

Eiszeit alter und Gegen wart

Jahrbuch der
Deutschen
Quartär
vereinigung

Schriftleitung
HANS DIETRICH
LANG

37. Band
1987

Mit 61 Abbildungen
im Text, 12 Tabellen
und 1 Karte

Vertrieb:

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) • Stuttgart



ISSN 0424-7116

Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

3000 Hannover 51, Stilleweg 2, Postfach 510153

Bankverbindungen:

Postgirokonto: Postgiroamt Hannover, Konto-Nr. 453 03-308,

BLZ 250 100 30

oder Bankkonto: Kreissparkasse Hannover,

Konto-Nr. 2000 806 311, BLZ 250 50299

Vorstand

(1987 — 1990)

Präsident: Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Tübingen

Vizepräsidenten: Prof. Dr. H. HAGEDORN, Würzburg
Prof. Dr. W. SCHIRMER, Düsseldorf

Schriftleiter des Jahrbuchs: Prof. Dr. H. D. LANG, Hannover

Schatzmeister: Prof. Dr. R. LOOK, Hannover

Archivar: Prof. Dr. K.-D. MEYER, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Dr. D. VAN HUSEN, Wien

Prof. Dr. L. BENDA, Hannover

Prof. Dr. A. SCHREINER, Freiburg i. Br.

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 50.— DM,
Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 20,— DM,
korporative Mitglieder 60,—DM.

Der Jahresbeitrag ist bis 1.3. des betreffenden Jahres auf eines
der obengenannten Konten zu überweisen.

Anmeldungen neuer Mitglieder und Anfragen wegen fehlender
Jahrbücher sind an die Geschäftsstelle in Hannover zu richten.

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an

Dr. H. D. Lang, Stilleweg 2, Postf. 510153, 3000 Hannover 51.

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung

37. Band

Mit 61 Abbildungen im Text, 12 Tabellen
und 1 Karte

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung Hannover

Schriftleitung: HANS DIETRICH LANG

Vertrieb:



E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) · Stuttgart

1987

ISSN 0424—7116 © Deutsche Quartärvereinigung, Hannover

Schriftleitung: H. D. Lang

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

Herstellung: Dieterichsche Universitäts-Buchdruckerei W. Fr. Kaestner, Rosdorf über Göttingen

Inhaltsverzeichnis

A. Aufsätze		Seite
<i>LÜTTIG, G.:</i>	Die Quartärforschung im Lichte der modernen Anforderungen der Angewandten Geologie	1—18
<i>RÖSCH, M.:</i>	Der Mensch als landschaftsprägender Faktor des westlichen Bodenseegebietes seit dem späten Atlantikum	19—29
<i>RAHM, G.:</i>	Die Vergletscherung des Belchengebietes (Südschwarzwald) zur Würmeiszeit	31—39
<i>SCHLÜCHTER, CH.:</i>	Lokale Vergletscherungsspuren im westlichen Ausläufer des Napfberglandes (Schweiz)	41—45
<i>HANTKE, R.:</i>	Relief- und Talgeschichte des Randen-Berglandes (Kt. Schaffhausen und badische Grenzgebiete zwischen Schwarzwald und Hegau)	47—56
<i>ZOLLINGER, G.:</i>	Die Älteren Schotter am Schwarzwaldwestrand, ihre Verbreitung, Genese und stratigraphische Stellung	57—66
<i>GUENTHER, E. W.:</i>	Zur Gliederung der Lösses des südlichen Oberrheintals	67—77
<i>WENZENS, G.:</i>	Der kaltzeitliche Formenschatz im Cleurie-Tal (Südwestvogesen)	79—91
<i>WORTMANN, H. & A.:</i>	Glaziäre Ablagerungen und Terrassengliederung der Weser im Raum zwischen Eisbergen und Porta Westfalica (Nordwestdeutschland)	93—98
<i>HÖVERMANN, J.:</i>	Neues zur pleistozänen Harzvergletscherung	99—107
<i>BORK, H.-R. & BORK, H.:</i>	Extreme jungholozäne hygrische Klimaschwankungen in Mitteleuropa und ihre Folgen	109—118
<i>WALTHER, M.:</i>	Ergebnisse geomorphologischer und palynologischer Untersuchungen zum Spätglazial und Frühholozän in den Cuillin Hills auf der Insel Skye (Schottland)	119—137
<i>LESER, H.:</i>	Zur Glazialproblematik auf Blatt Freiburg-Süd der Geomorphologischen Karte 1 : 100 000 der Bundesrepublik Deutschland (GMK 100, Blatt 2)	139—144

B. Berichte		Seite
<i>JERZ, H. & LINKE, G.:</i>	Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Typusregion des Holstein-Interglazials (Berichte der SEQS 8)	145—148
C. Personalia		
<i>MEURERS-BALKE, J.:</i>	Nachruf RUDOLF SCHÜTRUMPF	149—150
D. Buchbesprechungen		151—153

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	37	1—18 3 Abb., 2 Tab.	<i>Hannover 1987</i>
----------------------------------	----	------------------------	----------------------

Die Quartärforschung im Lichte der modernen Anforderungen der Angewandten Geologie **)

GERD LÜTTIG *)

Quaternary, surficial geology, land use, natural resources, energy resources, ore minerals, industrial minerals, water, soil, foundations, environmental geology, regional planning, research, education

Kurzfassung: Die Angewandte Geologie, also Wirtschaftsgeologie, Lagerstättenkunde, Ingenieur-, Hydro-, Umwelt-, Planungs- usw. Geologie, bekommt von der Gesellschaft Aufträge und Anforderungen gestellt, die — wenigstens in Mitteleuropa — i. w. mit Lockerablagerungen, vorwiegend quartären Alters, zu tun haben. Die Bedarfsstatistik läßt das klar erkennen.

Hingegen zeigt die statistische Betrachtung von Ausbildung und Lehre sowie der Forschungsaktivitäten ein gänzlich anderes Bild. Den Gründen dieser Diskrepanz wird nachgegangen; die Folgerungen werden aufgezeigt.

Abstract: Applied geology, that is industrial, economic and engineering geology, hydrogeology, environmental and planning geology, etc. receive assignments and requirements from society, which — at least in Central Europe — generally have to do with unconsolidated rocks, primarily of the Quaternary. This can be clearly seen in the statistics on demands.

On the other hand, the statistical picture of training and teaching as well as research activities is quite different. The reasons for this discrepancy are investigated; the consequences are shown.

1. Die gegenwärtige geopolitische Situation und die daraus resultierenden Aufgaben für die Angewandte Geologie

Die Geowissenschaften sind seit ihrer Begründung in die Naturwissenschaften eingebettet, und diese bewegen sich gegenwärtig trotz aller Verpflichtung, nach

der reinen Wahrheit — was immer das auch sein mag — zu suchen, in starkem Maße in eine Rolle, in der sie in enger Beziehung zu den Fragen des Alltags stehen. Da die Probleme, die mit der Erfüllung der Lebens-Grundbedürfnisse zusammenhängen, ohne Rückgriff auf das Geopotential (= das durch geologische Gegebenheiten geschaffene Naturraumpotential, VON DANIELS & LÜTTIG 1980) nicht geklärt werden können, sind alle Lösungsversuche ohne Mithilfe der Geowissenschaftler von vornherein aussichtslos. Diese Tatsache ist für uns sowohl Verpflichtung als auch Chance; sie in unseren Zirkeln immer wieder herauszustellen, ist das Hauptanliegen dieser Abhandlung.

Seit dem Zweiten Weltkrieg hat sich die Zahl der Erdenbewohner in einer explosiven Weise, allein zwischen 1950 und 1975 von 2,5 auf 4 Mia. vermehrt. Sie dürfte gegenwärtig 4,6 Mia. betragen. Die Schätzungen für das Jahr 2000 liegen zwischen 5,8 und 6,6 Mia., davon 4,5 bis 5,2 Mia. in den Entwicklungsländern. Dort wird das Bevölkerungsproblem durch die Konzentration in den Großstädten erhöht, Zwangspunkte sind dabei Wasserversorgung und Abfallbeseitigung. Der Verbrauch an Naturgütern hat sich, auch durch die Steigerung des Pro-Kopf-Konsums in den Entwicklungsländern, drastisch erhöht. Wirtschaftlicher Erkenntnis-Umsatz und technische Möglichkeiten haben sich vervielfacht. Die Freisetzung menschlichen Intellekts hat die technischen Grenzen der Zivilisation herausgeschoben. Diese Entwicklung wurde begleitet von einer rasanten Zunahme der Anzahl von Informationen, die das Individuum zu verarbeiten hat. Aber es sind nur Teile der Menschheit, die von diesen Innovationen Nutzen hatten, an anderen, die ihr Zivilisationsniveau noch entwickeln müssen, sind sie spurlos vorübergegangen, oder dort sind erhebliche Anstrengungen zur Hebung des Lebensstandards notwendig.

*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. G. LÜTTIG, Ordinarius für Angewandte Geologie an der Universität Erlangen-Nürnberg, Schloßgarten 5, D — 8520 Erlangen.

**) Nach einem Vortrag auf der 22. wissenschaftlichen Tagung der DEUQUA in Freiburg i. Br. am 10. 09. 1985.

Kommunikation, verbesserter Gütertausch, Intensivierung der Handelsbedürfnisse haben zu einer Verkettung geführt, die nicht nur in der Bildung politischer Blöcke, sondern auch in oft quer durch dieselben gehenden wirtschaftlichen Zwängen zum Ausdruck kommt. Dieses bedeutet, daß sowohl Nationen als auch der Einzelne sich in finanzieller, wissensmäßiger, technischer Know-how-Abhängigkeit befinden, wodurch die intellektuelle Selbständigkeit in Frage gestellt wird. Damit verbunden ist die Entstehung einer kulturell-ethnisch-historischen Grauzone, in der die gesunden und natürlichen Demarkationslinien zwischen gewachsenen Gruppen der Menschheit einem gefährlichen Kosmopolitentum weichen.

Das Interesse der Völker liegt in erster Linie in der Verbesserung der Qualität des Lebens. Ein Zustand wird gesucht, in welchem Völker und Individuen ohne Furcht und Angst vor dem Nachbarn leben können und Platz für freie Entwicklung und Kreativität behalten (M'Bow 1982). Disparitäten, Unsicherheit, Verzweiflung und unlösbare Konflikte sind aber noch nicht ausgeräumt. Verzweiflung kann zu Aktionen führen, mittels derer eine geordnete Nutzung der Möglichkeiten unseres Naturraumpotentials unmöglich wird.

Die katastrophale Armut in einigen Regionen hat zur Überbeanspruchung des Naturraumes geführt. Man war und ist dort der Meinung, man müsse das, was man an technischen, ernährungsmäßigen, gesundheitlichen Möglichkeiten nicht besitzt, dadurch wettmachen, daß man die Natur in rücksichtsloser Weise ausbeutet. Naturschätze werden ausgebeutet, um auf einfache Weise ökonomische Vorteile zu erzielen.

Daneben werden weiterhin Instrumente der Zerstörung weiterentwickelt und angehäuft. Durch die Produktion von Waffen werden jedoch fortwährend große Mengen mineralischer Rohstoffe verbraucht. Natürliche Ressourcen, auch geogene, werden vernichtet, die weniger ambitionöse Gruppen für friedliche Zwecke dringend benötigen.

Mit den politisch-strukturellen Änderungen nach 1945 und der Verdichtung des Ost-West- und Nord-Süd-Handels ist eine Integration einer zunehmenden Anzahl von Nationalökonomien entstanden. Neue Industrien, bedingt durch neue Produkte, haben die Expansion und Entstehung von Produktionszentren in bestimmten Regionen hervorgerufen, die vorher überhaupt nicht für die Industrialisierung vorgesehen waren. Gleichzeitig rief diese technische Entwicklung den Zugriff zu völlig anderen als den bisher benötigten, aber auch eine Steigerung des Verbrauchs konventioneller Rohstoffe hervor (man denke nur an die Plastik-Industrie!). Einkommens-, Umwelt- und

medizinische Veränderungen waren in den entsprechenden Gebieten damit verbunden.

Zu dieser wirtschaftlichen Umstellung kommt eine gefährliche Acceleration der Ernährungs- und Gesundheits-Situation, die in weiten Teilen der Erde Anlaß zu Besorgnis gibt. Wichtiges Ziel muß die Beseitigung des Hungers in der Welt sein. Die Vermehrung der Agrarproduktion und der Wasserressourcen ist dringlich. Das ist wiederum eine Aufgabe, die ohne geowissenschaftlichen Sachverstand nicht gelöst werden kann.

Über die Ressourcen-Situation der Welt, v. a. im Hinblick auf mineralische Rohstoffe und Energieträger und die Voraussage für deren zukünftige Entwicklung gibt es unterschiedliche Ansichten: Es ist klar, daß einige Nationen wesentlich besser mit Ressourcen versehen sind als andere, so daß es ihnen leichter möglich ist, ihre Lebensbedingungen mit Hilfe dieser Ressourcen zu verbessern.

In einigen Ländern ist hingegen das Geopotential beschränkt. Auch ist die Ausgangslage der Nationen in bezug auf natürliche Risiken und aus der Geo-Situation herrührende Gefahren durchaus unterschiedlich. Dabei gilt zu bedenken, daß einige geologische Gegebenheiten über Leben und Tod der in diesem Raum lebenden Menschen entscheiden können, z. B. der Mangel an landwirtschaftlichem Ertragspotential, Erdbebengefährdung, Überschwemmungen und dgl. Die entsprechenden Populationen sind dadurch in ihren Aktivitäten wesentlich gehandicapt. Aus dieser unterschiedlichen Situation erwächst die Notwendigkeit, erdgeschichtliche Prozesse zu studieren, die Entwicklung in der betreffenden Region zu rekapitulieren und daraus ein zukunftsorientiertes Denken auf der Basis der in der Natur vorhandenen Möglichkeiten zu entwickeln. Zahlreiche Studien dieser Art sind in den letzten Jahren angefertigt worden. Sie sind aber sehr unterschiedlich und heterogen, bedingt durch die angewandten Methoden und auch Ziele und durch den Einfluß z. T. politischer oder zumindest philosophischer Denkweisen, die nicht übereinstimmen. Es ist daher schwer möglich, die Dinge objektiv zu beurteilen.

Fest steht jedoch, von welchem Gesichtswinkel man auch an die Fragen, die die Menschheit jetzt stark beschäftigen, herangeht, folgendes: Alle Bemühungen, ganz gleich welcher Art, werden alle in der modernen Gesellschaft vorhandenen Systeme betreffen müssen. Die Entwicklung einer Population für sich allein ist wegen der starken Zusammenhänge zu anderen Nationen nicht möglich.

Wichtigstes Einzelproblem ist unzweifelhaft die Freisetzung vorhandenen Geopotentials. Entwicklung — was immer diese

Vokabel auch bedeuten mag — bedingt das Vorhandensein eines Potentials, das der Mensch nutzen kann. Dieser Schatz, den die Natur auf Grund der Entstehung der Erdkruste und der räumlichen Verbreitung geologischer Körper an bestimmte Stellen des Planeten (und oft leider nur an diese) gelegt hat, der den geogenen Teil des Naturraumpotentials, den wir *Geopotential* nennen, beinhaltet

- Lagerstätten von metallischen und nichtmetallischen Rohstoffen,
- Energieträger, und zwar erneuerbare (wie z. B. geothermische Energie) sowie nicht erneuerbare (wie Erdöl, Erdgas, Kohle, Torf, radioaktive Minerale),
- Grundwasser,
- Böden mit hoher Produktionskapazität,
- geotechnisch vorteilhafte Gegebenheiten (wie z. B. Talsperren-Lokalitäten und Deponiestandorte)
- und andere geogene Situationen.

Das Geopotential ist für die Wirtschaftsentwicklung der Völker — beginnend mit der Verwendung des Flintes als Waffe, über die Entdeckung der Metalle und endend mit dem Einsatz radioaktiver Substanzen als Stromerzeuger — von ausschlaggebender Bedeutung gewesen und wird es immer sein. Die Geologie und die verwandten Wissensgebiete wie Geophysik, Geochemie, Mineralogie, Hydrogeologie und Hydrologie, Bodenkunde sowie Ingenieurwissenschaften, Biologie usw. besitzen nicht nur für die Auffindung und Erforschung des Geopotentials, sondern auch für die Entwicklung von Nutzungsmöglichkeiten eine Schlüsselstellung.

Voran stehen die Fragen:

- Wie ist dieses Geopotential zugänglich zu machen?
- Was bedeutet es wirtschaftlich?
- Beeinflußt es die technologischen Konzepte?
- Wie ist sein Rang in der Gegenwart, wie wird er in Zukunft sein?
- Wo bestehen Chancen, weiteres Naturraumpotential aufzufinden?

2. Was hat die Quartärforschung mit diesen Fragen zu tun?

Der Laie und selbst der mit wirtschaftsgeologischen Fragen wenig befaßte Wissenschaftler ist, wenn man auf die Notwendigkeit des Einsatzes geowissenschaftlichen Fachverständes bei der Lösung von Grundbedürfnisproblemen verweist, gewöhnlich fassungslos.

Fügt man hinzu, daß gerade die Quartärforscher in dieser Hinsicht benötigt werden, erfährt man häufig völliges Unverständnis. Das mag auch daran liegen, daß auch heute noch manchem Quartärforscher die Fähigkeit abgeht, sich bei praktischen gutachterlichen Äußerungen verständlich zu äußern, Dinge (wie z. B. petrographische Einzelheiten, stratigraphische Abhandlungen, Berichte über Flora und Fauna zur Zeit der Entstehung z. B. eines Terrassenkörpers), die den Auftraggeber nicht interessieren, wegzulassen, direkt zur wirtschaftlichen Frage zu kommen. Die Rolle der Erdöl-, Metallerg-, Hydro-, Agro-, Ingenieur-Geologen etc. ist dabei dem Nichtgeologen i. a. eher klar, aber was die Angewandte Quartärgeologie zur Erfüllung der Grundbedürfnisse beizutragen haben soll, wird der Laie nicht gleich begreifen.

Dabei wächst das Verständnis leicht, wenn man auf einige Tatsachen verweist, die die Rolle der quartären, meist aus Lockerablagerungen bestehenden Bildungen für die Menschheit betreffen. Aus diesen Tatsachen seien einige wahllos herausgegriffen:

- 70 % der Menschheit leben in marin beeinflussten Gebieten, meist auf quartären Lockersedimenten.
- Quartäre Sande und Kiese stehen in der Förderstatistik der mineralischen Rohstoffe weltweit an zweiter Stelle hinter den Hart- und Werksteinen (vgl. die Rohstoffschlange, LÜTTIG 1979).
- Für die Tatsache, daß in der Wertstatistik der gefördertsten mineralischen Rohstoffe die Nichtmetall- die Metallrohstoffe seit 1950 überholt haben und sich ständig weiter über diese erheben (Abb. 1), sind v. a. die quartären Lockersedimente verantwortlich.
- Die gleichen Bildungen sind die wichtigsten für die Versorgung mit Trink- und Brauchwasser herangezogenen Aquifere.
- Das land- und forstwirtschaftliche Ertragspotential in den hauptsächlichen Produktionsgebieten der Erde ist ohne die quartäre Bodenbildung und in mehreren Gebieten ohne quartäre Lockerablagerungen undenkbar (Tschernoseme auf Löß, Marschenböden, Aueböden, Kalkverwitterungsböden etc.):
- Die meisten Hoch-, Tief- und Verkehrswegebau- gründungen finden in quartären Lockerablagerungen statt, die Bodenmechanik muß daher häufig auf quartärgeologische Erkenntnisse zurückgreifen.

Die quartären Bildungen sind daher nicht „der Dreck, der die Geologie verschleiert“ (vgl. LÜTTIG 1985). Sie sind vielmehr

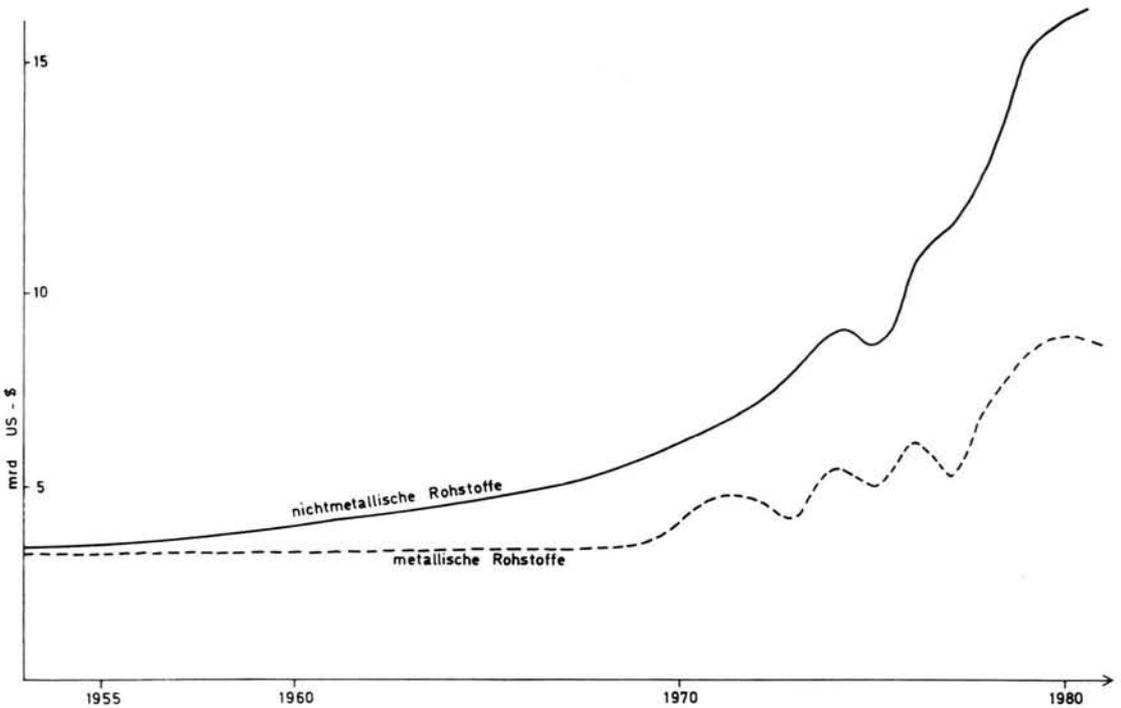


Abb. 1: Produktions-Wertzuwachs der Nichtbrennstoff-Rohstoffe in den USA (nach Unterlagen des USBM).

- von äußerstem wirtschaftlichen Interesse,
- bieten eine Fülle angewandt-wissenschaftlicher Fragestellungen und Aufgaben und
- können daher auch zu einem wachsenden Bedarf an Fachleuten in den einschlägigen Industrien, Wissenschafts- und Verwaltungszweigen führen.

3. Die Quartärgeologie auf dem Sektor der mineralischen Rohstoffe und Energieträger

Vor allem in den Entwicklungsländern hängen viele der praktischen Fragen mit der Quartärgeologie zusammen. Und in den Industrienationen ist dieses Feld noch längst nicht abgegrast. Dazu einige Beispiele aus den verschiedenen Bereichen der Angewandten Geologie:

1. Energieträger

Quartäre Kohlengesteine sind in viel größerem Maße als bisher zur Deckung der Energielücken heranziehbar; dazu fehlt in großen Teilen der Erde noch die hinreichende Explorationsdichte. Zahlreiche Neufunde an quartären — z. T. auch pliozänen; man sollte hier den stratigraphischen Unterschied nicht zu wichtig nehmen — Braunkohlen und Torfen bezeugen das

(Megalopolis/Griechenland, LÜTTIG & MARINOS 1962; Philippi/Griechenland, MELIDONIS 1981, CHRISTIANIS 1982; Elbistan/Türkei, GOLD & LÜTTIG 1972; Pietrafitta/Italien, Padul/Spanien, FLORSCHÜTZ & MENENDEZ AMOR 1962; Oued Nja/Marokko, LÜTTIG, unveröff.; Hula-See/Israel, PICARD 1963). Neben den großen unexplorierten Braunkohlen-Hoffungsgebieten in den alpidischen Orogenen stehen Torflagerstätten des Holozäns, die in einigen Ländern der Erde, obwohl ihr Anteil an den Gesamtreserven der Kohlengesteine nur knapp 1% beträgt (vgl. Abb. 2), von erheblicher Bedeutung für die Energieversorgung sind (Irland, Finnland, Kanada, Sowjetunion) und in anderen, auch tropischen Ländern noch verstärkt in Einsatz kommen könnten (z. B. anstelle von Holzkohle in Brasilien, Jamaica, Argentinien, in Burundi, Indonesien). Auch die rezente Statistik zeigt im Vergleich von Reserven und Ressourcen (Abb. 3) die großen Chancen für die Erweiterung der Reserven bei den Braunkohlen.

Interessante, bisher ungeahnte Möglichkeiten bieten rezente Methanansammlungen im Kiwu-See (TIETZE et. al. 1980), sicherlich sind sie nicht der einzige Fall dieser Art.

Große Chancen sind in der Nutzung der erneuerbaren geothermischen Energie, die ja z. T. an quartäre Vulkanitregionen gebunden sind, zu erblicken. Daß hier

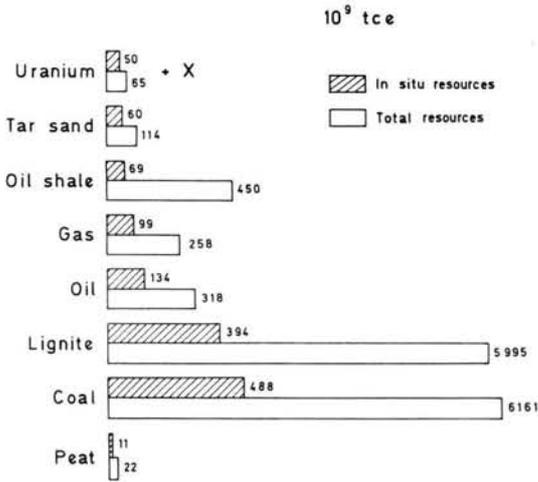


Abb. 2: In-situ- und Total-Ressourcen der nicht erneuerbaren Energieträger, umgerechnet in Steinkohleneinheiten (tce). Beim Uran handelt es sich um eine sehr zurückhaltende Schätzung auf der Basis einer hohen Preisklasse (nach LÜTTIG, 1983).

v. a. in den Entwicklungsländern Afrikas und Lateinamerikas nur erst ein Anfang gemacht wurde, ist zu beklagen. Gerade für die Deckung von Energie-Angebotslücken, auch im Hinblick auf den Energiebedarf bei der Verarbeitung von Armerzen, der Düngemittelherstellung und für Irrigationsvorhaben ist dieses Angebot nicht zu unterschätzen. Es ist völlig verfehlt anzunehmen, daß die geothermische Prospektion, die i. w. in den Händen der Geophysiker und Petrologen liegt, ohne die Beratung der Quartärforscher auskommt.

Hinzu kommen die Möglichkeiten des Einsatzes von Biomasse zur Biokonversion, v. a. in den tropischen Forstgebieten; bodenkundlicher und hydrogeologischer Sachverstand wird auch hier gesucht.

Nicht zu übersehen ist der Energieträger Wasser. Auch hier gibt es ein für die Quartärforscher interessantes Projekt. Zwei Schweizer Wissenschaftler, KOLLBRUNNER & STAUBER (1973), haben vorgeschlagen, im Polarkreis eine Art von Pumpspeicherwerk einzurichten. Subglaziäres Schmelzwasser aus hochliegenden Gletscher- und Inlandeiskörpern soll danach zur Energiegewinnung benutzt werden. Freilich ist diese Idee noch weit von wirtschaftlichen Bedingungen entfernt.

Reelleren Hintergrund hat das Wasserkraft (Staudamm)-Potential, und es ist schon merkwürdig, daß dieses die geringsten Stromerzeugungskosten bedingende Geopotential in seinem weltweiten Angebot noch nicht einmal verlässlich bekannt ist. So spricht

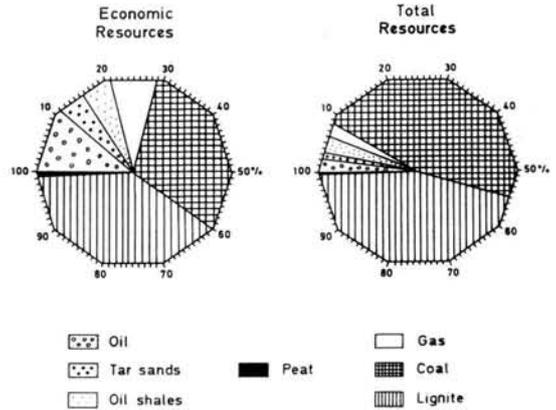


Abb. 3: Prozentverteilung der Ökonomischen und Total-Ressourcen der nicht erneuerbaren Energieträger der Erde (nach ARCHER, LÜTTIG & SNEZHKO, 1987).

die EG von 2,34 TW (1 TW = 1.000.000 MW) an Wasserkraftpotential der Erde, von denen nur 1,3 TW ausgenutzt werden; die Weltenergiekonferenz berechnete ein Potential von 2,26, BISWAS (1981) ein solches von 3,2 TW. Nach Ansicht des Autors ist es eine dringende Aufgabe von Geomorphologen, Hydrologen, Talsperrengeologen und Wasserwirtschaftlern, in Form von Länderstudien die auf der Erde vorhandenen Möglichkeiten abzuschätzen.

2. Metallische Rohstoffe

In Metallerz-Lagerstättenkundler-Kreisen hört man sehr häufig die Behauptung, für die Bildung des Metall-Geopotentials sei einzig und allein das präkambrische Kristallin, wirtschaftlich gesehen, relevant. So wird dort z. B. gesagt, der gesamte Mineralreichtum Afrikas sei an die präkambrischen Schilde gebunden. Das ist schlichtweg falsch. Zum einen zeigt die Rohstoffstatistik, daß Metallrohstoffe nur deswegen als ökonomisch so bedeutend erscheinen, weil die Nichtmetallrohstoffe nur selten erfaßt sind. Dabei liegt das Eisen als der mengenmäßig wichtigste Metallrohstoff statistisch erst an sechster, rechnet man das Wasser dazu, an siebter Stelle. In der Wertstatistik ist Kupfer an der Spitze der Metallrohstoffe erst Rohstoff Nr. 9 bzw. 10, da der Bauxit als Ursprung der Tonerde — er liegt an siebter bzw. achter Stelle — zur Hälfte zu den nichtmetallischen Rohstoffen gezählt werden muß.

Zum zweiten steigt in Anbetracht der Zunahme der Förderkosten bei den Bergbauunternehmen die Neigung, im Tagebau gewinnbare und Massenerze den nur untertage gewinnbaren und Gangerzen, von Ausnahmen abgesehen, vorzuziehen. Dadurch rücken die ohnehin

auf dem Sektor der Zirkon-, Rutil-, Ilmenit-, Zinn-, Monazitgewinnung führenden quartären Seifenlagerstätten in das Blickfeld, und hier ist auch eine Erweiterung auf die Chromitseifen nötig. Überraschend ist festzustellen, daß auf diesem Gebiet wie bei den Gold- und Diamantseifenlagerstätten quartärgeologisch-sedimentologischer Sachverstand in beschämender Weise unterentwickelt ist, falls die Bergleute, wie auf diesem Gebiet besonders üblich, Geologen überhaupt zu Rate ziehen (woran überwiegend die Geologen selbst schuld sind, weil sie keinen brauchbaren Rat zu bieten haben).

3. Nichtmetall-Rohstoffe

Dieser Sektor ist von den Geowissenschaftlern erst in den letzten Jahren als wichtig entdeckt worden.

Unter den Nichtmetall-Rohstoffen, besser Industrie-Mineralien und -Gesteine zu nennen, ist der Anteil quartärer Bildungen beachtlich. Das zu veranschaulichen, wird in Tabelle 1 versucht. Neben Ubiquisten in der stratigraphischen Tabelle fallen ausgesprochen in bestimmten geologischen Systemen verbreitete Rohstoffe auf.

Daß ihre Prospektion, Kartierung, Lagerstättenbewertung und technische Untersuchung im Grunde ohne geowissenschaftlichen Sachverstand nicht möglich ist, sehen zwar sogar manche Nichtquaternaristen, Bergleute und Unternehmer ein, vor allem wenn ihnen eklatante Fehlentscheidungen, finanzielle Verluste oder große technische Schwierigkeiten zu dieser Einsicht verholfen haben. Daß

- zur Beurteilung eines Kieslagerstättegebiets Kenntnisse über Sortierungs-, Abrieb-, Klassierungs-Vorgänge,
- zur Auffindung der für den betreffenden Zweck technisch am besten geeigneten Bentonit-Varietät eine genauere Vorstellung über die geochemische Veränderungen bewirkenden Vorgänge, wie z. B. auch die Geschichte mariner Strandterrassen sowie die Pedogenese und
- zur Ausarbeitung des günstigsten Abbauplanes einer Quarzsandlagerstätte auch das Wissen über den Beanspruchungsplan der quartären Tektonik gehören können, wird dem betreffenden Unternehmer ebenfalls zumeist erst nach einem wirtschaftlichen Rückschlag einsichtig. Ein auf dem Gebiet der känozoischen Industrie-Gesteine tätiger Lagerstättenkundler ohne eine verlässliche Grundausbildung sowohl auf dem Gebiete der allgemeinen als auch der stratigraphischen Quartärgeologie ist verloren.

Ein anderer Aspekt bedarf der Erwähnung: Die Angewandte Quartärgeologie ist besonders wichtig (nicht

nur) für die Lagerstättenfragen in Entwicklungsländer. Aus dieser Erkenntnis heraus war die Gründung des von ROLAND PAEPE geleiteten International Training Centre for Applied Quaternary Geology (IFAQ) an der Freien Universität in Brüssel eine sehr kluge Entscheidung.

In den Entwicklungsländern wird nämlich von den Entscheidungsträgern bei wirtschaftlichen, mit Rohstoffen zusammenhängenden Projekten häufig ein Fehler gemacht: Die Tendenz zu Großprojekten mit langen, durch Prospektion und Exploration, Aufbereitungsversuche, Feasibility-Studien bedingten Vorlaufzeiten, hohem Kapitalaufwand für Investitionen und sehr spätem Cash-Flow herrscht vor. Hier spielen auch Ehrgeiz und Profitsucht eine Rolle. Oft stehen die Projekte nicht auf der Basis sicherer geologisch-lagerstättenkundlichen Nachweises.

So sind in mehreren Ländern Projekte angefangen und nie realisiert, Verarbeitungsbetriebe ohne Vorhandensein der Rohstoffe bzw. zusätzlich nötiger Infrastruktur errichtet, z. T. Hütten und Aufbereitungsanlagen direkt auf die Lagerstätte gesetzt worden.

Dagegen wäre sinnvoll gewesen, mit kleinen Projekten zu beginnen, die man mit geringem Finanzaufwand, brauchbarem Know-how aber raschem Cash-flow hätte durchführen können. Dazu gehören v. a. Projekte für die Baustoffwirtschaft, keramische Industrie, Glasindustrie, Gips- und Zementwerke, und in vielen Fällen ist gerade hier die Möglichkeit, quartäre Bildungen abzubauen, gegeben. Die Erfahrung zeigt, daß derartige Vorhaben, selbst in den LLCs (Least Developed Countries) bzw. MSACs (Most Seriously Affected Countries) sich zu den günstigsten auf dem Rohstoffsektor entwickelt haben. In diesem Zusammenhang ist v. a. die Arbeitsweise der UNIDO (UNITED NATIONS INDUSTRIAL DEVELOPMENT ORGANIZATION, Wien) mustergültig.

4. Hydrogeologische Fragen

In einer Zeit, in der durch

- die natürliche Gewässergüte-Beeinträchtigung (durch Brackwasserbeeinflussung von Fluß-Unterläufen, Ablaugung von Salz- und Gipssteinen in Flußsystemen, krenogenem Mineral-Eintrag, Eutrophierung von Seen, durch Moorwässer etc.)
- und
- die anthropogene Kontamination (Einleitung von Abwässern aller Art, Eintrag radioaktiver und anderer Emissionen, Kühlwässer, Beeinflussung durch Deponien jeglicher Form und Zusammensetzung, Verfrachtung von Düngemitteln usw.)

Tab. 1: Schwerpunkte der stratigraphischen Provenienz der wichtigsten Industrie-Mineraler und -Gesteine

Provenienz	Industrie-Mineral oder -Gestein	Stratigraphisches System						
		Quartär	Tertiär	Kreide	Trias-Jura	Permo- karbon	Altpaläo- zoikum	Präkam- brium
k ä n o z o i s c h	Kies und Sand	X*)	O**)	.	.			
	Quarzsand	O	X	O	.			
	Quarzkies	O	X	.				
	Ilmenit, Rutil, Zirkon	X	O			.	.	.
	Ton, grobkeramisch	X	X	O	O	.		
	Ton, feinkeramisch	O	X	.	.			
	Ton, feuerfest	.	X	O	.			
	Kaolin	.	X	O	.			
	Bentonit	.	X	O	.			
	Blähton-Rohstoffe	X	X	X	X	.	.	
	Seltene-Erden-Rohstoffe	X	O	.				
	Bims, Perlit	X	O	.				
	Kieselgur, Kieselerde	X	X	X	.			
	Bor-, Brom-, Jod-Rohstoffe	X	O	.	.	X		
Torf	X							
mesozoisch	Bauxit, Tonerde	.	X	X	O			
	Phosphat	.	X	X	.			
	Strontium-Rohstoffe	.	.	X	X	.		
	Flint	.	.	X	.			
	Zementkalk	.	O	X	X	O	.	
	Industriekalk	.	O	X	X	O	O	
	Dolomit	.	.	O	X	X	X	.
	Magnesit	.	.	.	X	O	O	
paläozoisch	Hart- und Werksteine	.	X	X	O	O	O	O
	Quarzit, feuerfest	.	.	.	X	O	X	O
	Schwerspat	.	O	.	X	X	X	O
	Flußspat	O	O	.	X	X	X	X
	Gips und Anhydrit	O	X	.	X	X	.	
	Stein- und Kalisalz	.	O	.	O	X	.	
	Schwefel	O	X	.	O	X	.	
Talk etc.		O	.	O	X	X	X	
präkambrisch	Chromit	O	.			O	O	X
	Graphit					O	O	X
	Abrasiva	O	X
	Glimmer				.	O	O	X
	Apatit		X
ubiquistisch	Nephelin, Phonolith	O	O	.	.	.	O	O
	Gangquarz	.	O	.	O	O	O	O
	Feldspat	O	O	.	O	O	O	X
	Diamanten	X	O	.	.	.	X	X

*) besonders häufig

**) häufig

Oberflächenwasser für die Versorgung der Menschheit mit Trink- (und auch Brauch-) Wasser in zunehmendem Maße an Eignung verlieren, wird gesteigert auf das Grundwasser rückgegriffen. Seit der von JOHN SNOW anlässlich der Choleraepidemie in den USA (1849) gewonnenen Erkenntnis, daß die Verhinderung von Seuchen in dem Maße besser gelingt, in welchem Grundwasser vermehrt zum Einsatz kommt, ist der Anteil des Grundwassers an der Wasserversorgung in den entwickelten Ländern auf 70—90 % gestiegen.

Diese Tendenz greift glücklicherweise auch auf die Entwicklungsländer über, obwohl dort der Anteil des Grundwassers im einzelnen sehr unterschiedlich ist.

Der größte Teil dieses Grundwassers stammt aus Lockergesteinsaquiferen, schätzungsweise 80 %. Diese Aquifere dürften i. w. Sande und Kiese des Quartärs sein.

Für die Erkundung und Nutzung dieser Lockergesteinsaquifere kommt der Geologe ohne gründliche Kenntnis der Quartärgeologie nicht aus. Die vom nutzbaren Porenraum, mithin indirekt von der Korngrößenverteilung, Kompaktion, der Kornbindung, Kornform, von der Mächtigkeit der Ausbildung und Durchlässigkeit der Deckschichten, damit des Rücklage-Anteils der Versickerung und überhaupt dem Bau der Grundwasserlandschaft abhängige Ergiebigkeit des Aquifers ist exakt nur zu ermitteln auf der Basis einer gründlichen Kenntnis über Flußgeschichte, Stratigraphie, Sedimentologie, u. U. auch der Geröllanalyse und -morphometrie, vielleicht auch der jungen Tektonik im betreffenden Grundwasser-Einzugsgebiet. Wer hier nach Grundwasser sucht, ist blind, wenn er nicht weiß, wie sich die Grundwasserlandschaft entwickelt hat.

Wer z. B. in einer Sanderlandschaft Grundwasser exploriert, wird wissen wollen, in welcher Richtung der Sander geschüttet wurde, wo die grobklastische Sanderwurzel liegt und wie diese an Infiltrationsgebiete angeschlossen ist.

Wer in einem ariden Flußgebiet nach Grundwasser sucht, muß angesichts der Tatsache, daß hier die Flüsse das Grundwasser nähren, nach verborgenen, unter Umständen vom rezenten Flußsystem entfernten Flußläufen suchen, in die die fließende Welle Oberflächenwasser einspeist und aus deren Kiesen sie einen hervorragenden Aquifer machen kann (Beispiel: New Valley am Nil).

Und im Falle einer Stockwerkbildung in einer pleistozänen Grobklastika-Serie, die durch eine oder mehrere aus Tonen, Seemergeln, Torfen bestehende Aquicluden getrennt ist, kommt es auch darauf an, gründlich über Stratigraphie, Fazieskunde, Paläogeographie der entsprechenden Thermomere bescheid zu wissen.

In solchen Fällen bewährt sich in besonderem Maße die bei den Quartärforschern eingefohrene Zusammenarbeit zwischen Geologen, Geomorphologen, Sedimentologen, Paläobotanikern, Paläozoologen und natürlich den Geophysikern, Hydrochemikern, Hydraulikern, Klimatologen, Ingenieuren etc.

Von einer systematischen Hinwendung der Quartärforschung zu der praktischen Hydrogeologie können wir aber leider noch keinesfalls sprechen. Hinzuzufügen ist, daß eine Reihe von Angeboten der Wasserwirtschaft von den Quartärforschern nicht richtig angenommen worden ist und daß wegen mangelnder praktischer Ausbildung — siehe die Eingangsbemerkung — noch zu viele, v. a. junge Kollegen nicht in der Lage sind, sich technisch verständlich zu artikulieren.

Was die Entwicklungsländer anbelangt, in denen der Einsatz quartärgeologisch geschulter Hydrogeologen verstärkt werden muß, kann hinzugefügt werden, daß es dort auch darum geht, alte Techniken der Grundwasserentnahme, wie sie v. a. aus dem Nahen Osten, Afrika, dem zentralasiatischen und ostasiatischen Raum bekannt sind, wieder zur Geltung zu bringen.

Grundwasser wird dort auch für die Industrialisierung und Entwicklung der Rohstoffwirtschaft benötigt; seine Rolle für die Steigerung der bewässerbaren Flächen, v. a. in den Least Developed Countries ist nicht zu unterschätzen, v. a. wenn deren Geopotential i. W. auf die Bodenfruchtbarkeit beschränkt ist.

Die Steigerung der Grundwasserproduktion in den Entwicklungsländern wird gegenwärtig noch durch einige Faktoren behindert, von denen die wichtigsten wie folgt genannt werden können:

- 1) In vielen Ländern fehlt noch eine exakte Abschätzung des Wasserbedarfs.
- 2) Mehrereorts ist keine Übersicht über das Angebot an (Oberflächen- und) Grundwasser vorhanden. Die nötigen Institutionen, die hydrogeologische Karten und Bilanzen entwickeln können, fehlen z. T. noch.
- 3) Es fehlen z. T. auch noch wasserwirtschaftliche Pläne zur Förderung und Verteilung ermittelten Potentials, v. a. im Hinblick auf die Bewässerung.
- 4) Das technische Inventar an Bohrgeräten, Ausbaumaterial, Pumpen, Verteilungssystemen ist in vielen Ländern äußerst mangelhaft; z. T. fehlen moderne Ausrüstung und Management völlig.

Hier liegt eine der größten Aufgaben und Chancen der Industrienationen für die Entwicklung der armen Nationen. Diese Aufgabe ist von den internationalen Organisationen voll erkannt worden (vgl. UN-Bericht

1976), und große Mittel werden für die Erfüllung eingesetzt. Auch hier fehlt aber eine systematische Beteiligung von Quartär-Hydrogeologen.

5. Das Boden-Potential

Wie in Kapitel 1 deutlich zu machen versucht wurde, ist die Produktion, Bereitstellung und Verteilung ausreichender Mengen von Nahrungsmitteln eine der Hauptaufgaben der modernen Zivilisation. Trotz aller futuristischer Äußerungen einiger Fachleute und Pseudoexperten, nach denen bei der Produktion von Vegetation mit Wasser, Düngemitteln und einer Verankerung für die Pflanzen, z. B. durch den Boden, auszukommen wäre — in Art von Hydrokulturen —, kommt man bei Anwendung ausgewogenen Sachverständes nicht darum herum, daß ebenso, wie die **H a u t** das größte und wichtigste Organ für den Menschen ist, der **B o d e n**, die **E r d h a u t**, die unersetzbare Berührungsfläche zwischen Litho-, Bio-, Hydro- und Atmosphäre bleibt, welche allein gesunde und natürliche Bedingungen für die Umsetzung von Geopotential für das Bios garantiert.

Bodenbildung ist ein auf der rezenten Verwitterung und Umsetzung des Lithos beruhender Vorgang. Die Verwurzelung der Bodenkunde in der Quartärgeologie ist daher unverkennbar. Die Grenze zwischen Pedologie, Mineralogie, Chemie, Physik, Sedimentologie, Quartärgeologie, Hydrologie, Biologie und Klimatologie auf der einen und Land-, Forst- und Ernährungswissenschaft auf der anderen Seite ist hier fließend. Auch die Bodenkunde ist aufgefordert, als angewandte Geowissenschaft an der Lösung der dringenden zivilisatorischen Fragen mitzuwirken, und zwar nicht nur auf Anfrage sondern aktiv, vorausschauend, prospektiv. Das gilt zwar auch in den Zivilisationsgebieten mit hohem Ertrag und Überproduktion, mehr aber in den Ländern, in denen Millionen an Hunger leiden.

Einige der Experten, die von der Möglichkeit der Entwicklung solcher Länder träumen, haben meist den Mineral-Rohstoffteil in bezug auf die Gesamtchance im Auge. Mehrere Entwicklungsländer sind aber mit mineralischen Bodenschätzen so schlecht ausgestattet, daß man nur wünschen kann, diese Länder möchten doch dann ein mindestens brauchbar hohes landwirtschaftliches (und auch forstwirtschaftliches) Potential besitzen, um auf diesem Wege die Grundlagen für einen erträglichen Lebensstandard zu schaffen. Bei dieser Überlegung wird selbstverständlich richtig impliziert, daß eventuell vorhandene ungünstige Produktionsstrukturen oder „rückständige“ — man sollte als Europäer bei einem solchen Wort vorsichtig sein! — Techniken noch nichts über das wahre Potential

aussagen. In der Tat sollte in diesem Zusammenhang das Gebiet der Anbaumethoden und Boden-Bearbeitungs-Verfahren zurückstehen und der Sektor der natürlichen Ressourcen im Vordergrund stehen.

Die Chancen der Entwicklungsländer im Hinblick auf die Kapazität ihrer Böden sind in erster Linie vom Ausgangsgestein, Klima und, damit zusammenhängend, Wasserhaushalt abhängig. Und hier liegen die Barrieren für viele Entwicklungsversuche. Was die forstwirtschaftliche Produktivität anbelangt, so sollte sich der Industrielandexperte auch hier hüten, Standpunkte der Forstkultur aus den gemäßigten Zonen leichtfertig auf die Entwicklungsländer zu übertragen. WECK (1962) wies daher mit Recht darauf hin, daß die Grundregeln der Forst- und Holzwirtschaft im Rahmen der Gesamtwirtschaft in den Entwicklungsländern der Tropen und Subtropen genau so wie in den Ländern alter Forstkultur in der gemäßigten Zone gelten. Auch die Forderung nach einem „multiple use of forestlands“, die der Weltforstkongreß in Seattle 1960 aufstellte, gilt für die Entwicklungsländer. Darüber hinaus kommt es auf spezifische Erfahrungen an, wie die folgenden:

- Der Anteil der Erträge aus Forstwirtschaft am Sozialprodukt, der in den alten Industrieländern Zentraleuropas um den bescheidenen Wert von 0,2 bis 1,5 % pendelt, kann in den für Forstwirtschaft überhaupt tauglichen Entwicklungsländern wesentlich höhere Werte erreichen. In den waldreichen Entwicklungsländern vorliegende Möglichkeiten forstlicher Erzeugung sind jedoch erst zu einem wesentlich geringeren Anteil ausgenutzt als in Mittel- und Westeuropa.
- In den tropischen Entwicklungsländern spielt die Erhaltung oder Wiederherstellung von Baumbewuchs zur Sicherung protektiver Funktionen in der fortlaufend dichter besiedelten Kulturlandschaft in der Regel eine noch wesentlich größere Rolle als bei uns. Vor allem in den feuchten Tropen können sehr große Flächen mit tiefgehend mineralisch verarmten, tonarmen Böden überhaupt nur unter Mitwirkung von Baumbewuchs dauernd produktiv erhalten werden.
- Trotz der für Wirtschaft und Raumordnung besonders großen Bedeutung pfleglicher Forstwirtschaft in den Tropen ist es hier besonders schwierig, eine solche auf großer Fläche in Gang zu bringen. Ursache hierfür sind die in der Regel erst später eingehende und relativ bescheidene Rendite aus Investitionen in der Forstwirtschaft und die Notwendigkeit, den Aufbau einer Forstwirtschaft im Zuge einer überlegten Raumordnung und mit Übergang zu modernen Formen intensiver Landwirtschaft zu vollziehen. Hierfür liegen meist nur unzureichende Ansätze vor.

Tab. 2: Landwirtschaftliche Produktion ausgewählter Nutzpflanzen in den Entwicklungsländern und Industrieländern
(nach VON BLANCKENBURG & CREMER, 1971, aus LÜTTIG, 1978)

Erzeugnis	Produktion		Hektar-Erträge in dz/ha	
	Welt insgesamt 1965 Mill. t	Welt durchschnitt	niedrig	hoch
Weizen	266	12	3 Libyen	41 Dänemark
Reis	254	20	13 Philippinen	62 Spanien
Mais	226	23	3 Libyen	43 USA
Gerste	105	15	4 Libyen	40 Holland
Hirsen	78	10	2 Somalia	39 Italien
Hafer	47	15	7 Algerien	38 Dänemark
Roggen	35	13	11 Chile	30 Dänemark
Kartoffeln	284	121	50 Äthiopien	290 Holland
Süßkartoffeln und Yam	134	83	16 Sudan	200 Ägypten
Maniok (Cassava)	79	87	30 Tschad	230 Malawi
Zuckerrohr	524	486	120 Ceylon	2200 Hawaii
Zuckerrübe	200	247	150 Pakistan	450 Israel
Kohl	—	—	40 Uruguay	670 Belgien
Tomaten	19	198	30 Benin	1420 Dänemark
Zwiebeln	10	131	20 Thailand	530 Belgien
Speisebohnen	10	5	2 Portugal	25 Belgien
Trockenerbsen	10	9	6 Lesotho	32 Belgien
Kichererbsen	7	6	3 Portugal	16 Ägypten
Pferdebohnen	5	11	5 Portugal	39 Argentinien
Linsen	1	6	3 Tunesien	16 Ägypten
Sojabohnen	37	12	5 Zimbabwe	22 Italien
Erdnüsse in der Schale	15	9	2 Kongo-Brazz.	34 Israel
Sonnenblumen	8	10	4 Tansania	17 Jugoslawien
Rapssaat	5	6	4 Indien	26 Holland
Leinsaat	4	5	2 Tunesien	14 Neuseeland
Sesam	2	3	1 UdSSR	10 Ägypten
Baumwolle	12	3	1 Togo	12 Israel
Jute und Kenaf	3	13	8 Indien-Kenaf	11 VR China-Jute
Hanf	0	5	4 UdSSR	23 Taiwan
Flachs	1	4	2 Türkei	13 Holland

Man darf nämlich nicht übersehen, daß das Holz-Erzeugungspotential der Entwicklungsländer zwar relativ groß ist, größer als das der anderen Nationengruppen. Es wird jedoch auch heute noch nur zu einem Bruchteil ausgenutzt. Daran ist auch eine mangelhafte Entwicklung des Binnenmarktes in den Entwicklungsländern schuld.

Daß die Rolle der Entwicklungsländer in der landwirtschaftlichen Produktion hingegen durchaus kritisch ist, geht aus der Tab. 2 hervor. Zwar ist die biologische Primär-Produktivität vieler Entwicklungsländer, v. a. der in den „ökologisch benachteiligten Tropen“ (WEISCHET 1977) gelegenen, sehr hoch. Wie z. B. aus der Karte von LIETH (1975, fig. 2—1) hervorgeht, erreicht sie z. B. im Amazonasgebiet, Teilen Mittelamerikas, Äquatorialafrikas und Insulinde weitgehend über 800 g Kohlenstoff/m²/a; für das landwirtschaftliche Ertragspotential sagen aber solche Zahlen erfahrungsgemäß nicht viel aus.

Denn, wie bereits aus wenigen Beispielen ersichtlich ist, wird das Maximum der landwirtschaftlichen und gärtnerischen Produktion von den entwickelten Ländern erbracht, und zwar auch unter z. T. ungünstigen klimatischen Bedingungen, und außerdem sind die Einzelerträge dort meist sehr hoch (Tab. 2). Naturräume, von denen eine hohe Leistung, z. B. bezüglich der Getreide-, Hackfrucht-, Reisproduktion etc. erwartet werden könnte, hinken statt dessen stark zurück, und ganze Volkswirtschaften aus solchen Regionen sind, z. T. auch wegen durch u. E. falsche politische Vorgaben entstandener Leistungsschwäche, auf wenige starke, gut durchorganisierte und von der privatwirtschaftlichen Kreativität, Innovationsfreude und technischen Vollkommenheit lebende Produktionsgebiete, wie z. B. die USA, angewiesen. Immerhin war die Zuwachsrate der landwirtschaftlichen Produktivität mit 2,1 % (1960—1966) in den Entwicklungsländern höher als (1,8 %) in den Industrieländern (PEARSON et aliae 1969). Daß daraus eine Chance für die Entwicklungsländer zu postulieren ist, liegt auf der Hand. Entscheidend ist jedoch, daß in den Entwicklungsländern

1) zunächst die bodenkundliche (und hydrologisch-hydrogeologische) Landesaufnahme vorangetrieben werden muß, um die Lokation der einzelnen Bodenstandorte und ihr Potential genau zu ermitteln. Wo entsprechende Institutionen fehlen, müssen sie eingerichtet werden. Quartärforscher sollten in diesen Institutionen nicht fehlen, und diese sollten ihre Tätigkeit nicht auf Abhandlungen über Geomorphologie, Stratigraphie, Paläoklimatologie der entsprechenden Länder beschränken sondern sehen, wo die Menschen dieser Region in praktischen Fragen der Schuh drückt.

- 2) Auf der Basis der geowissenschaftlichen Landesaufnahme muß ein Bodennutzungs-Plan entwickelt werden, mit Hilfe dessen die richtige Verwendung der Bodenstandorte festgelegt werden kann.
- 3) Sodann gilt es, die für den entsprechenden Standort richtige Bearbeitungsmethode auszuwählen, den vorteilhaftesten Pflanzentyp, die vernünftigste Fruchtfolge festzulegen.
- 4) Besonderes Augenmerk ist auf die Ausmerzungen von Bearbeitungsmethoden zu legen, die Bodenabtrag und Bodenverarmung hervorrufen (z. B. Branntkulturen, Überweidung). Der Kampf gegen die Bodenerosion muß mit sachgemäßen wasserwirtschaftlichen Arbeiten einhergehen, durch die nicht nur Überschwemmungsgefahren, sondern auch Ansätze für die Tiefenerosion erkannt werden.
- 5) Die Bodenverarmung, die in vielen Entwicklungsländern nicht nur durch einen Abtrag des Oberbodens sondern auch durch Veränderung der Bodenstruktur (Krümelstruktur → Einzelkornstruktur) und anderer wichtiger bodenphysikalischer Parameter gekennzeichnet ist, muß nicht nur durch sachgerechten Einsatz richtiger Düngemittel, sondern auch durch Änderung traditionell verwendeter (d. h. falscher) Bewässerungsverfahren — dazu gehört die unsinnige Überflutung — bekämpft werden. Ausbildung und Umerziehung sind hier vordringlich.
- 6) Gewarnt werden muß vor landwirtschaftlicher Überproduktion, Übergrasung, Überbeanspruchung der Aquifere und Oberflächengewässer wegen egoistischer Vermehrung des Weideviehs — eine wichtige Ursache für das Sahel-Problem! —, vor Überproduktion auch in den Wäldern (d. h. vermehrte Abholzung) und allen ähnlichen Maßnahmen, die zwar kurzfristig Naturraumpotential (für einige Egoisten) freisetzen, das Gesamt-Potential aber um so nachhaltiger (zum Schaden der Gesamtheit) beeinträchtigen.

In einer besseren Nutzung ihrer Böden, die vernünftigen Bodenschutz beinhaltet, sollten viele, v. a. mit mineralischen Bodenschätzen nicht gesegnete Entwicklungsländer ihre größte Chance sehen.

Die rasche Zunahme der Bevölkerung der Erde wäre keine Gefahr, wären die Entwicklungsländer (und einige der Ostländer) heute in der Lage, ihr Bodenpotential — im Einklang mit dem Natur- (d. h. Wasser-, Nährstoff-, biologischen etc.) Haushalt optimal zu nutzen. Bleibt hingegen die Reaktion auf die Bevölkerungsexplosion im Hinblick auf die Bereit-

stellung von Wasser und Nahrungsmitteln eine Aufgabe für die wenigen eingefahrenen Produktionsgebiete, so ist abzusehen, daß die Grenze des Wachstums tatsächlich bald erreicht ist.

6. Ingenieurgeologische Probleme

Fast täglich erinnern uns die Massenmedien daran, daß wir nicht, wie manche Träumer aus der grünen Ecke das offensichtlich glauben, in eine freundliche und idyllische Natur eingebettet sind, die wir deswegen mit Zähnen und Klauen verteidigen sollten. Unser Leben ist stattdessen voller Risiken, und viele davon sind nicht selbstgemacht. Unter diesen natürlichen Hazards, gegen die uns die Kunst der Ingenieure zu schützen versucht, beruhen viele auf Gegebenheiten und Vorgängen, die die Quartärforschung am besten erklären kann. Vernünftige Ingenieurmaßnahmen müssen daher auf geologischen Rat zurückgreifen, und dieser Rat sollte nicht nur aus ingenieurgeologischen sondern vor allem quartärgeologischen Zirkeln kommen.

Man kann diese Empfehlung aus einigen besonders auffälligen Begebenheiten entwickeln:

a) Jeder Küstenbauer an den Gestaden der Nordsee weiß, daß die Berechnung seiner Ingenieurbauten nicht nur auf den normalen bodenmechanischen Größen

- geologisches Profil,
- Mächtigkeit der setzungsempfindlichen Schichten,
- Kompressibilität derselben, basierend auf Korngrößenverteilung, Wassergehalt, Lagerungsdichte usw.,
- Entwässerbarkeit,
- Höhenlage zur Vorflut,
- Scherfestigkeit,
- Quellvermögen der eingebauten Minerale usf.

beruhen darf, daß vielmehr die mit dem postglazialen Meeresspiegelanstieg und z. T. mit epirogenen oder auch jungen tektonischen Bewegungen zusammenhängende Küstensenkung berücksichtigt werden muß. Ohne auf diesen Fragenkomplex eingehen zu wollen, kann gesagt werden, daß bei den in den Niederlanden und in Nordwestdeutschland nach verheerenden Sturmfluten vorgenommenen Deicherhöhungen auf diese Bezugsgröße Rücksicht genommen wurde. Quartärforscher waren an ihrer Beschreibung und Größeneinschätzung in hervorragender Weise beteiligt (z. B. DECHEND 1956; FAIRBRIDGE 1961; HAGEMAN 1960; JELGERSMA 1966; JELGERSMA & PANNEKOEK 1960; LINKE 1979; STREIF 1975 u. a.).

b) Auch der Deichbau in den von Hochwässern gefährdeten Flußtäälern ist ohne Befragung von Quartärforschern schlecht beraten. In vielen Fällen, dort wo die Gliederung und Kartierung der Auelehme mit Verlässlichkeit durchgeführt worden ist, hat der Wasserbau über die meist unzuverlässige kartographische Festlegung der „Gesetzlichen Hochwassergrenze“ hinausgehende Informationen über die Marken von Jahrtausendhochwässern erhalten. Daß zu diesen flußgeschichtlichen Arbeiten auch die Geochronologie, Vegetationsgeschichte, Sedimentpetrographie und Bodenkunde Hilfe leisten mußten, daran wird dann bei der Durchführung des betreffenden Ingenieurprojektes meist nicht mehr gedacht.

c) Im Kapitel 1 wurde bereits erwähnt, daß ein großer Teil der Menschheit in Überschwemmungsgebieten wohnt. Jährlich erfahren wir von verheerenden Naturkatastrophen in diesen Räumen. Im Grunde genommen verstößt es gegen jede Vernunft, wenn Menschen z. B. in Deltagebieten von Bangladesch überhaupt siedeln. Darüber zu richten, steht jedoch niemand zu: Hier wie an vergleichbaren Orten war die Landnahme eine Verzweiflungstat unterprivilegierter Gruppen. Dennoch sollte der Quartärforscher den oft planlos gegen die Naturkatastrophen agierenden (und damit oft viel Kraft und Geld vergeudenden) Instanzen klar machen, welche quartärgeologischen Vorgänge das Grundmuster dieser Regionen vermitteln, und daß es, wie die Erfahrung der Nordseeküstenbewohner zeigt, sinnlos ist, sich *w i d e r* die Natur zu stemmen. Man muß deren Regeln kennen und eine Technik suchen, die *m i t* der Natur angelegt ist. Reißbrett- und Betondamm-Denken bieten keine brauchbaren Lösungen.

d) Neben diesen Beispielen aus dem marinen und fluviatilen Faziesraum soll an die terrestrische Fazies erinnert werden. Unwetterkatastrophen zeigen uns in unregelmäßiger Form die Instabilität mancher Hangbildungen. Mit Talsperren zusammenhängende Bergstürze, Rutschungen, Schlammströme, Hochwasserwellen haben in der letzten Zeit zahlreiche Todesopfer verursacht. An den Bodenabtrag, der in den Alpen als Folge von Tourismus und Sport zu beklagen ist, muß ebenso erinnert werden wie an die Hangbewegungen, die durch den Verkehrswegebau und Wasserbau verursacht werden. Die entsprechenden Dektrationsbildungen in ihren Ursachen, ihrer Bindung u. a. an quartäre Hangsedimente, an die junge Aufwärtsbewegung der entsprechenden Gebirge und die Morphogenese zu erforschen, ist nicht nur Aufgabe der Bodenmechanik sondern der Quartärgeologie mit all' ihren Nachbardisziplinen.

Will man die v. a. für die *E n t w i c k l u n g s - l ä n d e r* wichtigen Aufgaben der quartärgeologisch untermauerten Ingenieurgeologie besonders

herausstellen, wie das auch in den vorherigen Kapiteln geschehen ist, so muß man auch an dieser Stelle die für die Anlage von Talsperren notwendigen topographischen, hydrologischen, geologischen und ingenieurwissenschaftlichen Aufgaben erwähnen. Praktisch sind in den meisten Entwicklungsländern — abgesehen vielleicht von einigen Inseln und den absoluten Wüstengebieten — Lokalitäten für Talsperren ausweisbar und dementsprechend auch mehrere Projekte bereits verwirklicht worden oder im Gange. Nicht übersehen werden dürfen dabei neben den geogenen Voraussetzungen die klimatischen Verhältnisse (Verdunstung, Rhythmus der Wasserführung etc.), die Kosten/Nutzen-Bedingungen der hydroelektrischen Kraftwerke, der Irrigationsanlagen sowie die Zwangspunkte, die durch den Energietransport gegeben sind.

Weiteres Geopotential ist für Deponie-Zwecke geeignet. Auch hier spielen die bindigen Lockergesteine neben geologischen Festgesteinskörpern und Strukturen eine wichtige Rolle. Man denke an die Tongesteine, die bei Deponien grundwassergefährdender Stoffe benötigt werden! Aber auch die Beurteilung der Sicherheit von Kavernen, z. B. in Salzkörpern, die Abfallstoffe (z. B. von Kernkraftwerken) oder Massengüter (Rohöl-Kavernen) aufnehmen sollen, bedarf oft quartärgeologischer Mitarbeit, v. a. wenn es darum geht festzustellen, ob ein Salzstock sich noch bewegt, an den hydrologischen Kreislauf angeschlossen ist oder nicht (vgl. das Projekt Gorbelen, PTB 1983, ANONYMUS 1983, DUPHORN 1984 u. a.). Das Vorhandensein von Möglichkeiten der Verbringung von kommunalem Müll, Klärschlamm, Abwässern, Gülle, Industrie-Giftmüll in oder auf undurchlässige Horizonte bedarf in vielen Fällen genauester quartärgeologischer Voruntersuchung.

7. Zur Umwelt- und Planungsgeologie

Die Umweltgeologie ist der Teil des Fachgebietes, der die geowissenschaftlichen Aspekte der Umweltforschung vertritt, die Planungsgeologie ihre für Landesplanung und Raumordnung relevante Sektion.

In beiden, eng zusammenhängenden Bereichen — sie sind nicht oder nur in bestimmten Teilen ident mit dem nach Auffassung des Autors verschwommen und unklar definierten Teilfach „Anthropogeologie“ (KASIG 1983) — liegen eine Fülle von Aufgaben und Möglichkeiten für die Quartärforscher, was an einigen Beispielen demonstriert werden kann.

In der Umweltforschung stehen wir oft vor dem Problem, daß wir durch den Menschen verursachte Veränderungen des Naturraumes nicht oder

nur schwer von den natürlichen Veränderungen trennen können. Ein charakteristischer Fall ist die Auelehmbildung, deren durch die Forschungen von NATERMANN (1939, 1942), MENSCHING (1951, 1958) u. a. erwiesenen Verursachung durch die mittelalterliche Rodung lange Zeit im Vordergrund gestanden hat, bis die geogene, mit dem postglazialen Meeresspiegelanstieg zusammenhängende Komponente, der wir die älteren holozänen Auelehme verdanken, durch LÜTTIG (1960a, 1960b), STRAUTZ (1962), MÄCKEL (1969), NEUMEISTER (1964) u. a. herausgearbeitet wurde. Hier wurde eine Bemessungsgrundlage für die Unterscheidung geogen/anthropogen geschaffen, die in vielen anderen Fällen fehlt.

Wichtig ist in dieser Hinsicht auch die Limnologie, nicht nur weil Seesedimente in phantastischer Weise wie ein erdgeschichtliches Archiv vegetationskundliche, (Beispiel: Ulmenfall) sedimentologische (z. B. Einsetzen der anthropogenen Erosion) und geochemische (z. B. präanthropogene Schwermetallbindung an Mudden) Ereignisse, die für die Beschreibung des „backgrounds“ wichtig sind, festhalten, sondern auch, weil technische Maßnahmen an Seen und die dadurch zu erhoffenden oder zu befürchtenden Veränderungen ohne Kenntnis der natürlichen Dynamik nicht abschätzbar sind (GRAHLE 1968; GRAHLE & H. MÜLLER 1969; LÜTTIG et al. 1980; H. MÜLLER 1969).

Ohne die Vegetationsgeschichte und die Geochronologie geht es auch hier nicht. Wie sonst wollten wir die Beobachtungen an Eiskernen in Grönland und in der Antarktis (DANS-GARD et al. 1971), bei denen geogene Emissionen hohen Ausmaßes zeitlich bestimmt wurden, in ihrer Bedeutung für den Streit um die Verursachung von Vegetationsveränderungen beschreiben können?

Von besonderer Bedeutung sind in diesem Zusammenhang ebenfalls Ur- und Frühgeschichte wegen der durch sie für die Abwägung der geogenen gegenüber der anthropogenen Umweltveränderungen gesammelten Daten. Überhaupt ist dieses ein Beispiel für die Rolle der Quartärstratigraphie für die Klimaprognostik, auf die beim INQUA-Klimasymposium in Uppsala 1975 (vgl. STARKEL 1976) und durch den Verfasser in seinem Vortrag vor der DEUQUA in Zürich 1982 (Mskrpt. erscheint demnächst) aufmerksam gemacht worden ist, die leider noch zu wenig genutzt wird.

Für die Planungsgeologie, deren Beginn mit der Entstehung der Naturraumpotentialkarten (LÜTTIG 1971, 1972, 1977, 1979; LÜTTIG & PFEIFFER 1974; BECKER-PLATEN; LÜTTIG & MEINE 1979; VON DANIELS & LÜTTIG 1982)

gleichgesetzt werden kann, war die Frage des Schutzes oberflächennaher Lagerstätten, also i. w. quartärer Rohstoffe, ein inzwischen auch durch die Lagerstättenensicherungskarte (V. STEIN et al. 1981; STEIN & HOFMEISTER 1977; PAULY 1980, 1981; BECKER-PLATEN & STEIN 1979) unterstrichener Ansatz, der der angewandten Geologie zu einer neuen Rolle verholfen hat, die v. a. die Quartärgeologen besser mitspielen sollten. Wie man an der verspätet aber auf breiter Front einsetzenden Begeisterung auch anderer Teildisziplinen für diesen Wissenszweig erkennt, ist hier eine Forschungslücke gefüllt worden, die in Zukunft, so ist zu hoffen, auch einer Reihe von geowissenschaftlichen Absolventen im Berufsleben neue Aufgaben verschaffen kann.

Nicht so glücklich ist die Rolle, die die Quartärforscher auf dem Gebiet der Rekultivierungs-Geologie gespielt haben. Dieses Gebiet, in dem sie wie Bodenkundler, Ingenieurgeologen und Hydrogeologen dringend gebraucht werden und das zurückerobert werden muß, haben sie weitgehend Landschaftsgärtnern, -architekten, Biologen etc. überlassen, deren Rat in vielen Fällen zu absurden Maßnahmen und überhaupt zu einer Ideologisierung der Rekultivierung geführt hat. In diesem Zusammenhang ist auch die sogenannte Renaturierung zu nennen — ein unsinniger Ausdruck! —. Daß bei der Frage der Wiederherstellung eines natürlichen Zustandes zunächst definiert werden muß, welcher Zustand gemeint ist, und auf welchen Irrtümern entsprechende Forderungen zuweilen beruhen, konnte am Beispiel der Hochmoore gezeigt werden, deren wesentliche Entwicklung in der Natur, v. a. in Norddeutschland, erst nach dem Beginn des Ackerbaues erfolgte (vgl. Lüttig 1978, 1984), weshalb „Renaturierung“, also Herstellung eines Präanthropos-Stadiums (welcher Anthropos ist gemeint?) hier bedeuten würde, daß man die Torflagerstätten beseitigen müßte, was aber gar nicht den Intentionen des Naturschutzes entspricht.

