

Deutscher Arbeitskreis für Geomorphologie



Iolekaa-Tal
Oahu
Hawaii

3. Symposium
Karlsruhe, 4.-8. Oktober 1976

Rahmenthema: Hangentwicklung

Zusammenfassungen der Referate

INHALTSVERZEICHNIS

WIRTHMANN, A.:	Einführung in das Rahmenthema: Hangentwicklung	1
BREMER, H.:	Hangformung in den feuchten Tropen in Relation zur Flächenbildung	2
FRÄNZLE, O.:	Hangentwicklung in den Tropen unter dem Einfluß der Eisen- u. Aluminium- dynamik	4
SCHMIDT-LORENZ, R.:	Zur Rotfärbung von Tropenböden ..	5
JANKE, B.:	Die morphodynamische Wirksamkeit von Flächenspülprozessen bei unter- schiedlichem Vegetationsbestand auf Lateritplateaus im semi-ariden West- afrika	7
SPÄTH, H.:	Rezente Verwitterung und Abtragung an Schicht- und Rumpfstufen in West- australien	8
KLUG, H.:	Vergleichende Studien der Tal- und Hangentwicklung auf den Kanarischen und Kapverdischen Inseln	10
EICHLER, H.:	Hangrückverlegung und Pedimentation im Maktesch Hagadol (Israel) - ein Beitrag zur rezenten Morphodynamik arider Gebiete sowie zur Land- schaftsgenese des zentralen Negev	11
GRUNERT, J.:	Jungpleistozäne Tal- und Hangent- wicklung im Shir-Kuh-Massiv, Zen- tral-Iran	12
KUHLE, M.:	Zur Quartärmorphologie SE-irani- scher Hochgebirge am Beispiel des Kuh-i-Jupar	13
STÄBLEIN, G.:	Rezente Morphodynamik und Vorzeit- reliefinfluenz der Hang- u. Tal- entwicklung in Westgrönland	15
NAGEL, G.:	Vergleichende Beobachtungen zur pe- riglazialen Hangformung in West- Spitzbergen u. in der Kanadischen Arktis	16
LOUIS, H.:	Modellvorstellungen zur Entwicklung gleichlaufender Abtragungsböschun- gen	17
MNICH, J.:	Über den Einfluß von Vorzeitformen auf die Hangentwicklung im Mars- berger Gebiet	19

FISCHER, H.: Tal- und Hangentwicklung in pleistozänen Schotterterrassen (Enns-Ybbs-Platte)..... 21

BÜDEL, J.: Hanggeschichte und Hangalter in verschiedenen klimamorphologischen Zonen 25

ELLENBERG, L.: Die Solifluktionsgrenze in Japan u. anderen Gebirgen der gemäßigten humiden Klimate 27

VOIGT, P.J.: Wasserbewegung in Laubstreu und ihre Auswirkungen auf die Hangstabilität 28

WENZENS, G.: Flächentypen der Iberischen Halbinsel 29

ABELE, G.: Vulkanisch bedingte Schlammströme in Chile zwischen Santiago u. Puerto Montt 31

SEMMELE, A.: Auswirkungen quartärer Tektonik auf die Hangentwicklung in Randgebieten des nördlichen Oberrheingrabens ... 33

BIBUS, E.: Das Quartär in der Wetterau unter besonderer Berücksichtigung des Alt- und Mittelpleistozäns 34

BECK, N.: Alter und Entwicklung des südost-rhein Hessischen Riedellandes 35

FEZER, F.: Oberrhein und Randfluß, klimagesteuertes Wechselspiel? 37

MERCIER, J.L. u. VOGT, H.: Hangentwicklung und Hangstabilität in gemäßigt-ozeanischem Klima 39

PAUL, W.: Abbau-Mechanismus der Schichtstufe des Oberen Muschelkalkes am SE-Schwarzwald 39

VORNDRAN, G.: Der Hangabtrag und Probleme seiner Bilanzierung am Beispiel eines alpinen Einzugsgebiets 41

KELCH, G., DREXLER, O. u. ZECH, W.: Beschleunigter Hangabtrag im Kampenwandgebiet 43

BARSCHE, D.: Art und Bedeutung der langsamen Massenbewegungen durch Blockgletscher in alpinen Permafrostregionen 44

Wirthmann, A. (Karlsruhe):

Einführung in das Rahmenthema: Hangentwicklung

Denudative und erosive Hangentwicklung werden einander gegenübergestellt; ihre Formen, Bildungsbedingungen und Abtragungsraten werden analysiert.

Die erosive Hangentwicklung kommt durch linienhaften Abfluß in vielen parallelen kurzepisodischen Gerinnen erster Ordnung auf dem Hang zustande. Die Zurückverlegung des Hanges im Maß der Eintiefung der Gerinnebetten geschieht infolge der Abflußkonzentration und der daraus resultierenden geometrischen Zunahme des Erosions- und Transportvermögens um ein Vielfaches schneller als beim denudativ gestalteten Hang. Bei dichtem Zertalungsnetz (Gerinne zweiter und höherer Ordnung) werden die Zwischentalscheiden bald erniedrigt, zu Inselbergketten aufgelöst und weitgehend aufgezehrt.

Erosive Hangentwicklung setzt sehr hohe Abflußspenden pro Zeiteinheit, transportables bzw. durch Verwitterung rasch und kontinuierlich transportabel gemachtes Substrat sowie eine gewisse Höhe und Steilheit des Ausgangshanges voraus. Rasche Massenbewegungen sind häufig an der Steilhaltung des erosiv gestalteten Hanges beteiligt. Da die Voraussetzungen generell in den jungen Gebirgsgürteln, an den kontinentalen Randschwellen und auf den Inseln der immerfeuchten und monsonalen Tropen am häufigsten erfüllt sind, kann hier die erosive Hangentwicklung als die wichtigste morphologische Prozeßkombination bei der Einrumpfung solcher Gebirge gelten. Auch tropische Waldvegetation behindert die erosive Hangentwicklung nicht.

Der Einfluß von Schwankungen des hygrischen Klimas wird abschließend erörtert.

Bremer, Hanna (Köln):

Hangformung in den feuchten Tropen in Relation zur Flächenbildung

Generell besteht in den feuchten Tropen eine Tendenz zur Bildung von Flächen (unter 2° Neigung) und steilen Hängen mit einem Gefälle über 15° oft sogar über $20-30^\circ$. Die in den Ektropen so häufigen Hänge mit $2-15^\circ$ Neigung sind dagegen selten. Das wurde in früheren Arbeiten dargelegt und durch die divergierende Verwitterung und Abtragung erklärt.

Charakteristisch für die Hänge in den feuchten Tropen ist die große Vielfalt der Formen mit konvexen, konkaven und geraden Hangabschnitten und häufig auftretenden Verflachungen. Als Ursache wird die unterschiedliche Durchfeuchtung angesehen, die Verwitterung und Abtragung steuert. Die Durchfeuchtung variiert lokal sehr stark nach Struktur und morphologischer Lage. Es erscheint aber möglich, einige Hangtypen auszuscheiden, deren Erklärung im Zusammenhang mit den Prozessen der Flächenbildung, bzw. der generellen Reliefgenese gesehen wird. Dabei werden vier Eigenschaften der Hänge unterschieden: Gefälle, Grundriß, Form und morphologische Lage.

Der gerade Hang zwischen zwei Flächen in unterschiedlicher Höhenlage zeigt, ob sich die jüngere Fläche noch in der Ausdehnung befindet. Dabei erfolgt eine zunehmende Versteilung des Hanges, im Endstadium kann ein konvexer Unterhang entstehen, in Ausnahmefällen eine Hohlkehle. Der Grundriß ist stark gelappt, bei entsprechenden strukturellen Voraussetzungen auch stärker gestreckt. Der zweigeteilte Hang mit dem oberen steilen, oft konvexen Teil und der unteren flacheren Rampe kann auf eine Tieferlegung der jüngeren Fläche deuten. Der getreppte Hang oder die Flächentreppe mit relativ kleinen Verbnungen muß nicht mit phasenhafter Hebung erklärt werden,

sondern kann in entsprechender morphologischer Lage (Flächenbucht, intramontane Ebene, Sporn) durch die divergierende Verwitterung und Abtragung verstanden werden. Der langgezogene Streckhang zeigt eine Weiterbildung und Überprägung der Flächen an. Hier können auch konkave Formen auftreten. Streckhänge scheinen vor allem im trockneren Teil der Flächenbildungszone vorzukommen. Im feuchteren Teil entstehen eher konvexe Hänge am Rand der jüngeren Fläche. Ältere Flächen können durch Mulden mit konvex-konkaven Hängen zerstört werden.

Als der wesentlichste Faktor der Hangformung in den Tropen wird die Durchfeuchtung angesehen, während in den Ektropen das Gefälle entscheidender ist. Es erklärt sich durch die unterschiedliche Textur der Verwitterungsböden. Bei tonig-lehmigem Material der Tropen sind Reibung, Kohäsion in ihrem Einfluß auf morphologische Prozesse wichtiger als die Schwerkraft.

Fränzele, O. (Kiel):

Hangentwicklung in den Tropen unter dem Einfluß der Eisen- und Aluminiumdynamik

Ausgehend von einem als Matrix formulierten, aus 25 Komponenten aufgebauten Abflußmodell lassen sich unter Berücksichtigung der regional differenzierten Randbedingungen Vorflutssysteme hinsichtlich ihrer morphodynamischen Aktivität schärfer fassen. Diese ist positiv und negativ gekoppelt mit Hangprozessen, die ihrerseits in den Tropen wesentlich von der Mobilisation, dem Transport und der Abscheidung von Eisen- und Aluminiumverbindungen gesteuert werden.

Da in den letzten Jahrzehnten bedeutende Fortschritte in der geochemischen Analyse dieser Partialsysteme gemacht wurden, erscheint es sinnvoll, ihre Rolle für die Hangentwicklung genauer darzustellen. Zunächst werden daher die Stabilitätsbereiche der in natürlichen wässrigen Systemen auftretenden Eisen(hydroxid)ionen in Bezug auf die jeweilige feste Phase in Abhängigkeit von Eh, pH, Konzentration des Eisens und CO_2 - Partialdruck behandelt; denn diese Größen steuern zusammen mit den jeweiligen Lösungsgleichgewichten die Abscheidung von Eisenverbindungen aus den Verwitterungslösungen. Ferner ist der Einfluß organischer Verbindungen im Rahmen der Komplex- und Chelatbildung von hoher Bedeutung.

Ausgehend von Untersuchungen in Afrika und Südamerika werden im zweiten Teil des Vortrages die Hang- bzw. Glacis-Entwicklung unter spezieller Berücksichtigung der genannten geochemischen Partialsysteme erörtert.

