

THERESE PIPPAN

## DISKUSSIONSBEMERKUNGEN ZUR MORPHOLOGIE DER MITTLEREN TAUERNTÄLER

Es seien mir einige Diskussionsbemerkungen zum Aufsatz von E. SEEFELDNER: „Zur Morphologie der mittleren Tauerntäler“ (Mitteilungen der Österr. Geogr. Ges., Wien 1964, Bd. 106/1) gestattet. Da ich auf verschiedene dieses Gebiet betreffende Fragen schon in meinen Aufsätzen: „Diskussionsbeiträge zum derzeitigen Stand der alpinen geomorphologischen Forschung in Salzburg“ (Zeitschr. f. Geomorph. Bd. 6/H. 1. 1962) und: „Abschließende Diskussionsbemerkungen zur Morphologie der Salzburger Alpen“ (Zeitschr. f. Geomorph. Bd. 8/H. 3, 1964) eingegangen bin, möchte ich hier nur einige in den genannten Publikationen nicht näher behandelte Probleme herausgreifen.

Leider ist Verf. nicht auf den Angelpunkt der Diskussion eingegangen, den ich in der Arbeit von 1962, S. 106 herausgestellt habe. Es handelt sich um die Entstehung von Becken und Schwellen in den Tauerntälern, zu welchem Problem ich in meinem mit allgemeiner Zustimmung aufgenommenen Vortrag vor dem IV. Inqua Kongreß in Rom 1953 über: „Neue morphologische Untersuchungen im Kaprunertal, dem klassischen Beispiel der Becken- und Riegelbildung in den Tauerntälern“ (Actes du IV<sup>ème</sup> Congrès de l'Association Internationale pour l'Etude du Quaternaire (Inqua) Rome-Pise 1953) Stellung genommen habe. Diese Arbeit hat Verf. in seinem Buch: „Salzburg und seine Landschaften. Eine geographische Landeskunde.“ Salzburg, 1961 und in seinem oben zitierten Aufsatz (Mitt. d. Österr. Geogr. Ges. Wien 1964) nicht erwähnt, woraus sich vielleicht einige Mißverständnisse erklären.

Da es in den zentralalpinen Tauerntälern nicht möglich ist, eine chronologische Einordnung von Talgenerationen auf Grund korrelater Sedimente vorzunehmen, woraus sich eine große Unsicherheit in deren Altersbestimmung ergibt, auf welche Schwierigkeit für das Ortlergebiet, wo ähnliche Verhältnisse vorliegen, P. HÖLLERMANN in einer neuesten Arbeit hingewiesen hat („Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe)“. (Zeitschr. f. Geomorph., Sonderbd. 4, 1964), versuchte ich in meinen Arbeiten über: „Das Kaprunertal. Morphologische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung der Stufenbildung“. (Mitt. d. Ges. f. Salzbg. Landeskde, Bd. 92, 1952) und: „Geomorphologische Untersuchungen im Stubachtal in den Hohen Tauern“ (Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1957, Bd. 99, H. II., III.) aus der Zerschneidungsfolge der im Laufe des Pleistozäns entstandenen Riegel eine solidere Basis für eine Datierung der Talgenerationen zu gewinnen. Auf derartige Formengenerationen habe ich in meiner 1956 in den Mitt. d. Geologischen Gesellschaft in Wien, 47. Bd., 1954 erschienenen Arbeit über: „Vergleichende geologisch-morphologische Untersuchungen in den drei Klammern des östlichen Tauernnordrandes unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Klamm- und Stufenbildung“ aufmerksam gemacht. Diese Publikation hat Verf. in seiner geographischen Landeskunde und in dem 1964 erschienenen Aufsatz ebenfalls nicht zitiert. Der Riegel der Höhenburg im Kaprunertal, des Sprengkogels im Stubachtal, der Kitzlochklamm im Rauristal und der Liechtensteinklamm im Großarlital sind jeweils aus einem präglazialen Talboden herausgearbeitet, wovon sich Reste auf der Oberkante des Riegelberges erhalten haben. Die Entstehung dieser Riegel geht in ihrer ersten Anlage auf

