

# FID Biodiversitätsforschung

## Decheniana

Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und  
Westfalens

Talasymmetrien in der Umgebung von Bonn - mit 4 Tabellen und 3  
Abbildungen

**Siegburg, Werner**

**1987**

---

Digitalisiert durch die *Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main* im  
Rahmen des DFG-geförderten Projekts *FID Biodiversitätsforschung (BIOfid)*

---

### **Weitere Informationen**

Nähere Informationen zu diesem Werk finden Sie im:

*Suchportal der Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main.*

Bitte benutzen Sie beim Zitieren des vorliegenden Digitalisats den folgenden persistenten  
Identifikator:

[urn:nbn:de:hebis:30:4-189439](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hebis:30:4-189439)

## Talassymmetrien in der Umgebung von Bonn

Werner Siegburg

Mit 4 Tabellen und 3 Abbildungen

(Eingegangen am: 10. 1. 1986)

### Kurzfassung

Zur Analyse der Neigungsasymmetrie der Täler im Bonner Raum wurde eine Gesamttalstrecke von 75 km systematisch untersucht. Der Hauptanteil der asymmetrischen Strecken ist primär periglazialklimatisch bedingt, ein gewisser Prozentsatz kann auf die Substratvarianz oder andere nichtklimatische Faktoren zurückgeführt werden. Die z. T. komplexe Bruchtektonik spielte bei der Genese der Asymmetrien eine allenfalls sekundäre Rolle. Während der größte Anteil der klimabedingten Talungleichseitigkeiten der Insolation als Hauptursache zugeschrieben werden muß, ist ein nur geringer Prozentsatz der periglazialen Asymmetrien auf Windeinflüsse zurückzuführen.

### Abstract

A total valley length of 75 km was studied systematically for the analysis of the slope-angle asymmetry in the valleys around Bonn. The greatest proportion of the asymmetrical sections is primarily periglacial in origin; a certain percentage may be due to bedrock resistance or other non-climatic factors. The partly complex tectonics were only of minor importance in the development of the valley asymmetry. Whereas the largest proportion of the climatically conditioned asymmetrical sections must be mainly attributed to insolation, only a small percentage is due to wind effects.

### 1. Forschungsstand und Aufgabenstellung

Die Neigungsasymmetrie der (kleineren) Täler gehört zu den auffälligsten geomorphologischen Erscheinungen des engeren und weiteren Bonner Raumes. Eine solche liegt vor, wenn auf längere Erstreckung ein Talhang wesentlich steiler geböschet ist als der andere gegenüberliegende Hang. — LEHMANN (1948) beschrieb bereits in einem Aufsatz über Periglazialerscheinungen der Umgebung Bonns die Asymmetrie einiger Lößtäler oberhalb von Mehlem (Drachenfelder Hügelland). Eine eingehendere Untersuchung asymmetrischer Täler erfolgte durch KAISER (1958) im Erftbecken und seinen Randgebieten. Auch FRÄNZLE (1969 a, b) setzte sich mit dem Phänomen im Rahmen seiner Geomorphologie der Umgebung von Bonn auseinander; genauer untersucht wurden jedoch nur die Täler des Breniger-, Hardt- und Lengsdorfer (bzw. Katzenloch-)Baches.

Dem vorliegenden Beitrag liegt eine umfassendere systematische Studie der Talassymmetrie des Bonner Raumes zugrunde, insbesondere des Drachenfelder und Pleiser Ländchens, der südlichen Vile (Teile der Waldville, des Vorgebirges und Kottenforstes) sowie eines kleinen Teils der Duisburger Lößbucht im Bereich der Köln-Bonner-Bucht.

Die wesentlichen Ziele dieser Untersuchung waren

- (1) die quantitative und qualitative Charakterisierung des Phänomens in seiner innergebielichen Differenzierung,
- (2) eine Klärung der Talassymmetriegenese im untersuchten Raum. Hierbei stellte sich vor allem die Frage nach der Bedeutung der Tektonik einerseits und bestimmter klimatischer Faktoren andererseits, die sich in ihrer Wirkung gegenseitig beeinflussen haben mögen.

Im Rahmen der geomorphologischen Forschung in Mitteleuropa ist vor allem die Entstehung klimatisch bedingter Asymmetrien diskutiert worden: Zwar besteht hinsichtlich ihrer chronologischen und morphologischen Charakterisierung als pleistozäne Periglazialerscheinungen ein gewisser Konsens, sieht man einmal von der Auffassung von WINIARSKI (1966) ab, der eine bereits tertiäre Anlage mancher Asymmetrien annimmt. Jedoch hat die Frage nach den wesentlichen Bildungsprozessen und vor allem nach der Hauptursache ihrer Genese und damit nach dem primären klimatischen Relieffaktor zu einer Entwicklung gegensätzlicher Theorien geführt.

Im allgemeinen wird die Bildung der klimabedingten Talasymmetrien auf eine mit der Hangexposition variierende Intensität der fluvialen Lateralerosion und verschiedener periglazialer Denudationsprozesse (z. B. Gelsolifluktion, Abspülung) zurückgeführt. Die verschiedenen Erklärungsansätze seien hier nur in aller Kürze zusammengefaßt.

Die Windtheorie (BÜDEL 1944, 1953; THAUER 1955; HELBIG 1965, u. a.): In den Kaltzeiten akkumulierten die vorwiegend westlichen Winde eine größere Menge Schnee auf den östlich exponierten Leeseiten. Dies führte hier im Frühjahr und Sommer zu einer im Vergleich mit den Gegenhängen wesentlich länger anhaltenden und intensiveren Durchfeuchtung und Solifluktion. In der Folge konnten die Wanderschutt- und Fließerdemassen den Bach im Talgrund allmählich zur westlich exponierten Flanke abdrängen, die somit unterschritten und versteilt wurde, während die Windschattenhänge einer Verflachung durch solifluidale Prozesse unterlagen.

Die Insolationstheorie 1 (LÖSCHE 1930, 1938; POSER 1947, 1948; POSER & MÜLLER 1951, u. a.): Süd- bis westexponierte Hänge weisen während der frühjährlichen Schneeschmelze höhere Strahlungs- und Temperaturwerte auf, so daß hier der dauernd oder saisonal gefrorene Untergrund früher und intensiver auftaute. Die Sonnseiten unterlagen daher in stärkerem Maße den denudativen bzw. erosiven Prozessen. In geringer Talursprungsentfernung bei noch mangelnder Wasserführung und Erosionsenergie des Baches entstanden somit primäre N-E-Asymmetrien (die S-W-ausgelegten Talseiten wurden durch Solifluktions- und Spülvorgänge stärker verflacht als die Hänge in Nord- bis Ostexposition, die somit die Steilflanken bilden). Weiter talabwärts gehen die N-E-asymmetrischen Talabschnitte in sekundäre S-W-Asymmetrien über, da hier die sonnexponierten Hänge bevorzugt durch Lateralerosion unterschritten und versteilt wurden.

Die Insolationstheorie 2 (TRICART 1951, HUTTENLOCHER 1966, FISCHER 1956, u. a.): Auch in dieser Theorie wird die Sonneneinstrahlung als primäre Ursache der Asymmetriegenese hervorgehoben. Die Wirkung der Insolation ist jedoch eine andere als die von POSER (1947, 1948) u. a. angegebene. Zwar unterlagen die S-W-Auslagen im Frühjahr aufgrund des zeitigeren Auftauens in etwas stärkerem Maße der Solifluktion als die gegenüberliegenden Schattseiten, jedoch trockneten sie in den Sommermonaten vollkommen aus und wurden somit stabilisiert. Auf den N-E-exponierten Flanken hingegen hielt der Auftauprozess noch an, ein geringerer Anteil des Schmelzwassers verdunstete, so daß Durchtränkung und Denudation hier wesentlich wirksamer werden konnten als an den Gegenhängen im Frühjahr. Schon hieraus resultierte eine in der Jahresbilanz stärkere Abflachung der schattseitigen Flanken, die noch durch weitere Vorgänge unterstützt und intensiviert wurde.

