

# Ein rißzeitlicher Eiskeil im Lößaufschluß von Buggingen (Südbaden) mit einem Beitrag zur Lößkindelgenese

von

**Friedhelm Hädrich und Franz Lamparski, Freiburg i. Br.**

## Zusammenfassung

Nach einem Überblick über Zeugen von Frostwirkungen in oberrheinischen Lössen wird der Aufschluß von Buggingen vorgestellt. Ein im Herbst 1983 aufgefundener, mit einer Störung assoziierter und mindestens drei Meter langer altrißzeitlicher Eiskeil wird beschrieben. Seine genetische Deutung liefert einen Beitrag zur Boden- und Klimageschichte des Pleistozäns im Oberrheingebiet. Der Bereich des Eiskeils erlaubt darüber hinaus, zur Genese von Lößkindeln und Lößkindelbänken Stellung zu nehmen.

## Summary

Title: An ice wedge from the Riss Glacial Period in loess from Buggingen (southern Baden) with a contribution to loess doll genesis.

The loess exposure of Buggingen is presented following a survey of evidence of frost action in various loess profiles of the upper Rhine valley. An at least 3 m long Old Rissian ice wedge associated with a little disturbance and discovered in the fall of 1983 is described. The interpretation of its origin contributes to the history of the soil and climate of the Pleistocene of the upper Rhine region.

In addition the surroundings of this ice wedge shed light on the genesis of loess dolls („Lößkindes“) and loess doll banks.

## 1. Einführung

Zeugen eiszeitlicher Frostwirkung finden sich überall in Quartärprofilen Mitteleuropas. In diesem Zusammenhang erwähnt seien beispielsweise Eiskeile und Frostspalten des Profils von Kärlich/ Neuwieder Becken (BRUNNACKER 1982:245) und des Sammelprofils für Südniedersachsen und Nordhessen (ROHDENBURG 1978:7; MEYER und ROHDENBURG 1982:300) bzw. die Eiskeilbeschreibungen von

---

### Anschrift der Verfasser:

Dr. FRIEDHELM HÄDRICH und Dipl.-Geol. FRANZ LAMPARSKI, Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre der Universität Freiburg, Bertoldstraße 17, D-7800 Freiburg i. Br.

ROHDENBURG (1979). Auch zahlreiche von BIBUS (1980) untersuchte Quartärprofile am unteren Mittelrhein enthalten meist mit Tuff gefüllte Eiskeile. BLUME et al. (1978:345) erwähnen Frostkeilnetze, die die Parabraunerdelandschaften der jungpleistozänen Moränenplatten des Berliner Raumes durchziehen. EISSMANN (1981) gibt eine Übersicht über periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus der Sicht des Saale-Elbe-Gebietes.

Die Wirkungen eiszeitlichen Bodenfrostes sind auch aus den südwestdeutschen ehemaligen Periglaziallandschaften bekannt. Spätestens seit der Arbeit von STAHR (1979) über die periglazialen Schuttdecken im Südschwarzwald ist sich die Fachwelt der Bedeutung des eiszeitlichen Bodenfrostes für die nacheiszeitliche Bodenbildung bewußt.

In den Lößgebieten Südwestdeutschlands ist die bloße Existenz von Löß ein deutlicher Hinweis auf die frostklimatischen Wirkungen in bestimmten Pleistozänabschnitten. Die kryoklastische Gesteinszertrümmerung bis in Schluffgröße in den periglazialen Frostschuttarealen der Mittel- und Hochgebirge schuf die textuellen Voraussetzungen; die Ausblasung aus den Frostschuttgebieten bzw. aus den trockenen, vegetationsfreien Stromebenen (z. B. Oberrheinebene) und der äolische Transport hin zu den Akkumulationsräumen während der kaltariden Phasen des Pleistozäns führten zur Lößbildung.

Zu den indirekten Zeugen pleistozäner Frostwirkung gehören die gleyfleckigen „Naßböden“ von FREISING (1949 und 1951) in den Lössen des mittleren Neckarlandes, die der Stauwasserwirkung über Dauerfrostboden zu verdanken sind (BLEICH und SCHLICHTING (1979:179). Auch die regelmäßig in Lößprofilen vorkommenden frühglazialen solifluidalen Materialverlagerungen in Form von Fließerden und Fließlössen unmittelbar über den warmzeitlichen Parabraunerden verdanken ihre Entstehung der Mitwirkung des Bodenfrostes.

Merkwürdigerweise finden sich direkte Zeugen eiszeitlicher Frostwirkung in den badischen Lössen vergleichsweise selten.

Einige Beispiele dafür sind nachfolgend aufgeführt:

- SCHMID (1948) beschreibt einen fossilen Polygonalboden mit Kissenstruktur aus Deckschichten (Löß und Flugsand) der Niederterrasse westlich des Friedhofes von Riegel.
- SCHREINER (1958:118) erwähnt ebenfalls Kissenbodenstrukturen in Deckschichten (geschichteter Löß) über der Niederterrasse westlich des Kaiserstuhls als Hinweis auf eiszeitlichen Frostboden.
- Bei der Probenentnahme im Jahre 1965 im Bötzingen Löß hat HÄDRICH im Bereich von 5,9–6,1 m des Aufschlusses 4 im Würmlöß (KHODARY-EISSA 1968:39: „Jüngerer Löß B, Deluviallöß VI,2“; leider von ihm nicht erwähnt) eine kryoturbate Schichtenverwürgung beobachtet, deren Amplitude jedoch nur wenige Zentimeter betrug;
- Aus dem gleichen Lößgebiet stammt die Beobachtung von KHODARY-EISSA (1968:32, Aufschluß 1), derzufolge die Obergrenze des basalen, eemzeitlichen (BLEICH et al. 1984) Bodenrestes gegen den hangenden „Deluviallöß BVII, 6“

durch offensichtlich kryoturbate Verwürgung (ohne Materialvermischung) im Altwärm ein lappenförmiges Auf- und Abschwingen zeigt;

- LEHMANN-CARPZOW et al. (1976) und STUBENDORF (1976) beschreiben aus einem Sandlößprofil westlich Gottenheim (TK 1:25000, Blatt Freiburg i. Br. Nr. 7912; r 3405380/ h 5354220), das schon STEINMANN (1893) erwähnte, Kryoturbationen und Eiskeilbildungen geringer Größenordnung. Bei den Eiskeilen handelt es sich um 6–15 cm lange und 2,5–4 cm breite Gebilde, die dort in zwei Horizonten auftreten;
- In den Unterböden warmzeitlicher Parabraunerden findet sich gelegentlich eine Lamellenzone, die BLEICH und SCHLICHTING (1979:179) als „Beweis der Eistrindenburg“ und damit als kaltzeitliches Reliktmerkmal auffassen. Solche Lamellenzonen kommen auch in einigen südbadischen Lößaufschlüssen vor. Sie wurden erstmalig von HÄDRICH (1966:48–49) aus der Lehmgrube Windenreute beschrieben, finden sich aber auch in den Aufschlüssen von Niederremmendingen (HÄDRICH et al. 1982:92), Buggingen (eigene Beobachtungen) und Hülgelheim<sup>1</sup>.
- In einem Aufschluß bei Britzingen, der ca. 6 m Würmlöß mit einer basalen Fließerde (umgelagerter Eemboden) umfaßt, fanden sich nach den Untersuchungen von ZOLLINGER<sup>2</sup> zwei lößgefüllte Eiskeile, die auf ca. 60 cm Länge die Fließerde durchsetzen, bevor sie unter eine Straßendecke abtauchen. Als Mindestalter käme u. E. dafür das Mittelwärm in Frage.

Der Fund des hier zur Diskussion stehenden Eiskeils, von dessen Existenz wir im Herbst 1983 dankenswerterweise durch K.A. SCHREINER vom Geologischen Landesamt Baden-Württemberg in Freiburg i. Br. erfuhren, ist nicht allein wegen seiner Rarität in diesem Raum oder seiner Mächtigkeit bedeutungsvoll, sondern vor allem wegen der genetischen Aussagen, die seine Interpretation zuläßt.

## 2. Der Lößaufschluß von Buggingen

Der Aufschluß — eine ehemalige Lehmgrube — wurde nach STEINMANN (1893) vor allem durch BRONGER (1969) bekannt. Er umfaßt über Tertiär<sup>3</sup>) und heute nicht aufgeschlossenen „älteren Schwarzwaldschottern“, in denen BRONGER altquartäres, wenn nicht oberpliozänes Alter vermutet, eine Folge von Lössen, gegliedert durch mindestens vier Paläoböden vom Typ Parabraunerde. Die untere Bodenbildung ist vermutlich zweigeteilt, denn STEINMANN beschrieb an der Südecke des Aufschlusses insgesamt fünf Paläoböden. Die heutigen Aufschlußverhältnisse gestatten nur einen Einblick in den oberen und mittleren Profilteil bis hinab zur Kindelbasis des drittobersten Paläobodens.