8. Die Reaktion von Forschung und Lehre

Aus dem Vorhergesagten ergibt sich eine Fülle von Aufgaben, derer sich Forschung und Lehre auf dem Gebiet der Angewandten Quartärgeologie annehmen sollten.

Aber wie sieht die Wirklichkeit aus?

Da ist festzustellen, daß bereits der Begriff „Angewandte Quartärgeologie“ nicht Allgemeingut der Quartärforscher ist. Man kann aber auch nicht sagen, daß sie auf die Notwendigkeiten nicht reagiert hätten. Es stimmt auch nicht, daß die Mehrzahl der Geowissenschaftler die Probleme des Mannes auf der Straße nicht sieht.

Die bereits erwähnte IFAQ in Brüssel, die Trainingskurse der ECAFE in Kuala Lumpur, bei denen sich v. a. unsere niederländischen Kollegen in rühriger Weise um die Experten aus Entwicklungsländern bemühen, und auch einige der von IUGS und UNESCO unterstützten Forschungsprojekte im IGCP-Programm sind dafür erwähnenswerte Beispiele. Nicht vergessen werden sollten die lange Tradition besitzenden Tagungen der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen, die ja geschaffen wurde, um Wasserbauer mit Quartärgeologen zusammenzubringen. Manche dieser Zusammenkünfte an der Nord- und Ostseeküste haben den sehr wichtigen Dialog zwischen Wissenschaft und Praxis vertieft. Auch die Quartärforscher, die in den Sektionen Ingenieurgeologie und Hydrogeologie der DGG tätig sind, müssen in diesem Zusammenhang erwähnt werden. Die DEUQUA ist, so scheint es auf den ersten Blick, kein richtiger Platz für die Angewandte Quartärgeologie. Aber der Schein trügt.

Daß das ganze Problem ein für die Geologie allgemeines ist, sollte nicht übersehen werden. Der Verfasser hat darauf bereits bei der DGG (LÜTTIG 1984) hingewiesen. Es hängt mit der Bewertung der Geologie der Lockerablagerungen zusammen. Dazu sei das wichtigste aus der vorgenannten Darstellung wiederholt.

— In der praktischen Geologie sind hierzulande mehr als zwei Drittel der gestellten Gutachten-Fragen auf die Geologie der Lockerablagerungen gerichtet. Und in den Beschäftigungsfeldern der praktischen Geologie außerhalb der Hochschule ist der stark auf Lockerablagerungen bezogene Sektor in deutlicher Ausweitung begriffen — wenigstens, was die Aufgaben, aber auch was die Geologen-Stäbe anbelangt —. Dagegen besteht in mehreren alteingesessenen Berufszweigen, wie z. B. in der Montangeologie und Erzlagerstättenkunde, eine starke Häufung von Experten, aber keine Zunahme der Aufträge. Nach den eigenen Erfahrungen und subjektiver Gewichtung derselben war um 1950—1965 ein wesentlich geringerer Prozentsatz an Geologen in Geologie-, Planungs- und Ingenieurbüros mit hydrogeologischen oder ingenieurgeologischen Fragen beschäftigt als heute. Der Großteil der Absolventen, welche die Hochschulen in die Praxis verließen, ging damals zu Bergbauunternehmen (im weitesten Sinne).

Aufgaben und Fragen geologischer Relevanz kommen heute weitaus öfter aus dem Sachbereich der Lockerablagerungen als dem Bereich, den die Festgesteins-Geologen als echte und einzige Geologie betrachteten und z. T. auch heute noch ansehen.

Um nicht mißverstanden zu werden, muß, wie bereits aus dem Vergleich Industrieminerale: Metallerze hervorgeht, herausgestellt werden, daß es dem Autor

nicht um die Konstruktion eines Gegensatzes zwischen Betätigungsbereichen in der Geologie geht, zumal da es fließende Übergänge zwischen Locker- und Festgesteinen gibt und die scharfe Trennung in Präquartär- und Quartärgeologie oder oberflächennahe Bildungen und Untergrund zu schiefen Begriffsbestimmungen führen würde. „Vielmehr handelt es sich um den Versuch, bewußt zu machen, wo der Geologe im täglichen Umgang mit seinen Berufsfragen die Augen zu öffnen beginnen sollte, nämlich dort, wo sein forschender Geist in die Lithosphäre einzudringen beginnt: In den obersten, meist unverfestigten Zentimetern des geologischen Profils, nicht im unzugänglichen und durch den oberflächennahen Dreck und durch mächtige tiefere Schichten verhüllten Erdkern. Daß es auch dort viele Probleme gibt, die es zu erforschen gilt, ist nicht zu übersehen, sollte aber zunächst nicht zur Debatte stehen. Unsere Geologenfamilie ist zwar klein, aber groß genug, daß sich die Mitglieder derselben die Aufgabenfelder aufteilen; und daß man das eine Terrain als besonders beackerungswürdig herausstellt, soll ja nicht heißen, daß man fordert, die anderen sollten brachliegen“ (LÜTTIG 1984).

Der Verfasser hat versucht, die Lage wie folgt bildhaft zu machen: Nach den Vorlesungsverzeichnissen der deutschen Hochschulen betreffen nur rund 8 % der an den das Fach Geologie und Paläontologie vollkommen vermittelnden westdeutschen Hochschulen gehaltenen Vorlesungen, Übungen etc. speziell die Lockerablagerungen. Bei einigem Wohlwollen haben 39 % der Veranstaltungen damit zu tun, 36 % gelten eindeutig den Festgesteinen und 17 % sind anderen Gebieten gewidmet. Dabei ist eine gewisse Unübersichtlichkeit der Vorlesungsverzeichnisse und eine uneinheitliche Zuordnung z. B. der paläontologischen und lagerstättenkundlichen Veranstaltungen zur eigentlichen Geologie zu berücksichtigen. Das Bild ist trotzdem schief, da das Gewicht der gehaltenen, in Vorlesungsverzeichnissen ablesbaren Vorlesungen und Übungen durchaus unterschiedlich ist. Ursache ist auch, daß als Folge unseres bereits in den Oberschulen eingeführten, — wenn man höflich sein will, mindestens mit dem Begriff „merkwürdig“ zu belegenden — Ausbildungssystems ein Trend und auch die Möglichkeit besteht, diejenigen Veranstaltungen zu wählen, in welchen Prüfungen abgehalten werden und in welcher ein Schein erworben werden kann. In dieser Hinsicht ist das Gewicht der Lockerablagerungs-Veranstaltungen mit Sicherheit kleiner als das der Festgesteins-Vorlesungen. Hierzu wäre es nötig, auch den Arbeits-Schwerpunkt der für Prüfungen und Scheinvergabe bestimmenden Dozenten in die Statistik zu übernehmen, was die ganze Abschätzung sicherlich noch komplizierter macht.

Ein anderer Weg ist, die Statistik mit Hilfe der vergebenen Diplom- und Doktorarbeiten zu entwickeln. Auch hier ist keine exakte Abschätzung möglich; die Gründe ähneln den obengenannten. Die in den Nachrichten der DGG von den einzelnen Instituten in den letzten zehn Jahren gemeldeten Arbeiten sind keinesfalls flächendeckend. Deswegen ist die nachfolgende Schätzung sicherlich ebenfalls ungenau aber nicht uninteressant. Die vergebenen Arbeiten betreffen danach zu

17,5 % die Lockerablagerungen,
58,5 % die Festgesteine,
14 % beide Gebiete, oder sind nicht klar zuordenbar,
10 % andere Themen.

Erkennbar ist jedenfalls, daß doch mehr Lockerablagerungs-Arbeiten vergeben werden, als es der Anzahl der Vorlesungen entspricht, was möglicherweise auch daran liegen kann, daß hierbei (teil)finanzierte praktische Aufträge eine Rolle spielen. Ebenfalls scheint oft die Lage des Universitätsortes zum Verbreitungsgebiet von Lockerablagerungen (aus pragmatischen Gründen) eine entsprechende Aufgabe nahegelegt zu haben. Soweit zu Lehre und Ausbildung!

Die Lage auf dem Sektor **F o r s c h u n g** ist weniger klar statistisch zu beschreiben, und zwar nicht nur mangels geeigneter Erfassungen, sondern auch, weil die Forschung auf dem Gebiet der angewandten Geologie generell z. T. durch Aufträge und entsprechende Sachmittel-Bereitstellung beeinflusst wird, wodurch eine gewisse Unübersichtlichkeit entsteht und ein Vergleich zur sogenannten freien Forschung erschwert wird.

9. Zur Berufsstrategie

Bereits aus der Schilderung der Lage auf dem Gebiet von Lehre und Forschung ergeben sich zur Berufsstrategie klare Vorgaben. Die Diskrepanz zwischen praxisgerechter Ausbildung und Berufsanforderung ist ersichtlich. Daraus ist zu schließen, daß das **A n g e b o t** an Ausbildungsmöglichkeiten in der angewandten Quartärgeologie erhöht werden muß. Damit verbunden ist die Notwendigkeit der Umgruppierung der Ausbildungsstätten in bezug auf die Bildungs- und Forschungsschwerpunkte, damit auf Lehrkörper, Einrichtung, Ausrüstung, Studienplan usw. Ein Lehrstuhl für Quartärgeologie und ein paar Stellen für adäquate angewandte Geologie in der Bundesrepublik bedeuten eine eklatante hochschulpolitische Fehldisposition.

Aber auch mit einer Verbesserung dieses Zustandes wäre es nicht getan. In erster Linie muß unsere Berufsgruppe, auch damit der vorgenannte Wunsch erfüllt

und durchgesetzt werden kann, sich etwas mehr zu Aufgaben für „den Mann auf der Straße“ bekennen, öffentlichkeitsnäher arbeiten und sich besser als bisher artikulieren.

Es gilt dabei auch, unsere Umwelt nicht nur von der Wichtigkeit, sondern sogar Unerläßlichkeit unseres Berufes zu überzeugen. Das kann man am besten mit harten Zahlen. Wir sollten uns wirklich nicht zu fein vorkommen, Beispiele zu sammeln, aus denen hervorgeht, was ohne Zuhilfenahme quartärgeologischer Rates an Fehlinvestitionen, Material- und Geldvergeudungen, Unfug, technischen Katastrophen, Bankrotten entstanden ist und was unser Rat für den Einzelnen und die Gemeinschaft bedeuten kann. Auch entsprechende systematische Aufklärungsarbeit ist notwendig.

10. Einige Worte an die Quartärforscher

Im Kreise der Quartärforscher, die in der DEUQUA vereinigt sind, darf es erlaubt sein, anschließend einige Beobachtungen vorzubringen, die geeignet sein können, uns alle zu einer Standortsüberprüfung zu veranlassen.

Die Quartärforschung ist nach ihrem Wesen und der Zusammensetzung der daran beteiligten Spezialdisziplinen ein Arbeitsgebiet mit stark interdisziplinärem Charakter, ohne feste Definition, mit sehr übergreifendem Ambiente, aber starker Betonung der „reinen“ Forschung. Das hat seine Vorteile, aber auch eine gewisse Uneinheitlichkeit in der Vorgehensweise, viele methodische und nomenklatorische Unschärfen und Ungenauigkeiten, starke Individualität zur Folge, birgt aber auch die Gefahr der unterschiedlichen Sprache, damit des Aneinandervorbeiredens und eines Mangels an Disziplin.

Die Vertreter der randlichen Spezialgebiete, deren Arbeit für die Gemeinschaft ebenso nützlich ist wie die der Kern-Wissenschaften (v. a. der Geologie, Stratigraphie, Petrographie und Geomorphologie), bedürfen einer ständigen Heranführung an die Grundregeln naturwissenschaftlicher Arbeits- und Ausdrucksweise. Viele Unverständnisse, Fehlleistungen, Abartigkeiten, die wir unter den Arbeitsergebnissen finden, beruhen auf einem Mangel an Klassifikation, Normung und Interpretation. Diese Normung muß aber vom Kern der Forschungsgruppe ausgehen, und hier ist — der Autor spricht für die Geologen — ein Vorwurf an diese Gruppe zu machen, da sie sich für die Quartärforschung in zu geringem Maße engagiert. Die Zeiten der die Quartärforschung bestimmenden klassischen Geognosten ist vorbei. Die junge Generation hat vielfach vielgestaltige, nicht nur geognostische sondern praktisch-geologische Aufgaben.

Hier aber liegt die Chance für eine Neubelebung der DEUQUA. Neben der Gruppe von Quartärforschern, denen die reine und hehre Wissenschaft Verpflichtung bleiben soll, bedürfen wir einer Aktivierung der angewandten Quartärgeologie als eines Teils der dem Bürger direkt dienenden und prospektiven, für unsere Zukunft wirkenden, daseinssichernden Wissenschaft.

11. Schriftenverzeichnis

- ARCHER, A. A., LÜTTIG, G. W. & SNEZHKO, I. I. (1987): Man's Dependence on the Earth. — (Schweizerbart u. Unesco). — [Im Druck].
- BECKER-PLATEN, J. D., LÜTTIG, G. & MEINE, K.-H. (1979): Geoscientific Maps for Planning Natural Resources. — *Forum*, 3: 167—177; New York.
- & STEIN, V. (1979): Methodische Fragen der Rohstoff-sicherung in Niedersachsen. — *Raumforsch. Raumordn.*, 1979, 6: 273—279; Hannover.
- BLANKENBURG, P. VON & CREMER, H. D. (1971): Handbuch der Landwirtschaft und Ernährung in den Entwicklungsländern. 2. Pflanzliche und tierische Produktion in den Tropen und Subtropen. — Stuttgart (ULMER).
- CHRISTANIS, K. (1982): Genese und Fazies der Torf-Lagerstätte von Philippi (Griechisch-Mazedonien) als Beispiel der Entstehung einer Braunkohlen-Lagerstätte vom stark telmatischen Typ. — Diss. Braunschweig: 179 S.; Braunschweig.
- DANIELS, C. H. VON & LÜTTIG, G. (1982): Geowissenschaftliche Karten des Naturraumpotentials als Unterlagen für Raumordnung und Landesplanung. — In: *Energierohstoffe im Alpen-Adria-Raum*; 151—168; Graz (Amt der Steiermärkischen Landesregierung).
- DANSGARD, et al. (1971): Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In: [TUREKIAN, K. K.]: *The Late Cenozoic glacial ages*: 37—56, Hartford 1971.
- DECHEND, W. (1956): Der Ablauf der holozänen Nordsee-Transgression im oldenburgisch-ostfriesischen Raum, insbesondere im Gebiet von Jever i. O. — *Geol. Jb.*, 72: 295—314; Hannover.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1961): Eustatic changes in sea level. — *Physics and Chemistry of the World*, 4: 99—185; New York.
- FLORSCHÜTZ, F. & MENENDEZ, A. J. (1962): Beitrag zur Kenntnis der quartären Vegetationsgeschichte Nordspaniens. — *Veröff. geobot. Inst. Rübel in Zürich*, 37: 67—73; Bern.
- GOLD, O. & LÜTTIG, G. (1972): Elbistan — Erfolg einer Untersuchung der Türkei auf Braunkohle mit Mitteln der deutschen Technischen Hilfe (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei 7). — *Braunkohle*, 24, 8: 253—268; Düsseldorf.

- GRAHLE, H.-O. (1968): Limnogeologische Probleme in Nordwestdeutschland (Geologische Untersuchungen an niedersächsischen Binnengewässern IV). — Z. deutsch. geol. Ges., 117, 2/3: 727—737; Hannover.
- & MÜLLER, H. (1969): Das Zwischenahner Meer. (Geologische Untersuchungen an niedersächsischen Binnengewässern, Nr. V). — Oldenb. Jb., 66: 83—121; Oldenburg i. O.
- HAGEMAN, B. P. (1960): De holocene ontwikkeling van de Rijn-Maas-Mond. — Geol. en Mijnbouw, 39: 661—670; 's Gravenhage.
- JELGERSMA, S. (1966): Sea-level changes during the last 10.000 years. — Royal meteorol. Soc. Proc. Intern. Sympos. World Climate: 54—71; London.
- & PANNEKOEK, A. J. (1960): Post-glacial rise of sea-level in the Netherlands. — Geol. en Mijnb., 39, 6: 201—297; 's Gravenhage.
- KOLLBRUNNER, C. F. & STAUBER, H. (1973): Unerschöpfliche saubere Wasser- und Energiequellen in Grönland. — 96 S. (Inst. bauwiss. Forsch.); Zürich.
- LIETH, H. (1975): Historical Survey of Primary Productivity Research. — In: [LIETH, H. & WHITTAKER, R. H.]: Primary Producting of the Biosphere: 7—16, Berlin etc. (Springer).
- LINKE, G. (1979): Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Küstenbereich südlich Cuxhaven. — Probl. Küstenerforsch. südl. Nordseegeb., 13: 39—83; Hildesheim.
- LÜTTIG, G. (1960b): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raume Alfeld—Hameln—Elze. — Geol. Jb., 77: 337—390; Hannover.
- (1960d): Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. — Eiszeitalter & Gegenwart, 11: 39—50; Öhringen/Württ.
- (1971g): Die Bodenschätze des Nordsee-Küstenraumes und ihre Bedeutung für Landesplanung und Raumordnung. — N. Arch. f. Nieders., 21, 1: 13—25; Göttingen (1972).
- (1972): Naturräumliches Potential I, II und III. — In: Niedersachsen, Industrieland mit Zukunft: 9—10; Hannover (Nds. Min. Wirtsch. öff. Arb.) 1972.
- (1977a): Die Rolle der geowissenschaftlichen Kartographie in der vorausschauenden Umweltforschung. — Kartogr. Nachr., 27, 3: 81—89; Bonn—Bad Godesberg.
- (1977b): Gedanken zur Begriffskette „Torfabbau — Wiederherrichtung — Renaturierung“. — Telma, 7: 195—201; Hannover.
- (1978): Die Entwicklungsländer mit geringem Geopotential — aus der Sicht des Geowissenschaftlers. — 174 S.; Hannover (Nds. Landeszentrale polit. Bildg.).
- (1979): Die oberflächennahen Rohstoffe: Wirtschaftsfaktor — Konfliktursache — Forschungsziel. — Erzmetall, 32, 10: 419—422; Stuttgart.
- LÜTTIG, G. (1979b): Geoscientific maps as a basis for land-use planning. — Geol. Fören. Stockh. Förh., 101, 1: 65—69; Stockholm.
- (1984): Die Moornutzung für die Balneologie aus der Sicht von Landesplanung und Umweltschutz. — Heilbad u. Kurort, 84/6: 183—188; Gütersloh.
- (1985): Über den „Dreck, der die Geologie verhüllt“ (STILLE). — Nachr. dt. geol. Ges., 32: 90—105; Hannover.
- et aliae (1980): Geoscience and Environmental Research in the Federal Republic of Germany (Guide to Excursion A 137 of the 26th International Geological Congress, Paris 1980). — In: LÜTTIG, G. W. & CONTRIBUTORS: General Geology of the Federal Republic of Germany: 61—95; Stuttgart (Schweizerbart).
- & DANIELS, C. H. VON (1982): Geowissenschaftliche Karten des Naturraumpotentials als Unterlagen für Raumordnung und Landesplanung. — Energierohstoffe im Alpen-Adria-Raum: 151—168; Graz (Steierm. Landesreg.) (1980).
- & MARINOS, G. (1962): Zur Geologie der neuen griechischen Braunkohlen-Lagerstätte von Megalopolis. — Braunkohle, 14, 6: 222—231; Düsseldorf.
- & PFEIFFER, D. (1974): Die Karte des Naturraumpotentials. Ein neues Ausdrucksmittel geowissenschaftlicher Forschung für Landesplanung und Raumordnung. — N. Archiv Nds. 23, 1:3—13; Göttingen.
- MÄCKEL, R. (1969): Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. — Gießener geogr. Schr., 19, Eiszeitalter u. Gegenwart, 20: 138—174; Öhringen/Württ.
- MELIDONIS, N. G. (1981): Beitrag zur Kenntnis der Torflagerstätte von Philippi (Ostmazedonien). — Telma, 11: 41—63; Hannover.
- MENSCHING, H. (1951b): Die Entstehung der Auelehmedecken in Nordwestdeutschland. — Proc. 3d intern. Congr. Sedimentol.: 193—210; Groningen-Wagenin-gen.
- (1958a): Soil erosion and formation of haugh-loam in Germany. — Comptes Rendu et Rapports Ass. gén. Toronto, 1: 174—180; Gentbrugge.
- MÜLLER, H. (1969): Diskordanzen und Umlagerungserscheinungen in holozänen Sedimenten flacher Seen Nordwestdeutschlands. — Mitt. intern. Verein. Limnol., 17: 211—218; Stuttgart.
- NATERMANN, E. (1939b): Zeitbestimmung einer Flußverlegung auf Grund der Auelehmbildung. — Abh. nat. Ver. Bremen, 31: 326; Bremen.
- (1942): Die Änderungen der Wasserstände und ihr Zusammenhang mit der Auelehmbildung im Wesertal. — Die Weser, 21, 2: 15—17; Bremen.
- NEUMEISTER, H. (1964): Beiträge zum Auelehmproblem des Pleiße- und Elstergebietetes. — Wiss. Veröff. deutsch. Inst. Länderkde. n. F., 21/22: 65—131; Leipzig.

- PAULY, E. (1980): Bewertung und Sicherung mineralischer Rohstoffe aus oberflächennahen Lagerstätten in Hessen, Methoden und Stand. — *Erzmetall*, **33**, 4: 222—225; Weinheim.
- (1981): Wege zur gesicherten Versorgung mit heimischen mineralischen Rohstoffen aus oberflächennahen Lagerstätten. — *Erzmetall*, **34**: 511—518; Weinheim.
- PEARSON, L. B. et aliae (1969): Bestandsaufnahme und Vorschläge zur Entwicklungspolitik. — Bericht der Kommission für Internationale Entwicklung. — 279 S., 160 + 45 S.; Wien etc. (Molden).
- PICARD, L. (1963): The Quaternary in the Northern Jordan Valley. — *Proc. Israel Acad. Sci. Hum.*, **1**: 4: 1—34; Jerusalem.
- STARKEL, L. (1976): Presidential Address. — *Newsl. Stratigr.* **5**, 1: 3—5; Berlin, Stuttgart.
- STEIN, V. et aliae (1981b): Lagerstätten der Steine, Erden und Industriemineralien. Untersuchung und Bewertung (vademecum 2). — *Schriftenr. GDMB*, **38**: 1—248; Weinheim etc.
- & HOFMEISTER, E. (1977a): Die Darstellung oberflächennaher Rohstoffvorkommen in Rohstoffsicherungskarten. — *Geol. Jb.*, **D 27**: 121—132; Hannover.
- STRAUTZ, W. (1962): Auelehmbildung und -gliederung im Weser- und Leinetal mit vergleichenden Zeitbestimmungen aus dem Flußgebiet der Elbe. — *Beitr. Landespflege*, **1**: 273—314; Stuttgart.
- STREIF, H. (1975): Versuch einer Bilanzierung der Sedimentation im Küstenholozän Ostfrieslands. — *Geol. Jb.*, **A 28**: 3—14; Hannover.
- TIETZKE, K. et aliae (1980): The Genesis of the Methane in Lake Kivu (Central Africa). — *Geol. Rdsch.*, **69**, 2: 452—472; Stuttgart.
- [U. N. DEPARTMENT OF ECONOMIC AND SOCIAL AFFAIRS] (1976): Ground water in the Western Hemisphere. — *Nat. Res. Water Ser.*, **4**: 1—337; New York.
- WECK, J. (1962): Forstwirtschaftliche Aufgaben in Entwicklungsländern. — 79 S.; Baden-Baden (Lutzeyer).
- WEISCHET, W. (1977): Viel Grün — wenig Nahrung. — *Die Umschau*, **77**, 23: 767—770; Frankfurt a. M.

Manuskript eingegangen am 1. 12. 1985.

Der Mensch als landschaftsprägender Faktor des westlichen Bodenseegebietes seit dem späten Atlantikum

MANFRED RÖSCH *)

Prehistory, Atlanticum, Neolithic, Bronze age, pollen diagrams,
macrofossil analysis, human colonisation, interrelationship, man-landscape

Lake Constance region, Baden-Württemberg
TK 25: Nr. 8119, 8120, 8219, 8220, 8221, 8319, 8320

Kurzfassung: Eingebunden in ein längerfristiges archäologisches Projekt zur jungsteinzeitlichen und bronzezeitlichen Besiedlungsgeschichte im Alpenvorland tragen archäobotanische Untersuchungen zur Kenntnis der Wechselwirkung Mensch — Landschaft in dieser Zeit bei. Pollenanalysen in Toteislöchern und in der Flachwasserzone des Bodensees sowie Großrestanalysen an den Kulturschichten prähistorischer Feuchtbodensiedlungen geben Hinweise darauf, daß bereits ab dem späten Atlantikum ein enger Zusammenhang zwischen menschlicher Besiedlung und Wirtschaft und der Veränderung terrestrischer und limnischer Ökosysteme bestand.

[Environmental Changes caused by Man
since Late Atlantic Time at Western Lake Constance]

Abstract: Archeobotanical investigations are associated with a long-dated archeological project dealing with history of human colonisation during Neolithic time and Bronze age in South western Germany. These investigations enlarge the knowledge of human impact on environment and viceversa. Pollen Diagrams from kettle holes and from lake shore sediments of western lake Constance together with macrofossil analysis from cultural layers of Neolithic lake shore dwellings give reason of the fact, that already since Late Atlantic there was a close connection between human colonisation and economics and changes of terrestrial and limnic environments.

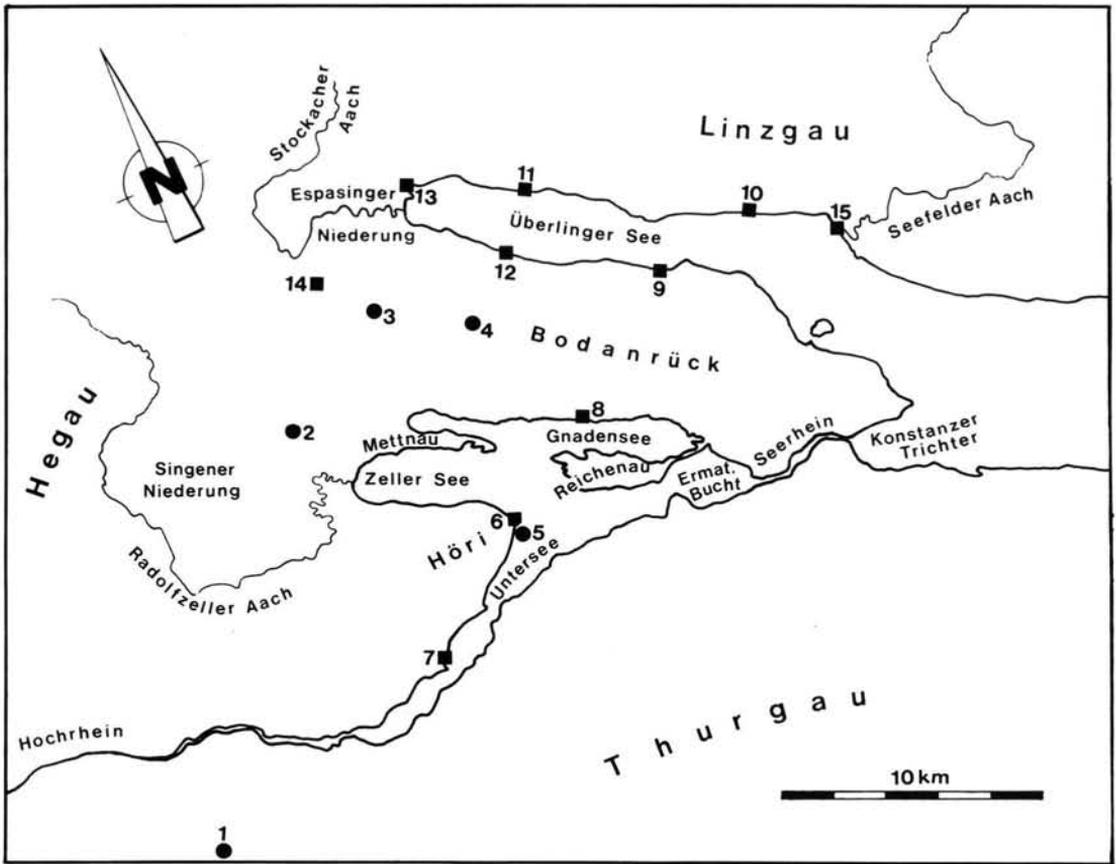
1. Einleitung

Das 1983 ins Leben gerufene DFG-Schwerpunktprogramm „Siedlungsarchäologische Untersuchungen im Alpenvorland“ will mittels großangelegter Siedlungsgrabungen und integrierter naturwissenschaftlicher

Untersuchungen den seit den Dreißiger Jahren in Deutschland stagnierenden Kenntnisstand über Struktur und Wirtschaft der sogenannten „Pfahlbauten“, ihre Einbindung in den Naturraum und dessen Veränderung in den Möglichkeiten moderner Methoden anpassen (SCHLICHTERLE 1985a). Eine Schlüsselrolle kommt hierbei der Archäobotanik zu, die einerseits durch Untersuchung der Pflanzenreste aus Kulturschichten zur Kenntnis von Ernährung und Wirtschaft in vorgeschichtlicher Zeit beiträgt, andererseits durch Pollenanalysen stratigraphische Korrelationsmöglichkeiten, sowie Einblick in die regionale Vegetations- und Landschaftsgeschichte bietet. Durch absolute Chronologie mittels Dendrochronologie und kalibrierter Radiocarbonaten können kulturelle und landschaftliche Veränderungen in zeitliche, durch den Vergleich zwischen Nutzung und Vegetationsveränderung in kausale Beziehung gebracht werden.

Der Referenz-Naturraum (BERGLUND 1979) westliches Bodenseegebiet weist infolge würmzeitlicher Vergletscherung zahlreiche Hohlformen auf und wurde im Hegau seit der Bandkeramik, am Seeufer seit dem Jungneolithikum von Bauernkulturen besiedelt (vgl. Abb. 1). Die vorliegenden botanischen Untersuchungen an Kulturschichten konzentrieren sich auf den Siedlungsplatz Hornstaad-Hörnle mit seinen 5 bekannten, teilweise mehrphasigen Anlagen des Jung- und Endneolithikums (DIECKMANN 1985; RÖSCH 1985c). Daneben gibt es orientierende und allesamt unpublizierte Untersuchungen in jungneolithischen Stationen von Nußdorf (S. GREGG) und Wallhausen (M. RÖSCH), sowie in endneolithischen Stationen von Sipplingen (St. JACOMET), Allensbach (S. KARG, St. JACOMET und M. RÖSCH) und Wallhausen (M. RÖSCH). Die Grundzüge der regionalen Vegetationsgeschichte im Holozän sind durch Pollenanalysen am Mindelsee (LANG 1970, 1973, 1983) und an den Nussbaumer Seen (RÖSCH 1983, 1985a) bekannt.

*) Anschrift des Autors: Dr. M. RÖSCH, Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Freiburg, Fischersteig 9, D — 7766 Hemmenhofen.



■ Archäobotanische Untersuchungen in jungsteinzeitlichen

● Feuchtbodensiedlungen

Seen/Moor mit Standardpollendiagramm

1 Nussbaumer Seen

2 Feuenried

3 Durchenbergried

4 Mindelsee

5 HoB1

6 Hornstaad-Hörnle

7 Wangen

8 Allensbach

9 Wallhausen

10 Nußdorf

11 Sipplingen

12 Bodman-Blissenhalde

13 Bodman-Schachen

14 Stahringen

15 Hagnau

Abb. 1: Übersicht Paläoökologie westlicher Bodensee.

Abb. 1 zeigt die Lage dreier Standardpollenprofile im Feuenried bei Überlingen am Ried, im Durchenbergried bei Güttingen und bei Hornstaad-Hörnle. Im Durchenbergried, einem kleinen, ehemaligen Toteisloch, wird der auskleidende Beckenton von kalkfreien Mudden und mesotrophen Torfen mit insgesamt bis 10 m Mächtigkeit überlagert (RÖSCH 1986). Die Flachwasserzone bei Hornstaad, bis 300 m breit, besteht aus fein geschichtetem Kalksilt, der in Mächtigkeiten bis 14 m dem Beckenton aufliegt und an der unter-

suchten Stelle ein lückenloses Holozänprofil darstellt. An beiden Orten sind Untersuchungen im Gang. Im Feuenried erlaubt ein Prozent- und Influxdiagramm an einem 5,5 m mächtigen Profil mit der Abfolge Beckenton — kalkfreie Mude — Niedermoortorf, gestützt auf 33 ^{14}C -Daten, weitreichende Aussagen zur holozänen Stratigraphie und Vegetationsgeschichte (RÖSCH 1985 b, dort auch Hinweise zur Methodik). Die Geschichte des Sedimentationsraumes ist bei RÖSCH (1986) dargestellt.

2. Darstellung

Zum Vergleich von Landschafts- und Besiedlungsgeschichte ist die Umstellung von konventioneller zu kalibrierter Chronologie notwendig. In Abb. 2 sind deshalb der jüngere Teil des Pollenprofils Feuenried ab dem Mittleren Atlantikum entlang der kalibrierten Zeitachse dargestellt (Kalibration nach STUIVER 1982, GALLAY & al. 1983, PEARSON & al. 1983, KROMER & al. 1985 oder KLEIN & al. 1982). Dieser Skala vorangestellt sind die Chronozonen sensu MANGERUD & al. (1974). Das Diagramm zeigt neben den prozentualen Anteilen (Linienkurven, im Hauptdiagramm Flächen und Signaturkurven) die Influxwerte (subfossiler Pollenniederschlag pro Jahr und Fläche, als horizontale Balken). Die Einteilung bestimmter Pollentypen zu den Sammelgruppen als Zeiger für Ackerbau, Grünland, Waldweide und Ruderalstandorte orientiert sich an BEHRE (1981). Das gemeinsame Auftreten von Kulturzeigern (besonders Cerealia-Pollentyp) und typischen Veränderungen in den Gehölzpollenspektren veranlaßte die Abgliederung von 11 Rodungsphasen (R1 bis R11). Dazwischen treten Sukzessionsphasen auf, die bisweilen ein Naturwaldstadium erreichen. Die Rodungsphasen können in ihrer Zeitstellung mit den dendrochronologisch ermittelten Schlagperioden der Pfahlbauhölzer am Bodensee (BILLAMBOZ & BECKER 1985) und mit der Kulturgeschichte der Region verglichen werden.

3. Kurzer Überblick über 7000 Jahre Landschafts- und Siedlungsgeschichte

(Vgl. hierzu Abb. 2 und Tab. 1)

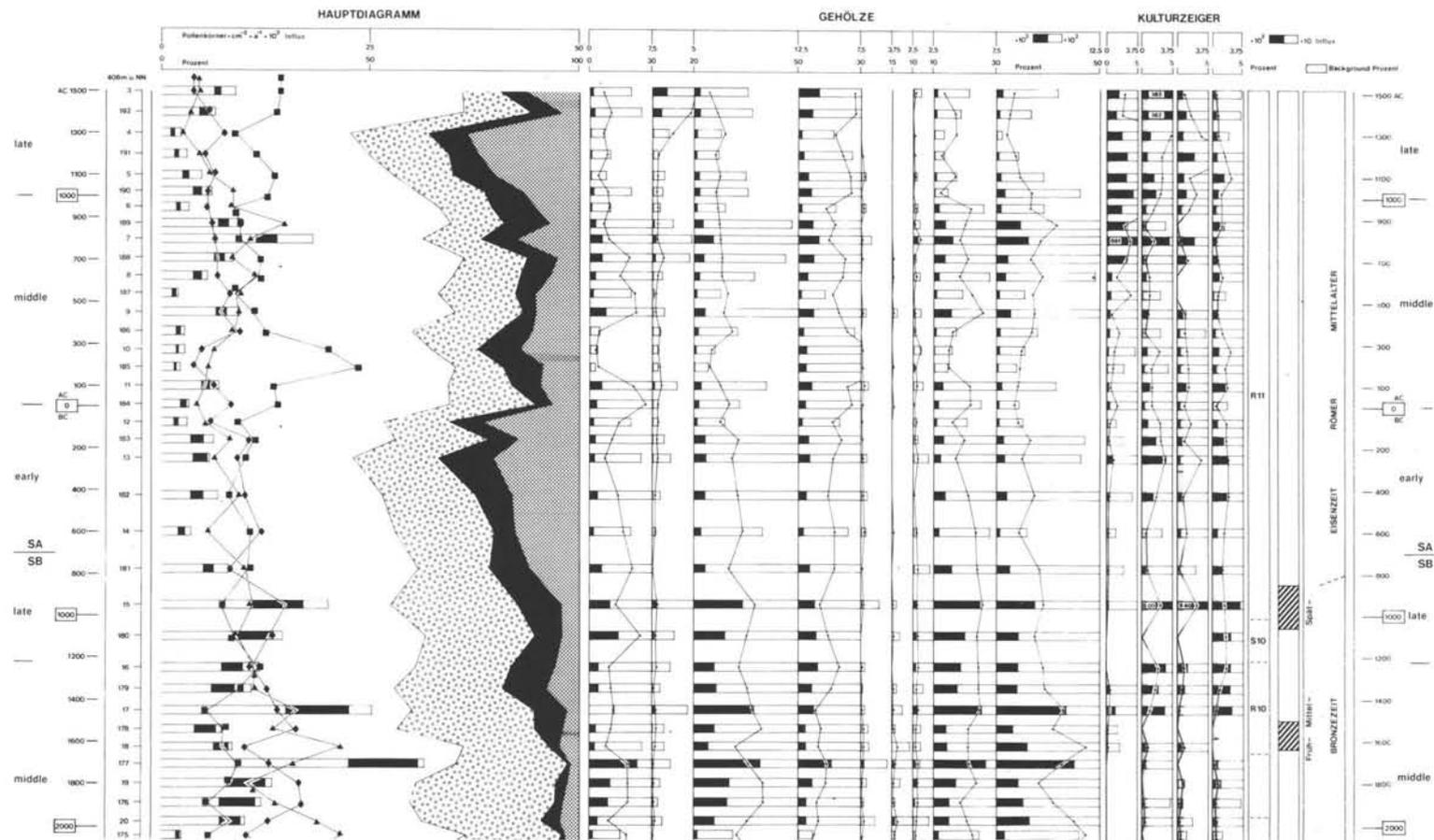
Die neolithische Erschließung der Region beginnt im mittleren Atlantikum an der westlichen Peripherie, im Hegau, wo 1985 in linearbandkeramischen Siedlungen im Umkreis des Hohentwiel ausgegraben wurde. Die Rodungsphasen R1 und R2 in Abb. 2 könnten hiermit in Zusammenhang stehen, doch sei betont, daß weder die Kulturzeigerwerte noch die Veränderungen der Gehölzspektren so kräftig sind, um allein neolithische Eingriffe in die Landschaft zu beweisen. Dies gilt auch für Rodungsphase R3, die wohl mit der ebenfalls archäologisch belegten mittelneolithischen (RÖSSENER s. l.) Siedlungstätigkeit im Hegau in Beziehung steht. Alle 3 Phasen fallen ins 6. Jahrtausend v. Chr., in collinen bis submontanen Lagen herrschte der Eichenmischwald vor. Bei der geschlossenen Buchenkurve könnte es sich um Fernflug aus Buchenbeständen montaner Lagen am Alpenrand handeln. Ihr Anstieg während der Rodungsphasen wäre dann eine Folge der Auflichtung des Eichenmischwaldes, wie dies auch für die Hasel gilt, deren Pollen jedoch nicht dem Fernflug entstammen dürfte,

sondern lokalem Vorkommen im Unterstand. Das Feuenried liegt an der Nahtstelle zwischen Bodenseebecken und fluvioglazialen Schottern der Singener Niederung im Vorfeld des Hegau, 3 km westlich vom aktuellen Seeufer und 7 km östlich vom Hohentwiel.

Die erste rein palynologisch abgesicherte Rodungsphase, R4, durch ein Holzkohleband in Randlege des Feuenrieds in biostratigraphisch identischer Position als lokales Ereignis belegt, fällt in die 2. Hälfte des 5. Jahrtausends deutlich vor die archäologisch belegte jungneolithische Besiedlung der Seeufer. Konventionell entspricht dies dem jüngeren Atlantikum (Mitte). Biostratigraphisch ist soeben der Anstieg der Buchenkurve zur Kodominanz mit dem EMW erfolgt und der Ulmen-Linden-Fall beginnt sich abzuzeichnen. Aufgrund mehrerer Daten kann man den Beginn der rationalen Buchenkurve im Rheingletschergebiet am Beginn des späten Atlantikums um 6000 BP annehmen. Für diese plötzliche massive Buchenausbreitung nach mehr als tausendjähriger Präsenz mit geringer Bedeutung sind verschiedene Erklärungen denkbar. Neben klimatischen Ursachen (Frosnitz-Schwankung) kann an menschlichen Einfluß gedacht werden. Dieser kann mittelbar gewesen sein, beispielsweise durch Veränderung des Wildbestandes.

Während das Feuenried in Vorpostenlage die wohl noch mittelneolithische Bevölkerungsbewegung in die Jungmoräne bezeugt und die Rodungsphase R5 hier nur eine Fortsetzung des bereits Dagewesenen darstellt, verkörpert die jungneolithische Besiedlung der Seeufer ab etwa 4000 BC dort einen gravierenden Einschnitt, der im Diagramm klar zutage tritt (Abb. 3): Mit dem Auftreten einer geschlossenen und recht massiven Kulturzeigerkurve, durch biostratigraphische Korrelation um 4000 BC anzusetzen, fallen die Kurven von Buche und EMW, besonders der Ulme, abrupt ab, die Hasel wird dominant und die Pollenkonzentration sinkt auf ein Viertel, wohl als Folge erhöhter Sedimentwachstumsrate. Die natürliche zonale Vegetation jener Zeit war wohl schon deutlich buchendominiert, die EMW-Elemente kann man sich eher reliktsch eingesprengt oder azonal an Auestandorten denken. Der vorübergehende Rückgang der Buche während des Jungneolithikums und der endgültige von Ulme und Linde muß in Zusammenhang mit der menschlichen Siedlungstätigkeit gesehen werden. Am Bodenseeufer kann aufgrund archäologischer Belege ab dem Jungneolithikum von einer hohen Siedlungsdichte mit Distanzen von vielleicht 5 km zwischen zeitgleichen Anlagen ausgegangen werden (SCHLICHATHERLE 1985 b). Im Hinterland erlaubt der Forschungsstand keine Aussagen. Ungeheure Mengen von verbaumtem Holz, als Pfähle und liegende Hölzer erhalten und der dendrologischen Forschung zugänglich, manifestieren nur einen Teil

FEUENRIED BEI ÜBERLINGEN AM RIED Prozent/Influx-kalibrierte Zeitachse



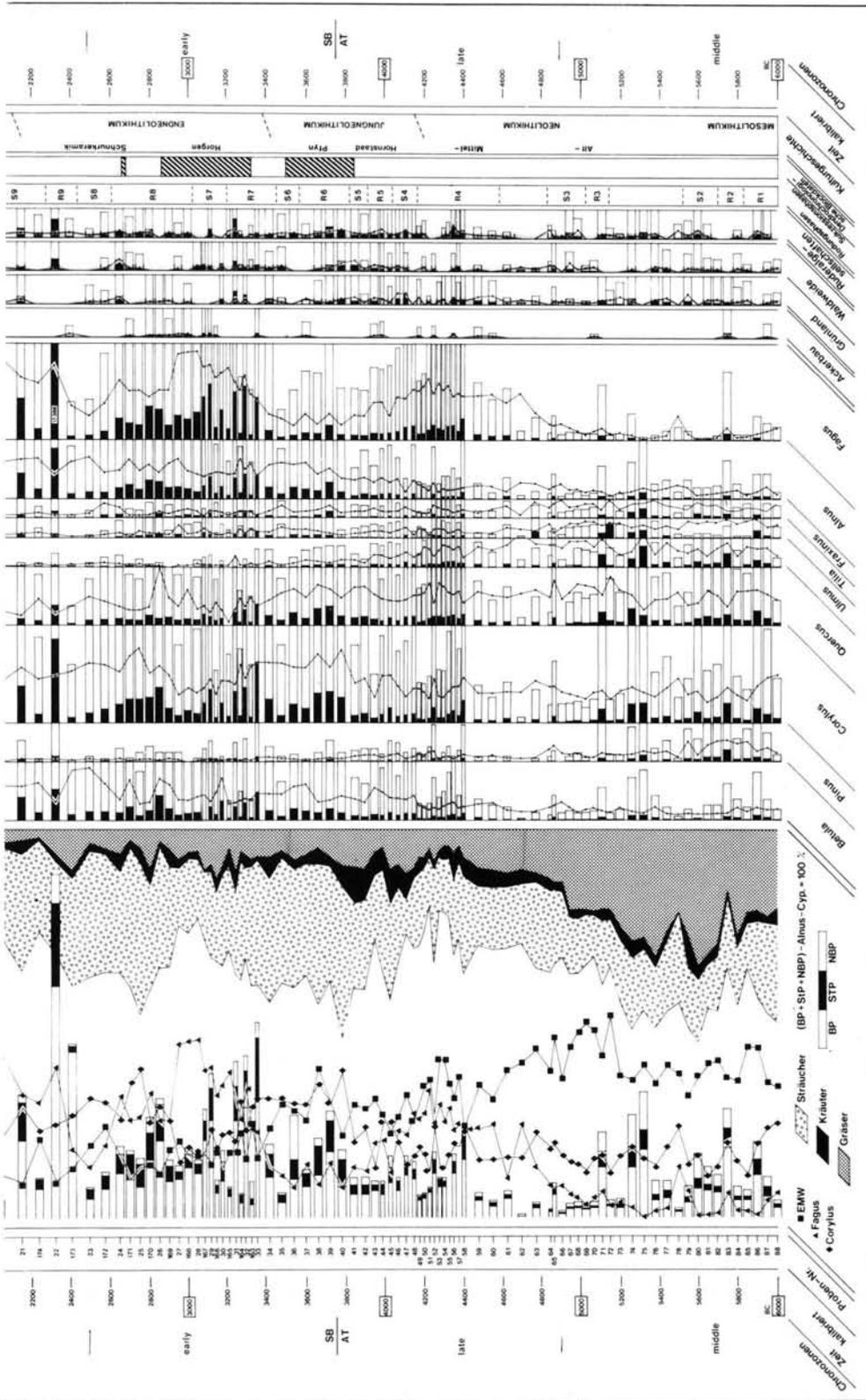
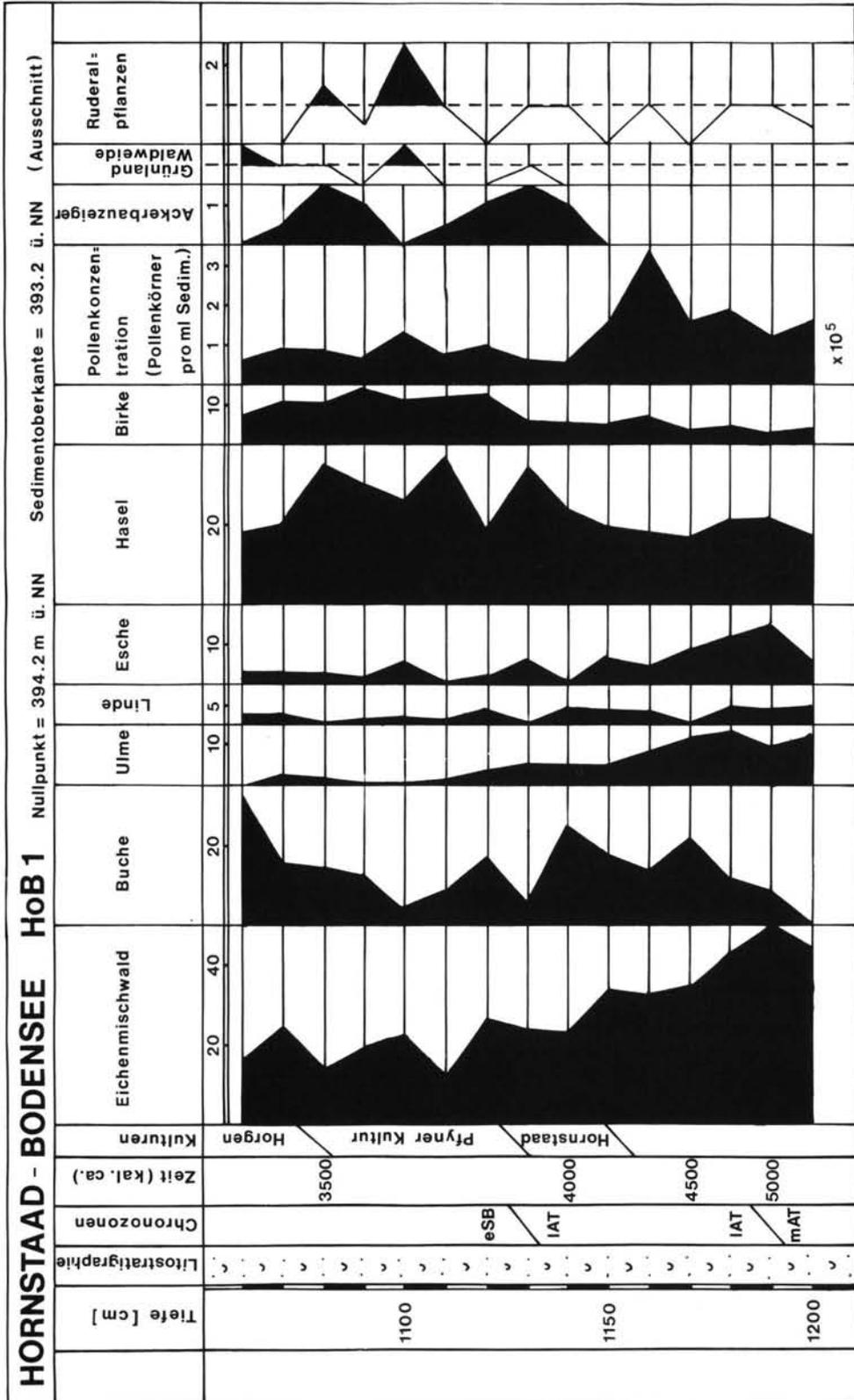


Abb. 2: Feuernied bei Überlingen am Ried — Prozent / Influx, kalibrierte Zeitachse.

Tab. 1: Synopsis prähistorischer Kultur- und Landschaftsgeschichte im westlichen Bodenseegebiet

Zeit	Epochen	Kulturen	Stationen	Hinweise zur Wirtschaft	Vegetation und Landschaft	Klima	Zeit		
BC	Bronzezeit	Spätbr.	Langenrain° Hagnau	Ausweitung der Nutzflächen Dinkel Grünland- wirtschaft	Buchenwälder, Rodungen fördern Hasel, Birke und Eiche; Röhrichtgürtel des Sees entsteht	Göschener Kaltphase I	BP	eSA	
								2500	ISB
		1500	Mittelbr.				Bodman Ludwigshaf. Arbon°	Lössschwankung	4000
	2000		Frühbr.	Hornstaad	4500	eSB			
		2500	End-neolithikum			Schnurkeramik	Wangen Sipplingen° Allensbach Wallhausen Hornstaad	Gerste, Emmer, Mohn Flachs, Nacktweizen Schweinehaltung intensive Nutzung begrenzter Flächen	Abschluß des Ulmer- Lindenfalls Mischwälder aus Eichen, Linden, Ulmen, Eschen und Buchen mit viel Hasel
	3000			Horgener Kultur	Wangen Hornstaad Wallhausen				
		3500	Jung-neolithikum			Pfyner Kultur	Wangen Hornstaad Wallhausen	Mischwirtschaft mit dominierender jägerischer und sammlerischer Komponente: extensive Nutzung großer Flächen. Nacktweizen	Mischwälder aus Buchen, Linden, Ulmen, Eichen, Ahorn, Eschen
	4000			Hornstaader Gr.	Hornstaad Nußdorf				
		4500	Mittel-neolithikum			Großgartach Hinkelstein	Hilzingen	Eichenmischwald	7000
	5000			Alt-neolithikum	Linearbandkeramik				
		5500	6000			7000	7000	7000	7000
	6000			7000	7000				



Kalksilt

natürlicher background

Abb. 3: Hornstaad / Bodensee, Litoralprofil HOB 1 — Pollenkurven an der Wende Atlantikum / Subboreal.

der Holznutzung, zumal die laut Pollendiagramm besonders in Mitleidenschaft gezogenen Arten hier wenig beteiligt sind. Der Brennholzbedarf ist sicher nicht zu unterschätzen und kann mittels Holzkohlebestimmung mindestens qualitativ erfaßt werden. Weitere Nutzungen, für die bereits Hinweise vorliegen, sind Bastgewinnung (hier ist vor allem an die Linde zu denken) sowie Laubheufütterung, nachweisbar durch Zweige und Knospenschuppen und denkbar für weichlaubige Arten wie Ulme, Linde, Buche, Esche, zumal Tierhaltung durch Knochenanalyse belegt ist (KOKABI 1985), es aber noch kein Grünland gab. Im Samenspektrum der Kulturschichten des frühen Jungneolithikums (Hornstaader Gruppe) spielen neben den Kulturpflanzen Nacktweizen (*Triticum aestivum/durum*, vorherrschend), Gerste (*Hordeum vulgare* L.), Emmer (*Triticum dicoccum*) SCHRANK, Einkorn (*Triticum monococcum* L.), Flachs (*Linum usitatissimum* L.) und Schlafmohn (*Papaver somniferum* L.) wild gesammelte Früchte und Samen eine große Rolle. Hier treten neben Haselnüssen (*Corylus avellana* L.) und Bucheckern (*Fagus sylvatica* L.), Erdbeere (*Fragaria vesca* L.), Himbeere (*Rubus idaeus* L.), Erdbeere (*Fragaria vesca* L.), Himbeere (*Rubus idaeus* L.), Brombeere (*Rubus fruticosus* agg.), Kratzbeere (*Rubus caesius* L.), Rote Kornellkirsche *Cornus sanguinea* L.), Schlehe (*Prunus spinosa* agg.), Traubenkirsche (*Prunus padus* L.), Hagebutte (*Rosa* cf. *canina* agg.), Judenkirsche (*Physalis alkekengi* L.), Äpfeln (*Malus* cf. *sylvestris* agg.) und anderen Nüssen und Obst auch heute nicht mehr genutzte Samen auf, wie die des Stechenden Hohlzahns (*Galeopsis tetrahit* agg.), des Feldkohls (*Brassica rapa* ssp. *campestris* (L.) Claph.), des Sophienkrauts (*Descurainia sophia* (L.) Webb) und des Leindotters *Camelina sativa* (L.) Crantz), deren Nutzung durch Vorratsfunde belegt ist.

Zusammen mit der Tatsache, daß die entsprechenden Knochenspektren überwiegend von Wildtieren stammen (KOKABI 1985), spricht dies für eine Mischwirtschaft mit vorherrschender sammlerischer und jägerischer Komponente in der Initialphase des alpenländischen „Pfahlbauneolithikums“, jedenfalls am Bodensee. Daraus folgt eine Zweigliederung der Siedlungskammern in kleine Areale für Nahrungsproduktion in Dorfnähe und in ein großflächig zu wildbeuterischer Rohstoffgewinnung genutztes Hinterland. Dieses Hinterland könnte in dicht besiedelten Räumen die Naturwaldreserven mehr oder weniger vollständig erfaßt und zu den geschilderten Veränderungen im Waldbild geführt haben.

In Abb. 2 ist R 5 mit der Hornstaader Gruppe in Verbindung zu bringen, R 6 mit der Pfyner Kultur, die das vollentwickelte Jungneolithikum, etwa zwischen 3850 und 3500 BC, am Bodensee verkörpert. Wie die

große Ähnlichkeit von Hornstaader Großrestspektren der späten Pfyner und der frühen Horgener Kultur belegt, vollzog sich in dieser Zeit, und zwar vor dem kulturellen Übergang zur endneolithischen Horgener Kultur, ein wirtschaftlicher Umschwung, in dem die Kulturpflanzen, jetzt insbesondere Gerste, Emmer, Flachs und Mohn, stark an Bedeutung gewinnen auf Kosten wild gesammelter Pflanzen, eine Entwicklung, die auf dem Sektor tierischer Nahrungsmittel völlig parallel läuft (KOKABI, in Vorber.). Für eine gewaltige Ausweitung der Nahrungsmittelproduktion spricht auch das vermehrte Auftreten von Segetal- und Ruderalarten, die Hinweise auf die Ausbildung von Hack- und Halmfrucht- sowie Leinunkrautgesellschaften geben. Als Beispiel für letztere steht die in Kulturschichten des späten Jung- und Endneolithikums am Bodensee mit großer Stetigkeit auftretende Kreta-Flachsnelle (*Silene cretica* L.), die erstmals von JACOMET (1985) am Zürichsee nachgewiesen wurde.

Für das späte Jungneolithikum liegen von Seiten der Dendroarchäologie erste Hinweise auf Stockwaldwirtschaft vor (BILLAMBOZ 1986). Rindenmoosspektren aus endneolithischen Kulturschichten — Waldmoose sind ein wichtiger Bestandteil prähistorischer Rohstoffwirtschaft — weisen im Vergleich zu denen des frühen Jungneolithikums einen höheren Anteil lichtbedürftiger Arten auf (RÖSCH, in Vorber.).

Diese Entwicklung legt eine Konzentration der wirtschaftlichen Aktivität auf die engere Umgebung der Siedlungen und ein Nachlassen oder Ausbleiben des wildbeuterischen Nutzungsdrucks im bewaldeten Hinterland der Siedlungen nahe, das in bereits gestörten Beständen nun zur alleinigen Dominanz der Schatthölzer führte, die sich in der ersten Buchenpraedominanz des Subboreals ab 3200 BC (Mitte ISB) manifestiert. In Gebieten mit hohem Weißtannenanteil, wie am Zürichsee (HEITZ-WENIGER 1978), verhält sich diese wie die Buche. Klimatische Steuerung dieser Schattholz Ausbreitung (Rotmooschwankung 2) ist nicht auszuschließen.

Zwischen der letzten dendrochronologisch fixierten schnurkeramischen Ufersiedlung (Endneolithikum) und der ersten frühbronzezeitlichen Siedlung klafft eine zeitliche Lücke von fast 1000 Jahren, während der die Pollendiagramme zwar für geringe menschliche Eingriffe, nicht jedoch für ihr völliges Ausbleiben sprechen (Abb. 2, R9). Die dendrochronologische Lücke könnte den Forschungsstand widerspiegeln oder methodisch bedingt sein (dendrochronologisch datierbar sind nur Eichenhölzer mit einer Mindestzahl von Jahrringen). Sie könnte aber auch eine Erhaltungslücke darstellen oder demographische Ursachen haben. In den beiden letzten Fällen sind Verbindungen zur See- und letztlich zur Klimageschichte zu

suchen. Klimaverschlechterungen für diese Zeit sind allerdings nicht bekannt.

Ein weiterer wirtschaftlicher Umschwung am Beginn der Frühbronzezeit, zu Beginn des 2. Jahrtausends BC, wurde bisher nur pollenanalytisch erfaßt, da keine Großrestanalysen aus entsprechenden Kulturschichten am Bodensee vorliegen. Nun ist mit Wirtschaftsrundland und damit mit einer starken Vergrößerung des Bedarfs an gerodeter Fläche zu rechnen (R13, R11).

Mit dem Ende der Spätbronzezeit bricht um 850 BC die Besiedlung der Seeufer, andernorts auch der Moore und Talauen ab. Ein schlüssiger Beweis für allein hydrologische, mithin klimatische Ursachen (Göschener Kaltphase 1) steht noch aus. Demographische Ursachen sind unwahrscheinlich, da ab der Spätbronzezeit das Pollendiagramm ständig hohen menschlichen Nutzungsdruck zeigt, ja sogar die nahezu vollständige Verdrängung der naturnahen buchenbeherrschten Wälder durch Hudewälder und Stockwälder mit kurzen Umtriebszeiten belegt. Das typische Landschaftsbild des Mittelalters entstand im Gebiet also offenbar schon zu Beginn der Eisenzeit (Rückgang der Buchenkurve und des Gehölzpolleninflux, Durchbruch der relativen Eichenkurve zur Praedominanz).

Ein letztmaliges starkes Nachlassen des menschlichen Nutzungsdrucks nach der Römerzeit (etwa 300 bis 500 AC) ist in Abb. 2, vielleicht infolge eines kleineren Hiatus, nur andeutungsweise zu sehen. Diese Phase und die nachfolgende Entwicklung des Mittelalters und der Neuzeit konnte an den Nussbaumer Seen vollständig nachgezeichnet werden (RÖSCH 1983).

4. Zum menschlichen Einfluß auf den Gewässerhaushalt

Für kleine Seen wie die Nussbaumer Seen besteht ein Zusammenhang zwischen intensiver Landwirtschaft und verstärkter Sedimentwachstumsrate*) durch Eutrophierung und Eintrag erodierten Bodenmaterials. Dieser Prozeß setzte spätestens mit der frühmittelalterlichen Landnahme ein und verstärkte sich bis zur Gegenwart. Prähistorische Einflüsse sind schwerer nachweisbar, da hierbei kolluvialer Materialeintrag, der sonst bei der Steigerung der Sedimentwachstumsrate die Hauptrolle spielt, wohl infolge noch intakter Pufferzonen zwischen See und Feldflächen keine Rolle spielte. Dennoch ist beispielsweise an den Nussbaumer Seen in der Folge prähistorischer Rodungs-

phasen, die in Zusammenhang mit Siedlungen am dortigen Ufer stehen dürften, eine vorübergehende Steigerung der Sedimentwachstumsrate zu beobachten. Damit korrespondiert die Tatsache, daß die bis zum späten Atlantikum gebildeten litoralen Sedimente des Bodensees mit ihrer Armut an Litoralpflanzen-Diasporen eine äußerst spärliche Vegetation im Uferbereich bezeugen, wie es typisch ist für ein oligotrophes Gewässer, wogegen die den Kulturschichten aufliegenden Sedimente mit ihrem hohen Gehalt an Wasserpflanzendiasporen für reiche Ufervegetation sprechen, von mehr oder weniger oligotrophen Characerasen über großblättrige Laichkrautgesellschaften (vor allem *Potamogeton perfoliatus L.* und *lucens L.*), Nixkrautrasen (*Najas marina L. s. str., intermedia* Wolfg., *flexilis* (Willd.) Rostk. & Schmidt. und *minor* All.) bis zur Teichfadengesellschaft. In einigem Abstand von den Kulturschichten verschwinden dann die Anzeichen für die Existenz meso- bis eutropher Gesellschaften und es bleiben die Characeen-Oogonien. Ob nun das bessere Nährstoffangebot edaphisch bedingt war durch die Kulturschicht selbst (JACOMET 1985) oder gelöst im Wasser vorlag und später ins Sediment wanderte, sei dahingestellt. Eine — vorübergehende — Eutrophierung randlicher Bereiche auch größerer Gewässer im Zuge prähistorischer Uferbesiedlung ist durchaus denkbar. Sie erklärt jedoch nicht die ab 4000 BC plötzlich verdreifachte Sedimentwachstumsrate (Abb. 4), die wohl vornehmlich durch Vermehrung des klastischen Sedimentanteils bedingt sein dürfte. Die Herkunft dieses Materials und die Ursachen für seine Feinschichtung durch wechselnden klastischen und karbonatischen Anteil zu klären bleibt der sedimentologischen Bearbeitung vorbehalten.

Im benachbarten Hegau jedenfalls sind mächtige Kolluvien bekannt, deren Bildungsbeginn mit der bandkeramischen Besiedlung zusammenfällt, als eindrucksvolle Zeugen rodungsbedingter Bodenerosion. Einen weiteren Hinweis für ähnliche Zusammenhänge stellt in der Flachwasserzone des Bodensees verstärktes Sedimentwachstum ab dem frühen Mittelalter dar.

Die Eutrophierung betraf nicht nur das Sub-, sondern auch das Eulitoral: Vom Bodensee und von anderen großen Alpenrandseen (JACOMET 1985) liegen Hinweise vor, daß sich ausgedehnte Röhrlichtgürtel frühestens seit der Bronzezeit gebildet haben. Oligotrophe Strandlingsrasen, die ihren Platz eingenommen haben könnten, sind allerdings palynologisch oder durch Großreste schwer nachzuweisen.

5. Moore, Mensch und Klima

Menschliche Tätigkeit seit dem Neolithikum hinterließ also ihre Spuren an den Seen, indem verstärkte

*) Unter Sedimentwachstumsrate wird — im Gegensatz zur Sedimentationsrate — das Verhältnis von Sedimentmächtigkeit zu Sedimentationszeit ohne Berücksichtigung von Sedimentkompression verstanden.

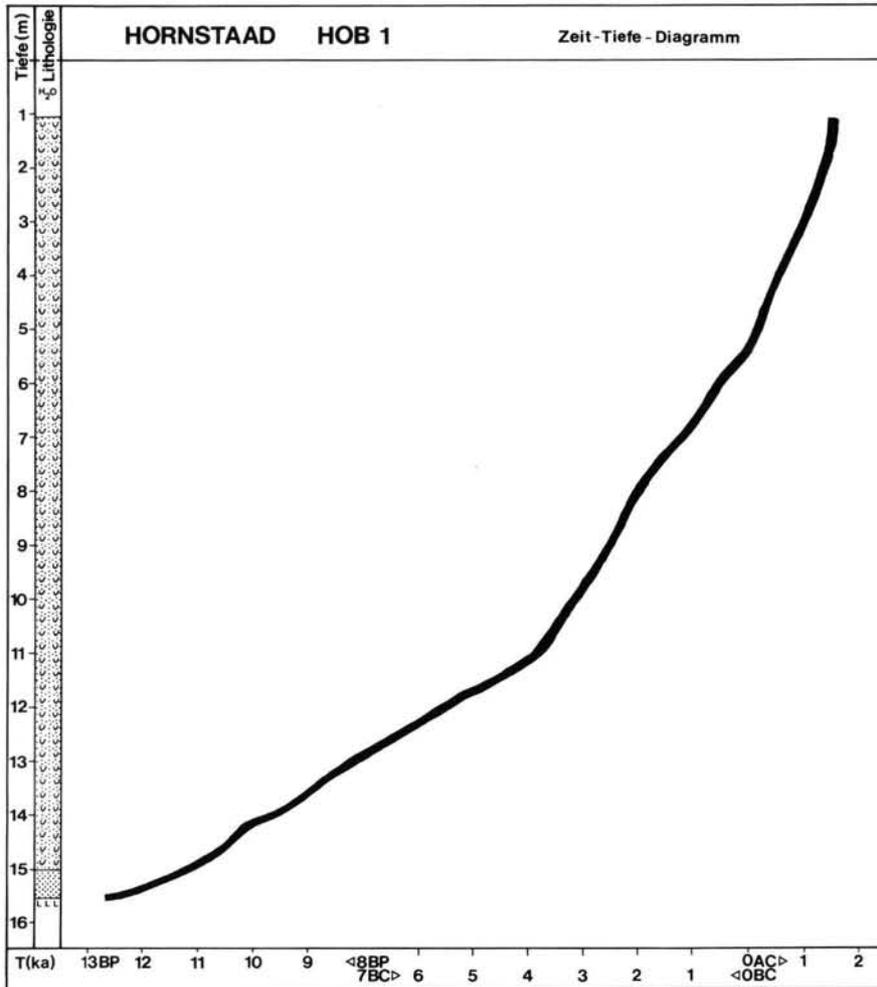


Abb. 4: Zeit-Tiefe-Diagramm des limnischen Profils Hornstaad HOB 1.

Abtragung das Erblinden kleiner Seen beschleunigte und bei kleinen die Flachwasserzone verbreiterte, in nicht ständig feuchten Hohlformen in Gestalt von Kolluvien und in Mooren in Form von Toneinschwemmungen. In den Zentren der Moore dürfte prähistorischer menschlicher Einfluß nur mit sehr empfindlichen Methoden nachweisbar sein (HÖLZER & SCHLOSS 1981). Die Wachstumsschwankungen der im Gebiet untersuchten Moore scheinen synchron zu sein und mit den an der alpinen Waldgrenze nachgewiesenen Klimaverschlechterungen (BORTENSCHLAGER & PATZELT 1969, ZOLLER & al. 1966) zusammenzufallen. Zugleich stellen diese Abschnitte des Holozäns Zeiten kulturellen Übergangs dar. Auf diese Fragestellung wird die künftige Forschung ein besonderes Augenmerk richten, und besondere Bedeutung kommt dabei neben den Mooren dem Bodensee und seiner holozänen Pegelchronologie zu.

6. Schriftenverzeichnis

- BEHRE, K.-E. (1981): The Interpretation of Anthropogenic Indicators in Pollen Diagrams. — *Pollen et Spores*, 23, 2: 225—245; Paris.
- BERGLUND, B. (ed.) (1979): Palaeohydrological changes in the Temperate Zone in the last 15000 years. Subproject B. Lake and mire environments, 1: 123 S. + 2 Appendices; Lund.
- BILLAMBOZ, A. (1986): Zeitmesser Holz. Jahrringe erzählen Baugeschichte. — *Archäologie in Deutschland*, 1986; 1: 26—31; Stuttgart.
- & BECKER, B. (1985): Dendrochronologische Eckdaten der neolithischen Pfahlbausiedlungen Südwestdeutschlands. — *Ber. Ufer- u. Moorsiedlungen Südwestdeutschlands*, 2. Materialh. Vor- u. Frühgesch. Bad.-Württ. 7: 80—97; Stuttgart.