Schmidt-Lorenz, R. (Hamburg):

Zur Rotfärbung von Tropenböden

1. Rotfärbung ferrallitischer Böden kann unter subhumidem Tropenklima verursacht sein durch Vermischung von Material aus gelbbraunem Solum mit Material des jeweils anstehenden, mäßig lateritisierten, also noch unverhärteten Gesteinsersatzes.
2. Diese Rotfärbung resultiert aus der Inkorporierung feinstverteilten "lateritischen" Hämatits (SCHMIDT-LORENZ, 1974) in die gelbbraune Matrix des Solums. Kolloidilluvation in den Unterboden und in die oberste Zone des Gesteinsersatzes hinein, wahrscheinlich auch Bio- und Hydroturbation sind die Ursache für die Materialvermischung, überdies vermutlich hangbedingte langsame Substratbewegung.
3. Eindeutige Aspekte dieses pedomorphogenetischen Prozesses der Rotfärbung werden an Hand mikromorphologischer Merkmale aufgezeigt und zwar am Beispiel von typischen "Forest Ochrosols" unter "Moist semi-Deciduous Forest" (KUMASI-Series / Granit; BEKWAI-Series / Phyllit) aus Südwest-Ghana, wo diese Böden in charakteristischer Weise obere Mittelhänge einnehmen. Ferner wird versucht, Gesteinsersatz und Böden in die Reliefgeschichte zu projizieren.
4. Teilresultate anderer Autoren (von Puerto Rico / FLACH e.a., 1968; aus Côte -d'Ivoire / VERHEYE e.a., 1974, 1975) stützen die Annahme, daß diesem Prozeß der Rotfärbung überregionale Bedeutung zukommt. So wird folgende Hypothese aufgestellt: das durch Hämatit bedingte Rotpigment der recht tiefgründig rotgefärbten 'Terre de Barre' (Continental Terminal), die u.a. den Süden Togos und

Bahomeys einnimmt, stammt aus aufgearbeitetem lateritisierendem Tiefengesteinszersatz des Nordens.

5. Dieser hier vorgestellte Prozeß der Rotfärbung von Tropenböden ist streng zu unterscheiden von der sog. Rubefizierung i.S. partieller Transformation von Fe-Oxiden innerhalb des Solums in situ, die in Tropen- und Subtropenböden variabler Zusammensetzung - wie allgemein angenommen wird - vor allem bei günstiger innerer und äußerer Dränage sowie ausgeprägt wechselfeuchtem Pedoklima vor sich geht und im Solum von oben nach unten fortschreitet (s.a. Rotböden der Kuppen- und Oberhanglagen in MILNEs Catena- Grundtypus)

Literatur:

FLACH, K.W., CADY, J.G. and NETTLETON, W.D.: Pedogenic alteration of highly weathered parent materials. Trans. 9th Inter.Congr.Soil Sci., IV, 343-351 (1968); VERHEYE, W. (I) / VERHEYE, W. and STOOPS, G. (II): Nature and evolution of soils developed on the granite complex in the subhumid tropics (Ivory Coast). I. Morphology and classification; II. Micromorphology and mineralogy. *Pedologie/Ghent* 24, 266-282 (1974); 25, 40-55 (1975); SCHMIDT- LORENZ, R.: Lateritisierung - ein Sonderfall der Ferrallitisierung. *Mitt.Dtsch.Bdtkd.Ges.* 20, 68-79 (1974); SCHMIDT-LORENZ, R.: Evidence from South-Indian laterites (BUCHANAN 1807)-corroborated by phenomena observed in Africa, South-America and in Europe too - substantiates the conclusion that lateritization alias plinthitization is a specific soil forming process. *Proc.ISSS Meeting Ghana/Nov.1975* (in press).

Janke, B. (Hannover):

Die morphodynamische Wirksamkeit von Flächenspülprozessen bei unterschiedlichem Vegetationsbestand auf Lateritplateaus im semi-ariden Westafrika

Auf nahezu allen ebenen bis schwach geneigten ($< 1^\circ$) Lateritplateaus mit geringmächtiger Bodenauflage kann in West-Niger bei 300-700 mm Jahresniederschlag eine regelmäßige Anordnung von häufig vegetationsbestandenen Sedimentstreifen und vegetationsfreien Spülflächen beobachtet werden.

Es wird untersucht, unter welchen Bedingungen Flächenspülung auf den Plateaus auftritt, wie sie bei unterschiedlichem Vegetationsbestand abläuft und welcher Kleinformenschatz durch sie entsteht.

Unter den gegebenen Voraussetzungen der flachlagernden, wasserstauenden Lateritkrusten auf den Plateaus mit geringmächtiger Bodenauflage einerseits und der für tropische Starkregen typischen, mit hoher Intensität fallenden und abfließenden Niederschläge andererseits, entsteht bei fehlendem wie auch bei leichtem Vegetationsbestand durch den Vorgang der Flächenspülung ein für die Plateaus typisches Kleinrelief. Es setzt sich aus wiederholt aufeinanderfolgenden, durch Boden- bzw. Sedimentabtrag gekennzeichneten Spülflächen (Erosionsbereiche) und isohypsenparallel verlaufenden Akkumulationsstreifen zusammen, an denen Abfluß und Materialtransport im allgemeinen zum Erliegen kommen. Dadurch wird eine starke Konzentration des abfließenden Wassers auf nur eine Entwässerungsrinne und damit Linearerosion unterbunden. Die Spülprozesse wirken hier im Sinne der Flächenerhaltung.

Zwar laufen Spülprozesse auch auf tiefergelegenen Fußflächen ab, doch findet hier bei anderen Hangneigungen und Substratmächtigkeiten und bedingt durch das Fehlen

der als Wasserstauer fungierenden Lateritkruste keine Differenzierung in ausschließliche Erosions- bzw. beständige Akkumulationsbereiche statt.

Sedimentbarrieren und an sie angelehnte Vegetationsstreifen treten hier nicht auf. Ihre Entstehung ist vielmehr an die speziellen Relief-, Substrat- und Abflußbedingungen auf den Plateaus gebunden.

Späth, H. (Köln):

Rezente Verwitterung und Abtragung an Schicht- und Rumpfstufen in Westaustralien

Von den viermonatigen Feldforschungen zur Stufenmorphologie in Westaustralien soll hier nur die rezente Stufenformung in einer Übersicht behandelt werden. Drei Arbeitsgebiete mit unterschiedlichem Klima wurden ausgewählt:

1. Im N Westaustraliens wurden in den randlichen Kimberleys (500 mm Sommerregen) Stufen in verschiedenen Gesteinen untersucht. Allen Stufen gemeinsam ist der scharfe Fuß, an den die Vorlandflächen mit weniger als 3° heranreichen. Je nach Gesteinsaufbau der Stufen sind Verwitterung und Abtragung heute recht verschieden. Die geringsten Aktivitäten findet man auf entblößten Quarzitstufen. Insolation verursacht geringe Blockzersplitterung, in den Schuttdecken wird Feinmaterial ausgewaschen. Bei flacheren Granitstufen mit Bodenbedeckung hält chemische Verwitterung an, an vielen steilen Granitstufen ist die fossile Form aus feuchte-

ren Vorzeiten noch erkennbar und nur durch Abgrusung, Desquamation und geringe Tafonierung überprägt worden. Kalkstufen sind sehr steil und zeigen wie die mit scharfem Knick absetzenden Sockelflächen aktive Korrosion. In Dickbankigen Sandsteinen herrschen Traufstufen mit Wandbildung vor. In den Sandsteinen dominieren reiche Tafonierung und Abbrüche, in den weniger resistenten Liegendschichten Kerben und Schwemmschutt-Denudation. Außerordentlich starke Abtragung zeigen bis zu 40 m hohe Stufen, die von mächtigen bzw. weichen Gesteinen aufgebaut ist. Dort ist die Abtragungsleistung sehr hoch, so daß es zu vielen breakaways kommt.

2. Die Stufen der nördlichen Pilbara (250-300 mm Jahresniederschlag, der allerdings sehr unzuverlässig fällt) zeigen nicht den scharfen Stufenfuß wie in den feuchteren Kimberleys. Typisch sind vielmehr flache, konkav ins Vorland ausgezogene Unterhänge mit Schuttbedeckung und Kerbtälchen. Die Tafonierung an den Stufen ist in der Pilbara stark reduziert, die physikalische Verwitterung stärker als in den Kimberleys bzw. im subtropischen SW. Die Grobarchitektur der großen Stufen ist weitgehend fossil, wie Alt-laterite (Hamersley Range) und fossile Dünen (Ranges am Rande der Sandwüste) auf den Stufenhängen beweisen. An den heterolithischen Stufen sind Gesimse sehr deutlich herauspräpariert. Sowohl in den Kimberleys als auch in der Pilbara darf in Gebieten mit extensivem Ranching Buschfeuer-Exfoliation nicht unterschätzt werden.
3. Im N des SW-australischen subtropischen Winterregengebietes (400 mm Jahresniederschlag) wurden sowohl mesozoische Sedimentite als auch

präkambrisches Kristallin im Tertiär von einer intensiven tropischen Verwitterung bis in große Tiefe zersetzt. Dadurch spielen heute petrographische Unterschiede praktisch keine Rolle, so daß alle Stufen annähernd gleiche Profile zeigen: Dachfläche mit Altlateritkrusten - Trauf - gestreckt bis konkaver Stufenhang - meist scharf ansetzender Fußflächensaum. An den Stufenhängen dominieren Kerben und Steilgullies sowie Massenverlagerungen mit Spornpräferenz, auf den Fußflächen gully-erosion und Boden-Denudation. Obwohl das Gebiet erst vor 100 Jahren besiedelt worden ist, hat die quasinatürliche Oberflächenformung bereits ein besorgniserregendes Ausmaß angenommen.

Beim Vergleich der drei Arbeitsfelder zeigt das rezente Verwitterungs- und Abtragungsgefüge an den Stufen deutlich klimatische Abhängigkeit, wobei allerdings der Einfluß der Petrovarianz beachtet werden muß.

Klug, H. (Regensburg):

Vergleichende Studien zur Tal- und Hangentwicklung auf den Kanarischen und Kapverdischen Inseln

Einige besonders charakteristische Tal- und Hangformen der zwei Archipele werden nach Art, Alter und Genese einer vergleichenden Analyse unterzogen. Auf beiden Inselgruppen gehen die ältesten Täler auf das jüngere Tertiär zurück, wobei sie unter sehr ähnlichen, randtropischen humiden Klimabedingungen als Kessel- bzw. Kehltäler ausgeformt wurden. Die Morphodynamik wechselte im Laufe des Quartärs mit dem Klima von den für feuchteren Regionen typischen Formbildungsvorgängen zu denjenigen trockener Gebiete. Die auf den Kana-

rischen und verschiedenen Kapverdischen Inseln als Vorzeitformen erhaltenen und Alterungsprozessen unterliegenden Kessel- bzw. Kehltäler werden nur noch auf der tropisch feuchten Nordabdachung von Sto. Antao weitergebildet. Gemäß den heute vorherrschenden semiariden Klimabedingungen überwiegt gegenwärtig auf beiden Inselgruppen die Kerbzerschneidung, die in ihren Anfängen weit in das Quartär zurückreicht.