die spezifische Mechanik der Gletscherbewegung zurück, indem die Wanne oberhalb der Riegelberge ein Abbild der konkav verlaufenden Stromlinien der jeweils vorrückenden Gletscherzunge darstellt und einer Art glazialer Kolkwirkung ihre Ausbildung verdankt. Diese einmal vorgezeichnete Formung wurde durch einen Prozeß der Selbstverstärkung in jeder nachfolgenden Eiszeit akzentuiert, indem die Beckensohle oberhalb des Riegels immer tiefer gelegt, dieser selbst aber, besonders wenn er aus widerständigem Gestein bestand, infolge der durch Stauung des Gletschers an ihm verminderten Glazialerosion immer höher über die Talsohle emporwuchs. Der Prozeß der Becken- und Riegelbildung wurde inzwischen durch quantitative physikalische Untersuchungen von V. W. LEWIS (1947—1960) bestätigt. In meinem mit allgemeiner Zustimmung aufgenommenen Vortrag über: „Comparative glacio-morphological research in Caledonian, Hercynian and Alpine mountains of Europe“, den ich vor dem XX. Internationalen Geographenkongreß in London 1964 hielt, (Abstracts of Papers. 20th International Congress, United Kingdom, London 1964) wies ich unter anderem auch auf dieses Problem hin. Die allmähliche Entstehung der Riegelberge läßt sich aus den ineinandergeschachtelten Eintiefungsfolgen an ihrem Abfall ablesen. Da die Schwelle festen Gesteins eine lokale Erosionsbasis setzte, ging die Verbreiterung des Beckens infolge vorherrschender Seitenerosion der Gerinne oberhalb dieser Talsperren auch in den Zwischeneiszeiten weiter. Die Abfolge der unter dem präglazialen Talboden gelegenen interglazialen Talgenerationen läßt sich in Resten in dem innerhalb des Riegels gelegenen Talabschnitt bis zur nächsten talaufwärts gelegenen Stufe verfolgen. Die an den Riegeln und Klammen mehrerer nördlicher Tauerntäler analog auftretenden Eintiefungsfolgen, wovon eine in der Kitzlochklamm durch die Erhaltung von Resten R—W interglazialen Schotters in 40 m Höhe über der rezenten Achensohle als R—W interglazial datiert ist, bot mir einen stratigraphisch belegten Ansatzpunkt für eine besser fundierte altersmäßige Einordnung der Eintiefungsfolgen in den nördlichen Tauerntälern. Es ist selbstverständlich, daß bei einem anderen Ausgangspunkt der Datierung eine mit Verf. übereinstimmende chronologische Bestimmung der Talgenerationen nicht ohne weiteres zu erwarten ist. SEEFELDNER hat es in seiner geographischen Landeskunde S. 142 als wahrscheinlich bezeichnet, daß die Riegel in diesem Wechsel von Glazial und Interglazial zerschnitten wurden, woraus sich eine Annäherung an meinen Standpunkt ergibt. Wenn Verf. damit die glaziale Entstehung der Riegel zugibt, müßte er auch einen rezenten Talboden am Fuß der Riegel und einen präglazialen an deren Oberkante annehmen, soweit alle Profile erhalten sind, womit auch im Talhintergrund die Abfolge von rezentem, interglazialem und präglazialen Talboden vorliegt. Höher oben folgen dann der Hochtalboden und das Flachkarniveau. Verf. glaubt, daß hier zwischen dem präglazialen Talboden und dem Flachkarniveau zu wenig Platz für dazwischengeschaltete pliozäne Talböden vorhanden sei. Tatsächlich besteht aber z. B. am Moserboden eine Höhendifferenz von 200 m. Mit W. BEHRMANN möchte ich darauf hinweisen, daß der Höhenabstand von Flußterrassen voneinander gebirgsinwärts abnehmen kann (Klute, Handbuch d. Geogr. Wiss., Allgemeine Geographie, 1. Teil, Potsdam 1933). Auch nach F. MACHATSCHKE (Geomorphologie. Stuttgart 1959) können bei starker Hebung des Gebirgsrandes die Terrassenreste talaus stark divergieren. Da die Hohen Tauern eine Hebung mit wachsender Phase erfahren haben (Spreitzer H.: „Die Piedmonttreppe in der regionalen Geomorphologie“. Erdkde V., Bonn 1951), ist hier eine solche Divergenz sehr wahr-