- BORTENSCHLAGER, S. & PATZELT, G. (1969): Wärmezeitliche Klima- und Gletscherschwankungen im Pollenprofil eines hochgelegenen Moores (2270 m) der Venedigergruppe. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 20: 116—122; Öhringen.
- DIECKMANN, B. (1985): Die neolithischen Ufersiedlungen von Hornstaad-Hörnle am westlichen Bodensee. Die Grabungskampagne 1983/84. — *Ber. z. Ufer- und Moorsiedlungen Südwestdeutschlands 2. Materialh. Vor- u. Frühgesch.* in *Bad.-Württ.*, 7, 98—124; Stuttgart.
- GALLAY, A., OLIVE, P. & CARAZETTI, R. (1983): Chronologie C14 de la séquence Néolithique-Bronze ancien du Valais (Suisse). — *Jb. Schweiz. Ges. Ur- u. Frühgesch.*, 66: 43—74; Frauenfeld.
- HEITZ-WENIGER, A. (1978): Pollenanalytische Untersuchungen an den neolithischen und spätbronzezeitlichen Seerandsiedlungen „Kleiner Hafner“, „Großer Hafner“ und „Alpenquai“ im untersten Zürichsee (Schweiz). — *Bot. Jb. Syst.*, 99: 1: 48—107; Stuttgart.
- HÖLZER, A. & SCHLOSS, S. (1981): Paläoökologische Studien an der Hornisgrinde (Nordschwarzwald) auf der Grundlage von chemischer Analyse, Pollen- und Großrestuntersuchung. — *Telma*, 11: 17—30; Hannover.
- JACOMET, ST. (1985): Botanische Makroreste aus den Sedimenten des neolithischen Siedlungsplatzes AKAD-Seehofstraße am untersten Zürichsee. — *Zürcher Studien zur Archäologie*: 94 S. + Beilagen; Zürich (Juris).
- KLEIN, J., LERMAN, J., DAMON, P. & RALPH, E. (1982): Calibration of radiocarbon dates. — *Radiocarbon*, 24, 2: 103—150; New Haven, Con.
- KOKABI, M. (1985): Vorläufiger Bericht über die Untersuchungen an Tierknochenfunden aus Hornstaad-Hörnle I am westlichen Bodensee. — *Ber. Ufer- u. Moorsiedlungen Südwestdeutschlands 2. Materialh. Vor- u. Frühgesch.* in *Bad.-Württ.*, 7: 148—163; Stuttgart.
- KROMER, B., BILLAMBOZ, A. & BECKER, B. (1985): Kalibration einer 100jährigen Baumringsequenz aus der Siedlung Aichbühl (Federsee). — *Ber. Ufer- u. Moorsiedlungen Südwestdeutschl. 2. Materialh. Vor- u. Frühgesch.* in *Bad.-Württ.*, 7: 241—247; Stuttgart.
- LANG, G. (1970): Florengeschichte und mediterran-mittel-europäische Florenbeziehungen. — *Feddes Repertorium*, 81, 1—5: 315—335; Berlin.
- (1973): Die Vegetation des westlichen Bodenseegebiets. — *Pflanzensoziologie*, 17: 451 S.; Jena.
- (1983): Die Vegetation des Mindelsees und ihre Geschichte. In: *Der Mindelsee. Die Natur- und Landschaftsschutzgebiete Baden-Württembergs*, 11, 271—302; Karlsruhe.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BERGLUND, B. & DONNER, J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. — *Boreas*, 3: 109—128; Oslo.
- PEARSON, G., PILCHER, J. & BAILLIE, M. (1983): High-precision C14 measurement of Irish oaks to show the natural C14 variations from 200 BC to 4000 BC. — *Radiocarbon* 25: 179—186; New Haven, Con.
- RÖSCH, M. (1983): Geschichte der Nussbaumer Seen (Kanton Thurgau) und ihrer Umgebung seit dem Ausgang der letzten Eiszeit aufgrund quartärbotanischer, stratigraphischer und sedimentologischer Untersuchungen. — *Mitt. Thurg. Naturf. Ges.*, 45: 110 S. + Beilagen; Frauenfeld.
- (1985 a): Nussbaumer Seen — Spät- und postglaziale Umweltsveränderungen einer Seengruppe im östlichen Schweizer Mittelland. — In G. LANG (ed.): *Swiss lake and mire environments during the last 15 000 years*. — *Diss. Bot.*, 87: 273—336; Vaduz.
- (1985 b): Ein Pollenprofil aus dem Feuenried bei Überlingen am Ried: Stratigraphische und landschaftsgeschichtliche Bedeutung für das Holozän im Bodenseegebiet. — *Ber. Ufer- u. Moorsiedlungen Südwestdeutschlands 2. Materialh. Vor- u. Frühgesch.* in *Bad.-Württ.*, 7: 43—79; Stuttgart.
- (1985 c): Die Pflanzenreste der neolithischen Ufersiedlung von Hornstaad-Hörnle I am westlichen Bodensee. 1. Bericht. — *Ber. Ufer- u. Moorsiedlungen Südwestdeutschl. 2. Materialh. z. Vor- u. Frühgesch.* in *Bad.-Württ.*, 7: 164—199; Stuttgart.
- (1986): Zwei Moore des westlichen Bodenseegebiets als Zeugen prähistorischer Landschaftsveränderung. — *Telma* 16 (im Druck).
- SCHLICHTHERLE, H. (1985 a): Ufer- und Moorsiedlungen zwischen Federsee und Bodensee. — In: SCHREINER, A. & METZ, B. (ed.): *Exkursionsführer I*: 14—34; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- (1985 b): Prähistorische Ufersiedlungen am Bodensee — Eine Einführung in naturräumliche Gegebenheiten und archäologische Quellen. — *Ber. Ufer- und Moorsiedlungen Südwestdeutschlands 2. Materialh. Vor- u. Frühgeschichte* in *Bad.-Württ.* 7: 9—42; Stuttgart.
- SCHREINER, A. (1973): Erläuterungen zu Blatt 8219 Singen der geologischen Karte von Baden-Württemberg 1: 25000; 130 S. + Beilagen; Stuttgart.
- STUIVER, M. (1982): A high-precision calibration of the AD radiocarbon time scale. — *Radiocarbon* 24, 1: 1—26; New Haven, Con.
- ZOLLER, H., SCHINDLER, C. & RÖTHLISBERGER, H. (1966): Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vordererheingebiet. — *Verh. Naturf. Ges. Basel* 77, 2: 97—164.

Die Vergletscherung des Belchengebietes (Südschwarzwald) zur Würmeiszeit

GILBERT RAHM *)

Upper Pleistocene, Würm glaciation, glacial features, moraines, cirques, glacial morphology

Black Forest, Mount Belchen region, Baden-Württemberg

TK 25: Nr. 8112, 8113, 8212, 8213

Kurzfassung: Hauptzentren der Vereisung waren neben dem Belchen-Heidstein der Köhlgarten im SW und Breitnauer Kopf im NW. Im Würmmaximum vereinigten sich die Eismassen im E mit dem Wiesetalgletscher. Im W waren die Gletscherzungen infolge der starken Reliefenergie (26—36 %) nur kurz; außerdem sind die Dokumente spärlich. Das besterhaltene Kar ist der Nonnenmattweiher; weitere 5 Kare sind bekannt. Meist aber sind es mehr Kartrichter, die in dem stark reliefierten Gebiet entstanden sind. Von den Rückzugsständen ist der Titiseestand sehr schlecht durch Moränen dokumentiert. Er kann aber, wie die anderen Rückzugsstände auch, durch die Berechnung der Schneegrenze festgestellt werden. Der Falkau-Zipfelhof-Stand hat an mehreren Stellen deutlichere Moränen hinterlassen; der Waldhofstand ist am besten im Ort Multen belegt. Zur Zeit des Feldsee-Standes war nur noch der Gipfel des Belchen mit Eis bedeckt, und im Nonnenmattweiher hielt sich ein letzter Eisrest. An glazigenen Formen sind weiterhin viele Rundhöcker, Trogtäler und breite Talmulden vorhanden. Die Krinne N des Belchen ist eine durch Transfluenz vergrößerte und vertiefte Verwerfung. Insgesamt zeigt sich ein Bild einer selbständigen Vergletscherung des Belchengebietes mit einer sehr geringen oder kaum vorhandenen Verbindung zum Schauinsland-Feldberg-Massiv.

[The Mount Belchen Region during the Würm Stage]

Abstract: Primary centres of glaciation besides the Mount Belchen-Heidstein were the districts named Köhlgarten in the southwest and the Breitnauer Kopf in the northwest. During the glacial maximum of Würm stage the ice-masses united with the Wiesetal-glacier in the east. In the western part the glacier-tongues were short in consequence of the high relief gradient; moreover the deliveries are rare. The best preserved cirque is the so called Nonnenmattweiher; but 5 more cirques are known. The documents of retreat of

ice are badly delivered as is shown in the moraines of the Titisee stade. However it is possible to calculate it by the snowline. The Falkau-Zipfelhof-stade has left behind moraines at several places; the Waldhof-stade is best verified in the village named Multen. During the Feldseestade only the summit of Mount Belchen was ice-capped, and in the cirque Nonnenmattweiher last ice-remains maintained. As glacial features there are many roches moutonnées, U-shaped valleys and wide hollows. The Krinne in the north of Mount Belchen was originally a fault, which was broadening and overdeepend by transfluence. As a whole the Belchen region makes up an independent glaciation with very few or without relations to the Schauinsland-Feldberg-Massive.

Einführung

Eines der 5 Großzentren der würmzeitlichen Vergletscherung des Südschwarzwaldes war das bis heute nur selten behandelte Belchengebiet. Die bisher wichtigste Beschreibung dieses Gebietes gab SCHREPPER (1931). Hier soll versucht werden, den heutigen Kenntnisstand darzulegen.

Neben dem Belchen (1414 m) als Hauptvereisungszentrum gab es mehrere weitere Zentren, die mit dem Belchen locker zusammenhängen und von denen kleinere Gletscher ernährt wurden: Nordnordöstlich vom Belchen brachte der Heidstein (1274 m) Zuschüsse zu dem nach E ablaufenden Gletscher des Belchen und sandte je eine getrennte Zunge nach SW und N; Der Breitnauer Kopf (1121 m), 2,5 km weiter nördlich gelegen, hatte kleine Gletscherzungen nach NE, NW und SW; Südwestlich des Belchen hatte der Köhlgarten (1224 m) zusammen mit der Sirnitz (1114 m) nur eine lockere Verbindung zum übrigen Gebiet; von hier gingen Gletscher nach N, W und S aus.

*) Anschrift des Autors: Dr. G. RAHM, Deichelweiherweg 6, 7800 Freiburg i. Br.

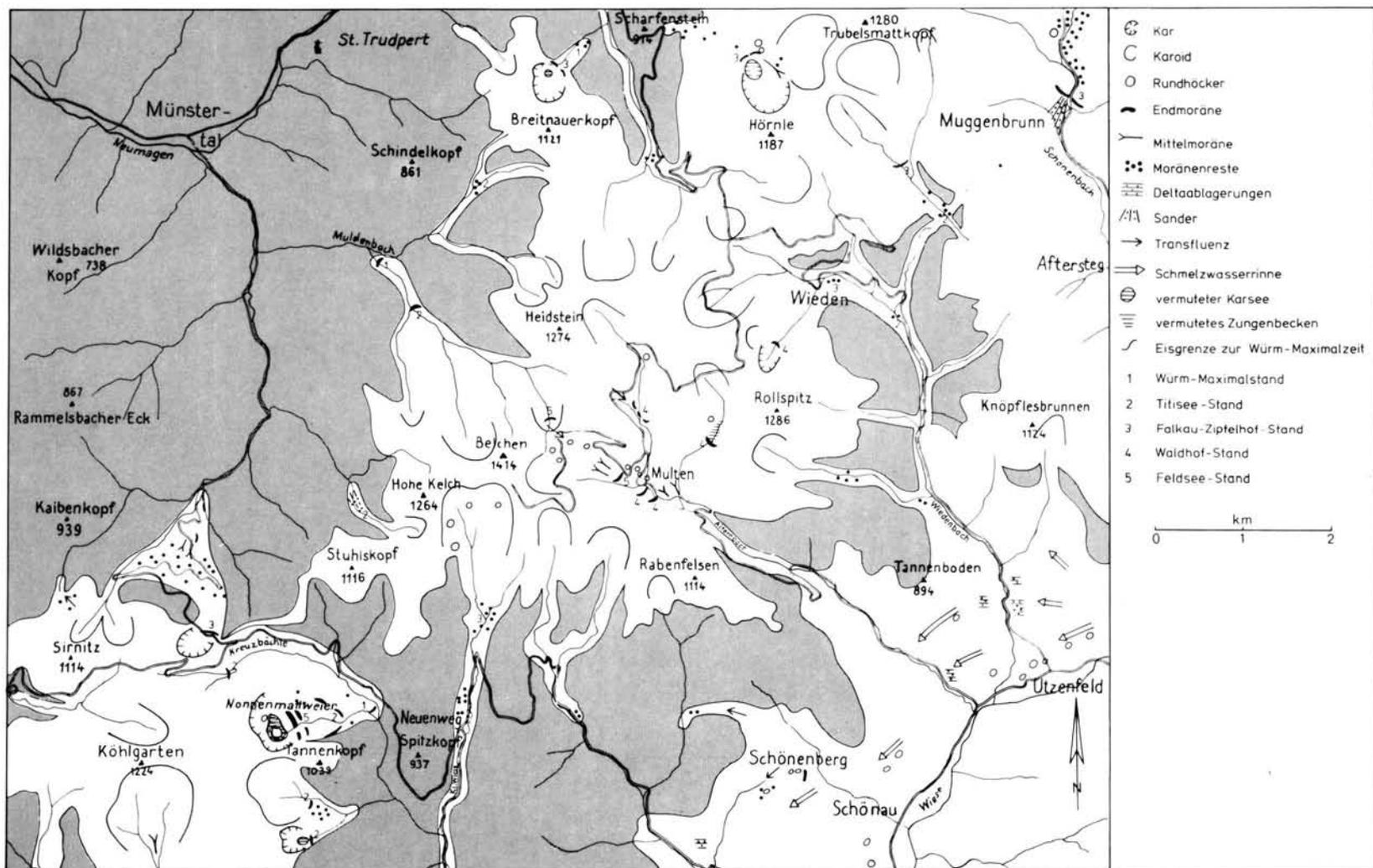


Abb. 1: Vergleichsicherungskarte des Belchen-Gebietes.

Die Ostseite des Belchen

Ein langer Gletscherstrom lief vom Belchen nach E über das Kaltwasser — Untermulden das A i t e r n - b a c h t a l hinab und vereinigte sich mit dem Wiesegletscher wahrscheinlich schon in der Gegend von Holzins Haus, denn bis so hoch hinauf (etwa 800 m) reichte das Eis des Wiesegletschers (SCHREPPER 1931: 203; GÖLLER 1952: 58 Nr. 108). Dieser Gletscher, in der Hauptsache vom Belchen ausgehend, bekam Zuwachs vom Rübgartenkopf (1246 m) und von weiter westlich her durch den tiefen Einschnitt zwischen Belchen und Rübgartenkopf (P. 1204,8), der als Transfluenz fungierte. Es ist nämlich anzunehmen, daß der Niederschlag auf der Westseite des Kammes so stark war, daß die Eisscheide westlich der Wasserscheide lag, mithin ein Teildes Eises von dort nach E abfließen konnte. Die Tiefe des Einschnittes ist durch die Erosion des Eises in der Transfluenz zu erklären, wenn auch die Moräne durch späteren Hangschutt überschüttet wurde und nicht aufgeschlossen ist. Auch vom Heidstein (1274 m) her bekam der Gletscher über den Dietschelbach einen kräftigen Zuwachs mit weiterer Ernährung über eine Transfluenz in der Krinne, wo SCHREPPER (1931: 202) Moräne unter postglazialen Hangschutt als möglich ansah, sonst aber in der Krinne einen „Taltorso“ sah. Zweifellos ist die Krinne so tief eingeschnitten, weil hier die südliche Verwerfung des Münstertal-Grabens hindurchgeht, und diese zerrüttete Zone wurde durch das Eis in der Transfluenz noch vertieft und später mit Hangschutt überschüttet.

Über den Hintergrundbach lieferte der Hoh Tannen (1248,7 m), 1,5 km ost-südöstlich des Heidstein, Eis zum Aitern-Gletscher. Nur die drei großen vereinigten Eisströme vermochten den Weg nach SE bis zum Wiesetal zu bewältigen. Dort, wo die drei Hauptströme vom Belchen, Heidstein und Hoh Tannen zusammenliefen, im Raume Untermulden, ist durch die erheblich vermehrte Eismenge das Tal als weite Wanne ausgehobelt worden, in welche heute die drei Bäche mit Talstufen, der Dietschelbach gar mit einem Wasserfall einmünden. SCHREPPER (1931: 202) sagt, daß sich „in der Landschaft um Mulden . . . die meisten der im Schwarzwald auftretenden Glazialformen an guten Beispielen studieren“ lassen. Auch berichtet er von „Grundmoräne in außergewöhnlicher Mächtigkeit“. Es sind aber auch mehrere Moränenreste erhalten, die von einem größeren Rückzugsstand zeugen.

Zwei Endmoränenwälle queren in 1000 bis 1020 m Höhe oberhalb des Wirtshauses von Mulden das Tal. Hier fanden die Gletscher vom Dietschelbach, dem Rübgartenbächle und vom Gfällwasserbächle ihr gemeinsames Ende, als die Schneegrenze in etwa 1250 m Höhe lag. Das entspricht dem Waldhof-Stand

(PLATZ 1893; HANTKE & RAHM 1976). Zu dieser Zeit endete der Hintergrundbach-Gletscher in 1070 bis 1075 m Höhe, dort ist ebenfalls ein recht deutlicher Endmoränenwall erhalten, hinter welchem das vermoorte Gelände heute noch das ehemalige Zungenbecken anzeigt.

Die Moränenreste in Untermulden und beim Forsthaus sind als Mittelmoränen zwischen Dietschelbach-Rübgarten-Gfällwasser-Gletscher und dem Hintergrundbach-Gletscher zu deuten aus einer Zeit, als die Gletscher noch gemeinsam weiter talab liefen. Vermutlich gehören sie zum Titisee-Stand, der aber sonst im Aitertal nicht weiter dokumentiert ist. Der Gletscher muß zu dieser Zeit etwa bis Holzins Haus gereicht haben, der Wiesegletscher war aber schon weit über Schönau zurückgeschmolzen.

Oberhalb der Gefällstufe ist zwischen dem Gfällwasserbächle und dem Rübgartenbächle bei der Bergwacht in 1070 m Höhe ebenfalls ein Endmoränenwall vorhanden, der dem äußeren Feldsee-Stand (Feldseemoos-Stadium nach HANTKE & RAHM 1976: 298) angehört. Nur wenig weiter oberhalb verlaufen zwei Mittelmoränenwälle etwa parallel zum Rübgartenbächle zwischen diesem und dem Gfällwasserbächle.

Die Hauptmasse des Eises zur Ernährung des Aiternbach-Gletschers kam vom Belchen direkt über Kaltwasser und Gfällwasserbächle herunter. Trotzdem sind im oberen Teil dieses Tales keine morphologischen Merkmale eines Gletschertales zu erkennen. Den Bereich des Kaltwasser östlich vom Belchenhaus sieht SCHREPPER (1931: 208, Karte) als Kar an. Da hier jedoch jegliche Andeutung eines ebenen Bodens und steile Seitenwände fehlen, kann nur von einem Kartrichter oder Karoid gesprochen werden (unter Vermeidung des Begriffes „Zirkusschluß“, entsprechend LIEHL 1982: 39). Ein Teil des Eises aus dem Kaltwasser floß auch nach NE in das Rübgartenbächle-Tal, was von einer Reihe von Rundhöckern und Talstufen bezeugt wird. Die Kerbe zwischen Belchen und Rübgartenkopf, die zur Zeit der Würm-Maximalstände als Transfluenz in W-E-Richtung diente, hat in späterer Zeit für den Eistransport keine Rolle mehr gespielt, sie ist deshalb bereits frühzeitig mit Hangschutt erfüllt worden.

Der obere Teil des Dietschelbach-Tales ist durch den Gletscher vom Heidstein zu einem schönen Trogtal geformt worden. In Obermulden sind in 1060 bis 1070 m Höhe deutliche Endmoränenreste vorhanden, die dem Waldhof-Stand zuzurechnen sind wie diejenigen im Hintergrundbach-Tal. Im obersten Teil des Dietschelbach-Tales zeugt ein in 1140 m Höhe gelegener Rundhöcker von der Erosionsarbeit des Gletschers. Auch der Dietschelbach-Gletscher begann in einem Kartrichter.

Der Gletscher im W i e d e n b a c h - T a l erreichte in der Würm-Maximalzeit ebenfalls den Wiesegletscher. SCHREPFER (1931: 204) nahm das Ende des Wiedenbach-Gletschers bei der Säge in 760 m Höhe an, weil weiter unterhalb zwischen Säge und Königshütte Glazialspuren fehlen. Auf Grund der Schneegrenze zur Würm-Maximalzeit in 950 m Höhe (E-Exposition) müßte der Gletscher allerdings bis unter 700 m hinabgegangen sein, zumal vom Hohtannwald (Hoh Tannen 1248, 7 m, Rollspitz 1236,1 m) über Mittelbach und Warbach kräftiger Eiszuwachs kam. Auch von der Nordseite vom Hörnle (1187 m) über Rütte, und über Ungendwieden floß Eis zum Wiedenbach-Gletscher. Die Tatsache, daß unterhalb der Säge keine Glazialspuren vorhanden sind, ist dadurch zu erklären, daß das Eis des großen Wiese-Gletschers nach GIERMANN (1959: 41) bis auf etwa 850 m reichte, es drückte also hoch in das Wiedenbachtal hinauf und staute diesen Gletscher, der dadurch in seiner Bewegung gehemmt wurde und keine Glazialspuren hinterlassen konnte.

Für den Gletscher vom Rüttener Grund (1109,3 m) nahm SCHREPFER (1931: 204—205) das Ende unterhalb von Ungendwieden auf etwa 955 m an. Hier gilt das gleiche wie für den Wiedenbach-Gletscher: Im Maximum muß der Gletscher weiter gegangen sein und sich mit dem Wiedenbach-Gletscher vereinigt haben. Der Stau am Eis des Wiesetales hat Bewegung und entsprechende Erosion verhindert.

Die direkte Verbindung der Gletscher im Aiternbachtal und im Wiedenbachtal mit dem Wiese-Gletscher hat im Maximum der Würmeiszeit sicherlich nicht sehr lange bestanden. Schon bei dem ersten geringen Rückschmelzen des Eises ging die Verbindung verloren und es bestand zwischen dem Wiese-Eis und den beiden Gletschern eine eisfreie Zone. Vor dem Wiese-Eis wurde das Schmelzwasser beider Täler in Eistauseen aufgefangen, in welche die Schmelzwässer des Wiese-Gletschers über eigene Schmelzwasserinnen hineinfließen und dort Deltakiese und -sande ablagerten. Reste davon sind heute noch in der Sandgrube im Gewinn Kessel im Wiedenbachtal und bei der neuen Siedlung südöstlich Aitern unter dem Rollberg vorhanden. GIERMANN (1959: 41—44) hat das Abtauen des Eises in diesem Raum in 4 Phasen beschrieben. Es ist natürlich auch zu dieser Zeit mit kurzen Wiedervorstößen zu rechnen, denn die Deltaablagerungen sind mit Moräne überdeckt. Auch über den Utzenbach und den Gschwenderbach wurde noch vom Knöpflesbrunnen (1123,8 m) Eis hinzugeliefert.

Zur Zeit des Titisee-Standes erreichte der Wiedenbach-Gletscher, in welchem Teile vom Wiedener Eck, über Mittelbach und über Warbach zusammenliefen, noch das untere Ende des Ortes Wieden, wo SCHREPFER

(1931: 204) bei der Säge in 760 m Höhe das Ende des Gletschers zur Maximalzeit annahm. Zur Titisee-Zeit konnte der Gletscher nicht weiter reichen, weil von Nher über den Spitzdöbel bereits Schmelzwasser abfloß, das möglicherweise sonst weiter vorstoßendes Eis nicht zuließ. Im Ungendwiedenbachtal erreichte der Gletscher, der vom Rüttenergrund, vom Hüttbachergrund und vom Meßlergrund gespeist wurde, nur noch etwa 900 m Höhe, gerade den oberen Beginn des Spitzdöbels.

Das Eis im Gschwenderbach- und Utzenbachtal war zur Titiseezeit nur noch in den obersten Nischen am Südhang des Knöpflesbrunnen vorhanden.

Der Falkau-Zipfelhof-Stand (HANTKE & RAHM 1976) ist im Wiedenbachtal durch einen Moränenrest in 875 m Höhe nahe der Neßlerhäuser dokumentiert (SCHREPFER 1931: 204), wo noch gerade die drei Gletscherzungen vom Wiedener Eck, Mittelbach und Warbach zusammenkamen. Oberhalb Ungendwieden gehört hierher die Moräne beim Kellerhaus in 960 m Höhe. Auch hier dürften gerade noch die drei Eisungen vom Rüttenergrund, Hüttbachergrund und Neßlergrund zusammengetroffen sein.

Der Waldhof-Stand ist nur im Warbacher Tal dokumentiert, wo im Fuchsgrüble ein „hübsches kleines Kar“ (SCHREPFER 1931: 204) durch einen Moränenwall abgeschlossen wird. In allen anderen Tälern sind keine höher liegenden Glazialrelikte mehr zu finden. Auch die Herkunft der Gletscher ist nur durch die Kartrichter festzustellen. Im ganzen Einzugsgebiet des Wiedenbaches gibt es nur das eine gut ausgebildete Kar im Fuchsgrüble in NE-Exposition unter dem Rollspitz (1236,1 m).

Der B ö l l e n b a c h - Gletscher beginnt am Rosenfelsen am Südosthang des Belchen; er wurde von dem vom Belchen nach S ziehenden Gebirgskamm noch miternährt. Weiterer Zuwachs kam über den Gletscher des Böllenbächletales. Im Bereich des Zusammenflusses beider Gletscher bildete sich, beginnend mit einer Konfluenzstufe, ein weiter Talkessel aus, an dessen oberem Rand Oberböllen liegt. Nach SCHREPFER (1931: 201) ist der tiefste bekannte Moränenaufschluß in diesem Tal beim heutigen P. 672,1 (bei SCHREPFER P 674). In dieser Gegend ist auch das Ende des Böllenbach-Gletschers anzunehmen.

Durch ein Unwetter am 22. 2. 1970 ist am Südostende der Rimshalde in 660 m Höhe ein Aufschluß entstanden, der Moräne über Deltasanden zeigte. Diese gehören nicht mehr zum Böllenbach-Gletscher, sondern sie sind durch den Wiese-Gletscher entstanden: über Schönenberg drang Wiese-Eis in Transfluenzen in das Tal des Lehbächle ein, später floß Schmelzwasser über diesen Weg und schüttete Deltasande in einem See

auf, der im Böllenbachtal vor dem Wiesetal-Eis gestaut wurde. Auch hier zeigt die darüberliegende Moräne an, daß es Wiedervorstöße des Wiese-Gletschers gab.

Auch im Wildböllenbachtal lag im obersten Teil ein sehr kleiner Gletscher, von dem leider in dem Waldgebiet kaum Spuren zu erkennen sind. Bei Wildböllen selbst ist der Wiese-Gletscher über das Sägeneck in das Tal eingedrungen, wie GÖLLER (1952: 62, Nr. 144 u. 145) zeigen konnte, denn die Moränen sind eindeutig diesem Gletscher zuzuschreiben. Es zeigt sich, daß auch hier der Wiese-Gletscher noch eine Eishöhe von gut 850 m hatte. Schon im Titisee-Stand ist der Gletscher nicht mehr bis Oberböllen gekommen. Weiter oberhalb fehlen jegliche Glazialspuren sowohl im Böllenbachtal (GW Eibenwald) als auch im Böllenbächletal (GW Breitmoos). Die Täler beginnen mit Kartrichtern.

Die Südseite des Belchen

Der Gletscher der Kleinen (Belchen-) Wiese floß direkt vom höchsten Belchenbereich nach S ab. Trotz des bedeutenden Liefergebietes sind nur sehr wenige Glazialspuren in diesem Tal vorhanden. Entsprechend der Schneegrenze im Würm-Maximum müßte der Gletscher bis auf 500 m hinab gereicht haben, wie es auch beim großen Wiese-Gletscher und anderen bedeutenden Gletschern im Schwarzwald der Fall war. Tatsächlich befindet sich zwischen Höll und Langensee, gerade in 500 m Höhe, ein Wall, der allerdings mangels Aufschluß nicht klar zu deuten ist. Trotzdem ist hier das Gletscherende für das Würm-Maximum anzunehmen, auch wenn SCHREPFER (1931: 192) der Ansicht ist, daß es sich bei dem Wall um eine Vermurung handele. Andere Beobachtungen sprechen für ein Ende des Gletschers kurz unterhalb Bürchau, wo bei den Kastelhöfen das Tal enger wird. In jedem Fall muß der Gletscher entgegen der Meinung SCHREPFER's (1931: 192) weit über Neuenweg nach S vorgedrungen sein.

Bei der Kirche von Neuenweg ragt ein Sporn in das Tal hinein. SCHREPFER (1931: 192) nennt diesen die „Kirchterrasse“ und sah dort „Moräne an den Fels angeklebt“. Heute ist im angeschnittenen Hang beim Friedhof nur verwittertes Paläozoikum zu erkennen, das leicht Anlaß zu Verwechslungen mit Moräne geben kann. Doch auch hier muß, der Morphologie nach zu urteilen, ein längerer Gletscherhalt gewesen sein, der dem Titisee-Stand zuzuschreiben ist.

Bei den Belchenhöfen liegt in 790—830 m Höhe Grundmoräne mit einzelnen großen Blöcken. In diesem Bereich ist der Falkau-Zipfelhof-Stand zu erwarten.

Weitere Rückzugsstände sind im Tal der Kleinen (Belchen) Wiese nicht zu erkennen. Das Tal beginnt mit einem großartigen Kartrichter, dessen steile Rückwand vom Belchen mit Blick auf Neuenweg besonders eindrucksvoll erscheint. Der Kartrichter ist vom Hochfelsen — Südhang des Belchen — Hohe Kelch (1263,7 m) und dem nach S anschließenden Heideck (1131,5 m) eingefasst. Einzelne Felspartien sind vom Eis rundgeschliffen, der Heideckfelsen und andere nicht benannte Felsbuckel sind Rundhöcker.

Die West- und Nordseite des Belchen

Auf der West- und Nordseite des Belchen fallen eine ganze Reihe von Tälern steil ab; sie beginnen alle in Kartrichtern, von denen aus in der Würm-Eiszeit Gletscher diese Täler hinabzogen. Durch die besonders hohe Reliefenergie in diesem Bereich (Höhenunterschied 780 m auf 3 km Horizontaldistanz im Starkenbrunnental = 26 %, 900 m auf 2,5 km im Knappengrund = 36 %) sind nur sehr wenige Dokumente der ehemaligen Vergletscherung erhalten geblieben.

Im Muldenbachtal sind knapp oberhalb des Zusammenflusses von Muldenbach und den von der Nordseite des Belchen kommenden Flüssen nordwestlich vom Kaltwasser in 490 m Höhe Moränenreste erkennbar. Die Ausdehnung des Gletschers vom Knappengrund mit Zuflüssen von der Südwestseite des Heidstein (1274,3 m) und von der Nordseite des Belchen entspricht bei einer Schneegrenze von 950 m gerade dem Maximal-Stand.

Weitere Moränenreste liegen am Zusammenfluß von Knappengrund und Kaltwasser, die dem Titisee-Stand angehören.

In den von dort steil nach oben führenden Tälern sind keine deutlichen Glazialspuren mehr vorhanden. Der Talschluß im Knappengrund ist ein ebenso großartiger Kartrichter, wie jener der Kleinen (Belchen) Wiese, nur ist er hier im Wald nicht so deutlich sichtbar. In dem von der Krinne nach W führenden Tal lag ebenfalls Gletschereis, das sowohl vom Rübgartenkopf (1246,1 m) als auch vom Heidstein (1274,3 m) ernährt wurde. Durch den von W herangeführten Niederschlag war dieses Tal ebenso wie das Rosenbächletal wenigstens zur Würm-Maximalzeit so hoch mit Eis aufgefüllt, daß ein Teil des Eises über die Krinne zum Dietschelbachtal und vom Rosenbächle zum Rübgartebächletal in Transfluenzen abfloß.

Im Rosenbächle beschreibt SCHREPFER (1931: 190) in 1220 m Höhe eine Moräne, die nur knapp 30 m unter der Transfluenz wahrscheinlich in den Feldsee-Stand zu stellen ist.

Das Starkenbrunnental war nur in seinem obersten Teil vergletschert. Von P. 714 an aufwärts ist das Tal auffallend breiter, als in seinem unteren Teil. Hier ist das Gletscherende anzunehmen. SCHREPFER (1931: 189) nahm das Ende des Gletschers in 760 m Höhe an, wo er eine „Ufermoräne mehrere 100 m talaufwärts“ verfolgen konnte. Diese mächtigen Aufschüttungen betrachte ich eher als einen Sander, der zu einem in etwa 800 m Höhe anzunehmenden Rückzugshalt gehört, der dem Titisee-Stand zuzurechnen ist.

Im Wölflinsgrund gab es keine Vergletscherung. Der heutige Bach entspringt am Nordwesthang des Stuhlskopf (1116 m), der nur wenig über die damalige Schneegrenze hinausragte. Ab etwa 700 m aufwärts liegt im Wölflinsgrund ein bis zu 4 m mächtiger Hangschutt, der wegen seiner Mächtigkeit nicht alleine in der Nacheiszeit entstanden sein kann, sondern auch zur Würm-Eiszeit im damaligen Periglazialgebiet gebildet wurde.

Das Köhlgarten-Gebiet

Ein zweites großes Zentrum der Vergletscherung war neben dem Belchen-Heidstein-Gebiet der Köhlgarten (1224 m), der sich als mächtig aufragender Berg Rücken vom Spähnplatz (1053,1 m) bis zum Tannenkopf (1039 m) in fast 3 km Länge in W-E-Richtung hinzieht.

An seiner Nordostseite liegt der bekannte Nonnenmattweiher (913 m), ein besonders gut ausgebildetes Kar mit einer rund 100 m hohen Felsenrückwand. Entstanden ist dieser Kessel durch glaziale Erosion in einer Quellmulde, die bereits vorher bestand. Der Gletscher, der von hier aus seinen Weg nahm, hat allerdings trotz der großartigen Kar-Nische nicht besonders weit gereicht. Die Häuser von Vorderheubronn stehen auf einem Moränenwall, der zum Maximal-Stand gehört. Hier flossen auch gerade noch der Weiherbach-Gletscher, aus dem Nonnenmattweiher kommend, und der Kreuzbächle-Gletscher zusammen, der sowohl vom Nordhang des Köhlgarten als auch vom Südhang des Weiherkopf (1143,3 m) ernährt wurde. Das Kreuzbächletal ist über Hinter- und Mittel- bis nach Vorderheubronn auffallend breit. Dies ist allerdings nicht alleine auf glaziale Erosion zurückzuführen, sondern hier stehen in der sog. Kulmzone weichere Gesteine an, die die sanften Hänge des Tales hervorrufen. Unterhalb Vorderheubronn, außerhalb der würmzeitlichen Vergletscherung, biegt das Tal nach S ab und wird sehr eng. Bezeichnenderweise heißt der Bach auch vom Zusammenfluß von Kreuzbächle und Weiherbach „Klemmbach“, der sogar mit einem kleinen Wasserfall am

Anfang seinen Lauf nimmt. Hier ist die westlichste Anzapfungsstelle des ehemaligen nach SCHREPFER (1931: 192) W-E-gerichteten Flußlaufes vom Nonnenmattweiher über das Eck — Schanze — Sägeneck zur Wiese.

Geht man von Vorderheubronn den Weiherbach aufwärts, so trifft man bei der Wegkehre in 840 m Höhe wiederum Moräne an, die sich vom Nordhang des Tannenkopfes und vom Dürsberg-Südhang bis dort hinabzieht. Es handelt sich um den Rückzugshalt des Titisee-Standes.

Der Nonnenmattweiher selbst wird durch mindestens zwei Moränenwälle abgeriegelt, von denen der innere Wall auffallend breit ist. Er könnte von zwei eng beieinander liegenden Wällen gebildet sein. Auch diese Moränen ziehen vom Dürsberg herunter, sind aber südlich des Weiherbaches am Hang des Tannenkopf auch noch deutlich zu erkennen. SCHREPFER (1931: 193) bezeichnet sie als „eine der schönsten Moränen des Schwarzwaldes“ und gibt ihre Höhe mit 20—25 m an. Rein rechnerisch sollte man hier den Falkau-Zipfelhof-Stand erwarten, jedoch spricht der 2—3-fache Moränenwall eher für den Feldsee-Stand. In der tiefen Nische konnte sich der Gletscher sicher entsprechend lange halten. Am Feldsee selbst ebenso wie in Hintermenzenschwand und an anderen Stellen ist dieser Stand auch jeweils durch einen 3-fachen Wall dokumentiert.

Im Kreuzbächletal wurde bei Hinterheubronn durch Häuserbau Moräne in 890 m Höhe aufgeschlossen, die dem Titisee-Stand zuzurechnen ist.

Auf der Nordseite des Köhlgarten sind keine weiteren Glazialspuren vorhanden, jedoch auf seiner Ost- und Südseite.

Südlich des Nonnenmattweiher entwässert das Tannenkopfbächle den östlichen Köhlgarten aus dem Peterlegraben und dem Seilemoos nach E. Während im Peterlegraben nur ein großer Kartrichter von der ehemaligen Vergletscherung zeugt, ist das Seilemoos ein gegenüber dem Nonnenmattweiher zwar wesentlich kleineres, aber doch sehr deutliches Kar mit einem vermoorten Karboden in 885 m Höhe. Die Gletscher aus diesen beiden Quelllästen haben das Haupttal, den Klemmbach, auch im Würm-Maximum nicht erreicht, sie haben nach SCHREPFER (1931: 194) kurz unterhalb ihres Zusammentreffens in 750 m Höhe ihr Ende gehabt. Weiter oberhalb ist das Gewann „Auf dem Zimmerplatz“ mit Grundmoräne mit vielen Geschieben überdeckt. Im Peterlegraben ist eine Endmoräne in knapp 850 m Höhe zu erkennen, die dem Titisee-Stand zuzuordnen ist. Das Seilemoos-Kar wird nach E von einer Moräne abgeschlossen (ROSER 1899: 15), die ebenfalls zum Titisee-Stand gehört.

Nach S entwässern den Köhlgarten der K ü h l e n - b r o n n e r b a c h und das F i s c h e n b e r g e r b ä c h l e. Im Sägmatt, dem Zusammenfluß beider Bäche (außerhalb der Karte), liegt in 670 m Höhe eine mächtige Endmoräne (ROSER 1899: 15), die das gemeinsame Ende beider Gletscher zur Würm-Maximalzeit dokumentiert. Sonst sind die Glazialdokumente in beiden Tälern recht spärlich. SCHREPFER (1931: 194) beschreibt in dem glazialen Kessel oberhalb Kühlenbronn eine Endmoräne in 890—900 m Höhe, die allerdings eher als Mittelmoräne zwischen den beiden Quelllästen des Kühlenbronnbaches anzusehen ist. Sie ist deshalb auch keinem Rückzugsstand zuzuordnen. Beide genannten Täler beginnen in Kartrichtern.

Das Sirnitz-Weiherkopf-Gebiet

Nordwestlich des Köhlgarten bildete die Sirnitz (1114 m) mit dem Weiherkopf (1143,3 m) ein weiteres eigenes Vergletscherungsgebiet. Die Zulieferung von dort zum Kreuzbächle-Gletscher nach Heubronn wurde bereits erwähnt.

Jenseits des Sirnitz-Sattels (Kreuzweg) gelangt man in das nach W entwässernde K l e m m b a c h t a l, in dem bisher noch keine Spuren einer Vergletscherung gefunden wurden. Trotzdem ist anzunehmen, daß auch dieses Tal vergletschert war. Zumindest die obere flache Wanne dieses Tales bis etwa 865 m hinab war von Gletschereis erfüllt. In der von dort abwärts einsetzenden engen Schlucht, die durch die rückschreitende Erosion vom tiefgelegenen Rheintal geformt wurde, sind alle Dokumente zerstört worden.

Deutlicher sind die Spuren der Vergletscherung auf der Nordseite der Sirnitz (SCHREPFER 1931: 188—189). Das weite B e c k e n v o n M ü n s t e r h a l d e n ist von Grundmoräne erfüllt und einige Rücken deuten Endmoränen an. Das gemeinsame Ende der Gletscher im S i r n i t z g r u n d und H a l d e n b a c h t a l lag bei Langenbach in etwa 570 m Höhe. Dort sind heute einige parallel zum Talverlauf längliche Rücken zu erkennen, die durch die Zerschneidung der Täler diese Form bekamen. Im Haldenbach fand SCHREPFER (1931: 188) als deutliches Zeichen einer Vergletscherung einen „2 cbm großen prachtvoll geschliffenen Block“.

Der Haldenbach-Gletscher begann im nach NE gerichteten Kar unter dem Weiherfelsen, das heute noch einen deutlichen Karboden unter den steilen Felswänden in 900 m Höhe hat. Abgeschlossen wird dieser Karboden durch einen Moränenwall im Bereich der heutigen Fahrstraße auf dem Parkplatz. Diese Moräne dürfte zum Falkau-Zipfelhof-Stand gehören;

es ergibt sich daraus, daß die Vergletscherung hier nur bis zu dieser Zeit andauerte.

Im Sirnitzgrund sind bisher keine höher liegenden Glazialdokumente bekannt geworden, jedoch beschreibt SCHREPFER (1931: 189) „zahllose Geschiebe“ bei der Kälbelescheuer, die ein Überfließen dieses Sattels durch den Gletscher anzeigen, der dann noch bis etwa auf 900 m Höhe das R a m m e l s b a c h t a l hinabfloß.

Das Gebiet um den Breitnauer Kopf

Nördlich vom Belchen-Heidstein-Gebiet war ein weiteres Zentrum der Vergletscherung am Breitnauer Kopf (1120,9 m). Auf seiner Südwestseite lief ein Gletscher den K a i b e n g r u n d hinab und vereinigte sich noch gerade mit einer aus dem Kartrichter des H o l z s c h l a g am Nordwesthang des Heidstein kommenden Gletscherzunge. Eine Endmoräne ist nicht vorhanden (SCHREPFER 1931: 189), jedoch Reste von Grundmoräne, die in der Talweite im Oberlauf des Muldenbaches bei P. 646,6 und 677,4 noch ziemlich mächtig (bis 1,5 m) erhalten ist. Hier kann auch der Rückzugshalt des Titisee-Standes vermutet werden.

Ein schönes Kar, das SCHREPFER (1931: 187—188) als Zwillingsskar bezeichnet, liegt auf der Nordwestseite des Breitnauer Kopfes im K ü s t e l w a l d mit einem Karboden in 930 m Höhe. Der Gletscher reichte im Würm-Maximum bis zum Weiler „Hinteres Elend“ in etwa 700 m Höhe. Das Küstelwaldkar selbst ist nach NE von einem Moränenwall abgeschlossen, der zum Falkau-Zipfelhof-Stand gehören dürfte. Auch hier hat die Vergletscherung also nur bis zu dieser Zeit gedauert.

Das Küstelwaldkar gehört bereits zum Einzugsgebiet des S t a m p f e b ä c h l e, das oberhalb Unterneuhof in einer weiten Mulde aus vier Quellbächen entspringt. Alle vier Quellbäche beginnen in Kartrichtern, so daß anzunehmen ist, daß die weite Mulde mit Gletschereis gefüllt war. Bei Unterneuhof sind in 865 m Höhe noch geringe Reste von Moräne zu erkennen, hier nehmen sowohl SCHREPFER (1931: 187) als auch GIERMANN (1959: 15) die Grenze der Vergletscherung an. STEINMANN (1896: 203—204) vermutet das Gletscherende beim Elendfelsen in 600 m Höhe. Diese letztere Auffassung dürfte eher den Tatsachen entsprechen, denn auch dann kann die enge Schlucht zwischen Unterneuhof und Stampfe durch subglaziale Schmelzwässer fluviatil, wie von SCHREPFER (1931: 187) gefordert, bzw. glazifluvial entstanden sein.

Von der Ostseite mündet der G l a s h o f b a c h bei Stampf in das Stampfbächle. Auch dieses Tal war

im Oberlauf vergletschert, wie es SCHREPFER (1931: 187) und GIERMANN (1959: 16—17) bereits beschrieben. Das Ende des Gletschers zur Würm-Maximalzeit lag bei der Straßenkehre am Scharfenstein in 795 m Höhe. Dies wird durch immer wieder auftretende Grundmoräne oberhalb dieses Punktes belegt. Die beiden Quelläste des Glashofbaches kommen aus dem Scheibenmossgebiet, einem Kartrichter, und dem Weiherwald, in dem das sehr gut ausgebildete *G l a s h o f k a r* mit einem deutlich ausgebildeten Karboden „Im Weiher“ in 970 m Höhe sitzt. Dieses nach NW gerichtete Kar wird durch eine Endmoräne abgeschlossen, die dem Falkau-Zipfelhof-Stand anzu gehören scheint. Auch hier dauerte die Vergletscherung demnach bis zu diesem Rückzugsstand. Der nach SW gerichtete Kartrichter im Scheibenmoos ist wohl schon früher eisfrei geworden. Zwischen den beiden Quellbereichen befindet sich eine deutliche Zwischenmoräne, und letztlich beweisen zwei schöne Rundhöcker in 1000 m Höhe die ehemalige Vergletscherung dieses Gebietes.

Schlußbetrachtung

Die Zusammenfassung aller Glazialdokumente ergibt das Bild einer auch in der Würmeiszeit noch bedeutenden Vergletscherung des weiteren Belchengebietes. Dem Hauptzentrum Belchen-Heidstein folgt als nächst wichtiger Bereich das Köhlgartengebiet. Weitere Zentren sind Sirnitz mit Weiherkopf, Breitnauer Kopf und Hörnle-Trubelsmattkopf. Im E reicht der Einzugsbereich des Wiese-Gletschers, der vom Feldberg kommt, in das Gebiet hinein.

Zu den glazialen Erosionsformen zählen als auffallendste Erscheinungen die Kare, von denen der Nonnenmattweiher als einziger noch mit Wasser gefüllt ist. Weitere gut ausgebildete Kare sind das Seilemoos südlich des Nonnenmattweiher, wo der ehemalige See vermoort ist; weiterhin das Küstelwaldkar und das Glashofkar im Breitnauer Kopf-Gebiet, wo ebenfalls die ehemaligen Seen noch nachweisbar sind; es folgen das Fuchsgrüble am Nordhang des Rollspitz und das Weiherfelskar am Osthang des Sirnitz-Massivs. Außer diesen 6 Karen sind alle übrigen Gletscheranfänge lediglich Kartrichter. Besonders um den Belchen selbst, von dem allseits Gletscher zu Tal flossen, befindet sich kein einziges voll ausgebildetes Kar. Hier war die Gletscherbewegung in den steilen Tälern offenbar zu schnell, so daß keine Zeit zur vollen Ausbildung der Kare blieb.

Rundhöcker treten besonders gehäuft im oberen Teil des Rübgartenbächle auf; sie kommen aber auch sonst immer wieder vor. Zu erwähnen ist der von der Straße

Wiedener Eck — Mulden gut sichtbare Rundhöcker bei der Straßenkehre im Geläubwald im Dietschelbachtal. Auch die Felspartien in dem großen Zirkusschluß am Südhang des Belchen, der Quellmulde der Kleinen (Belchen) Wiese, sind zu Rundhöckern umgearbeitet.

Glaziale Trogtäler zeigen am deutlichsten die Quelltäler vom Aiternbach (Rübgartenbächle, Dietschelbach und Hintergrundbach), aber ebenso zeigen diese Form das Wiedenbachtal, das Tal der Kleinen (Belchen) Wiese und das Kreuzbächletal bei Heubronn. Auf der Westseite des Belchen ist das Becken von Münsterhalden und im N das Becken von Neuhof deutlich glazialer Entstehung.

Glaziale Ablagerungen sind um den Belchen spärlicher vertreten, weil durch die große Reliefenergie die postglaziale Erosion viel zerstört hat. Aber besonders in den trogförmigen Oberläufen auf der Ostseite des Belchen — Heidstein — Hörnle — Trubelsmattkopf — Kammes ist noch genügend Grundmoräne vorhanden, ebenso im Kreuzbächletal bei Heubronn und im Becken von Münsterhalden. Jedoch ist auf der Westseite des genannten Kammes die Grundmoräne nur noch in allerletzten Resten vorhanden. Endmoränen, die als Wallform quer über das Tal gehen, sind nur selten erhalten. Sie fehlen auf der Ostseite des Kammes für den Würm-Maximalstand gänzlich, weil die Gletscher mit dem großen, vom Feldberg kommenden Wiese-Gletscher zusammenliefen. Nur in den kleinen Seiten und Quelltälern sind noch einige Endmoränen der Rückzugs-Stände erhalten. Am deutlichsten sind sie um Mulden und im Hintergrundbachtal, wo oberhalb der Endmoräne noch ein stark versumpftes Zungenbecken erhalten ist. Mächtigere Endmoränen sind vom Weiherbach-Gletscher, der aus dem Kar des Nonnenmattweiher kam, erhalten. Im übrigen findet man häufiger an den Karen und Kartrichtern noch eine Abriegelung durch Endmoränen, die höchstwahrscheinlich verschiedenen Rückzugsständen zuzuordnen sind.

Mittelmoränen sind sehr selten, so bei Untermulden bei der Mündung des Hintergrundbaches in den Aiternbach, am Südhang des Köhlgarten im Kühlenbronnertal und möglicherweise im Becken von Münsterhalden.

Auf der Westseite des genannten Kammes ist lediglich ein Maximum-Stand im Muldenbachtal angedeutet und dort und in weiteren Tälern Reste von Rückzugsständen. Sonst hat die scharfe Erosion viel zerstört.

Schriftenverzeichnis

- GIERMANN, G. (1959): Die würmzeitliche Vergletscherung des Schauinsland — Trubelsmattkopf — Knöpflesbrunnenmassivs (westlicher Schwarzwald). — Dipl.-Arb. geol. Inst. Freiburg: 56 S., 4 Kt., 2 Prof., 1 Abb., 1 Diagramm; Freiburg. — [Unveröff.].
- GÖLLER, A. (1952): Gletscherspuren im Talgebiet der großen Wiese (südwestlicher Schwarzwald). — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 42: 45—75, 8 Abb., 1 Kt.; Freiburg.
- HANTKE, R. & RAHM, G. (1976): Das frühe Spätglazial in den Quellästen der Alb (Südlicher Schwarzwald). — Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich, 121: 293—299, 1 Kt.; Zürich.
- LIEHL, E. (1982): Landschaftsgeschichte des Feldberggebietes — Altlandschaft — Eiszeit — Verwitterung und Abtragung heute —. — In: Der Feldberg im Schwarzwald. Subalpine Insel im Mittelgebirge. — Die Natur- u. Landschaftsschutzgebiete Baden-Württembergs, 12: 13—147, 106 Abb., 6 Tab.; Karlsruhe.
- PLATZ, PH. (1893): Die Glazialerscheinungen des Schwarzwaldes. — Mitt. Großherzogl. Bad. Geol. Landesanst., 2: 837—924, 10 Abb., 2 Taf.; Heidelberg.
- ROSER, PH. (1899): Zur Kenntnis des Pleistocän im südlichen Schwarzwald. — Diss. Basel: 21 S.; Basel (Birkhäuser).
- SCHREFFER, H. (1931): Glazialprobleme im westlichen Hochschwarzwald. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 31: 161—210, 1 Kt.; Naumburg.
- STEINMANN, G. (1896): Die Spuren der letzten Eiszeit im Hohen Schwarzwald. — Univ.-Festschr. z. Feier d. 70. Geburtstages d. Großherzogs Friedrich: 189—266, 5 Kt., 1 Taf.; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 4. 8. 1986.

Lokale Vergletscherungsspuren im westlichen Ausläufer des Napfberglandes (Schweiz)

CHRISTIAN SCHLÜCHTER *)

Middle Pleistocene, Riß glaciation, erratics, Upper Pleistocene, Würm glaciation, glacial sediments, moraines
Central Switzerland, Napf area

Kurzfassung: Über die quartäre Vergletscherungsgeschichte des Napfberglandes in der Zentralschweiz ist im Einzelnen wenig bekannt. Zwei Vergletscherungen sind allgemein anerkannt: a) die große Vergletscherung (= klassisches Riß) ist in der Form erratischer Leitgesteine belegt und (b) die letzte Eiszeit (= Würm) ist als Lokalvergletscherung durch glazigene Formen und bescheidene Ablagerungen bekannt gewesen. — Neue lokale Beobachtungen zeigen, daß die letzte eiszeitliche Vergletscherung des Napfberglandes auch die westlichsten Ausläufer um 750 m erfaßt hat.

[Glacigenic Deposits of Local Origin
in the Western Napf Area of Central Switzerland]

Abstract: The Quaternary stratigraphy of the Napf area in Central Switzerland is little known. Two glaciations are said to be recorded by (a) sparse alpine erratics of the "most extensive glaciation (= the classical Rissian)" and (b) by glacial landforms and relic deposits of local glaciers during the Würmian. — New observations are presented proving the existence of local small glaciers in the westernmost Napf area at an elevation of 750 m.

1. Einleitung

Über die Vergletscherungsgeschichte des Napfberglandes und seiner Ausläuferhügelzonen sind kaum Einzelheiten bekannt. Die Darstellungen der eiszeitlichen Ereignisse in diesem Bergland des zentralen schweizerischen Mittellandes beruhen auf der überlieferten Rekonstruktion und vorhandene Vergletscherungsspuren sind folgendermaßen aufgliedert:

(a) eine Kartierung der erratischen Leitgesteine deutet auf eine teilweise Überflutung des Napfgebietes

durch den „großen alpinen Eisstrom während der Rißeiszeit“ hin (ANTENEN 1901; RUTSCH 1967; HANTKE 1978). Ablagerungen, die mit Sicherheit zu diesem großen Ereignis gehören, sind als sog. Höhenschotter aus den westlichen Ausläuferhügeln des Napfberglandes bekannt (ANTENEN 1901; DELLA VALLE 1965), doch sind sie vorläufig noch nicht im Zusammenhang dargestellt worden.

(b) Aufgrund glazigener Formen und bescheidener Lockergesteinsvorkommen in den höhergelegenen Zonen des Napf und westwärts zur Blasenfluh beschreibt HANTKE (1980) eine Lokalvergletscherung dieses Berglandes während der letzten Eiszeit.

Klimastratigraphische Angaben für das Napfgebiet stammen vorderhand aus dem Schieferkohlegebiet von Gondiswil-Zell-Ufhusen (WEGMÜLLER 1985; KÜTTEL im Druck) und aus der Gegend von Signau (WELTEN 1982). Doch auch in diesen beiden Gebieten sind möglicherweise die z. T. beträchtlichen quartären Ablagerungen nicht durch Vorgänge im Napfgebiet selbst gesteuert, sondern sind im Zusammenhang mit den Vorstößen der alpinen Eismassen in die entsprechenden Randlagen der letzten beiden Vergletscherungszyklen aufgestaut worden (Aare-/Reussgletscher bei Gondiswil-Zell (KÜTTEL im Druck) und Aaregletscher bei Signau, ZIENERT 1979).

Von einer Geschichte des Napfberglandes während des Eiszeitalters kann im eigentlichen Sinne noch gar nicht gesprochen werden und man muß in diesem Zusammenhang auch festhalten, daß die Beziehungen zwischen Palynostratigraphie, Lithostratigraphie und Landschaftsgenese, sowohl im Gebiet von Gondiswil-Zell-Ufhusen (WEGMÜLLER 1985; KÜTTEL, im Druck) als auch bei Signau (WELTEN 1982) nach wie vor noch von offenen Fragen umgeben werden. Die eiszeitliche Eigendynamik des Napfberglandes ist noch nicht herausgearbeitet worden.

*) Anschrift des Autors: Dr. CH. SCHLÜCHTER, Ingenieurgeologie, ETH — Hönggerberg, CH — 8093 Zürich, Schweiz.

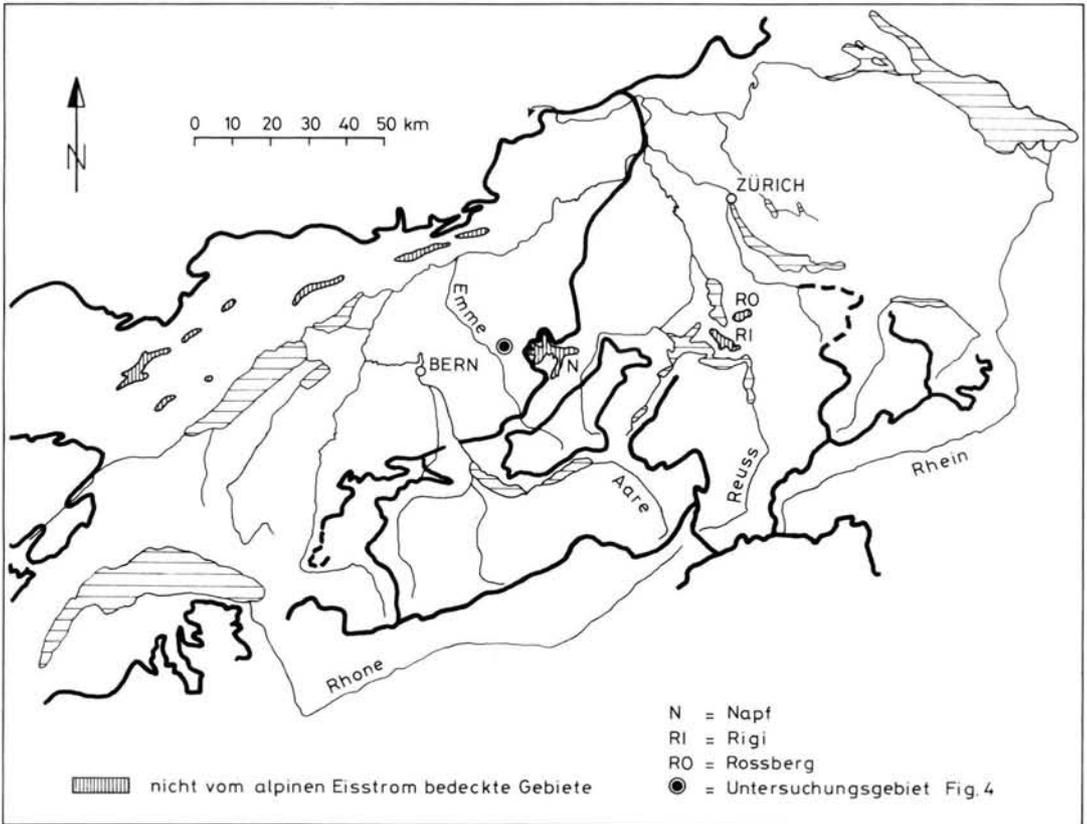


Abb. 1: Das alpine Eisstromnetz im Schweizer Mittelland während der „größten Vergletscherung der Alpen (= klassisches Riß)“.

2. Neuere Beobachtungen und Folgerungen

Während den letzten Jahren sind bei Kartierungen im westlichen Napfbergland für den Geologischen Atlas der Schweiz Beobachtungen von weitreichender eiszeitgeologischer Bedeutung gesammelt und durch geotechnische Untersuchungen ergänzt worden.

Verebnungen in den weit auslaufenden Hügeln, Eggen genannt, tragen sowohl im eigentlichen Napfgebiet als auch in den angrenzenden Hügelzonen tiefe, verlehnte Verwitterungsdecken. In solchen Gebieten ist das Ausscheiden von Moränenablagerungen oder deren Unterscheidung von Gehängeschutt nicht mehr möglich. Diese Einheiten werden bei der Kartierung für den geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000 „Verwitterungsböden auf rißzeitlicher Grundmoräne und auf Molassegesteinen (z. T. tiefgründig)“ ausgeschieden (SCHWEIZ. GEOLOGISCHE KOMMISSION, Atlasblätter Eggiwil und Langnau). Es sind sogar Lokalitäten aus dem höhergelegenen Napfgebiet bekannt, wo diese tiefgründigen Verwitterungen ausgesprochen rostrot gefärbte Braunerden,

also Pedogenesen mit bedeutenden Lösungsumsätzen, darstellen.

Im Heimisbach bei Burzebül (Landeskarte der Schweiz, Blatt Langnau) konnte nun beobachtet werden, wie diese tiefgründigen Verwitterungsbildungen umgelagert und abgeschwemmt worden sind und als Restschotter ein lokales „Niederterrassen“-Niveau bilden. Diese Seitentalterrassen sind nicht im genetischen Zusammenhang mit den mächtigen Schotterterrassen der Haupttäler (von Emme und Grüne) zu sehen. Die lokale Verlagerung der Verwitterungsdecken und deren morphogenetische Umformung widerspiegeln ein jüngeres und schwächeres morphologisches Ereignis als die großen Aufschotterungen (ANTENEN 1908).

Eine ergänzende Beobachtung ist neuerdings gemacht worden, welche für eine klimagenetische Gesamtbeurteilung der Vergletscherungen vom Napfbergland von Bedeutung ist: im Quellgebiet Speicherboden der Gemeinde Lützelflüh befinden sich zwei der gefaßten Quellen in einer gut entwickelten und erhaltenen Seitenmoräne. Diese Seitenmoräne sitzt als intakter

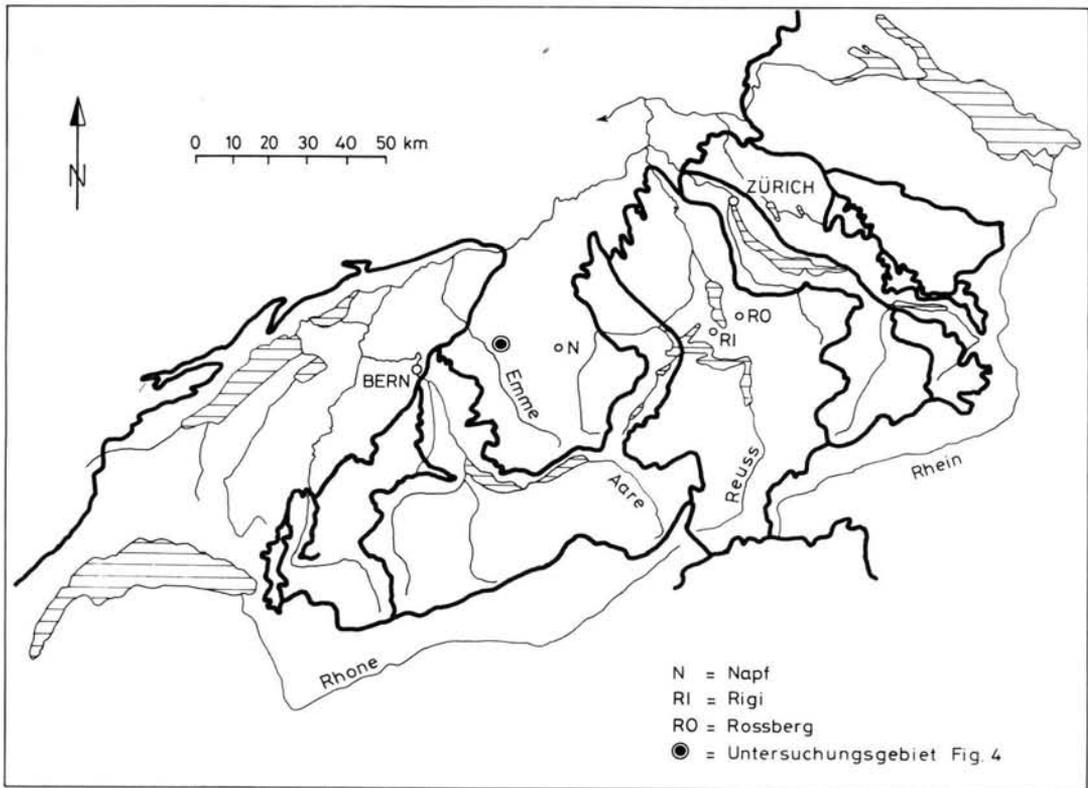


Abb. 2: Das alpine Eisstromnetz im Schweizer Mittelland während der letzten Eiszeit.

Geländerücken dem steilen Molasserelief auf. Die Situation ist im Einzelnen in Abb. 4 (S. 45, am Ende dieser Arbeit), im Vergleich mit den rekonstruierten Großgletscherlagen im Napfgebiet in Abb. 1 bis 3 dargestellt.

Interessant ist auch, daß seit altersher diese Seitenmoräne aufgeschlossen ist, und zwar durch eine kleine Materialentnahmestelle für den lokalen Unterhalt der Fahrwege: das anstehende Lockergestein besteht aus den Restkomponenten verwitterter Molassenagelfluh, aus aufgeschürften, tafeligen Mergel- und Sandsteinblöcken und aus der typischen, grauen siltigen Matrix, die hier bis 20 % der Ablagerung ausmacht. Die Moränennatur des Vorkommens ist hier sowohl durch die Lithologie als auch durch die Morphologie gegeben. Der Wall setzt auf 755 m an und reicht praktisch bis zu einem Zungenende auf 730 m. — Die Morphologie der Mulde vom Speicherboden oberhalb der Moräne bis auf die Egg bei 800 m ist nur mit Vorbehalten als abgestufte Karbodenmorphologie zu betrachten, da die Abflachungen im Molasserelief auch durch Wechsel in der Lithologie und der Erosionsanfälligkeit erklärt werden können. — Die allgemeine quartär-

geologische Bedeutung der Lokalität Speicherboden ist durch folgende Punkte gegeben:

- es handelt sich bei der Moräne vom Speicherboden um das westlichste und tiefstgelegene bekannte Vorkommen von Ablagerungen einer Lokalvergletscherung im Umkreis des Napfberglandes.
- die beschriebene Moräne ist sicher nicht in die morphogenetischen Vorgänge eines abschmelzenden Rhonegletschers der großen Vergletscherung (= klassische Rißeiszeit) zu stellen. Es ist eine einwandfreie Lokalform.
- aus der noch gut erhaltenen Moränen-Morphologie geht hervor, daß die Gleichgewichtslinie des Lokalgletschers zur Zeit der morphologischen Aktivität bei ca. 755—760 m gelegen hat und für die Bildung des gut 6 m hohen Walles über einen beachtlichen Zeitraum relativ stabil geblieben ist.
- über die chronostratigraphische Stellung der Moräne vom Speicherboden ist von der Lokalität direkt kein Hinweis bekannt. Die nächstgelegene Bezugs-Klimastratigraphie ist die Palynostratigraphie in der Gondiswiler Gegend von WEGMÜLLER (1985). Es kann einerseits gefolgert werden, daß

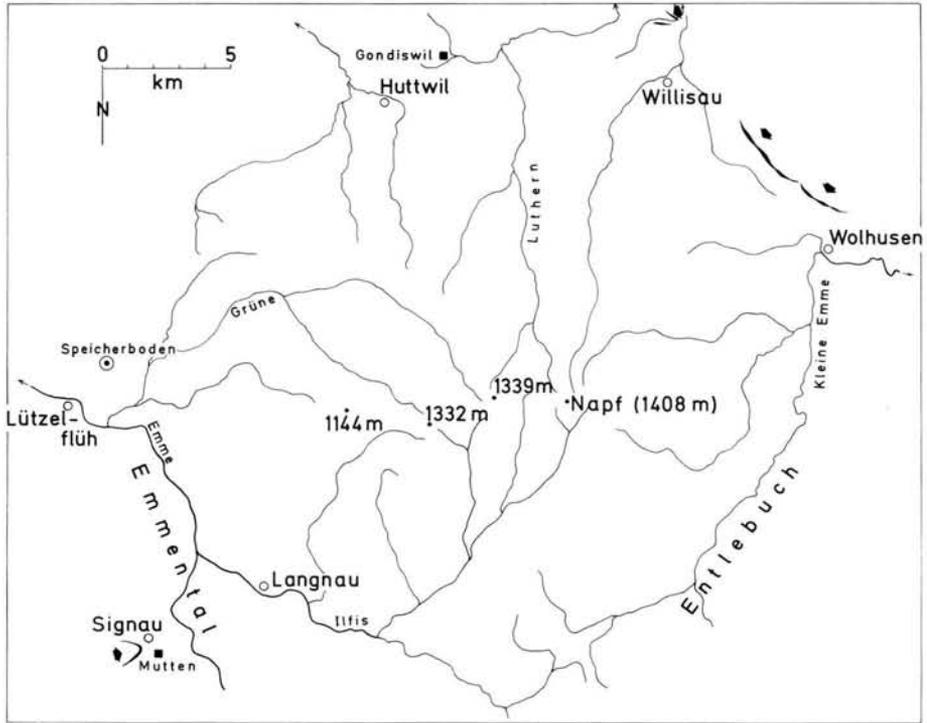


Abb. 3: Kartenskizze vom Napfbergland mit Untersuchungsgebiet Speicherboden und mit Bezugsprofilen „Muttén“ und „Gondiswil“ und den schematisch eingetragenen, letzteiszeitlich maximalen Eisrandlagen von Signau und von Wolhusen-Willisau.

die Frische der diskutierten Moränenform eine Entstehung während der letzten Kaltzeit als wahrscheinlich erscheinen läßt und daß andererseits eine Lokalvergletscherung im Napfgebiet, die auch die westlichen Ausläuferhügel bis unter 800 m erfaßt hat, sich in der palynostratigraphischen Profilfolge von Gondiswil (auf ca. 640 m) abbildet. Aufgrund dieser vergleichenden Argumentation sind diese Vergletscherungsspuren im westlichen Ausläufer des Napfberglandes dem kaltzeitlichen Mittelwürm sensu WEGMÜLLER (1985) zeitlich zuzuordnen.

3. Schriftenverzeichnis

- ANTENEN, F. (1901): Die Vereisungen der Emmenthäger. — Mitt. natf. Ges. Bern, 1901: 18—43; Bern.
- ANTENEN, F. (1908): Mitteilungen über das Quartär des Emmentales. — *Eclogae geol. Helv.*, 10: 772—798; Lausanne.
- DELLA VALLE, G. (1965): Geologische Untersuchungen in der miozänen Molasse des Blasenfluhgebietes (Emmental, Kt. Bern). — Mitt. natf. Ges., Bern, N.F. 22: 87—181; Bern.
- HANTKE, R. (1978, 1980): *Eiszeitalter*, Bd. 1 (1978): 330—334, Bd. 2 (1980): 371—384; Thun (Ott).
- KÜTTEL, M.: Jungpleistozän-Stratigraphie der Zentralschweiz. — Proceedings of the Annual Symposium of the INQUA-Subcommission on European Quaternary Stratigraphy, ETH-Zürich, Oct. 14—18, 1985. — Rotterdam (Balkema). — [Im Druck].
- NUSSBAUM, F. (1909): Über neu aufgefundenen erratische Blöcke im Napfgebiet. — Mitt. natf. Ges. Bern, 1908: V—VI; Bern.
- RUTSCH, R. F. (1967): Leitgesteine des rifeiszeitlichen Rhonegletschers im Oberemmental und Napfgebiet (Kanton Bern und Luzern). — Mitt. natf. Ges. Bern, N.F. 24: 21—36; Bern.
- SCHWEIZ. GEOLOGISCHE KOMMISSION (1980): Geologischer Atlas der Schweiz, Blatt 75 (Eggiwil). — Bern (Kümmerly & Frey).
- WEGMÜLLER, S. (1985): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen im Schieferkohlegebiet von Gondiswil/Ufhusen. — *Jahrbuch des Oberaargaus* 1985: 13—30; Langenthal.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. — *Beiträge geol. Karte d. Schweiz, N.F.*, 156: 135—143; Bern (Kümmerly & Frey).
- ZIENERT, A. (1979): Die Würmeisstände des Aaregletschers um Bern und Thun. — *Heidelberger Geogr. Arbeiten*, 49: 10—34; Heidelberg.

