischung feinerer Fraktionen aufgebaut sind, während sich an den Stirnen gröbere Steine anreichern. Die größten in die Sortierung einbezogenen Fraktion haben Längen von 30 cm.

Überall lassen sich im Bereich derart gehemmter Solifluktion Sproßdeformationen nachweisen, sowohl an den Wurzeln, als auch an den unteren 10 cm des Zwergstrauchstämmchens.

FLIEßZUNGEN

Zwei Dimensionen von Fließzungen sind im Arbeitsgebiet zu unterscheiden: Die Mikrofließzungen und die großen 1 bis 1,5 m breiten und mehrere Meter langen Formen.

Erstere sind ab 2400 m aufwärts vertreten und kommen dort am häufigsten vergesellschaftet mit Steinstreifen vor oder mustern die Oberfläche von Girlanden (Photo 9). Vielfach setzen sie unmittelbar hinter größeren Steinen oder Blöcken an und folgen der Fallinie. Diese Fließzungen sind 10 bis 20 cm breit, ihre Flanken verlaufen parallel und ihre Längen betragen von 30 bis zu 200 cm. Ihre Oberfläche weist Frostblasen und 5–10 mm hohe Wülste auf. Die Fließfähigkeit dieses zu seiner Entstehungszeit offenbar zähen Breies scheint von einem mittleren dünnflüssig-gewesen anmutenden pelitischen Streifen nach den Seiten hin abgenommen zu haben, denn zu den Seiten hin werden die Komponenten immer größer und erreichen schließlich Mittelkiesfraktion. Die charakteristische Hangneigung beträgt 10–15° für diese Form. Derartige Formen treten nirgends als flächenhaft von Bedeutung in Erscheinung und sind daher lediglich als Indikatoren zu betrachten.

Gleiches gilt für die großen Fließzungen. Denn ich habe nur selten welche angetroffen; einige allerdings erstaunlich tief, nämlich bis auf 2000 m herab. Sie haben Längen von bis zu 6 Metern bei Breiten von 1–1,5 m. An den Stirnen der U-förmigen Zungen finden sich Grobmaterialanreicherungen die Blockfraktionem von bis zu 35 cm Ausdehnung mit einbegreifen. Zwar zeichnet sich das Zungeninnere immer durch einen erhöhten Anteil von Feinmaterial gegenüber der Umgebung aus, seine Oberfläche aber weist häufig ein Steinpflaster auf, das nicht dem gewohnten Bild eines Feinerdezentrums ähnelt. Im Gegenteil, man nimmt diese Formen speziell dadurch wahr, daß sie sich durch eine auffällig dichte Steindecke gegen-

über der Umgebung abheben. Die auf dem Zungenrücken gemessenen Steine gehören zu 60 % der Einregelungsgruppe I an (vgl. FURRER & BACHMANN, 1968). Diese Formen konstituieren sich bereits an Neigungen um $2-3^\circ$ und wurden über 5° nirgends mehr angetroffen. Die Zungenstirnen sind die am meisten über das umgebende Niveau aufragenden Partien der Form, sie haben Höhen von 15–30 cm. Zu ihrem Ursprung hin werden die Fließzungen immer flacher und gehen dort in die allgemeine Hangfläche über.

Ebenso wie Streifenböden und girlanden- und terrassettenartige Formen überdauern die Fließzungen ganzjährig. Nach meinen Beobachtungen ist dies aufgrund der langsamen Bildungsgeschwindigkeiten auch notwendig. So konnte ich beispielsweise vom Herbst zum Frühjahr (Anfang Oktober bis Anfang April) eine relative Positionsveränderung einzelner Komponenten einer Steingruppe an der Oberfläche einer großen Fließzunge in 1990 m NN von nur wenigen Millimetern feststellen.