Die erste Insolationstheorie erfuhr in jüngerer Zeit eine weitgehende Bestätigung und Ergänzung durch die äußerst umfangreichen Untersuchungen von KARRASCH (1970) in verschiedenen Gebieten Mitteleuropas (Tertiärhügelland, nördlicher Schwarzwald, Oberpfalz u. a.). Dennoch ist die Erforschung periglazialer asymmetrischer Täler im Hinblick auf die Ursachen der Asymmetriebildung auch nach 1970 fortgeführt worden, wenn auch meist nur im Rahmen allgemeinerer Themenstellungen. So kam z. B. GEIGER (1973) bei seiner Untersuchung der pleistozänen Hangabtragung im Buntsandstein-Odenwald zu Schlußfolgerungen, die sich eher mit der zweiten Strahlungstheorie als mit der Vorstellung von POSER (1947, 1948) in Einklang bringen lassen. Andererseits konnte SCHÜNKE (1975 a, b) in Island rezente, lokal-klimatisch bedingte Talasymmetrien als Folge einseitig mächtigerer Schneekumulativen nachweisen, welche ihrerseits auf lokale richtungsconstante Winde zurückzuführen sind. – Die Frage nach einer Existenz fossiler Asymmetrien dieser Art in Mitteleuropa ist bis heute noch weitgehend ungeklärt (KARRASCH 1970, S. 230). – Zur Klärung des Asymmetrieproblems sind weiterhin sehr umfangreiche morphometrische Kartenanalysen mittels EDV durchgeführt worden, die allerdings auch keine Einhelligkeit erzielen konnten: Während HORMANN (1971) aufgrund seiner Untersuchungen die Theorie von BÜDEL (1944, 1953) für bestätigt hielt, sah SOHLBACH (1978) hingegen in seinen Ergebnissen eher eine Übereinstimmung mit der ersten Insolationstheorie.

Die vorliegende Analyse erlaubt nun aufgrund der verhältnismäßig geringen Ausdehnung des Untersuchungsgebietes und der Kürze der vermessenen Gesamttalstrecke (ca. 75 km) keine generalisierenden Interpretationsversuche und Schlußfolgerungen, dennoch soll und kann bei der Deutung der lokalen Befunde, insbesondere der statistischen Ergeb-

nisse, die Anwendbarkeit der bestehenden Theorien auf den Untersuchungsraum überprüft werden.

## 2. Regelmäßigkeiten in der talabwärtigen Veränderung der Asymmetrie

Durchwandert man die kleineren Täler des Untersuchungsgebiets jeweils vom Ursprung bis zur Einmündung in einen größeren übergeordneten Talzug bzw. bis zum Auslauf auf einer Terrasse des Rheins oder der Sieg, so lassen sich gewisse regelhafte Veränderungen der Talform und Asymmetrie erkennen (vgl. auch KARRASCH 1970 und FRÄNZLE 1969 a, b).

Die Täler beginnen meist als kaum wahrnehmbare Dellen oder – bei stärkerem Tal-längsgefälle – als kleine, fast unmittelbar einsetzende Kerben mit jeweils symmetrischem Querprofil und gehen oftmals schon in geringer Ursprungsentfernung (100–200 m) in leicht asymmetrische Mulden- bzw. Kerb- oder Muldenkerbtäler über, so z. B. südlich und nördlich der Ortschaft Söven im Pleiser Ländchen. Seltener treten in diesem Abschnitt kastenförmige Querschnitte auf, wie etwa westlich und nördlich von Westerhausen. Die im ursprungsnahen Bereich vorherrschenden Muldentalsrecken weisen bei einer mittleren Steilhangneigung von  $7,8^\circ$  und einer durchschnittlichen Steigung des Flachhangs von  $4,6^\circ$  einen mittleren Asymmetrieindex von 0,4 auf (berechnet nach einer Formel von KARRASCH 1970:  $1 - \text{Neigung Flachhang } (^\circ) / \text{Neigung Steilhang } (^\circ)$ ; hiernach erhält eine Profilsymmetrie den Wert 0, eine Kombination von Fläche und Hang hingegen den Index 1, alle Werte liegen also zwischen 0 und 1). Die Steilhangexpositionen in Abschnitt 2 sind insgesamt sehr unterschiedlich. Darüber hinaus tritt bei einigen Tälchen auf kurzer Strecke eine Asymmetrienumkehr von NE-E<sup>1)</sup> zu SW-W<sup>1)</sup> auf. Meist gehen die ursprungsnahen asymmetrischen Talstrecken in einer durchschnittlichen Ursprungsentfernung von 400–600 m, bei zwei Tälern mit relativ geringem Längsgefälle jedoch erst nach einer Laufstrecke von ca. 1200 m, in einen anderen Formtyp über, der in Anlehnung an POSER & MÜLLER (1951) als Schleppental bezeichnet werden kann. Seine typischen Charakteristika sind a) der lange, konkave bis gestreckte Flachhang (mit  $6-7^\circ$  im Mittel) sowie b) der kurze, konvexe bis gerade, nahezu unvermittelt aufragende Steilhang, der eine durchschnittliche Neigung von  $16-17^\circ$  aufweist. Mit Beginn der Schleppentalstrecken, für die ein mittlerer Asymmetriegrad von 0,61 errechnet wurde, kommt es also zu einem rapiden Anwachsen der Neigungsdifferenzen gegenüberliegender Hänge. Dies deutet auf einen asymmetriebildenden Vorgang hin, der weiter talaufwärts noch nicht oder aber mit wesentlich geringerer Intensität wirksam war (vgl. auch KARRASCH 1970, S. 65): Es liegt nahe, hier auf eine einseitig verstärkte Lateralerosion zu schließen, welche durch eine nun stärkere Wasserführung der Bäche begünstigt wurde. Die Konvexität des Schleppentalsteilhangs sowie seine Gliederung in einen flacheren Oberhang und einen oftmals mit scharfem Knick abgesetzten steileren Unterhang zeigen deutlich eine Hangunterschneidung an. Insgesamt treten in diesem dritten Abschnitt sowohl NNE-SSE- als auch SSW-WNW-exponierte Steilflanken auf, solche mit NNE-E-Exposition allerdings nur im Pleiser Hügelland; NW-NNW-Asymmetrien andererseits wurden nur beim Breniger Bachtal (Vorgebirge) beobachtet.

Bei einigen kleineren Tälern zieht sich der Schleppentalabschnitt ohne längere Unterbrechung nahezu bis zur jeweiligen Talmündung hin (beispielsweise im Höhnerbachtal, Pleiser Hügelland); bei anderen Seitentälern wird er unabhängig von der Richtung des zugehörigen Baches talabwärts durch eine erneute Muldentalsrecke abgelöst, so z. B. im kleinen Katzenlochbachtal südlich von Impekoven am Vorgebirgsrand. Für jenen vierten Abschnitt und z. T. auch bereits für die Schleppentalstrecke ist eine talauswärtige Abnahme vor allem der Steilhangneigung charakteristisch, die in den meisten Fällen mit einer Verminderung des Asymmetriegrades einhergeht. Jene Verflachung erfaßte sowohl die unteren als auch die oberen Hangteile, so daß sie zum einen auf eine Abschwächung der Lateralerosion u. a. infolge vermehrter Frachtbelastung des Baches, zum anderen bei nun größerer Hangfläche auf eine Intensivierung denudativer Abtragungsprozesse (vor allem der Abspülung) zurückzuführen sein dürfte. Die im vierten Abschnitt auftretenden Muldentalsrecken

<sup>1)</sup> Zur Bezeichnung der Asymmetrien werden immer nur die Steilhangexpositionen genannt.

weisen meist gleiche oder ähnliche Steilhangorientierungen auf wie die talaufwärts in sie übergehenden Schleppentalabschnitte. Die hier genannten Tendenzen werden stellenweise durch das Einmünden von Nebentälern niedrigerer Ordnung oder eine Veränderung der jeweiligen Talrichtung modifiziert, wobei sich mehr oder weniger starke Unstetigkeiten in der talabwärtigen Böschungsentwicklung ergeben; diese sind im ein oder anderen Falle mit einem Wechsel der Asymmetrieart, d. h. der Steilhangexposition, verbunden.