<sup>1</sup>) nach einer Begehung mit G. ZOLLINGER am 18. 11. 1983.

<sup>2</sup>) freundliche mündliche Mitteilung

<sup>3</sup>) freundliche mündliche Mitteilung von H. GENSER

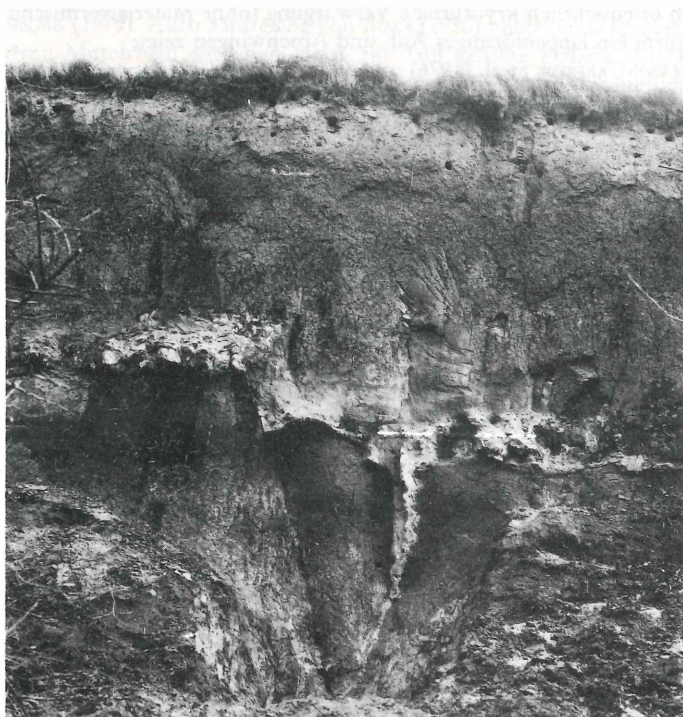


Abb. 1: Ausschnitt aus der Lehmgrube im Hahnengraben bei Buggingen (Foto: G. Mahlke)

Im Bugginger Profil nehmen im Vergleich z. B. zu Riegel die Paläoböden einen großen Flächenanteil in der bis zu 8 m aufgeschlossenen Profilwand ein (Lehmgrube !); die dazwischenliegenden Löss sind relativ geringmächtig, dünnen nach Norden hin aus und verschwinden z. T. völlig, wobei die Paläoböden in gleicher Richtung konvergieren. Würmlöss findet sich nur in geringen Resten an der Oberkante mit einer Mächtigkeit von etwa 1 m (z. T. als Fließerde oder Fließlöss und anthropogen verändert). Lediglich im NW des Aufschlusses erreicht der Würmlöss etwas mehr als 2 m Mächtigkeit.

BRONGER (1969:123) vermeidet eine Zuordnung der Paläoböden zu bestimmten Warmzeiten. Eine neuere Datierung des obersten Paläobodens konnten BLEICH et al. (1984) anhand von Funden vulkanischer Gläser in den Fließlössen unmittelbar oberhalb dieses Bodens vornehmen. Danach sind diese Fließlöss ins Altwurm und der unterlagernde oberste Paläoboden ins Eem zu stellen, wie nicht anders zu erwarten war. Diese Erkenntnis erlaubt auch eine ziemlich sichere zeitliche Einordnung der Eiskeilgenese (Kap. 6).

### 3. Der Eiskeil – Übersicht

Durch die Schürfungen von SCHREINER und Mitarbeitern vom Geologischen Landesamt Baden-Württemberg in Freiburg i. Br., die zum Zwecke der Probenentnahme für paläomagnetische Messungen durch FROMM vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover vorgenommen wurden, war im nördlichen Drittel der Aufschlußwand im Herbst 1983 ein Eiskeil von gut einem Meter Länge freigelegt worden. Weiter abwärts war er hinter Wandsturzmateriale verborgen. Wir gruben ihn bis zu einer Gesamttiefe von 3 m aus (gemessen von der nördlichen Keilschulter). Wenn in dieser Arbeit von „Eiskeil“ geschrieben wird, so verstehen wir darunter sowohl den echten Eiskeil als auch seine heute sichtbare Pseudomorphose (SELZER 1936: 286 und EISSMANN 1981:26).

Bei BRONGER findet sich zwar eine Andeutung davon in seiner Profilskizze, er geht jedoch in seinem Text nicht darauf ein, obwohl dieses Gebilde die klimatische Deutung bestimmter Profilabschnitte erleichtert hätte.

Bevor wir in Kapitel 6 eine Deutung der Eiskeilgenese wagen, soll anhand der Abbildungen 1–3 zunächst eine ausführliche morphologische Beschreibung folgen.

Der Eiskeil durchsetzt den zweitobersten Paläoboden (1 und 2)<sup>4</sup> mit seiner Humuszone (3 bis 5), der hier, wie auch aus der Skizze von BRONGER (1969:116) zu entnehmen, mit dem drittobersten eine Einheit bildet und deshalb an dieser Stelle mehr als 3 m mächtig ist. Er besteht aus einem mindestens 2 m mächtigen braunen Lehm (Parabraunerde-Bt) (1), der nach oben hin allmählich über eine ca. 30 cm mächtige „Humusfleckenzone“ (AB-Horizont) (2) in eine 60 cm mächtige Humuszone (3 bis 5) übergeht, die sich noch weiter unterteilen läßt. Zuunterst liegt mit dunkelstem Farbton der untere Teil der Humuszone (3) mit 30 cm Mächtigkeit; darüber folgt ein oberer Humuszonenteil (4) mit etwas hellerer Färbung und gelegentlichen laminaren Fließstrukturen von 20 cm Mächtigkeit; darauf liegt eine 10 cm mächtige, durch Gelisolifluktion laminar geschichtete, humose Fließerde (5). Über der Humuszone folgt dann ein deutlich laminar geschichteter, ca. 10 cm mächtiger, sehr schwach humoser Fließlöß (6), dessen Oberkante die Eiskeilschulter bildet und der sich zum Eiskeil hin verjüngt. Die Schichten Nr. 3 bis 6 sind im Bereich des Eiskeils aufgewölbt.

Über dem Fließlöß liegt ein in seiner Mächtigkeit zwischen 15 und 45 cm schwankender, innerhalb der Kindelbank einige Oxidationsflecken aufweisender Löß (7), der im wesentlichen auch Eiskeil und Eispalte füllt (7a). In diesem Löß stecken im Bereich des Eiskeil-„Mündungstrichters“ einige vertikal orientierte Lößkindel (11), während außerhalb dieses Trichters eine ebenso mächtige Lößkindelbank entwickelt ist (12).

<sup>4</sup>) Zahlen in Klammern entsprechend der Numerierung in Tab. 1

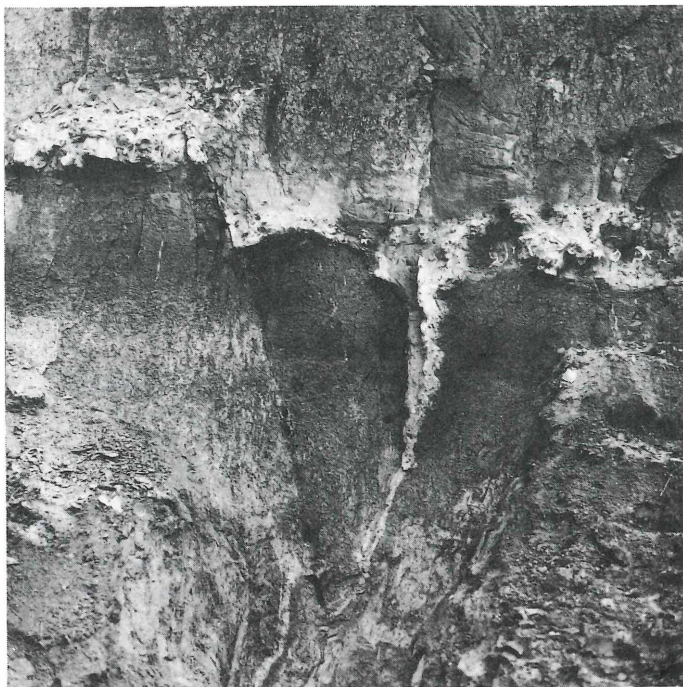


Abb. 2: Altrißzeitlicher solitärer Eiskeil mit Störung (Foto G. Mahlke)

Über diesem Löß folgt mit scharfer, leicht auf- und abschwingender Untergrenze der an dieser Stelle 2,10 m mächtige oberste Paläoboden (Eem), zunächst in Form eines ca. 40 cm mächtigen gebänderten Btv-Horizontes (8), der unmerklich in den hangenden, etwas dunkelbrauneren Bt-Horizont (9) übergeht. Darüber folgt dann noch eine Altwürm-Fließerde wechselnder Mächtigkeit (bis 1 m), aus der sich der heutige Ah-Horizont einer Pararendzina entwickelt hat.