WANDER- UND BREMSBLÖCKE

Als letzte Kennform der subnivalen Stufe sollen Wander- und Bremsblöcke vorgestellt werden. Solche Formen reichen bis auf 1950 m herab und sind überall dort vorzufinden, wo man Grobblockmaterial auf geneigten Flächen antrifft. Die Blöcke haben Kubaturen von wenigen Kubikdezimetern bis zu mehreren Kubikmetern Rauminhalt. Die Beobachtung legte die, wenn auch noch statistisch zu belegende, Hypothese nahe, daß die abgerollten, durch Transport geglätteten, weicheren Blockformen vermehrt die Wanderblöcke stellen, während die kantigeren Vertreter in höherer Zahl als Bremsblöcke anzutreffen sind. Eine derartige Abhängigkeit von der Gleitfähigkeit und damit von der Blockform ist unmittelbar einleuchtend. Daher finden sich dann auch auf den Akkumulationen im Gebirgsvorland, an Terrassenstufen oder Moränenhängen bevorzugt Wanderblöcke (Photo 10); Bremsblöcke dagegen auf Bergsturzhalden. Ganz offenbar ist somit das vermehrte Vorkommen der einen in tieferen, der anderen in höheren Lagen nicht als Auswirkung unterschiedlicher klimamorphologischer Bedingungen zu begreifen, sondern als eine Funktion jener unterschiedlichen Form des Materials.

Die vorgefundenen Wanderblöcke möchte ich in zwei Gruppen einteilen: Einmal in die größere Gruppe der sich langsam bewegenden Blöcke, die sich mehr oder minder kontinuierlich während der gesamten formungsaktiven Jahreszeit hangab verlagern; und dann die Gruppe, deren Blöcke ruckartig über mehrere Meter abkommen. Erstere verlagern sich meist nur über Zentimeter oder wenige Dezimeter und bilden dabei einen vergleichsweise bescheidenen Stauchwulst aus. Die anderen Blöcke betreffend konnten an die Auswanderungsnischen anschließende Gleitbahnen von bis zu 10 m Länge oberhalb der abgefahrenen Blöcke beobachtet werden.

Diese Blöcke bilden dann auch im Verhältnis zu ihrer Größe auffällig bedeutendere Stauchwülste aus, als jene anderen. Das durch den Wulst gebildete Widerlager scheint dann allerdings so groß zu sein, daß ab nun ein nurmehr sehr langsames, kontinuierliches Wandern erfolgen dürfte. Die Möglichkeit des forcierten Abkommens auf einer Gleitbahn ist vermutlich an die spärliche, offene Vegetationsbedeckung dieses Klimaraumes gebunden.

In höheren Lagen, über 2800 m, wo Schneemächtigkeiten von mehreren Metern vorkommen, werden die Wanderblockbewegungen auch durch Schneedruckwirkung unterstützt werden.

Den Bremsblöcken kommt die morphologisch größere Wirksamkeit zu, denn in der Regel macht die auf einem Block auflaufende Schuttmenge eine größere Form aus, als sie derselbe Block als Wanderblock mit einer Stauchwulst zu erzeugen in der Lage sein würde.

[AMORPHE] SOLIFLUKTION

Diese Form der Solifluktion ist oberhalb von ca. 2000 m überall dort anzutreffen, wo an geneigten Schutthängen jene anderen, oben aufgeführten Solifluktions- und Frostmusterformen fehlen, bzw. sie nimmt auch deren Zwischenräume ein. In der Region unterhalb von 2600 m dürfte ihr den gemusterten Flächen gegenüber der größere Raum zukommen. Die amorphe Solifluktion läßt sich mit Wahrscheinlichkeit überall dort vermuten, bzw. wird mittelbar dort angezeigt, wo sich Gesellschaften der beschriebenen Frostmusterformen in unmittelbarer Nachbarschaft befinden. Unmittelbar nachweisbar ist sie durch die allenthalben an den Hängen beobachtbaren Sproßdeformationen. Die etwa 15–25 cm langen verholzten Pfahlwurzelteile der Zwergstrauch- und Polstervegetation weisen Abweichungen von einem geraden und zur Bodenoberfläche rechtwinkligen Verlauf von über 10 cm auf.