Auch die längeren Täler (Pleis-, Lauter- und Godesberger Bachtal) sind in entsprechend großer Ursprungsentfernung durch starke Schwankungen der Böschungswinkel und Asymmetriegrade gekennzeichnet. Damit einhergehend kommt es zu einem häufigen Wechsel der Steilhangauslage, meist bedingt durch Nebentaleinmündung, Mäanderbildung (Gleit-Prallhangeffekt) oder durch eine einseitige Veränderung der Gesteinsresistenz. Die größeren Haupttäler weisen mehr oder weniger breite Sohlen auf (ca. 50–750 m), so daß je nach Hangform von Sohlenschleppentälern oder asymmetrischen Muldensohlen- oder Kastentälern gesprochen werden kann. Letztere sind im Mittel durch einen nur geringen Asymmetriegrad charakterisiert (0,2). Im Gegensatz dazu zeichnen sich die Sohlenschleppentäler (wie auch die Schleppentäler) verständlicherweise durch hohe mittlere Indizes (0,6) aus; die Muldensohlentäler sind hinsichtlich ihrer Asymmetriestärke mit den Muldentälern vergleichbar (bei beiden beträgt der durchschnittliche Index ca. 0,4). Demnach kann also von einer Formtypenabhängigkeit der Asymmetrieintensität gesprochen werden. Für einige der Formtypen sind darüber hinaus auch bestimmte Steilhangorientierungen charakteristisch: Bei den Schleppentälern (mit oder ohne Sohle) sind dies linksrheinisch die ESE-SSE- und SSW-WNW-Expositionen; im Pleiser Hügelland treten Schleppentalsteilhänge jedoch bemerkenswerterweise auch in N-E-Auslage auf, jedoch ebensowenig wie im linksrheinischen Bonner Raum in NW-NNW-Exposition. Die Muldensohlen- und Kastentalstrecken bevorzugen linksrheinisch die südöstlichen Steilhangauslagen (im Gegensatz zu den nordwestlichen), im Pleiser Hügelland hingegen die nordöstlichen (im Gegensatz zu den südwestlichen). Die hier genannten Tendenzen liegen nicht in lokalen hydrographischen oder substratbedingten Standortgegebenheiten, wie z. B. einer Nebentaleinmündung oder unterschiedlichen Gesteinsresistenz an gegenüberliegenden Hängen, begründet.

### 3. Zur Datierung der Täler

Es besteht beim heutigen Stand der geomorphologischen Forschung kein Zweifel mehr daran, daß ein Großteil der Talasymmetrien Mitteleuropas auf Wirkungen eines periglazialen Klimas zurückzuführen und somit den pleistozänen Kaltzeiten zuzuordnen ist. Auch die Mehrzahl der tektonisch bedingten Asymmetrien ist zumindest in der Hauptbildungsphase als pleistozän einzustufen. Bei einer Reihe von Tälern unseres Untersuchungsgebietes kann aufgrund der Beziehung zu eiszeitlichen Talterrassen des Rheins bzw. der Sieg eine genauere Alterseinstufung erfolgen. Es sei hierzu auf Tab. 1 verwiesen.

Die letzte wesentliche Formungsphase der in Tab. 1 aufgeführten Täler fällt also mit Ausnahme des Hanfbachtals ins mittlere Pleistozän; die Intensität der Morphodynamik in diesem Zeitraum kann einerseits auf extremere Klimabedingungen, zum anderen auf die besonderen tektonischen Impulse im Mindel/Riß-Glazial zurückgeführt werden. Daß die Talbildung in der Würmkaltzeit eine nur verhältnismäßig untergeordnete Rolle gespielt hat, beweisen u. a. die auf das Erosionsniveau der Niederterrasse eingespielten Mulden bzw. Kastentalstrecken der unteren MT mit ihren nur geringen Eintiefungsbeträgen (z. B. 5 m bei Meßdorf gegenüber ca. 45 m im rißzeitlichen Hardebachtal bei Nettekoven) (vgl. auch FRÄNZLE 1969 b, S. 41).

### 4. Der Einfluß der Bruchtektonik auf die Asymmetriebildung

Da sich unser Untersuchungsgebiet in einem tektonischen Spannungsfeld im Übergangsbereich zwischen Niederrheinischer Bucht und Rheinischem Schiefergebirge befand und noch befindet, war es bis ins mittlere Pleistozän (Mindelglazial, Holsteininterglazial) hinein durch eine intensive Bruchtektonik gekennzeichnet, durch die in der Umgebung Bonns zahlreiche, z. T. antithetisch eingekippte Schollen entstanden sind (vgl. WILCKENS 1927, SCHÜNEMANN 1958, AHORNER 1962, FRÄNZLE 1969 b und für das Pleiser Hügelland UDLUFT 1939). Der

| Tal                      | auslaufend auf  | letzte wesentliche Formungsphase |
|--------------------------|-----------------|----------------------------------|
| Godesberger Bachtal (V)  | untere Rhein-MT | Rißkaltzeit                      |
| Breniger Bachtal (V)     | "               | "                                |
| Lengsdorfer Bachtal (V)  | "               | "                                |
| Hardtbachtal (V)         | "               | "                                |
| Mirbachtal (V)           | "               | "                                |
| Katzenlochbachtal (V)    | "               | "                                |
| Markeskaulenbachtal (V)  | "               | "                                |
| Engelbachtal (V)         | "               | "                                |
| Pleisbachtal (PL)        | obere Sieg-MT   | Mindelkaltzeit                   |
| Tal bei Gielgen (PL)     | "               | "                                |
| Mühlenbachtal (PL)       | "               | "                                |
| Tal bei Oberholtorf (PL) | untere Rhein-MT | Rißkaltzeit                      |
| Hanfbachtal (PL)         | ältere Sieg-MT  | Würmkaltzeit                     |

Tabelle 1. Das Alter einiger asymmetrischer Täler im Raum Bonn.

V = Südvilla und angrenzende Gebiete.

PL = Pleiser Ländchen.

Quellen: Eigene Untersuchungen; Geologische Karte von Preußen, Blätter Bad Godesberg, Bonn und Siegburg sowie Beilage zu FRÄNZLE 1969 b.

Einfluß dieser tektonischen Bewegungen bzw. des bruchtektonischen Baues auf die Genese der asymmetrischen Täler ist daher im folgenden zu diskutieren.

Im Pleiser Ländchen wurde das devonische Grundgebirge in verschiedene Einzelschollen zerlegt, die entlang NW-SE-gerichteter Verwerfungen von Osten nach Westen treppenartig absinken. Dies kann man aus der Ausbildung und den Lagerungsverhältnissen des Tertiärs sowie der erkennbaren Devonoberfläche ableiten (vgl. UDLUFT 1939, S. 8 u. 34 f.). Die große Mehrzahl der asymmetrischen Täler des Pleiser Hügellandes läßt sich richtungsmäßig jedoch nicht den erwähnten Störungssystemen zuordnen. Ausnahmen stellen nur das Pleis- und Hanfbachtal (in seinem Mittellauf) dar. Allerdings ist auch in diesen Fällen eine primäre bzw. ausschließliche Abhängigkeit der Asymmetriebildung von tektonischen Einflüssen nicht nachzuweisen. So kann z. B. die W-WSW-exponierte Steilstufe des mittleren Hanfbachtals, die an der betreffenden Begrenzungstörung zwei Bruchschollen voneinander absetzt, auch als ein Resultat der Gesteinsresistenz (Grauwacken) oder des Einmündens von Nebentälern gedeutet werden (vgl. TK 25 5209 Siegburg). Im Pleisbachtal andererseits wird deutlich, daß die Tektonik hier allenfalls eine sekundäre Rolle gespielt hat: Trotz der bis ins Pleistozän anhaltenden Hebung der östlichen Talseite sind auf längerer Erstreckung nicht nur Asymmetrien mit westlich, sondern auch mit entgegengesetzt exponierten Steilhängen zu beobachten. Es ist bemerkenswert, daß letztere im Pleisbachtal auch dort auftreten, wo weder Gesteinsvarietäten gegenüberliegender Hänge noch das Einmünden von Nebentälern als ursächliche Faktoren der Asymmetriegenese in Frage kommen.