### 3.1 Der Eiskeil im Detail

Der von der nördlichen Keilschulter bis 3 m aufgeschlossene Eiskeil reicht sicher noch ein Stück tiefer. Die oberen 1,4 m etwa sind als deutlicher Keil ausgebildet; die Fortsetzung nach unten läßt sich als Eisspalte (SOERGEL 1936) beschreiben. Darunter verstehen wir den durch Eiswachstum erweiterten primären Frostriß (LEF-FINGWELL 1915).

EIN EISKEIL IM LÖSS VON BUGGINGEN

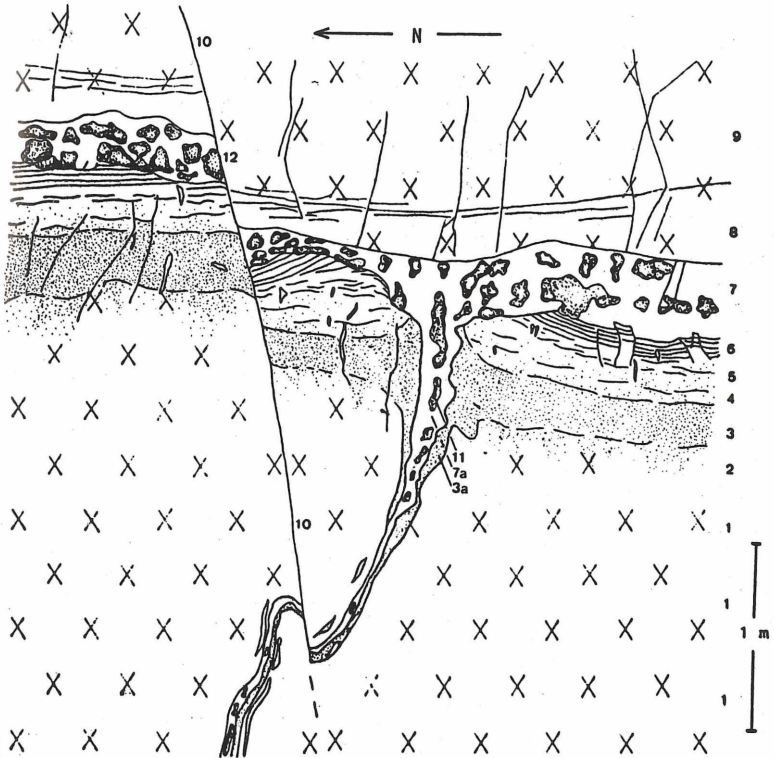


Abb. 3: Skizze des Eiskeils und der benachbarten Horizonte mit Betonung der wichtigsten Merkmale (mit Abb. 2 maßstabsgleich)

Die Ziffern bedeuten:

- 1 = Parabraunerde-Bt der zweit- und drittobersten Bodenbildung
- 2 = AB-Übergangshorizont
- 3 = Humuszone, unterer Teil
- 3a = Humustapete (Füllung der ersten Phase)
- 4 = Humuszone, oberer Teil (Altrif)
- 5 = Humose Fließerde (Altrif)
- 6 = Fließlöss (Altrif)
- 7 = Löss (Hochrif)
- 7a = Lössfüllung (zweite Phase)
- 8 = Btv-Horizont (Eem)
- 9 = Bt-Horizont (Eem)
- 10 = Störung
- 11 = Lösskindelzapfen (Eem)
- 12 = Lösskindelbank (Eem)

Die Schulterbreite beträgt 55 cm. Die Schultern werden aus dem Material des Fließlösses (6) gebildet. Beide Schulterflächen steigen nach außen hin etwas an. Die nördliche Schulter scheint leicht angehoben, so daß sich die Breitenmessung an der Aufschlußwand schwierig gestaltete. Da der Eiskeil darüber hinaus von der Aufschlußwand schräg angeschnitten wird, sind die wirklichen Maße etwa um 10–15 % geringer.

Im unteren Teil der Humuszone (3) beträgt die Keilbreite ca. 16–20 cm und am Übergang in den liegenden Bt-Horizont (1) noch ca. 5–10 cm. Die Breite der Eisspalte innerhalb des Bt wechselt zwischen 2 und 10 cm.

Der Eiskeil selbst und die anschließende Eisspalte sind mit dem hangenden Löß (7a) gefüllt, was einen sehr auffallenden Farbkontrast an der messerscharfen Grenze gegen das benachbarte Bodenmaterial ergibt. Nur im Bereich der Eisspalte, und zwar auf ihrer Nordseite, liegt die Lößfüllung — nahezu ohne Vermischung — direkt am gewachsenen Bodenhorizont an. An allen anderen Stellen grenzt sie zunächst an eine Humus-„Tapete“ Diese Humustapete (3a) besteht aus Material des unteren Humuszonenteils (3), das in den Eiskeil mit Eisspalte eingelagert wurde, eine Dicke von 0,5–10 cm aufweist und nach oben hin bis an die Obergrenze des unteren Humuszonenteils verfolgt werden kann. Am Nordrand des Keils reicht die Humustapete — schneller ausdünnend als am Südrand — nur etwa 10 cm in die Eisspalte hinein, bzw. bis ca. 40 cm unterhalb der Humuszone (3) und fehlt weiter abwärts völlig.

Auf der Südseite dagegen erreicht die Humustapete mit fast 10 cm innerhalb des AB-Horizontes (2) ihre größte Dicke, wird dann innerhalb der Eisspalte (Bt) zunächst ebenfalls sehr dünn, nimmt dann aber im unteren Bt, nach Querung einer anschließend zu beschreibenden Störung, ähnlich wie die gesamte Eisspalte, an Breite wieder zu. Im Bereich der Eisspalte unterhalb der Störung beträgt die Breite der Lößfüllung 5–6 cm, die der Humustapete 4 cm. Auf der gesamten Längserstreckung verläuft die Grenze der Lößfüllung gegen die Humustapete bzw. gegen die Humuszone und den Bt messerscharf. Bei näherer Betrachtung zeigt sich eine deutliche Asymmetrie dieser Grenze dadurch, daß sie an der Nordflanke überwiegend geradlinig, an der Südflanke dagegen wellig bis zapfenförmig ausgebildet ist.

Über die ganze Länge von Eiskeil und Eisspalte finden sich innerhalb der Lößfüllung (7a) einzelne, vertikal bzw. frostrißparallel orientierte, nach abwärts kleiner werdende Lößkindel. Selbst in ca. 2,6 m Tiefe unterhalb der nördlichen Eiskeilschulter beobachteten wir noch ein 12 cm langes Kindel, das die gesamte Lößfüllung an Breite ausmachte.

In der Nähe der Störung wurde die Eisspalte von dieser beeinflusst, so ist ihre Füllung geschleppt und stellenweise in mindestens zwei Äste aufgespalten.

Nach EISSMANN (1981:34) überschreitet bei verfestigten Gesteinen, wie z. B. Ton-schiefern die Eiskeillänge kaum einen Meter. „Sie haben breite Schultern, werden rasch schmaler und gehen in einem dünnen Riß aus“. Dieselben morphologischen Kennzeichen gelten auch für den Bugginger Eiskeil; offensichtlich verhält sich das Material der Paläoböden (1–3) wie ein verfestigtes Sediment.



#### 4. Materialeigenschaften

BRONGER (1969) hat in einer Anlage eine Profildarstellung mit Daten zum Kalkgehalt, Humusgehalt, pH-Wert, Tonmineralbestand und der Körnung gegeben. Seine Probenentnahme erfolgte allerdings gut 20 m weiter südlich.

Wir haben im Bereich des Eiskeils die beteiligten Substrate nur auf ihren Kalk- und Humusgehalt hin untersucht.

Die Bestimmung des Carbonatgehaltes geschah konduktometrisch im Gasanalysator „Carmomat 8 ADG“/WÖSTHOFF/Bochum nach  $\text{CO}_2$ -Freisetzung in der Hitze mittels Orthophosphorsäure (=  $C_{\text{carb}}$ , %). Die Bestimmung des Humusgehaltes erfolgte über die konduktometrische Gesamt-C-Bestimmung mit gleichem Gerät nach trockener Verbrennung der Proben im  $\text{O}_2$ -Strom und Differenzbildung  $C_{\text{t}} - C_{\text{carb}} = C_{\text{org}}$ . ( $C_{\text{org}} \times 1,72 = \text{Humusgehalt in \%}$ ).

Die Ergebnisse der Untersuchung sind in Tab. 1 zusammengestellt.

Zu den Humusgehalten ist festzustellen, daß sich die humosen Straten deutlich von den Lössen (7 + 7a) und dem Bt-Horizont (1) abheben. Es erfolgt eine Zunahme des Humusgehaltes in der Reihe Fließlöß (6) < humose Fließerde (5) < Humuszone, oberer Teil (4) < Humuszone, unterer Teil (3) < Humustapete (3a). Diese Reihung stimmt genau mit dem Geländebefund zunehmender Dunkelfärbung der entsprechenden Substrate überein. Der Geländebefund und die Humusgehalte zeigen eindeutig, daß die Humustapete (3a) aus Material des unteren Teiles der Humuszone (3) besteht (Kap. 6.1).