An den N-Abhängen der nur bis auf etwa 3000 m ansteigenden Ketten W-lich des Jupar-Massivs, in der weiteren Umgebung des Sangbur-Passes wird die Untergrenze der amorphen Solifluktion besonders signifikant. Dort reichen die im Vergleich zu den Fußflächen steilen, leicht konvexen Gebirgshänge bis auf 1700 m NN herab. Um 2000 m wechselt das Bild der Hänge entscheidend. Unterhalb dieser Linie setzt eine Zerrunsung der um 10–25° geneigten Schuttflächen ein, die darüber fehlt. Ganz offenbar wird erst unterhalb 2000 m die aride Flächenspülung formungswirksamer als der solifluidale Materialversatz.

Folgendes Phänomen bleibt zu beschreiben: An einigen Hangpartien der N-Abdachung des Jupar, besonders auf E-exponierten Hängen im Dare Karson um 3000 m sind vegetationsfreie Schuttflächen von 30–40 m² zu beobachten (Photo 11). Das verwundert besonders deshalb, weil die Zwergstrauchvegetation in dieser Höhe ihre dichteste und üppigste Aus-

bildung erfährt. In tieferen Lagen, wo die Beweidung durch Schafe und Ziegen sowohl, als auch das Ausgraben von Stäuchern als Brennvorrat unverhältnismäßig viel intensiver erfolgt, sind scharf umrissene vegetationsfreie Flecken dieser Art nicht zu beobachten, sodas der Verdacht es handelt sich um eine anthropogene Bildung entfällt. Diese Flächen, die in unregelmäßigen Abständen von einigen Dekametern zu finden sind, werden durch scharfkantiges Schuttmateriale faust- bis kopfgroßer Komponenten gebildet. Der Feinmaterialanteil ist relativ gering. An einigen Stellen, dort wo er höher ist, sind Mikrofließzungen, Steinstreifen, flache Terrassetten etc. kleinflächig vertreten. Im wesentlichen aber handelt es sich um Flächen amorper Schuttbewegung. Die Hangneigung, auf der jene Flecken auftreten, beträgt um 13° .

Welcher Prozeß zur Entstehung dieser Formen führt, vermag ich bisher nicht zu entscheiden. Ein Abspülungsprozeß scheint in dem gut drainierten Kalkschutt jedenfalls nicht in Frage zu kommen. Als Hypothese liegt mir der Verdacht am nächsten, in fleckenweise auftretender, forcierter Solifluktion die Ursache einer Vegetationszerstörung zu sehen. Und das dargestellt, daß die scharfkantigen Komponenten, die nur sehr langsam regenerierenden, spröden, weil verholzten Zweige der Zwergsträucher stark verletzen, womöglich sogar abkämmen und demzufolge die betroffenen Pflanzen eingehen. In diesem Fall würde es sich um ein klimaspezifisches Phänomen gehemmter Solifluktion arider Gebirge handeln, denn derartig verholzte und langsam regenerierende Zwergsträucher, die einzeln und damit schlecht geschützt aufkommen, sind charakteristisch für aride Räume.

Die Ausführungen müssen sich aus Platzgründen auf die beschriebenen Beobachtungen zum periglazialen oder subnivalen Formenschatz beschränken. Detaillierte Angaben zum expositionsspezifischen Unter- und Obergrenzenverlauf der einzelnen Formen, weiter über ihre Abhängigkeit von der Petrovarianz und über ihre Vergesellschaftungen sowie eine genauere kartographische Darstellung werden an anderer Stelle folgen. Auch wird diesen Formen dann ein Platz im gesamten geomorphologischen Stockwerkbau dieser Gebirge anzuweisen sein. Hier aber soll nach einigen Hinweisen auf die klimatischen Gegebenheiten dieses Raumes, abschließend Verlauf der unteren Solifluktions- und Strukturbodengrenze angegeben werden.