Das linksrheinische Untersuchungsgebiet ist bruchtektonisch durch ein komplexes Kipp-schollenfeld charakterisiert (vgl. WILCKENS 1927, SCHÜNEMANN 1958). Im Unterschied zum Pleiser Hügelland scheint hier eine stärkere Beziehung zwischen tektonischem Bau und Talasymmetrie zu bestehen: Der Röttgener Sprung mit seinen Ausläufern, der den Duisdorfer Graben vom Kreuzberghorst trennt, der Kottenforstsprung als Begrenzung der Kipp-schollen von Duisdorf und Lüftelberg-Buschhoven sowie die Leimersdorf-Fritzdorfer Störung werden vom Lengsdorfer Bach und zwei kleineren Zuflüssen des Godesberger Bachs bei Pech sowie vom Hardt- bzw. Arzdorfer Bach streckenweise nachgezeichnet. Die Steilhänge der zugehörigen asymmetrischen Talstrecken bilden jeweils eine Stufe, durch welche zwei benachbarte Kipp-schollen morphologisch voneinander abgesetzt werden. Bei einigen Tälern steht auch die Schrägstellung der Schollen mit der Asymmetrie im Einklang, so z. B.

am Katzenloch- und Markeskaulenbach im Bereich des nördlich eingekippten Duisdorfer Grabens bei Nettekoven/Impekoven oder in den Tälern bei Arzdorf und Pech im Drachenfesler Hügelland<sup>2)</sup>; die Steilhangexpositionen entsprechen in diesen Fällen exakt der Einkippungsrichtung der betreffenden Bruchscholle. Trotz der hier genannten Koinzidenzen war die Bruchtektonik auch im linksrheinischen Untersuchungsgebiet für die Asymmetriegenese nicht ausschlaggebend. Folgende Sachverhalte stützen diese Hypothese:

- a) Die SW-W-Asymmetrie des Hardtbachtales bleibt nördlich der Kottenforststörung im Bereich des Duisdorfer Grabens erhalten und erreicht hier sogar ihre maximale Ausprägung.
- b) Die Steilhänge der NW-asymmetrischen Täler bzw. Talstrecken im Duisdorfer Graben sind in Kippungsrichtung der Scholle geneigt (vgl. Mirbach, Göttesbach).
- c) Asymmetrische Täler treten außer- und innerhalb der bruchtektonischen Schwächezonen auf; darüber hinaus herrschen hier und dort ähnliche oder gleiche Steilhangorientierungen vor (vgl. z. B. die Täler bei Holzem und Arzdorf).
- d) Bei einer Berechnung der Produktmomentkorrelation zwischen der mittleren Neigung der Kippschollen, berechnet nach den von SCHÜNEMANN (1958) angegebenen Isohypsen der Tertiär- bzw. Altpleistozänbasis, und dem mittleren Asymmetriegrad der der jeweiligen Einkippung entsprechenden Täler ergab sich mit  $r = 0,33$  nur ein **schwacher** positiver Zusammenhang. Mit nur 9 Fällen als Berechnungsbasis ist dieser Korrelationskoeffizient nicht hinreichend signifikant: Die Irrtumswahrscheinlichkeit beträgt rund 14%; dies liegt weit über der tolerierten Grenze von 5%. Eine statistische Beziehung zwischen der Schrägstellung der Schollen und der Asymmetriestärke ist daher nicht nachzuweisen.

Die Hypothese eines allenfalls sekundären Einflusses der Bruchtektonik auf die asymmetrische Formung der untersuchten Täler kann somit angesichts der hier dargelegten Befunde bestätigt werden.

## 5. Die Abhängigkeit der Asymmetrie von den Hangexpositionen

Es liegt nun auf der Hand, daß die Asymmetriegenese im engeren und weiteren Bonner Raum in erster Linie eine Folge des pleistozänen Periglazialklimas darstellt, da auch Unterschiede in der Verwitterungs- und Abtragungswiderstandsfähigkeit gegenüberliegender Hänge nur bei 24% aller asymmetrischen Talstrecken auftreten. Zumindest für die restlichen 76% ist daher – sofern es sich um systematische Talasymmetrien handelt – eine Anwendbarkeit der eingangs dargelegten Theorien zu prüfen. Da diese jeweils von einer Wirkung gerichteter Kräfte (Wind, Strahlung) ausgehen, denen die Talhänge aufgrund der Expositionsvarianz in unterschiedlichem Maße ausgesetzt waren, muß die Asymmetriegenese im folgenden in ihrer Abhängigkeit von der Hangexposition untersucht werden.

### 5.1. Die Häufigkeit der Steilhangexpositionen (Abb. 1–3)

Der linksrheinische Untersuchungsraum ist zum einen durch ein deutliches prozentuales Übergewicht der SSW-W-exponierten Steilhänge gekennzeichnet. Dies entspricht einer allgemeinen Tendenz innerhalb der fossilen Periglazialgebiete Mitteleuropas (vgl. FEZER 1957, HELBIG 1965, KARRASCH 1970, HORMANN 1971, SOHLBACH 1978 u. a.). Ungewöhnlich erscheint jedoch andererseits die klare Dominanz der SE-SSE-Auslagen bei SW-NE-gerichteten Tälern. Eine solche wurde bislang nur in Gebieten des nördlichen Schwarzwaldes (KARRASCH 1970), des Kaiserstuhls (GEILENKEUSER 1969) und des Buntsandsteinodenwaldes (GEIGER 1973) festgestellt. Es können also linksrheinisch zwei Gruppen benachbarter Himmelsrichtungen unterschieden werden: a) die SE-W-Auslagen, die für die Steilhänge charakteristisch sind, und b) die NW-E-Expositionen, die bevorzugt auf die Flachhänge entfallen. Die ESE- bzw. WNW-Auslagen nehmen dementsprechend eine vermittelnde Stellung ein.

<sup>2)</sup> Ein in Streichrichtung einer Kippscholle verlaufender Bach kann sich seitlich im Sinne der Kippung verlagern und dabei den in entgegengesetzter Richtung geneigten Talhang unterschneiden und verteilen.

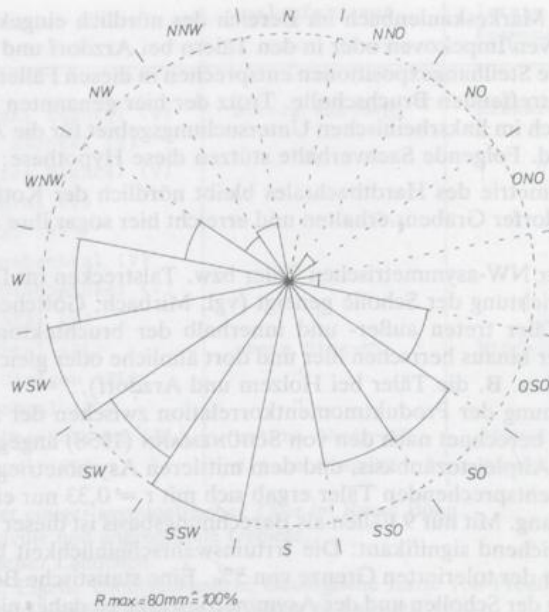


Abbildung 1. Die Häufigkeit der Steilhangexpositionen in der Südville und angrenzenden Gebieten. Die jeweilige Häufigkeitsangabe bezeichnet den prozentualen Anteil der asymmetrischen Talstrecken mit der angegebenen Steilhangexposition an der Gesamtheit der asymmetrischen Strecken mit der jeweils entsprechenden Richtung. Talstrecken mit Gesteinsvarietäten an gegenüberliegenden Hängen wurden von der Berechnung ausgeschlossen.