Die Carbonatgehalte verhalten sich umgekehrt wie die Humusgehalte, es sind jedoch einige kleine Abweichungen bemerkenswert. Der Carbonatgehalt von 37,7 % im Löß (7) erscheint nicht ungewöhnlich hoch für einen Löß aus einer Kindelbank und korrespondiert mit den Gehalten, die BRONGER aus gleicher Position angibt. Der deutlich geringere Gehalt der Lößfüllung in der Eisspalte (7a), die wir genetisch mit Nr. 7 parallelisieren, könnte zwei verschiedene Ursachen haben. Zum einen könnte in Nr. 7a auch Material des Fließlösses (6) enthalten sein, wofür weder die Humusgehalte noch die morphologischen Befunde sprechen und zum anderen könnte Nr. 7a eher den „Normalgehalt“ dieses Lösses darstellen, während Nr. 7 im Bereich der Kindelbank postgenetisch stärker sekundär mit Carbonat angereichert wurde. Wir möchten uns jedenfalls für das zweite Argument entscheiden.

Mit abnehmendem Lößcharakter bzw. zunehmendem Bodenanteil bzw. Verwitterungsgrad werden die Substrate carbonatärmer und zwar in der Reihe  $6 > 5 > 4 > 3 > 2 > 1$ . Lediglich die Humustapete (3a) zeigt eine leichte Erhöhung der Werte gegenüber Nr. 3, was möglicherweise durch geringe sekundäre Carbonatinfiltration aus der benachbarten Lößfüllung (7a) zu erklären ist.

Tab. 1: Eigenschaften ausgewählter Substrate am Eiskeil Buggingen (Angaben in % der Feinerde)

Nr.	Substrat	Position/ Tiefe (m)	Humus- gehalt	Carbonat- gehalt	
9	Bt-Horizont (Eem)	0,65-2,35	n.b.	n.b.	
8	Btv-Horizont (Eem)	2,35-2,75	n.b.	n.b.	
7	Löß (Riß)	Kindelbank nördl. Eiskeil, 2,75-3,05	0,21	37,70	
6	Fließlöß (Altriß)	nördl. Eiskeil 3,05-3,15	0,17	26,27	
5	Humose (Altriß) Fließerde	nördl. Eiskeil 3,15-3,25	0,36	5,92	
4		oberer Teil	nördl. Eiskeil 3,25-3,45	0,43	2,02
3		unterer Teil	nördl. Eiskeil 3,45-3,75	0,50	0,91
2	AB-Horizont (Präriß)	nördl. Eiskeil 3,75-4,05	0,31	0,53	
1	Bt-Horizont (Präriß)	nördl. Eiskeil, oberer Teil 4,05-4,35	0,21	0,19	
<b>Eisspaltenfüllung</b>					
3a	Humustapete (Altriß)	Eisspalte unmitteib. südl. Störung, 5,40	0,55	1,48	
7a	Löß (Riß)	Eisspalte unmitteib. nördl. Störung, 5,10	0,07	29,65	

n.b. = nicht bestimmt

## 5. Die Störung

Einige Dezimeter nördlich des Eiskeils setzt eine kleine Störung mit einem Streichen von  $100^\circ$  und einem Fallen von  $70^\circ$  S durch das Schichtpaket und versetzt alle Schichten bzw. Horizonte gegeneinander. Sie schneidet die Eisspalte etwa in ihrer Mitte, läßt sich aber in dem homogenen Bt-Material weiter abwärts kaum noch verfolgen. Der nördliche Flügel der Störung steht relativ zum südlichen höher. Die Sprunghöhe beträgt an der Kindelbank im Vertikalmaß 50 cm. Dort, wo die Störung die Eisspalte durchsetzt, sind wegen des Farbkontrastes der beteiligten Substrate sehr schöne Schleppungen zu beobachten.

Nach unserer Auffassung ist der rechte, südliche Flügel der Störung gegenüber dem linken, nördlichen relativ abgesenkt. Dafür sprechen zahlreiche Dehnungsrisse, die vor allem die Humuszone in der Umgebung der Störung und des Eiskeils bis zu einer Entfernung von mehreren Metern durchsetzen. Die Mehrzahl dieser Risse streicht zwischen  $90^\circ$  und  $120^\circ$ , d. h. im gleichen Intervall wie Eiskeil und Störung. Vereinzelt streichen die Dehnungsrisse auch zwischen  $0^\circ$  und  $30^\circ$ .

Die Störung durchsetzt auch den hangenden Eemboden und läuft gegen die Aufschlußoberkante in einigen etwa senkrecht auf der Störung ansetzenden Dehnungsrissen aus. Sie ist also eine sehr junge Bildung.

Die Tatsache, daß sich die Lößkindelbank von der Störung an nach Süden hin zunächst in Einzelkindel auflöst, bevor sie sich weiter südlich fortsetzt, hängt ursächlich nicht mit der jüngeren Störung zusammen, sondern mit der Existenz des Eiskeils, worauf in Kapitel 8 näher eingegangen wird.

## 6. Die genetische Deutung des Eiskeils — ein Beitrag zur Boden- und Klimageschichte des Oberrheingebietes

Es besteht wohl kein Zweifel, daß die Paläoböden des Lößaufschlusses Buggingen als fossile Parabraunerden warmzeitliche (thermale) Bildungen unter Waldvegetation sind, so auch die zweit- und drittoberste Bodenbildung, die von Eiskeil und Eisspalte durchsetzt werden. Zeugnisse dafür sind die völlige Entkalkung (0,2 % Carbonat sind sekundäre Aufkalkung), Verlehmung, Verbraunung und Tonverlagerung sowie die große Entwicklungstiefe. Ob die gesamte hangende Humuszone oder nur ihr Oberer Teil — eine Ansicht von BRONGER — einer selbständigen Bodenbildung unter trockener werdendem Klima in Richtung auf das nachfolgende Glazial (Riß) zu verdanken ist, dürfte in diesem Zusammenhang u. E. von untergeordneter Bedeutung sein. Auf jeden Fall wird es eine (evtl. sogar mehrphasige) frühglaziale Humuszonenbildung (vermutlich unter Waldsteppenbedingungen) gegeben haben.

Unsere Vermutungen zur Genese des Eiskeils mit anschließender Eisspalte stützen sich im wesentlichen auf Geländebefunde und die in Tab. 1 dargestellten Ergebnisse von Laboranalysen.

Bei den Geländebefunden sind vor allem der Verlauf der Grenzen der Humustapete (3a) und der Lößfüllung (7a) gegen die benachbarten Horizonte bzw. Schichten maßgebend. Die Füllung des Eiskeils und der Eisspalte mit Humus und Löß legen eine zweiphasige Bildung im Sinne von GALLWITZ (1949) nahe. Für eine zweiphasige Bildung sprechen die scharfe Grenze zwischen den beiden Füllungen und das Fehlen von Materialvermischungen.

Eine Übersicht über den zeitlichen Ablauf der Ereignisse gibt Tabelle 2.

### 6.1 Erste Phase — die Humustapete

Die Grenze der Humustapete zu den Paläobodenhorizonten ist nur im Bereich des Bt-Horizontes (1) deutlich und scharf, verschwimmt nach oben hin im AB-Horizont (2) etwas und ist im unteren Humuszonenteil (3) nur noch bei näherer Betrachtung zu erkennen. Dieser Geländebefund steht in vollem Einklang mit den in Tab. 1 aufgeführten Analysendaten für Humustapete und den unteren Teil der

Tab. 2: Zeitliche Abfolge von Sediment- und Bodenbildung sowie Frostwirkung und Erosion im Bereich des Eiskeils von Buggingen (in Klammern die entsprechenden Nummern aus Tab. 1)

ZEIT	KLIMATÖNUNG (VERMÜTLICH)	SEDIMENT	BODEN	FROSTWIRKUNG	EROSION
HOLOZÄN	KÜHL- BIS WARM-FEUCHT		PARADENZINA (ANTHROPOGEN)		X
JUNG- UND MITTELWÜRM	KALT MIT KURZEN WÄRMESCHWANKUNGEN	LÖB *	?	?	?
ALTWÜRM	ÄHNLICH ALTRIÖ	FLIEGERDE	?	X	X
EEM	WARM-FEUCHT		PARABRAUNERDE (8,9) LÖBKINDEL		(X)
HOCH- s	KALT, TROCKEN KURZE WÄRMESCHWANKUNG	LÖB (7) LÖBFÜLLUNG (7A) LÖB (7)		EISKEIL+EISSPALTE (2. PHASE)	
s	KALT	FLIEBLÖB (6)	DAUERFROSTBODEN	GELISOLIFLUKTION	X
-	KÜHL BIS KALT	HUMOSE FLIEB- ERDE (5)		GELISOLIFLUKTION	X
-	WARM BIS KÜHL, TROCKEN, MIT KUR- ZER KÄLTEPHASE		HUMUSZONE, OBERER TEIL (4)	(X)	(X)
α	WÄRMESCHWANKUNG KALTPHASE	HUMUSTAPETE (3A)	DAUERFROSTBODEN	EISSPALTE (1. PHASE)	(X)
PRÄRIÖ- WARMZEIT	WARM, TROCKEN WARM-FEUCHT		HUMUSZONE, UNTERER TEIL (3) PARABRAUNERDE (2,1) LÖBKINDEL		(X)
PRÄRIÖ- KALTZEIT *	KALT	LÖB *		?	X
ÄLTERE WARMZEIT	WARM-FEUCHT		PARABRAUNERDE LÖBKINDEL		X