Großräumig betrachtet, liegen der Kuh-i-Jupar und Kuh-i-Lalehzar im E-lichen Randgebiet der Winterniederschläge. Der Niederschlag fällt zum Großteil zwischen Oktober und März/April. Nach den Angaben des Iranischen Wetterdienstes der Station Kerman (1749 m NN) betrug der Niederschlag in den Jahren 1950–1959 durchschnittlich 170 mm (GANJI, 1960). Aus den Beobachtungen dieser Station in den Jahren 1960–1972 läßt sich ein Jahresniederschlag von 120 mm errechnen. Für die Gebirge um Kerman gibt GANJI (1960) in seiner Niederschlagskarte 200–300

mm an; BOBEK (1952, S. 69) scheint mir mit seinen Angaben von 300 — 500 mm für den Jupar und 500 — 750 mm für den Kuh-i-Lalehzar die Verhältnisse besser zu treffen.

Führt der Winterniederschlag bisweilen selbst in Kerman zu einer mehrere Tage ausdauernden Schneedecke (vgl. R. HUCKRIEDE, 1961, S. 27), so ist eine 30 — 50 cm mächtige Schneedecke auf den Fußflächen zwischen 1800 und 1900 m der alljährliche Regenfall. Regelmäßig über einen Monat ausdauern dürfte eine geschlossene Schneedecke nach eigenen Beobachtungen erst über 2500 m, wobei allerdings beträchtliche expositionelle Unterschiede zu berücksichtigen sind. So erhalten z. B. die Luvlagen, (es sind hier die S-Abdachungen, zwar die beträchtlichsten Niederschläge, abern aber dennoch auf Grund ihrer Wind- und Sonnenexponiertheit ungleich schneller als die anderen Abdachungen bis hinauf in die Gipfelregion aus. Die temporäre Schneegrenze schwankt nach meinen Beobachtungen von NE- zu SW- Exposition um bis zu 1000 m am Kuh-i-Jupar und um 600 m am Lalehzar.

Erst über 3000 m überdauert die teilweise mehrere Meter mächtige Schneedecke einige Monate, etwa von November bis März.

In der Station Kerman in 1949 m NN wurden von 1950 bis 1972 (Meteorological Yearbooks ab 1950) jeweils für November durchschnittliche Minimumtemperaturen zwischen 5,8 und $-5,9^{\circ}$ (meist um -2°) gemessen; dabei bewegten sich die Werte von 12 Jahren unter dem Gefrierpunkt. Jeweils für Dezember wurden 2,4 bis $-7,0^{\circ}$ (meist um -4°) aufgezeichnet, nur während 6 Jahren lagen die Durchschnittsminima über dem Gefrierpunkt. Im Januar wurden jeweils 1,3 bis $-10,2^{\circ}$ (meist um -4 bis -5°) gemessen und nur in 3 von 22 Jahren lagen die Durchschnittswerte über dem Nullpunkt. Für Februar sind Werte zwischen 3,3 und $-5,2^{\circ}\text{C}$ (meist um $-0,5^{\circ}$) registriert worden. Während 14 Februaren lagen die Temperaturen über 0°C .

Die durchschnittlichen Maximumtemperaturen im Beobachtungszeitraum für diese vier Monate haben Werte zwischen 4° (Januar) und $23,3^{\circ}$ (November), meistens um 14° .

Aus dieser Übersicht, die, auch was die Länge des Beobachtungszeitraumes betrifft, aussagekräftige Anhaltspunkte liefert, geht mit Wahrscheinlichkeit hervor, daß in einer Höhenlage ab 2000 m aufwärts während jener vier Monate nahezu täglich Frostwechsel stattfinden. Diese klimatische Höhenzone dürfte allerdings 3000 oder 3200 m kaum übersteigen. Dort, so bleibt zu vermuten, wird der Hochwinter zumindest über den Zeitraum eines Monats Temperaturen unter dem Gefrierpunkt durchhalten, sodaß sich hier und mit zunehmender Höhe verstärkt, die formungsaktiven Frostwechselperioden in den Vor- und Spätwinter verschieben.