Eichler, H. (Heidelberg):

~~Hang~~^{Wand}rückverlegung und Pedimentation im Maktesch Hagadol (Israel) - ein Beitrag zur rezenten Morphodynamik arider Gebiete sowie zur Landschaftsgenese des zentralen Negev

Auf physiognomisch anscheinend sehr alten Pedimenten (äußerst intensive Verwitterungserscheinungen) wird im zentralen Negev der Nachweis für sehr kräftige und schnelle rezente Verwitterungsprozesse des ariden Formenkreises erbracht. Diese rezenten - durch Mitwirkung von Salz noch verstärkten Verwitterungsprozesse sind so intensiv, daß junge Hangsturmassen und frische Wandabbrüche in relativ kurzer Zeit durch die Fülle des rezenten Kleinformenschatzes der ariden Verwitterung als rezente Bildungen nicht mehr ohne weiteres erkennbar sind. Morphometrische Detailaufnahmen im Gelände sowie statistische Auswertungen haben ergeben, daß als Motor der Wandrückverlegung und der Pedimentation die hier sehr intensive Tafonibildung mit häufigem Nachbruch der Tafonidecken oder Baldachine anzusehen ist - ein bisher für die Landschaftsgenese des zentralen Negev überhaupt nicht in Betracht gezogener Hangentwicklungsprozeß, der die Annahme kompli-

zierter Denkmodelle zur Erklärung dieser physiognomisch anscheinend toten Landschaft überflüssig macht.

Grunert, J. (Würzburg):

Jungpleistozäne Tal- und Hangentwicklung im Shir-Kuh-Massiv, Zentral-Iran

Im gesamten Gebirgsmassiv konnten unabhängig von Gestein und Höhenlage drei verschiedene Flußterrassen nachgewiesen werden, die rein beschreibend als "hohe", "obere" und "untere" Terrasse bezeichnet werden.

Die "hohe" Terrasse ist meist nicht mehr als morphologischer Terrassenkörper, sondern nur noch in konglomeratischen Resten an der Basis der "oberen" Terrasse vorhanden. Ein Hanganschluß ist schwer nachzuweisen.

Die "obere" Terrasse dagegen ist in allen Tälern als mächtiger Terrassenkörper von 15-20 m Höhe durchgehend vorhanden und stellt die Hauptterrasse dar. Sie besteht aus wechsellagernden Grobsand-, Kies- und vereinzelt Schotterebenen und ist stark verfestigt. Es besteht eine enge Verzahnung mit entsprechend mächtigen Hangschuttdecken der Talhänge sowie mit einer jüngeren Moränengeneration in den zwischen 2500 und 2900 m hoch gelegenen Talschlüssen.

Die "untere" Terrasse ist ebenfalls in allen Tälern durchgehend erhalten, erreicht aber nur eine Sprunghöhe von 5-7 m und ist kaum verfestigt. Ihr besonderes Kennzeichen ist eine oberflächliche Blockstreuung, die besonders am Gebirgsaustritt der Flüsse weite Flächen einnimmt. Eine allerdings geringe Verzahnung mit Hangschuttdecken ist auch hier nachweisbar.

Für alle drei Terrassen wird ein spät- bis postglaziales Alter angenommen. Ihre Aufschüttung erfolgte in Phasen verstärkter Schuttproduktion an den Steilhängen, die zugleich auch Phasen nennenswerter Vergletscherung des Gebirges darstellen. Das Gebirge ist gegenwärtig unvergletschert, abgesehen von einigen Firnflecken in orographisch günstiger Lage.

Von besonderem Interesse sind außerdem die heutige fluviale Dynamik und die heutigen Hangprozesse, die abschließend diskutiert werden sollen.

Kuhle, M. (Göttingen):

Zur Quartärmorphologie SE-iranischer Hochgebirge am Beispiel des Kuh-i-Jupar

Der Kuh-i-Jupar liegt im Zentrum der kermaner Hochgebirge bei 57° E, zwischen dem 29sten und 30sten Breitengrad. Sein 25 km langer von NW nach SE streichender Zentralkamm kulminiert in 4135 m NN.

Es ließen sich vier Altflächenniveaus und eine Fußfläche differenzieren. Die detaillierte morphologische Analyse während zweier Feldarbeitsperioden von zusammen neunmonatiger Dauer (1973/74) führte zum Ergebnis zweier ausgedehnter vorzeitlicher Gebirgsvergletscherungen. Zur Zeit der älteren Vereisung reichte der Eisrand der N-Abdachung bis auf 1900 m herab, der der S-Abdachung bis auf 2450 m. Die Moränen der jüngeren Vereisung belegen einen Eisrand in 2160 m in N- und 2570 m in S-Auslage. Zu jeder Vereisung gehören mehrere gestaffelte Stadialmoränenwälle. Bei der älteren Vereisung handelte es sich um eine Vorlandvergletscherung einer gebirgsfußparallelen Ausdehnung von 23-25 km am N-Fuß und von 8 km am S-Fuß des von benachbarten

Massiven isolierten Gebirges. Zur Zeit der jüngeren Vereisung erreichten die Gletscherzungen ebenfalls das Vorland, konnten sich allerdings nicht mehr zu zusammenhängenden Vorlandloben vereinigen.

Die Vergletscherung des Gebirginnern war im Bereich der N-Abdachung eine Tal-, im Bereich der S-Abdachung eine Hangvergletscherung. Eismächtigkeiten von bis zu 550 m führten zu Transfluenzen die auf einen typologischen Übergang zum Eisstromnetz für den Bereich jener Talvergletscherung hinweisen. Zur Zeit der jüngeren Vereisung fehlten die Transfluenzen weitgehend. Die Talgletscher gehörten während der älteren Kaltzeit dem Firnstromtyp, zur jüngeren dann teilweise auch dem Firnkesseltyp an. Die regionale Schneegrenze verlief zur Zeit der älteren Vereisung bei 2960 m und zur Zeit der jüngeren um 3060 m NN. Das entspricht Schneegrenzdepressionen von 1600 und 1500 m.

Von den Jungmoränen im Vorland an ist der Eisrückgang bis herauf in die Hochregion durch Rückzugsmoränen dokumentiert. Perennierende Firnflecken über 3300 m setzen diese Kontinuität bis in die Gegenwart fort. Die rezente nivale Formung läßt sich zu formungswirksamer Zeit bis auf die Fußflächen bei 2000 m herab nachweisen.

Die aktuelle Solifluktuationsuntergrenze verläuft bei 1900-2100 m, die Strukturbodenuntergrenze zwischen 2400 und 2600 m. Mit diesen wider erwarten tiefen Untergrenzen in diesem Bereich harmoniert die Auffassung eines Absinkens dieser Höhengrenzen zu den subtropischen und kontinentalen Trockengebieten hin. Als ein weiteres Ergebnis wird die Abnahme der Formenintensität der Strukturböden mit zunehmender Höhe über einem Bereich optimaler Ausprägung hinaus verstanden, es suggeriert eine Strukturbodenobergrenze.

STÄBLEIN, G. (Berlin):

Rezente Morphodynamik und Vorzeitrelieffluenz der Hang- und Talentwicklung in Westgrönland

Ausgehend von Beobachtungen des Formenschatzes und von Meßreihen, speziell des Permafrostes, im periglazialen Milieu Westgrönlands wird versucht, Ausmaß, Wertigkeit und Wirkungszeiten der unterschiedlichen rezenten morphodynamischen Prozesse für dieses Polargebiet darzustellen. Dabei zeigt sich, daß Bodenfrost und sommerliche Auftauschicht in erster Linie die zonal steuernden Ursachen der Abtragung darstellen, neben den azonalen wie Reliefneigung und Basisdistanz. Abfluß und Materialeigenschaften der Oberfläche sind bereits mittelbar durch zonale Effekte der klimatischen Charakteristik beeinflusst.

Trotz im Vergleich zu den Mittelbreiten kräftiger Morphodynamik sind deren Prozeßfelder und das geomorphologische Erscheinungsbild bestimmt durch die Vorzeitrelieffluenz. Hang- und Talentwicklung sind im wesentlichen durch die Reliefneigungsverhältnisse der glazialen Trogtalformen (obere Schliffgrenze bis 700 m ü.NN) und durch die glazial-isostatischen bzw. glazial-eustatischen Schwankungen der Erosionsbasis (obere marine Grenze bis 110 m ü.NN) beeinflusst.

Die arktische, periglaziale Küstenregion des mittleren Westgrönland läßt sich trotz nur subhumiden klimatischen Bedingungen (200-400 mm Jahresniederschlag) als fluvialer Abtragungsbereich ansprechen. Die linearen, fluvialen Aktivitäten und die darauf bezogenen flächenhaften hanggestaltenden Prozesse werden durch das Auftreten des Frostes gesteuert. Durch Schneeschmelze und frostbedingte Abflußreduktion haben die Bäche und Flüsse eine torrentielle Wasserführung. Die große Zahl der Frostwechsel der Lufttemperatur und der Bodentemperaturen (200-300 Tage mit Frost im Jahr) bewirkt intensive Frostverwitterung, sowohl in der Form einer subaerischen,

*Westgrönland Periglacialbereich seit 8 - 10000 Jahren
50 - 80 Frostwechseltag*

phanerogenen Kryoklastik als auch in der Form einer subkutanen, kryptogenen Kryoklastik. Die Hänge sind die Felder größter morphologischer Aktivität. Hier ist die Umgestaltung des glazialen Vorzeitreliefs bereits am weitesten fortgeschritten. Die Talbildung hat demgegenüber in den 10000 Jahren seit der Deglaziation, abgesehen von lokaler Klambildung und rückschreitender Erosion im Bereich der glazialen Talstufen und der gehobenen Strandterrassen, nicht vermocht, an die rezenten Bedingungen angepasste Klimaformen zu schaffen.

Die aus anderen arktischen Periglazialgebieten beschriebene Charakteristik als "exzessive Talbildungszone" erscheint nicht für den Bereich von Westgrönland zutreffend zu sein. Aus Sedimentationen in Gerinnen kann man auf eine aktuell verlangsamte Erosion in Westgrönland schließen. Entsprechend der beobachtbaren klimazonalen Morphodynamik kann man für Westgrönland besser von einer "intensiven Frosthangbildungszone mit retardierter saisonaler Talbildung" sprechen.

NAGEL, G. (Frankfurt/Main):

Vergleichende Beobachtungen zur periglazialen Hangformung in West-Spitzbergen und in der Kanadischen Arktis

Im Sommer 1973 führten E. BIBUS, G. NAGEL und A. SEMMEL in West-Spitzbergen Untersuchungen zur periglazialen Reliefformung, insbesondere zur Tal- und Hangentwicklung, durch. Die gleiche Fragestellung stand im Mittelpunkt meiner Forschungsreise im Sommer 1975 nach Axel Heiberg Island, Nordwest-Territorium Kanada.

Unsere Untersuchungen konzentrierten sich auf die mittelsteilen Hänge mit Hangneigungen unter 25° , die auch im ehemaligen Periglazialbereich Mitteleuropas weit verbreitet sind. Aufgrund der Feldkartierung und der Untersuchung des oberflächennahen Untergrundes kommen wir zu der Feststellung, daß auf diesen Hängen die Abspülung gegenüber der solifluidalen Verlagerung im Hinblick auf die Hangformung überwiegt. In den mittleren und höheren Hang-

bereichen ist oft das Anstehende oder die Zone des Hakenschlagens in dem 45 - 65 cm mächtigen sommerlichen Auftauboden zu beobachten. Die intensivste Abtragung vollzieht sich im Bereich der auch heute noch aktiven Hangrutschen. Dagegen sind auf den übrigen Hangteilen nur wenige Anzeichen für eine aktive Hangabtragung festzustellen. Im Unterhangbereich erreichten wir mit unseren bis zu 1,50 m tiefen Grabungen an keiner Stelle das anstehende Gestein. Hier besteht auch der obere Teil des Dauerfrostbodens aus umgelagertem Material, was auf vorherrschende Akkumulation schließen läßt.