X = PROZED WIRKSAM; (X) = GERINGE WIRKUNG; \* = IM BESCHRIBTEN EISKEIL-BEREICH NICHT ENTWICKELT

Humuszone, die eine enge genetische Verwandtschaft erkennen lassen. Der untere Humuszonenteil (3) als schwarzerdeartige Bildung war im „Altriß“ Bodenoberfläche. In einer nachfolgenden Kaltphase — nach Ausbildung eines Dauerfrostbodens (SOERGEL 1932:448 ff. und ROHDENBURG 1979:110) — rissen der untere Teil der Humuszone und die liegenden Horizonte der beiden älteren, zusammengewachsenen Parabraunerden metertief auf (Kontraktion eisgesättigten Bodens bei sehr tiefen Temperaturen). Der primäre Frostriß füllte sich in der nachfolgenden sommerlichen Auftauperiode durch eindringendes und sofort gefrierendes Schmelzwasser mit Eis. Solche mehrfachen periodischen Wechsel von winterlichen Frostkontraktion und sommerlicher Schmelzwasserzufuhr an gleicher Schwächestelle erweiterten diesen primären Frostriß im Laufe der Zeit durch den Eisdruck auf einige Zentimeter.

Die allerdings gering gebliebene Rißverbreiterung spricht für eine relativ kurze Frostwechsel- bzw. Dauerfrostbodenphase.

In einer nachfolgenden Auftauphase (Wärmeschwankung) muß die Eisfüllung durch Material des unteren Humuszonenteils bis zur völligen Plombierung der Spalte ersetzt worden sein. Nach Abschluß dieser ersten Phase lag die Humustapete fertig ausgebildet und mit Fremdmaterial unvermischt vor. Hieraus kann man schließen, daß auch zu diesem Zeitpunkt die Humuszone noch nicht mit jüngeren Sedimenten bedeckt war.

Damit stehen wir mitten im Frühglazial der Rißeiszeit, in dem nach Füllung der ersten Frostrißgeneration eine Humuszonenerweiterung erfolgte (oberer Teil der Humuszone, 4). Die darin sporadisch vorkommenden Fließstrukturen deuten zum einen auf zeitweiligen Permafrostboden hin, und zum anderen zeigen sie, daß sich allmählich Bodenverlagerungen durchsetzten, wie sie später für die Bildung der hangenden Fließerde (5) und den Fließlöß (6) typisch waren. Damit beschränkte sich die Bodenbildung des oberen Humuszonenteiles nicht nur auf eine in situ-Umprägung des möglicherweise ehemals mächtigeren unteren Teiles (3).

Das frühglaziale Frostwechselklima mag sich in der Folgezeit verstärkt haben. Vermutlich hat in katariden Abschnitten schon eine zunehmende Lössanwehung (Zunahme des Carbonatgehaltes) stattgefunden, zunächst schwächer, so daß die humose Fließerde entstand (Einbeziehung von Material des oberen Humuszonenteiles vom Oberhang), später stärker, wobei sich der hangende Fließlöß bildete. Die Analysendaten der Tab. 1 unterstreichen diese mutmaßliche Entwicklung, nehmen doch die Humusgehalte vom oberen Teil der Humuszone (4) über die humose Fließerde (5) zum Fließlöß (6) von 0,43 % über 0,36 % auf 0,17 % ab, die Carbonatgehalte als Ausdruck zunehmenden Lössanteils von 0,2 % über 5,9 % auf 26,3 % zu.

Die laminare Schichtung der humosen Fließerde und des Fließlösses sind ohne Zweifel Ausdruck der Gelisolifluktion über Dauerfrostboden (ROHDENBURG 1971).

Für die weitere Argumentation müssen wir die Grenze der Lössfüllung in Eiskeil und Eisspalte heranziehen.

## 6.2 Zweite Phase — die Lößfüllung

Die Grenze der Lößfüllung zu den benachbarten Straten verläuft überall, d. h. sowohl im Eiskeil als auch in der Eisspalte diskordant. Die jüngste, vom Eiskeil durchsetzte Schicht ist der Fließlöß (6). Die Lößfüllung zeigt, daß die mit Humus plombierte Eisspalte der ersten Phase nach einer längeren Ruheperiode, in die die Bildung der oberen Humuszone bis zum Fließlöß fällt, am Beginn einer nachfolgenden Kältephase (Hochriß ?) mit erneutem Dauerfrostboden reaktiviert und nach oben hin zu einem deutlichen Eiskeil umgebildet wurde, dessen Oberfläche nach einem entsprechenden Höherwachsen im Sinne von SOERGEL (1932:448) der Fließlöß war. Diese zweite Phase kann bezüglich der Lößanwehung als intraformationell im Sinne von EISSMANN (1981:39) angesehen werden.

Die Wirkung dieser mit der 2. Eisbildung in der Eisspalte in Zusammenhang stehenden Eisdruckphase war offensichtlich wesentlich stärker als während der ersten Phase. Wir erkennen dies am deutlichen Aufpressen der Schichten Nr. 3 bis 6 beiderseits des Eiskeils. Dem Eisdruck konnten die Schichten nur nach oben hin nachgeben.

Die Füllung des sich erweiternden und nun auch weiter nach oben gewachsenen Eiskeils sowie der Eisspalte nach dem Austauen (Wärmeschwankung) geschah mit Rißlöß, der in dieser Zeit und späterhin die ganze Oberfläche als äolischer Löß im Sinne von KHODARY-EISSA (1968) in einer Mächtigkeit von mehreren Metern überzog. Die Unterschiede im Carbonatgehalt zwischen der Lößfüllung (7a) und dem hangenden Rißlöß (7) wurden bereits im Kapitel 5 angesprochen.

Bemerkenswert ist, daß in der zweiten Phase die schon existierende Eisspalte mindestens bis zur gleichen Tiefe reaktiviert wurde wie in der ersten Phase. Hierfür sind zwei Phänomene ausschlaggebend gewesen: Zum einen war die Sedimentbedeckung zwischen der ersten und der zweiten Phase (= 40  $\mu\text{m}$ ) so gering, daß eine Reaktivierung durch den Anschluß des neuerlichen Frostrisses an den sommerlichen Auftauboden der zweiten Phase im Sinne von SOERGEL (1932) möglich war. Dies bot die Ernährungsgrundlage für das Eiswachstum in der zweiten Phase. Zum anderen konnte das tiefe Aufklaffen des Frostrisses in der zweiten Phase dadurch begünstigt werden, daß die leicht schräg (85° N) einfallende Humustapete eine Wasserleitbahn darstellte und durch die höhere Wärmeleitfähigkeit das rasche Fortschreiten der Kältefront nach unten erleichterte.

Eine zweite Reaktivierung innerhalb des Riß-Hochglazials wurde wahrscheinlich dadurch unterbunden, daß durch rasche Lößanwehung der Eiskeil die für seine Weiterbildung nötige Verbindung zur sommerlichen Auftauzone des Permafrostes verlor.

Der damals sedimentierte Rißlöß als Zeuge kaltariden Klimas findet sich heute nur noch in vergleichsweise geringer Mächtigkeit über und neben dem Eiskeil. Er wurde von der nachfolgenden warmzeitlichen Bodenbildung des Eem größtenteils aufgezehrt. Berücksichtigt man die durch die eemzeitliche Entkalkung erfolgte Materialsackung — das Carbonat machte etwa ein Drittel der Lößsubstanz aus — dann

berechnet sich überschlägig eine Mindestmächtigkeit des Rißlösses von ca. 3,5 m. Zeugen des eemzeitlichen Entkalkungsprozesses sind die beiderseits des Eiskeils vorhandene Kindelbank, die Einzelkindel in der Eiskeilmündung bzw. weiter abwärts in der Lößfüllung und die bis zu 10 mm dicken, zerbrechlichen Carbonatausscheidungen entlang ehemaliger Wurzelröhren, die sich heute in den Straten Nr. 3 bis 7 finden.