Vollständig frostfrei waren in jenen 22 Jahren nur die Monate Mai bis August in Kerman. Über 2000 m dürften auch im Mai noch Nachtfroste auftreten.



Photo 8. Von Terrassetten gemusterte Hänge zwischen 3100 und 3600 m NN, an der NN/E-exponierten Talflanke des Rud-e-Hararan, bzw. an der N-Flanke des Shah-Kuh, im Zentralteil des Kuh-i-Lalehzar-Massiv

Die Formen sind in andesitischen Vulkaniten ausgebildet, sie haben um 80 cm hohe, immer von Zwergsträuchern gestützte Stufenstirnen und gehören daher Formen gehemmter Solifluktion an; überdies sind kleine Schlipfe und murähnliche Formen sichtbar; Photo aus 3340 m NN, 5. 5. 73 gemacht



Photo 9. Girlandenform an der W-lichen Talflanke des Dare Karson, am Fuß der Gipfelpyramide des Mile-Bozorg, im Bereich des Jupar-Zentralkammes in 3010 m NN

Hangneigung 10°: die Stirn ist 15 cm hoch und durch Zwergsträucher und gröbere Schuttkomponenten befestigt; die Fläche der Form wird im wesentlichen durch feineres Material gebildet; dieser Fläche sind häufig, wie auch in diesem Fall, feinere Frostmuster, hier Ansätze zu Streifen Mikrofließungen aufgeprägt; Pickellänge 80 cm

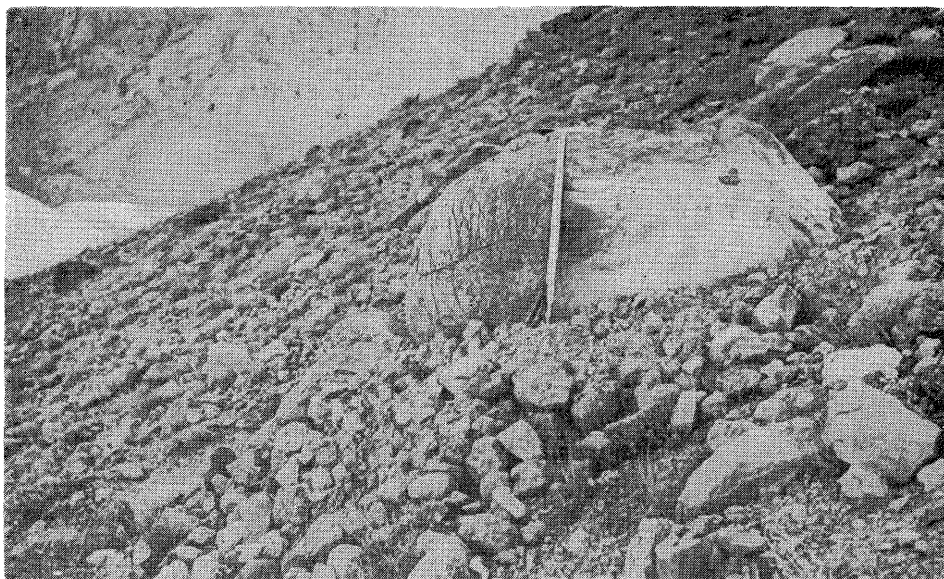


Photo 10. Wanderblock am Innenhang der W-lichen Jungmoräne im Vorland des Dare Karson, Kuh-i-Jupar-N-Abdachung, in 2230 m NN

Der gutgerundete Moränenblock kam auf einem 24° geneigten Hang über eine 10 m lange Gleitbahn ab und bildete einen entsprechend großen Stauchwulst aus: 19. 6. 73