In Axel Heiberg haben die postglazialen Formungsvorgänge das glazig geprägte Relief nur wenig umgestaltet. Anstehendes Gestein und die Zone des Hakenschlagens konnten nur an den steilen Flanken der Kerbtäler oder im Bereich der Hangrutschen, die im Verhältnis zu Spitzbergen weniger verbreitet sind, beobachtet werden.

Die vergleichsweise geringe Leistung der Abspülvorgänge ist in Axel Heiberg im wesentlichen auf die geringeren Winterniederschläge und den dementsprechend kleineren Oberflächenabfluß während der Schneeschmelze und das fast völlige Fehlen der perennierenden Schneeflecken zurückzuführen.

LOUIS, H. (München):

Modellvorstellungen zur Entwicklung gleichlaufender Abtragungsböschungen

Mit gleichlaufenden Abtragungsböschungen werden der Abtragung ausgesetzte Flächengefüge bezeichnet, die einseitig geneigt sind, dabei aber beliebig steil oder flach, auch örtlich wechselnd steil sein können. Es wird diskutiert, an welchen Merkmalen erkannt werden kann, ob gleichlaufende Abtragungsböschungen in stationärer, in erlahmender oder in sich steigernder

Entwicklung der Abtragung stehen. Hierbei ergeben sich Unterschiede vor allem danach, ob Sturzdenudation, ob langsame Versatzdenudation oder ob Flächenspülung bei der Abtragung vorherrschen. Von Bedeutung sind vor allem die klimatisch bedingten Unterschiede der Böschungsabtragung. Aufschlußreich für den Entwicklungsgang sind in erster Linie diejenigen Erscheinungen, die bei reibungsreicher (gehemmter) Böschungsabtragung, nämlich bei langsamer Versatzdenudation und bei Flächenspülung auftreten. Denn sie erzeugen bei stationärer Entwicklung notwendigerweise eine ungefähr gleichmäßig dünne Decke von bewegtem Abtragungsmaterial über der Abtragungsböschung. Deutliche Abweichungen davon geben Hinweise auf nicht-stationäre Entwicklung.

Es ergibt sich, daß bei vorherrschend langsamer Versatzdenudation unter stationärer Entwicklung sanft konvexe Böschungsprofile zu erwarten sind. Bei vorherrschender Flächenspülung überwiegen dagegen unter stationärer Entwicklung konkave Böschungsprofile.

Außer sanften Böschungsänderungen sind auf gleichlaufenden Abtragungsböschungen auch markante Gefällsbrüche, Singulärstellen häufig. Es wird gezeigt, welche Merkmale bei solchen Singulärstellen als Anzeichen für erfolgte Änderungen des Entwicklungsgangs, oder aber für stationäre Verhältnisse gedeutet werden können.

Steilböschungen, die am oberen Ende von flacheren Böschungen emporragen, können, sofern nicht Gesteinsunterschiede ausschlaggebend sind, durch reine Böschungsabtragung nur in Gebieten mit vorherrschender Flächenspülung neu entstehen. Wo derart aufragende Steilböschungen in Gebieten mit vorherrschend anderer Böschungsabtragung auftreten, da sind sie durch andere Vorgänge geschaffen worden.

MNICH, J. (Kiel):

Über den Einfluß von Vorzeitformen auf die Hangentwicklung im Marsberger Gebiet

Das Marsberger Gebiet umfaßt den NE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges (Devon und Karbon), den S-Rand der Westfälischen Kreide (Paderborner Hochfläche; Cenoman) und Ausläufer des Nordhessischen Waldecker Tafellandes (Zechstein, Grenzsannde und Buntsandstein).

Die Ausführungen haben zum Ziel, die regionale Bedeutung der 1. Altreliefinfluenz, 2. der pleistozän-periglazialen Abtragung sowie 3. der gebietsweisen Verkopplung zwischen 1 und 2 für die Hanggestaltung bei Marsberg zu diskutieren.

Aus den besonderen geologischen Randbedingungen hergeleitete Basishypothesen werden mittels geomorphologischer Detailkartierung, Aufschlußuntersuchungen, Laboranalysen und Literaturauswertungen geprüft.

1. Bei Marsberg erlangen prätertiäre Altreliefrelikte aufgrund der geologischen Randbedingungen für die Hanggestaltung gebietsweise an Bedeutung:
 - a) Durch die Zechsteintransgression auf die Devon- und Karbonschichten des Ostsauerländer Hauptsattels wurde ein ausgeprägtes weitgehend strukturgebundenes Altrelief konserviert, das nach seiner teilweisen Exhumierung heute gebietsweise als permokarbone Altreliefrelikte reliefbestimmend auftritt.
 - b) Nach der Regression des Oberen Zechsteinmeeres erfolgte in den Marsberger Zechsteinablagerungen eine hauptsächlich fluviatile Reliefbildung, die mit einer 'Grenzsand'-Schüttung gekoppelt war, als deren Folge das zuvor entstandene Relief verschüttet und konserviert wurde. Infolge Exhumierung bilden im Marsberger Gebiet Reste des Grenzsand/Buntsandstein-Auflagerungsreliefs die Ausgangsstruktur für die folgende Hangentwicklung.

c) Die Cenomantransgression hat bei Marsberg ein weiteres Altrelief bzw. eine Altfläche konserviert, die nach ihrer teilweisen Exhumierung als präcenomane Formenreste wieder in Erscheinung treten. Das präcenomane Altreliefsystem ist bei Essentho im Bereich des Grundgebirges örtlich aus permokarbenen Relikten und im Zechsteinbereich aus Resten des Grenzsand/Buntsandstein-Auflagerungsreliefs zusammengesetzt.

Daneben wurden exhumierte nur wenig überformte prätertiäre Reliefanteile örtlich auch als Flachhänge Rumpfflächensystemen integriert wie z.B. dem Waldecker Altflächensystem bei Marsberg. Die Altreliefrelikte bzw. Vorzeitformen stellen einen im Gelände aufweisbaren Stabilitätsfaktor für die Hangentwicklung bei Marsberg dar.

2. Mit Hilfe von Aufschlüssen sind riß- und wärmzeitliche periglaziale Abtragungsvorgänge teils als Solifluktion, teils als Abspülung nachweisbar. Dadurch erfuhren die Hänge nach den örtlichen Randbedingungen eine unterschiedlich intensive Überformung, die sich teils flächenhaft denudativ, teils fächerartig akkumulativ auswirkte. Besonders bei starkem Überwiegen des Oberflächenabflusses bildeten sich Flachhangsysteme von gebietsweise Pediment- bzw. Glacischarakter aus. Die pleistozän-periglaziale Pediment- bzw. Glacisbildung war nicht überall mit gleicher Intensität wirksam, wie die gebietsweise erhaltenen Altreliefreste beweisen.

3. Die hauptsächlich periglazialen Pediment- bzw. Glacissysteme waren etwa vom pliozänen bis altquartären Trogflächensystem bis zu den jungquartären Terrassen sukzessiv sekundär aus primären Flußverebnungen und Stufen entstanden. Dagegen lassen sich bei Marsberg pediment- bzw. glacisartige Flachhänge im Bereich des pliozänen bis altquartären Trogflächensystems und oberhalb davon auf ältere Fußflächen zurückführen, deren erste Anlage aufgrund ihrer geologisch-morphologischen Position vom Jungtertiär

bei entsprechenden klimatischen Randbedingungen möglicherweise bis ins Mesozoikum zurückdatiert werden kann. Ihr Einspielen auf das pleistozäne Flußterrassensystem deutet auf eine quartäre Weiterbildung hin. Es entstanden mehrklimatische und mehrphasige Pedimente als Sukzessionsformen (i.S. BÜDEL's). Im Vergleich mit den tertiären und eventuell älteren Entwicklungsgenerationen war die pleistozän-periglaziale Pedimentierung von kurzer Dauer, in deren Verlauf sich die Vorzeitformen bzw. Altreliefrelikte in Abhängigkeit von ihren geologischen Randbedingungen nach dem Geländebefund im Hinblick auf die Hangentwicklung bei Marsberg als bemerkenswert stabil erwiesen.

FISCHER, H. (Köln):

Tal- und Hangentwicklung in pleistozänen Schotterterrassen (Enns-Ybbs-Platte)

Im Rahmen einer großräumigeren geomorphologischen Kartierung der Reliefgenerationen zwischen Alpen und Kristallinmassiv im westlichen Niederösterreich wurde auch der Raum der Enns-Ybbs-Platte erstmals kartiert.

Die Enns-Ybbs-Schotterplatte erstreckt sich ab der Ausmündung der Enns aus den Alpen bis Steyr mit einer Länge von rd. 50 km bis Ybbs-Persenbeug, wo sie in den Donaauraum einmündet. Im Süden wird sie von den Flyschalpen, im Norden vom Strengberger Schlierriedelland begrenzt. Sie bildet die östliche Fortsetzung der Traun-Enns-Platte.

Die Schotterplatte, welche heute vorwiegend dem Talsystem der Ybbs zugehört, wurde durch die günzzeitliche Enns aufgeschüttet, die gegenüber heute einen anderen Lauf nahm. Zahlreiche petrographische Schotteranalysen ergaben, daß sich die Platte aus Ennsmaterialien zusammensetzt. In diesem Schotterkörper der Älteren Decke liegen noch die jüngeren, pleistozänen Schotterkörper eingeschachtelt. Die Jüngere Decke ist am be-

sten in der Wolfener Schotterflur erhalten, welche durch einen mindelzeitlichen Steyrlauf gebildet wurde. Weite Hochterrassenflächen erstrecken sich längs der Enns und in der Neuhofener Schotterflur längs der Ybbs. Breite Niederterrassenfelder begleiten die rezenten Flußläufe.