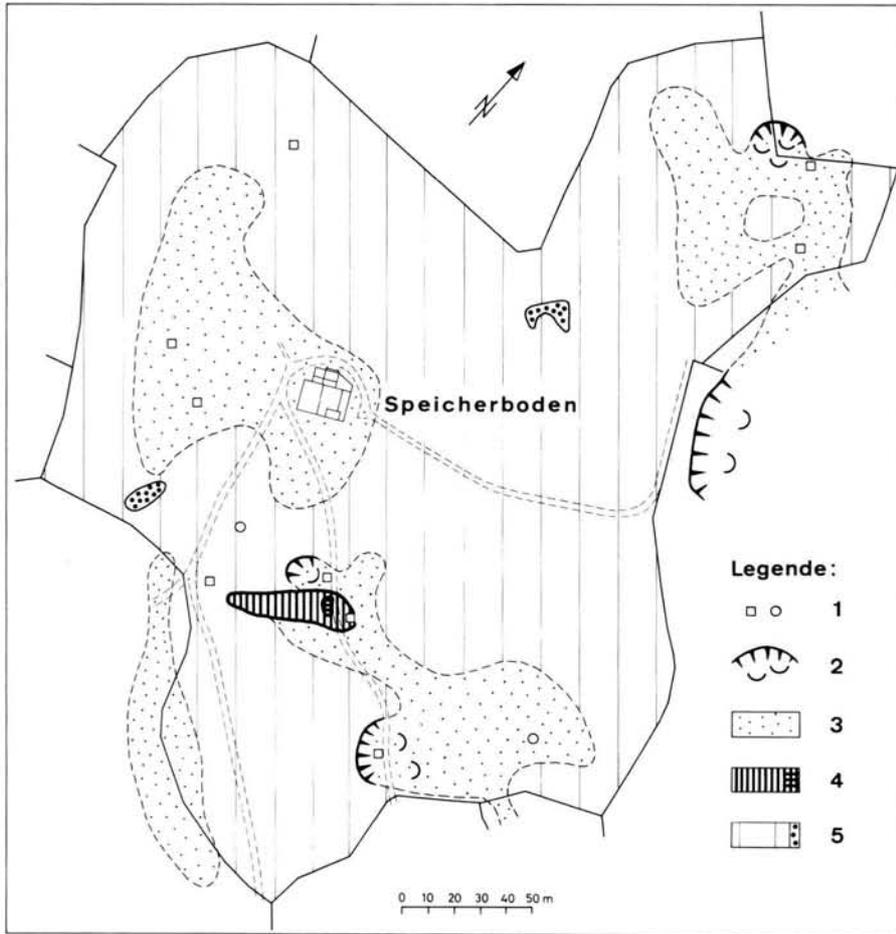


Abb. 4: Geologische Kartenskizze vom Speicherboden (nach Grundbuchplan Nr. 58 Gemeinde Lützelflüh/BE):
 1: Quelle gefaßt/ungefaßt, 2: Rutschung mit Anrißbrand, 3: Gehängeschutt und/oder „Verwitterungsböden auf rißzeitlicher Grundmoräne und auf Molassegesteinen (z. T. tiefgründig)“, 4: Moräne vom Speicherboden allgemein/aufgeschlossen,
 5: Obere Süßwassermolasse unter geringer Bedeckung/aufgeschlossen.

Manuskript eingegangen am 10. 6. 1986.

Relief- und Talgeschichte des Randen-Berglandes (Kt. Schaffhausen und badische Grenzgebiete zwischen Schwarzwald und Hegau)

RENÉ HANTKE *)

Neogene, Pleistocene, glaciation, glacial morphology, valleys, drainage patterns,
glacigenic sediment, paleoclimate, alpine vegetation

Northern Switzerland, Schaffhausen, Randen Mountains

Kurzfassung: Seit dem Miozän hat die Entwässerung im Randen-Gebiet mehrfach gewechselt. Die Talungen von Wutach und Aitrach sind Zeugen einer früheren Aare, die noch zur Donau entwässerten.

In Kaltzeiten haben die Stirnlappen des Rhein-Gletschers die Bildung von Firnflächen auf den NW-, N- und NE-Abhängen der Randen-Hochfläche begünstigt. Zur Riß-Eiszeit stießen kleine Zungen bis gegen Bargen, das nördlichste Schweizer Dorf, vor. Schmelzwässer flossen mit denen des von Schaffhausen in die Randentäler eingedrungenen Rhein-Gletscherlappen unter diesen ab, während sie zuvor kleine Seen stauten und die Kaltluft meist am Abströmen hinderten.

Am Rand der Randen-Hochfläche sind die Grenzen des Rhein- und des Schwarzwald-Eises durch erratische Geschiebe, Rundhöcker und Schmelzwasserrinnen belegt. Im Riß-Maximum erhob sich die Randen-Hochfläche 100 bis über 200 m über die Eisoberfläche empor. An den S-Hängen konnte, dank weit höherer Temperaturen als in den Kaltluftströmen vor den Gletscherzungen, eine alpine Flora überdauern.

[A l'histoire du relief et de la formation des vallées
dans le Jura tabulaire du Randen
(Ct. de Schaffhouse et des régions limitrophes badoises
entre la Forêt Noire et le Hégau)]

Résumé: L'écoulement dans la région du Randen a changé plusieurs fois depuis le Miocène. Les vallées de la Wutach et de l'Aitrach représentent des témoins d'un ancien Aar s'écoulant vers le Danube.

Pendant les périodes froides, les fronts des lobes des glaciers rhénan et de la Forêt Noire favorisaient la formation de névés

sur les pentes NW, N et NE du plateau du Randen. A l'époque rissienne, de petites langues s'avançaient jusqu'à Bargen, village le plus septentrional de la Suisse. Les eaux de fonte s'écoulaient avec celles de lobes du glacier du Rhin sous celui-ci pénétrant de Schaffhouse dans les vallées du Randen, barrant des lacs et bloquant de l'air froid.

Au bord du plateau du Randen la limite atteinte par la glace rhénane et celle de la Forêt Noire est prouvée par des galets erratiques, des roches moutonnées et des chenaux d'eaux de fonte.

Pendant le maximum rissien le plateau du Randen s'éleva de 100 à plus de 200 m au-dessus de la glace. Sur les pentes exposées au S une flore alpine pouvait persister grâce à des températures beaucoup plus élevées que dans les courants d'air froid des fronts glaciaires.

[On the History of the Relief and the Valley Formation
in the Mountain Area of the Randen
(Ct. Schaffhausen and Badian Border area between
the Black Forest and the Hegau)]

Abstract: The drainage in the Randen area has changed several times since the Miocene. The Wutach and Aitrach valleys are witnesses of a former Aar river flowing into the Danube.

During cold periods, the neighbourhood of Rhine and Black Forest ice supported the formation of ice caps of the Randen plateau and on slopes exposed to the NW, N and NE. In the Rissian, small tongues reached Bargen, the northernmost village of Switzerland. Their meltwaters, together with those of the Rhine glacier tongues, and finally entered the Randen valleys from Schaffhouse, produced dammed lakes and cold air masses, flowed beneath the Rhine ice.

On the Randen border, the highest ice level of the Rhine and Black Forest glaciers is indicated by erratic material, roches moutonnées and meltwater channels.

*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. R. HANTKE, Geologisches Institut Eidg. Techn. Hochschule, Sonneggstraße 5, CH—8092 Zürich.

During the Rissian maximum the Randen plateau reached heights of 100 to over 200 m above the Rhine ice, on the southern slopes an alpine flora could persist because the temperatures were much higher than in the cold air currents of the glacier fronts.

Die Entwässerungsrichtungen in der jüngeren Molassezeit

In der N-Schweiz währte seit dem Miozän, seit 20 Millionen Jahren, ein steter Kampf um die Wasserscheide zwischen Rhein und Donau. Zwischen dem Schwarzwald-Massiv und seiner südöstlichen Sedimenthülle, dem Tafeljura, und den sich bildenden Alpen änderten sich neben den Einzugsgebieten auch die Abflußrichtungen der austretenden Flüsse mehrfach. Dies zeichnet sich im mitgeführten Schutt, in den Molasse-Schuttfächern, ab, welche die miozänen Flüsse im Schweizer Mittelland zurückließen. Von SW und NE rückte ein flaches Randmeer ein letztesmal vor. Dies ist zunächst auf eine Absenkung des Alpen-Vorlandes zurückzuführen. Dann wurde das Klima nochmals wärmer, was fossile Floren belegen. Polares Eis schmolz ab und ließ den Weltmeerspiegel etwas ansteigen (HANTKE 1982a, 1985a, b). Vor der letzten marinen Überflutung erfolgte die Entwässerung gegen ENE, nach dem Zurückweichen und einer Schwellenbildung in W-Bayern gegen WSW (HOFMANN 1959). Die alpinen Flüsse entwässerten das Schweizer Mittelland; vor dem sich bildenden Kettenjura flossen sie zur Saône und zur Rhone ins Mittelmeer, das mit einem Golf noch Lyon erreichte. Mit dem jüngsten Hochstau der Jura-Falten wurde die Entwässerung gegen SW unterbunden. Nach kurzer Seenphase im Basler Jura kippte die Abflußrichtung im jüngeren Miozän um: der nordalpine Sammelstrang wandte sich erneut gegen ENE (HANTKE 1983, 1985a, b).

Während die molassezeitliche Entwässerung von jüngeren tektonischen Ereignissen überprägt und durch eiszeitliche Vorgänge verwischt worden ist, lassen sich die jüngeren Abflußwege zunehmend sicherer nachzeichnen.

Die pliozäne Aare-Donau und ihr eiszeitliches Erbe: das Aitrach-Tal

Auf dem Eichberg N von Blumberg bekunden auf 880 m gelegene Restschotter — aufgearbeitete Buntsandstein-Konglomerate mit wenig Kristallin (SCHALCH 1908K; HANTKE 1978) — eine alte, pliozäne Talung aus dem Schwarzwald. Diese bildete einen Zufluß zur Aare-Donau. Sie floß von der heutigen Aare-Mündung in den Rhein weiter durch das Wutach-Tal über den Sattel dertWanne (722 m) SE

Blumberg, durch das Aitrach-Tal gegen ENE (MANZ 1934, 1935; LINIGER 1966). Im oberen Donau-Tal weisen seit DIETRICH (1904) als alten Donau-Lauf gedeutete Höhenschotter zwischen Immendingen und Ulm — aufgrund ihrer aus der südlichen Napf-Molasse aufgearbeiteten Quarzit-Gerölle — auf alpine Herkunft. Die Höhenschotter werden ohne Fossilbelege ins Pliozän gestellt. Ob sie in der selben Kaltzeit geschüttet worden sind wie die „Wanderblöcke“, Schwarzwald-Erratiker in braunroter durchgewitterten Tonen, S und SE von Basel? Die spätere, ebenfalls vorwiegend kaltzeitlich erfolgte Eintiefung bewegt sich im Aitrach- und Donau-Tal zwischen 180 und 200 m. Als Eintiefungsrate in die Jura-Kalke ergäben sich seither 0,08 bzw. 0,05 mm/Jahr. Schon zur „Wanderblock“-Kaltzeit lag wohl der Konfluenzbecken von Aare und Rhein sowie das unterste Wutach-Gebiet unter frontalem alpinem Eis; die Schmelzwässer flossen noch „wutachaufwärts“ zur Donau ab.

Erst mit dem Einbruch des Hoahrhein-Tales und einer Hebung des südöstlichen Schwarzwald-Randes — um Fützen—Blumberg um 100—150 m — zwischen der „Wanderblock“-Kaltzeit und der nächsten, in der alpines Eis erneut bis Koblenz vorstieß, vermochten die Schmelzwässer nicht mehr zur Donau abzufließen. Damit wandte sich die nordalpine Entwässerung fortan durch das eben eingebrochene Hoahrhein-Tal zunächst durch die Burgundische Pforte. Dabei wurden W von Basel die Sundgau-Schotter geschüttet. Der nur in den größten Eiszeiten von bewegungsarmen alpinem und Schwarzwald-Eis auf den Muschelkalk-Hochflächen erfolgte Abtrag war recht bescheiden. Die chemische Lösung hat während des Eiszeitalters, in 1,7 Millionen Jahren, kaum 30 m erreicht. Auf Karst-Hochflächen der Schwyzer Alpen bewegte sie sich in den letzten 10000 Jahren auf 2000 m Höhe gar nur um 15—20 cm (HANTKE 1982b). Durch Abschleifen und splitterndes Wegräumen sind maximal weitere 50 m abgetragen worden.

Da schon dem Eis der ersten Kaltzeiten eine Reichweite zugekommen sein muß, die über jener der Würm-Eiszeit lag (HANTKE 1984a), ist damals auch im Schweizer Mittelland ausgeräumt worden. Damit würde auch die auffällige Breite des untersten Aare-Tales und des Klettgaus als glaziär ausgeräumte Wannen verständlich. Das untere Wutach-Tal hat wohl schon in den ältesten Kaltzeiten bis zur Schüttung des höheren Deckenschotter als Schmelzwasserrinne gedient. Längs tektonischer Vorzeichnung hat sich — entgegen dem pliozänen Entwässerungssinn — ein von der oberen Wutach unabhängiges rand- bis subglaziäres Abflußsystem entwickelt. Seit der Rib-Eiszeit scheint sich das Donau-Quellgebiet — aufgrund der Gefälle — kaum mehr gehoben zu haben.

Das Gebiet zwischen Wutach, Randen und Donau im Eiszeitalter

Im rißzeitlichen Maximalstand stieß Schwarzwald-Eis im Donau-Tal bis an den Wannenberg W von Geisingen vor (HANTKE 1978). Noch in Neudingen liegen Erratiker in einem Hofplatz begraben. In der Unterdogger-Tongrube N des Wartenbergs deutet eine durch Ammoniten belegte, W-fallende Überschiebungsfäche im heute abgebauten Bereich (H. RIEBER, mdl. Mitt.) wohl auf eine nahe Eisfront hin. Diese hätte den Hügel noch angefahren, nicht aber mehr überwunden. Am SW-Rand der Schwäbischen Alb lassen sich zwischen Geisingen und Möhringen zur Donau mündende Täler nur als Abflußrinnen eines in den größten Kaltzeiten bis in die Baar vorgedrungenen Schwarzwald-Eises erklären (RAHM 1981b). Die Schmelzwässer folgten wiederum vorgezeichneten Klüften.

Gegen SE reichte das Schwarzwald-Eis bis an den Fürstenberg (918 m). Das über Hondingen zur Aitrach verlaufende Tal und das Pfaffen-Tal mit seinen Quellästen sind ebenfalls als randliche Abflußrinnen angelegt worden. Weiter E treten überschiffene Felsformen zurück; doch trugen die Hochflächen der Länge, einer von Klüften durchsetzten, sanft gegen SE geneigten Tafeljura-Platte mit Höhen bis 923 m, noch Firnkappen und gegen N und E abgestiegene Eiszungen.

Um Riedböhringen und weiter im SW mehren sich rundliche, eisüberprägte Buckel. Die Senke im SE ist wegen abdämmender Sättel rasch eisfrei geworden. In ihr hat sich wohl zunächst ein seichter See gebildet. In der Würm-Eiszeit sind flachste Schuttfächer ins Aitrach-Tal geschüttet worden, und in der Nacheiszeit hat sich dazwischen Torf gebildet. Die bei Riedböhringen entspringende Aitrach windet sich mäandrierend durch die alte Talung. Ob ihr Quellast erst gar gegen W, über Blumberg gegen Achdorf floß, bevor sie ihren Lauf durchs Aitrach-Tal gegen Kirchenhausen zur Donau nahm? Bei Zollhaus ist jedenfalls die Wasserscheide zwischen Rhein und Donau derart flach, daß durch Betätigung einer Schleuse beim ehemaligen Eisenbergwerk Aitrach-Wasser statt zur Donau über Blumberg zur Wutach und damit zum Rhein abgeleitet werden konnte (RUSSENBERGER 1984). Von Zollhaus verläuft heute die Wasserscheide über Randen-Dorf—Rubis—Worberg—Höwenegg zur Donau-Versickerung. Dort, zwischen Immenlingen und Möhringen, verliert die Donau viel von ihrem Wasser; 12 km weiter S, in der Aach-Quelle, tritt es mit 2,5—28 m³/sec. dem Rhein tributär wieder zutage.

Aus dem obersten Aitrach-Tal floß in den größten Kaltzeiten Schwarzwald-Eis von Blumberg über den

Lindenbühl (752 m) und den Sattel der Wanne ins Tal von Fützen und stieß bis an den Unterdogger-Fundhöcker von Epfenhofen (664 m) vor. Dort wurde es vom Randen-Eis gebremst, was am NE-Fuß liegende Buntsandstein- und Lias-Sandkalk-Erratiker belegen. Weiter im SE finden sich nur noch Randen-Geschiebe und Frostschutt, die durch Lokaleis und Bodenfließen vom Hohen Randen und seinen Ausläufern verfrachtet worden sind (Abb. 1, 2). Um Fützen zeugen Schneckenbuck (674 m, 695 m, 689 m), die Rundhöcker auf dem Worberg (674 m, 681 m), Lachenbuck (665 m) und die Bucke im Hochwald (692 m) von einer bis 700 m reichenden Eisoberfläche. Zwischen dem Hohen Randen und „Uf Neuen“ haben sich mehrere Karoide ausgebildet. Bei Neuwis W des Hohen Randen hat sich ein Moränenrest erhalten, so daß das Schwarzwald-Eis noch dort um 700 m stand. Dies fügt sich gut mit den von SCHALCH (1912K) und PFANNENSTIEL & RAHM (1963), PFANNENSTIEL, RAHM & MOLL (1966) beobachteten und von HOFMANN (1977, 1981K) bestätigten Fakten zusammen.

Auch um Beggingen sind die Höhen von Rundhöckern gekrönt: Schlatterhof (642 m), Geren (637 m) und S des Chälergraben: Gigerbuck (629 m), Hölzli (621 m), Bürlisberg (623 m), Rütisberg (608 m), Brennisbüel (625 m), Schleithimer Höhi (601 m) und Schofwinkelbüel (586 m). Aufgrund der abnehmenden Eishöhen von Blumberg bis über Schleithem und der Geschiebestreu (PFANNENSTIEL & RAHM 1963; HOFMANN 1981) geht hervor, daß das Schwarzwald-Eis von Blumberg von 820 m gegen die Siblinger Höhi (555 m) auf unter 700 m abfiel. Überfahrene Rundbuckel finden sich noch weiter W bis auf 622 m. Die aus Unterdogger-Tonen aufgebauten Hügel: Buckforen (596 m), Birchbüel (um 600 m), Tenterenberg (589 m) und Galgenberg (534 m) um Siblingen sind im Grenzbereich von gegen S übergeflossenem Schwarzwald- und — bei höherem Stand — gegen NW vorgedrunenem Rhein-Eis modelliert worden (Abb. 1).

A. SCHREINER (in SCHREINER & METZ) bestreitet ein Zusammentreffen der beiden Gletscher an diesen Stellen. Die DEUQUA-Exkursion 1985 hat aber gezeigt, daß auch auf dem Gewinn First reichlich Geschiebe vorhanden sind (Exkursionsteilnehmer nahmen davon einen Eimer mit), die ein Vordringen des Alpen-Eises bis auf diese Höhe belegen. Auch die verfestigte alpine Grundmoräne N von Schachen (um 500 m) unter den Deltasanden verlangt dort noch eine mindestens 100 m mächtige Eisdecke, die dann — vor der Deltaschüttung — mit dem Schwarzwald-Eis zusammentraf.

Der Klettgau zwischen Pliozän und letzter Eiszeit

Der Unterklettgau scheint längs einer Störung angelegt worden zu sein. Gegen SW, von Bechttersbohl

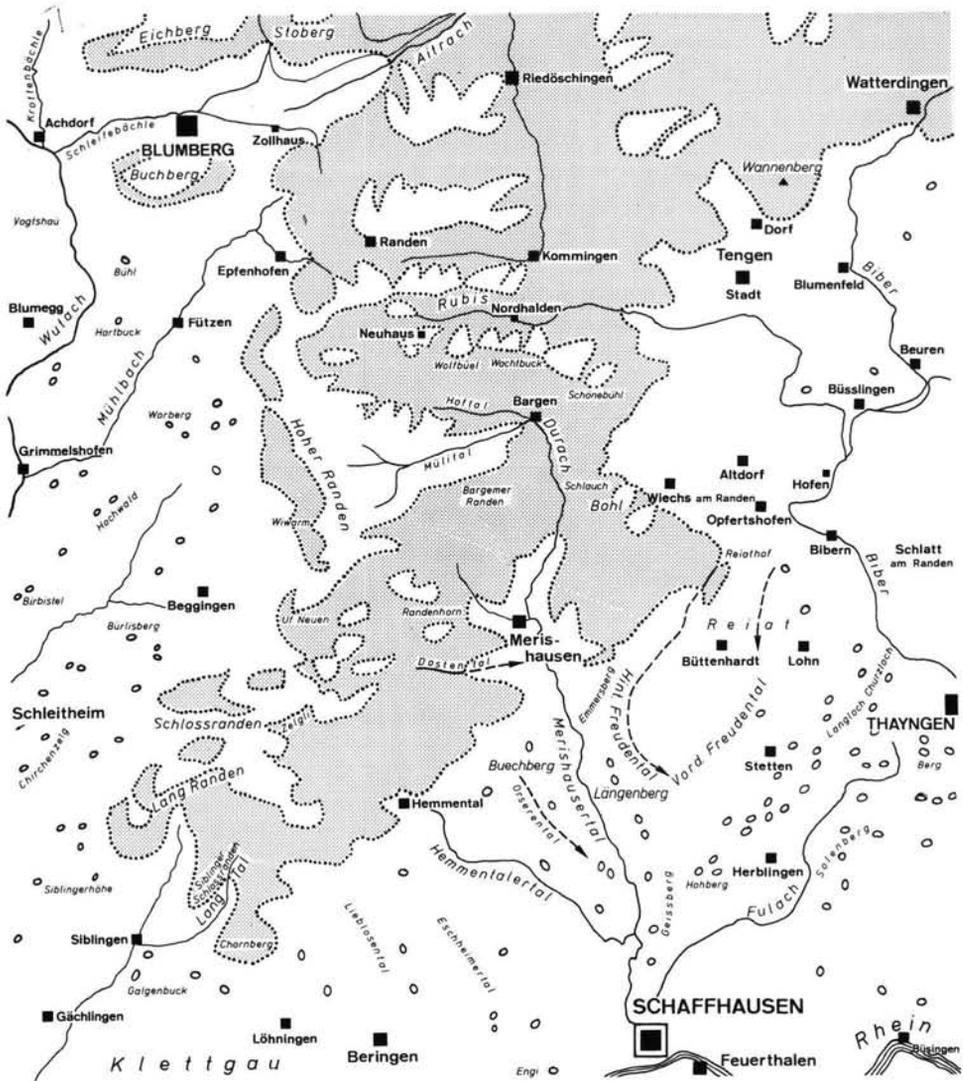


Abb. 1: Quartärgeologische Kartenskizze des Randen-Gebietes (Kt. Schaffhausen und badische Grenzgebiete).

-  Rißzeitliche Eis- und Firnränder
-  Stets eisfreie Areale, in denen sich eine Flora entfalten konnte
-  Sub- und randglaziäre Schmelzwassertäler
-  Rundhöcker

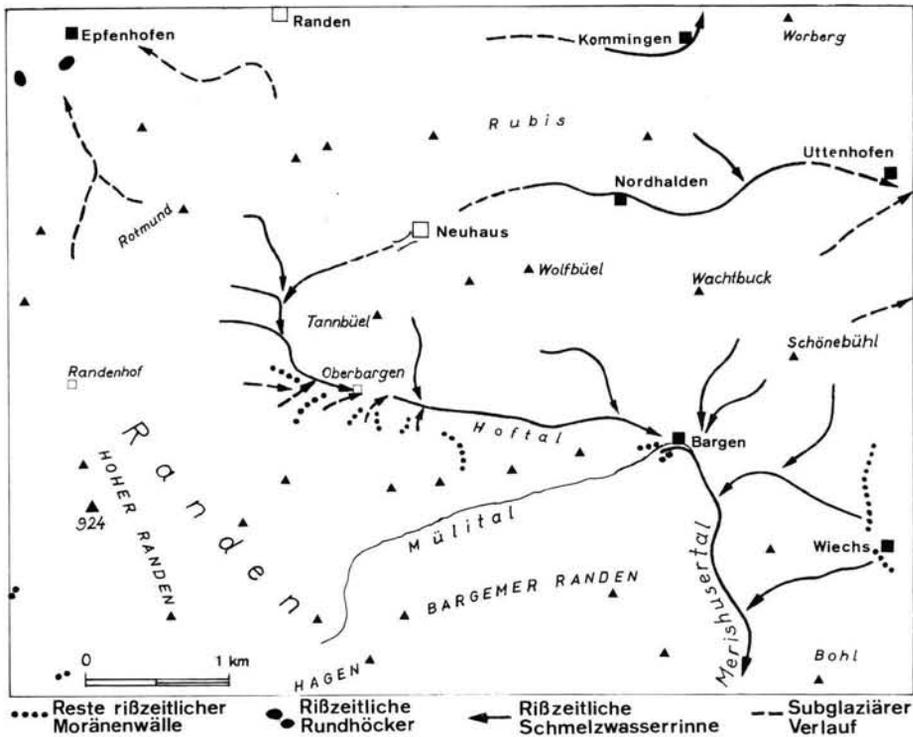


Abb. 2: Zungen rißzeitlicher Randen-Gletscher mit zugehörigen Schmelzwasserrinnen NE des Hohen Randen (Kt. Schaffhausen und badische Grenzgebiete).

über Dangstetten—Zurzach, setzt sich diese ins unterste Aare-Tal und in die Mettauer Störung fort. Auch das Wangen-Tal von Jestetten nach Wilchingen ist tektonisch vorgezeichnet. Gegen W zielt die Störung in jene, die von Erzingen über Degernau ins Schlücht-Tal verläuft und bei der ebenfalls der S-Flügel tiefer gesetzt ist. Aus dem älteren Pleistozän sind um Schaffhausen — außer dem in 550 m gelegenen Relikt von Höherem Deckenschotter auf dem Buechbüel im Neuhuserwald — keine weiteren bekannt. Dieses Vorkommen enthält nur einen geringen Kristallin-Anteil, wenig Jura-Kalk und keine Hegau-Vulkanite (HOFMANN 1977, 1981K). Es ruht auf einer Malm-Kuppe mit Bolus-Taschen, Krustenkalcken und granitischen Sandsteinen zwischen Rhein und Klettgau und stellt kaum einen ehemaligen Talbodenrest dar; vielmehr dürften die Schotter beim Eisvorstoß durch bestehende Täler von randlichen Schmelzwässern geschüttet worden sein.

Zum Tieferen Deckenschotter stellt HOFMANN (1981) zwei Vorkommen am Oelberg W von Schaffhausen, die sich jedoch in der Geröll-Zusammensetzung von den umgebenden, von ihm als spätrißzeitlich betrachteten Engi-Schottern nicht unterscheiden. Im Klettgau werden die ebenfalls zementierten Vorkommen

vom Hasenberg und Oberholz zwischen Neunkirch und Wilchingen dem Tieferen Deckenschotter zugeordnet. Sie liegen im Winkel der durch Klettgau und Wangen-Tal vorgestoßenen Arme des Rhein-Gletschers. Das Ende der beiden bei Wilchingen sich vereinigenden Arme lag unterhalb von Erzingen. Bei Osterfingen ruhen kristallinführende Jurakalk-Schotter am Abhang des Roßbergs auf 460 m und am W-Ende des Hasenbergs auf 440 m auf Unterdogger. Der Grat N von Osterfingen, zwangsläufig aus Malm-Schutt bestehend, ist als Mittelmoräne zwischen den beiden Eislapen zu deuten. Der Klettgau muß also schon damals tief ausgeräumt gewesen sein. Zwischen Wilchingen und Erzingen beträgt die Quartär-Füllung um 90 m (HOFMANN 1981). Diese wird als „Rinnenschotter“ bezeichnet. In den Schottergruben des obersten Klettgaus wird sie von einer Bollenstein-Schüttung mit einzelnen Erratiken und eisrandnahen, teils verschwemmten Sedimenten überschüttet und randlich von mächtigen Böden und verflossenem Hangschutt überlagert. In die höchste Schüttung schnitten sich Schmelzwässer einer wohl im Mittelwürm in der Engi stirnenden Gletscherzunge ein: es bildete sich ein Trompetentälchen mit bis 7 m hohen Terrassenhängen in der höchsten Schotterflur.

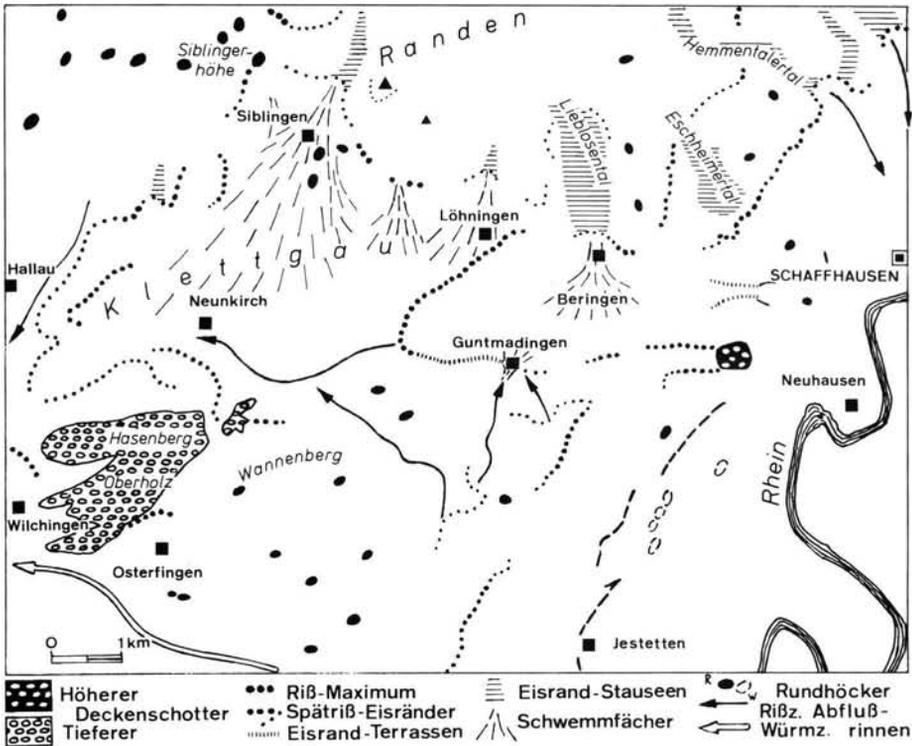


Abb. 3: Riß- und maximal-würmzeitliche Eisrandlagen im oberen Klettgau W von Schaffhausen.

In den Maximalständen der größten Vereisungen lagen Buechbuel, Laufer-, Wannen- und Roßberg unter Eis. Bei Koblenz vereinigte sich der Rhein-Gletscher mit dem Helvetischen Eis von Linth/Rhein-, Reuss- und Aare/Rhone-Gletscher und stießen gemeinsam erst bis Laufenburg und in der Riß-Eiszeit bis gegen Möhlin vor. Um Schaffhausen wird dies neben den Schotterfluren durch Rundhöcker, Moränenreste und einzelne Erratiker belegt (J. HÜBSCHER 1943). Längs Kluftsystemen hatten sich subglaziale Rinnen eingetieft.

Auf der Sonnenseite des Klettgaus ragten Chornberg (782 m) und Siblinger Schloßranden (805 m) über das bis 700 m reichende Klettgau-Eis empor. Gegen die Siblinger Höhi fiel dieses unter 700 m (J. HÜBSCHER 1951; HOFMANN 1981). Noch im untersten Wutachtal muß das rißzeitliche Rhein-Eis, dank Zuschüssen aus dem SE-Schwarzwald, was Moräne bei Krenkingen belegt, bis auf 650 m gereicht haben. Damit ist die Kette zwischen Klettgau und Rhein — Kalter Wangen (671 m), Wannenberg (680 m) und Küssaburg (629 m) — noch vom Eis überfahren worden. Erst unterhalb der Vereinigung mit dem Schwarzwald-Eis des Alb-Tales, am Esterberg-First und bei Schachen, fiel die Oberfläche unter 600 m (PFANNENSTIEL & RAHM 1963).

Das Becken von Behringen—Guntramdingen war noch im jüngeren Spätriß von einem Rhein-Gletscherlappen erfüllt (Abb. 3). Eschheimer- und Lieblosen-Tal wurden von rechtsufrigen Seitenmoränen abgedämmt. Diese hinterstauten bei Beringen und — bei höheren Eisständen auch bei Löhningen (J. HÜBSCHER 1943) und Siblingen — randliche Schmelzwässer und seitliche Zuschüsse zu Seen. Dabei wurden die Moränen beim Ausbruch der Eisstauseen zerstört, was zur Bildung mächtiger Schutfächer führte. W von Guntramdingen hat sich eine zugehörige Eisrandterrasse erhalten.

Zwischen Buechbuel und Lauferberg zeichnet sich S des Klettgaus, in der Verlängerung des Lieblosen-Tales, ein kluftbedingter Durchbruch ab, der allenfalls ein in den Klettgau mündendes, von „Engischottern“ gefülltes Thur-Tal bekundet. Diese alte Talung scheint tiefer zu liegen und ist wohl älter als die Rinnenschotter im Klettgau. Das Abbiegen einer Bollensteinlage gegen S (HOFMANN, schr. Mitt.) muß nicht eine N—S-Entwässerung belegen. Die Schotter werden von einer linksufrigen Moräne gekrönt, die über Beringen eine rechtsufrige voraussetzt.

Die Schotter an der Mündung des Wangen-Tales haben schon SCHALCH & GÖHRINGER (1921K) und HOFMANN (1981K) als würmzeitlich gedeutet; sie wurden von der Jestetter Eisfront geschüttet.

Der Randen zwischen jüngerer Tertiär- und letzter Eiszeit

S von Merishausen, Uf der Linden, liegt auf 730 m ein Relikt eines marinen Muschelschills, von Randen-Grobkalk. Darüber beobachtete HOFMANN (1967, 1981) rote Heliciden-Mergel mit vulkanogenen Mineralkörnern, weiter SE ein Relikt von Jura-Nagelfluh. Marine goldhaltige Sande und Quarzit-Gerölle der Napf-Schüttung fand er als Füllung der Graupensandrinne im Altholz S von Hemmental. Schon HÜBSCHER hatte NNE von Löhningen, in den Steinäcker, ein kleines Vorkommen festgestellt. Quarzit-Gerölle sind NW von Schaffhausen, auf Emmer- und Längenberg, auf Chlosterfeld und W des Griesbacherhofs verbreitet. Sie bekunden — neben einer Hebung des Randens um 600—700 m — eine seither erfolgte Eintiefung der Täler um 250 m.

Die Sprunghöhe der zwischen der Ablagerung der Oberen Meeres- bzw. Oberen Süßwassermolasse und jener des älteren Pleistozäns aktiven Randen-N-Schienerberg-N-Verwerfung bewegt sich um 100 m. Zwischen Hohem Randen und Wiechs hat sich diese aufgespalten (SCHALCH 1916K) und Hoftal, Lölitobel und Schlauch vorgezeichnet. Daß auch die NW—SE verlaufenden Verwerfungen im SW-Randen jünger sind als die jüngste Meeresmolasse, ergibt sich aus dem isolierten Vorkommen N des Beringer Randens; sie sind mitverantwortlich für die Anlage des Lieblosen-Tales.

Die gegen den Randen vorgestoßenen Fronten von Rhein- und Schwarzwald-Eis wirkten in den größten Kaltzeiten abkühlend auf das aufragende Hochland und erhöhten dort die Firnbildung, besonders in N- und E-Expositionen. So waren die Malm-Kuppen:

Hoher Randen (924 m), und — auf Schaffhauser Boden — Hagen (912 m), Uf Neuen (898 m), Schleitheimer Schloßranden (896 m) und Lang Randen (900 m) in der Riß-Eiszeit verfirnt, ist doch die klimatische Schneegrenze auf 850 m zu veranschlagen. Eiszungen hingen ins Hof- und ins Müli-Tal und reichten in den Maximalständen bis Oberbargen und Bargen (Abb. 3 und 4). Hof- und Merishuser Tal sind als Schmelzwasserrinnen zu deuten. Im untersten Teil wurde das Merishuser Tal von Rhein-Eis überfahren; dort tiefte es sich subglazial weiter ein. Oberhalb Merishausen zeichnen sich im Laa- und im Merishuser Tal Stauterrassen ab; rißzeitliches Rhein-Eis muß von Schaffhausen her eingedrungen sein und in den Randen-Tälern einen See und über längere Zeit einen Kaltluftsee gestaut haben (HANTKE 1984b). SCHALCH (1916K) konnte eine Eishöhe von 660 m, HÜBSCHER über der W-Seite des Merishuser Tales anhand von Geschieben — Amphiboliten, Verrucano und Radiolariten — gar eine solche von 700 m belegen.

An Schattenseiten der südwestlichen und nördlichen Randen-Höhen haben sich Firnfelder (Abb. 1 und 5) gebildet; die zugerundeten Kanten sind auf Firn- und Schneegleiten zurückzuführen. Selbst die Rücken Wolfbüel (818 m) — Schönebühl (743 m) N von Bargen, von Rubis—Rotmund (833 m) und weiter N waren wohl auf ihrer N-Seite verfirnt, ebenso die Sattelmulde (805 m) gegen Kommingen, der Paß von Neuhaus sowie die N- und NE-Seiten des Blauen Steins (844 m). Gegen Riedöschingen hat sich eine Abflußrinne und S von Randen-Dorf ein N-exponierter Halbtrichter gebildet.

Durch Eindringen von Rhein-Eis ins Biber-Tal wurde dieses wie auch der Quellast von Wiechs von subgla-



Abb. 4: Beginnende rißzeitliche Schmelzwasserrinne bei Oberbargen; sie führt hinaus in den Sammelstrang des Hoftales, das sich gegen S ins Merishuser Tal fortsetzt (Gemeinde Bargen SH).

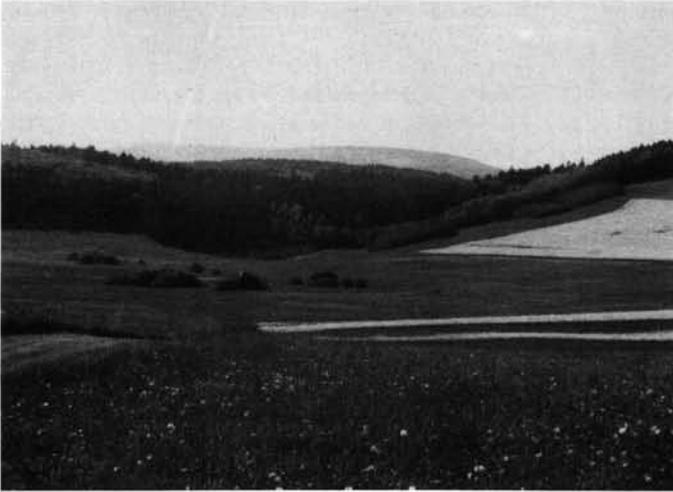


Abb. 5: Das Kumentried ESE von Blumberg, eine rißzeitliche Firnbulde im nördlichen Randen-Gebiet.

ziären Schmelzwässern vertieft. Die nördlichen Randen-Täler reichen mindestens in die Mindel-Eiszeit zurück; ihre Anlagen sind gar noch älter.

Vom Hohen Randen flossen kleine Eiszungen auch gegen W, gegen Beggingen, ab. Unter dem Schwarzwald-Eis haben sich Rinnen eingetieft und im Schleitheimer Tal miteinander vereinigt. Nach dem Abschmelzen des rißzeitlichen Eises sind im westlichen Randen Sackungen niedergefahren.

Der Reiat im Eiszeitalter

Im Riß-Maximum reichte das Rhein-Eis im E im Reiat bis auf die Hochfläche von Wiechs, wo auf 680 m und auf 666 m Schmelzwasserrinnen einsetzen. Durch Lölitobel und Schlauch flossen Schmelzwässer ins Merishuser Tal.

Auf dem Reiat liegt auf 680 m eine höchste Schotterflur mit alpinen Geröllen: Helvetische Mittelkreide, Amphibolite und Hegau-Vulkanite. Beim Reiatthof (678 m) beginnt als höchste Rinne das Hintere Freudental. Eine markantere, rund 45 m tiefere Rinne, das Vordere Freudental, setzt SE von Opfertshofen auf 633 m ein. Bis zur Mündung haben sich beide Täler um 80 m in die Jura-Kalke eingetieft. Seit dem Spät-riß ergäbe sich eine Rate von 0,5 mm/Jahr; hätte die Eintiefung bereits in der ältesten Eiszeit eingesetzt, würde diese nur 0,04 mm/Jahr betragen. In den Schwyzer Alpen ergab sich ein Abtrag von 0,02 mm/Jahr (HANTKE 1982b). Damit dürften die Freudentäler schon vor dem Hoch- bzw. Spät-riß, wohl seit dem Alt-Pleistozän, eingetieft worden sein.

Im frühen Spät-riß stand das Rhein-Eis bis auf die Höhe Lohn—Wiler—Längenberg—Griesbach, so

daß die unteren Freudentäler, das Merishuser Tal bis zur Mündung des Dosten-Tales und das unterste Hemmentaler Tal von Rhein-Eis überdeckt waren (Abb. 1).

Im östlichen Reiat nehmen nächsttiefere, allenfalls würmzeitliche Rinnen, ihren Anfang auf 580 m und verlaufen NW von Cherzenstübli und Setzi. Die markantesten zeichnen sich im Churzloch—Langloch ab; sie beginnen um 495 m und werden bis gegen Schaffhausen von unter das Eis ins Fulach-Tal abtauchenden Rinnen abgelöst.

Rundhöcker haben sich vor allem zwischen den subglazialen Abflußrinnen NE und N von Schaffhausen ausgebildet. Dort haben sich die N und S des Gailinger Rauhenbergs gegen W abgeflossenen Rhein-Gletscherarme wieder vereinigt, sind gegen die mündenden Randen-Täler vorgestoßen und haben darin zeitweise Eis- und Kaltluftseen aufgestaut. Von Zeit zu Zeit sind die Stauseen durchgebrochen und haben an tiefere Eisrandlagen Schotterfluren geschüttet (A. PENCK 1896; J. HÜBSCHER 1951, 1961K; HANTKE in HOFMANN & HANTKE 1964; HOFMANN 1977, 1981, in HOFMANN & H. HÜBSCHER 1977; SCHINDLER 1982, 1985). In jüngeren Ständen sind ältere Rinnen erneut benutzt worden. Dabei hat besonders das Fulach-Tal als Sammelader gedient.

Die bewaldete Hochfläche des Bohls (786 m) SW von Wiechs ragte über das Eis empor. Der Lösungsabtrag dieser Malm-Kuppe mag über das ganze Eiszeitalter maximal 50 m betragen haben. Auf der NE-Seite dürften sich kleinste Firnfelder gebildet haben; an ihren S-Hängen dagegen konnte — wie an S-Lagen des Randen — eine Reliktflora aus der jüngsten Tertiärzeit überdauern (HANTKE 1984b, sowie Abb. 1).

Schriftenverzeichnis

- DIETRICH, W. (1904): Älteste Schotter auf der Strecke Immendingen—Ulm — N. Jb. Min. etc., B-Bd. 19: 1—39; Stuttgart.
- HANTKE, R. (1978, 1980, 1983): Eiszeitalter 1, 2, 3 — Thun (Ott).
- HANTKE, R. (1982a): Die Molasseablagerungen im Schweizer Mittelland — NZZ 203/15: 65—66; Zürich.
- (1982b): Zur Talgeschichte zwischen Prugel- und Klausenpaß — Ber. schwyz. natf. Ges., 8: 3—12; Einsiedeln.
- (1984a): Zur Morphogenese des unteren Sihl- und des Reppischtals (Kt. Zürich) — Ber. Skripten, 17: 1—5; Zürich (Geogr. Inst. ETH).
- (1984b): Vermochten an nie vereisten Lagen des Randen (Kanton Schaffhausen und badische Grenzgebiete) jüngsttertiäre Florenrelikte die Eiszeiten zu überdauern? — *Eclogae geol. Helv.*, 77/3: 707—719; Basel.
- (1985a): Histoire du relief et des cours d'eau entre le Rhin et le Danube (Canton de Schaffhouse et région limitrophes badoises) — Bull. AFEQ, 1985/2—3: 141—149; Paris.
- (1985b): Die jüngere Landschaftsentwicklung in der Nordschweiz. — Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 32 (1981/84): 123—157; Schaffhausen. Als Sonderdruck 1982.
- HOFMANN, F. (1959): Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken — Jb. st. gall. natw. Ges., 76 (1956—1958): 49—76; St. Gallen.
- (1967): Über die Tertiärbildungen im Kanton Schaffhausen — Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, 28 (1963/67) 1—39; Schaffhausen.
- (1968): Zur Geologie des Durachtals — In: Das Durachtal — Festschr. Ernst Lieb: 21—26; Schaffhausen (Mus. Allerheiligen).
- (1977): Neue Befunde zum Ablauf der pleistocänen Landschafts- und Flußgeschichte im Gebiet Schaffhausen—Klettgau—Rafzerfeld — *Eclogae geol. Helv.*, 70: 105—126; Basel.
- (1981): Blatt 1031 Neunkirch — Geol. Atlas Schweiz 1 : 25'000 mit Erläuterungen — Schweiz. geol. Komm.; Basel.
- (1985): Waschgold in der Molasse, in pleistozänen Ablagerungen und in rezenten Bächen und Flüssen der Ostschweiz. — *Eclogae geol. Helv.*, 78/3: 433—450; Basel.
- & HANTKE, R. (1964): Erläuterungen zu Blatt 1032 Diessenhofen mit Anhängsel von Blatt 1031 Neunkirch — Schweiz. geol. Komm.; Basel.
- & HÜBSCHER, H. (1977): Geologieführer der Region Schaffhausen — Schaffhausen (Rotary Club).
- HÜBSCHER, J. (1943): Neue geologische Beobachtungen in der Umgebung von Schaffhausen — Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, 18 (1943): 1—9; Schaffhausen.
- (1946): Über eine Moräne der größten Vergletscherung im Schleithemertal — Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, 20 (1945): 12—13; Schaffhausen.
- (1951): Über Quellen, Grundwasserläufe und Wasserversorgungen im Kanton Schaffhausen — Njbl. natf. Ges. Schaffhausen, 3; Schaffhausen.
- HÜBSCHER, J. (1958): Vom Randen — Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, 26 (1955/58): 170—180; Schaffhausen.
- (1961K): Blatt 1032 Diessenhofen mit Anhängsel von Blatt 1031 Neunkirch — Geol. Atlas Schweiz 1 : 25'000 — Schweiz. geol. Komm.; Basel.
- LINIGER, H. (1966): Das plio- und altpleistozäne Flußnetz der Nordschweiz — Regio Basil., 7: 158—177; Basel.
- MANZ, O. (1934, 1935): Die Ur-Aare als Oberlauf und Gestalterin der pliozänen Oberen Donau — Hohenzoll. Jh., 1: 113—160, 187—227; Hechingen.
- PENCK, A. (1896): Die Glacialbildungen um Schaffhausen und ihre Beziehungen zu den praehistorischen Stationen des Schweizerbildes und von Thayingen — Denkschr. schweiz. natf. Ges., 35: 157—179.
- PFANNENSTIEL, M. & RAHM, G. (1963): Die Vergletscherung des Wutachtals während der Rißeiszeit — Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br., 53: 5—61; Freiburg i. Br.
- , — & MOLL, W. (1966): Nochmals zur Vergletscherung des Wutachtals während der Rißeiszeit — Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg 8: 63—85; Freiburg i. Br.
- RAHM, G. (1981a): Die rißeiszeitliche Vergletscherung des Südschwarzwaldes, der Baar und der westlichen Schwäbischen Alb (Baden-Württemberg) — Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, 23: 7—14; Freiburg i. Br.
- (1981b): Die ältere Vereisung des Schwarzwaldes und der angrenzenden Gebiete. — In: E. LIEHL & H. SICK (Hrsg.): Der Schwarzwald — Beiträge zur Landeskunde: 36—58; — Buhl.
- RUSSENBERGER, H. (1984): Der Randen — Werden und Wandel einer Berglandschaft — Njbl. natf. Ges. Schaffhausen, 36; Schaffhausen.
- SCHALCH, F. (1908): Blatt Nr. 133 (8116) Bonndorf — Geol. Spezialkarte Großherzogtum Baden 1 : 25'000, mit Erläuterungen — Bad. Geol. Landesanst. — Neudruck 1984.
- (1912K): Blatt Nr. 144 (8216) Stühlingen — Geol. Spezialkarte Großherzogtum Baden 1 : 25'000, mit Erläuterungen — Bad. Geol. Landesanst. u. Schweiz. geol. Komm.; Basel. Neudruck 1984.
- (1916K): Blatt 145 (8217) Wichs — Schaffhausen — Geol. Spezialkarte Großherzogtum Baden 1 : 25'000, mit Erläuterungen — Bad. Geol. Landesanst. u. Schweiz. geol. Komm.; Basel.
- & GÖHRINGER, K. (1917, 1921): Blatt 158 (8317): Jestetten-Schaffhausen — Geol. Spezialkarte Großherzogtum Baden 1 : 25'000, mit Erläuterungen — Bad. Geol. Landesanst. u. Schweiz. geol. Komm.; Basel.
- SCHINDLER, C. (1982): Baugrundkarte Schaffhausen 1 : 10'000, Blatt 1, 2, — Beitr. Geol. Schweiz, Kl. Mitt., 73; Basel.
- (1985): Geologisch-geotechnische Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung (Erläuterungen zu den Baugrundkarten) — Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, 32 (1981/84): 1—119; Schaffhausen.
- SCHREINER, A. & METZ, B. (1985): Exkursionsführer I Südschwarzwald, Oberschwaben/Bodensee, südliches Oberrheingebiet — Deutsche Quartärvereinigung (DEUQUA) — Hannover.

Stellungnahme von Herrn A. SCHREINER zum vorstehenden Beitrag von Herrn R. HANTKE

Herr HANTKE bleibt bei der auf Lesesteinfunden beruhenden Vorstellung, daß Schwarzwaldeis sei in der Rißzeit bis an den Westrand der Schwäbischen Alb und des Randes vorgedrungen. Ablehnende Stellungnahmen von PAUL (1965, 1966 u. 1969) und von SCHREINER & MÜNZING (1979) berücksichtigt er nicht.

Mit der Methode, von der Erosion umgriffene Hügel in den Tonsteinserien des Unteren und Mittleren Juras als glazigene Rundhöcker anzusehen, könnte man Gletschereis bis ins Neckarland bei Stuttgart laufen lassen. Dasselbe gilt für glazigen gedeutete Überschiebungen, wie sie stellenweise im Albvorland zu beobachten sind.

*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. A. SCHREINER, Geolog. Landesamt Baden-Württemberg, Albertstr. 5, D—7800 Freiburg i. Br.

Der von HANTKE erwähnte Moränenrest bei Neuwis W Hoher Randen wurde aufgesucht. Es gibt hier am steilen Stufenrand des Randes durch Erosion und Rutschungen geformte Hügel und Rutschwälle, die man aber nicht als Moräne deuten kann, da glazigen transportiertes Material gänzlich fehlt.

Zu den Geschieben (Lesesteinen) auf dem First im Südschwarzwald (Fußnote bei HANTKE) ist anzumerken, daß die neue und intensive quartärgeologische Untersuchung dieses Gebietes durch RAMSHORN und WENDENBOURG (Deuqua-Exkursionsführer 1985) den Rand des rißzeitlichen Schwarzwaldeises mit Hilfe von Grabungen und dadurch gemachten Funden von anstehender Moräne sicher nachweisen konnten — und dieser Rand liegt 1,5 km nördlich vom First. Die genannten Bearbeiter konnten feststellen, daß sich die Lesesteine auf dem First im Bereich früherer Feldwege häufen und somit als Kulturschotter zu deuten sind.

Antwort von Herrn HANTKE auf die Stellungnahme von Herrn SCHREINER

Die Stellungnahme von Herrn SCHREINER bedarf einiger Richtigstellungen. Die von ihm angeführten Zitate sind mir bekannt; PFANNENSTIEL & RAHM haben auf jene PAULS entgegnet. Bei Lesestein-Funden wird die Möglichkeit von Kulturschutt stets erwogen. Die Funde stehen meist in Verbindung mit weiteren Kriterien: Schmelzwasserrinnen, Rundhöckern, Moräne mit eingeschlossenen Erratikern, die bei würmzeitlichem Frostwechsel im Lockermaterial ertranken, während kleinere Geschiebe an die Oberfläche geschafft wurden. Auf Chilch (600 m) SE von Schleithelm haben schon PFANNENSTIEL & RAHM (1963) welche erwähnt, und auch HOFMANN (1981) gibt dort alpine und Schwarzwald-Geschiebe an, die eine Mindest-Eishöhe belegen.

Die Unterdogger-Rundhöcker E der Siblingerhöhe werden abgebaut; sie zeigen Schichtaufbau, diskordante Eisüberprägung und — in Dellen — Fetzen von Rhein-Moräne und können nicht mit „ähnlichen Formen“ im Neckarland verglichen werden.

Bei Neuwis werden nicht die Rutschwälle, sondern die teils überschütteten und durch die Rutschung freigelegten Gleitflächen als Lokalmoräne gedeutet und ihr Stau auf zurückschmelzendes Schwarzwald-Eis zurückgeführt. Daß dieses viel weiter vorgestoßen ist, als Herr SCHREINER wahrhaben will, konnte in Baugruben-Aushüben mit bis $\frac{1}{4}$ m³ großen Blöcken längs des SE-Randes des Schwarzwaldes mehrfach beobachtet werden. Auch die über mehrere m aufgeschlossene Decke über dem Porphy E von Krenkingen mit ihren zugerundeten Geschieben kann nur als Moräne gedeutet werden.

Der von Herrn SCHREINER N von First erwähnte Eisrand stimmt; nur war dieser — wie die eisrandnahen Schotter im Friedhofshügel von Birndorf — nicht der äußerste, was auch die Situation N von Schachen bestätigt. Die Geschiebe-Aufsammlungen von PFANNENSTIEL & RAHM mit relativ frischem Kristallin erfolgten schon vor dem Ausbau des heutigen Netztes.

R. HANTKE

Die Älteren Schotter am Schwarzwaldwestrand, ihre Verbreitung, Genese und stratigraphische Stellung

GABY ZOLLINGER *)

Critical review, gravel, terraces, petrographical analysis,
granulometry, pollen diagram, Middle Pleistocene, Riß glaciation
Upper Rhine Valley (Freiburg-Müllheim region), Baden-Württemberg
TK 25: Nr. 8012, 8013, 8112

Kurzfassung: Die Älteren Schotter sind an den Fußflächen des Schwarzwaldwestrandes unter würmzeitlichen Lößlehmdecken auf den Interfluvien relikthaft verbreitet. Sie setzen sich aus fluvialen Umlagerungsprodukten von periglazialen Hangschutt und Moräne zusammen und sind in der Rißkaltzeit abgelagert worden. Durch würmzeitliche und holozäne Flußsysteme werden sie beständig abgetragen und umgelagert. Im Norsinger Ahabach hat sich im jüngeren Holozän eine Rinne in die Hochterrasse lokal eingetieft, wobei ein mehrfacher Wechsel von Tiefenerosion und Akkumulation stattgefunden hat. In der Vorbergzone können die Älteren Schotter dort, wo sie das Liegende von mehrgliedrigen Löß-Boden-Sequenzen bilden, mit Sicherheit ins Präriß gestellt werden. Eine genaue zeitliche Datierung in diesem Raum kann jedoch solange nicht gegeben werden, bis eine befriedigende Chronostratigraphie Breisgauer Lösses vorliegt.

[The Older Gravels on the Western Slope of the Black Forest — their Distribution, Genesis and Stratigraphical Position]

Abstract: The older gravel is distributed at the pediment of the western slope of the Black Forest lying under a loess-loam cover of the Würm period and were found as relicts between the valleys. It consists of fluvial sediments from periglacial debris and moraine which were deposited during the Riss Age. It is constantly eroded and redistributed by means of river systems of the Würm and Holocene Age. Since the early period of the Holocene, a channel cuts locally through the high-lying terrace in Norsinger Ahabach, whereby a repeated change between downcutting and accumulation took place. At the foothills, the older gravel was deposited with certainty in the Pre-Riss Age, where it forms underlying stratum of loess-soil-sequence.

*) Anschrift der Autorin: Dr. GABY ZOLLINGER, Geographisches Institut der Universität Basel, Klingelbergstr. 16, CH — 4056 Basel.

1. Einleitung

Unter dem Begriff Ältere Schotter, den STEINMANN (1893: 92) in die Literatur einführt, versteht man zum einen pleistozäne Ablagerungen meist alpiner Herkunft, die in der Obertheinebene unter frischen würmzeitlichen Kiesen und Sanden liegen, und zum anderen Ablagerungen, die vom Schwarzwald her gegen die Obertheinebene geschüttet wurden. Der Inhalt dieses Beitrages beschäftigt sich ausschließlich mit den schwarzwaldbürtigen Ablagerungen.

2. Zusammensetzung und Aufbau

Im Untersuchungsgebiet, das sich von Freiburg bis Müllheim erstreckt (Abb. 1), konnten die Älteren Schotter an zwei Aufschlüssen näher untersucht werden, in der Pfefferlessandgrube in Au (1) und im Norsinger Ahabach bei Ehrenstetten (2).

Dort sind die Schotterkörper aufgebaut aus Kiesen, Steinen und Blöcken bis zu 0,5 m Durchmesser, die meist schichtungslos in einer grusig-sandigen, stellenweise lehmigen Matrix verbacken sind. Die Feinerde besteht aus den Zerfallsprodukten der Gesteine und aus aufgearbeitetem, transportiertem Grundgebirgszersatzmaterial. Die meisten Gerölle sind kantig bis kantengerundet, einige rund und abgeplattet. Die Schotter sind meist sehr stark zersetzt, einige Blöcke in situ völlig verwittert, so daß sie dem Schotterverband nicht mehr zu entnehmen sind. Nur die Umriss- und die Schieferungsflächen sowie die Fältelungsstrukturen bei Anatexiten heben sie von der helleren Grundmasse ab. Sie sind aus Graniten, Gneisen,

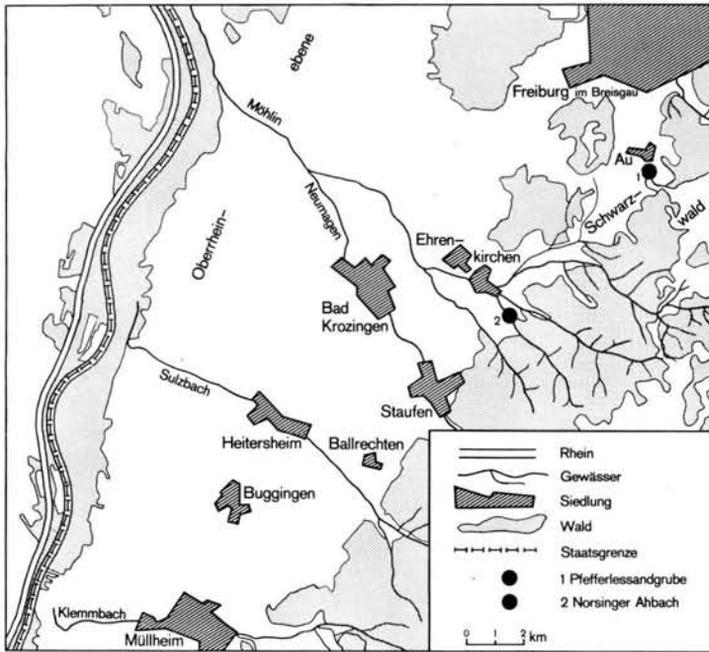


Abb. 1: Lageplan der untersuchten Aufschlüsse.

Porphyren und Gangquarzen zusammengesetzt. Im Norsinger Ahabach wurde ferner ein Hauptbuntsandsteingeröll gefunden (Tab. 1). Die Gneise sind am stärksten zersetzt, sie zerfallen nach der Entnahme bei weichem Hammerschlag in Grus und Sand. Die Porphyre und Granite sind in ihrem Kern noch fest, entlang von feinen Haarrissen haben sich Eisen- und Manganoxyle abgelagert. Die Gangquarze sind im Ganzen noch frisch und unverwittert. An der Basis der größeren Steine und Blöcke befindet sich häufig Feinsand oder eine dunkelrotbraun gefärbte Lehmkappe.

Tab. 1: Petrographische Zusammensetzung der Älteren Schotter in den untersuchten Aufschlüssen

	Pfefferlesandgrube	Norsinger Grund
Granite	52,3 %	55,9 %
Gneise	32,2 %	17,1 %
Porphyre	12,8 %	13,5 %
Gangquarze	2,7 %	12,6 %
Buntsandstein		0,9 %

3. Verbreitung

Die Schotterfluren beginnen an den Fußflächen des Schwarzwaldwestrandes in einer Höhenlage von 300–400 m ü. NN mit einer Mächtigkeit von 3–6 m. Bohrungen und Aufschlüsse zeigten, daß ihre Verbreitung auffällig gekoppelt ist an die Vergugsungszone des Grundgebirges (Abb. 2,2). Diese Vergugsungszone, die SCHILLING & WIEFEL (1962: 435) Zersatzzone genannt haben, läßt sich bis in eine Tiefe von 28 m verfolgen. Sie entspricht möglicherweise einem unter tertiären Klimabedingungen gebildeten und pleistozän gekappten Unterboden, der von den Älteren Schotter plombiert und damit vor der weiteren Abtragung geschützt worden ist.

Die Schotter haben eine scharfe östliche Verbreitungsgrenze, die zwischen Staufen und Freiburg mit einem Gefällsknick am Hang zusammenfällt. An diesem Gefällsknick grenzt die Vergugsungszone an das anstehende Kristallin (Abb. 2, 1) die Älteren Schotter werden von periglazialen Solifluktionsschuttdecken (7) abgelöst, die die Hänge überziehen. Sie haben somit keine Verbindung mehr zu ihrem Ursprungsgebiet. Die petrographische Zusammensetzung und der geringe Rundungsgrad der Schotter zeigt jedoch, daß sie nur wenige Kilometer aus dem Gebirge transportiert wurden und ihr Einzugsgebiet im unmittelbaren Hinterland ihrer Ablagerung zu suchen ist.

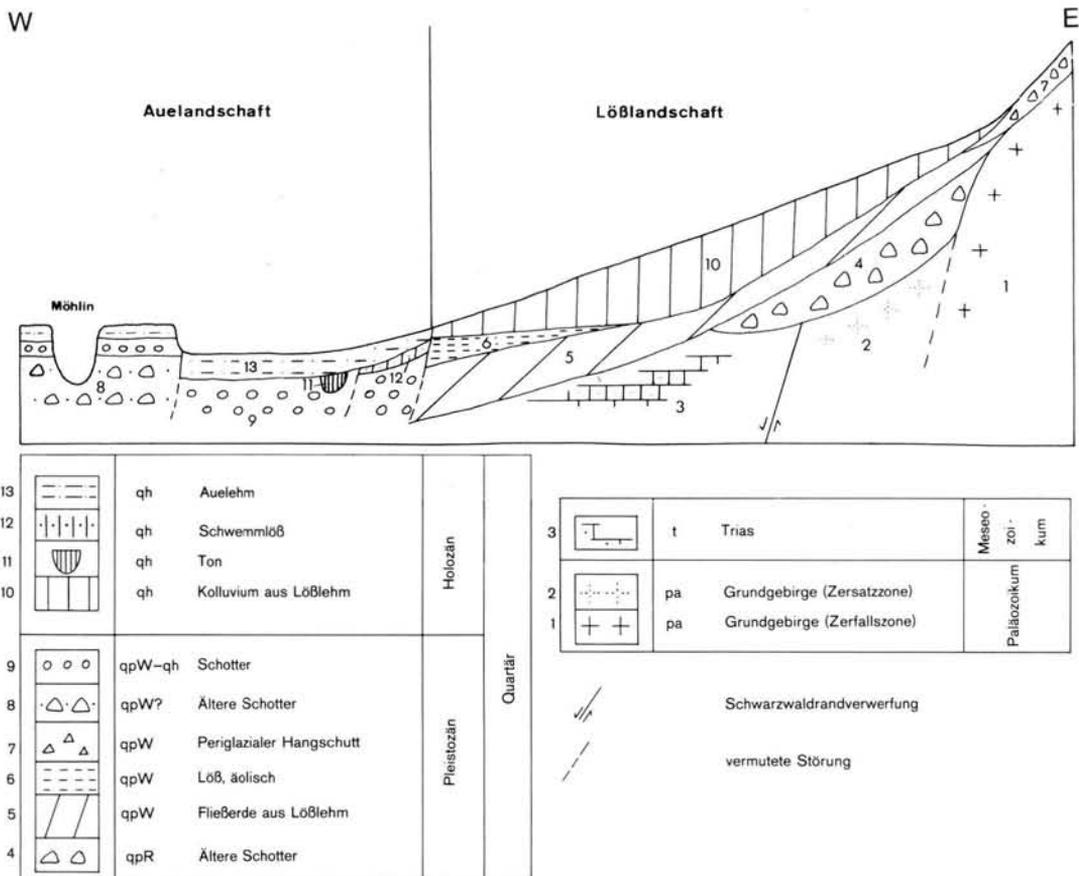


Abb. 2: Geomorphologisch-geologisches Summenprofil für die Fußfläche des Schwarzwaldwestrandes im Untersuchungsgebiet.

An den Fußflächen des Schwarzwaldwestrandes werden die Schotter von mächtigen Lößlehmdecken überlagert, die in ihrem basalen Teil (Abb. 2, 5) mehrfach solifluidal und in ihrem hangenden Abschnitt (10) kolluvial verlagert worden sind. In der Vorbergzone lagern sie unter der Niederterrasse (9) oder unter mächtigen mehrgliedrigen Löß-Boden-Sequenzen, wie u. a. die Arbeiten von BRONGER in der Ziegelei-grube von Heitersheim (1966) oder vom Hahnengraben in Buggingen (1969) gezeigt haben. Ihre Mächtigkeit beginnt am Schwarzwaldwestrand mit 3—6 m und erreicht in der Oberrheinebene in der Kalibohrung Buggingen III (SCHREINER 1981: 316f, Bohrung 93a, 71 m). Die Schotterbasis senkt sich zwischen Ballrechten und Heitersheim (vgl. Abb. 1) auf 800 m Entfernung um 45 m ab. Das entspricht einem Gefälle von 5,7 % (SCHREINER 1981: 176).

4. Genese

Die hohe Mächtigkeit der Ablagerungen am Schwarzwaldwestrand, die Schichtungslosigkeit, der hohe Anteil an Blöcken sowie die Überlagerung mit Niederterrassematerial und mächtigen würmzeitlichen Lößlehmdecken (vgl. Abb. 2, 5) sprechen für eine kaltzeitliche Genese der Älteren Schotter. Meine Kartierungsarbeiten im Raum Ehrenstetten haben gezeigt, daß sie durch würmzeitliche und holozäne Flußsysteme beständig abgetragen und umgelagert werden. Erhalten geblieben sind die Schotter auf den Interfluvien, auf flachgeneigten, lößlehmüberkleideten Abdachungsriedeln. Vor allem fluviale Prozesse während der Würmkaltzeit haben zu einer weitgehenden Abtragung der Schotter geführt, so daß die ehemals wohl zusammenhängende Decke von Älteren Schottern in einzelne Sporne und Flächen zerschnitten ist.

STEINMANN (1893: 76ff) hält sie aufgrund der ausgedehnten deckenartigen Verbreitung und der geringen

Zurundung sowie der häufig plattig ausgebildeten Gerölle trotz des Fehlens von gekritzten Geschieben für rißzeitliche Grundmoräne mit örtlich fluvialer Überprägung. RAHM (1980: 49) gelangt am Ostrand von Ehrenstetten zu derselben Auffassung wie STEINMANN, wohingegen SCHMIDLE (1933: 9) und GUENTHER (1938: 73) die Ablagerungen für breite Schuttfächer halten, die unter periglazialen Klimabedingungen bei ausreichender Reliefenergie und geringer Wasserführung während der frühsommerlichen Schneeschmelze an den unteren Schwarzwaldhängen abgelagert worden sind. Eine moränale Genese wird von diesen beiden Autoren ausgeschlossen, weil die Älteren Schotter in einen Fein- und Steinboden gegliedert werden können.

Im Untersuchungsgebiet fehlen eindeutige Grund- und Endmoränenablagerungen sowohl von der Würm- als auch von der Rißkaltzeit. Kräftige Abtragungsvorgänge, durch die hohe Reliefenergie bedingt, haben somit die Zeugen der Vergletscherung ausgeräumt. Vielmehr sind die Hänge mit periglazialen Solifluktionsschuttdecken überkleidet (vgl. Abb. 2, 7).

RAHM (1969: 269ff) nimmt für den Schwarzwald eine rißzeitliche Schneegrenze von 700 m Höhe an. Wegen des geringen Einzugsgebietes der Schotter am Norsinger Grund, die vom Maistollen (834 m) her geschüttet wurden, ist eine rißzeitliche Vergletscherung bis in eine Meereshöhe von 200 m, wo die Älteren Schotter östlich von Ehrenstetten unter Möhlinkiesen lagern,

sehr unwahrscheinlich (vgl. Abb. 2, 8 und 9). Korngrößenanalysen aus der Feinerde der Schotter zeigen ein sehr enges Körnungsspektrum (Abb. 3), das aus über 80 % Sand besteht und jeweils nur geringe Schluff- und Tonanteile besitzt. Diese sind m. E. auf kryoklastischen Zerfall und postsedimentäre Verwitterungsvorgänge zurückzuführen. Um nun die Genese der Schotter zu klären, wurde ihre Form untersucht. Die Gerölle können in zwei Formengruppen gegliedert werden:

- 1) in eckige, kantige bis scharfkantige Steine mit Abrollungsgraden (nach LÜTTIG 1956: 14) von 2—8 % und
- 2) kantengerundete Gerölle mit mindestens einer völlig flachen, ebenen Fläche, trapezförmigem Aufbau und Abrollungsgraden von 10—20 %.