scheinlich. Mit W. BEHRMANN (1933) möchte ich ferner nicht ohne weiteres annehmen, daß zwei Terrassen, die sich an zwei verschiedenen Stellen eines Tales in derselben Höhe über dem Fluß befinden, immer gleich alt sein müssen. W. BEHRMANN hat auch mit Recht davor gewarnt, Längsprofile von Terrassen als Grundlage für die Verbindung von Terrassenresten zu verwenden. Es ist vielmehr eine flächenhafte Kartierung in größerem Maßstab erforderlich. In diesem Sinne kommt den Längsprofilen SEEFELDNER (Abb. 1 und 2, Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., Wien 1964) kaum ausreichende Beweiskraft zu.

Es ist auch sehr schwierig, wenn Verf. jeden über einer Stufe gelegenen Talboden als den nächst älteren bezeichnet, vor allem dann, wenn er richtig annimmt, daß viele Stufen schon präglazial vorhanden waren. Es kann ja ein ausgebildetes Tal in einem Abschnitt von einer Hebung betroffen werden, wodurch hier eine Stufe entsteht. In diesem Fall ist das Talstück oberhalb und unterhalb derselben gleich alt. Keinesfalls können sich die Sohlen älterer Talböden in ihrer ursprünglichen Höhenlage voll erhalten haben, sofern sie glazial tiefer gelegt wurden. Verf. selbst nimmt eine gesamtpleistozäne Tiefenerosion von 200 m an. Nach meiner Auffassung sind die Wasserfall- und Mooserbodenstufe des Kaprunertales ihrer Anlage nach mindestens präglazial (1952, S. 119), erstere entstand wahrscheinlich vor der Anlage der Hochtalgeneration, letztere im oberen Pliozän. Verf. behauptet irrtümlich, daß ich die Entstehung der Eintiefungsfolgen an den Stufen nur durch andauernde Hebung erklärt habe. Ich habe vielmehr 1952 S. 90 für die Stufe der Höhenburg, S. 98 für die Wasserfallstufe und S. 109 für die Birkkogelstufe die Abfolge von glazialer und fluviatiler Erosion als Hauptentstehungsursache der Eintiefungsfolgen angenommen, wobei eine junge Hebung die Tiefenerosion des Flusses begünstigt haben konnte. Verf. hat auch zu Unrecht behauptet, daß ich nur bei der Mooserbodenstufe mit der Möglichkeit einer voreiszeitlich vorhanden gewesenen Gefällssteile gerechnet habe. Vielmehr habe ich S. 88, 112 und 119 ausdrücklich hervorgehoben, daß die Höhenburg- und Wasserfallstufe schon präglazial bestand. Verf. glaubt ferner zu Unrecht, daß ich wie H. HESS die gesamte Taltiefe allein auf die Glazialerosion zurückführe. Ich habe vielmehr bei der Zerschneidung der Riegel aber auch für die Tiefenerosion in den Becken eine namhafte Mitwirkung der fluviatilen Tiefenerosion angenommen. Entgegen Verf. kann der Betrag der Taleintiefung nicht einfach der vergangenen Zeit proportional gesetzt werden, in der die Erosion wirkte, da in Zeiten der Hebung die Eintiefung sehr rasch erfolgt, während in Perioden tektonischer Ruhe die Tiefenerosion sehr zurücktritt. Auch der Wechsel des Klimas beeinflusst das Ausmaß der Tiefenerosion.

Wenn Verf. entgegen einer größeren Zahl anderer Autoren das Bestehen einer unmittelbar präglazialen Kerbe leugnet, muß ihm die Erklärung der Entstehung der Trogschulter Schwierigkeiten bereiten. So besaß nach H. LOUIS das Flußtalprofil, das von der Vergletscherung umgestaltet wurde, vorher ein Schachtelrelief und war vom Fluß schon weit unter die Höhe der Trogschulter eingetieft (Allgemeine Geomorphologie. Lehrbuch der Allgem. Geogr. Berlin 1960). Eine ähnliche Auffassung vertreten F. MACHATSCHKE und L. DISTEL (Geomorphologie. 1959). Wenn für Verf. eine Feststellung des präglazialen Talbodens so schwierig ist, wird damit auch seine Einordnung der älteren Talbodenreste umso unsicherer. Das drückt er selbst aus, wenn er sagt, daß verschiedene ältere Niveaus die Rolle des präglazialen Talbodens zu übernehmen „scheinen“.