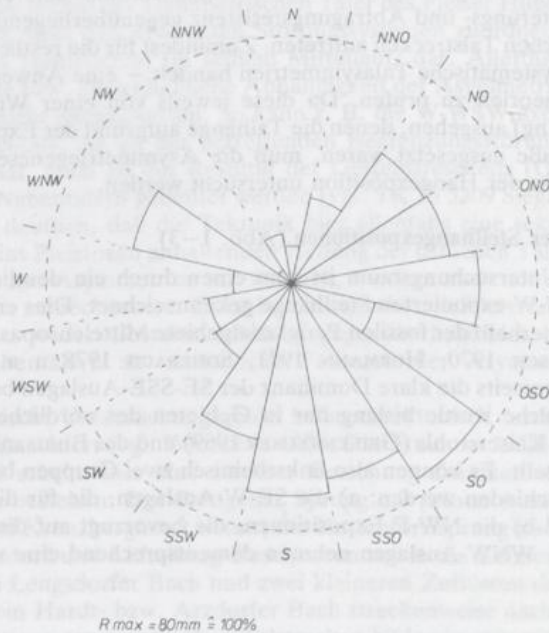


Abbildung 2. Die Häufigkeit der Steilhangexpositionen im Pleiser Ländchen. Siehe Anmerkung zu Abb. 1.



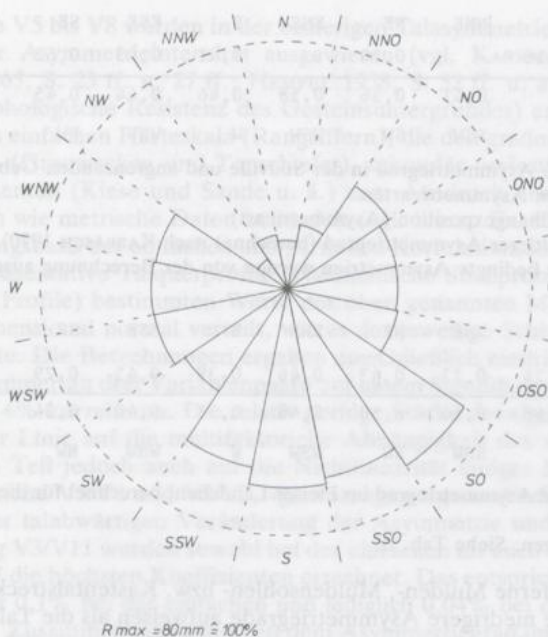


Abbildung 3. Die Häufigkeit der Steilhangexpositionen (gesamt). Siehe Anmerkung zu Abb. 1.

Im Unterschied zum linksrheinischen Untersuchungsgebiet sind im Pleiser Hügelland nicht die SW-W-, sondern die NE-E-Expositionen der Steilhänge häufiger. Dies ist für mitteleuropäische Talsysteme der gegebenen Höhenlage (ca. NN +80–200 m) ebenfalls untypisch; Verbreitungsschwerpunkte NE-E-asymmetrischer Talstrecken treten nämlich in der Regel nur in höheren Mittelgebirgslagen auf. Im übrigen wurde in Tälern mit SW-NE-Richtung im Pleiser Ländchen wie auch in der Südville und angrenzenden Gebieten eine starke Dominanz südöstlicher Steilhangexpositionen festgestellt.

## 5.2. Die Expositionsabhängigkeit des Asymmetriegrades

Zur Erfassung der Expositionsvarianz des Asymmetriegrades wurden die mittleren Indizes (nach KARRASCH 1970) der einzelnen Asymmetriearten (bezeichnet nach der jeweiligen Steilhangexposition) berechnet (vgl. Tab. 2 und 3).

Im linksrheinischen Untersuchungsgebiet heben sich die SE-SSE-Asymmetrien einerseits sowie die SW-WSW-asymmetrischen Strecken andererseits durch ihre überdurchschnittlich hohen Indizes sehr deutlich hervor. Die N-NE-Asymmetrien sind hingegen durch minimale Mittelwerte gekennzeichnet. Diese Befunde entsprechen ziemlich exakt der Häufigkeitsverteilung der Steilhangexpositionen (Kap. 5.1.). Im Pleiser Hügelland weisen die Asymmetrien mit südwestlichen Steilhangauslagen ebenfalls Durchschnittshöchstwerte auf. Extrem niedrige mittlere Indizes wurden für die nördlich (NNW-N-NNE) asymmetrischen Talstrecken berechnet. Auch dieser Befund läßt sich mit den Beobachtungen im linksrheinischen Bonner Raum parallelisieren. Im Unterschied zu diesem bestehen jedoch im Pleiser Ländchen bei einigen Asymmetriearten gewisse Diskrepanzen zwischen der Häufigkeit und dem mittleren Index (Asymmetriegrad): Das Häufigkeitsverhältnis zwischen SE-SSE- und NW-NNW-asymmetrischen Strecken einerseits sowie NE-ENE- und SW-WSW-Asymmetrien andererseits kommt nicht in den Relationen der entsprechenden Intensitätsindizes zum Ausdruck, da die jeweils häufigeren Asymmetriearten niedrigere Intensitätswerte aufweisen. Hierfür gibt es jedoch eine einfache statistische Erklärung: Der weitaus größte Teil der SE-SSE- und NE-ENE-Asymmetrien im Pleiser Hügelland entfällt nämlich auf

| EXP | N    | NNE  | NE   | ENE  | E    | ESE  | SE   | SSE  |
|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|
| AGR | 0,16 | -    | 0,20 | -    | 0,41 | 0,43 | 0,62 | 0,54 |
| AGR | -    | 0,41 | 0,56 | 0,58 | 0,46 | 0,44 | 0,45 | 0,43 |
| EXP | S    | SSW  | SW   | WSW  | W    | WNW  | NW   | NNW  |

Tabelle 2. Der mittlere Asymmetriegrad in der Südville und angrenzenden Gebieten, berechnet für die einzelnen Asymmetriearten.  
 EXP = Steilhangexposition (Asymmetrieart).  
 AGR = Mittlerer Asymmetriegrad (berechnet nach KARRASCH 1970).  
 Aklimatisch bedingte Asymmetrien wurden von der Berechnung ausgeschlossen.

| EXP | N    | NNE  | NE   | ENE  | E    | ESE  | SE   | SSE  |
|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|
| AGR | 0,24 | 0,27 | 0,43 | 0,46 | 0,39 | 0,45 | 0,29 | 0,36 |
| AGR | 0,46 | 0,54 | 0,50 | 0,48 | 0,31 | 0,46 | 0,34 | 0,20 |
| EXP | S    | SSW  | SW   | WSW  | W    | WNW  | NW   | NNW  |

Tabelle 3. Der mittlere Asymmetriegrad im Pleiser Ländchen, berechnet für die einzelnen Asymmetriearten.  
 Anmerkungen: Siehe Tab. 2.

ursprungsnaher oder -ferne Mulden-, Muldensohlen- bzw. Kastentalstrecken, die im Durchschnitt normalerweise niedrigere Asymmetriegrade aufweisen als die Talabschnitte im Mittellauf der Bäche (vgl. Kap. 2).

### 5.3. Die Abhängigkeit des Asymmetriegrades von der Expositionsvarianz der Bodentemperatur

Zur Stützung ihrer Insolationstheorie haben LÖSCHE (1930), POSER & MÜLLER (1951) sowie KARRASCH (1970) die dreijährigen Bodentemperaturmessungen durch KERNER (1891) in verschiedenen Hangauslagen des Inntals herangezogen. Eine statistische Auswertung und Verwendung dieser rezenten Daten im Rahmen einer paläoklimatischen bzw. morphogenetischen Fragestellung ist durchaus gerechtfertigt, wenn nicht die variablen absoluten Werte, sondern nur die Zahlenrelationen in Betracht gezogen werden. Unter dieser Voraussetzung ist auch eine gewisse Übertragbarkeit der Meßergebnisse auf andere Regionen gewährleistet (vgl. Diskussion in KARRASCH 1970).