Da diese Unterschiede innerhalb einer Gesteinsart auftreten, kann für die stärker zugerundeten Schotter ein längerer Transportweg angenommen werden. Die glattgeschliffenen Flächen sowie die trapezförmige Gestalt der Steine stimmt in auffälliger Weise mit dem Habitus von Grundmoränenmaterial vom Titisee überein. Obwohl der Nachweis von Gletschern durch Moränen im Arbeitsgebiet weder für die Würm- noch für die Rißvereisung erbracht wurde, scheint doch die Form der Schotter eine glazifluviale Überprägung anzudeuten. Die Schotter sind nach diesen Beobachtungen aus fluvialen Umlagerungsprodukten von Hangschutt sowie fluvialen Geröllen zusammengesetzt, bei

KORNVERTEILUNG (Summenlinie)

Klassifikation nach DIN 4022

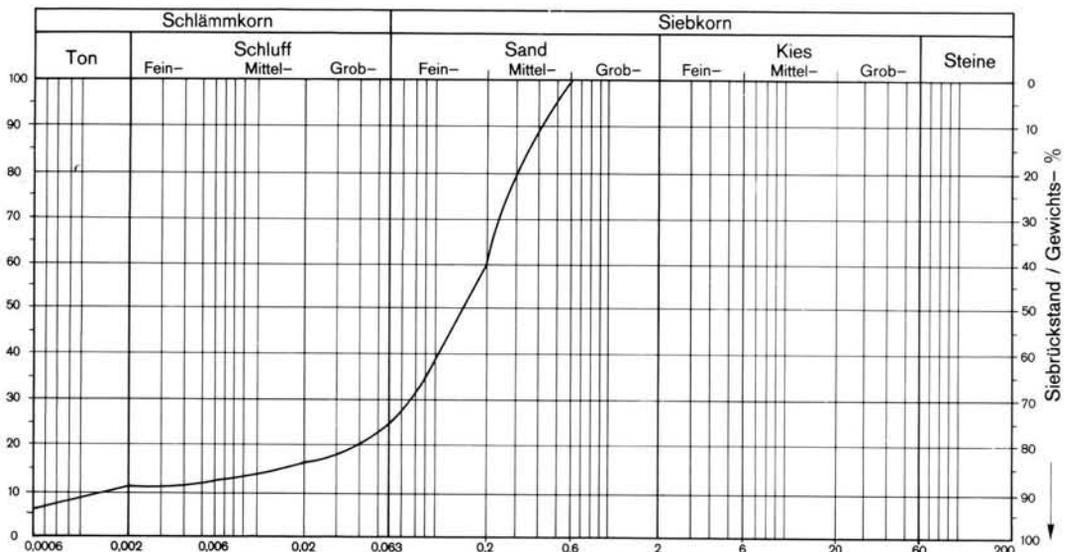


Abb. 3: Korngrößenzusammensetzung der Älteren Schotter im Norsinger Ahabach (vgl. Abb. 4, 2).

denen ein moräner Transport nicht ausgeschlossen werden kann. Quantitativ überwiegen die ersten.

F a z i t : Somit haben einzelne Bäche mit Wurzeln im Gebirgsbereich nach Verlust der kinetischen Energie ihre Schotterlast schuttfächerartig an den unteren Schwarzwaldhängen abgelagert. Diese Schuttfächer haben sich zu einer zusammenhängenden Decke verzahnt, die die Westhänge des Schwarzwaldes bis in die Oberrheinebene überdeckten. Durch nachträgliche Erosion in der Würmkaltzeit und im Holozän wurden sie in einzelne Sporne und Terrassenflächen gegliedert, die durch sie überlagernde mächtige Lößlehmdecken geomorphologisch überprägt werden, so daß im rezenten Georelief die Terrassennatur der Ablagerung nicht mehr nachvollziehbar ist.

5. Zeitliche Stellung

Ebenso wie über die Genese der Älteren Schotter, gibt es auch über ihre zeitliche Stellung eine große Meinungsvielfalt. Zur Darstellung der verschiedenen zeitlichen Einordnungen der Älteren Schotter soll ein Aufschluß im Norsinger Ahabach (Abb. 1, 2; TK 25: 8012, RW: 3407, 725, HW: 4708, 200) östlich von Ehrenstetten, herangezogen werden, der seit STEINMANN (1893: 79) in der Literatur beschrieben ist. STEINMANN hielt die Schotter für rißzeitliche Grundmoräne (Tab. 2), wobei er die Auffassung vertrat, daß die rißzeitlichen Gletscherzungen bis in eine Meereshöhe von 200 m in der Staufferen Bucht reichten. Die hangenden Schotter hielt er für Hochterrasse. GUENTHER stellt die schuttfächerartigen Ablagerungen in seinen jüngeren Arbeiten (1938: 74, 1948: 59) ebenfalls in Riß, ordnet dann aber den basalen Schotterkörper ins Mindel (1951: 95). Nach meinen Untersuchungen ist der liegende Schotter im Norsinger Ahabach (Abb. 4, 2) in der Rißkaltzeit abgelagert worden, während der hangende im Holozän umgelagert worden ist.

In der Vorbergzone lagern die Schotter unter mächtigen, mehrgliedrigen Löß-Boden-Sequenzen. BRONGER (1966: 64) hält sie in der Ziegelei von Heitersheim für mittel- bis altpleistozän und schließt im Hahnengraben von Buggingen (1969: 114) ein präpleistozänes Alter nicht aus. Die Untersuchungen in Hülgelheim (ZOLLINGER 1985: 129ff) haben gezeigt, daß die Älteren Schotter mit Sicherheit ins Präriß gestellt werden können. Eine genauere Datierung in diesem Raum ist jedoch solange nicht möglich, bis eine befriedigende Chronostratigraphie der Breisgauer Löss vorliegt.

Der Aufschluß im Norsinger Ahabach (Abb. 6) wurde zur Klärung der Altersstellung der Älteren Schotter am Schwarzwaldwestrand erneut untersucht und beprobt. Der Aufschluß befindet sich am Zusammen-

Tab. 2: Zeitliche Stellung der Älteren Schotter im Norsinger Ahabach nach verschiedenen Autoren

Autor	Höhenlage	Profilaufbau	Zeitliche Stellung
STEINMANN (1893)	290—300 m	Schotter, darüber Lehm ungeschichtete Blockanhäufung aus Gneis und Quarzporphyr Gneis	Riß
GUENTHER (1938/48)		Älterer Lehm Kalkhaltige Sande Ältere Schotter Tone	Riß
GUENTHER (1951)		Älterer Höhenlehm Lehm mit Schotter Kalkhaltige Sande und Schluffe Ältere Schotter	Mindel
ZOLLINGER (1984)	270—320 m	Auelehm Geschichtete Schotter und Sande Ungeschichtete Schotter Grundgebirgszersatz	Holozän Riß

fluß von Lehenmattenbächle und Norsinger Ahabach, die sich beide in tiefen Tobeln eingeschnitten haben. Der Norsinger Ahabach hat in hangwärtiger Position eine 6—8 m tiefe Schlucht gebildet (ZOLLINGER 1984: 82, Abb. 25). Die Schwarzwaldrandverwerfung quert genau am Aufschluß diese Schlucht.

Die Schichtenfolge beginnt mit Grundgebirgszersatzmaterial (Abb. 4, 1). Die völlige Zersetzung des Kristallins an dieser Stelle kann wohl in erster Linie auf tektonische Prozesse zurückgeführt werden. Durch eine große Erosionsdiskordanz getrennt, folgt hangend ein mächtiges Paket aus Älteren Schottern (2). Die Gerölle sind ohne erkennbare Einregelung schichtenlos in einer grusig-sandigen Matrix verbacken. Die Schotter sind völlig zersetzt, einige Blöcke nur noch an ihren Umrisen erkennbar. Hangend folgt ein Horizont aus Älteren Schottern (Abb. 4, 4), der

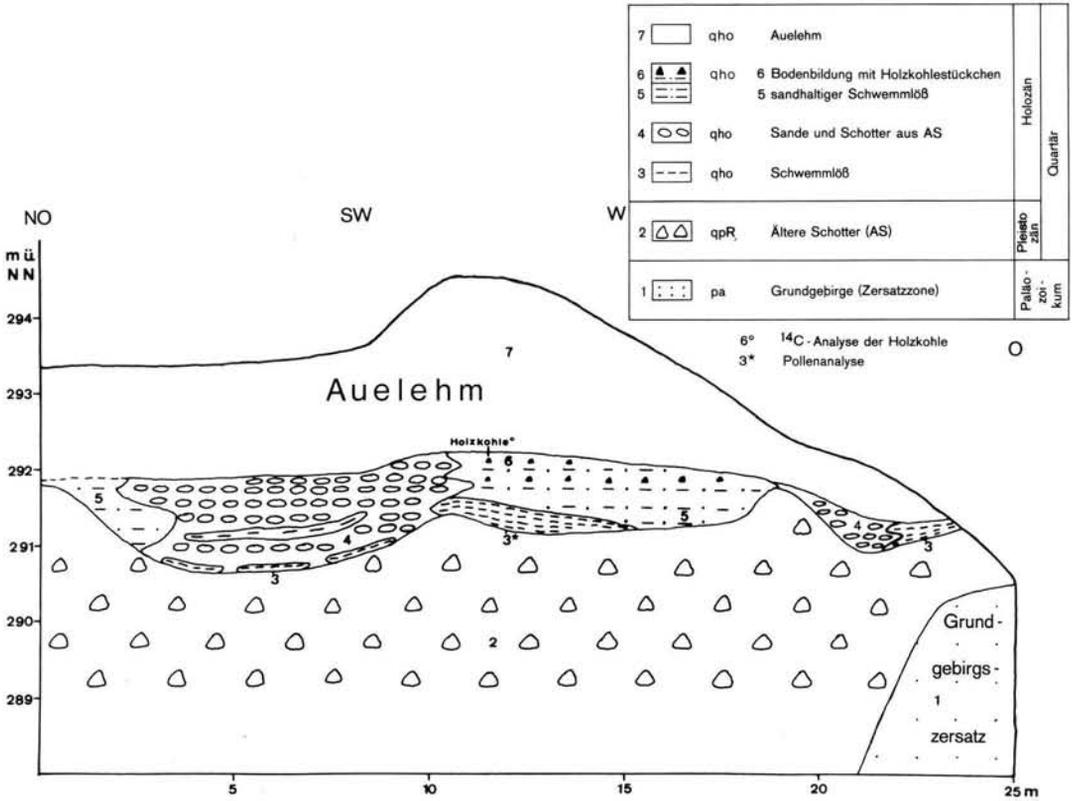


Abb. 4: Der Aufschluß Norsinger Ahabach.

Schrägschichtung, Dachziegellagerung und einen guten Sortierungsgrad aufweist. Es handelt sich um die gleichen Schotter wie im basalen Abschnitt, nur sind die Gerölle kleiner, und es fand durch den erneuten fluvialen Transport eine gewisse petrographische Sortierung zugunsten der weniger verwitterten Bestandteile statt. Die Besonderheit dieses Horizontes

besteht nun darin, daß sich in Schwemmlößpartien (5) ein Boden erhalten hat, dessen Humushorizont Holzkohle (6) enthält. 35 Holzkohlepartikel wurden von Dr. W. SCHOCH (Labor für Quartäre Hölzer, Birmensdorf, Schweiz) auf ihre Artenzusammensetzung untersucht (Tab. 3). Die nachgewiesenen Holzarten weisen auf einen warmen Zeitabschnitt hin, der jedoch nicht genauer bestimmt werden konnte. Eine ¹⁴C-Analyse von den Holzkohlepartikeln ergab ein konventionelles ¹⁴C-Alter von 2420 ± 90 BP (KI-2155) und ein dendrochronologisch korrigiertes Alter von 790—260 v. Chr. (KLEIN u. a. 1982: 137). Vegetationsgeschichtlich bedeutet dieses Alter, daß der Oberboden ins Ältere Subatlantikum gestellt werden darf.

Tab. 3: Baumartenzusammensetzung von Holzkohlepartikeln aus dem Humushorizont (6) im Norsinger Ahabach

Arten	Anzahl
<i>Salix</i> sp.	13
<i>Corylus avellana</i>	12
<i>Betula</i> sp.	6
<i>Alnus</i> sp.	3
<i>Acer</i> sp.	1

Aus einer Profilsäule von 120 cm wurden im 15 cm Abstand sieben Proben für pollenanalytische Untersuchungen aus den Schichten 3, 5, 6 (Abb. 4) entnommen. Nur die Probe sieben aus der Schwemmlößschicht (3) enthielt ausreichend sporogenes Material. Das Pollenspektrum zeigt folgendes Bild (Abb. 5): *Fagus* ist mit 32,0 % und *Alnus* mit 28,1 % codominant, während *Abies* mit 16,3 % subdominant ist. *Ulmus* fehlt vollständig und die Eichenmischwald-

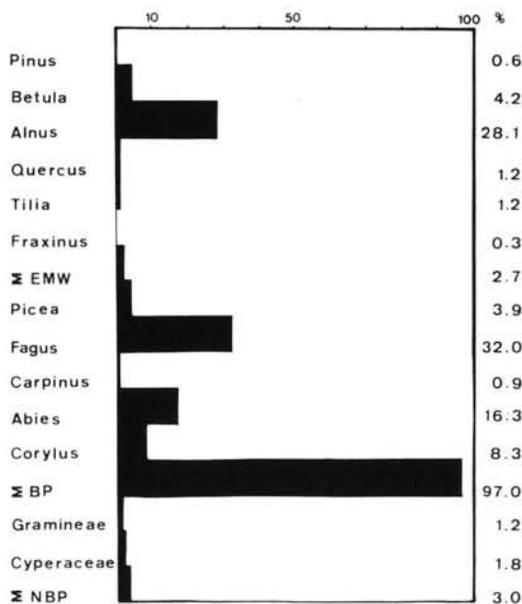


Abb. 5: Pollenspektrum aus dem Schwemmlöß (3) im Norsinger Ahabach. Die Werte beziehen sich auf die Summe von Baumpollen und Nichtbaumpollen. Gezählte Pollenkörner: 337.

werte betragen nur 2,7%. Obwohl nur eine Probe ausgezählt werden konnte, eine genaue zeitliche Einordnung daher erschwert ist, darf man m. E. bei Vergleichen mit Pollendiagrammen aus dem Südschwarzwald und mit dem Mindelseediagramm von LANG (1973: Abb. 11) das Pollenspektrum an das Ende des Subboreals oder den Beginn des Älteren Subatlantikums stellen. Da das Ende des Subboreals an den Beginn regelmäßiger *Carpinus*-werte gebunden ist (LANG 1973: 143), in der ausgezählten Pollenprobe *Carpinus* nur mit 0,9% vertreten ist, ist eine genauere zeitliche Einordnung des Pollenspektrums nicht möglich.

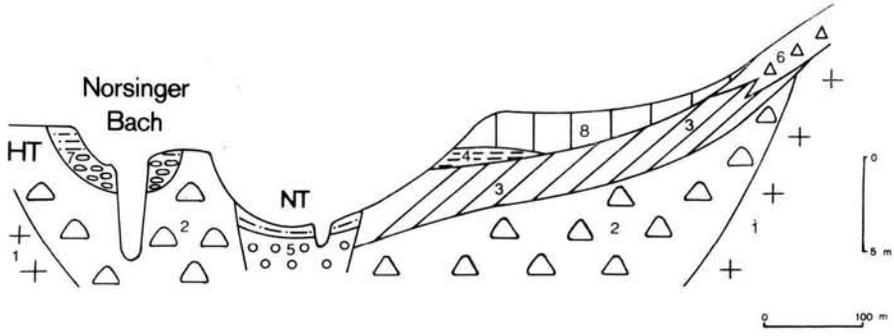
F a z i t : Somit sind die Älteren Schotter im Norsinger Ahabach während des jüngeren Holozän erneut umgelagert worden. Trotz der petrographischen Sortierung sind sie mürbe und sehr stark verwittert und geben so den Anschein eines viel höheren Alters.

Das basale Schotterpaket im Norsinger Ahabach (Abb. 4, 2) kann in die Rißkaltzeit gestellt werden, da es, wie Kartierungsarbeiten gezeigt haben, außerhalb der Schlucht das Liegende von mächtigen würmzeitlichen Lößlehmedecken bildet, die sich ihrerseits mit Solifluktionsschuttdecken verzahnen (Abb. 6, 3 und 6).

Die rißzeitliche Altersstellung der Älteren Schotter soll am Aufschluß in der Pfefferlessandgrube (Abb. 7, TK 25: 8012, RW: 3421, 525, HW: 5312, 650) näher erläutert werden. Neben der Niederterrasse des Engbächles (12), die aus gut gerundeten, frischen Blöcken und Steinen aufgebaut ist, lagern Ältere Schotter (8a, 8b), die völlig verwittert und zersetzt sind. Der große

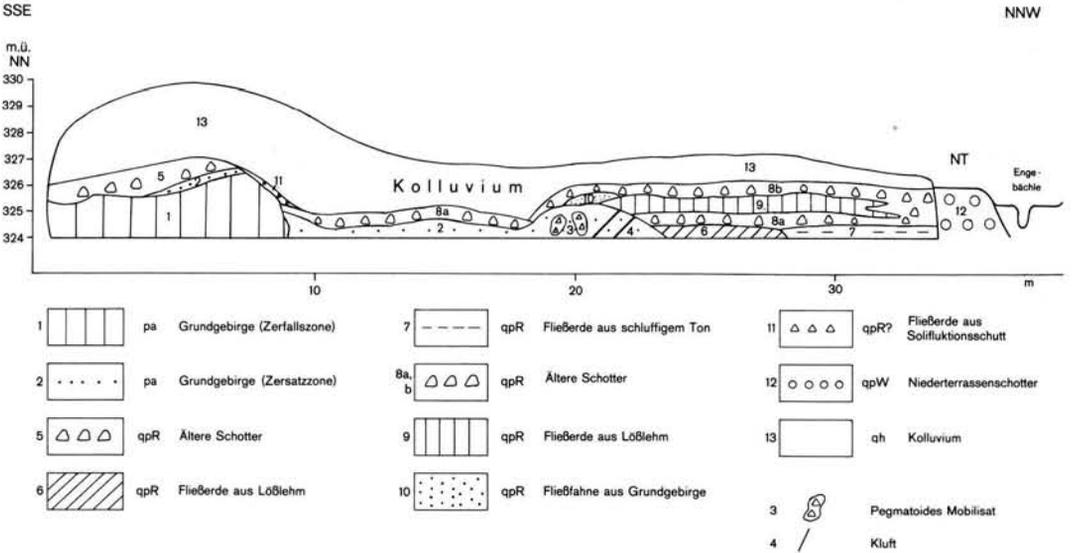
Unterschied im Zersetzungsgrad beider Schotterkörper spricht für eine Zuordnung zu zwei Kaltzeiten. Die Älteren Schotter (8a, 8b) sind in die Rißkaltzeit zu stellen. Der höher gelegene Terrassenrest (5) gehört in einen älteren Sedimentationszyklus, weil die Ablagerungen 8a und 8b einen höheren Anteil an weniger verwitterten Bestandteilen aufweisen. Sie stellen Umlagerungsprodukte dieser höheren Terrasse dar. Dieser Terrassenrest aus Älteren Schottern (5) könnte prärißzeitliches Alter besitzen. Die genaue zeitliche Stellung dieses Profilabschnittes muß jedoch hypothetisch bleiben.

Wie die Aufschlußuntersuchung in der Pfefferlessandgrube und die Kartierungsarbeiten im Raum Ehrenkirchen gezeigt haben, sind die Älteren Schotter rißzeitlicher Genese. Für den Norsinger Ahabach bedeutet diese zeitliche Einordnung, daß sich im jüngeren Holozän (Älteres Subatlantikum) eine Rinne in die rißzeitliche Hochterrasse eingetieft hat (Abb. 6, 2), die mit Umlagerungsprodukten der Älteren Schotter gefüllt wurde (7). Nach der vollständigen Verfüllung dieser Rinne mit Auelehmen kam es dann erneut zur Tiefenerosion an gleicher Stelle, die zur Ausbildung der Norsinger Ahabachschlucht geführt hat.



- | | | | | | | | | |
|---|--|---------------------------|---|--|------------------------------|---|--|----------------------------------|
| 1 | | pa Grundgebirge | 4 | | qpW Löß, äolisch | 7 | | qh Auelehm über Älteren Schotter |
| 2 | | qpR Ältere Schotter | 5 | | qpW Niederterrassenschotter | 8 | | qh Kolluvium aus Lößlehm |
| 3 | | qpW Fließerde aus Lößlehm | 6 | | qpW Periglazialer Hangschutt | | | |

Abb. 6: Generalisiertes Querprofil durch den Norsinger Grund.



- | | | | | | | | | |
|---|--|--------------------------------|-------|--|-----------------------------------|----|--|--|
| 1 | | pa Grundgebirge (Zerfallszone) | 7 | | qpR Fließerde aus schluffigem Ton | 11 | | qpR? Fließerde aus Solifluktionsschutt |
| 2 | | pa Grundgebirge (Zersatzzone) | Ba, b | | qpR Ältere Schotter | 12 | | qpW Niederterrassenschotter |
| 5 | | qpR Ältere Schotter | 9 | | qpR Fließerde aus Lößlehm | 13 | | qh Kolluvium |
| 6 | | qpR Fließerde aus Lößlehm | 10 | | qpR Fließfahne aus Grundgebirge | 3 | | Pegmatoides Mobilisat |
| | | | | | | 4 | | Kluft |

Abb. 7: Der Aufschluß Pfefferlessandgrube in Au.

6. Schriftenverzeichnis

- BRONGER, A. (1966): Löss, ihre Verbraunungszonen und fossile Böden. — *Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel*, 24: 113 S.; Kiel.
- (1969): Zur Klimageschichte des Quartärs von Südbaden auf bodengeographischer Grundlage. — *Petermanns Geogr. Mitteilungen*, 113: 112—124; Gotha.
- GUENTHER, E. W. (1938): Der geologische Bau der Vorbergzone im Breisgau zwischen Staufen und dem Schönberg. — *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, 36: 59—81; Freiburg i. Br.
- (1948): Diluviale Ablagerungen im Breisgau. — *Mittbl. bad. geol. Landesanst.*, 1948: 57—59; Freiburg i. Br.
- (1951): Zur Altersstellung der sogenannten „Hochterrasse“ südlich von Freiburg. — *Mittbl. bad. geol. Landesanst.*, 1950: 93—95; Freiburg i. Br.
- KLEIN, J., LERMAN, J. C., DAMON, P. E. & RALPH, E. K. (1982): Calibration of radiocarbon dates: Tables based on the consensus data of the workshop on calibrating the radiocarbon time scale. — *Radiocarbon*, 24, 2: 103—150; New Haven.
- LANG, G. (1973): Die Vegetation des westlichen Bodenseegebietes. — *Pflanzensoziologie. Eine Reihe vegetationskundlicher Gebietsmonographien*, 17, 451 S.; Jena.
- LÜTTIG, G. (1956): Eine neue, einfache gerölmorphometrische Methode. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, 7: 13—20; Öhringen.
- RAHM, G. (1969): Die Vergletscherungen des Schwarzwaldes im Vergleich zu denjenigen der Vogesen. — *Alem. Jahrbuch*, 1966/67: 257—272; Bühl.
- RAHM, G. (1980): Die ältere Vereisung des Schwarzwaldes. — LIEHL, E. & SICK, W.-D., Hrsg. (1980): *Der Schwarzwald. Beiträge zur Landeskunde. Veröffentlichungen des Alemannischen Instituts Freiburg i. Br.*, 47: 36—58; Bühl.
- SCHILLING, W. & WIEFEL, H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes. — *Geologie*, 11: 428—460; Berlin.
- SCHMIDLE, W. (1933): Diluviale Schuttablagerungen im Oberrheingebiet. — *Bad. geol. Abh.*, 5: 1—38; Karlsruhe.
- SCHREINER, A. (1981): Quartär, Bohrungen. — Erläut. Geol. Karte Freiburg i. Br. und Umgebung 1: 50000: 174—199, 277—320; Stuttgart (Geol. L.-Amt Baden-Württemberg).
- STEINMANN, G. (1893): Über Pleistozän und Pliozän in der Umgebung von Freiburg i. Br. — *Mitt. grhzgl. bad. geol. Landesanst.*, 2: 65—135; Heidelberg.
- ZOLLINGER, G. (1984): Die Landschaftsentwicklung am Schwarzwaldwestrand zwischen Freiburg und Mülheim. — *Diss. Geowiss. Fak. d. Universität*: 191 S.; Freiburg i. Br.
- , mit Beiträgen von K. MÜNZING (1985): Löß-Boden-Sequenzen am südlichen Oberrhein (Markgräfler-Land) und ihre Interpretation. — *Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 27: 113—143; Freiburg i. Br.

Manuskript eingegangen am 12. 6. 1986.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	37	67—77 2 Abb.	<i>Hannover 1987</i>
----------------------------------	----	-----------------	----------------------

Zur Gliederung der Lössе des südlichen Oberrheintals

EKKE W. GUENTHER *)

Loess, petrographical features, paleosols, mammal fauna, paleoclimate,
Middle Pleistocene, Eemian interglacial, Upper Pleistocene, Würm glaciation

Upper Rhine Valley, Baden-Württemberg, Bas-Rhin

Kurzfassung: Die Lössе des südlichen Oberrheintals erreichen stellenweise maximale Mächtigkeiten von mehr als 25 m. (Riegel 35 m; Heitersheim 28 m; Achenheim 37 m). Die Abfolge von Lössen und zwischengelagerten Böden läßt sich von Heitersheim, 15 km südlich von Freiburg, bis in das Gebiet westwärts von Straßburg (Achenheim-Hangenbieten) parallelisieren. Danach werden die Profile durch mehr als 5 Böden untergegliedert. Die oberste begrabene Parabraunerde (Riegel-E) trennt den jüngeren vom mittleren Löß. Es zeigen sich Unterschiede in Farbe, Karbonatgehalt, Porenvolumen, Korngrößenverteilung, mitunter auch dem Lagerungsgefüge zwischen diesen beiden Lössen. Der trennende Boden enthält eine Großsäugerfauna mit vorwiegend eurythermen Formen, aber auch mit Tierarten eines kalten Klimabereichs, wie Mammut, Wollhaarnashorn und Ren, sowie als Einzelfund den Rest eines Rehs, als Beweis eines vorübergehend auch warmen Klimas. Der Boden entstand in einem längeren Interstadial, mit mehrfach wechselndem Klima. Ein solches Interstadial kennt man von verschiedenen Gebieten Europas, aber auch Sibiriens, wo das Wärmeoptimum mit 42000 bis 30000 B.P. angegeben wird. Der weichselzeitliche Haupteisvorstoß in Norddeutschland erfolgte nach diesen Interstadial.

Die Bodenbildung des Eem-Interglazials (Riegel-C) trennt den mittleren Löß, mit wenigstens zwei Böden, vom unteren Löß. Es ist eine Parabraunerde mit größter Verwitterungsintensität. Hier finden sich Großsäuger eines echten Interglazials, wie Waldelefant, merkisches Nashorn und reichlich Reh. Nachweise von Braunbär, Ur, Marmeltier, Steinbock und Elch aus verschiedenen Tiefen, deren Einwanderungszeit in Mitteleuropa in der Hauptsache bekannt ist, bestätigen diese Altersdatierung.

[The Stratification of Loess in the Southern Upper Rhine-valley]

Abstract: The loess-loams in the southern parts of the upper Rhine-valley reach a thickness of bed more than 25 m (Riegel 35 m, Achenheim 37 m, Heitersheim 28 m). Parallels can be drawn between the succession of loess-loams and other soils

in between the areas west of Strassburg. According to this the profile are divided by more than five different soils. The uppermost covered loamy soil (Riegel-E) separates the youngest loesses from the middle one. They show differences in colour, content of carbonate, volume of the pores, distribution of different grainsizes and sometimes in the texture between the two loess-soils.

The dividing soil contains a fauna of large mammals, most of them eurytherm forms, but also species stemming from a cold climate, such as mammoth, woolly rhinoceros and reindeer. A single find of a roe-deer proves a passing warm climate. The soil originates from a longer interstadial with a climate changing several times. Such interstadials are evident in different areas in Europe and Siberia where the assumed maximum warmth lasted from 42000 to 30000 B.P. The main thrust of the Weichsel-age took place in northern Germany after this interstadial.

The soil from the Eem-interstadial (Riegel-C) separates the middle loess, with at least two layers, from the lower loess. It is a loamy soil with a high degree of weathering. Here large mammals can be found, proving a real interglacial, e.g. the wood-elephant, the Merckian rhinoceros and many roe-deer. Finds of brown bear, aurochs, marmots and capra ibex in different layers confirm this dating.

0. Einführung

Die Lössе des südlichen Oberrheintals zeigen stark wechselnde Schichtdicken von dünnen Auflagen bis zu Decken von erheblicher Mächtigkeit. (Riegel 25—35 m, Gottenheim 18 m, Heitersheim 28 m, Hülgelheim 15 m, Achenheim 37 m und Hangenbieten 18 m). Mitten im Rheintal liegt der Kaiserstuhl, dessen vulkanisches und tertiärsedimentäres Gestein weitgehend von Lössen überlagert wird. Generell sind die Lössе der Süd- und Westseite weniger mächtig, auch fehlen hier zumeist die älteren Lössе, während auf der Nord- und Ostseite zumeist größere Schichtdicken, sowie auch mehrfach ältere Lössе anstehen. Ursachen dieser Unterschiede mögen sein, daß der Löß vorwiegend von SW her angeblasen (HERION

*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. E. W. GUENTHER, Lehenhof, 7801 Ehrenkirchen 2.

1921) und auf der Leeseite des Gebirges, im Windschatten, besonders stark sedimentiert wurde; entscheidend ist wohl auch, daß auf der Süd- und Westseite durch die intensivere Insolation bei einer — während der Kaltphasen mangelhaften oder auch fehlenden Vegetation — die Lössе als Fließberden verstärkt abgetragen wurden.

1. Schotter und Lössе

Der Lößstaub ist überwiegend aus Schottern des Rheintales ausgeblasen worden. Niederterrassensande und -Schluffe sowie jüngerer Löß haben zumeist eine ähnliche Mineralzusammensetzung. Auch die Schwerminerale entsprechen einander zumeist (KHODARY-EISSA 1968). Dies bezieht sich auf die größeren Komponenten mit einem Korndurchmesser von mehr als 0,06 mm. Das feinere Material wurde als Suspension in höheren Luftschichten transportiert und mag zum Teil auch aus ferner liegenden Gebieten stammen. Im Gebiet um Emmendingen stellten KESSLER & LEIBER (1980) fest, daß „der Löß, wie man auf Grund seines Schwermineralspektrums (Granat, Hornblende, Glaukophan, Staurolith u. a.) erkennen könne, aus den alpinen Kiesen und Sanden der Oberrheinebene ausgeblasen worden sei, insbesondere zur Zeit erhöhter Schotterakkumulation und fehlender Bewaldung (Kaltzeiten).“ Auch dies dürfte sich in erster Linie auf die größeren Komponenten beziehen.

Die zu erheblichen Teilen alpinen Schotter des inneren Rheintals werden stellenweise am Rande des Schwarzwaldes von einem 4—6 km breiten Streifen von Schottern, die aus diesem Gebirge stammen, begleitet. In der Freiburger Bucht erreichen die Schwarzwaldschotter eine Breite von etwa 10 km und lediglich an der Ostseite des Kaiserstuhls befindet sich ein ± 2 km breiter Streifen von z. T. alpinen Schottern, die bestätigen, daß der Rhein durch die Senke zwischen Tuniberg und Kaiserstuhl in die Freiburger Bucht eintretend, im jüngeren Pleistozän auch einmal die Ostseite des Kaiserstuhls umfloß.

Die Sedimentation alpiner Schotter der Niederterrasse ging vielerorts noch innerhalb der letzten Kaltzeit zu Ende. Auf der Nordseite des Kaiserstuhls waren in Kiesgruben bis 1.10 m tief reichende Eiskeile aufgeschlossen, was beweist, daß auch nach der Ablagerung der Schotter noch kaltzeitliche Klimabedingungen herrschten.

Sobald die Gletscher hinter die verschiedenen Seen wie Bodensee, Zürichsee, Vierwaldstättersee zurückgeschmolzen waren, mußte sich die Schotteranlieferung im Oberrheintal ganz wesentlich vermindern,

zum Teil mag sie auch ganz aufgehört haben, insbesondere dann, wenn sich bereits eine erste Vegetationsdecke gebildet hatte.

Die Lössе entlang dem Schwarzwald lassen mit ihrer Kalkarmut den Einfluß der zumeist karbonatfreien Schwarzwaldschotter erkennen. Bestehen diese überwiegend aus Paragneisen haben auch die in der Nähe anstehenden Lössе eine verstärkte Tendenz zu verlehmen.

Ältere Lössе und ältere Schotter sind wegen des Mangels an guten Aufschlüssen einstweilen noch nicht zu parallelisieren. Im Gebiet südlich des Schönbergs bei Freiburg und des Ölbergs bei Ehrenkirchen sind vom Schwarzwald her stärkere, ältere Schuttströme rheintalwärts vortransportiert worden (ZOLLINGER 1984). Sie bestehen aus den im angrenzenden Schwarzwald anstehenden Gneisen, seltener Graniten und permischen Quarzporphyren. Diese Schotter sind weit stärker verwittert als die Niederterrassenschotter.

Die aus Paragneisen entstandenen Verwitterungslehme unterscheiden sich von den Lößlehmern vor allem durch wesentlich mehr Eisen. Ferner enthalten die Paragneislehme mehr Zirkone, dagegen wesentlich weniger Turmaline als die Lössе: ein gutes Unterscheidungsmerkmal.

2. Eigenschaften der Lössе

Gut erhaltene Lößprofile von einiger Höhe lassen sich durch 5 begrabene Böden untergliedern. Zuoberst liegt der jüngere Löß (oberer Löß, Loess recent). Er hat im Kaiserstuhlgebiet eine maximale Mächtigkeit von 10—15 m, zusammengeschwemmt können auch größere Schichtdicken erreicht werden.

Der jüngere Löß ist im Gegensatz zu den älteren Lössen im großen und ganzen mit verschiedenen Eigenschaften recht gleichmäßig ausgebildet. Seine Farbe ist ein helles gelblichgrau. Die älteren Lössе sind zumeist etwas dunkler gelb bis bräunlich gefärbt und wechseln häufig in der Tönung. Sehr kalkreiche Abschnitte sind zumeist aufgehellte.

Die Hauptgemengteile der verschiedenen Lössе sind keineswegs einheitlich verteilt. Selbst innerhalb eines Lößabschnittes zeigen sich im Mineralbestand höherer und tieferer Lagen oft deutliche Unterschiede, was sich auch auf den jüngeren Löß bezieht. Bei den Korngrößen über 0,04 mm nimmt in der Regel der Quarz mit 45—70 % den größten Anteil ein. Zumeist folgen dann die Karbonate. Bei den Bodenbildungen sind diese jedoch stark reduziert oder fehlen auch ganz. Feldspäte und Glimmer erreichen häufig einen Mengenanteil von jeweils etwa 10 % der

gröberen Körner. In verwitterten Lagen geht der Anteil an Plagioklas, etwas weniger an Orthoklas, zurück, sodaß bei einer prozentualen Mengenberechnung der Glimmer einen größeren Anteil einnehmen kann, als die Feldspäte. Außer Biotit und Muskovit nennen MEIGEN & SCHERING (1914) geringe Mengen von Zirkon, Turmalin, Rutil und grüner Hornblende. Noch seltener sind Epidot, Glaukophan, Magnetit, Titaneisen und als Seltenheiten kommen vor: Apatit, Staurolith, Zoisit und Granat.

Auch die Menge der Schwermineralien ist einem erheblichen Wechsel unterworfen. In den Böden sind die sekundären Tonmineralien (Montmorillonit, Illit, vielleicht auch Vermiculit) angereichert.

Die Korngröße der Lössе schwankt zumeist um 0,06 mm. Maximale Korndurchmesser gehen selten über 0,5 mm hinaus. Bei den vor allem zur Anwendung kommenden Methoden der Schlämmanalyse zur Bestimmung der Korngrößenverteilung gibt es oft keine Möglichkeit zur Eliminierung von Agglomeraten, weswegen der Anteil an großen Kornfraktionen häufig zu hoch angegeben wird.

Ein speziell hierfür entwickeltes Schlämngerät ermöglicht die Bestimmung der Mineralien, die Messung der Korndurchmesser und die Untersuchungen von Kornrundung und Politur (GUENTHER 1961).

Das Porenvolumen der jüngeren Lössе des Kaiserstuhls liegt bei 40—60 %. Bei den älteren Lössen ist es mit zumeist 35—55 % im Durchschnitt etwas geringer. Lehme zeichnen sich durch ein kleineres Porenvolumen von 30—40 % aus.

Kornrundung und Politur werden lediglich an Quarzen untersucht und zwar an Körnern mit einem Durchmesser von mehr als 0,12 mm. Die feineren Komponenten werden bei dem schwebenden Transport in der Luft nur wenig beansprucht, während die gröberen Körner, nachdem sie durch turbulente Luftströmungen vom Boden aufgenommen wurden, nach kurzem Sprung mit erheblicher Wucht zu diesem zurückkehren, wobei sie Schlagnarben erhalten und dem Material auf das sie aufprallen, solche zufügen. Durch zahlreiche Schlagnarben entsteht eine Mattierung und gleichzeitig wächst der Rundungsgrad.

Körner mit einem Durchmesser von 1 mm benötigen zum Transport eine Windgeschwindigkeit von 12,5 m/sec., was Windstärke 6 entspricht (BRINKMANN 1950). Die Windgeschwindigkeit verringert sich mit zunehmender Bodennähe. Da die Körner auf dem Boden oft dicht gelagert und häufig, z. B. durch Wasser, gebunden sind, muß vor dem äolischen Transport

eine kritische Windgeschwindigkeit überschritten werden. Maßgebend sind Morphologie der Erdoberfläche, Bewuchs, Kornbindung, Kornform, Korngröße, spezifisches Gewicht und Drehlage der Körner (GUENTHER 1961).

Das Lössmaterial des Oberrheingebietes wurde in seiner Mehrheit zunächst durch fließendes Wasser herangeführt und dann durch den Wind weiterverfrachtet. Die Untersuchung von Rundungsgrad und Politur erlaubt somit den Schluß auf die Intensität der Beanspruchung durch den äolischen Transport. Es zeigt sich, daß der jüngere Löss von Riegel im unteren und oberen Teil des Profils stärker äolisch bearbeitet wurde, während die äolische Beanspruchung im mittleren Profilschnitt geringer war.

Lössmaterial ist sehr häufig verlagert, man darf daher nicht jede verbrauchte Zone als Beweis für eine wärmere Zeitphase ansprechen. Vielmehr ist jedes Mal zu prüfen, ob eine verbrauchte Zone an Ort und Stelle entstanden ist oder ob es sich nicht um eine verlagerte Schicht handelt. Der im Boden gelöste Kalk sinkt ab und bildet unterhalb desselben Kalkkonkretionen, die sogenannten Lösskindel. Diese bestehen aus Lössmaterial, dessen Poren weitgehend mit Kalk erfüllt sind, sodaß ein porenarmes, festes Gestein entsteht. Die Lösskindel enthalten etwa 30—40 % von in Salzsäure nicht löslichem Material. Es zeigt sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen dem Kalkverlust des Bodens und der Größe der diesen unterlagernden Lösskindel. Lediglich wenn unter dem Boden ein — der Intensität der Verwitterung entsprechender — Lösskindelhorizont liegt, kann man mit ausreichender Sicherheit annehmen, daß der Boden in situ entstanden ist.

Das Lagerungsgefüge

Viele der größeren Körner haben eine gestreckte Form oder ebene Begrenzungsflächen. Die Einmessung ihrer Orientierung im Raum gibt häufig Hinweise auf die Art der Sedimentation und eine spätere, eventuelle Umlagerung. Ist ein Löss durch Wasser abgelagert worden, zeigt sich außer einer Schichtung auch eine Einregelung solcher Körner parallel zur Auflagerungsfläche (primären S-Fläche). Äolisch herangeführtes Material ist zumeist nicht ganz so deutlich eingeregelt. Als Fließerde umlagerter Löss und ein durch Bodenbildung beanspruchtes Sediment verlieren ihre ursprüngliche Einregelung, die gestreckten Körnerchen sind regellos orientiert. Ist eine Schicht jedoch durch kryoturbates Brodeln verändert, zeigen die gestreckten Teilchen eine mehr oder weniger deutliche vertikale Aufrichtung (GUENTHER 1958/59).

3. Gliederung der Lößprofile

In einer für die Geologie unüblichen Weise werden im Folgenden die Lößprofile von oben nach unten betrachtet.

Der oberste Löß kann wenigstens zwei verbrauchte Bänder enthalten, die FREISING (1949) als Naßböden und BRUNNACKER (1964) als Tundrenböden bezeichnet hat. Ihre Entkalkung fehlt mitunter oder ist auch sehr gering. Ein geschlossener Lößkindelhorizont unter ihnen ist nicht vorhanden. In einem Hohlweg an der Ostseite des Kaiserstuhls oberhalb des Dorfes Bahlingen ist im jüngeren Löß ein solcher Boden aufgeschlossen und erhielt den Namen „Bahlinger Boden“ (GUENTHER 1961). Am Schwarzwaldrand bei Staufen, im Tal des Krebsbächles waren zwei Schuttlagen aufgeschlossen, die anzeigten, daß die Lößanwehung vorübergehend unterbrochen war und vom Schwarzwald her, wohl durch verstärkte Niederschlagseinwirkung, Schuttmaterial herangeführt wurde. Es ist möglich, aber nicht zu beweisen, daß diese Schuttlagen den verbrauchten Bändern im Löß entsprechen.

Bei Achenheim-Hangenbieten lag ebenfalls im Loess recent ein Limon sableux brunâtre solifluée, der Reste von Murmeltier (*Marmotta marmotta*), Ren (*Rangifer tarandus*), und Pferd (*Equus przewalskii*) enthielt, also Tiere, die in einer kalten Steppen- oder Tundra-Landschaft heimisch sind (WERNERT 1957).

Der jüngere Löß wird nach unten von einem etwa 1.20 bis 1.50 m mächtigen Boden begrenzt. Bei diesem läßt sich eine Anreicherung des Humusgehaltes nachweisen. Es fand keine vollständige Entkalkung statt, der Kalkgehalt ist jedoch auf $\pm 10\%$ zurückgegangen. Die Verminderung der Feldspäte ist deutlich, wodurch bei einer prozentualen Berechnung der Glimmeranteil über dem der Feldspäte liegt. BRONGER (1966) konnte einen A₁-B_{t1}-B_{t2}-Horizont unterscheiden. Er bezeichnet diesen Boden als „oberen Heitersheimer Boden“, in einer früheren Publikation war er bereits als Riegel-E Boden bezeichnet worden (GUENTHER 1953); die Lößkindel unter ihm erreichen kaum Faustgröße. BRUNNACKER (1964) spricht von einer Parabraunerde, die er dem letzten Interglazial zuordnet. Vielfach wird dieser Boden in das Eem-Interglazial gestellt (BRONGER 1966; HÄDRICH 1980; FROMM 1983; ZOLLINGER 1984, 1985).

WERNERT hat mehr als 30 Jahre lang die Lößaufschlüsse von Achenheim und Hangenbieten bei Straßburg, nahezu jede Woche ein oder auch mehrere Male, aufgesucht und besaß genaue Kenntnisse der Tierreste und deren Zuordnung zu ihren Fundschichten. Er stellte diesen Boden an die Obergrenze des Loess anciens superieur. An Tierresten konnte er häufiger

nachweisen: das Pferd (*Equus germanicus*), den Rothirsch (*Cervus elaphus*) und den Riesenhirsch (*Megaloceros giganteus*). Seltener waren Reste des wollhaarigen Nashorns (*Coelodonta antiquitatis*), des Rens (*Rangifer tarandus*) und des Mammuts (*Mammuthus primigenius*). (GUENTHER 1971). Einen einzigen Rest des Rehs (*Capreolus capreolus*), einen Indikator für ein warmes Waldklima (TOEPFER 1963) nennt WERNERT (1957). Es ist dies eine Fauna mit weiter Streuung von Tieren eines kalten bis warmen Klimas, wobei eurytherme Formen überwiegen. In der Hauptsache sind es Tiere, die offene Wälder, vielleicht vom Typ der Taiga und der Steppe, bevorzugten. Es ist jedoch keineswegs eine echt interglaziale Tierwelt, sondern eher die eines langen, zeitweise warmen und zeitweise kühleren bis kalten Interstadials.

Feinstratigraphische Untersuchungen von Lössen bei Steinheim a. d. Murr (GUENTHER 1954), Ried a. d. Donau (GUENTHER 1958/59), Mauern (GUENTHER 1961), Ebersbrunn (GUENTHER, 1961) und Stillfried a. d. Donau (GUENTHER 1961) haben immer wieder gezeigt, daß der Riegel-E-Boden aus mehreren, zumindest zwei Abschnitten besteht, die durch Fließerden oder verschwemmte Lössen voneinander getrennt sind. Diese Verdoppelung wurde vom Verf. zuerst im Gebiet von Koblenz beobachtet (GUENTHER 1971), wo am Osthang des Kimmelberges südlich von Metternich eine mehr als 25 m hohe Lößwand untersucht wurde.

Man könne daran denken, daß eine wärmere Phase durch eine oder mehrere kühlere Zeitabschnitte unterbrochen wurde bzw. daß die einer wärmeren Phase folgende Abkühlung durch einige Abschnitte eines gemäßigteren Klimas untergeteilt wurde. Man spricht somit zweckmäßigerweise von einem „Riegel-E-Bodenkomplex“.

Im obersten Abschnitt dieses Bodens treten häufig krypturbate Verlagerungen auf und es schiebt sich zwischen diese und den hangenden jüngeren Löß eine parallel zur Auflagerungsfläche geschichtete 1 bis 2 m mächtige Lage ein, die verschiedentlich kleine Gerölle führt. STEINMANN (1893) hat sie mit „Rekurrenzzone“ bezeichnet, um anzudeuten, daß nach der Verlehmungszone sich nun wieder durch Verlagerung des Sediments die Wiederkehr von Wassertransport nachweisen lasse. WERNERT (1957) spricht von einem „Loess recent sableux et Limon delavé“, da sich in dieser Schicht häufig Reste des unterlagernden Bodens befinden. Der Horizont ist in Achenheim-Hangenbieten fossilreich. WERNERT nennt als häufig: Reste vom Pferd (*Equus germanicus*), Ren (*Rangifer tarandus*), Mammut (*Mammuthus primigenius*), und Murmeltier (*Arctomys marmotta*). Seltener sind Reste des wollhaarigen Nashorns (*Coelodonta antiquitatis*),

des Rothirschs (*Cervus elaphus*) und des Riesenhirschs (*Melagoceros giganteus*), sowie des Bisons (*Bison prisus*). Nach der Entstehung des unterlagernden, aus einer wärmeren Phase stammenden Sediments, ist das Klima nun merklich kühler geworden, jedoch ist es noch wesentlich wärmer als dasjenige des auflagernden jüngeren Lösses. Es entspricht einem Grenzbe- reich zwischen Steppe, Taiga und Tundra.

Ein wirkliches Interglazial repräsentiert erst ein 7—12 m tiefer liegender Boden. Er wurde (GUENTHER 1953) mit „Riegel C-Boden“ benannt. BRONGER (1976) bezeichnete ihn als „unteren Heitersheimer“ Boden und BRUNNACKER spricht von einer drittletzten, interglazialen Braunerde, was mit der Fauna nicht zu vereinbaren ist. Voll erhalten kann er Mächtigkeiten von 2.50—3.00 m erreichen. Die Farbe ist ein kräftiges Rotbraun. In Salzsäure lösliche Teile sind kaum mehr erhalten (ca. 2 %); die unter dem Boden liegenden Lößkindel erreichen Größen von mehr als Kopfgröße und sind durch ihre Ausmaße stets von anderen Lößkindeln zu unterscheiden. Es findet sich nur noch wenig Orthoklas und kaum mehr Plagioklas. Dafür sind die sekundären Tonminerale (Illit, Montmorillonit, Vermiculit, Kaolinit und Chlorit) angereichert (KHODARY-EISSA 1968). Mitunter erkennt man Neubildungen von holokristallinen, nicht abgerollten Quarzen und es ist nicht unwahrscheinlich, daß das SiO₂ bei dem Zerfall von anderen Mineralien, wohl vor allem von Feldspäten, frei geworden war.

In einigen fossilreichen Abschnitten konnte WERNERT (1957) eine reiche Fauna nachweisen. Häufig sind Pferd (*Equus robustus*), das merckische Nashorn (*Dicerorhinus kirchbergensis*) Rothirsch und Riesenhirsch. Seltener sind Murmeltier (*Arctomys marmotta*), Biber (*Castor fiber*), Elch (*Alces alces*), Bison und Steinbock (*Capra ibex*), sowie der Waldelefant (*Palaeoloxodon antiquus*). Hinzu kommen mehrere Individuen des Urs (*Bos primigenius*). Es ist eine echt interglaziale Fauna, die derjenigen der klassischen Eem-Fundstellen in Thüringen: Taubach, Weimar und Burgtonna entspricht.

Auch dieser Boden ist verschiedentlich in zwei oder auch mehr Teile untergliedert, man sollte also ebenfalls von einem „Riegel-C-Komplex“ sprechen.

Auch über dem interglazialen Riegel-C Boden befindet sich häufig eine „Rekurrenzzone“, mit teils geschichteten, teils verflochtenen Lössen und gelegentlich auch größeren Einschlüssen. In Achenheim-Hangenbieten besteht die Schicht vorwiegend aus verflochtenem, sandhaltigem Löß, mit Einschlüssen von rotem Sand (Loess sableux et lentille de sable roux, très soliflués). Die Fauna ist dürtig und mehrere Arten sind nur mit jeweils einem Fund belegt. Ren, Mammut,

Murmeltier, Pferd, Hirsch und Bison konnte WERNERT nachweisen. Das Mammut ist eine hochentwickelte Form, ohne irgendwelche trogontheroiden Merkmale. Waldelefant und merckisches Nashorn fehlen bereits. WERNERT nennt jedoch den Nachweis, wohl der Mandibula, eines Hasen, wobei er vermerkt, daß es sich nicht um den subarktischen Schneehasen (*Lepus timidus*) handeln würde. Der Feldhase (*Lepus europaeus*) könnte ein wärmeres Klima bezeugen, doch dürfte er kaum zusammen mit Ren und Mammut gelebt haben. Sofern die Bestimmung von SCHUMACHER (1911) richtig ist, muß man damit rechnen, daß es sich um einen aus einer tieferen Schicht umgelagerten Rest handelt. Abgesehen von diesem Fund bezeugt die Fauna, daß es wesentlich kälter geworden ist, vielleicht herrschte ein Steppen- und Tundrenklima, mit einzelnen Baumbeständen, wohl lichten Wäldern.

Die beiden bisher besprochenen Bildungen eines Interglazials und eines wohl besonders warmen Interstadials (Riegel C- und Riegel-E) werden durch eine unterschiedlich mächtige Lößschicht voneinander getrennt. In dieser befinden sich an der Nordostecke des Kaiserstuhls ein Boden (Riegel-D) und in Achenheim-Hangenbieten zwei Böden (Riegel D₁ und Riegel D₂). Der untere Boden dürfte als Nachphase des darunter liegenden interglazialen Riegel-C-Bodens entstanden sein. Der obere Boden (Riegel-D₂) entspricht wohl dem in Riegel nachgewiesenen Riegel-D-Boden. Dieser hat eine Mächtigkeit von 0.75 bis 1.25 m. Der Karbonatgehalt geht auf etwa 10 % zurück, die Farbe ist bräunlich, das Porenvolumen liegt unter 40 %, das Lagerungsgefüge zeigt die für Bodenbildungen typische, krümelige Textur. Der Boden ist an Ort und Stelle entstanden, er wird von nicht sehr großen Lößkindeln unterlagert. Nach oben und unten wird er von verschwemmten Lößlagen eingefasst. Es dürfte sich um die Bildung eines nicht sehr starken Interstadials handeln.

Unter dem interglazialen Riegel-C-Boden befinden sich in Riegel und Achenheim verlagerte und äolische Lössе, die zwei weitere nicht sehr starke Verbräunungszonen enthalten, während in Heitersheim und Ebersbrunn nur eine solche Zone nachgewiesen werden konnte (GUENTHER 1961).

Zusammenfassend ergibt sich also diese Grundgliederung der Lössе des südlichen Oberrheintals:

5. Oberer, jüngerer Löß, mit wenigstens zwei schwachen Verbräunungszonen, entstanden durch kurzfristige Unterbrechungen eines sonst sehr kalten Klimas. Die Verbräunungszonen sind viel zu gering, um als Bildungen eines Interstadials angesehen zu werden. Es sind wahrscheinlich Tundrenböden.

4. Kräftige Bodenbildungen (Riegel-E-Parabraunerde), die aus wenigstens zwei Abschnitten besteht. Das Klima wechselte mehrfach zwischen kühler und wesentlich wärmer. Es ist die Bildung einer längeren Zeitphase, eines Interstadials.

Über dem Boden wird die beginnende Abkühlung eingeleitet durch Umlagerungen mit Hilfe von Fließerden und von starkem Niederschlag. (Rekurrenzzone).

3. Mittlerer Löß, zum Teil äolisch, zum Teil auch umgelagert. Er enthält wenigstens einen Boden (Riegel-D), der ein vorübergehend gemäßigttes Klima bezeugt. (Interstadial)

2. Interglaziale, sehr starke Bodenbildung (Riegel-C). Sie besteht aus dem Boden einer Hauptwärmephase und wenigstens einer wärmeren Nachphase. Auch über diesem Boden liegt mehrfach eine Rekurrenzzone.

1. Unterer Löß. Vorwiegend äolisch herangeführtes Material. Er endet nach oben ebenfalls mit einer durch Wasser und Fließerde umgelagerten Schicht und enthält wenigstens zwei Bodenbildungen eines wärmeren Klimas (Riegel-B und Riegel-A), wohl Zeugnisse von Interstadialen.

In einigen Fällen (Heitersheim und Achenheim) bilden mürbe pleistozäne Schotter die Basis der Lößprofile. Sie wurden in einer kalten Zeitphase herangeführt.

Die Parallelisierung der Profile von Riegel, Heitersheim, Hangenbieten und Achenheim ist durch exakte feinstratigraphische Analysen gesichert (BRONGER 1966; RASSAI 1971; GUENTHER 1961, 1971). Als Leit Horizonte dienen die Böden Riegel-E und Riegel-C. Auch KHODARY-EISSA (1968) hat Analysen vorgelegt, mit deren Hilfe sich das Profil von Bötzingen den obengenannten Lößfolgen anpassen läßt. Bei Profilen aus der Emmendinger Vorbergzone bestehen Schwierigkeiten, da offenbar nicht unter allen, als Böden angesprochenen Lagen die Lößkindelhorizonte vorhanden sind (KESSLER & LEIBER 1980) und man daher mit der Möglichkeit von verlagerten Löß- und Lehm-Abschnitten zu rechnen hat. HÄDRICH (1975) meint jedoch, daß auch hier das Profil der ehemaligen Ziegelei WAGNER sich mit denjenigen von Riegel, Heitersheim und Bötzingen parallelisieren ließe. Die Abfolge von Lößen und Lehmen, zumindest oberhalb von Riegel-C, scheint damit in den Grundzügen festzuliegen, wie es Abb. 1 zeigt.

Sehr unterschiedliche Meinungen gibt es jedoch noch in der Frage der Altersdatierung der einzelnen Böden.

Eine weitere Möglichkeit der Festlegung der Untergrenze des jüngeren Lösses und deren Gleichsetzung

bei verschiedenen Profilen sehen BLEICH, HÄDRICH & WURSTER (1984) in Folgendem:

„Vulkanische Gläser der Ost-Eifel, in den Korngrößenfraktionen von 0,1—0,5 mm wurden in bestimmten Schichten von Löß- und Boden-Profilen von der Osteifel bis zum Mainzer Becken nachgewiesen. An Hand von Pollen kann man solche — Gläser enthaltende — Schichten in ein recht trockenes Interstadial mit dichten Kiefer-Birkenwäldern stellen, das dem Orgnon I der Vogesen entspricht und auf eine Zeit vor 60 bis 50000 Jahre zurückdatiert wird“ (BLEICH, HÄDRICH & WURSTER 1984). Diese Autoren haben die Gläser auch in etwa einheitlicher Zusammensetzung in Lößprofilen von Riegel, Emmendingen, Bötzingen, Eichstetten, Mengen, Buggingen, Heitersheim und Hülgelheim nachgewiesen. Sie liegen sowohl in der „Rekurrenzzone“ unmittelbar über dem obersten begrabenen Boden (Riegel-E), als auch in der Humuszone selbst. Es hat also entweder ein zweimaliger äolischer Antransport zu verschiedenen Zeiten stattgefunden, oder aber das ursprüngliche Lager war die Humuszone und die Gläser in der „Rekurrenzzone“ sind aus dieser umgelagert, was nicht ganz unwahrscheinlich ist, da die „Rekurrenzzone“ häufig Material der tiefer liegenden Schichten, insbesondere auch des unmittelbar darunter folgenden Bodens enthält. Auch Dr. BLEICH hält eine Umlagerung für wahrscheinlicher (Schreiben vom 12. 11. 85). Es besteht allerdings auch die Möglichkeit, daß die „Bodenabschnitte“, in denen Gläser gefunden wurden, keine Böden in situ sind, sondern daß sie aus Bodenmaterial bestehen, das in der Zeitphase der „Rekurrenzzone“ umgelagert worden ist, ohne daß die Bearbeiter dies erkannt haben.

4. Zur Altersdatierung der Lösses und der von ihnen eingeschlossenen Böden

Es überrascht, daß in der Arbeit von BLEICH, HÄDRICH & WURSTER die — Gläser enthaltenden — Schichten auf 50000 bis 60000 Jahre zurückdatiert und doch als eemzeitlich angesprochen werden.

In einem Referat, gehalten in Bad Homburg, stellte FRENZEL (1977) fest: „Man weiß aus Tiefseebohrungen, daß die Weichseleiszeit 90000 bis 100000 Jahre gedauert hat und zahlreiche Schwankungen aufwies, die in der üblichen süddeutschen Gliederung keinen Platz finden“. Zahlreiche absolute Altersdatierungen wie z. B. CHERDYNTSEV, SENINA & KUZMINA (1975) oder BRUNNACKER, JÄGER, PREUSS & GRÜN (1983) datieren das Eem auf 100000 Jahre oder etwas mehr zurück.

Die Zeitangaben für die Dauer des Eem variieren bei den einzelnen Autoren schon aus dem Grunde, weil

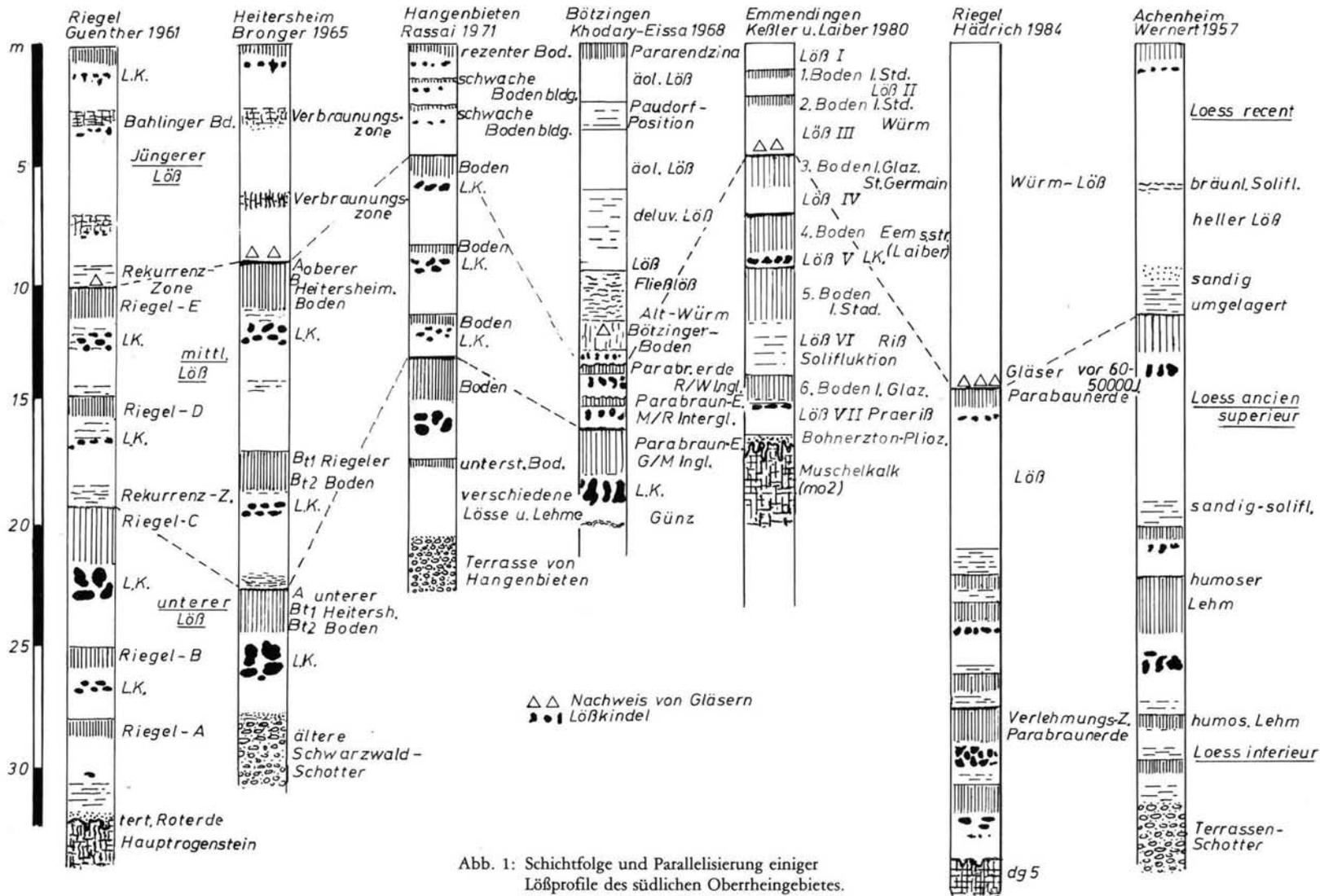


Abb. 1: Schichtfolge und Parallelisierung einiger Lößprofile des südlichen Oberrheingebietes.

keine Übereinstimmung besteht, welche der warmen Nachphasen dieses Interglazials noch zum Eem gerechnet werden.

FRENZEL (1977) stellte weiter fest: „Man hat Parabraunerden im Bereich des Polarkreises entdeckt, wodurch diese an Aussagekraft verloren haben. Sie können offenbar auch in Interstadialen entstehen.“

Hierzu teilte meine frühere Mitarbeiterin Dr. H. MAI, die sich in Alaska mit Lössen befaßt hat, mit: „Die Löss erreichen dort maximale Mächtigkeiten bis zu 80 m; 2 m liegen überall. Die Löss werden durch mehrere Bodenhorizonte, die zum Teil noch Pflanzenreste enthalten, untergeteilt. Die rezente Bodenbildung hat in Hanglagen eine Dicke von 40–50 cm, in Tallagen ist sie wesentlich stärker ausgeprägt, doch nie so intensiv, wie dies bei einem humiden Klima der Fall wäre. Der Niederschlag in Alaska bei Fairbanks“ (wenig weit südlich des Polarkreises) „liegt bei 250 mm je Jahr, was für niedere Breiten einem Halbwüstenklima entsprechen würde.“

Ein wesentlicher Teil der Fehldatierungen von Lössen des Eiszeitalters beruht somit auf einer Überbewertung der Aussagekraft von Bodenbildungen, insbesondere der Parabraunerden. Wenn man folgert, daß diese nur in Interglazialzeiten entstehen könnten, wie es so häufig geschieht, kommt man zu viel zu alten Datierungen, vor allem bei den älteren Profilabschnitten. Dies läßt sich an Hand der Mammalier-Überreste beweisen.

Noch einmal FRENZEL (1977): „Die sicher dem Eem zuzuweisenden Profile in Süddeutschland beschränken sich auf Mulden. In solchen Hohlformen konnte zwischen den „Riß“- und den „Würm“-Endmoränen nie eine Eem-Flora nachgewiesen werden. Auf Grund von pollenanalytischen und physikalischen Untersuchungen läge somit das „Riß“ der bisher üblichen süddeutschen Beschreibung über dem Eem, sei also jünger als dieses.“

Die Aussage der Großsäugerfauna zur Altersdatierung

Das Diagramm Abb. 2 zeigt das Vorkommen einiger Großsäuger, die für ein kaltes Klima (links) und für ein warmes Klima (rechts) kennzeichnend sind, wie sie WERNERT (1957) aus den Lössen und Lehmen von Achenheim-Hangenbieten geborgen und bestimmt hat. Eine ausführlichere Darstellung findet sich in GUENTHER (1971).

Im obersten begrabenen Boden (Riegel-E), der den oberen vom mittleren Löß trennt, ließ sich, wie bereits angeführt wurde, eine komplexe Fauna nachweisen, bei der eurytherme Tierarten, wie Pferd und auch Hirsch dominieren. Ferner gibt es Tiere eines kalten

Klimabereiches, wie Ren, Mammut und das wollhaarige Nashorn, aber auch selbst noch in der Rekurrenzzone als Einzelfund (der vielleicht aus dem unterlagernden Boden umgelagert ist), das ein warmes Klima bevorzugende Reh. Durch diese Tiere wird ein breites Klimaspektrum bestätigt, was wohl für eine längere Zeitphase mit wechselnden Temperaturen und Niederschlägen spricht. Um eine eeminterglaziale Fauna handelt es sich nicht.

Die interglazialen Großsäuger finden sich in dem ± 10 m tiefer liegenden rotbraunen Lehm (Riegel-C) und dessen „Rekurrenzzone“. Hier gibt es den Waldelefanten, das merckische Nashorn und besonders häufig das Reh. Die Tiere eines kalten Klimabereiches fehlen. Waldelefant und merckisches Nashorn sind auch in den tiefer liegenden Schichten mehrfach nachgewiesen, in den Lagen über der Rekurrenzzone von Riegel-C jedoch nicht.

Von diesem interglazialen Schichtbereich nennt WERNERT auch die Überreste vom Ur (*Bos primigenius*) und den Braunbären (*Ursus arctos*), die nach unserer heutigen Kenntnis erst seit der Holstein-Warmzeit in Mitteleuropa nachgewiesen sind. Das Murmeltier (*Arctomys marmotta*) und der Elch (*Alces alces*) erscheinen in unserem Gebiet in der Saale-Kaltzeit und der Steinbock (*Capra ibex*) erst zu Beginn der Weichsel-Kaltzeit. Danach gehören die Schichten über Riegel-C in die Weichsel-Kaltzeit und die Schichten unter diesem Boden können nicht älter als Saalezeitlich sein, sofern man ein besonderes Warthestadium außer acht läßt.

Nach den Bodenbildungen und den Faunen der besprochenen Lößprofile gibt es zwischen Riegel-C und Riegel-E noch zwei wärmere Phasen, von denen die untere vielleicht eine Nachphase der Eemwarmzeit ist, während die obere eher ein selbständiges Interstadial sein könnte.

FRENZEL (1984) stellte fest: „In der Zeit vor ungefähr 50 000 Jahren vor heute scheinen keine großen Inlandeis Massen vorhanden gewesen zu sein, obwohl das Klima sehr kalt war. Allerdings sind aus dem sibirischen Raum Beobachtungen bekannt geworden, die darauf zu deuten scheinen, daß das Klima mindestens so wie heute gewesen ist“ (was offenbar in sich widersprüchlich ist) „falls es nicht sogar noch wärmer war. Die Sahara könnte ein relativ feuchtes Klima gehabt haben.“

Hierzu JERZ (1983): „Pollenanalytische Bestimmungen an den Warventonen durch Dr. E. S. PLEHIVTSEVA und Dr. E. A. SPIRIDONOVA (Univ. Leningrad) ergaben ein Mittelwaldai mit relativ kühlem Klima (kühler als heute), eine Tundravegetation mit drei *Betula*-Gipfeln. 14 C-Datierungen ergaben Werte zwischen 40 000 und 27 000 Jahren B.P.“

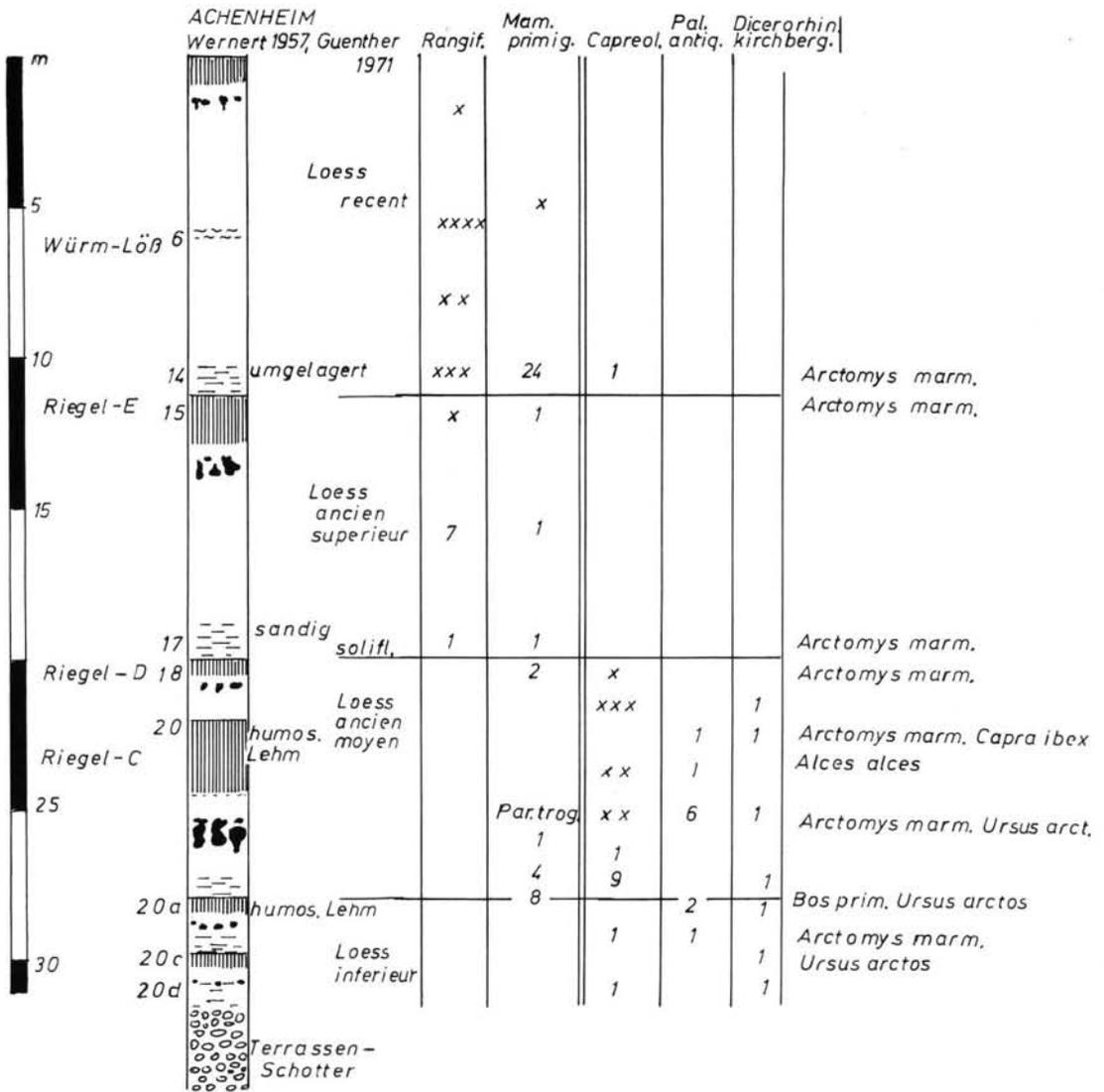


Abb. 2: Die Verteilung einiger für kalte (links) und warme (rechts) Klimabereiche kennzeichnende Säugetiere in den Lößprofilen von Achenheim-Hangenberg. Auf der rechten Seite ist die Einordnung einiger Säugetiere angegeben, die erst in bestimmten Zeiten des jüngeren Pleistozäns in Mitteleuropa zu finden sind.