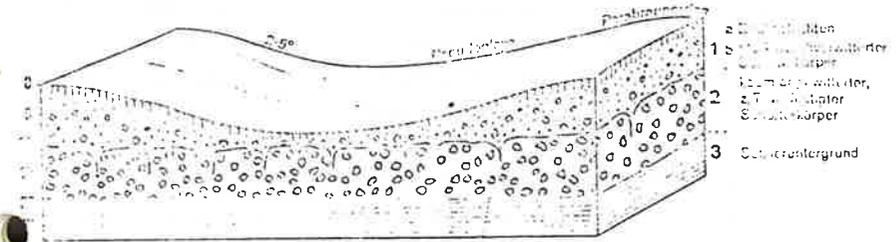
Diese pleistozänen Terrassenkörper zeigen jeweils einen eigenen Terrassensockel, eine spezifische Verwitterungstiefe, Deckschichten mit entsprechenden Paläoböden etc.. Neben diesen (schon häufig untersuchten und diskutierten) Erscheinungen wurde vor allem auch der morphologischen Auflösung - namentlich der Tal- und Hangentwicklung - besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Auflösungsstypen sollen hier kurz dargestellt werden:

Die Ältere Decke: Die XD der Enns-Ybbs-Platte besteht aus einem 15-25 m mächtigen Schotterkörper, der 8-10 m tief verwittert ist. Darüber liegen 2-4 m mächtige Deckschichten. Den Sockel bildet der Sandstreifenschlier. Die Schotterplatte zeigt ein charakteristisches Relief, das durch ein verzweigtes, autochthones Talnetz geprägt wird. Hierbei lassen sich 3 Taltypen feststellen:

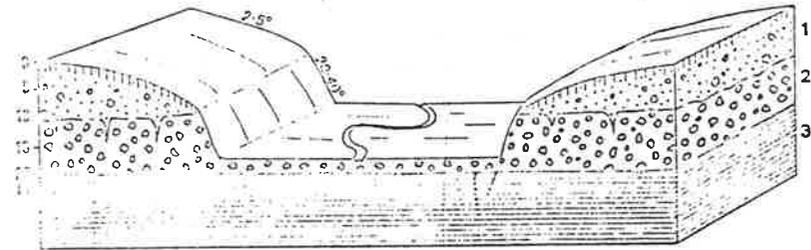
- 1) Die Dellen: Sie sind in den Deckschichten und im verwitterten Schotterpaket eingetieft. 2-5° geneigte, sehr verfllossene Flachhänge, die Parabraunerden bis Pseudogleye tragen, fallen allmählich zum tiefgründigen Dellenboden ab.
- 2) Die trockenen Kastentälchen: Bei fortschreitender Eintiefung gehen die Dellen in scharfkantige ebensöhlige Kastentälchen über. Sie sind durch die Verwitterungsschicht hindurch in den nicht verwitterten, z.T. konglomerierten Schotterkörper eingeschnitten. Im Querprofil zeigen sie folgendes Hangbild: Die 2-5° geneigten Dellenhänge brechen mit einem meist scharfen Knick zu einer Steilstufe von 5-15 m Höhe ab. Frische, unverfestigte Schotter bedingen Neigungswerte von 20-25°, verfestigte Schotter solche von 30-40°. Diese Steilstufen sind sehr trockene Standorte mit schottrigen Rohböden. Mit scharfen, unteren Knicken enden die

Auflösungsformen in Deckenschottern: Taltypen (schemat. Skizze)

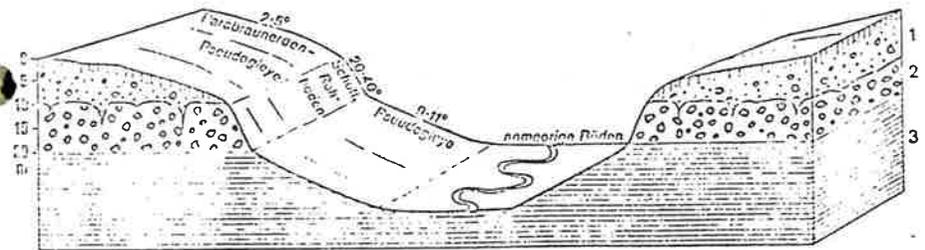
1. Typ Dellen und Pflanzflächchen



2. Typ: Trockene Kastentälchen



3. Typ: Feuchte Schlentälchen



Steilstufen in einer sehr ebenen, mehrere Zehner von Metern breiten Talsohle. Diese bildet ebenfalls einen trockenen Standort.

- 3) Die feuchten Sohlentälchen: Ihre Bäche haben die Schotterdecke schon durchschnitten und sich in den Schlieruntergrund eingetieft. Die Hänge setzen sich aus drei verschiedenen Abschnitten zusammen. Unter den tiefgründigen Dellenhängen und trockenen Schottersteilstufen setzen mit einem deutlichen Knick, der auch eine bedeutende ökologische Grenze darstellt, die Schlierhänge an. Über dem wasserstauenden Schlier haben sich Pseudogleye entwickelt. Die Schlierhänge sind durchwegs 9-10° geneigt. Dies ist ein Erfahrungswert, der sich aus zahlreichen Neigungsmessungen ergab. Sobald dieser Neigungswert infolge künstlicher oder natürlicher Unterscheidungen überschritten wurde, zeigten sich Labilitäten. Vor allem waren dies Rutschungen. Die Schotter-Schliergrenze ist ein ausgeprägter Quellhorizont. Reihenweise treten hier Quellen in Form von Naßgallen auf. Die stark durchfeuchteten Schlierhänge gehen allmählich in eine breite, sehr feuchte Talsohle mit anmoorigen Böden über. Diese Talprofile sind in den Längsprofilen der autochthonen Tälchen angeordnet. Im Oberlauf zeigen sie Dellencharakter, sie gehen dann in trockene Kastentälchen und schließlich in feuchte Sohlentälchen über. Ein Kennzeichen der AD ist es, daß die feuchten Sohlentälchen schon weit zurückreichen.

Die Jüngere Decke: In der Wolfener Schotterflur sind die Schotter 15-20 m mächtig und 4-6 m durchverwittert. Die morphologische Auflösung ist ähnlich der AD, zeigt aber doch einige Unterschiede. Es hat sich ebenfalls schon ein autochthones Dellen- und Talnetz mit gleichen Taltypen gebildet. Das Talnetz ist aber nicht so dicht. Die feuchten Sohlentälchen sind noch nicht so weit zurückgeschnitten. Die Abschnitte der trockenen Kastentälchen sind noch wesentlich länger.

Die Hochterrassen: Sie bestehen aus einem noch frischen 12-17 m mächtigen Schotterkörper, in dem die Verwitterungsfront erst 1-1,5 m in die Tiefe reicht. Der Schotterkörper selbst reicht 1-2 m unter die Oberfläche der Niederterrasse hinab. Der Schliersockel tritt daher nirgends zutage. Die Erosionsstufen bestehen nur aus der steilen, trockenen Schotterstufe. Auf der Terrassenfläche hat sich noch kein autochthones Talnetz entwickelt. Es zeichnet sich erst ein weitmaschiges Dellennetz ab. Wo allochthone Flüsse in die Schotterflur eintreten, dort haben sie trockene Sohlentälchen mit einer leicht abgeschrägten Oberkante und einer scharfen Unterkante gebildet.

BÜDEL, J. (Würzburg):

Hanggeschichte und Hangalter in verschiedenen klimamorphologischen Zonen

Es werden Abtragungshänge über 2° - 4° Neigung betrachtet und der Unterschied zwischen Talhang und Fronthang (Stufenhang) dargelegt. Als Hauptsatz wird aufgestellt: alle Hangformen sind ursprünglich durch Unterschneidung als "erosive Primärhänge" angelegt worden (durch Talbildung, bes. Fluß-Seitenerosion, Gletscherunterschneidung, Brandungskliff, Rumpfflächen-Erweiterung).

Es wird dann durch alle klimamorphologischen Zonen die heute tätige Bildung erodierter Primärhänge durch die spezifischen, dort vorweg herrschenden Unterschneidungsprozesse verfolgt. Diese Aktualprozesse halten die Hänge in bestimmter Form "frisch". Sie schaffen den am Hangfuß anfallenden Schutt laufend oder in bestimmten längere

ren Rhythmen fort, so daß meist ein scharfer Hangfuß (Akv=konkave Arbeitskante) entsteht. Setzt dieser Prozeß aus (Klimawandel, Einzug neuer Reliefgeneration oder auch Krustenbewegungen), so ist der Hang nun den auf ihm spielenden Abtragungsvorgängen allein überlassen: er wird zum "autonomen Hang" und damit - je nach dem spezifischen Einfluß des Klimas - stärker oder schwächer umgestaltet. Aus mehrfachem Wechsel solcher Umgestaltungen ergibt sich oft eine vielteilige Hanggeschichte; jedes Hangstück kann auf ein bestimmtes Hangalter (der primären Anlage oder einschneidender Umgestaltungen) zurückblicken. Dabei sind Hänge viel leichter umformbar als Flächen.

Das alles wird an Beispielen aus verschiedenen Klimamorphologischen Zonen mit Bildern erläutert.

So werden in Mitteleuropa (mit Ausblick auf die entsprechenden Breiten Nordamerikas) die tertiären Rumpfstufen und die Althänge zwischen den ältestpleistozänen Breiterrassen und den jüngeren Kaltzeit-Terrassen bis herab zur NT (Niederterrasse=Würm) verfolgt. Schon frühere Kaltzeiten hatten an den älteren Reliefgliedern umgeformt. Aber als letzte solche Phase hat die Würmzeit das bis dahin entwickelte Gesamtre relief nochmal besonders deutlich durch "synaktive Hangabtragung" überarbeitet. Die Spuren davon (Kryoturbations-, Solifluktiions-, Blockmeer-, Lössdecken) sind noch auf allen älteren Reliefgliedern zu finden. Aber diese synaktiven Prozesse haben sich überall auf altvorgegebener Bühne abgespielt, haben sie im Ganzen nur überformt, nicht geschaffen!

Wo die NT spätglazial und holozän noch vertikal reich aufgliedert ist (wie in moränennahen Wurzelfeldern) zeigen hoch-, spät- und postglazial entstandene Hangstufen noch

deutliche Unterschiede. Die jüngsten rein holozänen erosiven Primärhänge bilden dann nur noch sehr kleine Hangräume.

Dagegen können umgekehrt in den wechselfeuchten Tropen von sich laufend gegen Rumpfstufen und Inselgebirge ausweitenden Rumpfflächen aus in aktueller Fortbildung begriffene Hänge sehr hoch und alt sein. Im ganzen besteht zwischen den Ektropen, wo von geschlossener Pflanzen- und feuchter Bodendecke überzogene Hänge sehr stabil sind, und den wechselfeuchten und (frostfreien) trockenen Tropen, wo gerade bodenfreie trockene Felshänge - selbst bei erheblicher Steilheit - die größte Stabilität besitzen, ein - bisher oft verkannter - aber für die ganze geomorphologische Betrachtung sehr bedeutungsvoller Unterschied.

ELLENBERG, L. (Berlin):

Die Solifluktiionsgrenze in Japan und anderen Gebirgen der gemäßigten humiden Klimate



Entsprechend nebenstehender Skizze gliedert sich Japan periglazialmorphologisch in vier Regionen:

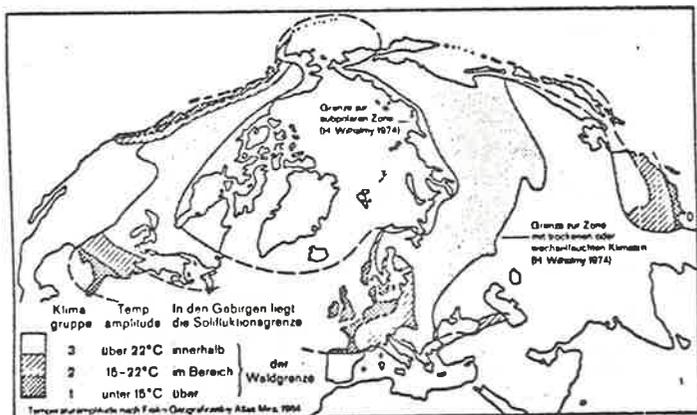
1. Region
Klima winterlich schneereich und rel. kalt. Periglazialformen treten - vom Schnee unterdrückt - spärlich auf. Unter der klimat. Waldgrenze kommen sie fast nirgends vor.
2. Region
Klima winterlich schneereich und sehr kalt. Periglazialformen sind weitverbreitet. Sie bestehen hauptsächlich aus Terrassetten, Strukturböden und Bünten.
3. Region
Klima winterlich schneearm und rel. kalt. Periglazialformen treten nicht häufig auf, reichen aber weit unter die klimat. Waldgrenze hinab.