Neben den Jahres- wurden im Hinblick auf die Intensität der Morphodynamik auch die Frühjahrsmittelwerte der einzelnen Expositionen mit den im Untersuchungsgebiet ermittelten Asymmetriegraden korreliert. Der jeweilige Produktmoment-Korrelationskoeffizient lautete  $r = 0,31$ ; somit besteht nur ein schwacher positiver Zusammenhang, der allerdings mit 0,01 eine recht hohe Signifikanz aufweist. Hiernach kann in 99% aller Fälle von einer Beziehung zwischen den Variablen „Bodentemperatur“ und „Asymmetriegrad“ ausgegangen werden. Es ist allerdings zu berücksichtigen, daß sich hinter dieser Korrelation noch andere, den Asymmetrieindex steuernde Faktoren verbergen können, die „rein zufällig“ auch mit der Exposition im Zusammenhang stehen; in einem solchen Falle wäre die statistische Beziehung „Bodentemperatur/Asymmetriestärke“ rein chorologisch und somit nicht kausal zu erklären (Scheinkorrelation). Aus diesem Grunde wurde von der **partiellen Korrelationsanalyse** Gebrauch gemacht (vgl. BAHRENBERG & GIESE 1975), die es ermöglicht, aus der Korrelation zwischen zwei Variablen die Effekte weiterer Einflußgrößen rechnerisch zu eliminieren, so daß man bereinigte Koeffizienten erhält.

In die Berechnungen wurden folgende Merkmale einbezogen:

- V3 = Asymmetriegrad (berechnet nach KARRASCH 1970, vgl. Kap. 2),
- V5 = Tallängsgefälle in %,
- V6 = Ursprungsentfernung in m,
- V7 = Taltiefe in m,
- V8 = Morphologische Resistenz des Gesteinsuntergrundes (Rangziffer),
- V11 = Bodentemperatur der jeweiligen Steilhangauslage (Jahresmittelwert nach KERNER 1891).

Die Merkmale V5 bis V8 wurden in der bisherigen Talassymmetrieforschung als wichtige Steuergrößen der Asymmetrieintensität ausgewiesen (vgl. KARRASCH 1970, S. 87 ff. u. 93 ff.; HELBIG 1965, S. 23 ff. u. 27 ff.; HEMPEL 1958, S. 52 ff. u. a.). Die Erfassung der Variable 8 (Morphologische Resistenz des Gesteinsuntergrundes) erfolgte mit Hilfe einer eigens definierten einfachen Härteskala (Rangziffern), die den graduellen Unterschied zwischen Festgestein (Grauwacken und Tonschiefer), sekundär verfestigtem Gestein (Tuffe) und Lockersedimenten (Kiese und Sande u. ä.) zum Ausdruck bringt. Die Werte dieser Variablen wurden wie metrische Daten behandelt (vgl. hierzu FRANTZOK 1976).

Die Berechnungsbasis der einfachen und partiellen Korrelationsanalysen bildeten die für 54 (bzw. 51) repräsentative Talquerprofile (systematische Stichprobe aus der Gesamtzahl der vermessenen Profile) bestimmten Werte der oben genannten Merkmale; letztere sind annähernd eindimensional normal verteilt, wie es der jeweilige Schiefetest nach KILCHENMANN (1968) zeigte. Die Berechnungen ergaben ausschließlich niedrige Koeffizienten (vgl. Tab. 4), obwohl immerhin drei Variablenpaare auf einem Signifikanzniveau zwischen 1 und 5% bzw. 0,4 und 4% korrelieren. Die relativ geringe Stärke der signifikanten Zusammenhänge ist in erster Linie auf die multifaktorielle Abhängigkeit des Asymmetriegrades, zu einem geringeren Teil jedoch auch auf die Nichtlinearität einiger Merkmalsbeziehungen zurückzuführen (siehe V3/V6 und V3/V7, vgl. vorangegangene Ausführungen über Regelmäßigkeiten in der talabwärtigen Veränderung der Asymmetrie und Talformen, Kap. 2). Für die Beziehung V3/V11 wurden sowohl bei der einfachen als auch der partiellen Analyse mit 0,31 bzw. 0,37 die höchsten Koeffizienten errechnet. Das entspricht Irrtumswahrscheinlichkeiten von nur 0,1% bei der einfachen und lediglich 0,04% bei der partiellen Korrelation. Ein „reiner“ Zusammenhang zwischen dem Asymmetriegrad im Untersuchungsgebiet und der mittleren Bodentemperatur der jeweiligen Steilhangauslage nach KERNER (1891) kann somit als statistisch gesichert angesehen werden.

Nach den Messungen von KERNER variiert die Jahresmitteltemperatur des Bodens in den 8 Hauptexpositionen des Innerts wie folgt:

|     |      |      |      |      |      |      |      |    |
|-----|------|------|------|------|------|------|------|----|
| N   | NE   | E    | SE   | S    | SW   | W    | NW   | °C |
| 9,5 | 10,6 | 11,2 | 12,6 | 12,6 | 12,7 | 12,2 | 10,1 |    |

Dies entspricht im übrigen nicht nur dem mittleren Asymmetrieindex, sondern auch der Häufigkeitsverteilung der Steilhangeexpositionen im linksrheinischen Untersuchungsgebiet.

| Korrelation mit          | einfache Korrelation |     | partielle Korrelation <sup>1)</sup> |            |
|--------------------------|----------------------|-----|-------------------------------------|------------|
|                          | r                    | p   | r                                   | p          |
| Tallängsgefälle (V5)     | .06                  | .32 | -.02(.09)                           | .45(.27)   |
| Ursprungsentfernung (V6) | .27                  | .02 | .20(.23)                            | .08(.05)   |
| Taltiefe (V7)            | .22                  | .05 | .06(.34)                            | .35(.009)  |
| Gesteinsresistenz (V8)   | .17                  | .11 | .19(.07)                            | .09(.32)   |
| Bodentemperatur (V11)    | .31                  | .01 | .37(.39)                            | .004(.003) |

Tabelle 4. Korrelationen des Asymmetriegrades (V3) mit unterschiedlichen Steuervariablen (V5–V8, V11).

r = Korrelationskoeffizient (Produktmoment- bzw. partielle Korrelation).

p = Irrtumswahrscheinlichkeit (einseitiger Test).

1) Es wurden jeweils die Effekte aller nicht in die Berechnung mit eingehenden Variablen eliminiert.

( ) Die Werte in Klammern ergaben sich nach dem Ausschluß dreier Fälle, die im Korrelationsdiagramm V3/V7 als extreme Ausreißer in Erscheinung traten. Letzteres ist auf nicht-lineare Tendenzen in der Beziehung der beiden Merkmale zurückzuführen.

## 6. Die Deutung der klimabedingten Talasymmetrien

Nun stellt sich die Frage nach der Anwendbarkeit der bestehenden Theorien auf den Bonner Raum und somit nach dem dortigen Hauptfaktor der Asymmetriegenese sowie dem Asymmetriebildungsmechanismus.

Setzt man eine Vorherrschaft südwestlicher bis nordwestlicher Winde in Mitteleuropa während der Kaltzeiten voraus (vgl. hierzu z. B. FLOHN 1953, FRENZEL 1967), so kann nicht oder nur sekundär von einer Windwirkung, wie sie BÜDEL (1944, 1953) beschrieben hat, ausgegangen werden. Dies hat folgende Gründe:

(1.) Die starke Dominanz südöstlich exponierter Steilhänge bei (W)SW-(E)NE-gerichteten asymmetrischen Tälern. Nach der Windtheorie hätte man eine größere relative Häufigkeit der NW-NNW-Asymmetrien erwarten sollen (vgl. Kap. 1).

(2.) Das Auftreten ursprungsferner NE-E-asymmetrischer Sohlentalabschnitte in breiteren Talzügen (siehe Hanf-, Pleisbachtal). Gemäß dem von BÜDEL (1944, 1953) angenommenen Bildungsmechanismus hätten sich hier SW-W-Asymmetrien entwickeln müssen.

Die in ursprungsnahen Muldentalstrecken des Drachenfelder Hügellandes beobachteten primären NE-E-Asymmetrien lassen sich hingegen durchaus mit der Windtheorie vereinbaren, da der Luv-Lee-Effekt in den kleinen Flachmulden oder Dellen noch nicht in dem Maße zur Wirkung kommen konnte. Folglich war die Schneemächtigkeit hier auf beiden Talseiten nahezu gleich groß, so daß die Asymmetrie in diesen Fällen durch die Varianz der Strahlungsintensität an Sonn- und Schattseiten verursacht wurde (vgl. auch THAUER 1955, S. 142).