Es ist nicht ganz unwahrscheinlich, daß auch das Odderade von Schleswig-Holstein Teilabschnitte dieses Interstadials repräsentiert.

Nach Auskunft russischer Kollgen (Dr. SHER, Moskau, Dr. FORONOVA, Nowosibirsk, Dr. YERBAJEVA, Ulan-Ude 1985) gab es in Sibirien innerhalb der Weichselkaltzeit ein langes Interstadial, das von einigen Forschern als Karginsk-Interstadial bezeichnet wird. In der Zeit um 39 500 ± 1150 Jahren B.P. lebten in Sibirien reichlich Pferde und vor 29 000 Jahren Bisonten.

Das Optimum der warmen Phase läge zwischen 42 000 und 30 000 Jahren vor heute. Vor- und nachher gab es große Eisvorstöße und damit Meerestiefstände vor etwa 75 000 und 25 000 Jahren.

Der letzte große Eisvorstoß, der die skandinavischen Gletscher bis zum Jungmoränen-Gebiet von Schleswig-Holstein und bis nahe von Hamburg (Ahrensburg) brachte, lag nach dem großen Interstadial, gehört also zu dem zweiten Meerestiefstand.

Eine gute Übereinstimmung des hier an Hand von Lößprofilen vertretenen Temperaturablaufs der letzten 120000 Jahre ergibt sich im Vergleich mit einer Temperaturkurve die SERET (1985) der Deutschen Quartärvereinigung bei der Tagung in Freiburg vorgelegt hat. Sie basiert auf einer kombinierten Interpretation der Kurven von Pollenanalysen, des organischen Kohlenstoffs und des Lößanteils, vor allem bei dem Profil des Grande Piles. Die Kurve ist unterbaut mit 17 Radiokarbondatierungen, sowie der Korrelation mit Bohrungen in Ozeanböden (WOILLARD & MOOK 1982).

5. Schriftenverzeichnis

- BLEICH, K. E. & HÄDRICH, FR. & WURSTER, R. (1984): Die Bedeutung vulkanischer Glasfunde für die Chronostratigraphie der oberrheinischen Löss. — Ber. Naturf. Ges., 74: 5—24, 5 Abb., 2 Tab.; Freiburg i. Br.
- BRONGER, A. (1966): Löss, ihre Verbraunungszonen und fossilen Böden. — Schr. Geogr. Inst. Univers. Kiel, XXIV (2): 1—113; 23 Abb., 6 Tab., Kiel.
- BRUNNACKER, K. (1964): Grundzüge einer quartären Bodenstratigraphie in Süddeutschland. — Eiszeitalter und Gegenwart, 15: 224—228, 1 Tab.; Öhringen.
- , JÄGER, K. D., HENNIG, G. J., PREUSS, J. & GRÜN, R. (1983): Radiometrische Untersuchungen zur Datierung mitteleuropäischer Travertinvorkommen. — Ethnogr. Archäol. Z., 24: 217—266; Berlin.
- CHERDYNTSEV, V., SENINA, N. & KUZMINA, E. A. (1975): Die Altersbestimmung der Travertine von Weimar-Ehringsdorf. (Über das Alter des Riß-Würm-Interglazials). — Abh. Zentr. Geol. Inst. Pal. Abh., 23: 7—14; Berlin.
- FRENZEL, B. (1977): Bericht über die 18. Tagung der Hugo-Obermaier-Gesellschaft für Erforschung des Eiszeitalters und der Steinzeit, von CH. ZÜCHNER. Referat von B. FRENZEL-HOHENHEIM: Zum gegenwärtigen Stand der Interglazialforschung des Mittel und Jungpleistozäns in Süddeutschland. — Quartär, 27/28: 179—181; Bonn.
- (1984): Nationales Forschungsprogramm der Bundesregierung. — Akad. d. Wissenschaft. Projektgruppe Terrestr. Paläoklimatologie, Jahrb. 1984: 207—215; Stuttgart.
- FROMM, K. (1983): Paläomagnetische Untersuchungen an Lößaufschlüssen bei Emmendingen und Riegel. Magnetostratigraphie im Löß am Oberrhein. — Ber. Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung; 21 S.; Hannover (Archiv NLFb).
- GUENTHER, E. W. (1951): Zur Altersstellung der sogenannten „Hochterrasse“ südl. von Freiburg. — Mitt. Bl. Bad. Geol. L. A.: 93—95. Freiburg.
- (1953): Feinstratigraphische Untersuchung eines Lößprofils von Riegel am Kaiserstuhl. — N. Jb. Geol. Pal. Mh., 9: 369—385; Stuttgart.
- GUENTHER, E. W. (1954): Feinstratigraphische Untersuchung eines Lößprofils von Murr (Landkreis Ludwigsburg). — Eiszeitalter u. Gegenwart, 4/5: 147—157, 3 Abb.; Öhringen.
- (1958/59): Feinstratigraphische Untersuchung des Lößprofils von Ried bei Neuenburg. — Quartär, 10/11.: 201—212, 3 Abb.; Bonn.
- (1961): Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen: 91 Seiten, 29 Abb., Tafel 1—3; Köln, Graz (Böhlau).
- (1971): Die Faunen von Achenheim-Hangenbieten im Elsaß und ihre Aussage zur Altersdatierung der Lößprofile. — Quartär, 22: 55—71, 5 Abb., 5 Tab.; Bonn.
- HÄDRICH, F. (1975): Zur Methodik der Lößdifferenzierung auf der Grundlage der Carbonatverteilung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 26: 95—117, 10 Abb.; Öhringen.
- (1980): Paläoböden im südlichen Oberrheingebiet. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg, 70: 29—48, 1 Abb., 2 Tab.; Freiburg.
- , HUMMEL, P. & MÜLLER, S. (1982): Paläoböden im Oberrheingebiet. — Bundesanstalt für Geowissenschaften u. Rohstoffe et al. Inventur der Paläoböden in der Bundesrepublik Deutschland. — Geol. Jb., F14: 88—100; Hannover.
- HERION, H. (1921): Die Lößlandschaft des Kaiserstuhls. — Dissert. Freiburg: 1—70; Freiburg. — [Unveröff.].
- JERZ, H. (1983): XI. Kongreß Moskau. Bericht über die Exkursion C-15 vom 10.—16. 8. 1982. Leningrad und Umgebung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 33: 189—193, 1 Abb.; Hannover.
- KESSLER, G. & LEIBER, J. (1980): Erl., Blatt 7813 Emmendingen, Geol. Kt. Baden-Württemberg 1: 25000, 151 S., 15 Abb., 8 Tab.; Stuttgart.
- KHODARY-EISSA, O. (1968): Feinstratigraphische und pedologische Untersuchungen an Lößaufschlüssen im Kaiserstuhl (Südbaden). — Freiburger Bodenkundliche Abh., 2: 149 S., 29 Abb., 15 Tab.; Freiburg.
- LEIBER, J. (1980): Deckgebirge, in KESSLER, G. u. LEIBER, J. Geol. Kt. Baden-Württemberg, Bl. 7813 Emmendingen, 1: 25000: 151 S., 15 Abb., 8 Tab.; Stuttgart.
- MEIGEN, W. & SCHERING, H. G. (1914): Chemische Untersuchungen über Löß und Lehm aus der oberrheinischen Tiefebene. — Mitt. Großherzogl. Bad. Geol. L.-Anst. VII, 2: 643—668; Heidelberg.
- RASSAI, G. (1971): Feinstratigraphische Untersuchung der Lößablagerungen des Gebietes um Hangenbieten südwestlich von Straßburg im Elsaß. — Quartär, 22: 17—53, 3 Abb.; Bonn.
- SCHUMACHER, E. (1911): Bemerkungen über die Fauna des Löß von Achenheim, im besonderen über die Lager von Ziesel und Murmeltier. — Mitt. geol. L.-Anst. Elsaß-Lothringen, 7: 335; Straßburg.

- SERET, G. (1985): Die eiszeitliche Vergletscherung der lothringischen Vogesen und ihre Stratigraphie. — Deutsche Quartärvereinigung. 22. wissenschaftliche Tagung in Freiburg i. Br. Sept. 1985. Exkursionsführer II: 41—82, 18 Abb.; Hannover.
- STEINMANN, G. (1893): Über die Gliederung des Pleistozän im Badischen Oberlande. — Mitt. Großherzogl. Bad. Geol. L.-Anst. II. XXI: 745—791, 11 Abb.; Heidelberg.
- TOEPFER, V. (1963): Tierwelt des Eiszeitalters. — 198 S., 46 Abb., 20 Taf.; Leipzig (Geest u. Portig).
- WERNERT, P. (1957): Stratigraphie, Paléontologique et Pré-historique des Sédiments Quaternaires d'Alsace, Achenheim. — Mémoires du Service de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine, 14: 262 S., 115 Abb., 21 Taf.; Strasbourg.
- WOILLARD, G. & MOOK, W. (1982): Carbon-14 Dates at Grande Pile: Correlation of Land and Sea Chronologies. — Science, 215: 159—161; Washington.
- ZOLLINGER, G. (1984): Die Landschaftsentwicklung am Schwarzwaldrand zwischen Freiburg und Müllheim — Diss. Geogr. Inst. Univers. Freiburg i. Br.: 192 S., 47 Abb., 6 Tab.; Freiburg i. Br.
- (1985): Löß-Boden-Sequenzen am südlichen Oberrhein (Markgräflerland) und ihre Interpretation. — Jh. geol. L.-Anst. Baden-Württemberg 27: 113—143, 5 Abb., 1 Tab.; Freiburg i. Br.

Manuskript eingegangen am 17. 1. 1986.

Der kaltzeitliche Formenschatz im Cleurie-Tal (Südwestvogesen)

GERD WENZENS *)

Pleistocene (3 glacial periods), Würm glaciation, moraines, fluvioglacial features, fluviolacustrine features, extent of glaciers

Vosges, Cleurie Valley

Kurzfassung: Kartierung und Aufschlußanalyse der glazialen und fluvioglazialen Formen und Sedimente im Cleurie-Tal lassen folgende Aussagen zur Vergletscherungsgeschichte dieses Raumes zu:

Anhand der Kriterien Erhaltungszustand, Verwitterungsintensität bzw. Verfestigungsgrad, Höhenlage und Zusammensetzung können glaziale Ablagerungen aus drei verschiedenen Kaltzeiten nachgewiesen werden.

Aufgrund der Eismächtigkeiten des Mosel- und Moselotte-Gletschers im Becken von Remiremont/St. Amé kann im Würm eine Moselotte-Difflorenzunge allenfalls bis in das Gebiet südlich von le Tholy gereicht haben. Dies wird durch die maximale Höhenlage der Würmsedimente östlich von le Tholy bestätigt: Sie lassen als Ablagerungsmedium lediglich den Vologne-Gletscher sowie kleinere Seitengletscher zu. Die damalige Schneegrenze lag bei ca. 850 m.

Die Wälle östlich von le Tholy sind fluvioglazialer bzw. lakustrischer Entstehung. Schmelzwässer aus dem Cellet-Tal wurden vom Vologne-Gletscher gestaut, so daß sich hier mächtige Deltasedimente ablagern konnten. Während einer Abschmelzphase des Vologne-Gletschers bildete sich hinter der Endmoräne von Bas Beillard das Delta von le Costet, dessen glazio-lakustrische Ablagerungen von proglazialen Sedimenten bedeckt wurden, die im Zusammenhang mit der Ausbildung der Endmoräne von Pré Chausotte entstanden.

[Pleistocene Morphology of the Cleurie-Valley (Southwestern Vosges)]

Abstract: Mapping and profile analysis of glacial and fluvioglacial forms and deposits in the Cleurie valley allow the following statements concerning this area's glacial history:

On basis of criterions like state of conservation, intensity of weathering and incrustation, height and composition three different glacial periods can be distinguished.

Because of the thickness of the Mosel- and Moselotte-glacier in the Remiremont/St. Amé basin a large difflorence during the Würm is improbable, it may at most have reached to the south of le Tholy area. The maximum heights of the Würmian deposits east of le Tholy prove this view. They can only be deposited by the Vologne-glacier and its lateral glaciers. For the Würm period the snow line was at about 850 m.

The ridges east of le Tholy are of fluvioglacial or lacustrine origin. The Vologne-glacier dammed the melted ice from the Cellet valley, initiating the deposition of thick deltaic sediments. During a phase of melting a delta was formed between the Bas Beillard end moraine and the Vologne-glacier's front. These deltaic sediments of le Costet were subsequently covered by proglacial sediments caused by the Pré Chausotte end moraine.

[La morphologie pleistocène dans la vallée de la Cleurie (Vosges)]

Résumé: Les recherches sur les dépôts et formes glaciaires et fluvioglaciaires dans la vallée de la Cleurie conduisent aux thèses suivantes concernant l'histoire glaciaire de cette région:

A l'aide des critères: dégradation du modelé glaciaire, degré d'altération et d'encroûtement, position altimétrique et composition des matériaux il est possible de distinguer des dépôts de trois périodes glaciaires.

A cause de l'épaisseur des glaciers de la Moselle et de la Moselotte dans le bassin de Remiremont/St. Amé une langue difflorente peut seulement s'être étendue jusqu'au sud du Tholy. Cela est prouvé par l'altitude des dépôts würmiens à l'est du Tholy qui ont été mis en place par le glacier de la Vologne ou ses petits glaciers tributaires. La limite des neiges würmiennes était à 850 m.

Les rides à l'est du Tholy sont d'origine fluvioglaciaire ou lacustre. Les eaux de fonte de la vallée du Cellet ont été barrées par le glacier de la Vologne où elles ont sédimenté un delta de grande épaisseur. Pendant une phase de fonte un autre delta — celui du Costet — s'est établi entre la moraine terminale de Bas Beillard et le glacier de la Vologne.

*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. G. WENZENS, Geographisches Institut der Universität Düsseldorf, Universitätsstraße 1, 4000 Düsseldorf.

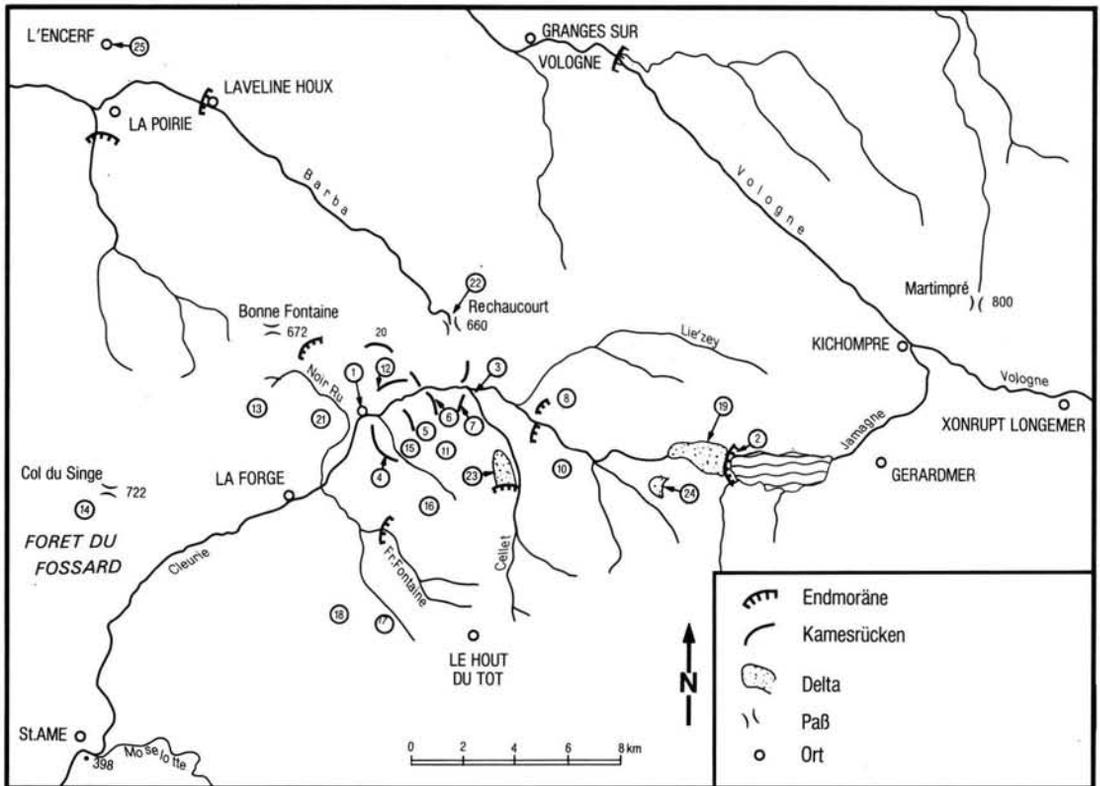
Ses sédiments glacio-lacustres ont été superposés par des dépôts proglaciaires issus de la moraine terminale de Pré Chaussoite.

1. Das Untersuchungsgebiet

Das Cleurie-Tal entstand als hydrographische Einheit erst während der Würmeiszeit und bildete bis dahin den Unterlauf der Vologne. Diese entspringt an der Westflanke des über 1.300 m hohen Vogesenkammes, durchfließt die Seen von Retournermer und Longemer sowie die steile Schlucht von Kichompré, biegt südlich Bruyères aus der SE-Richtung kommend fast im rechten Winkel nach SW ab und erreicht in 350 m Höhe

bei Pouxieux die Mosel. Noch zu Beginn des Würms benutzte die Vologne den wesentlich kürzeren Weg über Gérardmer und le Tholy. Während der letzten Vereisung schuf der Vologne-Gletscher das breite Zungenbecken, das heute der See von Gérardmer einnimmt, und hinterließ die im Westen den See aufstauende, aus zwei Wällen bestehende Endmoräne Pré Chaussoite (Abb. 1).

Beim Abtauen der Gletscherzunge durchbrachen Schmelzwässer die niedrige Wasserscheide von Kichompré. Durch Akkumulation der abschmelzenden Moräne erhöhte sich der Talboden östlich von Gérardmer; in das nunmehr rückläufige Gefälle schnitt sich die Jamagne als neuer Nebenfluß der Vologne ein, seit



- 1 Le Tholy
- 2 Pré Chaussoite
- 3 Rain Brice
- 4 Noirmont
- 5 La Goutte Villemin
- 6 La Basse
- 7 Le Bannerot
- 8 Bas Beillard
- 9 La Petite Neuvelotte

- 10 Le Haut Poirot
- 11 Roche de Lait
- 12 Le Petit Paradis
- 13 Faing la Biche
- 14 Le Hêtre de la Vierge
- 15 Ferme Berlingoutte
- 16 Les Quatre-Vents
- 17 La Croix des Hêtres
- 18 La Haut des Charmes

- 19 Le Costet
- 20 Le Vieux Tholy
- 21 Blongoutte
- 22 Trou d'Enfer
- 23 Pré J'Espère
- 24 Les Granges Bas
- 25 St.-Jean-du-Marché

Abb. 1: Übersichtskarte.

Fig. 1: Schéma général.

dieser Zeit trennt die Endmoräne von Pré Chaussole das Einzugsgebiet der Vologne von dem der Cleurie.

Das ca. 15 km lange Cleurie-Tal zeichnet sich durch den Wechsel von Talweitungen und -verengungen aus, wobei letztere von mehreren Rücken gequert werden. In dem nur 2 km langen Engtal zwischen le Tholy und Rain Brice hat sich die Cleurie teilweise um 100 m in die Wälle von Noirmont (624 m), la Goutte Villemin (646 m), la Basse (622 m) und le Bannerot (612 m) eingeschnitten. Östlich schließt sich ein fast 1 km breites Becken an, in das auch die beiden wichtigsten Nebenflüsse, Cellet und Liézey, münden. Es wird im E durch den breiten, 660 m hohen Rücken von Bas Beillard abgeschlossen.

Auch südlich le Tholy weitet sich wieder der Talboden, größere Wälle sind hier nicht mehr ausgebildet. Die Cleurie mündet in knapp 400 m Höhe in die Moselotte, die nach 4 km bei Remiremont in die Mosel fließt.

2. Stand der Forschung

1966 legte SERET eine umfangreiche Arbeit über die Vergletscherung der Südwestvogesen vor. Er unterscheidet drei verschiedene Vergletscherungsperioden, die er der Mindel-, Riß- und Würmeiszeit zuordnet. Während die älteste Vereisung als Kappenvereisung gedeutet wird, sollen sich Riß- und Würmvergletscherung auf die großen Talzüge beschränkt haben, wobei das Rißeis nur im S weit über die würmeiszeitliche Talvergletscherung hinaus reichte (s. Abb. 2). Die zum Teil über 800 bzw. 1.000 m aufragenden Wasserscheidenbereiche wären demnach eisfrei gewesen. Der glaziale Formenschatz des Cleurie-Tales wird völlig neu interpretiert: Die Eismassen im unteren Cleurie-Tal sollen vom Moselotte-Gletscher stammen. SERET (1966: 462) nimmt an, daß dieser im Mündungsgebiet zur Mosel aufgestaut wurde, so daß sich seine Eismassen durch das Cleurie-Tal bis östlich von le Tholy talaufwärts bewegten, während gleichzeitig der Vologne-Gletscher westlich von Gérardmer stürzte. Eine ähnliche vis-à-vis-Lage beider Gletscherenden soll sowohl in der Riß- als auch in der Würmeiszeit ausgebildet gewesen sein. Die Detailkarte (SERET 1966: Fig. 66) eröffnet weitere Einblicke. Den glazialen Formenschatz des Tales beherrschen die Endmoränen: 6 stammen aus der Würm-, 4 aus der Rißeiszeit. In der Rißkaltzeit näherten sich die Gletscher aus dem Vologne-bzw. Moselotte-Tal bis auf 1.500 m, in der Würmkaltzeit bis auf 5 km. Die Endmoräne Bas Beillard bildet nach dieser Auffassung den äußeren Rand des rißeiszeitlichen, die Endmoräne Pré Chaussole den des würmeiszeitlichen Vologne-Gletschers. Die Herkunft des Eises östlich von le Tholy aus dem

Moselotte-Tal begründet SERET (1966: 475) anhand der nach E geschwungenen Wallformen und lithologischer Merkmale.

Diesen Auffassungen widerspricht SALOME (1968: 48) in seiner Dissertation über das Moselotte-Gletschersystem. Er lehnt die Existenz einer weitreichenden Moselotte-Diffluenzzunge im Cleurie-Tal ab, da hierfür die Mächtigkeit des Eises im Moselotte-Tal nicht ausgereicht hat. SALOME bestreitet außerdem die Deutung der Wälle bei le Tholy als Endmoränen. Er mißt den fluvioglazialen Prozessen eine wesentlich größere Bedeutung bei und erklärt alle Wälle westlich der Endmoräne Pré Chaussole als Kamesrücken bzw. -terrassen, die ausschließlich von einem würmeiszeitlichen Vologne-Gletscher stammen. Im Gegensatz zu SERET findet SALOME (1968: 25) im Cleurie-Tal keine Hinweise auf eine rißeiszeitliche Talvergletscherung.

In jüngeren Arbeiten geht SERET (1980, 1985) leider nicht auf die Einwände SALOMES ein, sondern modifiziert lediglich das Alter der Vergletscherungen. In Anlehnung an die Pollenstratigraphie des Grande-Pile Moors hält SERET (1985: 19) nun eine Gleichsetzung der älteren Vereisung mit der Saaleeiszeit, der mittleren mit der älteren Weichseiszeit und der jüngeren Vereisung mit der jüngeren Weichseiszeit für wahrscheinlich.

Anfang der 70er Jahre haben FLAGEOLLET & HAMEURT (1971) die Ablagerungen des Cleurie-Tales erneut untersucht und sind zu folgenden Ergebnissen gelangt: Sowohl an den Flanken als auch am Boden des Cleurie-Tales sind nur wenige Zeugen eines vermutlich älter als würmzeitlichen Glazials erhalten. Nahezu der gesamte Formenschatz stammt aus der Würmeiszeit; bei den Ablagerungen handelt es sich nach den sehr sorgfältigen Untersuchungen von FLAGEOLLET & HAMEURT vorwiegend um lakustrische Sedimente; für Endmoränen halten sie lediglich den Wall Pré Chaussole und Ablagerungen bei Noir-Ru (1 km nordwestlich von le Tholy). Die Autoren bestätigen die These SERETS, daß sich ein Arm des Moselotte-Gletschers im Würm cleurieaufwärts erstreckte, nehmen aber an, daß die Zunge noch weiter nach E reichte und bei Bas Beillard auf den Vologne-Gletscher traf. Im Bereich des Zusammenflusses der beiden Gletscherzungen überschritt das 100 m mächtige Eis die Höhe von 680 m. Der heutige Formenschatz des Tales wurde durch die Ausbildung mehrerer Seen geprägt, die während des Abschmelzens der Eismassen entstanden. Aus der Höhenkonstanz der Ablagerungen schließen FLAGEOLLET & HAMEURT auf länger andauernde Seespiegelstände im 675—665 m-, 630—625 m-, 600 m- und 550 m-Niveau. Die Stufung der Sedimente ist also nicht die Folge von Rückzugsstadien, sondern durch phasenhaftes Absinken der Seespiegelhöhen bedingt.

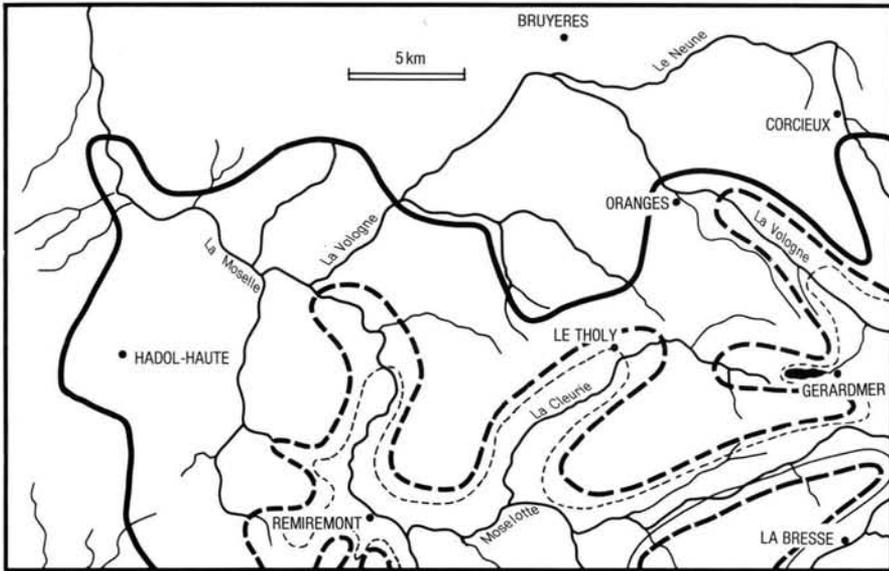


Abb. 2: Grenzen der Vereisungen und stratigraphische Zuordnung.

Fig. 2: Limites des glaciations et corrélation stratigraphique.

nach SERET	1966	1980	1985
—	Mindel	Ältere	Saale
- - - -	Riß	Mittlere	ältere Weichsel
- · - · -	Würm	Jüngere	jüngere Weichsel

nach SERET (1966: Fig. 72; 1980: Fig. 1; 1985: 19)

3. Problemstellung

Auf der Grundlage einer detaillierten Kartierung soll versucht werden, die Vergletscherungsgeschichte des Cleurie-Tales zu rekonstruieren, wobei es zu klären gilt, welches Ausmaß eine eventuelle Moselotte-Diffluenz einerseits und der Vologne-Gletscher andererseits hatten und auf welche Weise beide morphologisch wirksam werden konnten. Bei den Geländearbeiten wurde daher besonderer Wert auf die Ermittlung der höchstgelegenen Zeugen der jüngsten Vergletscherung gelegt. Das Problem, ob der glaziale und fluvioglaziale Formenschatz im Einzugsgebiet des Cleurie-Tales mehreren Kaltzeiten zugeordnet werden kann, wurde deshalb mit Aufmerksamkeit verfolgt. Eine Beantwortung dieser Fragen setzt nicht nur voraus, daß Kriterien zur zeitlichen Differenzierung der Formen und Ablagerungen erstellt werden können, sondern daß auch Aussagen über den jeweiligen Vergletscherungstyp möglich sind.

In den Vogesen wird die Ermittlung der Schneegrenzhöhen durch die Vielzahl von Transfluenzen erschwert. Dies hat dazu geführt, daß vielfach Überlegungen zum Ausmaß der vergletscherten Areale bei

der Rekonstruktion der Reliefentwicklung vernachlässigt wurden und der Einfluß lokaler Gletscher unberücksichtigt blieb.

Schließlich wird zu prüfen sein, ob im Untersuchungsgebiet Hinweise auf mehrere Vereisungen vorliegen. Zur Klärung der Frage nach älteren Kaltzeiten wurde die Kartierung nach N hin ausgedehnt.

Da die Darstellung einer Reliefentwicklung zunächst jedoch eine den Geländegegebenheiten entsprechende Deutung der glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen notwendig macht, wurde der Formenschatz des Cleurie-Tales einer genauen Analyse unterzogen.

4. Der glaziale und fluvioglaziale Formenschatz des Cleurie-Tales

Die unterschiedliche Ansprache und Datierung der im Cleurie-Tal ausgebildeten Formen soll an einigen Beispielen diskutiert werden. Eine Schlüsselstellung in bezug auf Genese und Alter nimmt der Wall von Bas Beillard ein. SERET (1966: 466, 472) deutet ihn als Stauchendmoräne, die den weitesten Vorstoß des Vologne-Gletschers während der Rißver-

eisung markiert und führt als Beleg für das höhere Alter die im Vergleich zu den jüngeren Endmoränen stärkere Überprägung der Hänge an.

Für FLAGEOLLET & HAMEURT (1971: 155) handelt es sich um Ablagerungen mit vorwiegend „moränischem“ Charakter, die bei der Berührung von Vologne-Gletscher und Moselotte-Difffluenzzunge während des Würms entstanden sind. Während das Sediment im wesentlichen glazigenen Ursprungs ist, soll die Form durch die während der Abschmelzperiode ausgebildeten Seen geprägt worden sein. Sie ist ein Teil ehemals ausgedehnter Seeterrassen im 675 m bzw. 630 m-Niveau.

Von dem insgesamt 65 m hohen Wall sind lediglich die oberen 16 m aufgeschlossen: An der Basis in 644 m befinden sich ungestörte Lockersedimente aus zum Teil geschichteten Sanden und unregelmäßigen Schotterlagen. Sie werden von einer maximal 3 m mächtigen Moräne ohne Störungen gekappt, deren vorwiegend kantige Blöcke in einer rötlichen, tonigen Matrix fest verbacken sind. Es folgt eine Wechsellagerung aus geschichteten Sanden und Kiesen mit eingeschalteten Schotterlagen, die insgesamt deutliche Stauchungsstrukturen aufweist. Darüber liegt eine 5 m mächtige Moräne, in der einzelne, aber bis zu 2 m große Blöcke enthalten sind. Die Matrix dieser Moräne besteht aus unverfestigten, hellen Sanden und Kiesen. Rötlich verwitterte Sande, auf denen eine 40 cm mächtige Braunerde entwickelt ist, schließen das Profil ab. Der Wall grenzt im S in 675 m Höhe an den Granitsporn le Haut Poirot, der in 690—695 m eine ca. 200 m lange und 100 m breite Verebnung aufweist. Sie ist mit einer dichten Streu von Moränenblöcken überzogen.

Der Rücken von Bas Beillard ist aufgrund der Zusammensetzung des hangenden Materials als Stauchendmoräne eines erneut vorstoßenden Vologne-Gletschers zu deuten, dessen proglaziale Sedimente gestaucht und anschließend mit einer Satzendmoräne bedeckt wurden.

Auch die Form ist eindeutig als glazigen zu bezeichnen. Die Asymmetrie des Walles sowie die Stauchungsstrukturen weisen auf den Moränencharakter hin. Verebnungen in 620—625 m, wie sie FLAGEOLLET & HAMEURT (1971: 156) beschrieben haben, sind jedoch als Talbodenreste der Cleurie zu deuten.

Welche Hinweise ermöglichen nun eine Aussage über das Alter dieser Moräne? Relative Alterseinstufungen von glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen basieren im wesentlichen auf geomorphologischen und pedologischen Kriterien. Daß die Ansprache der Verwitterungsintensität der Sedimente und Böden sehr subjektiv sein kann, wird durch die unterschiedlichen Altersangaben der verschiedenen Auto-

ren deutlich (vgl. FLAGEOLLET & HAMEURT 1971: 130, 146—150, 165—166). Die offensichtlich geringe Aussagekraft der Verwitterungsintensität zeigt die voneinander abweichende Zuordnung zu den einzelnen Kaltzeiten in den Arbeiten SERETS von 1966 und 1985 (Abb. 2).

Solange keine absoluten Datierungen möglich sind, kann im Untersuchungsgebiet vor allem der Erhaltungszustand der Formen zur Unterscheidung zwischen würmeiszeitlichen und älteren Ablagerungen herangezogen werden. Dieses Merkmal eignet sich im Falle des Cleurie-Tales — durch die speziellen hydrographischen Umstände bedingt — in besonderem Maße als wesentliches Kriterium der zeitlichen Einordnung: So erfolgt die gesamte Entwässerung einschließlich der abgeschmolzenen Eismassen des Vologne-Einzugsgebietes seit Entstehung der Endmoräne Pré Chaussote nicht mehr durch das Cleurie-Tal. Die Erosion ist seitdem westlich der Endmoräne Pré Chaussote auf ein Minimum reduziert, so daß auch die Ausräumung der würmeiszeitlichen Sedimente und die Zerschneidung der Formen nur geringe Ausmaße angenommen hat.

Der gute Erhaltungszustand sowie der schmale Taleinschnitt der Cleurie lassen daher für den Endmoränenrücken Bas Beillard nur ein junges Alter zu.

Obwohl die Cleurie aufgrund der Zuflüsse aus dem Cellet- und Liézey-Tal unterhalb von Bas Beillard über eine größere Erosionskraft verfügt, so daß das Tal bei le Tholy wesentlich breiter ist, sprechen die wenig abgeflachten Hänge der dicht beieinander liegenden Wälle von le Tholy ebenfalls für ein würmeiszeitliches Alter. Dies gilt auch für den Rücken bei le Bannerot, den SERET als Endmoräne der Moselotte-Difffluenzzunge einer älteren Kaltzeit gedeutet hat. Wegen seiner geringen absoluten Höhe von 612 m wirkt er zwar insgesamt breiter und abgeflachter, sein 14° steiler Osthang erhebt sich jedoch mit deutlichem Knick aus dem Becken von Rain Brice. Mehrere Aufschlüsse und Anschnitte zeigen seinen Aufbau: An der Basis in 600 m befinden sich schwach geschichtete Schotter aus teilweise gut gerundeten Graniten. Es folgt ein 2 m mächtiges Paket aus feingeschichteten Kiesen, Sanden und einzelnen Schotterlagen, die mit 12° nach Osten einfallen. Es wird von einem 60 cm mächtigen Grobschotterkörper überlagert, der seinerseits von einer 1,5 m mächtigen Soliflukationsdecke gekappt wird.

Der nördliche Flügel zeigt zwischen 590 und 595 m ebenfalls mehrere Meter gut geschichtete, helle Sande, in die einzelne Taschen aus ungeschichteten Kiesen und Geröllen eingelagert sind. Der Wall von le Bannerot weist somit keinerlei Merkmale auf, die auf eine Endmoräne schließen lassen. Zusammensetzung

und Schichtung des Materials sprechen vielmehr für eine fluvioglaziale Ablagerung zwischen Toteismassen; der nördliche Flügel zeigt lakustrische Sedimentationsbedingungen an.

Bei den übrigen Wällen von le Tholy gewähren nur noch kleinräumige Anschnitte Einblick in die Ablagerungen, die jedoch stets aus mehr oder weniger deutlich geschichteten Lockersedimenten bestehen, wobei helle Feinsande im allgemeinen überwiegen. Zwischengeschaltete Schotterlagen bilden die Ausnahme, Moränenblöcke treten nur vereinzelt auf. Lediglich der Wall la Goutte Villemin ist mit auffallend großen Blöcken bedeckt, wobei nur wenig Gesteinsvarietäten vorkommen. Da oberhalb des Rückens der Steilhang von „Roche de Lait“ mit einem Blockstrom aus diesem Material einsetzt, ist eine solifluidale Umlagerung der Blöcke nicht auszuschließen. FLAGEOLLET & HAMEURT (1971: 158) halten es für möglich, daß die Felsen aus dem Anstehenden stammen.

In Übereinstimmung mit SALOME (1968: 37) und FLAGEOLLET & HAMEURT (1971: 160) ist die Deutung der Wälle von le Tholy als Endmoränen auszuschließen. Hinweise, die ein unterschiedliches Alter der Ablagerungen nahelegen, fehlen ebenfalls.

FLAGEOLLET & HAMEURT (1971: 165) haben an verschiedenen Stellen stark verfestigtes Material („Crassin“) beschrieben. Die Autoren schließen nicht aus, daß es sich um Relikte einer älteren, eigenständigen Glazialepoche handelt, halten es jedoch auch für möglich, daß der „Crassin“ einer frühwürmzeitlichen Vergletscherungsphase angehört. Die Untersuchungen legen eine Differenzierung der verfestigten Moränen nahe: Im Talbodenbereich liegen sie meist zwischen geschichteten Sanden und Kiesen (z. B. Aufschluß Bas Beillard, in 540 m an der Basis des Rückens Noirmont, in 590 m Höhe südlich le Petit Paradis). Für diese Vorkommen halte ich ein frühwürmzeitliches Alter für wahrscheinlich und betrachte sie als Grundmoräne der Talvergletscherung. Sie werden in dieser Position stets von fluvioglazialen bzw. limnischen Sedimenten bedeckt, wohingegen verfestigte Moränen im höheren Hangbereich unmittelbar an die Oberfläche treten und von Solifluktionsschutt überzogen sind.

So wird das Seitental Froide Fontaine in rund 640 m Höhe von einem Wall abgeriegelt, an dessen distalem Ende Moräne in grauer, verfestigter Matrix aufgeschlossen ist. Die oberen 50–100 cm sind extrem stark verbacken und verwittert, das Bindemittel zeigt außerdem eine rötliche Färbung. Das Material ist scharf gegen den hangenden, lockeren Solifluktionsschutt abgegrenzt.

Diese Moräne unterscheidet sich durch den starken Verkittungsgrad der Ablagerungen und die insgesamt sehr verwaschene Form von den würmzeitlichen Moränen, so daß ein rißeiszeitliches Alter naheliegt. SERET (1966: 473) hat sie ebenfalls als rißeiszeitlich gedeutet und als Beleg für eine auch im vorletzten Glazial ausgebildete Moselotte-Diffluenz gewertet. Letztere Interpretation läßt sich jedoch mit zwei Gegebenheiten nicht vereinbaren:

1. Die Moräne setzt sich zu 90 % aus Gesteinen zusammen, die im Einzugsgebiet des Froide Fontaine-Baches anstehen.
2. Der Moräne ist talwärts eine flach abfallende Verebnung in 620 m Höhe vorgelagert. Ein Schurf ergab unter einer Braunerde schwach geschichtete Kiese und Feinsande, die insgesamt zum Cleurietal hin einfallen und die einen mehrfachen Farbwechsel von Grau und Ocker aufweisen. Diese Sedimente bauen somit einen der Endmoräne vorgelagerten Sander auf.

Bei den Ablagerungen in 640–660 m handelt es sich demnach um die Endmoräne eines Seitengletschers, dessen Einzugsgebiet mit dem des Froide Fontaine-Baches übereinstimmt.

Moränen, die sich durch einen hohen Verfestigungsgrad auszeichnen und von rötlichen Schlieren durchzogen sind, befinden sich meist oberhalb des eigentlichen Talbereiches: z. B. auf der 710 m hohen Verebnung Faing la Biche (westlich le Tholy), am 720 m hohen Paß le Hêtre de la Vierge (nördlich Commune de Cleurie), in 700 m an der Straße von Berlingouette nach les Quatre-Vents. Sie sind einer älteren Vergletscherung zuzuordnen, die sich jedoch sonst nur durch eine mehr oder weniger dichte Blockstreu nachweisen läßt. Größere Aufschlüsse befinden sich u. a. nördlich der Cleurie im 800 m hohen Forêt Domaniale de Fossard (nordöstlich von Remiremont), südlich des Höhenpunktes 779,8 am Fardeau St. Christoph, am Forstweg östlich des 808 m hohen Tête du Houssot sowie südlich des Flusses auf dem bis zu 1.000 m hohen Rücken von le Haut du Tô t, u. a. in 800 m Höhe nördlich la Croix des Hêtres sowie in 810 m südlich le Haut des Charmes.

4.1. Die würmzeitliche Vergletscherung

Die Zusammenschau verschiedener Geländebefunde bezüglich der jeweils höchstgelegenen Zeugen würmzeitlicher Vergletscherung stellt sich folgendermaßen dar:

Am Waldweg zwischen le Pré Chaussote und Liézey befindet sich nach 500 m in 700 m Höhe ein Anschnitt mit junger Moräne. Diese ist auch im Stein-

bruch nördlich le Costet in gleicher Höhenlage abgeschlossen. Die dichte Blockstreu auf dem 690 m hohen Sporn des Haut Poirot kann mit Vorbehalten als gleichaltrig betrachtet werden.

Nördlich von le Vieux Tholy markiert ein Wall in 665 m ebenso eine Gletscherbegrenzung wie die gegenüberliegenden fluvioglazialen Sedimente in 655 m oberhalb der Ferme Berlingoutte.

Ein Lobus war in das Tal Noir-Ru vorgestoßen und hinterließ dort eine Endmoräne bei la Petite Neuvelotte. Die Oberkante der in heller, sandig-kiesiger Matrix befindlichen Blöcke reicht bis in ca. 630 m. Ein sich daran anschließender Sander aus flach nach NW einfallenden geschichteten Kiesen und Sanden weist an der Oberfläche abfluß-

lose Hohlformen auf, die als ehemalige Toteislöcher angesprochen werden können. Der 672 m hohe Paß Bonne Fontaine wurde demnach von den würmeiszeitlichen Eismassen nicht mehr erreicht. Hier findet man lediglich eine lockere Moränenstreu vor.

Östlich des Gehöftes Blongoutte (südwestlich le Tholy) konnte in 625 m eine geringmächtige Moräne nachgewiesen werden, während die oberhalb gelegene kleine Verebnung in 650 m nur vereinzelte Blöcke trägt.

Im unteren Talbereich der Cleurie markiert die aus dem Froide Fontaine-Tal beschriebene rißeiszeitliche Endmoräne mit dem vorgelagerten Sander in 620 m ü. M. eine maximale Höhe, die von der würmeiszeitlichen Talvergletscherung nicht mehr erreicht wurde.

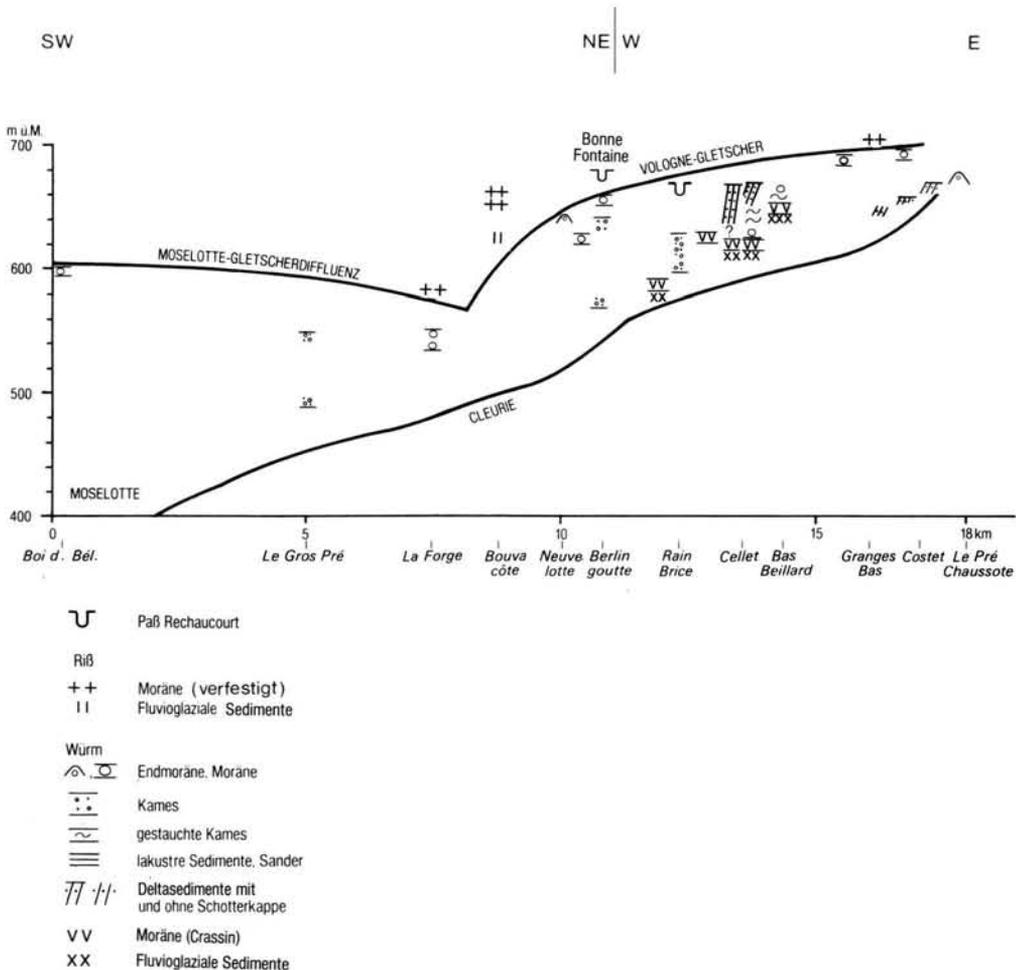


Abb. 3: Rekonstruktion der würmeiszeitlichen Gletscheroberfläche im Cleurie-Tal unter Berücksichtigung der Ausdehnung einer möglichen Moselotte-Diffluenzzung.

Fig. 3: Reconstruction de la surface glaciaire würmienne dans la vallée de la Cleurie.

Der 550 m hohe Rücken östlich la Forge gibt hier eine obere Grenze der Vergletscherung an.

Die Ergebnisse der Kartierung und die Analyse der Aufschlüsse lassen nun eine Rekonstruktion der wärmezeitlichen Vergletscherung des Cleurie-Tales zu, wobei alle aufgeführten Geländebefunde im Widerspruch zu einer großräumigen Moselotte-Diffuflenzzone stehen, die sich nach SERET (1966, 1985) und FLAGEOLLET & HAMEURT (1971) bis weit östlich von le Tholy erstreckt haben soll und deren Gletscheroberfläche dort noch bis 680 m ü. M. gereicht haben müßte (s. u.).

Die Höhenlage der jeweils höchsten wärmezeitlichen Vorkommen nimmt von der Endmoräne Pré Chausote nach la Forge cleurieabwärts deutlich und kontinuierlich von 700 m auf 550 m ü. M. ab (s. Abb. 3), was auf eine in E—W-Richtung vorstoßende Gletscherzunge hinweist. Unabhängig von den eigenen Beobachtungen und Schlußfolgerungen sprechen auch folgende Überlegungen gegen eine weit ins Cleurie-Tal hineinreichende Diffuflenzzone (Abb. 4):

Berücksichtigt man nämlich die Entfernung von über 10 km zwischen Moselotte-Tal und dem Ende der vermeintlichen Diffuflenzzone, so hätte die Oberkante des Mosel-Gletschers und damit auch des Moselotte-Gletschers im Becken von Remiremont mindestens 750 m ü. M. gelegen haben müssen, damit ein minimales Oberflächengefälle für den Eistransport cleurieaufwärts überhaupt entstehen konnte. In diesem Fall wäre der Mosel-Gletscher bei Remiremont (390 m ü. M.) über 350 m mächtig gewesen. Die Eismassen bei Remiremont können aber nur weniger als 200 m mächtig gewesen sein, da die Endmoräne la Demoiselle-Hautmante 4 km westlich von Remiremont in maximal 560 m Höhe, also ca. 170 m über dem Talboden liegt. Eine Mächtigkeit des Mosel-Gletschers von ca. 180 m in diesem Raum ergibt sich aus den Überlegungen von SERET (1966: 275, Fig. 22), der aus der Höhe vergletscherter und unvergletschter Pässe im Bereich des kleinen Vogesenkamms die Eisdicke ermittelte und die Oberkante bei Remiremont in ca. 580 m Höhe ansetzt. Der weiteste wärmezeitliche Vorstoß des Mosel-Gletschers bei Noireux befindet sich auch in nur 6 km Entfernung vom Diffuflenzbereich.

Geht man einmal von der — allerdings wenig wahrscheinlichen — Annahme aus, daß der Moselotte-Gletscher an seiner Mündung in die Mosel gestaut wurde und sich so die Eismassen einen Weg cleurieaufwärts suchen mußten, können sie selbst bei einer nur geringen Neigung der Gletscheroberfläche allenfalls bis auf die Höhe von la Forge gereicht haben. Der dort ausgebildete, nach N gewölbte 550 m hohe

Rücken könnte der Form nach als Endmoräne einer Diffuflenzzone gedeutet werden; nach SALOME (1968: 50) handelt es sich jedoch um eine Kames-terrasse.

Eine bis östlich von le Tholy vorstoßende Moselotte-Diffuflenz ist somit auch aufgrund der Eismächtigkeiten des Mosel- und Moselotte-Gletschers auszuschließen.

Die morphologischen Gegebenheiten im Cleurie-Tal lassen sich ebensowenig mit der Existenz einer Diffuflenzzone vereinbaren. Im Gegensatz zu den Verhältnissen westlich von Remiremont, wo mehrere Endmoränenbögen und zwischengeschaltete lakustrische Sedimente das Oszillieren einer Gletscherzunge belegen, fehlen im Cleurie-Tal entsprechende Zeugen eines mehrfachen Vorstoßes. Die Wälle östlich von le Tholy sind — wie es SALOME (1968: 37) und FLAGEOLLET & HAMEURT (1971: 145) beschrieben haben — eindeutig fluvioglazialer bzw. lakustrischer Entstehung, so daß auch ihre teilweise nach E gewölbte Form nicht als Beleg für einen Gletschervorstoß in östlicher Richtung angeführt werden kann (vgl. FLAGEOLLET & HAMEURT 1971: 146).

Gegen ihre Deutung als Endmoräne einer Moselotte-Diffuflenzzone spricht noch ein weiterer morphologischer Gesichtspunkt: Hätte ein Gletscher während einer längeren Zeit das Cleurie-Tal abgedämmt, so hätten sich an seiner Stirn die aus dem Liézey-, Cellet- und Vologne-Gletscher abfließenden Schmelzwasser gestaut und ihre mitgeführten Sedimente abgelagert. Solche Sedimente sind aber im Cleurie-Tal nirgendwo erhalten, und ihre spätere Ausräumung kann, wie bereits dargelegt, ausgeschlossen werden. Außerdem lassen die steilen Fronten der Wälle sowie das breite und tiefe Becken zwischen Rain Brice und der Endmoräne Bas Beillard einen solchen Stau ausschließen.

Als weiteren Beleg für eine Diffuflenzzone haben SERET (1966: 464) und FLAGEOLLET & HAMEURT (1971: 137) die petrographischen Besonderheiten der Ablagerungen angeführt. Sie beziehen sich u. a. auf das Fehlen von Rhyolithgeschieben in den Sedimenten westlich von Bas Beillard. Der Rhyolithanteil in der Endmoräne Pré Chausote beläuft sich auf 7 %, in der Moräne Bas Beillard auf 4 %, im Rücken le Bannerot auf 2 % (FLAGEOLLET & HAMEURT 1971: 135). Es ist deshalb durchaus einleuchtend, wenn Rhyolithgeschiebe weiter talabwärts nicht mehr nachweisbar ist. So haben FLAGEOLLET & HAMEURT (1971: 135) bei Geschiebezählungen im Bereich des Endmoränenkomplexes des Vologne-Gletschers südlich Granges sur Vologne dreimal kein und zweimal zwei Prozent Rhyolithanteil festgestellt.

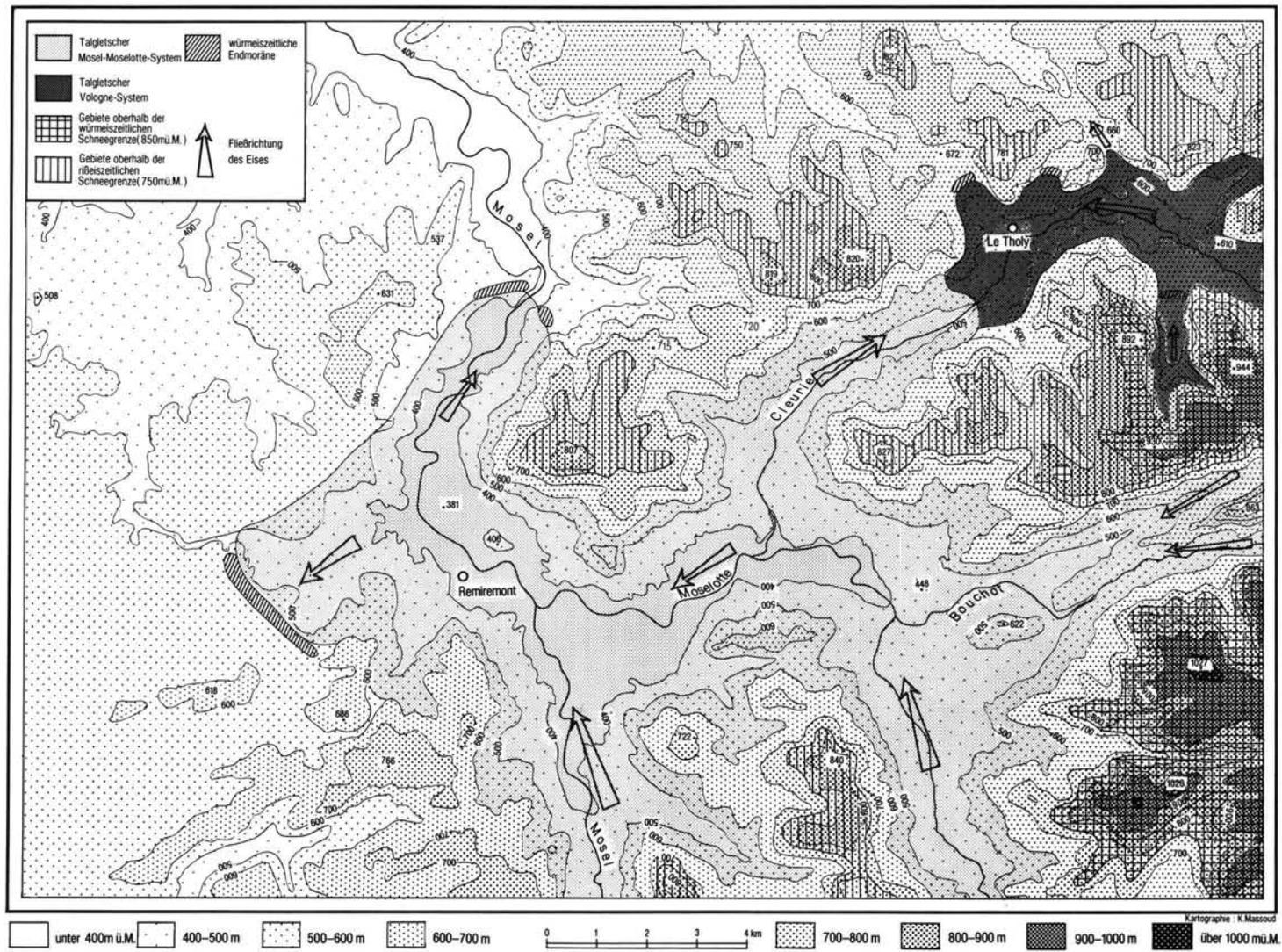


Abb. 4: Höhenschichten, Gletschersysteme und Schneegrenzen im Vologne-, Moselotte- und Moselbereich.

Fig. 4: Niveaux d'altitude, systèmes glaciaires et limites de neige dans les régions de la Vologne, Moselotte et Moselle.

Das Fehlen von Rhyolith-Geröllen im unteren Talabschnitt der Cleurie spricht übrigens eher gegen eine Moselotte-Diffluenz als dafür. Vergleicht man nämlich auf der Geologischen Karte 1 : 100.000 (HAMEURT 1967) das nur sporadische Vorkommen im oberen Vologne-Tal mit dem wesentlich größeren Auftreten von Rhyolith im Einzugsgebiet der Moselotte — insbesondere an der Mündung des Chajoux-Tales in die Moselotte —, so wäre nämlich eine Zunahme dieser Gesteinskomponente in den Ablagerungen einer Moselotte-Diffluenz zu erwarten. Die petrographische Zusammensetzung der Moränen in den großen Tälern sagt jedoch über die Herkunft der einzelnen Bestandteile wegen der zahlreichen Transfluenzen und der Aufarbeitung von Ablagerungen einer älteren Kappenvereisung nur wenig aus. Hinzu kommt, daß es sich im Cleurie-Tal im wesentlichen um fluvioglaziale bzw. lakustrische Sedimente handelt, die meist aus der unmittelbaren Umgebung stammen (FLAGEOLLET & HAMEURT 1971: 138).

Da weder die morphologischen Gegebenheiten noch die theoretischen Überlegungen für eine bis östlich von le Tholy vorstoßende Moselotte-Diffluenz sprechen, soll im folgenden versucht werden, die verschiedenen Formen und Ablagerungen neu zu interpretieren. Südlich le Tholy sind keine Ablagerungen erhalten, die als Endmoräne den maximalen Vorstoß des Vologne-Gletschers belegen, deshalb muß davon ausgegangen werden, daß Moselotte- und Vologne-Gletscher ineinander übergegangen sind, ohne markante morphologische Spuren zu hinterlassen. Es ist jedoch zunächst noch zu überprüfen, ob der Vologne-Gletscher überhaupt ein entsprechend großes und hochgelegenes Einzugsgebiet hatte, um so weit vorzustoßen.

Aus der Position der Endmoräne am Ausgang des Cellet-Tales läßt sich je nach der für die Berechnung zugrunde gelegten Methode eine Firnlinie zwischen 780 und 820 m ermitteln. Da es sich jedoch um ein relativ geschütztes, nordexponiertes Einzugsgebiet handelt, habe ich für den Untersuchungsraum einen Schneegrenzwert von 850 m zugrunde gelegt. Er entspricht den Angaben von HANTKE (1978: 402), der diese Höhe für den inneren Stand ansetzt.

Geländebefunde belegen den ursprünglichen Kontakt zwischen den Eismassen des Vologne- und Cellet-Gletschers: Die verfestigte Moräne setzt sich unter den Deltaablagerungen bis ins Cleurie-Tal fort. Während der maximalen Würmvereisung kann man also von einer etwas tiefer gelegenen Schneegrenze ausgehen.

Da der Vologne-Gletscher außerdem vom Liézey-Gletscher gespeist wurde, hat zu dieser Zeit ein ausreichend großes Nährgebiet existiert, um die Eis-

massen im Cleurie-Tal zwischen Bas Beillard und le Tholy bis zu der aus glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen rekonstruierten Gletscheroberfläche ansteigen zu lassen.

Nach dem Maximum der Vergletscherung schmolz die Front des Cellet-Gletschers in den Talmündungsbereich zurück, während das Cleurie-Tal selbst noch von Eismassen verfüllt war. Dadurch konnten die Schmelzwässer aus dem Cellet-Tal nicht abfließen; zwischen dem Vologne-Gletscher und der Cellet-Gletscherzunge bildete sich ein Eisstausee. Die Sedimentationsprozesse während dieses Stadiums zeigt Abb. 5: Über einer verfestigten Moräne befinden sich horizontal liegende Warventone, darauf steil einfallende, sandig-kiesige Schichten im Wechsel mit Schotterlagen sowie ein diese Sedimente kappender, schwach talwärts einfallender, 2 m mächtiger Schotterkörper. Zusammensetzung und Einfallen dieser Schichten, die über einen längeren Zeitraum abgeschlossen waren, entsprechen einem klassischen Delta, dessen Oberkante zur Ablagerungszeit der hangenden Schotterkappe einen Seespiegel von 668—670 m anzeigt. Sie markiert den Zeitpunkt, zu dem sich der See einen Ablauf über die abschmelzenden Eismassen des Vologne-Gletschers zum Paß von Rechaucourt geschaffen hat. Dadurch wurde im Zuge starker Erosion das canyon-ähnliche Tal des Barba mit der 100 m tiefen Klamm Trou d'Enfer gebildet und der Paß auf seine heutige Höhe von 660 m ü. M. erniedrigt. Die Ursache für dieses Überlaufen des Sees kann in einem erneuten Vorstoß des Cellet-Gletschers zu sehen sein, da die Deltaschichten deutliche Stauchungsstrukturen aufweisen. Während der Entwässerung des Sees über den Paß von Rechaucourt kam es im Deltabereich zur Ablagerung der hangenden Schotterkappe, deren diskordante Lage und Zusammensetzung aus wesentlich größerem Material sie nicht als top set beds, sondern als proglaziale Sedimente aufweist. Sie zeigen eine Aktivierung des Abflußgeschehens an. In etwa gleichzeitig mit der Aufschüttung des Deltas bei Pré J'Espère sind zwischen le Tholy und le Rain Brice die Kamerrücken entstanden. Es handelt sich um Verfüllungen von Zwischenräumen der in Toteisblöcke aufgelösten Zunge des Vologne-Gletschers. SALOME (1968: 50) und FLAGEOLLET & HAMEURT (1971: 158—160) haben ausführlich den Zusammenhang zwischen geringer Eismächtigkeit auf Spornen und der dadurch begünstigten Ablagerung von fluvioglazialen und lakustrischen Sedimenten in den zuerst eisfreien Talengen dargelegt.

Das Absinken der Schneegrenze auf die ermittelte Höhe von ca. 850 m, das zum erneuten Vorstoß des Cellet-Gletschers führte, hat sich — mit einer gewissen Zeitverzögerung — auch im Cleurie-Tal ausge-

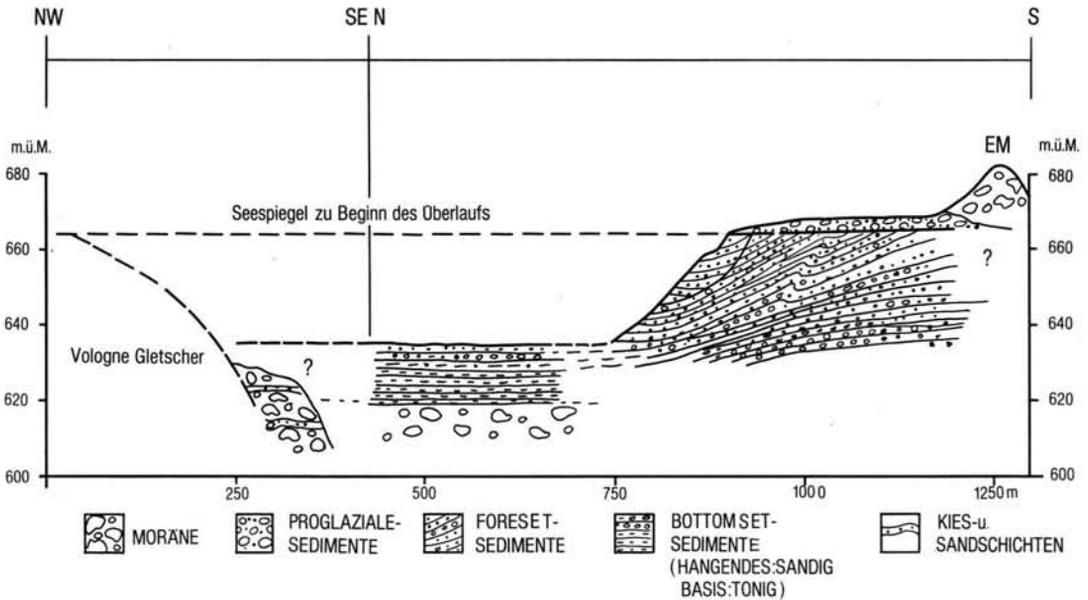


Abb. 5: Aufschlußserie nördlich Pré J'Espère.

Fig. 5: Série de coupes au nord du Pré J'Espère.

wirkt. In dieser Phase wurde die Endmoräne Bas Beillard gebildet.

Während der folgenden Abschmelzperiode kam es zur Ablagerung der Deltasedimente von le Costet. Die fore set beds, die aus bis zu 25° nach W einfallenden Sand-, Kies- und Schotterlagen bestehen, werden von einem schwach geschichteten, ca. 2 m mächtigen Schotterpaket überlagert, das an der Endmoräne Pré Chaussote in 670 m ansetzt und im distalen Bereich bis auf 660 m abfällt. In einem Aufschluß 50 m vom 688 m hohen Endmoränenrücken entfernt befinden sich auf horizontalen top set beds ca. 40 cm mächtige Sandschichten, die von groben Blöcken überlagert werden. Das völlig ungestörte Erscheinungsbild der top set beds legt nahe, daß das Moränenmaterial nur aufgerutscht ist.

Die Ablagerung der Deltasedimente von le Costet setzt somit einen See voraus, dessen Spiegelhöhe ca. 660 m betrug.

Die Endmoräne bei Bas Beillard hatte damals die Schmelzwässer aufgestaut, bis sie schließlich durchbrochen wurde. Noch heute befinden sich große Teile über 650 m, in den Randbereichen sogar in 660 m.

Bezüglich der Ursache des Stau-effektes, der zur Ausbildung des Deltas von le Costet geführt hat, liegen stark voneinander abweichende Auffassungen vor: Während HOL (1940) ebenfalls die Endmoräne Bas Beillard für die Barriere hielt, nahm

SALOME (1968: 45—49) an, daß Toteisblöcke den Stau verursachten; SERET (1985: 39) wies der Moselotte-Difflorenzunge diese Rolle zu. Sie soll während der jüngsten Vereisungsphase einen 5,5 km langen See von la Basse bis zum Vologne-Gletscher bei Pré Chaussote aufgestaut haben. Während der Maximalausdehnung soll der See über den Col de Rechacourt abgeflossen sein, dessen Höhe SERET ebenso wie das Delta von Costet mit 664 m ü. M. angibt. In der vorhergehenden „mittleren Vereisung“ soll unter ganz ähnlichen Bedingungen das Delta von Pré J'Espère entstanden sein, wobei der Paß von Rechacourt noch eine Höhe von 680 m hatte. Die Erniedrigung der Paßhöhe um 16 m auf das Niveau des Deltas von Costet soll während des Gletschervorstoßes in der „jüngeren Vereisung“ eingetreten sein. Die für eine solche Erniedrigung der Paßhöhe erforderliche Zeitspanne betrachtet SERET (1985: 40) als Beleg für eine zweimalige Talvergletscherung.

Bei dieser Deutung bleiben m. E. folgende Fragen ungeklärt:

1. Durch welchen Prozeß kann in einem Interstadial eine Paßerniedrigung von 16 m erfolgen?
2. Warum hat sich während der „mittleren Vereisung“ nur ein Delta in der Mündung des Cellet-Tales, das nach SERET nicht vergletschert war, gebildet und nicht vor dem Vologne-Gletscher, wie dies in der jüngsten Vereisungsphase der Fall war?

3. Wie ist das große Becken von Rain Brice zwischen den Endmoränen der „mittleren Vereisung“ zu erklären? Hier waren der Auffassung SERET's zufolge die Schmelzwässer des Vologne-Gletschers gestaut, doch sind offensichtlich keinerlei Ablagerungen hinterlassen worden.
4. Während der jüngsten Seebildung im 664 m-Niveau hätten auch die in diesen See mündenden Bäche Liézey und Cellet entsprechend große Deltas aufbauen müssen. Tatsächlich finden sich aber nur zwischen den Endmoränen Bas Beillard und Pré Chaussote weitere deltaartige Sedimente, so z. B. bei les Granges Bas.

Die Erklärungen von FLAGEOLLET & HAMEURT (1971: 174—176), die in sich schlüssiger erscheinen, seien nur kurz erwähnt: Während die Moselotte-Diffluenzung über einen längeren Zeitraum im Bereich des Rückens Bas Beillard verharnte, soll der Vologne-Gletscher bis zur Höhe der Endmoräne Pré Chaussote abgeschmolzen sein, wobei dort das Delta von le Costet entstand. Der See soll sich am nördlichen Rand der Moselotte-Diffluenz bis zum Paß von Rechaucourt, der ihm als Überlauf diene und auch seine Spiegelhöhe bestimmte, ausgedehnt haben. Erst anschließend sollen die Ablagerungen bei Pré J'Espère sedimentiert worden sein. Auf die Widersprüche, die sich aus der unterschiedlichen Höhenlage der kappenenden Schotterdecke beider Deltaablagerungen ergeben, gehen die Autoren nicht näher ein.

Sowohl die Entstehung des Deltas am Ausgang des Cellet-Tales als auch vor der Endmoräne Pré Chaussote läßt sich m. E. ohne die Existenz einer oder mehrerer großräumiger Moselotte-Diffluenzungen erklären. Belege für deren nur geringe Ausdehnung im Cleurie-Tal wurden bereits aufgeführt.

4.2. Zum Problem der älteren Vergletscherungen

Die Rekonstruktion der würmeiszeitlichen Talvergletscherung zeigte, daß die im Cleurie-Tal oberhalb von 700 m vorkommenden Moränen und Erratika mindestens einer älteren Vereisung angehören. Solche Ablagerungen treten im gesamten Einzugsgebiet der Cleurie auf (s. Kap. 4). Es soll nun die Möglichkeit überprüft werden, sie mehreren Kaltzeiten zuzuordnen.