In bezug auf die Schwemmkegel des Stubachtals habe ich den Unterschied herausgestellt, daß sie in den äußeren Talteilen zerschnitten, weiter innen aber

unzerstört sind. Wenn die Ineinanderschachtelung mehrerer Schwemmkegel auf klimatische Ursachen zurückgeht, müßten sich die Schwankungen des Klimas im ganzen Tal mehr oder weniger gleichmäßig auswirken. Die Schwemmkegel sind jünger als die Schlernvereisung, da zu dieser Zeit in den Tauerntälern noch Eisströme lagen.

Es sei noch darauf hingewiesen, daß die Zeller Furche tatsächlich eine Depressionszone darstellt, wofür die Abnahme der Gipfelhöhen beiderseits derselben und das Absinken der Diabaszüge gegen diese Senke spricht.

WIGAND RITTER

#### ZUR FRAGE DES FORMENSCHATZES DER „KERNWÜSTEN“

Der Raum der Libyschen Wüste südwestlich von Asyut ist zweifellos einer jener Teile der Sahara, der als Kernwüste anzusehen ist. Neben extrem niedrigen Niederschlägen, auch die im Niltal noch anzutreffende Kondensation von Tau entfällt hier, und höchsten Verdunstungswerten ist das ganze Gebiet so gut wie völlig vegetationslos.

Beobachtungen scheinen aber weniger auf den von MORTENSEN und MECKELEIN für Kernwüsten geforderten Formenschatz hinzudeuten als vielmehr jene Ergebnisse zu bestätigen, welche GABRIEL (Mitt. der Öst. Geogr. Ges. Band 106, 1964) für die Wüste Lut im Iran fand.

Auf der eoänen Kalktafel, die in nahezu horizontaler Lagerung und in einer Seehöhe von 250—300 m zwischen dem Niltal und dem Becken von Charga liegt, überwiegt die Windwirkung die fluviatile Formengebung bei weitem. Verläßt man das Niltal bei Manqabad nördlich Asyut, so verschwinden nach etwa 40 km Spuren von Wasserläufen und Gerinnen völlig. Von hier bis zu km 152 — wo der Abstieg in das Becken von Charga beginnt — ist die Oberfläche von windzerblasenen Rücken aus festem Kalkstein gebildet. Diese erinnern an die „Windgangln“ im Schnee der winterlichen Hochgebirge, die schönsten und markantesten Formen liegen bei km 132—137 südwestlich Manqabad. Bei km 60 konnten wir eine oberflächlich leicht verfestigte Staubschicht feststellen, welche aber ab km 133 völlig fehlte. Hier waren die Mulden zwischen den Kalkrücken von losem Feinsand erfüllt. Rücken und Mulden verlaufen in der Richtung NNW—SSO, gleichsinnig etwa der großen Dünenzone von Gard Abu Moharrik.

Der 150—200 m hohe Steilrand des Oasenbeckens ist wohl fluviatil geformt, während einige Wadis frische Gerinne zeigten, waren andere von Sanddünen zugeweht. Die Oberkante der Kalke zeigt Spuren fossiler Roterden.

Im Becken von Charga finden sich an 2 Stellen 20 km nördlich und 90 km südlich der Oase jene Gebilde, die GABRIEL „Djardangs“ nennt, sehr schön ausgebildet. Auch sie verlaufen in der Richtung NNW—SSO. Zwischen Charga und Baris sind ausgedehnte Strecken von tonigen Ablagerungen bedeckt, welche heute artesisch bewässert werden. Die Bildung von Salzsümpfen hat hier nicht eingesetzt, weil der Grundwasserhorizont in über 50 m Tiefe liegt. Diese Tone setzen sich nach SW noch einige 100 km fort. Es müßten dort die gleichen Formen anzutreffen sein.

Zwischen Charga und Dachla konnten wir im nubischen Sandstein wiederholt frische Schleifspuren des Windes sehen. Insgesamt dürfte der ganze Raum, was noch genauer zu untersuchen wäre, ein Bereich sein, in welchem heute die Windwirkung für die Ausprägung des Formenschatzes bestimmend ist.