Was die zweite Insolationstheorie (HUTTENLOCHER 1966, FISCHER 1956, TRICART 1951) betrifft, so steht diese zwar mit der Häufigkeit SE-W-asymmetrischer Talstrecken im Einklang, bietet jedoch andererseits keine Erklärung für die ursprungsnahen und -fernen NE-E-Asymmetrien mit ihren schattseitigen Steilhängen (vgl. Kap. 1).

Die umfassendste Deutung der asymmetrischen Reliefformen des Bonner Raums ermöglicht die Strahlungstheorie von POSER (1947, 1948). Ihr entsprechen sowohl die primären NE-E-Asymmetrien innerhalb der ursprungsnahen Muldentalstrecken als auch die talabwärtigen insulationsbegünstigten Steilhänge in SE-W-Exposition (es handelt sich hierbei um sekundäre Asymmetrien). Auch die ursprungsfernen NE-E-Asymmetrien der breiteren Sohlentalstrecken lassen sich mit der ersten Strahlungstheorie vereinbaren; sie können nämlich ebenfalls als hauptsächlich bodenthermisch bedingte primäre Talungleichseitigkeiten gedeutet werden, da in ihrem Falle **keine selektive** Hangunterschneidung nachzuweisen ist. Im unteren Hanfbachtal bei Geisbach z. B. kam es, als Folge verstärkter nivaler und/oder lateralerosiver Prozesse (vgl. auch STÄBLEIN 1983), selbst an der Schattseite zu einer Unterschneidung; somit bildete sich ein kastenförmiger Querschnitt mit einer vorwiegend in den Oberhangbereichen angelegten NE-E-Asymmetrie (vgl. KARRASCH 1970, S. 58 ff.). Im unteren Pleisbachtal bei Dambroich hingegen wurde an **beiden** Talseiten eine Steilhangbildung durch fluviale Lateralerosion verhindert, wie es das nahezu flachmuldenförmige Querprofil erkennen läßt. Mögliche Ursachen hierfür sind etwa eine zu große Frachtbelastung des Baches bei gegebener Ursprungsentfernung und/oder eine zu starke gelisolifluidale und fluviale Zufuhr von Schwemm- und Fließerdematerial am jeweiligen Hangfuß aufgrund der beträchtlichen Breite der Talhänge.

Die erste Insolationstheorie wird im übrigen auch durch wesentliche Ergebnisse der statistischen Untersuchungen gestützt. Es sind dies:

- Das starke prozentuale Übergewicht der sonnexponierten Steilhänge (vgl. die prozentualen Häufigkeiten der SE-SSW- bzw. der SE-W-Asymmetrien mit denen der NW-NNE- bzw. NW-E-asymmetrischen Talstrecken, Abb. 1 und 2),
- die Höchstwerte der mittleren Asymmetriegrade bei SE-SSE- und SW-WSW- bzw. SSW-SW-Exposition der Steilflanken (vgl. Tab. 2 und 3),
- die Maxima der mittleren Steilhangneigung bei südöstlichen und südwestlichen Auslagen,
- die hohe Signifikanz der Korrelation zwischen dem Bodentemperaturmittel der Steilhangexposition (nach KERNER 1891) und dem Asymmetriegrad (vgl. Tab. 4).

Nun kann die erste Strahlungstheorie jedoch auch in unserem Untersuchungsgebiet keine ausschließliche Gültigkeit beanspruchen; für einige z. T. nicht seltene und nachweislich klimabedingte „Sonderfälle“ muß nämlich eine andere Erklärung gefunden werden. Es handelt sich um diejenigen NW-NNW- und NNE-E-asymmetrischen Profile, die offensichtlich auf einseitige oder einseitig verstärkte Hangunterschneidung zurückzuführen sind und daher genetisch nicht als primäre Formen im Sinne von POSER (1947, 1948) interpretiert werden können. Asymmetrien dieser Art mit nordwestlicher statt der nach der ersten Insolationstheorie zu erwartenden südöstlichen Steilhangexposition treten z. B. im Vorgebirge (siehe Breniger Bachtal) auf. NNE-E-asymmetrische Talquerschnitte mit schattseitigem Unterschneidungssteilhang wurden ausschließlich und relativ häufig im Pleiser Hügelland beobachtet, so z. B. in typischer Ausprägung im Höherbachtal südöstlich der Ortschaft Geisbach bei Hennef. Hier sind typische Schleppentalprofile ausgebildet, die der Regel nach bei gegebener Höhenlage (vgl. KARRASCH 1970, S. 82) durch SSW-W-Expositionen der Steilhänge charakterisiert sein müßten.

In den oben genannten Fällen kann die Talungleichseitigkeit nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand (vgl. KARRASCH 1983) in der Hauptsache nur dem Wind zugeschrieben werden. Ob sich der Prozeßablauf der Asymmetriebildung hier allerdings in der von BÜDEL (1944, 1953) beschriebenen Weise vollzogen hat, ist mit Recht in Frage zu stellen; denn nach Forschungsergebnissen in rezenten Periglazialgebieten (vgl. u. a. KARRASCH 1983, SCHUNKE 1983) können nicht nur Gelisolifluktion, Abspülung und fluvial-lateralerosive Vorgänge, sondern auch die Nivation (z. B. „niveokryosolifluidale“ und „niveokryoklastische“ Effekte, vgl. STÄBLEIN 1983) an der Genese windbedingter Talasymmetrien entscheidend beteiligt gewesen sein. — Es ist fraglich, ob eine Analyse der Hang- und Talbodensedimente klare Hinweise auf die primär verantwortlichen Prozesse zu geben vermag, da die entsprechenden Substratkorrelate längst der Abtragung zum Opfer gefallen sein können. Eventuell zeigen die heute noch vorhandenen Ablagerungen nur Folge- oder Verstärkungsprozesse an, die für die Anlage der Ungleichseitigkeiten nicht ausschlaggebend waren. — Der Mechanismus der Asymmetriebildung bei den Profilen mit nordwestlich bis östlich exponiertem Unterschneidungssteilhang bleibt somit vorerst ungeklärt; denkbar wäre etwa folgender Prozeßablauf: Schneeverwehungen größeren Ausmaßes als Folge regelmäßig auftretender Lokalwinde bestimmter Richtungen führen dazu, daß der Schnee im Winter gebietsweise stets auf den SSW-W-bzw. SE-exponierten Hängen in sehr großer Mächtigkeit angehäuft wird; eine hierdurch hervorgerufene Isolation gegen Strahlung bewirkt, daß gerade die mit einer mächtigeren Schneedecke ausgestatteten Sonnseiten in der frühjährlichen Schmelzperiode nicht oder weniger intensiv auftauen als die Schattenhänge, die aufgrund dessen bevorzugt lateralerosiv unterschritten und versteilt werden (vgl. KARRASCH 1970). — An der Hangfußunterschneidung der schattseitigen Flanken sind darüber hinaus auch Nivationsprozesse beteiligt. — Im jeweiligen Sommer schmilzt dann der große Schneevorrat auf den sonnexponierten Talhängen, so daß die Lateralerosion nicht mit der Zufuhr von Schwemm- und Fließerdematerial am Hangfuß Schritt halten kann. Dies verhindert wiederum eine stärkere Unterschneidung der jetzt tiefgründiger aufgetauten Sonnseiten. Eine Entstehung von NW- bzw. NE-E-Asymmetrien ist die Folge. Daß richtungskonstante lokale Winde und hierdurch bedingte Schneeverwehungen zu einer Entwicklung asymmetrischer Täler führen können, beweisen u. a. Studien in rezenten Periglazialräumen Grönlands und Spitzbergens (vgl. POSER 1936, DEGE 1941; siehe auch SCHUNKE 1975 a, b).