Im weiteren Untersuchungsgebiet markiert im Moselotal die Endmoräne bei P o u x e u x den weitesten rißeiszeitlichen Vorstoß des Mosel-Moselotte-Gletschersystems. Da sie sich nur knapp 6 km talabwärts der würmeiszeitlichen Endmoräne Noireux befindet, liegt der Schluß nahe, daß sich Ausdehnung und Typ beider Vergletscherungen nur geringfügig unterscheiden. Diese Überlegung findet sich durch die Lage der

rißeiszeitlichen Endmoräne im Froide Fontaine-Tal bestätigt. Im Bereich dieses Talgletschers wäre die rißeiszeitliche Firnlinie bei ca. 750 m anzusetzen, einem Wert, der auffallend gut der in der Literatur genannten Höhe von 760—790 m entspricht (HANTKE 1978). Die Tieferlegung der Schneegrenze um etwa 100 m im Vergleich zum Würm hätte das Nährgebiet des Vologne-Gletschers im Cleurie-Tal so vergrößert (s. Abb. 4), daß die Eismassen die beiden Pässe Rechaucourt und Bonne Fontaine überflossen hätten. Die jenseits der Pässe eingetieften Täler zeigen deutliche Merkmale einer glazialen Überprägung; die zugehörigen Endmoränen befinden sich bei la Poirie und nördlich Laveline-du-Houx in ca. 450—470 m. Einzelne Graniterratika auf der aus Buntsandsteinkonglomerat bestehenden 550 m hohen Einsattelung des Rückens l'Encerf südlich von St.-Jean-du-Marché müssen daher einer weiteren Vergletscherungsphase zugeordnet werden, deren Endmoränen südlich Dodelles unmittelbar vor der Mündung des Barba in die Vologne nachgewiesen wurde.

Auch die Moränen und Erratika auf dem 800 m hohen Forêt Domaniale östlich Remiremont sowie auf dem 820 m hohen Forêt de Fossard können nicht aus der rißeiszeitlichen Vergletscherung stammen, da dies einen 400 m mächtigen Mosel-Gletscher bei Remiremont voraussetzen würde, was im Widerspruch zur nahegelegenen Endmoräne von Pouxoux steht. Eine rißeiszeitliche Lokalvereisung kann ebenfalls ausgeschlossen werden, denn die Zusammensetzung der Moräne läßt ebenso wie die petrographische Vielfalt und die Größe der Erratika auf ein umfangreiches Einzugsgebiet zurückschließen.

Von SERET abgesehen, gehen die meisten Autoren von mindestens drei selbständigen Eiszeiten — FLAGEOLLET (1985: 185) hält sogar 4—5 Glaziale für möglich — in den Südvogesen aus. Die im Untersuchungsgebiet ausgewerteten Belege bestätigen die Existenz von mindestens drei Kaltzeiten, wobei die eisbedeckte Fläche von Glazial zu Glazial abnahm. Bei den beiden ersten handelt es sich um das Gebirge überdeckende Kappenvereisungen, die sich zum Rand hin in kurze Talgletscher auflösten.

Schriftenverzeichnis

- FLAGEOLLET, J.-C. & HAMEURT, J. (1971): Les accumulations glaciaires de la vallée de la Cleurie (Vosges). — *Revue Géogr. de l'Est.*: 119—181, 7 Abb., 4 Phot.; Nancy.
- FLAGEOLLET, J.-C. (1984): Cent cinquante ans de recherches sur le glaciaire vosgien. Histoire des idées et état de la question. — *Mélanges offerts à André Journaux*: 173—192, Caen.

- HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete, 1: 398—411, 9 Phot., 2 Kt.; Thun (Ott).
- HOL, J. B. L. (1940): Een glaciaal dal in de Vogezen: het 'Vallée des lacs' (Vologne-Cleurie-dal). — Tijdschr. K. ned. Aardrijksk. Genoot., 57: 816—838; Amsterdam.
- RAHM, G. (1970): Die Vergletscherungen des Schwarzwaldes im Vergleich zu denjenigen der Vogesen. — Alem. Jb. 1966/67, 17: 257—272, 2 Kt.; Bühl-Baden.
- SALOME, A. I. (1968): A geomorphological study of the drainage area of the Moselotte and Upper Vologne in the Vosges (France). — Diss.: Univers. Utrecht; 98 S., 17 Abb., 4 Tab., Diagr. u. Phot.; Utrecht.
- SERET, G. (1966): Les systèmes glaciaires du bassin de la Moselle et leurs enseignements. — Revue belge de Géographie, 90: 155—577, 77 Abb., 3 Tab., 15 Phot.; Brüssel.
- (1980): La stratigraphie des glaciations dans les voses du sud. Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes. — Suppl. Bull. A.F.E.Q., 1: 107—109, 1 Abb.; Lyon.
- (1985): Die eiszeitlichen Vergletscherungen der Lothringischen Vogesen und ihre Stratigraphie. — DEUQUA-Exkursionsführer II: 15—97, 36 Abb., 3 Tab.; Hannover.

Geologische Karten und Führer

- HAMEURT, J. (1967): Carte géologique des terrains cristallins et cristallophylliens des vosges moyennes lorraines 1 : 100000. — Bull. Serr. Carte géol. Als. Lorr., 20, 2: 117—130; Strasbourg.
- SERVICE GEOLOGIQUE NATIONAL (1978): Carte géologique détaillée de la France au 1 : 50000, Blatt Gérardmer.
- (1979): Carte géologique détaillée de la France au 1 : 50000, Blatt Remiremont.
- VON ELLER, J.-P. et al. (1984): Vosges-Alsace. — Guide géologique régional: 182 S., 90 Abb., 7 Tab., 5 Taf.; Paris, 2. Aufl. (Masson).

Manuskript eingegangen 4. 8. 1986.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	37	93—98 2 Abb., 2 Tab.	<i>Hannover 1987</i>
----------------------------------	----	-------------------------	----------------------

Glaziäre Ablagerungen und Terrassengliederung der Weser im Raum zwischen Eisbergen und Porta Westfalica (Nordwestdeutschland)

HEINRICH & AGNES WORTMANN *)

Pleistocene, stratigraphic column, terraces, moraines, fluvio-glacial features,
periglacial features, paleosols, glacial morphology

North German Hills, Weser Valley, North-Rhine-Westphalia
TK 25: Nr. 3719, 3720, 3819, 3820

Im Nachlaß meines Mannes fand ich Kurzberichte, Skizzen, Profile und Tabellen, die sich auf die Weser-Terrassen und Glaziäralagerungen im südlichen Portaraum beziehen und die, wie ich glaube, interessant genug sind, weitergegeben zu werden.

Eine Karte der „Morphogenese der Quartärbasis“ liegt nach dem Stand von 1970 vor; sie konnte durch neuere Bohrungen ergänzt werden, wobei im engeren Portaraum und im Veltheimer Gebiet Unsicherheiten bestehen bleiben (Abb. 1).

Bezüglich der vor-elsterzeitlichen Landschaft des Portaraumes schließen wir uns der Vorstellung von DUPHORN (1974, in WOLDSTEDT & DUPHORN) an, der bis zum Eintreffen des Elster-Eises in Nordwestdeutschland ein nur wenig eingetieftes Talsystem annimmt, das zum W hin entwässerte und dessen kommunizierendes Netz von Wasserläufen häufig nicht mit den heutigen Flußsystemen übereinstimmt.

Die neue Terrassengliederung beruht auf dem Prinzip, das WORTMANN (1968—1971) bei seinen Kartierungen nördlich des Wiehengebirges erarbeitet hat. Zur Trennung der Terrassen wurde jeweils der Zerfall des Eises zugrundegelegt. Für die Interglazialzeiten wird bei höherem Meeresspiegel und normaler Wasserführung eine etwa dem Holozän vergleichbare Flußstätigkeit angenommen.

Die neue Terrassengliederung wird in Form einer Kurztabelle vorgestellt (Tab. 1).

Die Bezeichnungen „Ältere“ und „Jüngere“ Terrasse sind zwar umständlich, erleichtern aber die Vergleichbarkeit mit anderen Flußsystemen.

Die Unterschiede der Auffassungen von GRUPE (1930) gegenüber denen von WORTMANN bezüglich der *Weser*-Ablagerungen sind beträchtlich. Die Existenz von GRUPES Oberterrasse im südlichen Portaraum wird abgelehnt.

Mit LÜTTIG (1954) nehmen wir an, daß der Oberterrasselauf der Weser den Portaraum nicht erreichte, sondern aus dem Raum Hameln nach NE über Bad Münden seinen Weg in die nordwestdeutsche Tiefebene nahm. ROHDE (1983) machte allerdings wahrscheinlich, daß der OT-Lauf der Weser von Bad Münden aus durch die Deisterpforte und das Haller-Tal in das Leine-Tal (Rössing-Bemerode) verlief.

Sowohl nördlich des Gebirges (WORTMANN 1968—1971) als auch südlich der Weser im Lippischen Keuperbergland (SERAPHIM 1972) sind nur Drenthe-Moränen gefunden worden. Hinweise auf *Elster-Eisbedeckung* im südlichen Portaraum fehlen.

Wenn auch das Elster-Eis den südlichen Portaraum nicht berührte, so haben bei Hameln jedoch seine Ablagerungen den Weser-Lauf beeinflusst. Sie sperrten das Oberterrasseental und zwangen die Weser, einen neuen Weg zu suchen. Es mehren sich die Beispiele, daß gleichzeitig mit dem Abschmelzen des Elster-Eises eine Reaktivierung alter Verwerfungen, Anhebung der Achsen etc. und eine Wiederbelebung salinärer Vorgänge stattfanden, die häufig mit einer Flußverlegung verbunden waren, so auch im Raum Tündern südlich Hameln.

Nach Auffüllung der entstandenen Senke durch periglaziale Ablagerungen und Flußschotter gelang es der

*) Anschrift der Autoren: Dr. habil. H. WORTMANN †, Oberlandesgeologe a. D., Geolog. Landesamt Nordrhein-Westfalen. — AGNES WORTMANN, Charlottenburger Str. 19, 3400 Göttingen.

Tab. 1: Die pleistozänen Ablagerungen im südlichen Portaraum zwischen Eisbergen und Porta Westfalica (HEINRICH WORTMANN 1976)

Zeitabschnitte		Eisstand	Außerhalb der Terrassen	Weser-Terrassen	
Weichsel-Kaltzeit			Jüngerer Löß, periglaziale Vorgänge	Aufschotterung der JgNT; 2-stufig; 4 - 8 m über Talau; keine Lößbedeckung, mäßige Erosion, die Basis der ANT nicht unterschneidend; am Talrand Erhaltung der Eem-Böden	
Eem-Interglazial			Bodenbildung	geringe Erosions- und Akkumulationsvorgänge; Bodenbildung (Verkittung in ANT), Trockenfallen der Talränder bei verringerter Wasserführung	
Saale-Kaltzeit	Warthe-Stadium		Löß Erniedrigung der Glaziallandschaft durch periglaziale Vorgänge	Löß Aufschotterung der ANT 15 - 18 m über Talau; nordischer Anteil 6 - 10 %; Solifluktionsschichten mit stärkerem nordischen Anteil; an der Basis große Drenthe-Blöcke	
	Drenthe-Warthe-Interstadial		Tundrenzzeit ?	Erosions-Solifluktions-Akkumulationsvorgänge (nicht faßbar)	
	Drenthe-Stadium	Spät-D. Hameiner Phase	Zerfall des Eises	Grundmoräne auf Satzendoräne	starke Erosion 5 - 8 m unter Talau - <i>Sohental</i> - Weser durchbricht das Glaziärfuviatil; Flußverlegung nach SW durch das Vlothoer Tal zur Porta und Flußverlegung nach Norden: Minden - Petershagen - Nienburg - Bremen (heutiges Weser-Tal)
			Weitester Eis-Vorstoß	Eisbedeckung	
		Früh-D. (Rehburger Phase)	Eis-Halt auf dem Wesergebirge	Aufschotterung des Porta-Möllenbecker Glaziärfuviatils (Satzendoräne)	Abdrängung der Weser Staubekentone durch Schmelzwässer vom Eisrand und Weser-Feinmaterial; 3 - 7 m mächtig; der JgUMT auflagernd
			Aufbau des Eises	Periglaziale Vorgänge	mittelstarke Erosion 10 - 15 m über Talau zur JgUMT; Erosionsterrasse - <i>breites Kastental</i> - Aufschotterung der JgDMT 25 - 30 m über Talau, der ANT auflagernd und seitlich darüber hinausgehend; nordischer Anteil mit 2 - 4 % ziemlich regelmäßig verteilt
Holstein-Interglazial			Bodenbildung	eingeschränkte Wasserführung; Trockenfallen der Talränder; Bodenbildung (Verkittung in ANT), Abnahme der Flußfähigkeit	
Elster-Kaltzeit	Spät-Elster (Mindener-Phase)	Zerfall des Eises	Periglaziale Vorgänge	Aufschotterung der ANT 15 - 20 m über Talau; nordischer Anteil 0 - 2%; an der Basis Elster-Blöcke, sehr starke Erosion 15 - 20 m unter Talau; Flußverlegung: Hameln - Rinteln - Veltheim - Möllbergen - Porta - Niederlande - <i>enges Rinnental</i> -	
	Hoch-Elster			(keine Eisbedeckung)	Eisbedeckung
	Früh-Elster			(keine OT)	OT-Lauf aus dem Raum Hameln nach NE

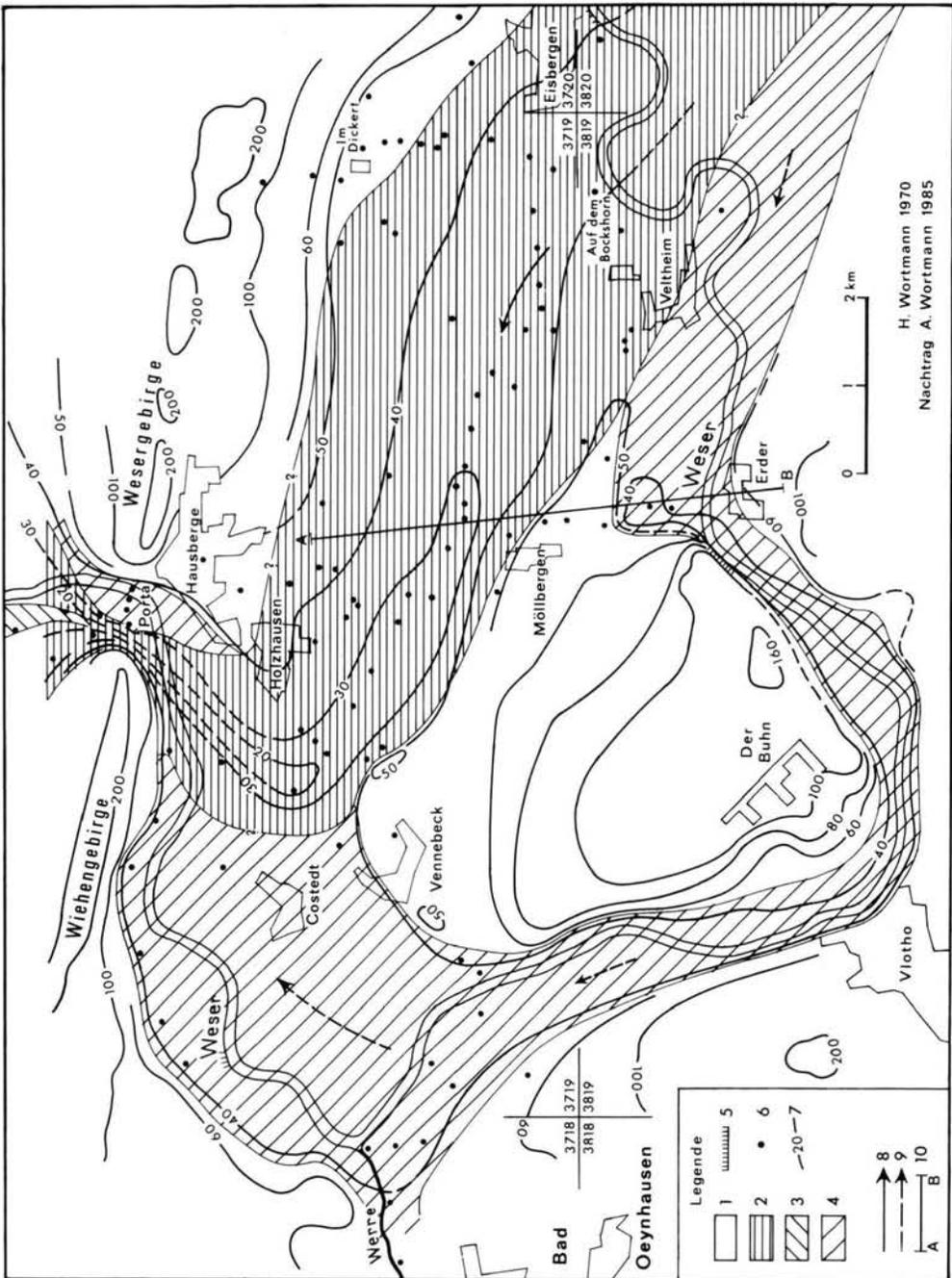


Abb. 1: Die Quartärbasis im südlichen Porta-Raum.

- | | |
|---|---------------------------------------|
| 1 Mesozoische Gesteine | 5 Anstehendes Mesozoikum im Weserbett |
| 2 Fluviales Erosionsrelief aus der Zeit des Elster-Eiszerfalls bis zur Drenthe-Eisbedeckung | 6 Bohrungen |
| 3 Glaziäres Rinnenrelief des enddrenthe-glazialen Eisspaltsystems in der Porta | 7 Höhenlinien der Quartärbasis in NN |
| 4 Fluviales Erosionsrelief nach dem Drenthe-Eiszerfall | 8 Flicbriehung der ÄMT + JgMT-Weser |
| | 9 Flicbriehung der ÄNT + JgNT-Weser |
| | 10 Lage des Profils in Abb. 2 |

Weser, bei einer Tiefe von 15—20 m unter der heutigen Aue nach W auszuweichen. Sie schaffte dabei ein rinnenartiges Tal mit z. T. sehr steilen Hängen.

Westlich Rinteln durchfloß die Weser zum ersten Mal in ihrer Geschichte den südlichen Portaraum. Ihr Weg führte über Eisbergen direkt zur Porta.

Aus den Höhenwerten der Quartärbasis der bisher bekannten Bohrungen ist zu schließen, daß die Basis der sehr engen Rinne in der Porta Westfalica bei ca. 16—18 m ü. NN zu erwarten ist.

Die Sedimente der Aufschotterungsphase, die der Erosion folgte und im Holstein-Interglazial ihr Ende fand, werden als „Ältere Mittelterrasse“ (ÄMT) bezeichnet. Ihre Mächtigkeit ist im südlichen Portaraum schwer zu bestimmen. Analog den Verhältnissen nördlich des Gebirges (WORTMANN 1971) dürfte mit 10—15 m zu rechnen sein. Im Schotterkörper der ÄMT sind nördlich des Wichengebirges nur maximal 0—2 % nordisches Material vorhanden. Von nordischem Material freie Schichten sind relativ häufig. Zählungen im südlichen Portaraum liegen nicht vor. NAUMANN (1922) gibt größere nordische Blöcke unter der Mittelterrasse im Raum östlich Rinteln an.

Es ist anzunehmen, daß sich die Weser im Holstein-Interglazial auf ein schmaleres Bett zurückzog, so daß große Teile der ÄMT trockenfielen und einer Bodenbildung unterworfen wurden. Nördlich des Gebirges sind Reste von Bodenbildungen in Form von B- und Cca-Horizonten erhalten (WORTMANN 1971; Taf. 1). Im südlichen Portaraum sind nur gelegentlich in Bohrungen „Verkittungen“ im unteren Teil der Weserschotter angegeben. Neue Untersuchungen von RÖHM (1985) bestätigen holstein-zeitliche Bodenbildungen auf elster-zeitlichen Weserablagerungen.

Die Kartierung nördlich des Wichengebirges zeigte, daß die Erosion der Weser zu Beginn des Drenthe-Stadials nur gering gewesen sein kann. Dafür spricht die Erhaltung der holstein-zeitlichen Böden. Es begann die Aufschotterung der Jüngerer Mittelterrasse (Jg MT), und zwar zunächst bis zur Jüngerer Oberen Mittelterrasse (Jg OMT). Diese bedeckte das ÄMT-Tal und ging seitlich darüber hinaus. Ihre ursprüngliche Mächtigkeit ist mit 30 m nicht zu gering angesetzt. Der nordische Anteil ist mit 2—4 % ziemlich gleichmäßig im Schotterkörper verteilt. Schotterlagen ohne nordischen Anteil sind selten.

Beim weiteren Vorstoß des Drenthe-Eises setzte Erosion ein, die sich innerhalb der Jg OMT abspielte. Die Weser schuf ein breites Kastental mit geringem Gefälle, wobei die Erosion zur Jüngerer Unteren Mittelterrasse (Jg UMT) bei 10—15 m über Talaue bei einer Höhenlage von etwa 60 m ü. NN abgestoppt wurde.

Die Erosion Jg OMT zur JgUMT endete, als das Drenthe-Eis die Porta blockierte. Die Glaziärserie begann.

Unsere Auffassung über die Chronologie der Glaziärablagerungen ist aus dem Vergleich von WORTMANN (1975) gegenüber GRUPE (1930) und STACH (1930) in der folgenden Tabelle zu ersehen (Tab. 2).

Dank neuester Bohrungen in Barkhausen (1985), die mir Prof. SCHNEIDER (Bielefeld) freundlicherweise zur Verfügung stellte, konnte die Fortsetzung des Eisspalten-Systems am Ende des Drenthe-Stadiums (WORTMANN 1968b) bis in die Porta-Enge nachgewiesen werden.

Nach GRIPP (1938) sind die glaziärfluvialen Ablagerungen des südlichen Portaraumes eine Satz-
e n d m o r ä n e.

Während des Zerfalls des drenthe-stadialen Eises begann die Reaktivierung der Weser. Nachdem die Weser das Glaziärfluvial bis Erder beseitigt hatte, mußte sie vor den Keuperhöhen des Buhnberges nach SW ins Vlothoer Tal ausweichen. Ähnlich wie beim Zerfall des Elster-Eises müssen auch in jener Zeit Reaktivierung von Verwerfungen und Salzauslaugungsvorgänge, verbunden mit Flußverlegungen, eine Rolle gespielt haben (vgl. LÜTTIG 1954). Die end-drenthestadiale Erosion der Weser reicht 5—8 m unter die Talaue, demnach nicht so tief wie die spät-elsterzeitliche, die 15—20 m erreichte. Die Talsohle scheint relativ breit und eben gewesen zu sein.

Im Drenthe/Warthe-Interstadial dürfte die Fluß-Erosion beendet gewesen sein und solifluidale Vorgänge eine Rolle gespielt haben.

Die Aufschotterung zur Älteren Niederterrasse (ÄNT) erfolgte während des Warthe-Stadiums. Die Mächtigkeit der ÄNT beträgt etwa 20 m. Die Schotter weisen mit 6—10 % den höchsten Anteil an nordischen Geschieben auf. Häufig sind tonig-schluffige Schichten eingeschaltet; an der Basis haben sich z. T. sehr große nordische Blöcke aus der Drenthe-Grundmoräne angesammelt. Oft konnte ein höherer Anteil von Thüringerwald-Granit, der sonst selten vorkommt, beobachtet werden.

Wo auf dem Weg von Hameln zum Portaraum die Trennung der Älteren Niederterrasse vom Mittelterrassen-Tal erfolgte, ist noch unklar. Bei Veltheim ist die Trennung bereits vollzogen. Zur Veranschaulichung dient ein N—S-Profil, das vom Wesergebirgsrand bis zur Lippischen Pforte bei Erder reicht (Abb. 2).

Für das Eem-Interglazial gilt Ähnliches wie für das Holstein-Interglazial: warmzeitliche Wasserführung in einem engeren Flußbett, gelegentliche

Tab. 2: Die glaziären Ablagerungen im Weserraum zwischen Eisbergen und Porta Westfalica

GRUPE (1930), STACH (1930)	WORTMANN (1975)
Elster-Grundmoräne	keine Elster-Grundmoräne
Holstein-Warmzeit	
stärkste Erosion	geringe Erosion
Saale-Kaltzeit	Portaverschluß durch Drentheeis, Weserstau
kein Eishalt	Eishalt
Bändertone auf Mittelterrasse	Bändertone (Beckentone) auf Jg UMT
Saale 1 — Hauptvereisung	Aufschotterung des Glaziärfluviatils zur
weiteste Ausdehnung	Satzendmoräne
Eisauftauern und Ablagerung der „unteren Grundmoräne“	Keine „untere Grundmoräne“
Eiszunge durch die Porta bis Rinteln	keine Eiszunge
Bildung der Kames zwischen Eiszunge und Gebirge	
„obere Grundmoräne“ durch Eisoszillation	Drentheisvorstoß zur Hamelner Phase, weiteste Ausdehnung
Eiszerfall, Vereinigung der beiden Grundmoränen an den Kamesrändern	Eiszerfall, Drenthe-Grundmoräne über Satzendmoräne

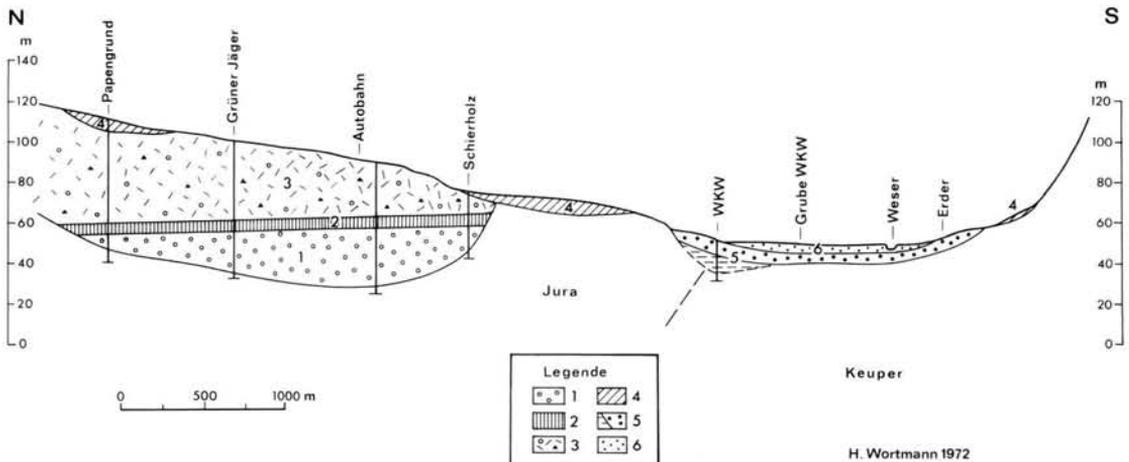


Abb. 2: NS-Profil zwischen Wesergebirge und Wesertal bei Erder (Lippische Pforte).

- | | | | |
|---|--|---|--------------------------------|
| 1 | Weser-Mittelterrasse, ÄMT (Spät-Elster) u. JMT (Früh-Drenthe) zusammengefaßt | 4 | Drenthe-Grundmoräne |
| 2 | Beckentone (schemat.) | 5 | ÄNT (Warthe), an der Basis Ton |
| 3 | Glaziärfluviatil (Satzendmoräne) | 6 | JgNT (Weichsel) |

H. Wortmann 1972

Aufschotterung und Erosion bei Hochfluten von geringer Wirkung. Die freiliegenden ÄNT-Flächen waren Bereiche der Bodenbildung. NAUMANN (1922) erwähnt starke durchgehende Verkittungen auf randlichen „Niederterrassenschottern“. Bei Petershagen sind auf der ÄNT eem-interglaziale Torfe nachgewiesen (WORTMANN 1968a: 59).

Die Erosion vor der Aufschotterung der J ü n g e r e n N i e d e r t e r r a s s e (Jg NT) spielte sich zu Beginn der Weichsel-Kaltzeit innerhalb des ÄNT-Tales ab. Sie kann nur gering gewesen sein, da die randlichen ÄNT-Schotter mit eemzeitlichen Bodenbildungen flächenhaft erhalten sind. Durchteufungen der ÄNT sind nicht bekannt.

Ausblick

Die hier zur Diskussion gestellte neue Terrassengliederung der Weser im südlichen Portaraum müßte in anderen Flußsystemen kritisch geprüft werden.

Die Aufschotterung der „Älteren Niederterrasse“ fand im Warthe-Stadium statt; für die Bildungszeit der „Älteren Mittelterrasse“ wird, da die Bezeichnung zum ersten Mal im Raum Minden verwendet wurde (WORTMANN 1968, 1971), der Lokalname „Mindener Phase“ als jüngste Phase der Elster-Kaltzeit vorgeschlagen.

Schriftenverzeichnis

- DUPHORN, K. et al. (1969): Der VIII. Inquakongreß in Paris 1969. — *Eiszeitalter und Gegenwart* 20: 252; Öhringen.
- u. a. (1973): State of research on the quarternary of the Federal Republic of Germany. — *Eiszeitalter und Gegenwart* 23/24: 220—250; Öhringen.
- (1974): in WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. — siehe WOLDSTEDT.
- GRIPP, K. (1938): Endmoränen. — *Comptes rendues de Congrès Int. de Geogr.* II: 215—238; Leiden.
- GRUPE, O. (1930): Die Kamesbildungen des Weserberglandes. — *Jb. Pr. Geol. L.-Anst.*, 51: 350—370; Berlin.
- LÜTTIG, G. (1954): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. — *Geol. Jb.*, 70: 43—125; Hannover.
- NAUMANN, E. (1922): *Geol. Bl. Rinteln u. Vlotho* 1: 25 000; Berlin.
- RHODE, P. (1983): *Geol. Karte* 1: 25 000 mit Erläuterungen, Bl. 3724 Pattensen. — 192 S., 43 Abb., 31 Tab., 2 Taf., 8 Kt.; Hannover.
- RÖHM, H. (1985): Bau und Zusammensetzung saaleiszeitlicher Sedimentkörper im Raum Hausberge-Veltheim/Weser. — *Dipl.-Arb. Univ. Hannover*: 107 S.; Hannover. — [Unveröff.].
- SERAPHIM, E. TH. (1972): Wege und Halte des saaleiszeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. — *Geol. Jb.*, A 3; 83 S.; Hannover.
- STACH, E. (1930): Die Eisrandbildung an der Porta Westfalica. — *Jb. Pr. Geol. Landesanst.*, 51: 174—184; Berlin.
- WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — 500 S.; Stuttgart (Köhler).
- WORTMANN, H. (1968a): *Geol. Kt. Nordrhein-Westfalen* 1: 25 000, Erl. Bl. 3619 Petershagen: 122 S.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein Westfalen).
- (1968b): Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgsvorlandes in Nordwestdeutschland. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 19: 227—239; Öhringen.
- (1971): *Geol. Kt. Nordrhein-Westfalen* 1: 25 000, Erl. Bl. 3617 Lübbecke u. Bl. 3618 Hartum: 214 S.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).

Neues zur pleistozänen Harzvergletscherung

JÜRGEN HÖVERMANN *)

Middle Pleistocene, Saalian glaciation, terraces, gravel, cryoturbation, paleosols, weathering, glacial tectonics, push moraine, periglacial features

Harz Mountains, Lower Saxony

TK 25: Nr. 4327

Kurzfassung: Ein Schurf in den Böhreweg-Schottern am südwestlichen Harzrand (380 m NN) ergab überraschende Befunde hinsichtlich der Struktur der dortigen Schuttmasse. Die etwa 20 m mächtige Schuttmasse zeigt in den obersten Metern solifluidale und kryoturbare Strukturen, und Hinweise auf zwei ausgeprägte Naßböden, in den unteren Teilen, die im Schurf in mehr als 10 m Mächtigkeit aufgeschlossen waren, intensive Faltungen sowie saiger stehende und nahezu horizontale Scherflächen. Dabei ist die Verformung des Materials in den tieferen Teilen des Aufschlusses überwiegend plastisch, in den höheren, unterhalb der periglazialen Verlagerungen, überwiegend starr. Insgesamt bietet die Schuttmasse das Bild einer mehrfach durch Bodenbildungen und durch periglaziale Prozesse umgeformte Stauchmoräne.

An Grobkomponenten enthält diese Moräne ausschließlich Material von den hangaufwärts (bis 725 m) anschließenden Teilen des Acker-Zuges. Das Material ist teilweise voll gerundet, teilweise eckig und zeigt neben absolut frischem Quarzit und Kieselschiefer auch völlig zermürbte, teilweise sogar zu Sand verwitterte Quarzite. In den tiefsten Teilen werden die Faltungsstrukturen besonders deutlich, da gelblich gefärbte und gebleichte Partien wechsellagern. Der Verwitterungsgrad dieser Partien deutet darauf hin, daß stark verwittertes Material mit frischem Schutt vermengt wurde.

Die Schuttmasse liegt oberhalb der Oberterrasse auf Felssockel, ist aber mit dieser durch einen Grobschuttkegel verbunden. Sie kann demnach nur oberterrassenzeitlich oder älter sein. Die Schneegrenze berechnet sich zu etwa 550 m.

[News to the Pleistocene Glaciation of the Harz Mountains]

Abstract: Based on an exploratory excavation in the gravels of the Böhreweg at the South-West margin of the Harz (380 m over sea level), surprising results on the structure of the debris at that place were obtained. Structures of solifluction and cryoturbation in the uppermost meters of a about 20 m

high debris have probably displaced and compressed two marked wet soil formations. Underneath intensive foldings as well as vertical and nearly horizontal shear planes can be determined in exposure of more than 10 m. Moreover in the lower parts of the exposure, the deformation of the material is mainly plastic, in the upper parts beneath the periglacial displacement mainly rigid. On the whole, the debris looks like a push moraine several times deformed by soil formation and periglacial processes.

The coarse components of this moraine are exclusively parts of the upslope (up to 725 m) following ridge of the Ackerbruchberg.

Some of the material are completely rounded, angular and apart from fresh quartz and chert, there is quartzines also entirely fragmented and even partly weathered to sand. In the lowest parts a fine bedding of finer debris exists. To especially distinguish the folding structures, yellowish and etiolated parts are interbedded. The degree of weathering points out that deeply weathered material (possibly originated from the Tertiary weathering layer) and freshly sedimented debris were mixed.

The debris lies above the Uppler Terrace on a bedrock connected by a coarse talus. Consequently it can be of the age of the Upper Terrace or older than it. The snow limit is calculated at about 550 m.

Zwischen Herzberg und Osterode liegen am südwestlichen Harzrand ausgedehnte Schotterablagerungen, die ausschließlich oder ganz überwiegend aus Harzgesteinen bestehen. Sie liegen stellenweise den Abtragungsrelikten der Zechsteinformation auf, sonst unmittelbar dem Grundgebirge. Längs der Söse, von Osterode nach NW, sind sie deutlich in eine Niederterrasse (bis zu 5 m ü. T., lößverhüllt) und eine Oberterrasse (bis zu 80 m ü. T., lößfrei) gegliedert.

Alle drei Terrassen fallen nach NW um etwa 80 m auf 6—7 km Horizontaldistanz ab, haben also ein Gefälle von etwa 1,2%. Die Terrassengliederung im Einzugsgebiet der Sieber, d. h. nach S und SE, ist im Prinzip

*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. J. HÖVERMANN, Geographisches Institut Goldschmidtstraße 5, D — 3400 Göttingen.

die gleiche. Nur laufen die Schotterstränge hier fast unmittelbar vom Harzrand weg, während die Ablagerung im Sösegebiet zunächst zwischen Harzrand und Zechsteinstufe gefangen scheint.

Im Grenzbereich zwischen beiden Flußgebieten steigen diese Schotter auf den Ausläufern des Acker-Bruchberg-Zuges bis zu 390 m, 80 m über der Oberterrasse, an. In der Höhenlage von 380 m bis 390 m bilden sie eine 500 m lange, 250 m breite Hochfläche, die von HÖVERMANN (1949) der mittleren Randterrasse des Harzes zugerechnet worden ist und zeitlich dem (mittleren?) Pliozän zugeordnet wurde. Im Unterschied zu den älteren geologischen Aufnahmen, in denen alle hochgelegenen Schotter einschließlich der Böhreweg-Schotter als 'ältere Schotter einheimischer Gesteine am Harzrande' (Blatt Nr. 4227 Osterode 1:25000, geognostisch bearbeitet von BEUSHAUSEN, BODE, ERDMANNSDÖRFFER, KAISER, KLOCKMANN, KOCH, v. KOENEN, SIEGERT, ZEISE 1890—1905) bzw. als 'Obere Terrasse' (Blatt Nr. 4228 Riefensbeck 1:25000, geologisch bearbeitet durch W. SCHRIEL und STAHL, Aufnahme abgeschl. 1930) dem Diluvium zugeordnet wurden, ergab sich hieraus die Möglichkeit, daß es sich um eine korrelierte Ablagerung der frühen Talbildungsphasen im Übergang der (mio-pliozänen?) Flächenbildung zu der durch die Aufschüttungen der Ober-, Mittel- und Niederterrasse unterbrochenen Talbildung handeln könne.

Denn wie alle Mittelgebirge Deutschlands zeigt der Harz zwischen den stockwerkartig übereinander im Sinne einer Rumpffläche angeordneten Hochflächen, deren unterste und ausgedehnteste die 'Haupttrumpffläche' HÖVERMANN'S (1949) bei etwa 600 m NN ist, und den zweifellos pleistozänen schmalsohligen bis kerbförmigen Tälern der jüngsten Talentwicklung einen Bereich, in dem Reste älterer Talböden, eingestellt auf die 'Randterrassen' des Harzes in 500 m, 400 m und 300 m NN, breitsohlige und zugleich relativ steilflankige Täler erkennen lassen. Ein grundsätzlicher Unterschied zu den pleistozänen Talsohlen liegt dabei in der Breite der vorpleistozänen Talböden, die etwa das 10fache der eiszeitlichen Schotterfluren (an der gleichen Lokalität) beträgt; ein zweiter grundsätzlicher Unterschied liegt im Flußcharakter, indem sich die Flüsse der (pliozänen) Täler ausweislich der eingesenkten Talmäander als mäandrierende Flüsse zu erkennen geben, während alle pleistozänen Schotterfluren durch verwilderte Flüsse aufgeschüttet wurden (Abb. 2).

Da die in Frage stehenden Schotter seit Jahrzehnten nicht aufgeschlossen sind, regte die Kommission für Geomorphologie der bayerischen Akademie der Wissenschaften anlässlich einer Exkursion im Jahre 1980, die dem Studium der in Frage stehenden Probleme gewidmet war, an, durch einen Schurf nähere Er-

kenntnisse über den Charakter der Böhreweg-Schotter zu gewinnen. Mit Hilfe der DFG und mit Genehmigung der zuständigen Behörden wurde im Sommer 1981 ein solcher Schurf von 22 m Länge, 10 m Breite und 11 m Tiefe in 390 m Höhe angelegt. Der Schurf verläuft WSW—ENE und liegt fast genau in der Mitte der Böhreweg-Fläche in einer Höhe von 385 m.

Das Material

Die Analyse des Materials, das den Schotterkörper am Böhreweg kennzeichnet, konnte schon während der Aushubarbeiten durchgeführt werden. Gegenüber den früheren, nur die oberflächennahen Teile betreffenden Beobachtungen ergab sich dabei insofern eine neue Erkenntnis, als der relativ hohe Anteil an größeren Komponenten (bis zu 40 cm Kantenlänge), die zugleich gut gerundet waren, sich nicht in die Teufe hin fortsetzte. Offensichtlich handelt es sich um eine Anreicherung der größeren Komponenten an der Oberfläche im Zuge nach der Sedimentation erfolgter Umlagerungs- und Abtragungsvorgänge. Dennoch bleibt die Schuttmasse bis zur erreichten Teufe von 11 m kies- und blockreich. Dabei bestehen die größeren Komponenten fast ausschließlich aus Acker-Bruchberg-Quarziten; in der Fraktion bis 10 cm dominieren Kieselschiefer. Außerdem treten vereinzelt Gangquarze und rote Sandsteine aus der Acker-Bruchberg-Serie auf. Relativ häufig sind Tonschiefer-Gerölle. Alle diese Komponenten sind im Einzugsbereich der Schuttmasse innerhalb der Acker-Bruchberg-Serie vertreten. Andere Harzgesteine fehlen ebenso wie sämtliche Gesteine des Harzvorlandes. Damit ist der Einzugsbereich der Ablagerung eindeutig bestimmt: Der äußerste Westteil des Acker-Bruchberg-Zuges im Bereich des Schindelgrabens zwischen 700 m und 400 m. Die maximale Transportlänge beträgt 4 km, das gesamte mögliche Einzugsgebiet umfaßt 6—7 qkm.

Scharfkantige Gesteinsbruchstücke treten nur in den obersten 1—2 m der Ablagerung auf. Sie sind hier, was sich insbesondere bei den Quarziten nachweisen läßt, aus der mechanischen Zerlegung ursprünglich besser, z. T. sehr weitgehend gerundeter Schotter hervorgegangen. Darunter sind alle Komponenten mindestens kantengerundet. Selbst bei Kieselschiefern finden sich Abrundungen bis zur CAILLEUX'-schen Gruppe 4; Tonschiefer sind überwiegend gut gerundet (ab Gruppe 3); die Quarzite zeigen zum Teil eine bis fast zur Kugelform gediehene Abrundung. Dabei ist die Abrundung generell um so weiter gediehen, je größer die Gerölle sind. Das am besten gerundete Geröll, ein roter Sandstein aus der Acker-Bruchberg-Serie, zeigte bei einem Durchmesser von 2,8 cm die Rundung 1000.

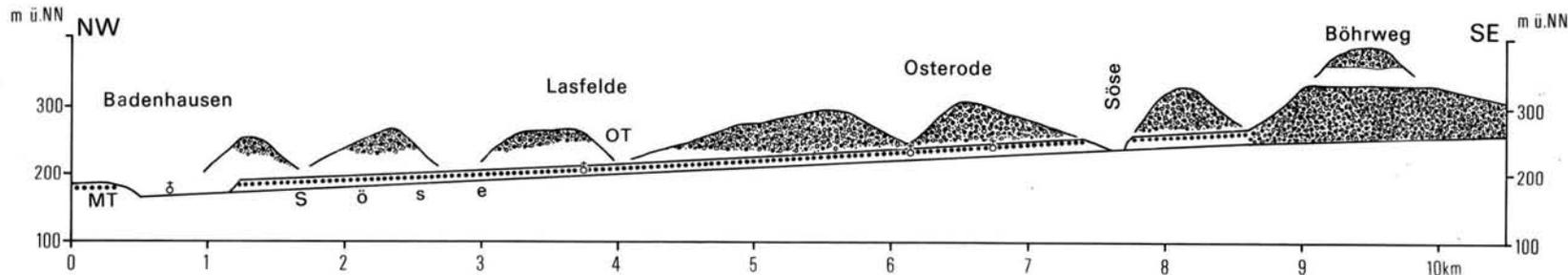


Abb. 1: Die pleistozänen Schotterterrassen zwischen Badenhausen und Osterode.
 Am Böhrweg ziehen sich diese Schotter bis zu den Böhrweg-Schottern aufwärts.
 Die Abbildung stellt die Auflagerungsfläche der Böhrweg-Schotter und die Fläche der OT dar.

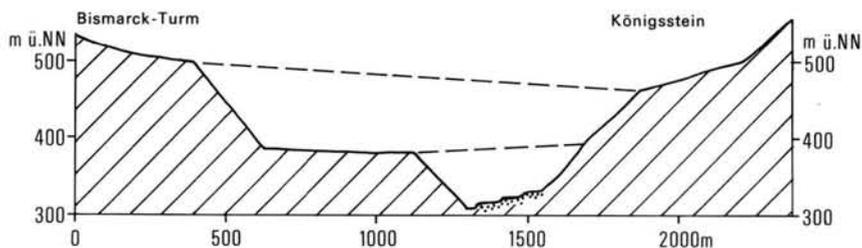


Abb. 2: „Breiterrassen“ im Odertal oberhalb Bad Lauterberg.

In der gesamten Ablagerung treten stark angewitterte Quarzite neben völlig frischen Quarziten auf. Einzelne größere Quarzite sind vollständig zu Sand zersetzt, obwohl die Kontur des ursprünglichen Gerölls noch zu sehen ist. Kieselschiefer erscheinen demgegenüber stets frisch. Bei den Tonschiefern läßt sich, da das Ausgangsmaterial schon sehr unterschiedlich ist, nichts über den Verwitterungsgrad aussagen. Eine differenzierte Verwitterung in situ erscheint nach den Lagerungsverhältnissen ausgeschlossen. Stark angewitterte Quarzite müssen vielmehr zusammen mit frischem Material zur Ablagerung gekommen sein. Die endgültige Zersetzung zu Sand kann allerdings in situ erfolgt sein.

Das Feinmaterial ist einesteils hell, sandig, häufig mit Lepidokrokitausscheidungen, anderenteils intensiv rötlich oder braun, meist kies- und blockreich, mit nest- oder bandartige Manganausscheidungen. In beiden Varianten des feinmaterialreichen Substrates treten Bereiche mit stark wechselnden Sand-, Schluff-, Ton- und Sequioxydanteilen auf. Dementsprechend schwanken die Farbwerte zwischen hellgrau bis rötlich-grau im Bereich der helleren, gelblich-rot (orange) bis rotbraun und braun in den dunkleren Partien.

Nach den Untersuchungen von H. MACIY ist das Material in allen Teilen kalkfrei und, abgesehen von der Humusaufgabe des rezenten Bodens, humusfrei. Das Korngrößenmaximum des Feineranteils liegt im Schluff-Ton-Bereich; bei einigen Proben treten auch hohe Feinsandanteile auf. An einigen Stellen sind Grundwassereinflüsse erkennbar, die auf eine möglicherweise frühweichselzeitliche Naßüberprägung des ursprünglichen Bodens hindeuten. Das Auftreten deutlich gebleichten marmorierten Materials im gesamten aufgeschlossenen Sedimentkörper weist darauf hin, daß ein ursprünglicher fossiler Boden mehrfach Naßüberprägungen ausgesetzt war und daß mehrfach Umlagerungsprozesse stattfanden.

Die sehr niedrige spezifische Kationenaustauschkapazität (um 30 %) weist mutmaßlich auf einen sehr erheblichen Kaolinanteil hin. Auffällig ist der hohe variable Ladungsanteil der KAK (H: Al: 80 %, a: 11 %, Mg 2 %, K 14 %, Na 6 %). Sehr hoch ist der auf Ton bezogene Eisengehalt: 12—13 % bei intensiv gefärbtem Material, entsprechend ca. 18 % Hämatit. Es handelt sich damit mit ziemlicher Sicherheit um eine pedogenetische Eisenanreicherung, die für ein höheres als pleistozänes Alter des Bodenmaterials spricht. Vergleichbar hohe Eisenoxydgehalte findet man bei tropischen Oxisolen. Bei ihnen liegt allerdings der Hue-Wert (Munsell) in der Regel niedriger, entsprechend der Ausfällung des Eisens als Hämatit. Die Umwandlung solcher Böden unter feucht-gemäßigten Klimabedingungen führt meist zu einer

Umwandlung des Hämatits in Goethit, dessen Farbwerte mit den hier am Boden bestimmten Farbwerten übereinstimmen. Damit ist die Vermutung begründet, daß es sich bei dem dunkleren Bodenmaterial um pleistozän-holozän umgeformte Reste eines tropisch-subtropischen Oxiols handelt.

Im Gegensatz dazu spricht die starke Bleichung des sandigen Schluffs für eine Naßüberprägung des fossilen Bodens unter reduzierten Bedingungen — worauf auch die Marmorierung durch Eisenoxydhydrate hinweist — wobei der überwiegende Anteil der Eisenoxyde gelöst und lateral abgeführt wurde.

Schon während der Aushubarbeiten zeigte es sich, daß die Lagerungsverhältnisse im Bereich der Böhren-Schotter sehr komplizierter sind. Dank der besonders starken Regenfälle lösten sich schon nach einem Aushub von etwa 7 m Tiefe randliche Partien des Schurfgrabens an annähernd saiger stehenden, parallel zum Schurfgraben, also ENE—WSW verlaufenden Scherflächen ab, an denen die verschiedenen Teile der Ablagerung in WSW-Richtung gegeneinander verschoben waren. In einem frühen Stadium der Arbeiten wurden diese Flächen als ‚Drucktexturen‘ bezeichnet, was insofern zutrifft, als an diesen Harnischen die unterschiedlich bewegten Teile der Ablagerungsmasse in der Tat unter Druck gegeneinander bewegt wurden. Dadurch, daß die Richtung des Schurfgrabens zufällig mit der Richtung dieser Scherflächen übereinstimmte, und dank des teilweisen Einsturzes der Grabenwände konnten die Harnische praktisch über die gesamte Länge des Schurfes — 30 m — beobachtet werden. Meßbar waren 4 verschiedene, parallel zueinander verlaufende solche Flächen im Abstände von 30 cm bis 70 cm voneinander. Es ist anzunehmen, daß die gesamte Ablagerung auch außerhalb des Schurfes von gleichlaufenden solchen Flächen durchsetzt ist.

Senkrecht zum Verlauf des Schurfes und damit auch senkrecht zu diesen Scherflächen, d. h. mit NNW—SSE-Streichen, zeigt sich ein steil aufgerichtetes Faltenssystem von großer Regelmäßigkeit, innerhalb dessen die feineren Komponenten (Schluffe, Feinsande, feinere Kiese, dünne Tonlagen) noch eine spezielle Fältelung erfahren haben. Die größeren Komponenten stehen überwiegend vertikal, nur in den schmalen Faltscheiteln liegen sie, dem Umbiegen der Schicht entsprechend, stellenweise horizontal. Wegen der Verschiebung der Schichten an den Scherflächen ließ sich keine der Falten quer über den Schurfgraben hinweg verfolgen. Dennoch ist das Gesamtbild des Faltenwurfes an beiden Längswänden des Aufschlusses im Prinzip gleich. Auch über die Längserstreckung, d. h. in ENE-WSW-Richtung, ließ sich eine Änderung der Lagerungsverhältnisse nicht erkennen.

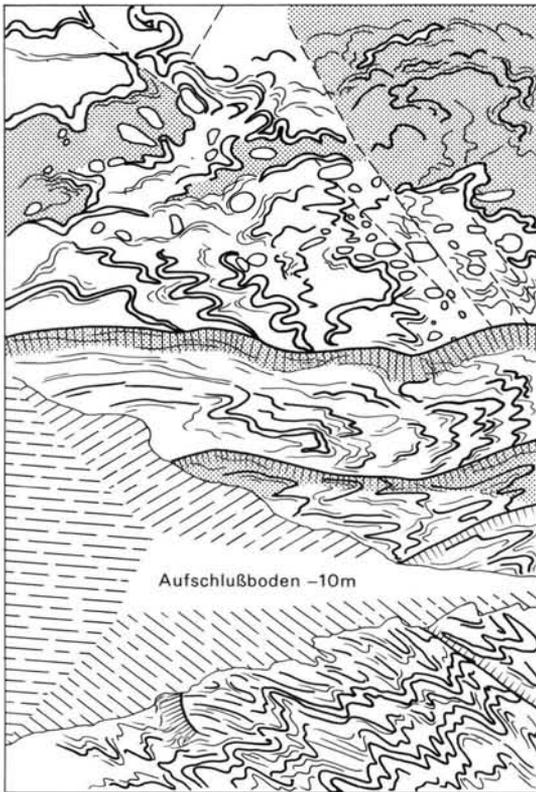


Abb. 3: Falten- und Scherstrukturen im Böhreweg-Aufschluß (nach einem Foto von H. MACIY).

Anders steht es mit der Abfolge in der Vertikalen. Während in den untersten Teilen des Aufschlusses, etwa von 6—11 m Teufe, die Falten und die Fältelungen sehr regelmäßig sind, modifiziert nur durch die Kompetenz der gefalteten Schichten, stellen sich darüber, etwa bei 4—5 m Teufe, stellenweise hinaufreichend bis 2 m, zunehmend flacher liegende Scherflächen ein, die die Faltenstrukturen, überwiegend ENE oder WSW fallend, bei wahrscheinlich NNW—SSE verlaufendem Streichen, schneiden. Die Verschiebungsbeträge sind meist sehr gering und liegen im Zentimeterbereich. Trotzdem hebt sich dieser Bereich intensiverer starrer Verformung deutlich von dem liegenden Bereich ausschließlicher oder doch ganz dominierend plastischer Verformung ab (Abb. 4).

Schließlich folgt in den obersten 2—4 m wieder ein Bereich überwiegend plastischer Verformung. Doch ist hier keinerlei regelmäßiger Faltenwurf mehr erkennbar. Es handelt sich vielmehr um Materialverlagerungen unregelmäßiger Art, wie sie für Kryoturba-tionshorizonte und Eiskeilstrukturen charakteristisch sind. Die obersten 50—100 cm der Ablagerung endlich sind strukturlos und zeigen das typische Bild



Abb. 4: Falten- und Scherstrukturen in 4—5 m Teufe (nach einem Foto von H. MACIY).

einer Solifluktionsschuttdecke bzw. die völlige Materialdurchmischung im Bereich des Molisols eines Dauerfrostbodens (Abb. 5).

Betrachtet man die gefalteten basalen Lagen des Schotterkörpers näher, so erkennt man einen unregelmäßigen Wechsel zwischen feineren und gröberen Lagen. Tonig-schluffiges Material tritt mehrfach in dünnen Bändchen von 0,5 cm bis 5 cm Dicke auf; Kies- und Schotterlagen erreichen eine Stärke von bis zu 50 cm. In den basalen Teilen der südexponierten Aufschlußwand ist sogar eine vielfach wiederholte Wechsellagerung von mehr schluffigem, zugleich sehr hellem, und mehr kiesigem, orangefarbigem Material zu erkennen. Stets enthalten die Schotterlagen, auch die Grobschotterlagen, lehmiges Feinmaterial. Inse-

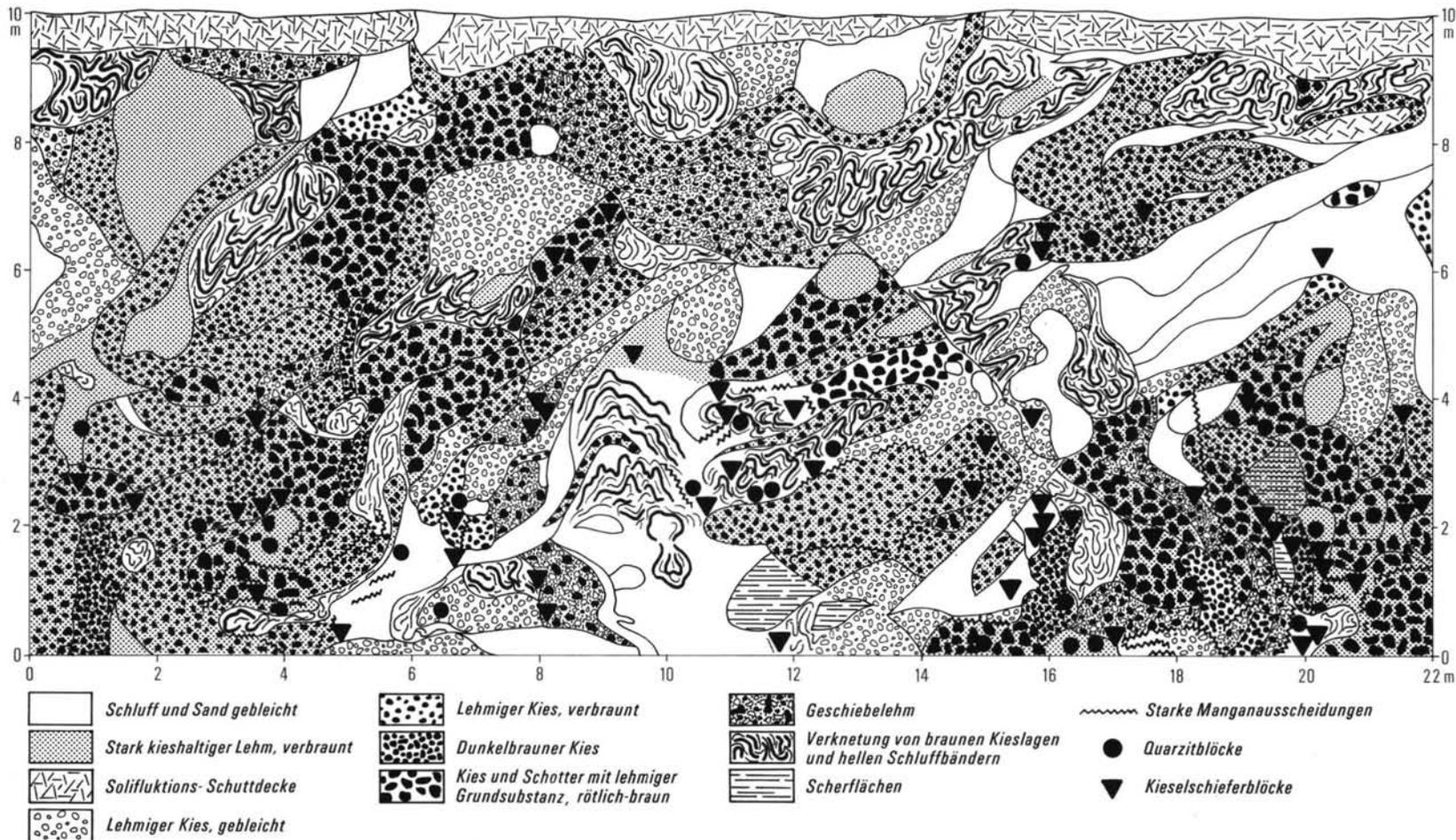


Abb. 5: Falten- und Scherstrukturen, kryoturbate Verwürgungen, Eiskeilstrukturen und Bleichungen im obersten Teil des Aufschlusses (nach einer Gitternetz-Vermessung mit 1 m Maschenweite von H. MACIY).

samt handelt es sich um ein überwiegend schlecht sortiertes Schottermaterial, in dem zwar Lagen unterschiedlicher Korngröße deutlich erkennbar sind, in dem eine reinliche Materialsortierung jedoch nicht stattgefunden hat. Insofern unterscheidet sich die Ablagerung auch dann, wenn man sich die Falten ausgeglättet denkt, deutlich von pleistozänen Schottern der Mittel- und Niederterrasse, innerhalb derer die Kiese und Schotter stets gut gewaschen sind.

Dabei ist offenbar der Farbwechsel, der geringeren und höheren Gehalten an Eisen entspricht, in den tieferen Teilen des Aufschlusses keine nachträgliche Verwitterungserscheinung, sondern eine primäre Eigenschaft des Sediments. Das läßt sich daraus ableiten, daß die feineren, hellen Lagen und Bändchen ihren Charakter beibehalten, obwohl sie mehrfach an Scherflächen versetzt und auch sonst durch den Faltungsvorhang zerrissen sind. Ganz im Gegensatz dazu sind in den obersten 4—5 cm einheitliche Schotterbänke mehrfach teilweise gebleicht, teilweise intensiv braunfärbt, und zwar so, daß die höheren Partien gebleicht, die tieferen Partien durch Anlagerung von Eisenoxiden um die Grobpartikel herum gefärbt sind. Die Auffassung, daß das Sediment durch spätere Naßbleichungen überprägt worden ist, findet hierin eine Stütze.

Die Genese

Zusammen mit den Befunden über sehr unterschiedliche Zurundungsgrade innerhalb einer einheitlichen Schotterbank und mit den Befunden über das Nebeneinander von frischen und zermürbten Quarziten und die Vergesellschaft von teilweise nur kantengerundeten Kieselschiefern innerhalb einer Schotterlage läßt sich die Ablagerung vor dem Faltungsprozeß auf Sedimentationsbedingungen zurückführen, wie sie in den Randbereichen des Trockengürtels aktuell gegeben sind. Auf jeden Fall entspricht das Sediment einer fluviatilen Formung, die durch bedeutendes episodisches oder periodisches Abkommen des Flusses gekennzeichnet war, wobei sehr bedeutende Hochwässer mit dem Transport von Geröll bis zu 40 cm Kantenlänge und sehr schwache Abflüsse mit der Ablagerung von Sanden und Schluffen abwechselten. Starke Abflüsse scheinen dabei dominiert zu haben.

Die Bänderung des Materials in den tieferen Partien läßt dabei darauf schließen, daß unterschiedliche Horizonte einer Verwitterungsdecke erfaßt und aufbereitet wurden, und zwar sowohl eisenreiche Anreicherungshorizonte als auch an Eisen verarmte Bleichhorizonte. Besonderer Erwähnung bedürfen fast vertikal stehende Kies- und Schotteransammlungen, die in den obersten 2—6 m die Ablagerung durchsetzen

und die stellenweise die älteren Falten- und Scherstrukturen schneiden. Sie sind zweifellos jünger als die Faltungs- und Scherprozesse, die die Ablagerung betroffen haben, werden andererseits aber durch die Würgestrukturen im Bereich der periglazialen Überformung des Sediments, d. h. in den obersten 2—3 m, gekappt. Es könnte sich dabei um die Füllung tieferreichender Frostspalten handeln, in denen zwar die Frostzerrung wirksam war, eine Eiskeilbildung aber nicht stattfand. Selbstverständlich könnte es sich auch um ältere Frostzerrungen handeln. Eine feinere Gliederung der (mehrfachen) periglazialen Überformung und der (mehrfachen) Naßbodenüberprägung ist nicht mit hinreichender Sicherheit gelungen. Nur bei sehr viel gutem Willen kann man in der Skizze zwei unterschiedliche Bleichzonen erkennen, die beide durch jeweils nachfolgende Solifluktions- und Kryoturbationsprozesse gestört sind. Träfe diese Interpretation des Aufschlusses zu, so wären eine schwächere (Eem bis Würm?) und eine ungleich stärkere (Treene?) Bleichung zu unterscheiden.

Deutlich wird auf jeden Fall, daß innerhalb des mit Hilfe eines 1 m-Gitternetzes durch H. MACIY aufgenommenen mittleren Teiles des Aufschlusses eine Auffüllung stattgefunden hat, deren Material überwiegend von WSW her kam. Das entspricht insofern den gegenwärtigen Verhältnissen, als das Gelände vom Schurf aus nach WSW auch heute leicht ansteigt. Diese Höhenunterschiede müssen vor der (mehrfachen) periglazialen Ausgleichung des Reliefs deutlich größer gewesen sein als heute. Man hat sich demzufolge am Außenrand der Ablagerung, zugleich der dem Harz abgewandten Seite, einen Wall vorzustellen, der mindestens einige Meter, vielleicht sogar mehr als 10 m hoch war.

Die Faltungs- und Scherprozesse, die der Ablagerung des Sedimentkörpers folgten, und die der periglazialen Überformung der obersten Partien des gestauchten und gefalteten Sediments vorausgingen, die also von der (wahrscheinlich doppelten) Bleichung und der (wahrscheinlich ebenfalls doppelten) periglazialen Verlagerung im Bereich der obersten Meter vor sich gegangen sind, stellen eine unerwartete Komplikation dar. Bei unbefangener Betrachtung würde man den aufgeschlossenen Komplex als Stauchmoräne in typischer Ausprägung anzusprechen geneigt sein. Auf diese Weise ließe sich auch die dominierend plastische Verformung in den untersten Teilen des Aufschlusses und die zusätzliche starre Verformung in den mittleren Partien dadurch erklären, daß der stauchende Gletscher über einen Dauerfrostboden hinweg vorrückte, in dessen Bereich starr verformt wurde, und darüberhinaus auch noch nicht gefrorene Teile des Sediments erfaßte, die fast ausschließlich plastisch verformt wurden.

Die spezielle Situation im Bereich des Harzes jedoch, in dem die Indikatoren für vorzeitliche Vergletscherungen stets auf besondere (grundsätzliche) Skepsis stoßen, macht es nötig, auch andere Prozesse und Prozesskombinationen in Erwägung zu ziehen. Als solche kommen, da die Masse nach ihrer Ablagerung als schlecht sortiertes fluviatiles Sediment gefaltet und gestaucht worden ist, nur Massenselbstbewegungen infrage. Da der Felsuntergrund, dem die Ablagerung aufliegt, im Talhang der Kleinen Steinau auf 600 m Länge aufgeschlossen ist und hier von 390 m auf 360 m fällt, steht ein Basisgefälle von 30 m auf 600 m = 5 % zur Verfügung. Es scheint mir ausgeschlossen, daß das tonarme und grobmaterialreiche Sediment unter solchen Umständen in Bewegung geraten kann, es sei denn, daß es in wasserübersättigtem Zustande sich befunden habe. So regelmäßige Faltungen, wie sie im basalen Bereich zustande gekommen sind, und so zahlreiche und engständige Scherflächen, wie sie die mittleren Teile des Sediments auszeichnen, sind mit einem solchen angenehmen Prozeß jedoch nicht in Einklang zu bringen.

Man könnte daran denken, daß im Bereich eines Dauerfrostbodens sich an der Untergrenze der Ablagerung (oder in ihren basalen Teilen) eine Eislinse gebildet habe, auf der das ganze Schotterpaket abwärts geglitten ist. Gesetz den Fall, daß die Basisfläche im Widerspruch zu den Beobachtungen im südsüdwestlichen Teil der Böhreweg-Fläche nicht vom Harz weg, sondern gegen diesen hin (nach ENE) geneigt sei (was als Möglichkeit nicht auszuschließen ist), würde die gleitende Masse auf ein Hindernis stoßen und könnte einem gewissen Zusammenschub und wohl auch Scherprozessen der beobachteten Art unterliegen. Selbstverständlich setzt diese Annahme voraus, daß das Tal der Kl. Steinau und auch das Tal der Apenke, die die Böhreweg-Fläche im SE und im NW flankieren, damals noch nicht so weit eingetieft waren, daß sie eine Drainage bewirken konnten.

Wir konzentrieren uns zunächst auf die Frage nach der Aussage der Böhreweg-Schotter für die durch steilhängige und breitsohlige Täler mit mäandrierenden Flüssen ausgezeichnete Übergangsperiode von der (miozänen?) Flächenbildung zur Bildung der schmalsohligen oder kerbförmigen pleistozänen Täler, so besagt das Sediment, daß bei stark stoßweiser Wasserführung wechselnd Schluff, Kiese und (teilweise sehr grobe) Schotter außerordentlich stark wechselnden Rundungsgrades und sehr unterschiedlichen Verwitterungszustandes abgelagert wurden, wie sie im subtropischen Übergangsbereich des ariden Gürtels heute gebildet werden. Die Beschaffenheit des Materials läßt dabei auf die Aufbereitung einer (präexistierenden) Verwitterungsdecke tropisch-subtropischen Typs schließen.

Wenn es nicht gelingt, für die Lagerungsverhältnisse und die Materialbeschaffenheit der Böhreweg-Schotter eine andere plausible Erklärung zu finden — nach dem gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse ist das nicht der Fall —, so scheint der Schluß auf eine Harz-Vergletscherung unausweichlich, die am Südwestrand des Acker-Bruchberg-Zuges bis 380 m NN hinabreichte. Bezogen auf den höchsten Punkt des Einzugsgebietes, den Bärengarten mit gut 720 m NN, würde, in fast genauer W-Exposition, eine Schneegrenze nicht über 540 m abzuleiten sein. Da heute am Brocken die Höhengrenzen in W-Exposition am tiefsten liegen — ihre höchste Lage erreichen sie in SE-Exposition — wäre, gleiche Verhältnisse für die Eiszeiten vorausgesetzt, mit einer Schneegrenze in SE-Exposition um 650 m zu rechnen. Die mittlere Schneegrenze könnte dann um 600 m gelegen haben. Verglichen mit den Befunden über die Würm-Eiszeitliche Vergletscherung des Harzes erscheinen diese Werte durchaus nicht so außergewöhnlich; denn die ungleich größere Ausdehnung der Eismassen während der älteren Vereisungen in Norddeutschland wie im Alpenbereich läßt einen Höhenunterschied der Schneegrenze von 100 m zwischen Elster, Saale (Drenthe) und Warthe einerseits, Würm andererseits durchaus plausibel erscheinen.

Die zeitliche Einordnung ist leider noch in doppelter Hinsicht unsicher. Sieht man nämlich die kontinuierliche Schotterdecke, die sich vom Böhreweg, das Anstehende verhüllend, bis zur Oberterrasse in 320 m NN hinabzieht, als eine Art Übergangskegel an, so gehört die Stauchung der basalen und die Ablagerung der hangenden Teile der Böhreweg-Schotter der Oberterrasse an. Hält man die Decke aus Schottern zwischen Böhreweg und Oberterrasse für das Ergebnis solifluidaler Verlagerung, so liegt mit dem Böhreweg ein älterer Komplex vor, der als vor-Oberterrasse-zeitlich einzustufen ist. Die zweite Unsicherheit liegt in der Datierung der Terrassen selbst. Denn die Mittelterrasse, die im Gebiet der Weser und Leine durch MENSCHING (1950) kartiert worden ist, schneidet eben jene glazialen Bildungen des Inlandeises, die der Saale-(bzw. Drenthe-) Vereisung zugerechnet werden, wird aber ungeachtet dessen wegen der Verzahnung von Leine-Schottern mit Bildungen des Inlandeises für Saale-(Drenthe-) eiszeitlich gehalten.

Setzt man, wie es morphologisch richtig ist, die Oberterrasse der Saale- (Drenthe-Stadium) Eiszeit gleich, dementsprechend die Mittelterrasse dem Warthe-Stadium, so stellt sich für die Böhreweg-Schotter die Frage Elster oder Saale (Drenthe). Folgt man der älteren auf stratigraphischen Überlegungen beruhenden Gliederung, so wäre die Frage Elster oder älter zu diskutieren. Zu diesem Komplex wird sich durch präzise Terrassenuntersuchungen eine Lösung erarbeiten lassen.

Das Problem der Vergletscherung des Harzes während älterer Eiszeiten wirft jedoch erneut die Frage nach Vergletscherungsspuren oder wenigstens Zeugnissen vorzeitlicher nivaler Formung im deutschen Mittelgebirgsbereich ganz allgemein auf.

Schriftenverzeichnis

- BODE, A. & ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1907): Geol. Karte Preußen u. benachbarte Bundesstaaten 1: 25 000, Lfg. 100, Erl. Bl. 4227 Osterode: 50 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- DUPHORN, K. (1969): Neue Ergebnisse der Eiszeitforschung in und am Westharz. — Z. Geomorph., NF., 13: 324—334; Berlin.
- GRUPE, O. (1915): Über diluviale Gebirgsstörungen im hannoverschen Berglande und zur Frage der diluvialen Hebung des Harzes. — Jb. Preuß. Geol. L.-Anst., 36: 374—400; Berlin (1916).
- HÖVERMANN, J. (1949): Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. — Göttinger geograph. Abh., 2: 80 S.; Göttingen.
- (1950): Die diluvialen Terrassen des Oberharzes und seines Vorlandes. — Petermanns geograph. Mitt., 94, 3: 121—130; Gotha.
- JORDAN, H. (1976a): Geol. Karte Niedersachsen 1: 25 000, Erl. Bl. 4227: Osterode: 148 S.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- (1976b): Die Terrassenkiese im Sösetal am Harz. — Geol. Jb., A 36: 75—101; Hannover.
- MENSCHING, H. (1950): Schotterfluren und Talauen im Niedersächsischen Bergland. — Göttinger geograph. Abh., 4: 54 S.; Göttingen.
- THIEM, W. (1972): Geomorphologie des westlichen Harzrandes und seiner Fußregion. — Jb. geograph. Ges. Hannover, Sonderh. 6: 271 S.; Hannover.