4. Region

Klima winterlich schneearm und mild. Periglazialformen sind äußerst selten.

Art und Höhenlage der Solifluktionsgrenze werden erläutert. Das tiefe Herabreichen frost- und frostwechselinduzierter Formen wird mit dem ausgeprägten Jahrgang der Temperatur in Zusammenhang gebracht.

In den nordöstlichen Appalachen herrschen ähnliche Bedingungen wie in der schneearmen, rel. kalten Region Japans. Auch dort reichen Periglazialformen bis weit hinab in die Waldstufe. Als Arbeitshypothese wird die unten stehende Karte gezeigt, die das Verhältnis von Höhenlage der Wald- und Solifluktionsgrenze in den Gebirgen innerhalb der dauernd humiden Klimate des gemäßigt-subtropischen Raumes zeigt.



VOIGT, P.J. (Kiel):

Wasserbewegung in Laubstreu und ihre Auswirkungen auf die Hangstabilität

Der Laubstreu kommen als oberster Auflagehorizont Steuerfunktionen für die Entwicklung und Stabilität von Hangteilen zu. Niederschlagswasser, das in einen Laubstreuhorizont eingeht, verläßt dieses System gefiltert und trifft mannigfach verändert auf den liegenden Hanghorizont. Um diese Prozesse genauer zu fassen, wurde das Retentionsverhalten der Laubstreu von *Fagus sylvatica* und der Nadelstreu von *Pinus sylvestris* vergleichend untersucht.

Spitze v. Planscheffekte / Variable = N-Menge + -
 N-Intensität + +
 Streuzeit + +
 Streuprodukt + +

Als Ergebnisse der Laborversuche seien genannt:

1. Maximal 25% (= 2,1 mm) des simulierten Starkregens (Maximalintensität 22 cm/Std) werden von der Laubstreu zurückgehalten.
 - 1.1 Buchenblätterstreu speichert größere Wassermengen als Kiefernnadelstreu.
 - 1.2 Je mächtiger die Laubstreu, desto höher sind absolute und prozentuale Retentionswerte.
 - 1.3 Je kürzer die Beregnung und je geringer deren Intensität, desto höher ist der Retentionsanteil in Laubstreu.
2. Die bei den Versuchen aufgenommenen Perkolationskurven gliedern sich deutlich in sechs unterschiedliche Teile. Die räumlichen und zeitlichen Schwankungen des perkolierenden Wassers können mit zeitweiligen Blockierungen der Abflußbahnen, fortschreitenden Veränderungen der Laubstreu und auch mit Unstetigkeitsflächen, die sich während der Befeuchtung in relativ undurchlässigen Streulagen ausbilden können, in Verbindung gebracht werden. Definierte Teile des darunterliegenden Hanges erhalten somit größere Wassermengen als andere, da das Wasser bestimmten Abflußbahnen durch die Laubstreu folgt.
3. Die aktuelle Retention (d.h. die an Laubstreu gemessenen Absolutwerte) weicht systematisch von den theoretischen Maximalwerten der Retention (d.h. an einzelnen Nadeln und Blättern gemessene und durch Summation extrapolierte Werte) ab. Die Unterschiede zeigen, daß die Speicherung des Wassers an den Oberflächen der Blätter und Nadeln und die vom perkolierenden Wasser bevorzugten Bahnen wichtige Faktoren sind, die sowohl die Retention durch die Streu insgesamt, als auch die Formung des unterliegenden Hanges steuern.

Je mächtigere Laubstreu, um so länger Verzögerungswirkung.

WENZENS, G. (Düsseldorf):

Flächentypen der Iberischen Halbinsel

Das morphologische Bild der Iberischen Halbinsel wird durch den Gegensatz zwischen Gebirgszügen und Beckenlandschaften bestimmt, wobei diese beiden Großformen entweder als weite, unzerschnittene Flächen oder als durch quartäre fluviatile Dynamik aufgelöste Reliktformen in Erscheinung treten. Während auf den Verebnungen im Gebirgsbereich in der Regel un-

mittelbar das anstehende Gestein zutage tritt, verhüllen vor allem im Übergangsraum zu den Vorländern unterschiedlich mächtige und zusammengesetzte Schuttdecken den Untergrund.

Allein die Lage dieser Verebnungen im Gebirgsvorland bzw. -randbereich reicht jedoch nicht aus, sie als Fels- oder Schuttpedimente (Glacis) zu deuten und ihre Bildung zeitlich und genetisch mit den aufliegenden Sedimenten zu verknüpfen.

Die Analyse der zu den jeweiligen Flächenbildungsprozessen und -typen gehörenden korrelierten Sedimente läßt erkennen, daß die Bildung von Abtragungsflächen unter wesentlich feuchteren Bedingungen als heute stattgefunden hat und im ausgehenden Tertiär abgeschlossen war. Die durch die tektonischen Bewegungen eingeleiteten Verstellungen an der Wende Plio-Pleistozän führten zunächst zu einer teilweise sehr mächtigen Verschüttung der tieferliegenden Flächen. Eine Deutung der Basisfläche der Verschüttung als im Zuge der Sedimentationsvorgänge entstandener neuer Flächentyp (Fels- bzw. Schuttpediment (Glacis) ist allerdings nicht aufrechtzuerhalten.

Im Gegensatz zu den bisherigen Auffassungen halten wir pliozäne bzw. altquartäre Abtragungsflächen (Fels- bzw. Schuttpedimente) als Zeugen einer im Trockenklima entstandenen Reliefgeneration auf der Iberischen Halbinsel nicht für nachweisbar.

Auch die jüngeren, in die wenig resistenten miozänen Schichten der Becken und Meseten eingeschachtelten Verebnungen, die gelegentlich in der Literatur als Glacis bzw. Glacisterrassen bezeichnet werden, sind von der Anlage her nicht als Fußflächen, sondern als Flußterrassen anzusprechen. Sowohl die auf diesen Verebnungen erhaltenen und eindeutig fluviatil transportierten Schotter und Sande als auch die Bindung der Niveaus an das Flußnetz weisen sie als äquivalente Bildungen der mitteleuropäischen altquartären Talböden aus.

Die in den tektonischen Senken des Südostens erfolgten flächenhaften Akkumulationen können ebenfalls nicht als Fußflächen bezeichnet werden, sondern sind vielmehr als Bergfußschwemmfächer im Sinne CZAJKA's zu deuten, die rezent zerschnitten werden.

ABELE, G. (Mainz):

Vulkanisch bedingte Schlammströme in Chile zwischen Santiago und Puerto Monnt

In den vulkanischen Bereichen der Hochkordilleren Mittelchiles und des Kleinen Südens nehmen sehr viele Schlammströme (Lahars) ihren Ausgang. Sie bestimmen die Morphologie einer großen Zahl von Andentälern, bedecken ausgedehnte Areale der chilenischen Längssenke (Flächenbedeckung in Einzelfällen von weit über 1 000 km² und stoßen mit ihren Ausläufern zum Teil bis in die Täler der Küstenkordillere vor (Längen von nahezu 150 km). Nicht selten liegen mehrere Lahars übereinander. Dies beweist, daß es sich bei diesen plötzlichen Massenverlagerungen gewaltigen Ausmaßes keineswegs um Ausnahmeerscheinungen handelt, sondern um immer wiederkehrende Vorgänge, die neben der fluvialen Akkumulation zur Aufschüttung vieler Andentäler und der chilenischen Längssenke beitragen.

Trotz ihrer großen morphologischen Bedeutung wurden bisher nur wenige der chilenischen Schlammströme untersucht (vgl. u.a. WEISCHET 1970). Es ist daher eine dankbare Aufgabe, eine vergleichende Betrachtung dieser Ablagerungen vorzunehmen, zumal sich in Chile ein aufschlußreicher Vergleich mit rezenten Lahars anbietet. Die im Jahre 1971 erfolgten Lahars vom Villarrica-Vulkan kamen durch vulkanische Ergüsse über ausgedehnte Schneefelder zustande. In ähnlicher Weise bildete sich während der eiszeitlichen Vergletscherung ein großer, vom Tinguiririca-Vulkan ausgehender Lahar. Dasselbe gilt möglicherweise für die Lahars bei Victoria und Osorno. Einen Hinweis darauf könnte zumindest deren Lage außerhalb der eiszeitlichen Moränen (Victoria) bzw. zwischen Alt- und Jungmoränen (Osorno) geben. Anderer Entstehung sind Aschenströme aus dem Bereich des Vulkangebiets um den Descabezado Grande. Hier geriet die Aschenauf-lage vieler Bergflanken in Bewegung und floß über mehrere Täler zur chilenischen Längssenke ab. Hervorstechende Kennzeichen vieler Schlammströme sind ihre teilweise vorhandene Gradierung (unten grob, oben fein), ihr kinematisch bedingtes Querprofil (Oberlauf konkav, Unterlauf konvex) und ihre stellenweise kleinhügelige oder wellige Oberfläche. Die örtlich starke Beimengung von Nebengestein bezeugt, daß beim raschen

Niederung der Schlammströme im Bereich der Fahrbahn gelegenes Lockermaterial aufgenommen wurde. Möglicherweise ist der auffallende Mangel an Moränen in vielen Andentälern auf die Ausräumungsarbeit der Schlammströme zurückzuführen.

SEMMELE, A. (Frankfurt/Main):

Auswirkungen quartärer Tektonik auf die Hangentwicklung in Randgebieten des nördlichen Oberrheingrabens

In den letzten Jahren wurden von mir, zum Teil mit Unterstützung von Mitarbeitern aus dem Geographischen Institut, Untersuchungen über die morphologische Auswirkung quartärer Tektonik im Bereich der Bergsträßer Diluvialterrasse und des südlichen Taunusvorlandes ausgeführt. Die Arbeiten im letztgenannten Gebiet werden zur Zeit im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms "Vertikalbewegungen im Rheinischen Schild" fortgesetzt.

Die gegenwärtig vorliegenden Ergebnisse zeigen, in welchem starkem Ausmaß die Formung der Hänge durch die quartäre Tektonik beeinflusst wurde. Diese Tektonik ist z.B. die Ursache für eine typische Hangentwicklung bei den periglazialen asymmetrischen Tälern des Taunusvorlandes, in denen die steilen westexponierten Hänge im Gegensatz zu nicht tektonisch beeinflussten Formen deutlich terrassiert sind. Die Terrassierung entstand entweder dadurch, daß eine ursprünglich einheitliche fluviale Terrasse tektonisch beansprucht wurde und die Bruchstücke in verschiedene Höhen gehoben worden sind, oder daß die durch Heraushebung bedingte Hangversteilung zu umfangreichen Schollengleitungen, vor allem bei tertiären Mergelgesteinen, führte. Auf beackerten Hängen werden diese Terrassierungen durch Fließerdeloben überwandert.