Die vorliegende Diskussion hat gezeigt, daß die primären Ursachen der systematischen Talasymmetrie auch auf relativ kleinem Raum durchaus variieren, selbst wenn gesteinsabhängige und tektonische Gegebenheiten keinen entscheidenden Einfluß ausgeübt haben. Die multifaktorielle Steuerung der Asymmetriegenese und die kleinräumige Variation lokaler Einflußgrößen könnten theoretisch in jedem Einzelfall eine andersgeartete Entwicklung asymmetrischer Talprofile bedingt haben. Dennoch ist im Bonner Raum der größte Teil der klimaabhängigen Asymmetrien primär eine Folge der Insolationsvarianz gegenüberliegender Hänge. Es ist jedoch anzunehmen, daß die Einstrahlung bei Überschreiten einer bestimmten Schneemächtigkeit und Schneedeckendauer auf den Sonnhängen nicht asymmetriebildend zur Wirkung gekommen ist. In diesen Fällen konnten sich windbedingte asymmetrische Täler mit schattseitigen Unterschneidungssteilhängen bilden.

## Literatur

- AHORNER, L. (1962): Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. – *Eiszeitalter Gegenw.* **13**, 24–105.
- BAHRENBERG, G. & GIESE, E. (1975): *Statistische Methoden und ihre Anwendung in der Geographie*. 1. Aufl. 308 S. – Stuttgart (Teubner).
- BÜDEL, J. (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. – *Geol. Rdsch.* **34**, 482–519.
- (1953): Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. – *Erdkunde* **7**, 249–266.
- DEGE, W. (1941): Landformende Vorgänge im eisnahen Gebiet Spitzbergens. – *Petermanns Geogr. Mitt.* **87**, 81–91 u. 113–130.
- FEZER, F. (1957): Eiszeitliche Erscheinungen im nördlichen Schwarzwald. – *Forschn. dt. Landesk. (Trier)* **87**, 86 S.
- FISCHER, H. (1956): Asymmetrische Täler im südwestdeutschen Schichtstufenland, ihre Verbreitung, Entstehung und Abhängigkeit vom eiszeitlichen Klima. – *Diss. math.-nat. Tübingen, Dissertationsauszug Tübingen 1957*, 20 S.
- FLOHN, H. (1953): Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. – *Erdkunde* **7**, 266–275.
- FRÄNZLE, O. (1969 a): Zertalung und Hangbildung im Bereich der Süd-Ville. – *Erdkunde* **23**, 1–9.
- (1969 b): Geomorphologie der Umgebung von Bonn, Erläuterungen zum Blatt NW der geomorphologischen Detailkarte 1 : 25 000. – *Arb. z. rh. Landesk. (Bonn)* **29**, 58 S.
- FRANTZOK, K. (1976): Die multiple Regressionsanalyse, dargestellt am Beispiel einer Untersuchung über die Verteilung der ländlichen Bevölkerung in der Gangesebene. – *Tübinger Geogr. Studien* **66**, 137 S.
- FRENZEL, B. (1967): Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. 291 S. Braunschweig (Vieweg).
- GEIGER, M. (1973): Die Pleistozäne Hangabtragung im Heidelberger Buntsandstein-Odenwald. – *Sammlung quartärmorphologischer Studien I, Heidelberger Geogr. Arb.* **38**, 179–250.
- GEILENKEUSER, H. (1969): Untersuchungen über die Lößtäler im Kaiserstuhl. – *Mitt. geogr. Fachsch. Freiburg N. F.* **1**, 37–69.
- HELBIG, K. (1965): Asymmetrische Eiszeittäler in Süddeutschland und Ostösterreich. – *Würzburger Geogr. Arb.* **14**, 103 S.
- HEMPEL, L. (1958): Eiszeitklima und Gesteinsstruktur – Ihre Bedeutung für die asymmetrischen Talformen im Buntsandstein. – *Eiszeitalter Gegenw.* **9**, 49–60.
- HORMANN, K. (1971): Morphometrie der Erdoberfläche. – *Schr. d. Geogr. Inst. Univ. Kiel*, **36**, 178 S.
- HUTTENLOCHER, F. (1966): *Geographischer Führer für Tübingen und Umgebung*. 232 S. – Tübingen (Katzmann).
- KAISER, K. (1958): Die Talasymmetrien des Ertbeckens als Zeugen des jungpleistozänen Periglazialklimas. – *Decheniana* **111** (1), 33–48.
- KARRASCH, H. (1970): Das Phänomen der klimabedingten Reliefasymmetrie in Mitteleuropa. – *Göttinger Geogr. Abh.* **56**, 299 S.
- (1983): Die periglaziale Tal- und Reliefasymmetrie, in: POSER, H. & SCHUNKE, E., *Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum*. – *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl.*, **3 F.**, **35**, 310–327.
- KERNER, F. v. (1891): Die Änderung der Bodentemperatur mit der Exposition. – *Sber. Akad. Wiss. Wien, II a, math.-nat. Kl.*, **100**, 704–729.
- KILCHENMANN, A. (1968): Untersuchungen mit quantitativen Methoden über die fremdenverkehrs- und wirtschaftsgeographische Struktur der Gemeinden im Kanton Graubünden (Schweiz). – *Diss. Zürich*. 88 S.
- LEHMANN, H. (1948): Über periglaziale Erscheinungen in der Umgebung von Bonn. – *Erdkunde* **2**, 186–190.
- LÖSCHE, H. (1930): Lassen sich die diluvialen Breitenkreise aus klimabedingten Vorzeitformen rekonstruieren? – *Arch. dt. Seewarte (Hamburg)* **48** (7), 39 S.
- (1938): Die Talungleichseitigkeit im Erzgebirgsbecken. – *Geogr. Anz.* **39**, 78–81.
- POSER, H. (1936): Talnetzstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland. – *Z. Gletscherk.* **24**, 43–98.
- (1947): Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. – *Naturwissenschaften* **34**, 10–18.
- (1948): Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. – *Erdkunde* **2**, 53–68.
- & MÜLLER, T. (1951): Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayrischen Hügellandes. – *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl.*, **II b**, **1**, 32 S.
- SCHÜNEMANN, H. W. (1958): Zur Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs und Altpleistozäns am Südrand der Niederrheinischen Bucht. – *Fortschritte i. d. Geologie von Rheinland und Westfalen* **2**, 457–472.

SCHUNKE, E. (1975 a): Neue Beobachtungen zur Periglazialmorphologie Islands. — Die Erde **106**, 47–56.  
 — (1975 b): Die Periglazialerscheinungen Islands in Abhängigkeit von Klima und Substrat. — Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 3 F., **30**, 273 S.  
 — (1983): Periglaziale Mesoformen der europäischen und amerikanischen Arktis, in: POSER, H. & SCHUNKE, E., Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. — Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 3. F., **35**, 352–370.  
 SOHLBACH, K. (1978): Computergestützte geomorphologische Analyse von Talformen. Göttinger Geogr. Abh. **71**, 210 S.  
 STÄBLEIN, G. (1983): Zur arktisch-periglazialen Talformung Ost-Grönlands, in: POSER, H. & SCHUNKE, E., Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. — Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 3. F., **35**, 281–293.  
 THAUER, W. (1955): Die asymmetrischen Täler als Phänomen periglazialer Abtragungsvorgänge. — Mitt. fränk. geogr. Ges. **2**, 135–173.  
 TRICART, J. (1951): Le système d'érosion périglaciaire. — Inf. géogr. (PARIS) **5**.  
 UDLUFT, H. (1939): Geologische Karte von Preußen. Erläuterungen zu Blatt 3036 Siegburg, 76 S. — Berlin.  
 WILCKENS, O. (1927): Geologie der Umgebung von Bonn. — Berlin.  
 WINIARSKI, H. (1966): Zur Frage des Auftretens der Talassymmetrie im norddeutschen Alt- und Jungmoränengebiet am Beispiel ausgewählter Täler des Fläming und der Barnimhochfläche nördlich von Berlin. — Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, math.-nat. R., **15**, 479–491.

Anschrift des Verfassers: Dr. Werner Siegburg, Seminar für Geographie, Päd. Fak., Universität, Gronewaldstraße 2, D-5000 Köln 41.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1987

Band/Volume: [140](#)

Autor(en)/Author(s): Siegburg Werner

Artikel/Article: [Talasymmetrien in der Umgebung von Bonn 204-217](#)