An dieser Stelle sollte noch auf die konvexe, zum Eiskeil hin gerichtete Ausbeulung der Untergrenze der eemzeitlichen Bodenbildung (8) hingewiesen werden. Aus der Literatur sind solche wannenförmigen Eindellungen der Schichten unmittelbar über Eiskeilen bekannt. Nach KAISER (1960:128) sind dies primäre Sedimentstrukturen, die nach oben hin allmählich in horizontale Lagerung übergehen.

Wir deuten diese konvexe Form für den Fall Buggingen als Produkt der eemzeitlichen Bodenbildung im Rißlöß. Die Prozesse Entkalkung, Verlehmung, Verbraunung und Tonverlagerung konnten im Bereich oberhalb des Eiskeils wegen der besseren Drainagebedingungen (Kap. 8) etwas tiefer greifen als es in der schwerer wasserundurchlässigen Umgebung der Fall war. Schichtungsstrukturen im Sinne von KAISER konnten im Rißlöß (7) nicht beobachtet werden.

### 6.3 Klimatische Aspekte der Bodenentwicklung

Der Aufbau der Bugginger altrißzeitlichen Humuszone im Bereich des Eiskeils verdeutlicht die Abhängigkeit der Bodenbildung vom klimatischen Geschehen dieser Zeit.

Nach Abschluß der Parabraunerdebildung des vorletzten Thermals (vermutlich Mindel-Riß bzw. Holstein) entwickelte sich — vielleicht unter Einbeziehung des humosen Oberbodens der Parabraunerde — unter deutlich trockenerem aber zunächst nicht wesentlich kälterem Klima der untere Humuszonenteil als Waldsteinboden, der ursprünglich mächtiger gewesen sein kann. Ob dieser Zeitabschnitt noch zum vorangegangenen Thermal gehört, was wir annehmen, oder schon zum beginnenden Glazial zu rechnen ist, läßt sich vorläufig nicht entscheiden. Ganz sicher aber kam es in einem ersten Kälteabschnitt des Altriß mit Dauerfrostboden zur ersten Frostrißbildung. Diese vermutlich nur kurze Kältephase, in der sich der primäre Frostriß zur Eisspalte erweiterte, wurde durch eine Wärmeschwankung abgelöst, in der die erste Eisspalte austaute und sich mit Material der unteren Humuszone füllte.

Der obere Teil der Humuszone dürfte ebenfalls noch in dieser Wärmeperiode entstanden sein, die jedoch vermutlich von kurzen Abschnitten mit Kältetönung und Bodengefrorenis unterbrochen wurde. Dieser Kälteschwankung sind erste Anzeichen von Gelisolifluktion zuzurechnen. Eine Lössanwehung dürfte in dieser Zeit jedoch noch gering gewesen sein.

Das nachfolgende Frostklima führte zu einer zunehmenden Bodenverlagerung durch Gelisolifluktion über Dauerfrostboden. Gleichzeitig erfolgte eine zunächst geringe, später zunehmende Lössanwehung. Diese Gesamtentwicklung äußert sich

in den Substrateigenschaften durch abnehmenden Humus- und zunehmenden Carbonatgehalt. Parallel dazu ist eine Zunahme der laminaren Schichtung zu beobachten; d. h. bodenbildende Prozesse werden zunehmend von Sedimentationsprozessen abgelöst.

Extreme Kälte leitete dann die hochglaziale Phase der Rißeiszeit ein, in der die Weiterbildung des Frostrisses zum Eiskeil (SELZER 1936:285) bzw. der Eiskeilspalte zum Eiskeil (SOERGEL 1936) stattfand. Eine leichte Wärmeschwankung muß dann zum Austauen des Keileises geführt haben, bevor die verstärkte Lößanwehung und Keilfüllung mit Rißlöß erfolgte.

An diesen Vorgängen zeigt sich, daß auch zu Beginn des Riß-Glazials ähnliche bodenklimatische Oszillationen stattfanden wie im Altwürm bei der Bildung der Mosbacher Humuszonen (SCHÖNHALS et. al. 1964 und SEMMEL 1968). Vergleichbar unseren altrißzeitlichen Bodenbildungen beschreibt ROHDENBURG (1971:309) das Altwürm als einen „reich gegliederten Abschnitt, in dem morphodynamische Ruheperioden mit deutlicher Bodenbildung und Phasen sehr kräftiger Morphodynamik abwechselten.“

SEMMEL (1968) beschreibt aus vergleichbarer Position die sog. „Weilbacher Humuszonen“, in denen ein Äquivalent zu unseren Bugginger altrißzeitlichen Bodenbildungen gesehen werden kann.

Die altrißzeitliche Position des Bugginger Eiskeils stimmt mit den Angaben von EISSMANN (1981:6 f) überein, nach denen die jeweiligen Frühglaziale „sehr häufig“ Eiskeilbildungen aufweisen.

## 7. Eiskeilbildung und Tektonik

Da aus diesem Aufschluß noch nie ein Eiskeil beschrieben wurde und auch sonst Gebilde derartiger Dimension aus gleicher Zeit im südbadischen Raum nicht bekannt sind, muß für diese Einzelerscheinung eine besondere Begründung gefunden werden. Wir vertreten die Auffassung, daß Eiskeil- und Eisspaltgenese tektonisch vorgeprägt wurden; sichtbar am geringfügigen Versatz der Humuszone im Bereich des Eiskeils. Wie schon erwähnt, finden sich im Aufschluß eine größere Zahl von Kleinstörungen und Klüften mit einem Streichen zwischen 100° und 120°. Ein Zusammenhang mit der Oberrheingraben tektonik liegt im Bereich des Möglichen, obwohl dementsprechende Störungen durch den N-S-Verlauf der Aufschlußwand sicherlich unterrepräsentiert sind.

Eine einfachere Lösung wäre es, die gesamten ost-westlichen Störungen, einschließlich der in Kap. 5 beschriebenen, als Dehnungserscheinungen bzw. Entlastungsrutschungen aufzufassen. Ursache dafür könnte eine mittelpleistozäne Talausträumung im benachbarten „Hahnengraben“ sein, dessen Nordrand sich in etwa 45 m Entfernung vom Eiskeil befindet.

Eine derartige Störfläche zeichnete den Weg für Frostriß und Eiskeil vor. Sie bedeutete eine Unstetigkeitsfläche, die die Anlage des Frostrisses bzw. das periodische



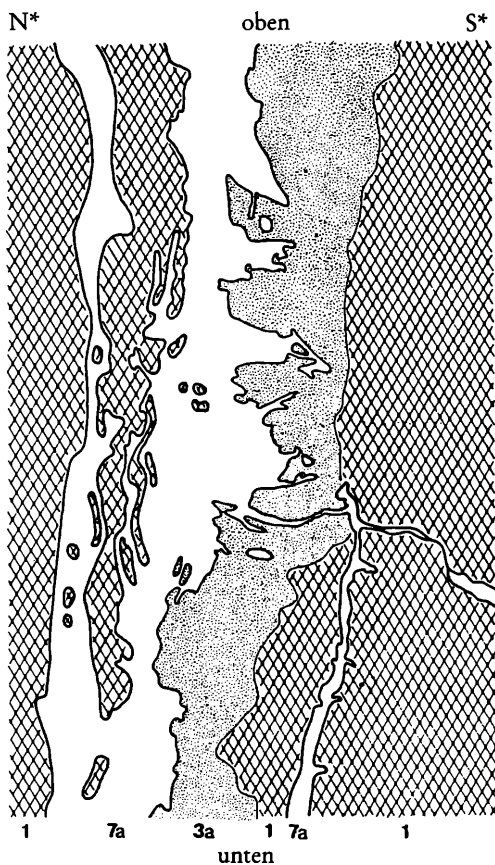


Abb. 4: Zapfenartiges Eindringen der zweiten Eiskeilfüllung (Rißlöß) in die früher entstandene humose Füllung an der Südflanke der Eisspalte (Bildhöhe ca. 25 cm; Ziffern wie Abb. 3)

Eindringen von Schmelzwasser begünstigte. Damit wurde auch die beschriebene Reaktivierung von Frostriß, Eisspalte und Eiskeil erleichtert.

Der hier beschriebene Eiskeil mit Eisspalte weicht vom allgemein bekannten Bild dadurch ab, daß er im Verhältnis zu seiner Tiefe eine sehr geringe Breite aufweist. Nach SOERGEL (1936:235) zeigen tiefe Eiskeile eine erhebliche Breitenausdehnung insbesondere dann, wenn — wie in Buggingen — während ihrer Entwicklung die Sedimentation gering war. Unsere Beobachtung, daß der schmale Eiskeil nach unten in eine sehr lange (mindestens 2 m) Eisspalte übergeht, ist ungewöhnlich, läßt

sich aber leicht dadurch erklären, daß Dehnungsprozesse und Frost gleichsinnig gewirkt haben.

Da schon relativ häufig Eiskeile mit reinen, von Fremdmaterial verfüllten Dehnungsrissen verwechselt wurden (vgl. SCHWARZBACH 1952) erscheint es notwendig, die Kryogenese des beschriebenen Objektes zu belegen.