Im Bereich der Bergsträßer Diluvialterrasse wurden die altpleistozänen "grauen Sande" während der vorletzten Kaltzeit von Schwemmfächersedimenten ("gelbe Sande") mit starkem Gefälle überschüttet. Eine Heraushebung führte dann im randlichen Bereich zu starker Zerschneidung und periglazialer (solifluidaler) Überformung. Nachlassende Hebung hatte wiederum Überschüttung zur Folge. Diese erfolgte wiederum in-

nerhalb von Schwemmfächern mit großem Gefälle. Während der letzten Warmzeit und in den Altwürm-Interstadialen setzte die Überschüttung jeweils aus. Im Jungwürm setzte erneut starke Heraushebung ein, und die Schwemmfächer wurden zerschnitten. Während des Holozäns schließlich entstanden Verwehungen in den Schwemmfächersedimenten.

BIBUS, E. (Frankfurt/Main):

Das Quartär in der Wetterau unter besonderer Berücksichtigung des Alt- und Mittelpleistozäns

Aus Teilgebieten der Wetterau (Horloffgraben, Usatal, Vorland des Büdinger Waldes) werden Befunde zur quartären Relief-, Boden- und Sedimententwicklung mitgeteilt. Das besondere Interesse gilt dabei den morphologischen Vorgängen im Altpleistozän sowie der Möglichkeit, mittelpleistozäne Sedimente durch fossile Böden und Tuffe zu datieren.

Im Horloffgraben wurden im Altpleistozän mächtige Serien von Tonen, Schottern und lößähnlichen Schluffen abgelagert, die sich durch warmzeitliche Flöze, Tuffite und Paläoböden gliedern lassen. Trotz vorwiegender Sedimentation wirkten sich bereits im Altpleistozän erste Erosionsphasen im Grabenbereich aus. Durch Deckschichten genauer datierbare mittel- bis jungpleistozäne Terrassen haben sich später in die Grabenfüllung eingeschnitten.

Im Usatal lassen sich zwei altpleistozäne Terrassen von geringer Mächtigkeit nachweisen, welche im Nauheimer Graben eine inverse Lagerung besitzen. Randlich sind auf die Sedimente Fußflächen vom Taunusrand eingestellt. Die jüngere Reliefentwicklung erfolgte in einer kontinuierlichen Eintiefung dreier mittel- bis jungpleistozäner Terrassen.

In den Tälern im Vorland des Büdinger Waldes sind bis zu 50 m mächtige Reste altpleistozäner Sedimente in durchgängiger Verbreitung vorhanden. Sie zeigen eine vom Untermain-

Gebiet ausgehende Talverschüttung an, deren Verschüttungshöhe von der rezenten Talaue bis nahezu in das Niveau der jüngsten tertiären Fläche reicht.

Ein Vergleich der einzelnen Teilgebiete ergibt eine unterschiedliche Entwicklung im Altpleistozän und Übereinstimmungen für die mittel- und jungpleistozäne Reliefgenese.

BECK, N. (Mainz):

Alter und Entwicklung des südostrhein Hessischen Riedellandes

Die oberpliozänen Sedimente, die auf der Höhe des Rheinhesischen Plateaus und auf den abgesunkenen Randschollen des Oberrheingrabens im südlichen Rheinhessen vorkommen, sind wichtige Zeitmarken zur Abgrenzung der quartären Reliefentwicklung in Rheinhessen. Da die oberpliozänen Ablagerungen im zentralen und peripheren Bereich Rheinhessens verbreitet sind, gewinnt der Untersuchungsraum den Charakter einer natürlichen Versuchsanordnung. Die Reliefgenerationen lassen Rückschlüsse darüber zu, wie ein herausgehobener Block mit Randschollenabsenkung und einem petrographischen Stockwerkbau sich unter pleistozänen Formungsbedingungen nach fluvialer Erstzerschneidung umgestaltete.

Im zentralen Bereich wurden aus dem Anstehenden mehrere Generationen gestuft übereinander liegender Fußflächen herausgeschnitten, die auf die Vorfluter eingestellt waren. Im peripheren Senkungsbereich des südöstlichen Rheinhessens, der als Sedimentfalle fungierte, wurden Akkumulationsserien angehäuft.

Neue Erkenntnisse über den inneren Bau des Riedellandes im südöstlichen Rheinhessen konnten im Jahre 1974/75 durch den Bau des Autobahnabschnittes Alzey - Worms gewonnen werden. Der den Riedel in NE-SW-Richtung zwischen Pfeddersheim und

Mörstadt querende tiefe Einschnitt eröffnet einen Einblick in den komplexen stratigraphischen Bau des Riedels. Die zusammengesetzten Hangabschnitte ergeben eine Aufschlußhöhe von insgesamt 25,5 m. Es werden übereinanderliegende Flußterrassen, die Pfrimm und Rhein angehören, zwischengeschaltete Lößdecken mit hangenden Naßböden und pedogen überprägten Lößderivaten, humosen und rötlich-braunen Lehmschichten sowie jüngerer Löß, der mit einer postglazialen Schwarzerde abschließt, sichtbar.

Da bisher Aufschlüsse fehlten, die das Querprofil durch diesen Riedel zeigten, wurden in früheren Arbeiten (WEILER 1931, 1953) die an der Nordflanke des Riedels südlich von Abenheim ausbeißenden pleistozänen Schotter und die am Top des Riedels liegenden Pfrimmschotter zu der Hochterrasse zusammengefaßt. Man nahm außerdem an, daß ältere Terrassenschotter fehlten und die Pfrimm erst im Mindel II die W-E-Richtung, die dem heutigen Pfrimmlauf entspricht, einschlug. Diese Auffassungen können heute nicht mehr aufrecht erhalten werden.

Als Zeitmarke kommt den folgenden Schichten im Profil besondere Bedeutung zu:

- 1) Den oberpliozänen Klebsanden;
- 2) den Mosbacher Sanden, die nach WEILER (1931, 1953) und LESER (1964) noch vor dem Höhepunkt des Mindel II akkumuliert wurden.

Aufgrund paläomagnetischer Daten, die in Zusammenarbeit mit den Herren Prof. Semmel (Frankfurt), Prof. Plass (Frankfurt) und Fromm (Hannover) erstellt wurden, kann eine zeitliche Gliederung der altpleistozänen Sedimentwechselfolge vorgenommen werden.

Aus den Geländebeobachtungen ergeben sich nachstehende Folgerungen: Das Profil liegt im unteren Abschnitt des Schotterkegels der Pfrimm. Durch die Senkungstendenz im Randbereich des Oberrheingrabens schüttete die Pfrimm seit dem Altpleistozän auf. Durch die geringere Absenkung der Teilscholle im Norden wurde die Pfrimm allmählich nach Süden

abgedrängt. Der zunächst W - O bis NNO gerichtete Lauf der Pfrimm zum Rheingraben wurde, wie die kontinuierliche Terrassenabfolge belegt, im Altpleistozän allmählich auf die W - O Richtung eingeeengt, so daß der Sedimentstapel nach Süden mächtiger wurde und dort auch die jüngeren Sedimentglieder aufweist. Da die jüngeren Hochterrassensedimente das Hangende der Terrassenabfolge über den grauen Mosbacher Sanden bilden, setzte seit dieser Zeit eine Zerschneidung des Aufschüttungsgebietes und die Heraushebung des Riedellandes ein.

Die Riedeloberfläche wurde danach nur noch von äolischen Ablagerungen bedeckt, auf denen sich entsprechend dem Klimaablauf Bodenbildungen einstellten, die auf einzelnen Riedeln noch erhalten sind. In den Deckschichten konnten u.a. Riß- und Würmlößprofilabschnitte beobachtet werden.

FEZER, F. (Heidelberg):

Oberrhein und Randfluß, klimagesteuertes Wechselspiel?

1. Vergleich des heutigen Zustands.
 - 1.1. Die Rheinniederung ist um 0-7 m in die Niederterrasse ("Hardtplatten") eingeschnitten, vor 1800 war sie ausschließlich Auwald und Weide. Das glaziale Regime des Rheins bringt Sommer-Hochwasser und verbot eine höherwertige Nutzung. Innerhalb der Hochwasserdämme gilt dies auch heute noch.
 - 1.2. Nach den Flurnamen muß die am Bruchrand von Schwarzwald, Kraichgau, Odenwald entlanglaufende Niederung ähnlich ausgesehen haben, aber das nivale

Mäander Murg ≈ 180 ~~Met~~ m^3 / S
tatsächlich = 38 ~~Met~~ m^3 / S

Regime ermöglichte eine Ableitung der Hochwässer zum Rhein; heute vielfach Äcker.

2. Rekonstruktion des Randflusses (TULLA 1822 "Ost-rhein", THÜRACH 1912 "Kinzig-Murg-Fluß") nach Mäander-Radien.
 - 2.1. Wassermengen nach SCHWABE (1971), Einzugsgebiete nach FEZER (1974).
 - 2.2. Zeitmarken durch Pollen (STARK 1926 und OBERDORFER 1934).
3. Verzahnung von Rhein- und Nebenfluß-Sedimenten
 - 3.1. Quartär-Stratigraphie einer Heidelberger Bohrung (AUFFARTH 1975). Alle groben (= "kalten") Sedimente sind reich an Buntsandstein (Nahmaterial), dann folgen Muschelkalk-, Malm- und Quarz-Gipfel sukzessiv, schließlich Tone. In der Abfolge passen die Sedimente genau zu DANSGAARDs (1969) Eisbohrkern aus NW-Grönland.
 - 3.2. Schwemmfächer der Murg und kleinerer Zuflüsse. Sie drängen den Randfluß nicht so weit rheinwärts, ihre Sedimente setzen sich nur zeitweise und nur im Grobkies gegen die Rheinsedimente durch.
4. Rück-Extrapolation der Ergebnisse.

Eine kaltzeitliche Akkumulation verschleppt die Mündungen der Nebenflüsse zu einem parallelen Netz, die warmzeitliche Erosion schneidet die Niederungen ein.

Ende einer Kaltzeit: Durch die Alpenrandseen wird der Rhein von Sedimenten entlastet und schneidet ein, während die Nebenflüsse noch lange zwischengelagerte Schotter mitführen. Bei deren Aufschüttung laufen sie in SE-NW-Richtung zum Rhein über (Fieder-mündungen).

Beginn einer Kaltzeit: In den Bergländern lichtet sich die Vegetationsdecke, geringe Speicherung von Wasser, akzentuierter Abfluß, Prallhänge unterspült, Blöcke im Flußbett. Nebenflüsse bringen vielleicht schon nach 1000 Jahren grobe Sedimente. Der Rhein muß eine vielfache Zeit aufwenden, um Schotter in die Seen zu schütten. Erst wenn der Rheingletscher die Seen ausfüllt, schütten die Schmelzwasser auf. Das Wechselspiel hätte nach dieser Hypothese eine kräftig verschobene Phase gegenüber dem Klimaablauf.