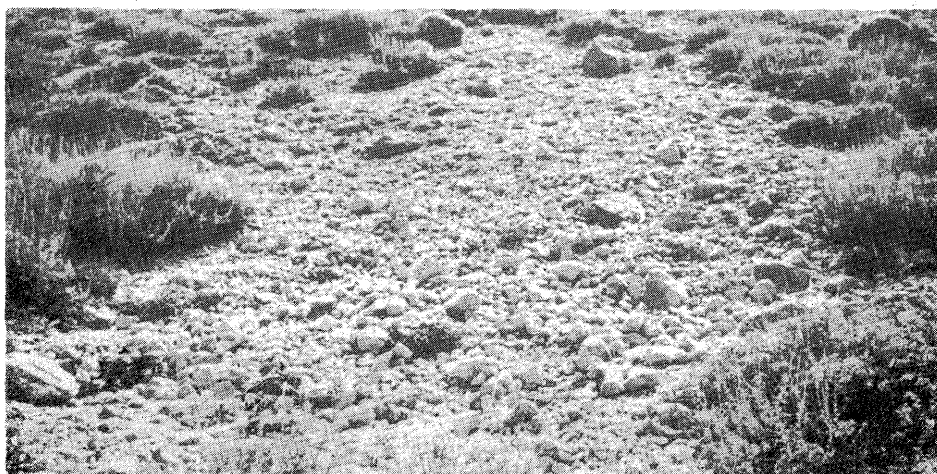


Photo 11. Vegetationsfreie Schuttfläche an der W-Flanke des Dare Karson, unterhalb der Gipfelwand des Mile-Gare, in 2970 m NN, Jupar-N-Abdachung

Der Schutt ist auffällig feinmaterialarm, die Kalkschuttkomponenten sind scharfkantig; an einigen wenigen Stellen unterbrechen flache und verkrüppelte Zwergstrauchreste die Schuttdecke und konnten sich offenbar nirgends zu ausgewachsenen Pflanzen regenerieren; die umrahmenden Zwergsträucher erreichen Kniehöhe; 21. 8. 73.

Darüberhinaus geben die seit Einrichtung der Station in Kerman 1950 bis zum Frühjahr 1973 gemessenen extremeren Minimumtemperaturen einen Einblick in die winterkalten, arid-kontinentalen Klimaverhältnisse des Gebietes: Der tiefste Wert liegt bei $-30,0^{\circ}\text{C}$ (Januar 1973); neben diesem etwas isoliert dastehenden Wert wurden Temperaturen um -20° häufiger gemessen. So wurden z. B. im Januar 1971 $-24,4^{\circ}$, im Februar $-20,0^{\circ}$ und im Dezember desselben Jahres $-24,8^{\circ}\text{C}$ registriert. Ebenfalls $-24,8^{\circ}$ wurden im Dezember 1963 aufgezeichnet; im Januar 1964 $-24,4^{\circ}$ und im Dezember 1959 $-19,8^{\circ}$. -12 bis -14° werden fast alljährlich und meist mehrfach im Jahr erreicht.

Für die Bodendurchfeuchtung zur formungswirksamen Zeit ist neben dem im Winterhalbjahr fallenden Niederschlag die Bewölkungsdichte und die relative Luftfeuchtigkeit von Bedeutung. Um 03 Uhr gemessen beträgt die relative Luftfeuchtigkeit im Winterhalbjahr in Kerman zwischen 50 und 80 %; Um 09 Uhr zwischen 20 und 40 %. Mit zunehmender Höhe, damit geringeren Temperaturen und höherem Niederschlag, nimmt auch die relative Luftfeuchte von den Beckenbereichen zu den benachbarten Gebirgen hinauf zu. Gleiches gilt für die Bewölkung: Über Kerman ist im Winterhalbjahr 2–5/10 Bedeckung am häufigsten anzutreffen. Über dem Jupar werden diese Werte, nach eigenen Beobachtungen von Mai bis Oktober 1973, sogar im Sommer erreicht, im Winter aber, wie sich mir von Februar bis April 1974 zeigte, mit zumeist 4–7/10 deutlich überschritten.