Die folgenden drei Beobachtungen:

- Schichtenaufpressung im Eiskeilbereich,
- scharfe Trennung der verschiedenen alten Füllungen und
- die wellige bis zapfenförmige Konfiguration der Grenze zwischen Lößfüllung und Humustapete sowie Lößadern, die vom Kern ausgehend die Matrix der Eispaltenflanken durchsetzen

sprechen eindeutig für eine Mitwirkung von Eis. Die zuletzt angeführte Beobachtung dürfte auf Kryoturbation und horizontales Wachstum von Eisnadeln zurückzuführen sein (Abb. 4).

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß der rißzeitliche Eiskeil mit Eisspalte durch Bildung von Dehnungsfugen vorgeprägt und ermöglicht wurde. Eine zweite, sehr junge Störung desselben Kräfteplanes durchschnit und versetzte später Eiskeil und Lößkindelbank.

## 8. Zur Genese von Lößkindeln

Es dürfte heute Übereinstimmung darüber herrschen, daß Kalkkonkretionen in Lössen überall dort entstehen können, wo innerhalb hydrogencarbonatreicher zirkulierender Lösungen das Lösungsgleichgewicht zugunsten des Calciumcarbonates verschoben wird. Ursachen dafür sind eine Verringerung des  $\text{CO}_2$ -Partialdruckes oder eine Temperaturerhöhung. Solche Änderungen können an Systemgrenzflächen auftreten, z. B. an der Obergrenze eines Grund- oder Stauwasserkörpers gegen den wasserungsgesättigten und damit besser durchlüfteten Porenraum im Hangenden. Carbonatfällungen können auch auftreten, wenn dem Lösungssystem durch Verdunstung Wasser entzogen wird.

In Lössen ergeben sich daher im wesentlichen zwei Möglichkeiten der Kalkkonkretionsbildung, entweder an der Obergrenze eines Grund- oder Stauwasserstockwerkes oder in gut durchlüfteten Hohlräumen, z. B. alten Wurzelkanälen.

Bei dieser Betrachtung wollen wir jene mürben, kleinen, reinen Calcitfällungsformen außer acht lassen, die Pseudomyzel bzw. Beloglaski (Weißäuglein) genannt werden, denen zwar auch der oben angeführte Entstehungsmechanismus zugrunde liegt, die aber relativ einfache Anfangsformen der Calcitfällung darstellen. Wir wollen uns vielmehr jenen Formen zuwenden, die ihre Entstehung einer steinharten Verbackung des Löß durch Calcitfüllung seiner Poren verdanken, den Lößkindeln.

Die „Normalform“ der Lößkindel ist die langegestreckte Zapfenform, wie sie an der Basis warmzeitlicher Bodenbildungen mit starker Entkalkung die Regel ist, falls unter dem Boden ein tiefgründiger Löß folgt. Sie entstehen wohl kaum als Ausfäll-

lungen um lebende Wurzeln, zum einen schon deshalb nicht, weil die Lebensdauer einer solchen Wurzel für die oft sehr großen Formen nicht ausreicht und zum anderen, weil um lebende und damit atmende Wurzeln herum durch deren  $\text{CO}_2$ -Abgabe eher Lösungs- als Akkumulationstendenz der Carbonate zu erwarten ist, auch wenn Wurzeln direkt Wasser entziehen und damit die Hydrogencarbonatlösung in der Wurzelumgebung konzentrieren.

Auch Grobwurzeln von heute lebenden Bäumen und Sträuchern sind offensichtlich an einer aktuellen Kindelbildung nicht beteiligt, sonst würde man solche rezenten Kindelbildungen im oberflächennahen Löß beobachten können. Gerade der junge Würmlöß ist aber relativ kindelfrei.

Indirekt können solche Grobwurzeln die Bildung von Lößkindeln aber begünstigen, denn sie hinterlassen nach ihrem Absterben und Vermodern Hohlräume (Wurzelnegativ), die nur allmählich verfallen und sich dann mit relativ locker gelagertem Löß füllen. In diesem lockeren und damit porenreichen Löß im alten Wurzelkanal dürften über längere Zeit bessere Durchlüftungsbedingungen geherrscht haben als im angrenzenden, durch den vorherigen Wurzelndruck eher noch verfestigten Löß. Die besseren Durchlüftungsbedingungen in den alten Wurzelkanälen bedeuteten wegen des besseren Gasaustausches eine ständige Verringerung des  $\text{CO}_2$ -Partialdruckes, was sehr leicht zu einer fortschreitenden Calcitfällung führen konnte. Hinzu kam, daß diese locker mit Löß gefüllten alten Wurzelkanäle bevorzugte Sickerbahnen für hydrogencarbonatreiche Wässer aus dem hangenden Boden waren. Es ist denkbar, daß auch auf dem Diffusionsweg aus der Matrix heraus ständig Hydrogencarbonat in die Kanäle nachgeliefert werden konnte, und zwar einem sich aufbauenden und sich erhaltenden Konzentrationsgradienten folgend.

So entstand zunächst eine rinden- bzw. zylinderförmige Abscheidung von Calcit, die durch ihr Wachstum nach innen allmählich den gesamten alten Wurzelkanal ausfüllte, die primären Lößpartikel verkrustete und erhärtete und so auch die ursprüngliche Wurzelkanalform nachbildete. Wenn sich dieser Vorgang über Jahrhunderte oder Jahrtausende fortsetzte, entstanden massive Kalkkonkretionen, deren Carbonatgehalt 70–80 % erreichen kann und die sich wegen ihrer oft bizarren Formen in früheren Zeiten die Kinder armer Leute anstelle von Puppen in ihre Kinderwägelchen legten.

Die Quelle des angelieferten Hydrogencarbonats sind die in Entwicklung und damit in Entkalkung befindlichen warmzeitlichen Böden im Hangenden der Lössе, in denen genau der umgekehrte Vorgang der Carbonatlösung durch Wasser- und  $\text{CO}_2$ -Zufuhr erfolgte. Daraus ergibt sich, daß Lößkindel ebenfalls warmzeitliche (syngenetische) Bildungen sind. Diese engen Beziehungen zu den sich entwickelnden Paläoböden im Hangenden äußern sich auch in der Beobachtungstatsache, daß sich die Kindel zunächst unmittelbar an der Bodenbasis konzentrieren, wo auch immer eine wesentlich größere Wurzeldichte herrschte, während weiter abwärts im Löß die Kindel an Zahl und Größe abnehmen.

Wenn Lößkindelzapfen an der Basis der Paläoböden sehr dicht zusammenrückten, weil im Gefolge der verschiedenen Baumgenerationen immer wieder neue

Wurzelkanäle für die Kindelbildung geschaffen wurden, dann konnten die einzelnen Zapfen auch zusammenwachsen. Sie bilden dann die regelmäßig zu beobachtenden Lößkindel- oder Lößkalkbänke, aus denen einzelne Zapfen oft noch meter-tief in den liegenden Löß hinabragen. Diese Ausbildung möchten wir noch zur Normalform zählen.

Die bisher geschilderten Entstehungsbedingungen für Lößkindelzapfen und zapfenbestückte Kindelbänke setzen eine gute Lößdränage für Sickerwasser voraus und ebenfalls genügend mächtige Lössе.

Wenn sich allerdings die Dränagebedingungen verschlechterten, z. B. durch Sickerwasserstau unmittelbar oberhalb sehr dichter Paläoböden oder Schichten, dann konnten Formen der Carbonatfällung entstehen, bei denen eine abwärts gerichtete Zapfenbildung unterblieb. Es erfolgte dann eine massive Carbonatfällung in Kissen- oder Plattenform, wobei ebenfalls einzelne Kindel und Kindelbänke entstehen konnten, die oftmals kleine, sehr bizarre, aufwärts gerichtete Zapfen tragen, die den Gebilden ein Aussehen verleihen, das den Oberflächenformen im Bryce Canyon/U.S.A. nicht unähnlich ist. Unseres Erachtens sind diese Bildungen typisch für eine Carbonatfällung im Löß an der Obergrenze von Grund- oder Stauwasserleitern.

An dieser Stelle kommen wir auf die Beobachtungen an unserem Eiskeil zurück.

Dort, wo sich die Kindel der eemzeitlichen Bodenbildung unmittelbar über der dichten Humuszone des zweitobersten (vermutlich mindel-rißzeitlichen) Paläobodens entwickelten, haben sie wegen der dort behinderten Dränage die geschilderte Kissenform angenommen.