MERCIER, J.L. und VOGT, H. (Straßburg):

Hangentwicklung und Hangstabilität in gemäßigt-ozeanischem Klima

Der Beitrag berichtet über eine im Gang stehende Forschung in einem elementaren Einzugsgebiet der Mittelvogesen: Eines der Objekte dieser Forschung ist die Kenntnis des Stabilitätsgrades der Hänge im Hinblick der Extrapolation auf benachbarte Mikrochoren (nach der Definition von E. NEEF). Er gibt zuerst Angaben über die theoretischen Grundlagen der Geothermodynamik, dann werden die Mess- und Anwendungsmöglichkeiten erläutert.

PAUL, W. (Vöhrenbach):

Abbau-Mechanismus der Schichtstufe des Oberen Muschelkal-kes am SE-Schwarzwald

Eine Schichtstufenlandschaft in strengem Sinne hat als stationäres Gebilde ein ausgeglichenes Verhältnis, m.a.W. ein Gleichgewicht zwischen Denudation und Erosion in der

Gesamtabtragung zur Voraussetzung. Endogene oder exogene Störungen dieses Gleichgewichtes wandeln eine solche echte Schichtstufenlandschaft je nach Größe, Dauer und Wirkungsvorzeichen in Richtung zur Rumpflandschaft oder zur Tallandschaft, wobei die Endstadien nur \pm asymptotisch erreicht und im Falle der rechten Flanke des Oberrheingrabens jene Wandlungen infolge der tektonischen und neuerdings auch der klimatischen Unruhe dieser Großscholle vorzeitig abgebrochen werden.

Die gegenwärtige südwestdeutsche Schichtstufenlandschaft trägt - jedenfalls in den rheinischen \pm jungen Subsequenzbereichen des Neckars und der Wutach - ausgeprägte Merkmale der Wandlung von einer echten Schichtstufenlandschaft zu einer solchen mit überhandnehmendem erosivem Charakter. Dieser Wandlung liegt die geologisch junge Hebung der Oberrheingrabenflanke, in nicht ganz geringem Umfang auch die pleistozäne Klimaänderung und die durch beide bewirkte Verbiegung der Gefällsparabel der Flüsse zugrunde. Die voraufgegangene, induktiv und deduktiv zu belegende echte Schichtstufenlandschaft hat sich im Alt- und Mittelpliozän gebildet aus einer im wesentlichen jungmiozänen und - wie aus ihrem zu einem guten Teil noch erhaltenen Abtragungsschutt (= Jüngere Juranagelfluh) gefolgert werden darf - geradezu extrem zertalten und unter halbariden Verhältnissen denudierten und noch weit auf den heutigen Schwarzwald hinaufreichenden ältesten exakt erfaßbaren Schichtstufenlandschaft mit badlands-Charakter.

Jene in vieler Beziehung ruhigen Verhältnissen entsprungene alt- und mittelpliozäne Schichtstufenlandschaft hat sich zwischen den erwähnten jungen Subsequenzsystemen stellenweise auf die Gegenwart zu retten verstanden, wenn auch nur als dreidimensionale Kopie: 1. in der E Verlängerung der tektonischen Kinzigmulde, 2. in kleinen Bereichen des Bonndorfer Grabens und 3. in dem bis heute noch der Donau verbliebenen Schwarzwälder Einzugsgebiet - Bri-

gach und Breg. In diesen (wenn man so sagen kann) subfossilen Landschaftsbereichen und im besonderen an deren Obermuschelkalk-Schichtstufe (weil sie durch ihre Karsteigenschaft selbstkonservierend wirkt) lassen sich z.T. heute noch \pm in Gang befindliche Abbauprozesse einer beinahe noch "echten", jedenfalls erst wenig durch Erosion veralteten Schichtstufenlandschaft studieren.

Der Abbau einer solchen Obermuschelkalk-Schichtstufe erfolgt unter Warmzeit-Klima durch Lösung und nur durch Lösung, sowohl im Tragkörper der Schichtstufe (= Mittlerer Muschelkalk) als auch im Deckkörper (= Oberer Muschelkalk), indessen nicht gleichförmig-flächig, sondern in netzartigem Muster, das sich möglicherweise vom Tragkörper in den Deckkörper der Schichtstufe durchpaust. Diese Verhältnisse im Schichtprofil, in der Karte und im Bild der Landschaft zu zeigen, ist Ziel dieses Referats. (Unter Kaltzeit-Klima wird die Schichtstufe in ähnlicher Weise wie z.B. im heutigen Neckarland abgebaut, wenn auch mit erheblich geringem Effekt.)

VORNDRAN, G. (Augsburg):

Der Hangabtrag und Probleme seiner Bilanzierung am Beispiel eines alpinen Einzugsgebiets

Zwischen 1971 und 1976 wurden im Rahmen des Schwerpunktprogramms "Geodynamik des mediterranen Raumes" der DFG im 70,7 km² großen Einzugsgebiet des Sextner Baches geomorphologische Kartierungsarbeiten und Abtragungsmessungen durchgeführt. 34 % dieses Einzugsgebiets gehören zum Bereich der hier vorwiegend aus altpaläozoischen Tonschiefern und Quarzphylliten aufgebauten Karnischen Alpen; 66 % sind Teil der Südtiroler Dolomiten.

Das aus dem Einzugsgebiet verfrachtete Material entspricht einer spezifischen Erniedrigung von 0,08-0,09 mm/J. Feststoffe und Suspendiertes haben daran einen Anteil von 0,03 mm/J (Mittelwert aus 35-jähriger Seesinschüttung). Das Gelöste macht wie die 2,5 Jahre lang durchgeführten Wasserhärtebestimmungen im Sextner Bach zeigten, 0,05-0,06 mm/J aus.

Vergleicht man diese Werte absolut und relativ mit den Ergebnissen von Hangabtragsmessungen anderer alpiner Gebiete, so ergeben sich aus der grundsätzlichen Frage nach deren Vergleichbarkeit Raum- und Zeitprobleme:

- die notwendige Differenzierung derartiger Untersuchungsgebiete in Teilräume, auf denen Abtrag und Akkumulation überwiegt oder jeweils ausschließlich vorkommt,
- die Bedeutung ihrer hypsometrischen Abfolge und
- die Einordnung ihres qualitativen und quantitativen Verhaltens gegenüber geodynamischen Vorgängen bei Berücksichtigung der unter zeitlichem Aspekt variierenden Einflüsse.

Die genannten Überlegungen zielen auf die Frage, wie und wie detailliert geodynamische Vorgänge erfaßt werden sollten. Zu diesem Problemkreis der Bilanzierung des Hangabtrags werden Modelle geodynamischer Bilanzen und deren Aussagefähigkeit erläutert.

KELCH, G., DREXLER, O. und ZECH, W. (München):
Beschleunigter Hangabtrag im Kampenwandgebiet

Durch die Einwirkung des wirtschaftenden und erholungssuchenden Menschen scheint es im Gebirge zu einer Beschleunigung des Hangabtrags zu kommen. Zweck unserer Untersuchung war es

- 1) das Ausmaß und die Formen des Hangabtrags im Kampenwandgebiet zu studieren
- 2) zu erkunden, welche Zusammenhänge zwischen den Faktoren Höhenlage, Petrographie, Exposition, Hangneigung, Bodennutzung und dem Hangabtrag bestehen
- 3) zu prüfen, ob die Erosionsflächen in jüngster Zeit zu- bzw. abgenommen haben.

Beobachtungen zeigten, daß der Hangabtrag durch Schnee- und Lawinenschurf die größte Rolle spielt, besonders an N- und SE-exponierten Hängen mit Neigungen über 30°. Narbenversatz durch Viehtritt, Uferanbrüche, Zerstörung der Vegetationsdecke durch den Bau von Forststraßen und Skipisten treten vergleichsweise in den Hintergrund. Die Veränderungen, welche der Hangabtrag in jüngster Zeit an der Bodendecke hervorgerufen hat, wurden durch einen Vergleich der Luftbilder von 1961 und 1973 erfaßt. Zu diesem Zweck gliederten wir das Untersuchungsgebiet in 945 Teilflächen auf und ermittelten für jede Teilfläche folgende Kenngrößen: mittlere Höhenlage, geologisches Substrat, Exposition, Hangneigung, Nutzung 1961 und Nutzung 1973, Größe der Teilfläche auf dem Luftbild von 1961 in mm² und prozentualer Blaikenanteil, Größe der Teilfläche auf dem Luftbild von 1973 in mm² und prozentualer Blaikenanteil 1973.

Die statistische Verarbeitung der Daten ergab:

1961 waren 582 (=61,6 %) der Teilflächen ohne im Luftbild erkennbaren Bodenabtrag. Für 1973 lautet die entsprechende Zahl 750 (= 60,3 %). Daraus folgt eine geringfügige Zunah-

me der Zahl der Teilflächen mit Bodenerosion.

Zugenommen haben jedoch die Blaikengrößen auf den einzelnen Teilflächen, was folgende Zahlen verdeutlichen:

528 Teilflächen hatten 1961 und 1973 keine Blaikten;
auf 40 Teilflächen blieb der Blaikanteil konstant;
auf 163 Teilflächen verringerte er sich;
auf 214 Teilflächen nahm er zu.

Außerdem ergaben sich Korrelationen zwischen Hangabtrag und den Faktoren Höhenlage, geologisches Substrat, Exposition, Hangneigung und Nutzung.

BARSCH, D. (Heidelberg):

Art und Bedeutung der langsamen Massenbewegungen durch Blockgletscher in alpinen Permafrostregionen

Aktive Blockgletscher sind als gefrorene Blockschuttmassen nicht nur eine Form alpinen Permafrostes sondern auch ein Indikator für Permafrost in alpinem Relief. Mit einer Wandergeschwindigkeit von 5 bis 100 cm/Jahr werden pro Individuum Volumina von durchschnittlich 1,2 bis 1,6 Mio Kubikmeter Schutt und Eis transportiert, wobei der Schuttanteil zu 40-60 % angenommen wird. Aktive Blockgletscher stellen damit ein bedeutendes Transportsystem der periglazialen Höhenstufe unserer Hochgebirge dar, das sich von anderen Transportsystemen deutlich unterscheidet. Da Blockgletscher sich im wesentlichen unterhalb von Schutthalden und unterhalb von (meist) kleinen Gletschern bilden, stellen sie Transportsysteme in Verlängerung der durch Gletscher oder Schutthalden gegebenen Systeme dar.

Nach unseren Abschätzungen für die Schweizer Alpen ergibt sich für die 994 erfaßten aktiven Blockgletscher der Typen 1 und 2 ein Gesamtvolumen von 1200 bis 1600

. 10^6 m^3 , wovon etwa 500 bis 800 . 10^6 m^3 als Schutt anzusehen sind (Tab. 2). Durch Blockgletscher werden also pro Jahr in den Schweizer Alpen 450 bis 600 . 10^6 m^3 t horizontal bzw. 140 bis 190 . 10^6 m^3 t vertikal (bei 0,3 m/Jahr und 30 % = 17° Gefälle) transportiert (Tab. 3). Bezogen auf die Flächeneinheit entspricht das etwa 20 % der gesamten Massenbewegungen nach JÄCKLI (1957) oder 160 % der exogenen Massenverlagerungen in Kärkevagge nach RAPP (1960).

Wasser aus Laubstreu - Gully?
Erosion

Wilde Hefekomponente

Trennung Feststoffpart - Suspensierte Frucht
magnetische auf frequency
breite des Einzugsgebietes