Aus diesen klimatischen Einflüssen folgen andere Tatbestände, als sie RATHJENS (1965, S. 41) für die Hochländer Vorderasiens generalisiert. Es war während des Winters keine nur geringe, sondern eine intensive, ab 1900 m NN über 100 cm tiefgründige Bodendurchfeuchtung festzustellen. Auch war keine schnelle Abtrocknung des Oberbodens zu konstatieren. Vielmehr war zu beobachten, daß die schmelzwasserdurchfeuchteten Schuttfächerflächen des Gebirgsfußes in der ersten Märzhälfte nach 8-tägiger Niederschlagslosigkeit erst bis in 2 cm Tiefe getrocknet waren. Nach dieser etwas intimeren Einsicht in die Klimaverhältnisse des Gebietes und in Anbetracht seiner mobilen, d. h. nicht durch dichte Vegetation gebundenen Böden, sind zweifellos deutliche Solifluktionsformen zu erwarten. Womit die vorgestellten Formen in keiner Weise erstaunen dürften; vielmehr wäre es ihr Fehlen, was in Verlegenheit brächte.

ZUM VERLAUF DER UNTERGRENZEN

Bei genauer Betrachtung und einem Vergleich beider Massive wird offenbar, daß die Solifluktions- und die Strukturbodenuntergrenze im Kuh-i-Jupar ca. 200 m tiefer verlaufen, als am Kuh-i-Lalehzar. Eine Beobachtung, die deshalb verwundert, weil der Lalehzar nicht nur von höheren Niederschlägen bestrichen wird, sondern auch aufgrund undurch-

lässigeren Gesteine die Feuchtigkeit in erhöhtem Maße an der Oberfläche hält; zwei Gesichtspunkte, die den, der klimatischen Auswirkungen seiner um 40 km südlicheren Lage bei weitem überkompensieren dürften. Diese lokalen Unterschiede sind nicht groß genug, alsdaß sich nicht nur leicht generalisierte Untergrenzenverläufe angeben ließen: Die Solifluktuationsuntergrenze verläuft zwischen 1900 und 2100 m NN und die Strukturbodenuntergrenze zwischen 2400 und 2600 m NN. Bei der Bestimmung dieser Untergrenzen wurden bei weitem nicht die tiefsten Vorkommen berücksichtigt. So treten beispielsweise Erdknospen bis auf 1850 m hinab auf und sind schon ab 1950 m in größerflächiger Verbreitung zu finden. Trotzdem wurde die Strukturbodengrenze zwischen 2400 und 2600 m angesetzt, weil erst in dieser Höhenlage eine Vergesellschaftung verschiedener Strukturbodentypen, und vor allem auch das Auftreten allgemeinsten Charakterformen wie Zellenböden und Steinpolygone in größerer Verbreitung beobachtet werden kann.

Im Zuge dieser Beobachtungen zur Frage der Formungs- und Formenintensität der Solifluktuations- und Strukturbodenphänomene konnte mit zunehmender Höhe nicht nur ein Anschwellen der Formungsintensität konstatiert werden, sondern ab einer bestimmten Höhenlage wieder eine Abnahme. So scheinen die optimal ausgebildeten Formen der Zone zwischen 2600 und 3400 m (im Kuh-i-Jupar 3100 m) anzugehören. In größerer Höhe nimmt lediglich die Ausprägung der terrassettenartigen Formen nicht ab, stellenweise nimmt sie sogar noch zu, ein Befund, der sich aus der Verstärkung der Vegetation, als einem konstituierenden Element dieser Formen gehemmter Solifluktion, hinreichend erklärt. Die sonst vorgefundene Abnahme der Formenintensität über einer Zone optimaler Ausbildung induziert den Gedanken an eine Solifluktuations- und Strukturbodenobergrenze!

Die rezente Schneegrenze verläuft in diesen Gebirgen nach meinen Beobachtungen (KUHLE, 1974, S. 482) bei 4500–4600 m NN (Niveau 365 dürfte 650–800 m höher liegen), ähnliche Werte sind der Isochionenkarte von HERMES (1964) zu entnehmen. Damit liegt die Solifluktuationsgrenze etwa 2500 m und die Strukturbodengrenze um 2000 m unter der Schneegrenze.