Die Kindel wirken wie nach unten abgeschnitten, wobei die Kindelbasis ein ganz bestimmtes Niveau einhält und in keinem Falle unterschreitet. Es ist die Untergrenze des Rißlöß (7). Der Wasserstau wird wohl nicht allein durch die relativ dichte Humuszone, sondern auch durch den laminar geschichteten Fließlöß (6) bzw. auch durch den mächtigen Bt-Horizont (1) bewirkt. Er äußert sich in den wenigen Oxidationsflecken innerhalb der Kindelbank und dürfte wohl kaum höher gereicht haben; für die geschilderte besondere Kindelform war er jedoch ausreichend. Eine mögliche laterale Dränage innerhalb der Kindelbank, bedingt durch das vermutlich westgerichtete Einfallen der liegenden Schichten bzw. Horizonte, mag ihn begrenzt haben.

Die geschilderte Kindelbankausbildung findet sich zu beiden Seiten des Eiskeils bzw. der Störung.

Im Bereich des Eiskeils hingegen herrschten zur Zeit der Kindelbildung (Eem) durch die vorangegangene Dehnungsrißbildung und Frostwirkung mit nachfolgender Lößfüllung gute Dränagebedingungen. SELZER (1936:281 und 282) beschrieb aus dem Göttinger Raum in Tonschiefer des unteren Lias hineinragende, mit schwach verlehmtm Löß gefüllte Eiskeile, die „dem Liaston gegenüber ein wertvolles natürliches Dränagesystem“ bilden. Den unteren Lias von Göttingen braucht man sich nur mit dem mächtigen polygenetischen Paläoboden ersetzt denken, der in Buggingen vom Eiskeil mit Eisspalte durchsetzt wird, um die Dränagebegünstigung an die-

ser Stelle zu verstehen. Die eemzeitliche Durchwurzelung konnte im Bereich von Eiskeil und Eisspalte tiefreichende Wurzelkanäle hinterlassen; es verhielt sich damit die Lössfüllung in Eiskeil und Eisspalte wie ein mächtiges Lösspaket. Die Folge war hier die Normalentwicklung von Lösskindelzapfen.

Der Lössaufschluß von Buggingen bietet damit eine einmalige Gelegenheit, beide Entstehungsweisen von massiven Carbonatkonkretionen, die normalen Lösskindelzapfen und die Lösskindelbank mit Kindeln in Kissenform, auf engstem Raum zu studieren und zu erklären.

Ohne den Eiskeil an dieser Stelle wäre nur die Ausbildung einer Bank mit Lösskindeln in Kissenform möglich gewesen.

Dieser einzelne Eiskeil war durch eine Dehnungsstruktur vorgeprägt; bei einer reinen Dauerfrostbodeninduktion entstehen normalerweise Spaltenetze, die sich im Aufschluß in einer Scharung von Eiskeilen kundtun, wie aus der einschlägigen Literatur bekannt ist (z. B. SELZER 1936, KAISER 1960 und ROHDENBURG 1968 und 1979).

## 9. Angeführte Schriften

- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. — Frankfurter geow. Arb., Serie D, 1, 296 S., 50 Abb. u. 8 Tab., Frankfurt a. M.
- BLEICH, K.E. und E. SCHLICHTING (1979): Nachweis und Vorkommen von Paläoböden in SW-Deutschland. — Z. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd. 3: 168—181, Berlin, Stuttgart.
- BLEICH K.E., F. HÄDRICH und R. WURSTER (1984): Die Bedeutung vulkanischer Glasfunde für die Chronostratigraphie des oberrheinischen Lösses. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 74: 5—24, 5 Abb. und 2 Tab., Freiburg i. Br.
- BLUME, H.-P., R. HOFFMANN und H.-J. PACHUR (1978): Periglaziäre Steinring- und Frostkeilbildungen norddeutscher Parabraunerden. — Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges., 27: 345—346, Göttingen.
- BRONGER, A. (1969): Zur Klimageschichte des Quartärs von Südbaden auf bodengeographischer Grundlage. — Peterm. Geogr. Mitt., 113, 112—124, 2 Abb. u. 1 Anl., Gotha,
- BRUNNACKER, K. (1982): Löß- und Paläoböden vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. In: BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE et al. (Hrsg.): Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland. — Geol. Jb., Reihe F, 14: 240—250, 8 Abb., Hannover.
- EISSMANN, L. (1981): Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. — Altenburger Naturwiss. Forschgn., 1, 171 S., 143 Abb., 4 Tab., Altenburg.
- FREISING, H. (1949): Löss, Fließerden und Wanderschutt im nördlichen Württemberg. — Diss. Geol. Inst. TH Stuttgart, 50 S., Stuttgart.
- FREISING, H. (1951): Neue Ergebnisse der Lössforschung im nördlichen Württemberg. — Jh. geol. Abt. württ. statist. Landesamt, 1: 54—59, Stuttgart.
- GALLWITZ H. (1949): Eiskeile und glaziale Sedimentation. — Geologica, 2: 1—24, Berlin.

- HÄDRICH, F. (1966): Die Böden der Emmendinger Vorbergzone (Südliches Oberrheingebiet). — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 56: 23—76, 8 Abb., 5 Tab., 1 Karte, Freiburg i. Br.
- HÄDRICH, F., P. HUMMEL und S MÜLLER (1982): Paläoböden im Oberrheingebiet. In: BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE et al. (Hrsg.): Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland. — Geol. Jb., Reihe F, 14: 88—100, Hannover.
- KAISER, K. (1960): Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 11: 121—141, 4 Abb., Öhringen.
- KHODARY-EISSA, O. (1968): Feinstratigraphische und pedologische Untersuchungen an Lößaufschlüssen im Kaiserstuhl (Südbaden). — Freiburger Bodenkd. Abh., 2, 149 S., 29 Abb., 15 Tab., Freiburg i. Br.
- LEFFINGWELL, E. de K. (1915): Ground-ice wedges. The dominant form of ground-ice on the north coast of Alaska. — The Journal of Geol., 23: 635—654.
- LEHMANN-CARPZOW, R., K. PATERNOSTER und U. STUBENDORF (1976): Quartärgeologische Deckschichten-Kartierung und hydrochemische Untersuchungen im Wasenweiler Ried zwischen Kaiserstuhl und Tuniberg (Südbaden). — Diplomarbeit Geol.-Pal. Inst. Univ. Freiburg i. Br., masch.-schr., 114 S., Freiburg i. Br.
- MEYER, B. und H. ROHDENBURG (1982): Paläoböden der südniedersächsischen Lößgebiete. In: BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE et al. (Hrsg.): Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland. — Geol. Jb., Reihe F, 14: 298—309, 1 Abb., 1 Tab., Hannover.
- ROHDENBURG, H. (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa — Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. — Göttinger Bodenkd. Ber., 6: 3—107, 39 Abb., Göttingen.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. 2. Aufl., Lenz-Verlag Gießen.
- ROHDENBURG, H. (1979): Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, 3: 91—114, Braunschweig.
- SCHMID, e. (1948): Diluviale Frostbodenformen bei Riegel. — Mitt. bad. geol. Landesanstalt 1947: 46—47, Freiburg i. Br.
- SCHÖNHALS, E., H. ROHDENBURG und A. SEMMEL (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 15: 199—206, 1 Abb., Öhringen.
- SCHREINER, A. (1958): Niederterrasse, Flugsand und Löß am Kaiserstuhl (Südbaden). — Mitt. bad. Landesver. Naturkde. u. Naturschutz, N.F., 7: 113—125, 4 Abb., 2 Tab., Freiburg i. Br.
- SCHWARZBACH, M. (1952): Ein Pseudo-Eiskeil aus den Albaner Bergen bei Rom. — Geol. Rdsch., 40: 56—57, 1 Abb. Stuttgart.
- SELZER, G. (1936): Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttingens. — Geol. Rdsch., 27: 175—293, 10 Abb., Stuttgart.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — Frankfurter Geogr. Hefte, 45, 133 S., Frankfurt a. M.

- SOERGEL, W. (1932): Diluviale Frostspalten im Deckschichtenprofil von Ehringsdorf. — Fortschr. Geol. u. Pal., **36**: 439—460, 2 Abb., DEECKE-Festschrift.
- SOERGEL, W. (1936): Diluviale Eiskeile. — Zeitschr. dt. Geol. Ges., **88**: 223—247, 11 Abb.
- STAHR, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. — Freiburger Bodenkdl. Abh., **9**, 273 S., 30 Abb., 46 Tab., Freiburg i. Br.
- STEINMANN, G. (1893): Über die Gliederung des Pleistocän im badischen Oberlande. — Mitt. großh. bad. geol. Landesanstalt, **2**: 745—791, Heidelberg.
- STUBENDORF, U. (1976): Ein kryoturbates Sandlößprofil mit Eiskeilen bei Gottenheim. — Mitt. bad. Landesver. Naturkde. u. Naturschutz, N.F., **11** (3/4): 273—274, Freiburg i. Br.

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

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau](#)

Jahr/Year: 1984

Band/Volume: [74](#)

Autor(en)/Author(s): Hädrich Friedhelm, Lamparski Franz

Artikel/Article: [Ein rißzeitlicher Eiskeil im Lößaufschluß von Buggingen \(Südhaden\) mit einem Beitrag zur Lößkindelgenese 25-47](#)