Literatur

- BOBEK, H., 1952 — Beiträge zur klima-ökologischen Gliederung Irans. *Erdkunde*, 6; S. 65–84.
- FREUND, R., 1972 — Vergleichende Betrachtung von Kleinformen der Solifluktion im Raum Mittelbünden (Schweiz), auf West-Spitzbergen und am Kilimandjaro. *Diss. Univ. Zürich*.
- FURRER, G., 1954 — Solifluktuationsformen im Schweizerischen Nationalpark. *Diss Univ. Zürich*.

- FURRER, G. & BACHMANN, F., 1968 — Die Situmetrie (Einregelungsmessung) als morphologische Untersuchungsmethode. *Geogr. Helvetica*, 1.
- FURRER, G. & FREUND, R., 1973 — Beobachtungen zum subnivalen Formenschatz am Kilimandjaro. *Ztschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl. Bd. 16; S. 180 — 203.
- GANJI, M. H., 1960 — Iranian Rainfall Data. *Arid Zone Research Centre Univ. Teheran*, 3.
- GRAF, K., 1973 — Vergleichende Betrachtungen zur Solifluktion in verschiedenen Breitenlagen. *Ztschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl. Bd. 16; S. 104 — 154.
- HASTENRATH, S., 1973 — Observations on the periglacial morphology of Mts. Kenya and Kilimandjaro, East Africa. *Ztschr. f. Geomorph.*, N. F., Suppl. Bd. 16; S. 161 — 179.
- HERMES, K., 1964 — 65 — Der Verlauf der Schneegrenze. *Geogr. Taschenb.*: 1964/65; S. 58 — 712 (Wiesbaden).
- HÖVERMANN, J., 1960 — Über Strukturböden im Elburs (Iran) und zur Frage des Verlaufs der Strukturbodengrenze. *Ztschr. f. Geomorph.*, N. F., 4.
- HUCKRIEDE, R., 1961 — Jung-Quartär und End-Mesolithikum in der Provinz Kerman (Iran). *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 12; S. 25 — 42.
- Iranian Meteorological Department. Ministry of Roads. Meteorological Yearbooks 1950 — 73.
- KAISER, K., 1963 — Die Ausdehnung der Vergletscherungen und „periglazialen“ Erscheinungen während der Kaltzeiten des quartären Eiszeitalters innerhalb der syrisch-libanesischen Gebirge und die Lage der klimatischen Schneegrenze zur Würmeiszeit im östlichen Mittelmeergebiet. *Rep. INQUA Congress Warsaw 1961*, vol. 4.
- KLAER, W. 1957 — Beobachtungen zur rezenten Schnee- und Strukturbodengrenze im Hochlibanon. *Ztschr. f. Geomorph.*, N. F., 1.
- KLAER, W. 1962a — Die periglaziale Höhenstufe in den Gebirgen Vorderasiens. *Ztschr. f. Geomorph.*, N. F., 6.
- KLAER, W. 1962b — Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. *Heidelberger Geogr. Arbeiten*, 11.
- KUHLE, M., 1974 — Vorläufige Ausführungen morphologischer Feldarbeitsergebnisse aus dem S/E-Iranischen Hochgebirge am Beispiel des Kuh-i-Jupar. *Ztschr. f. Geomorph.* N. F., 18; S. 472 — 483.
- MESSERLI, B., 1967 — Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. *Geogr. Helvetica*, 3; S. 105 — 228.
- RATHJENS, C., 1965 — Ein Beitrag zur Frage der Solifluktionsgrenze in den Gebirgen Vorderasiens. *Ztschr. f. Geomorph.*, N. F., 9; S. 35 — 49.
- TROLL, C., 1947 — Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. *Erdkunde*, 1; S. 163 — 175.