Bei der Redaktion eingegangen am 30. 5. 1986.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	37	109—118 3 Abb., 1 Tab.	<i>Hannover 1987</i>
----------------------------------	----	---------------------------	----------------------

Extreme jungholozäne hygrische Klimaschwankungen in Mitteleuropa und ihre Folgen

HANS-RUDOLF BORK & HELGA BORK *)

Heavy rainfall, gully erosion, sheet erosion, soil profiles,
Younger Holocene, late medieval (14. and 18. century)

North German Hills (Göttingen region), Lower Saxony
TK 25: Nr. 4426, 4427

Kurzfassung: Zur Rekonstruktion extremer hygrischer mittelalterlicher und neuzeitlicher Witterungsereignisse wurden zahlreiche Bodenprofile analysiert. Als wichtigstes Ergebnis ist festzuhalten, daß in der ersten Hälfte des 14. Jahrhunderts an den Hängen und in den Talauen bis über 10 m tiefe Schluchten einrissen. Die Steilheit der Kerbenwände und die aus Rutschmassen bestehenden Kerbenfüllungen erlauben wesentliche Rückschlüsse auf die Eintiefungsgeschwindigkeit und damit auf die Niederschläge, die diesen Abtrag auslösten. Demnach verursachten wenige katastrophale Starkregen das von stärkster flächenhafter Bodenerosion begleitete Schluchtenreißen. Schriftquellen bestätigen diese Resultate. Der überwiegende Teil der spätmittelalterlichen Erosionsformen wurde in den folgenden Jahrhunderten durch schwach erosive Niederschläge verfüllt. Eine zweite, schwächere, auf extreme Starkregen zurückzuführende Zerschneidungsphase wurde für das 18. Jh. nachgewiesen.

[Extreme Rainfall Fluctuations During Younger Holocene in Central Europe and the Resulting Soil Erosion]

Abstract: To enable conclusions about rainfall events during the Younger Holocene and their consequences, numerous soil profiles were analyzed. The most important result is the gully formation during the first half of the 14th century. Gullies more than 10 m deep were cut into arable land on slopes and in valleys. The steepness of the gullies and their slide-mass fillings give essential informations concerning the rate of dissection and the rainfall events which caused the erosion. The extreme gully-cutting was accompanied by heavy sheet erosion. Both processes must have been caused by very few catastrophic rainfall events. These results are confirmed by ancient documents. Most gullies of the 14th century were filled up during the following centuries by

slightly erosive rainfall events. A second though less severe phase of gully erosion caused by heavy rainfall occurred in the 18th century.

1. Einführung

Die hygrischen Extremereignisse in historischer Zeit stehen im Vordergrund des vorliegenden Beitrages. Im Rahmen des Forschungsvorhabens „Bodenerosion in südniedersächsischen Lößgebieten“ der Abt. f. Physische Geographie und Landschaftsökologie der TU Braunschweig haben wir seit 1978 das Ausmaß der historischen Bodenerosion (das Ergebnis vor allem extremer hygrischer Niederschlagsereignisse) analysiert. Im Untereichsfeld und im südwestlichen Harzvorland wurden über 800 Standorte untersucht. Zunächst erfolgte die Bilanzierung der jungholozänen Bodenerosion (vgl. BORK 1983). Demnach wurden während Mittelalter und Neuzeit im Mittel die obersten 232 cm des auf den beackerten Hängen Südniedersachsens anstehenden Bodens erodiert.

Bereits in der Anfangsphase der Untersuchungen wurde deutlich, daß sich im Jungholozän Phasen mit starker flächenhafter und linearer Bodenerosion mit erosionsarmen Zeiten abwechselten. Dieser Befund hat uns dazu veranlaßt, den zeitlichen Verlauf der historischen Bodenerosion genauer zu rekonstruieren. Feinstratigraphische Detailanalysen wurden an Bodenprofilen in Niedersachsen und Hessen ausgeführt.

2. Komplexe Sediment-Boden-Aufschlüsse als Zeugnisse extremer hygrischer Witterungsereignisse

Die für eine Rekonstruktion des jungholozänen Klimas relevanten Ergebnisse feinstratigraphischer

*) Anschrift der Autoren: Dr. H.-R. BORK und H. BORK, Abteilung für Physische Geographie und Landschaftsökologie, Technische Universität, Langer Kamp 19c, D — 3300 Braunschweig.

Detailanalysen werden zunächst am Beispiel des Aufschlusses Rüdershausen und der archäologisch-paläo-ökologischen Grabung Drudevshusen vorgestellt. Es schließt sich eine zusammenfassende Darstellung der aus diesen und zahlreichen weiteren Profilen für den mitteleuropäischen Raum abgeleiteten hygrischen jungholozänen Klimageschichte an.

2.1. Profil Rüdershausen

In den Jahren 1979 bis 1982 wurde der heute weitgehend verschüttete Aufschluß in der ehemaligen Lehmgrube Rüdershausen untersucht. Dieses etwa 22 km ostnordöstlich von Göttingen gelegene Profil (vgl. Abb. 1) ist detailliert in BORK (1983: 40—44, 59, Abb. 14, 15) beschrieben. Im folgenden werden daher nur die Ergebnisse mitgeteilt, die Schlüsse auf die jungholozäne hygrische Klimageschichte erlauben.

An der Basis des Profils stehen 4 bis 10 m unter der Geländeoberfläche fluviale Sedimente an. Im Hangenden folgt über 2 m mächtiger intensiv verbraunter Löß, rotsandstreifiger kalkhaltiger Löß und vereinzelte Relikte der in sandstreifigem Löß entwickelten holozänen Parabraunerde. In dieser Abfolge war eine über 10 m mächtige Kerbtalfüllung aufgeschlossen. Rutschmassen, gradiert geschichtete Sedimente und homogene, schwach humose Kolluvien plombieren den Erosionsriß. Zahlreiche Keramikfunde ermöglichen

eine Datierung der unteren 5 bis 7 m der Kerbenfüllung in den Zeitraum vom 13. Jh. bis zur ersten Hälfte des 15. Jahrhunderts (Datierung durch H.-G. STEPHAN, Göttingen). Der obere Teil der Füllung sedimentierte in der frühen Neuzeit.

Die Umgebung des Aufschlusses wurde sehr wahrscheinlich im frühen Mittelalter gerodet und anschließend ackerbaulich genutzt. Dadurch wurde die holozäne geomorphodynamische Stabilitätsphase mit intensiver Bodenbildung beendet. Bis zum Beginn des Schluchtenreißens trat nur sehr schwacher flächenhafter Bodenabtrag auf. Beleg hierfür ist die Kerbenfüllung. So waren an der Basis der Kerbenfüllung zahlreiche Blöcke aus Al-Horizontmaterial des Holozänbodens aufgeschlossen, die nach der Einschneidung im obersten Bereich der Kerbenwände abgebrochen waren. Diese Blöcke wiesen Durchmesser bis zu 30 cm auf. Die beschriebenen Fakten beweisen, daß unmittelbar vor der Zerschneidung der noch mindestens 30 cm mächtige Tonverarmungshorizont der holozänen Parabraunerde an der Geländeoberfläche lag. Geht man von einer mittleren Mächtigkeit von etwa 50 cm und einer mindestens 400jährigen landwirtschaftlichen Nutzung vor dem Schluchtenreißen aus, so ergibt sich ein durchschnittlicher jährlicher flächenhafter Bodenabtrag von maximal 8 t/ha im Bereich des Aufschlusses Rüdershausen. Dieser für einen relativ stark geneigten, konvexen Unterhang geringe Betrag weist auf eine erosionsarme Zeit hin. Es liegt daher nahe, auf lediglich schwach erosive Niederschlagsereignisse im frühen und hohen Mittelalter zu schließen.

Während des Spätmittelalters schnitt sich im Bereich des Aufschlusses Rüdershausen eine Kerbe mehr als 10 m tief in die pleistozänen Sedimente ein. In diesem Zusammenhang ist die Frage nach der Geschwindigkeit der Zerschneidung und damit nach der Anzahl und der Intensität der Niederschlagsereignisse zu stellen, die diesen Abtrag verursachten. Wesentliche Hinweise können Form und Füllung der Kerbe geben. Vor der Zerschneidung nahm eine flache Delle die Oberfläche ein. Starke lineare Erosion führte zur Ausbildung einer etwa 10 m tiefen und ebenso breiten Kerbe mit teilweise überhängenden Wänden. Eine Detailaufnahme der Kerbenfüllung (vgl. BORK 1983: Abb. 14) — insbesondere der Rutschmassen — ermöglichte die genaue Rekonstruktion der Oberfläche. Die Feingliederung der pleistozänen Folge und die Differenzierung des holozänen Bodens in zahlreiche Subhorizonte erlaubten eine exakte Zuordnung insbesondere größerer Blöcke zu den Abbruchstellen an den Kerbenwänden. Die so rekonstruierte bzw. z. T. noch erhaltene ursprüngliche Steilheit der Kerbenwände erlaubt wesentliche Rückschlüsse auf die Zerschneidungsgeschwindigkeit.

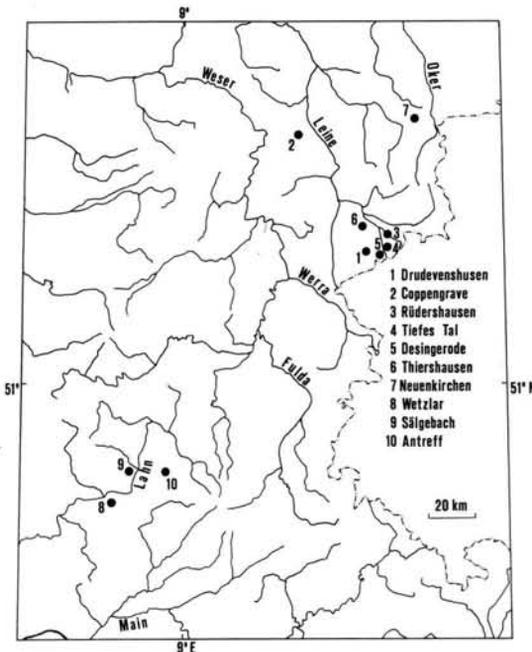


Abb. 1: Lage der datierten Profile.

Beobachtungen an der unbewachsenen Aufschlußwand des Profils Rüdershausen in den Jahren 1979 bis 1985 zeigten, daß die aufgegrabene steile Profilwand im Verlauf der jeweils nächsten stärkeren Durchfeuchtung wieder zerstört wurde: Große Blöcke rutschten ab und noch im ersten Jahr nach einer Aufgrabung war das Profil wieder verstürzt. Während an trockenen Lößstandorten Steilwände oftmals über mehrere Jahre weitgehend unverändert erhalten bleiben, sind für Feuchtstandorte (Dellen und Kerben mit lateralem Bodenwasserzufluß) die für das Profil Rüdershausen beschriebenen Verhältnisse kennzeichnend. Aufschlußwand und spätmittelalterliche Kerbtalwand des Profils Rüdershausen ähnelten sich stark hinsichtlich Steilheit und Form. Wir können daher davon ausgehen, daß auch die steilen Kerbenwände im Spätmittelalter nur kurze Zeit standhielten. Wahrscheinlich vollzogen sich die Abbrüche und Rutschungen bereits während der ersten intensiveren Durchfeuchtung nach Bildung der Formen — somit vermutlich wenige Wochen bis Monate nach der Einschneidung. Diese rasche Plombierung beweist andererseits, daß die Einschneidung auf ein oder mehrere, kurz aufeinander folgende, kaum vorstellbar extreme Abflußereignisse und damit auf einen oder wenige Katastrophenregen zurückzuführen ist. Die extremen Starkregen der letzten Jahre hatten auch auf flurbereinigten und mit Rüben bewachsenen, großen Schlägen nur schwache flächenhafte und — mit Ausnahme vereinzelter bis zu 30 cm tiefer Rillen — keine lineare Bodenerosion zur Folge. Auf Hangstandorten, die im Mittelalter zerschluchtet wurden und die heute landwirtschaftlich genutzt werden, wurde im Beobachtungszeitraum (seit 1978) keine lineare Bodenerosion registriert. Nur wenige Tiefenlinien, wie z. B. das Tiefe Tal bei Oberfeld, verzeichneten schwachen linienhaften Abtrag. Die rekonstruierte Geschwindigkeit und Intensität der Zerschichtung sowie die heute an diesen Standorten auch bei Starkniederschlägen ausbleibende lineare Erosion weisen auf katastrophale spätmittelalterliche Niederschläge mit extrem hohen Intensitäten hin.

In der spätmittelalterlichen Kerbenfüllung waren neben Rutschmassen u. a. gradiert geschichtete Sedimente aufgeschlossen. Detailaufnahmen dieser Sedimente ergaben, daß nach der Einschneidung noch im Spätmittelalter mehrere Dutzend schwach erosive Niederschläge zur weitgehenden Plombierung des Erosionsrisses führten. Ein schwach humoses, nach Keramikdatierungen frühneuzeitliches Kolluvium schließt die Füllung des Kerbtals ab. In der unmittelbaren Umgebung wurden weitere verfüllte spätmittelalterliche Kerben gefunden.

Neben der spätmittelalterlichen konnte eine zweite, aber vergleichsweise weitaus schwächere, neuzeitliche

Zerschneidungsphase im Bereich des Profils Rüdershausen nachgewiesen werden. Es tiefen sich bis zu 4,5 m tiefe Runsen ein. An der Basis einer Kerbe der zweiten Generation wurden in einem gradiert geschichteten Sediment zahlreiche Scherben entdeckt und in das 18. Jh. datiert. Im Hangenden waren Rutschmassen und humose, homogene Kolluvien aufgeschlossen. Obgleich die Wände dieser Runsen schwächer geneigt waren als die spätmittelalterlichen, deuten die Rutschmassen auf eine rasche Verfüllung und daher auf eine rasche Einschneidung sowie starke Niederschläge hin.

2.2. Profilkomplex Drudevenshusen

Eine genauere zeitliche Einordnung der ersten Zerschneidungsphase gelang für mehrere Profile, die im Bereich der Wüstung Drudevenshusen aufgegraben wurden. Die mittelalterliche Ortswüstung Drudevenshusen liegt etwa 13 km östlich von Göttingen, etwa 2 km südöstlich von Landolfshausen (zur Lage vgl. STEPHAN 1985; Abb. 5). Auf dem Gelände dieser Wüstung wurden in Zusammenarbeit mit dem Seminar für Ur- und Frühgeschichte der Universität Göttingen mehrere Grabungskampagnen durchgeführt (vgl. BORK 1985a; STEPHAN 1985). Die im Rahmen der hier diskutierten Fragestellung interessantesten Grabungsergebnisse sind in zwei Phasenzzeichnungen dargestellt. Abb. 2 zeigt den Zustand eines über 80 m langen E—W-Profiles zu vier verschiedenen Zeitpunkten. Die in neun Phasen gegliederte mittelalterliche Entwicklung des tiefenliniennahen Teils dieses Profils veranschaulicht Abb. 3.

Am Hang entwickelte sich im Holozän unter Wald in Löß eine Parabraunerde, die vor den mittelalterlichen Rodungen etwa 3 m mächtig war. In der Nähe der östlich der Wüstung gelegenen Tiefenlinie bildete sich eine (heute vergleyte) Schwarzerde-Parabraunerde.

Archäologische Befunde belegen, daß der Wüstungsbereich und das sich östlich anschließende Nebental der Suhle spätestens 800 n. Chr. gerodet und bebaut bzw. ackerbaulich genutzt wurde (vgl. STEPHAN 1985: 48). Dadurch wurde die holozäne geomorphodynamische Stabilitätszeit mit Bodenbildung beendet. Im Anschluß an die Rodungen wurden bis zum späten Hochmittelalter östlich der Siedlungsflächen am Unterhang (Abschnitt von 50 bis 74 m Profillänge, vgl. Abb. 2, 3) im Mittel die obersten 35 cm des Holozänbodens erodiert. Diesem Wert entspricht ein mittlerer jährlicher Abtrag von maximal 14 t/ha — ein niedriger Wert, der die Daten des Profils Rüdershausen bestätigt und damit ebenfalls auf ein erosions- und starkregenarmes Früh- und Hochmittelalter hinweist. Im 13. Jh. sedimentierte am Unterhang ein

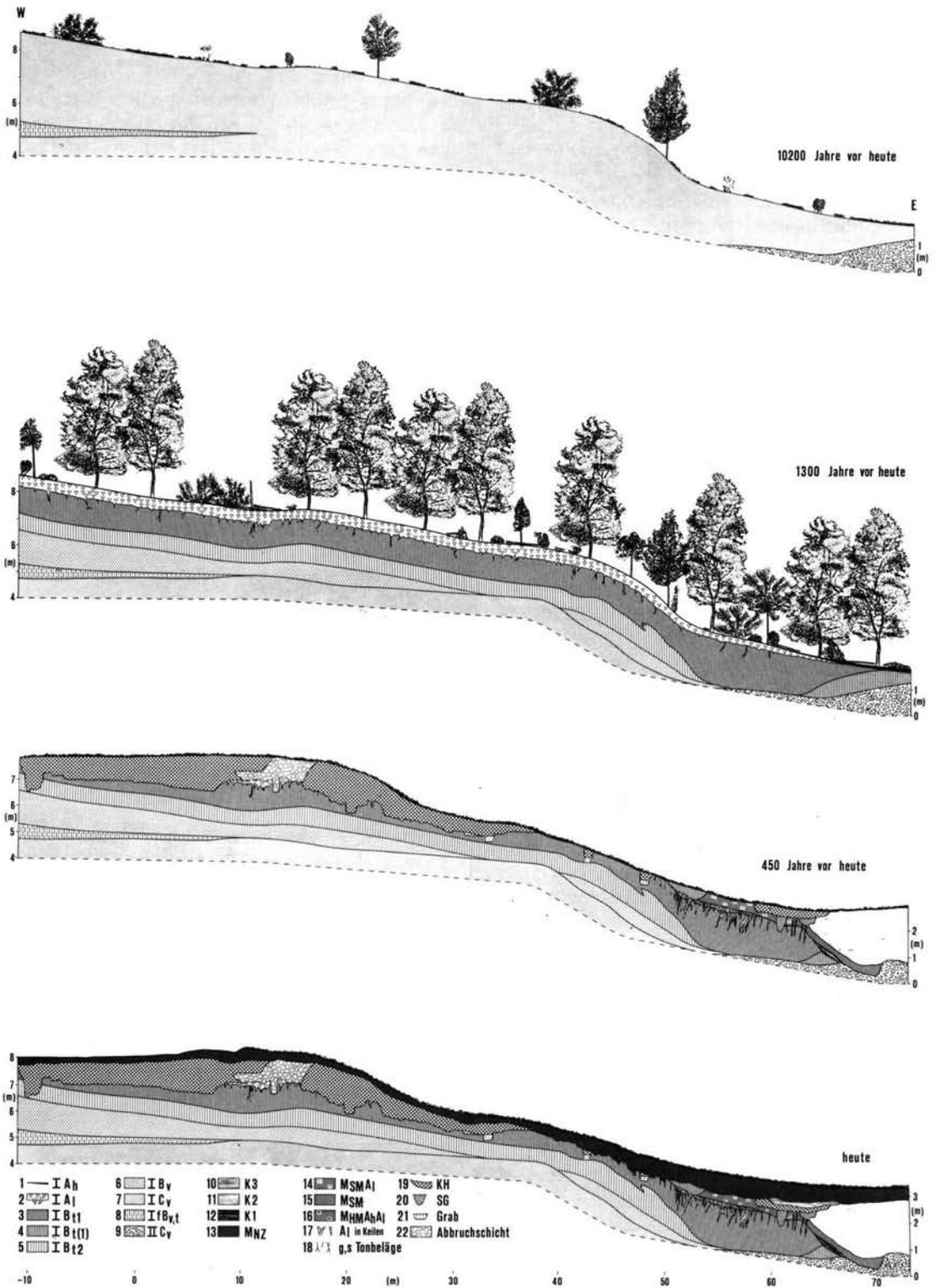


Abb. 2: E—W-Profil Drudevenshusen — jungholozäne Genese (2,5-fach überhöht).

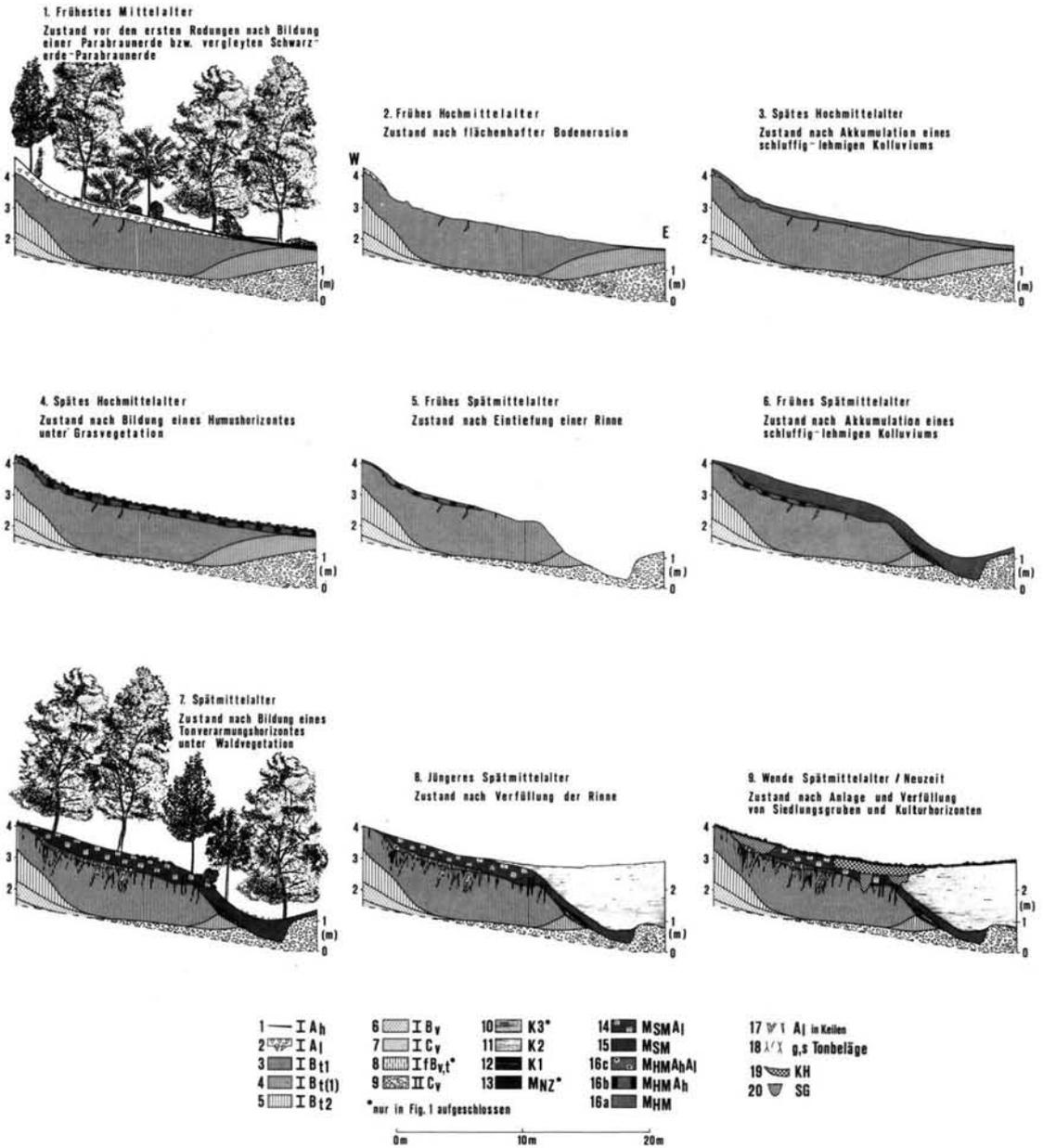


Abb. 3: E—W-Profil Drudevenshusen — mittelalterliche Genese im Bereich der Tiefenlinie (48,5—73 m Profillänge).

Kolluvium, in dem sich danach unter Grasvegetation ein Humushorizont ausbildete. Anschließend tiefte sich eine 12 m breite, im Bereich des E—W-Profiles 2 m tiefe und bis in den heutigen Seulinger Wald hinaufreichende Kerbe ein (Zustand 3 in Abb. 3). Etwa 50 m talaufwärts besaß diese Kerbe eine Tiefe von über 3 m, im Seulinger Wald lag dieser Wert bei mehr als 4 m. Unmittelbar nach dem Kerbenreißen führte (nach Datierung umfangreichen Keramikmaterials

durch H.-G. STEPHAN) im frühen 14. Jh. schwache flächenhafte Bodenerosion zur Akkumulation eines schluffig-lehmigen Kolluviums in der Rinne und ihrer Umgebung. Anschließend entwickelte sich in diesem Kolluvium ein Tonverarmungshorizont. Noch im Spätmittelalter wurde die Rinne mit geschichtetem Material vollständig plombiert (Zustand 8 in Abb. 3). Die Schichtung weist auf eine größere Zahl schwach erosiver Niederschlagsereignisse hin. Hinweise zur

Tab. 1: Wüstung Drudevenshusen: Sedimente, Bodenhorizonte und Kulturschichten — Erläuterungen zu den Abb. 2 und 3

Nr.	Horizont Schichtbez.	Charakterisierung	
1	I Ah	Humushorizont	} Horizonte der vom Altholozän bis zum Frühmittelalter unter Wald in Löß entwickelten Parabraunerde
2	I Al	Tonverarmungshorizont	
3	I Bt1	kompakter Tonanreicherungshorizont	
4	I Bt (1)	verbraunter Horizont mit schwacher Tonanreicherung	
5	I Bt2	verbraunter Horizont mit Tonanreicherung in oberflächenparallelen Bändern	
6	I Bv	verbraunter Horizont	
7	I Cv	kalkhaltiger primärer oder umgelagerter Löß	
8	I fBv, t	intensiv verbraunter Boden des Stillfried-B-Interstadials	
9	II Cv	Gelisolifluktuionsdecke aus umgelagertem Buntsandstein-Material	
10	K3	rotbraunes, lehmiges Sediment	
11	K2	spätmittelalterliche, schluffig-lehmige Kerben	
12	K1	graubraunfleckiges, schluffiges, spätmittelalterliches Sediment mit Holzkohle	
13	MNZ	schwach humoses, schluffig-lehmiges, homogenes neuzeitliches Kolluvium	
14	MSM Al	spätmittelalterliches, grauhumoses, schluffig-lehmiges Kolluvium mit spätmittelalterlichem Tonverarmungshorizont	
15	MSM	spätmittelalterliches grauhumoses, schluffig-lehmiges Kolluvium (akkumuliert im frühen 14. Jh.)	
16a	MHM	Grauhumoses, schluffig-lehmiges Kolluvium, akkumuliert im 13. Jh.	
16b	MHMAh	Zustand nach Bildung eines Humushorizontes im hochmittelalterlichen Kolluvium 16a	
16c bzw. 16	MHMAhAl	Zustand im Spätmittelalter: Tonverarmung im hochmittelalterlichen Kolluvium 16a nach Akkumulation von 14 und 15	
17	Al in Keilen	tonverarmte Keile und Zapfen	
18	g,s Tonbeläge	graue und schwarze Humus-Tonbeläge	
19	KH	Kulturhorizont; —11 bis +37 m Profillänge: 9. bis 15. Jh.; +58 bis +65 m Länge: spätmittelalterlich	
20	SG	Siedlungsgruben	
21	Grab	isolierte Gräber am Ostrand des Friedhofes	
22	Abbruchschicht	Abbruchschicht der Kirche (15. Jh.)	

neuzeitlichen Klimageschichte konnten die Aufschlüsse bei Drudevenshusen nicht geben.

2.3. Datierung, Ausmaß, Verbreitung und Folgen der aus Bodenprofilanalysen abgeleiteten jungholozänen Extremereignisse

Palynologische Untersuchungen der mitteleuropäischen Vegetationsgeschichte und archäologische Forschungen zeigen, „daß am Ende der römischen Kaiserzeit im freien Germanien eine Epoche riesiger Wiederbewaldungen begann, die bis ins frühe Mittelalter . . . andauerte“ (ENNEN & JANSSEN 1979: 112). Für den Zeitraum von der späten Römischen Kaiserzeit bis zum Frühmittelalter sind, da in bewaldeten Einzugsgebieten praktisch keine Bodenerosion auftritt, keine aus Bodenprofilen ableitbare Aussagen über hygrische Extremereignisse möglich.

Die frühmittelalterlichen Rodungen beendeten die geomorphodynamische Stabilitätsphase mit Bodenbildung und ermöglichten eine geomorphodynamische Teilaktivität i. S. von ROHDENBURG (1971). Exakte Vorstellungen über das Ausmaß der früh- und hochmittelalterlichen Bodenerosion am Hang bestehen nur für wenige südniedersächsische Standorte (Aufschlüsse bei Rüdershausen, Drudevenshusen, Wendeleveshusen, vgl. BORK 1983: 37 ff., Coppengrave, vgl. BORK 1985 b: 269 f.). Basierend auf der oben beschriebenen Rekonstruktionsmethode wurden für diese Profile mittlere früh- und hochmittelalterliche jährliche Hangabtragsraten zwischen 8 und 20 t/ha berechnet, Werte um 10 t/ha dominierten. Lineare Bodenerosion konnte — außer in einem Hohlweg bei Wendeleveshusen — für diesen Zeitraum nicht nachgewiesen werden. Die gefundenen früh- und hochmittelalterlichen Kolluvien waren stets ungeschichtet. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die Akkumulationshöhe zwischen zwei Bodenbearbeitungen in keinem Fall höher als die Bodenbearbeitungstiefe war. Aus diesen Informationen und den vergleichsweise sehr geringen Abtragswerten ist zu folgern, daß im Früh- und Hochmittelalter nur schwach erosive Niederschläge auftraten.

Diese Phase schwach erosiver Niederschläge wurde im frühen Spätmittelalter unterbrochen. Auf zahllosen ackerbaulich genutzten Hängen Mitteleuropas rissen mehr als 10 m tiefe Schluchten ein. In kleineren Tälern schnitten sich mehrere Meter tiefe Kerben ein. Durch starke Lateralerosion entstanden in diesen Talauen teilweise mehrere Zehnermeter breite Talbodenpedimente. vielerorts verursachte extrem starker Oberflächenabfluß die hangwärtige Rückverlegung der Kerbenwände und damit die Bildung von Hangpedimenten. Diese Abtragsformen wurden von den

Verfassern in verschiedenen mitteleuropäischen Landschaften beobachtet. Detailliertere Untersuchungen konnten bislang in Niedersachsen und Hessen realisiert werden. Hier wurden neben den beschriebenen Aufschlüssen in weiteren acht Profilen Sedimente datiert, die Kerben und Pedimente plombieren. Abb. 1 zeigt die Lage dieser Profile. Die Füllungen wurden ohne Ausnahme in das Spätmittelalter eingeordnet. Für die Profile bei Drudevenshusen und Coppengrave gelang eine genaue Datierung der Sedimente, die unmittelbar vor und unmittelbar nach dem Kerbenreißen abgelagert wurden: Die jüngsten vor den Erosionsereignissen akkumulierten Kolluvien wurden in das 13. Jh. und die Basis der Füllungen in das frühe 14. Jh. datiert. Bei den übrigen acht Profilen konnte dagegen nur die Füllung datiert werden, nicht aber der exakte Zeitpunkt der Einschneidung. Um das Alter der linearen Erosion für diese Standorte abschätzen zu können, wurden die Kerbensedimente analysiert. Die Frage nach der Geschwindigkeit der Verfüllung wurde bereits am Beispiel des Profils Rüdershausen ausführlich beantwortet. Hier und in anderen Profilen führten von den steilen Kerbenwänden abrutschende Blöcke zur raschen Plombierung der Erosionsformen. Ein weiterer Beleg dafür, daß zwischen Einschneidung und datiertem Abschnitt der Füllung nur eine extrem kurze Zeitspanne lag, ist die fehlende Bodenbildung an der Kerbenoberfläche bei sämtlichen in Abb. 1 genannten Profilen. Es liegt daher nahe, für die Bildung dieser zehn z. T. weit voneinander entfernten Erosionsformen einen kurzen, höchstens wenige Jahre umfassenden Zeitraum und dieselben extremen Witterungsereignisse anzunehmen.

Da vergleichbare Formen und Sedimente auch in anderen mitteleuropäischen Landschaften beobachtet wurden, kann von einer Zerschluchtung aller reliefierten und ackerbaulich genutzten Landschaften Mitteleuropas durch wenige Katastrophenregen Anfang des 14. Jahrhunderts ausgegangen werden.

Anthropogene Einflüsse, die zur Zerschluchtung ganzer Landschaften in einem oder wenigen Jahren führten, sind nicht vorstellbar. Hingegen ist vielerorts die verheerende Wirkung der spätmittelalterlichen Zerschluchtung auf die Agrarstruktur nachweisbar. So fielen viele Kerben mit ihrer näheren Umgebung wüst und blieben bis heute bewaldet. Die starke Zerschneidung wurde von intensiver flächenhafter Bodenerosion begleitet, die hinsichtlich ihres Ausmaßes und ihrer Wirkung für die gesamte historische Zeit ihres

gleichen sucht. So vollzog sich ein erheblicher Teil der jungholozänen flächenhaften Bodenumlagerungen in der ersten Hälfte des 14. Jahrhunderts.

Die Folgezeit war durch schwache flächenhafte Bodenerosion geprägt, die zur vollständigen Plombierung der meisten Kerbtäler und Pedimente noch im Spätmittelalter führte: Viele schwach erosive und wenige mäßig stark erosive Niederschläge dürften diese Entwicklung verursacht haben, die sich bis in das 17. Jh. fortsetzte. Eine zweite Zerschneidungsphase führte im 18. Jh. zur Eintiefung schmalere, häufig über 4 m tiefer Kerben an den Tiefenlinien und zur Einschneidung bis zu 5 m tiefer Runsen auf beackerten Hängen. Die Ausräumvolumina erreichten allerdings nur etwa 10 bis 30 % der spätmittelalterlichen Werte. Versturzmassen in den Füllungen belegen eine rasche Verfüllung und damit auch eine schnelle Eintiefung. Diese Einschneidung kann wiederum nur auf Starkniederschläge zurückgeführt werden. Agrarstrukturelle Veränderungen kommen aus den o. g. Gründen nicht als Ursache für diese zweite Phase linearer Bodenerosion in Frage (vgl. BORK 1983: 59ff.). Zur Absicherung der Datierung sind weitere Untersuchungen erforderlich. Die nach dieser zweiten Zerschneidungsphase aufgetretene Bodenerosion dürfte mit der heutigen vergleichbar sein. Schwach erosive Niederschläge lösten schwache flächenhafte Bodenumlagerungen aus. Kerben des 18. Jahrhunderts blieben häufig unter Wald erhalten. Eine Auffrischung dieser Kerben wird heute vereinzelt und auch dann nur durch Fremdwasser oder durch austretendes Grund- oder Hangwasser ausgelöst.

3. Hygrische Extremereignisse nach Literaturangaben

Neben den erwähnten sedimentologisch-bodenkundlich-paläoökologischen, durch archäologische Befunde datierten Zeugnissen sind in der Literatur zahlreiche andere Quellen zur jungholozänen Klimageschichte genannt und diskutiert (vgl. FLOHN 1958, 1967). Die anhand von Bodenprofilanalysen nachgewiesene spätmittelalterliche Starkregenphase kann durch instrumentelle und systematische nicht-instrumentelle Aufzeichnungen nicht überprüft werden, die Phase des 18. Jahrhunderts nur sehr eingeschränkt. Hinweise auf exzessive hygrische Witterungsereignisse vermögen Chroniken zu geben. Allerdings müssen diese chronikalischen Informationen außerordentlich kritisch analysiert werden. Eine Auswertung der schriftlichen Erwähnungen von hygrischen Extremereignissen wird durch die Zusammenstellung von Chroniken zur Witterungsgeschichte von WEIKINN (1958) sehr erleichtert.

3.1. Mittelalter

WEIKINN (1958) erwähnt 1391 Hinweise auf Flußüberschwemmungen, Oberflächenabfluß und Bodenerosion in Mitteleuropa während des Mittelalters. Für das frühe und hohe Mittelalter fehlen Erwähnungen ganz ungewöhnlicher Überschwemmungen — was „man nicht a priori als Beleg für ihr Nicht-Vorkommen werten“ kann (FLOHN 1967: 83).

Mehr als ein Drittel der von WEIKINN (1958) zitierten 1146 spätmittelalterlichen Quellenangaben erwähnen Extremereignisse, die sich in nur acht Jahren ereigneten. Mehr als 100 Schriftquellen beschreiben die Überschwemmungen des Jahres 1342. Die Jahre 1343 (34 Erwähnungen), 1374 (59), 1432 (58), 1433 (32), 1480 (52), 1491 (42) und 1496 (43) werden ebenfalls häufig genannt. Das alle anderen Hochwasser des Mittelalters und der Neuzeit an Ausmaß weit übertreffende Ereignis ist das vom 19. bis 25. Juli 1342 (vgl. z. B. FLOHN 1967: 81). WEIKINN (1958: 202—216) zitiert 64 Quellen, die die für die gesamte historische Zeit einmaligen Auswirkungen dieses Ereignisses beschreiben. Der Verlauf des Ereignisses kann, basierend auf den Angaben in WEIKINN (1958), wie folgt rekonstruiert werden: Am 19. und 20. Juli 1342 werden katastrophale Schäden in Mittel- und Oberfranken erwähnt. Die Hochwasser erreichen am 21. Juli Würzburg und Frankfurt a. M., am 24./25. Juli Köln und die Niederlande. In Frankfurt dauern die Überschwemmungen bis zum 24. Juli an. Der Main erreicht hier mit 785 cm über dem Nullpunkt den höchsten bekannten Wasserstand (WEIKINN 1958: 204), der zweithöchste Stand wird um mehr als 2 m übertroffen (FLOHN 1967: 81). In Thüringen und Sachsen werden am 21. Juli Katastrophen registriert. Die resultierenden Hochwässer erreichen am gleichen Tag die Elbe bei Meissen, am darauffolgenden Tag die untere Werra sowie die Weser. Auch in anderen Gebieten wurden starke Schäden registriert. Die Hochwasser zerstörten die berühmten Brücken von Regensburg, Würzburg, Frankfurt und Dresden (FLOHN 1967: 81). Formulierungen wie z. B. ‚Wasser sprudelt aus den Gipfeln der Berge‘, ‚Wasser bedeckt Gegenden, wo es ungewöhnlich war‘, ‚Wasser brach aus verborgenen Orten in den Bergen in Strömen hervor‘ und ‚Gießbäche strömten aus der Erde‘ (WEIKINN 1958) weisen auf ganz ungewöhnlich starken Oberflächenabfluß hin. Die Bemerkung, daß alle unterirdischen Wasserquellen zerbrochen wurden (WEIKINN 1958: 210) bestätigt den auf Bodenprofilanalysen beruhenden Befund, daß Dellen, Quellbereiche und Vorfluter durch exzessive Bodenerosion zerrunzt wurden.

Studien von FLOHN (1967), LAMB (1977) und anderen zeigen, daß nicht nur das Jahr 1342, sondern auch

andere Jahre im frühen 14. Jh. durch außergewöhnliche hygrische Witterungsextrema geprägt waren. So berichtet LAMB (1977: 145), daß in den Jahren nach 1300 in den meisten Teilen Europas das bei weitem häufigste Auftreten von Hochwasserkatastrophen der letzten 2000 Jahre verzeichnet wurde. FLOHN (1967: 87) beschreibt den Zeitraum von 1310 bis 1350 als ungewöhnlich regenreich in Mittel-, West- und Osteuropa. Anormal nasse Sommer mit Überschwemmungen verursachten von 1313 bis 1317 in vielen Gebieten Europas Mißernten und Hungersnöte (LAMB 1977: 451). Katastrophale Bodenerosion könnte die unmittelbare Ursache dieser Agrarkrise gewesen sein. Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die schriftlichen Überlieferungen die Resultate der Bodenprofilanalysen bestätigen.

3.2. Neuzeit

Nach spärlichen schriftlichen Überlieferungen in der frühen Neuzeit häufen sich in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts wieder Meldungen über extreme Starkregen, starke Hochwasserschäden sowie Bodenerosion. Sie bestätigen damit die Resultate der Bodenprofilanalysen, die für das 18. Jh. eine rasche Entstehung von Runsen ergaben.

Eine Zusammenstellung der Schriftquellen, die über Starkregen und ihre Folgen im Eichsfeld von 1600 bis 1930 berichten, ist in BORK (1983: 58) wiedergegeben. Danach fehlen aus den Jahren vor 1744 und von 1793 bis 1849 Hinweise auf Unwetter weitgehend, während für den Zeitraum von 1744 bis 1792 zahlreiche extreme Witterungsereignisse für den erwähnten Raum belegt sind. Vermehrte Schadensmeldungen seit der Mitte des 19. Jahrhunderts beruhen dagegen vornehmlich auf einer vollständigeren Dokumentation der schwächeren Starkregen.

Einige Beispiele mögen das Ausmaß der Zerstörungen in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts verdeutlichen. JACOBI beobachtete Mitte des 18. Jahrhunderts am Harz und in Hessen das Einreißen tiefer Gräben und daß „in einem Menschenalter in seiner Heimat vormals gute Äcker von Erde vollkommen entblößt“ wurden (HEMPEL 1957: 12). Starke Bodenerosion ist z. B. für die Gemarkung Hilkerode im Untereichsfeld belegt, in der 1776 etwa 35 % der Oberfläche zerschluchtet war. PFISTER (1975: 81ff.) berichtet über Witterungskatastrophen von 1768 bis 1771 im Schweizer Mittelland, VON RUDLOFF (1967: 134ff.) von vermehrten Hochwassermeldungen im Dezennium 1784 bis 1793 und von einem Rheinhochwasser, das alle späteren Überschwemmungen um 2 bis 3 m übertraf.

Archivstudien von HARD (1970) ergaben für die westliche Pfalz, das Saarland und Lothringen ein Maxi-

mum der linearen Bodenerosion zwischen etwa 1760 und 1850. HARD führt die beobachteten Schäden auf agrarstrukturelle Veränderungen und nicht auf klimatische Schwankungen zurück. Die Begrenzung des Schluchtenreißen auf wenige Jahre kann nicht auf Agrarstrukturveränderungen zurückgeführt werden, da die Bodenanalysen auf besonders rasches Kerbenreißen und außergewöhnlich heftige Starkregen hinweisen (vgl. dazu BORK 1983: 59—61).

Während über den Verlauf der spätmittelalterlichen Starkregen- und Bodenerosionsphase recht genaue Vorstellungen bestehen, sind für die zweite Phase Zeitpunkt und Intensität der Starkregen noch weitgehend unbekannt. Wahrscheinlich waren die Starkregen des 18. Jahrhunderts deutlich schwächer als die spätmittelalterlichen.

4. Schlußfolgerungen und Ausblick

Die Detailanalyse komplexer Sediment-Boden-Aufschlüsse hat sich als einsetzbar zur Rekonstruktion des Ausmaßes und des ungefähren Zeitraumes exzessiver linearer und flächenhafter Bodenerosion erwiesen. Dieses Verfahren erlaubt darüber hinaus Rückschlüsse auf die hygrischen Witterungsereignisse, die die Zerrung auslösten und die zur Verfüllung der Erosionsformen führten. Schriftliche Quellen bestätigen die anhand von Aufschlußanalysen identifizierten Starkregen- und Erosionsphasen des 14. und 18. Jahrhunderts.

Es ist vorgesehen, nach den erfolgreichen Grabungen in Südniedersachsen und Hessen das Untersuchungsgebiet auszudehnen, um auch in anderen mitteleuropäischen Landschaften den Nachweis exzessiver Bodenerosion zu führen.

5. Danksagung

Herrn Prof. Dr. H. ROHDENBURG, Braunschweig, und Herrn Dr. H.-G. STEPHAN, Göttingen, danken wir für ihre Unterstützung und die hervorragende Zusammenarbeit ganz herzlich.

6. Schriftenverzeichnis

- BORK, H.-R. (1983): Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lößgebieten. — Catena Supplement, 3: 1—93; Braunschweig.
- (1985a): Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Relief- und Bodenentwicklung im Bereich der Wüstung Drudevshusen bei Landolfshausen (Landkreis Göttingen). — Nachr. Nieders. Urgeschichte, 54: 59—75; Hildesheim.

- BORK, H.-R. (1985b): Mittelalterliche und neuzeitliche lineare Bodenerosion in Südniedersachsen. — *Hercynia N. F.*, 22/3: 259—279; Leipzig.
- ENNEN, E. & JANSSEN, W. (1979): Deutsche Agrargeschichte: vom Neolithikum bis zur Schwelle des Industriezeitalters. — *Wissenschaftliche Paperbacks Sozial- und Wirtschaftsgesch.* 12: IX + 273 S.; Wiesbaden (Steiner).
- FLOHN, H. (1958): Klimaschwankungen der letzten 1000 Jahre und ihre geophysikalischen Ursachen. — *Deutscher Geographentag Würzburg, Tagungsbericht und wiss. Abh.*: 201—214; Wiesbaden (Steiner).
- (1967): Klimaschwankungen in historischer Zeit. — In: VON RUDLOFF (Hrsg.): *Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas seit Beginn der regelmäßigen Instrumenten-Beobachtung*: 81—90; Braunschweig (Vieweg).
- HARD, G. (1970): Exzessive Bodenerosion um und nach 1800. — *Erdkunde*, XXIV: 291—308; Bonn.
- Hempel, L. (1957): Das morphologische Landschaftsbild des Unter-Eichsfeldes unter besonderer Berücksichtigung der Bodenerosion und ihrer Kleinformen. — *Forsch. z. Dtsch. Landeskunde*, 98: 55 S.; Remagen.
- LAMB, H. H. (1977): *Climate — present, past and future*. 2: *Climatic history and the future*. — XXX + 835 S.; London (Methuen).
- PFISTER, C. (1975): Agrarkonjunktur und Witterungsverlauf im westlichen Schweizer Mittelland 1755—1797. — *Geographica Bernensia*, G2: 1—229; Bern.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die Klimagenetische Geomorphologie. — XV + 352 S.; Gießen (Lenz).
- RUDLOFF, H. VON (1967): Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit Beginn der regelmäßigen Instrumenten-Beobachtungen (1670). — 355 S.; Braunschweig (Vieweg).
- STEPHAN, H.-G. (1985): Ergebnisse und Perspektiven archäologischer Forschung zur mittelalterlichen Besiedlungsgeschichte des Unteren Eichsfeldes. — *Nachr. Nieders. Urgeschichte*, 54: 31—57; Hildesheim.
- WEIKINN, C. (1958): *Quellentexte zur Witterungsgeschichte Mitteleuropas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850*, I: *Hydrographie*, 1: *Zeitwende bis 1500*. — VII + 531 S.; Berlin (Akad. Verlag).

Manuskript eingegangen am 26. 6. 1986,
Nachträge August 1986.

Ergebnisse geomorphologischer und palynologischer Untersuchungen zum Spätglazial und Frühholozän in den Cuillin Hills auf der Insel Skye (Schottland)

MICHAEL WALTHER *)

Upper Pleistocene, Lower Holocene, geological sections, mapping, glacial features, moraines, kames, oser, drumlins, glacial erosion, pollen diagrams, C14 dating, paleosols

Inner Hebrides, Skye, Glen Sligachan, Harta Corrie,
Corrie Lagan, Corrie Ghrunnda

Kurzfassung: Es werden Moränen (als rücken-, wall- und kuppenförmige Vollformen ausgebildet), Oser, Kames sowie Formen glazialer Erosion kartiert und in morphologisch abgrenzbare Stadien eingeteilt (A- bis E-Stadien). Blockmoränen, Blockmoränenstreu und Blockmoränenwälle sind charakteristisch für die jüngeren Stadien. An ausgewählten Bohrstellen, die einen unmittelbaren Bezug zu Moränen und anderen glazialen Phänomenen haben, wurden basisnahe Sedimentserien von Bohrkernen palynologisch — kombiniert mit einzelnen radiometrischen Datierungen — untersucht. Die Untersuchung ergab deutlich eine spätglaziale (jungtundrenzeitliche) Gletscherbedeckung mit verschiedenen Rückzugsstadien und eine frühholozäne Karvergletscherung. Die bisher wenig beachtete Bodenbildung auf den Moränen konnte Hinweise auf eine Eingruppierung der Moränen in ältere Moränen mit Podsolen, jüngere Moränen mit Rankern und z. T. Braunerden und jüngste Moränen mit einer nur sehr schwachen Bodenbildung geben.

[Geomorphological Investigations into the Lateglacial and Early Holocene Development in the Cuillin Hills (Isle of Skye, Scotland)]

Abstract: In the course of my survey glaciofluvial forms (terraces, esker hummocks, embankment-like esker ridges and kames) were, for first time, identified and described by means of extensive excavation of the sediments of hummock-shaped features. The intention was to re-examine the validity of the commonly used term "hummocky moraines" as used by Sissons (1967), according to genetic criteria and the inner structure of these forms.

Moraines occur as ridge-, wall- and hummock-shaped forms, whose inner structure sometimes includes meltwater sediments (hummocky moraines in a narrow sense). Block moraines, scattered block debris and block moraine walls are characteristic features of the more recent stages.

Cores were taken at selected sites related to moraines and other glacial features. Pollen analyses of near-base sediment series, together with radiometric measurements provide indications of glacial melt.

Soil formation on the moraines, previously somewhat neglected by researchers, was used to distinguish older moraines with podsoles, newer moraines with rankers and sometimes braunerde, and most recent moraines with only little pedogenesis.

1. Die Arbeitsgebiete und Feldbefunde

Die Insel Skye liegt zwischen 57° 03' und 57° 44' nördlicher Breite und 6° 46' und 5° 38' westlicher Länge vor der schottischen Westküste zwischen den äußeren Hebrideninseln Uist, Harris und Lewis und dem schottischen Festland (vgl. Abb. 1). Im Bereich der höchsten Erhebungen — den Cuillin Hills (992 m N. N.) — und seinen Vorländern wurden zwei Arbeitsgebiete ehemaliger Gletscherbedeckung ausgewählt: der Bereich des Lota Corrie, Harta Corrie, Glen Sligachan mit seinen Verzweigungen zum Loch Sligachan, Glen Drynoch und Glen Varragill (vgl. Abb. 2 und 3) und als zweites Gebiet die Kare und ihre Vorländer des Corrie Lagan und Corrie Ghrunnda (Abb. 2 und 10).

*) Anschrift des Verfassers: Dr. M. WALTHER, Freie Universität Berlin, Institut für Physische Geographie, Grunewaldstr. 35, 1000 Berlin 41. Herrn Dr. A. BRANDE, Berlin, bin ich für die vielen Hinweise und Anregungen bei meinen palynologischen Arbeiten zu Dank verpflichtet.

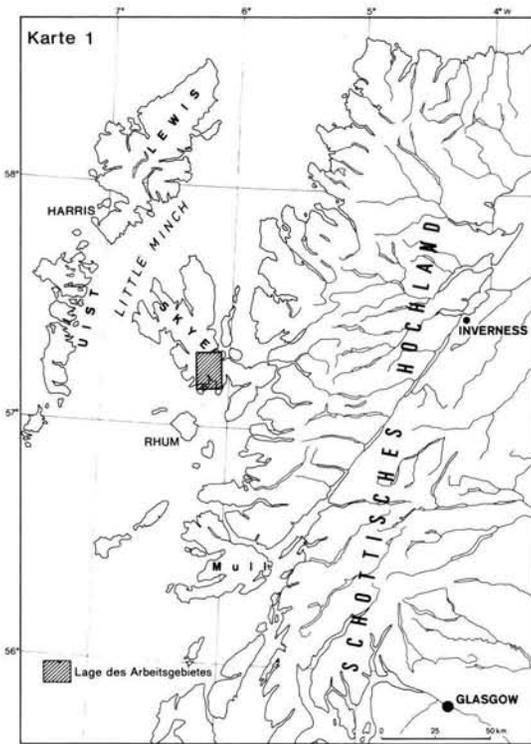


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebiets.

Fig. 1: Location of the working area.

1.1. Der „Sligachan-Gletscher“

Die granit- und gabbroreichen Moränen im Bereich des „Sligachan-Gletschers“ lassen klar darauf schließen, daß der Hauptgletscherstrom aus den Cuillin Hills gekommen ist bzw. durch das Glen Sligachan mit einer mehrfachen Gabelung in das Loch Sligachan, Glen Varragill und Glen Drynoch abfloß. Dabei überflossen die Eismassen die niedrige Paßregion zwischen Glen/Loch Sligachan und Glen Varragill/Drynoch und gestalteten ihre jenseitigen Abflußbahnen zu trogtalähnlichen Talungen.

Beim Eisrückzug bzw. Niedertauen des stationären Eises kam es zu einem phasenweisen Eiszerfall, der zeitlich ins Spätglazial fällt. Es konnten weit vor dem Eisrand der A-Moränenlage des Glen Drynoch Moränenreste gefunden werden, für die keine genauen Datierungsergebnisse vorliegen.

Die A-Moränen im Glen Varragill werden in ihrer äußersten Randlage durch einen mächtigen, das Tal verbauenden Querriegel charakterisiert, hinter dem zur Zeit des Abschmelzens des Eises ein Stausee gelegen haben muß (vgl. Abb. 3 und 4). An der Basis der Bohrung B8 (vgl. Abb. 4) wurden wie bei den

Bohrungen B68 und B69 (WALTHER 1984) glaziolimnische Sand- und Siltserien erschlossen.

Der pollenanalytische Befund vom Bohrprofil B8 (vgl. Abb. 5) im oberen Glen Varragill zeigt deutlich eine baumfreie Zone im Bereich zwischen 258 cm und 308 cm, in der *Gramineae*, *Cyperaceae* und *Myriophyllum* in einem tieferen Abschnitt vertreten sind. Der obere Abschnitt dieser Zone ist charakterisiert durch ein *Juniperus*- und *Lycopodium selago*-Maximum. Die liegenden Sedimente sind durch geringe *Betula*, *Salix*- und *Ericaceae*-Werte ausgewiesen. Ab 340 cm setzen zur Basis hin deutlich geschichtete Silt/Ton- und Sandlagen ein. Über der *Lycopodium*-Zone finden sich *Rumex*, *Gramineae* und *Cyperaceae* reich vertreten, während eine geringe Verbreitung von *Corylus* einsetzt, die dann in der hangenden Zone zusammen mit *Betula* immer mehr an Bedeutung gewinnt.

Vergleicht man den palynologischen Befund mit dem Diagramm der auf der SW-Seite der Cuillin Hills gelegenen Lokalität Lochan Coir' A' Ghobhainn von BIRKS (1973), so zeigen sich Parallelen in der *Lycopodium-Cyperaceae*-Zone und dem Auftreten einer *Juniperus*-Subzone und der *Gramineae-Rumex*-Zone im Übergangsbereich zur *Betula-Corylus*-Zone.

Vergleicht man diese A-Moränen mit den jüngeren Moränen des B- und C-Stadiums, so fallen Übereinstimmungen in der Steilheit der Hänge, dem inneren Aufbau und der Intensität der Bodenbildung auf. Diese Indizien sprechen für eine gewisse Gleichzeitigkeit bei der Entstehung der Formen, wenn man besonders die graduell unterschiedliche Ausprägung der Böden aller Moränen betrachtet. Die A- bis D-Moränen tragen einen Boden mit wenig differenzierten Ah-Bv-C-Profil, während auf Moränendecken außerhalb meines Arbeitsgebietes (z. B. im unteren Glen Varragill, ca. 2 km südl. Portree) Podsole mit deutlicher Horizontdifferenzierung beobachtet werden konnten.

Die Bohrungen B68 und B69 (WALTHER 1984) liegen bereits hinter dem Außenrand der nächst jüngeren B-Moränenlage in der Paßregion zwischen Glen Sligachan und Glen Varragill.

Im Profil B68 konnte an der Basis mit einem Alter von 10000 ± 105 Jahre B.P. (Hv 11936) eine relativ baumarme Zone erbohrt werden, in der krautige Arten wie *Myriophyllum* (Hinweis auf eine lokale Seepfase), *Artemisia* und *Oxyria* auftreten (vgl. Abb. 6).

Auch die dicht daneben niedergebrachte Bohrung B69 (vgl. Abb. 7) erreichte an der Basis mit 9930 Jahren B.P. (Hv 11938) ähnlich alte Schichten, nur daß hier bereits erstmalig *Corylus* und *Betula* auftreten.

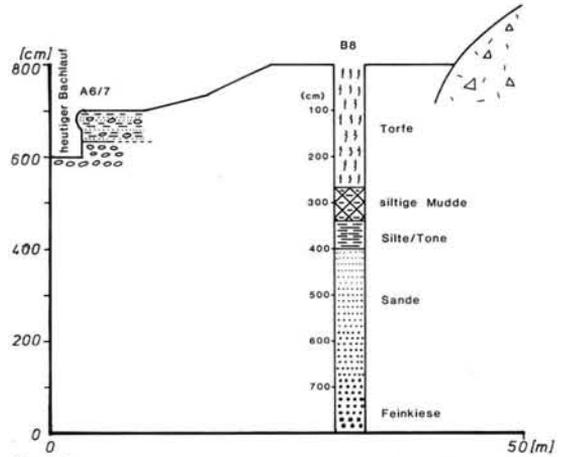


Abb. 3: Gletscherrandlagen vom „Sligachan-Gletscher-System“.

Fig. 3: Ice marginal lines of the "Sligachan-glacier-system".

rand in dieser Region hin (vgl. Abb. 3 und 13). Die gletschertornahen Oskuppen und die von einer niedertauenden und in situ zerfallenden Eisfront herrührenden Moränenkuppen und -wälle auch am Ost- und Westhang des Glen Sligachan sind als Zeugen für dieses B2-Stadium zu nennen (WALTHER 1984: 75 f. f.). In diesem Bereich war es leider nicht möglich, irgendwelche Hinweise auf die Altersstellung durch palynologische oder radiometrische Untersuchungen zu bekommen. Vermutlich gehören die Moränen zu einer Rückzugsphase der Jüngeren Tundrenzeit. Die Böden auf den Moränen zeigen einen gleichen Ausprägungsgrad wie die auf den Moränen der zuvor beschriebenen A- und B1-Randlagen.

In einer großen Depression im Glen Sligachan hinter einem Saum mehrfach gegliederter Moränenkuppen



Figur 4: Bohrprofil B8 und Aufschluß A6/7, Glen Varragill

Abb. 4: Bohrprofil B8 und Aufschluß A6/7, Glen Varragill.

Fig. 4: Core profile B8 and site A6/7, Glen Varragill.

und -wälle (B3-Stadium) konnten zwölf Bohrungen niedergebracht werden (WALTHER 1984: 80 f. f.). Die erreichten Tiefen der Bohrungen und die morphologische Lage dürften für ein Zungenbecken sprechen, das zusätzlich Eismassen noch aus dem Einzugsbereich des „Allt na Measaroch-Gletschers“ von SW herbekam (vgl. Abb. 3). Nach den Befunden in mehreren Bohrungen muß sich in diesem Gebiet das Gletschereis am Ende der Jüngeren Tundrenzeit zurückgezogen haben. Das Alter der Basisschichten der Bohrung B60 mit 9460 ± 145 Jahren B.P. und der palynologische Nachweis der *Betula-Corylus*-Zone zu diesem Zeitpunkt zeigen, daß das Eis schon früher aus diesem Gebiet verschwunden sein muß (WALTHER 1984). Somit dürften die Moränen an den Hängen und der nördlichen Stirnseite der Depression einer dritten jungtundrenzeitlichen Rückzugsphase angehören (vgl. Abb. 3).

Am linken Sligachanhang, westlich der großen Depression, liegt bei einer absoluten Höhe von 200 ft. (ca. 61 m N.N.) das Dubh Loch, ein kleines Kar mit einem verlandeten See. Eine Muddeprobe von der Basis dieses Seebeckens ergab ein radiometrisches Alter von 10155 ± 305 Jahren B.P. (Hv 11935) (vgl. Abb. 8 und 9). Im Hangenden dieser datierten Schicht tritt eine ca. 30 cm mächtige, ungeschichtete, mit kantigen Bruchstücken durchsetzte Schuttdecke oder Moräne auf, im Liegenden ein jungtundrenzeitlicher Abschnitt i. S. einer *Lycopodium-Cyperaceae*-Zone (vgl. Abb. 9), während zwischen der datierten Schicht und der Schuttdecke oder Moräne sich eine *Betula-Corylus*-Zone nachweisen ließ. Dieser Befund weist eindeutig darauf hin, daß erstens in der Jüngeren Tundrenzeit hier Gletschereis gelegen haben muß,

Tab. 1: Übersicht der Radiokohlenstoffdatierungen¹⁾

Alter B. P.	Pr.-Nr.	Profil	datierte Substanz
3883 ± 70	Hv 11933	B 64 (Glen Sligachan)	Mudde
4310 ± 110	Hv 11930	B 45 (Glen Sligachan)	Holzkohle
4705 ± 115	Hv 11934	B 64 (Glen Sligachan)	Holzkohle
7780 ± 180	Hv 11931	B 57 (Corrie Lagan)	Mudde
8175 ± 85	Hv 11937	B 69 (Glen Varragill)	Holzkohle
9460 ± 145	Hv 11932	B60 (Glen Sligachan)	Mudde
9930 + 1600 - 1250	Hv 11938	B 69 (Glen Varragill)	Mudde
10000 ± 105	Hv 11936	B 68 (Glen Varragill)	Mudde
10155 ± 305	Hv 11935	B 65 (Loch Dubh)	Mudde

welches während der Rückzugsphasen ausschmolz und daß zweitens hier offenbar schon im Holozän sich nochmals deutlich ein kühleres bis kaltes Klima abzeichnet, eventuell präborealen oder borealen Alters.

Verfolgt man nun das Glen Sligachan aufwärts, so ergeben sich aus der Geländeaufnahme (WALTHER 1984) ab dem folgenden C-Stadium Unterschiede in Hinsicht auf das glazialmorphologische Formeninventar. Moränen, hier an strukturelle Vorzeichnungen des Untergrundes angelehnt, treten als morphologische Positivformen in den Hintergrund und sind nur im nördlichen und südlichen Teil dieses Stadiums vertreten (vgl. Abb. 3). Wesentlich häufiger und landschaftsprägend treten Kames in verschiedenen morphogenetischen Erscheinungsformen auf (WALTHER 1984: Fig. 34). Sie sind als Leitformen der niedertauenden Eisfront während der vierten jungtundrenzeitlichen Rückzugsphase zu deuten. Die gleichartige Ausprägung der Böden im Vergleich zu den Böden auf Moränen des B-Stadiums spricht hier für ein jungtundrenzeitliches Alter.

Zum C-Stadium rechne ich auch den ehemaligen Gletscherlobus, der in dem von SW spitzwinklig auf das Glen Sligachan ausmündenden Talzug des Allt na Measaroch gelegen haben muß (vgl. Abb. 3). Die Moränen und dammförmigen Oser in seinem Mündungsbereich sind aufgrund der Bodenbildung und der unmittelbar vor dem heutigen Schwemmkegel des

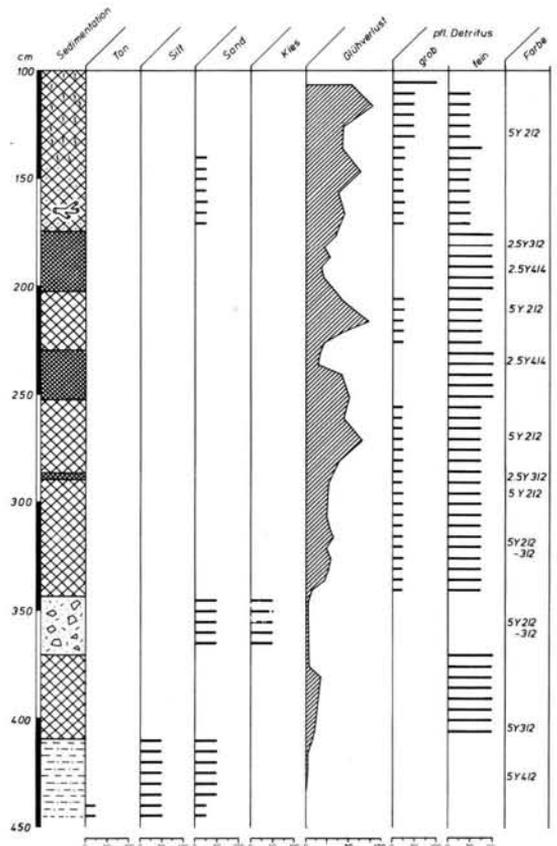


Abb. 8: Bohrprofil B65, Dubh Loch.

Fig. 8: Core profile B65, Dubh Loch.

1) Für die Datierung von neun Proben bin ich Herrn Prof. Dr. M. A. GEYH, Hannover, zu Dank verpflichtet.

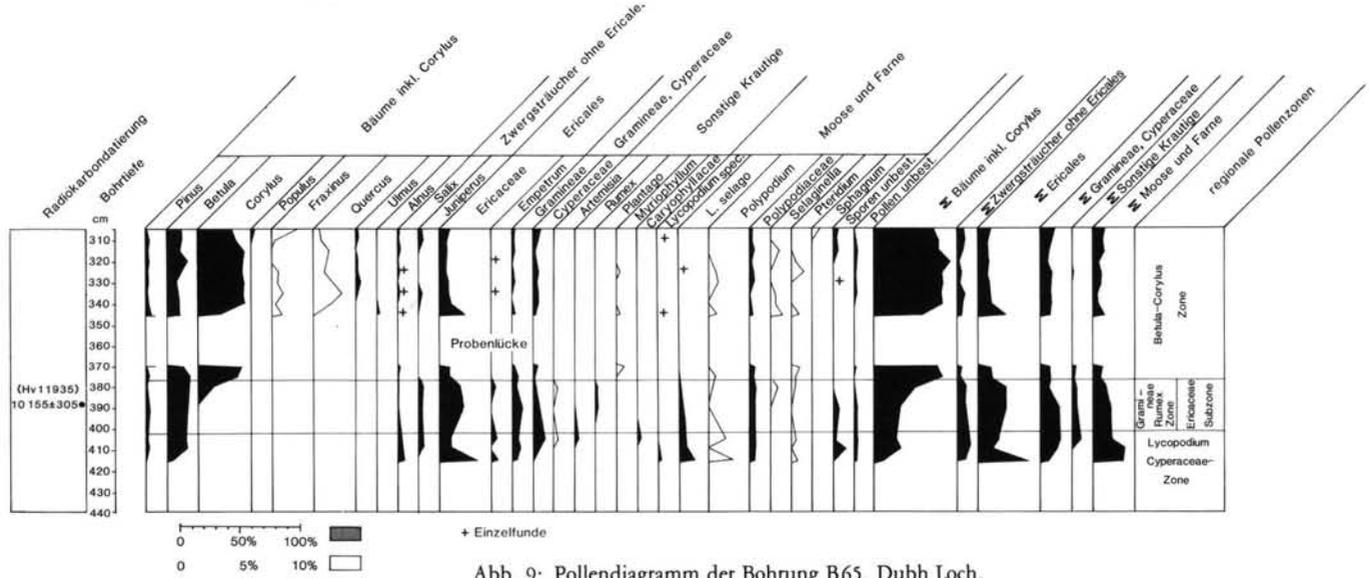


Abb. 9: Pollendiagramm der Bohrung B65, Dubh Loch.

Fig. 9: Pollen diagram of the core profile B65, Dubh Loch.

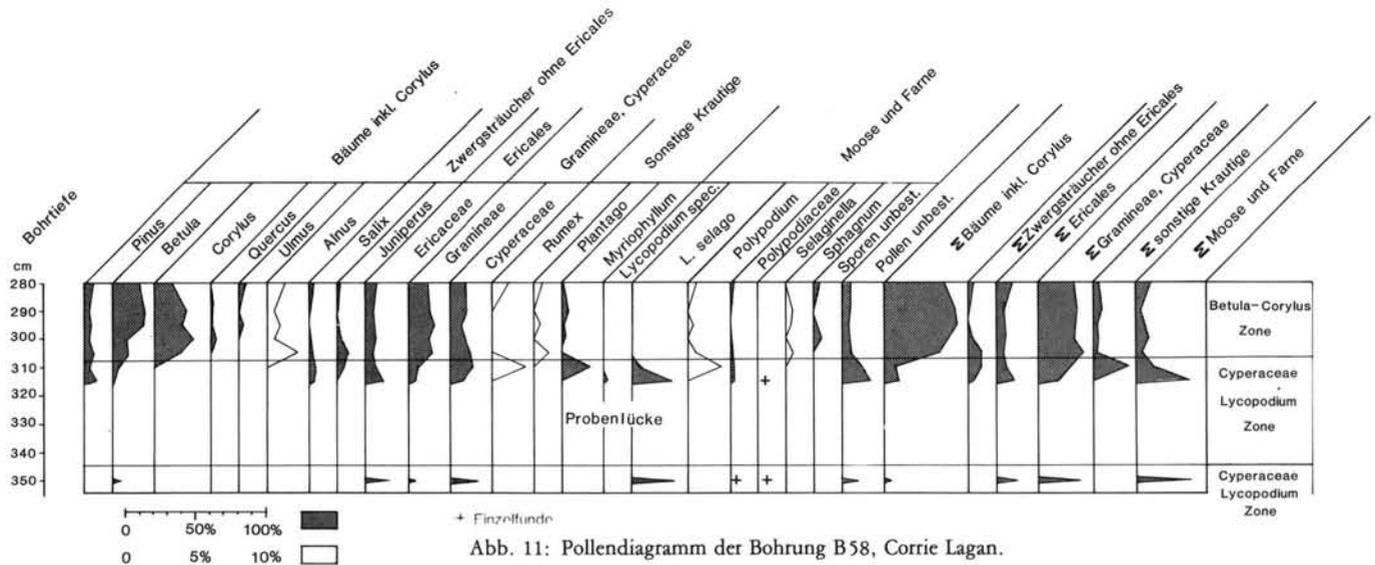


Abb. 11: Pollendiagramm der Bohrung B58, Corrie Lagan.

Fig. 11: Pollen diagram of the core profile B58, Corrie Lagan.

Baches niedergebrachten Bohrungen als spätjungtundrenzeitlich einzustufen.

Die letzte und fünfte jungtundrenzeitliche (oder jüngere) Rückzugsphase (D-Stadium) ist morphologisch charakterisiert durch eine Anhäufung von Blöcken und wenigen Kames im Verlauf der Taltiefenlinie des Harta Corrie (vgl. Abb. 3). Die Außenbegrenzung dieses D-Stadiums ergibt sich u. a. auch aus den Parallelisierungsversuchen mit den Karen auf der Südwestseite der Cuillin Hills, worauf im Anschluß näher eingegangen wird. Im Harta Corrie ergaben sich leider keine Anhaltspunkte für das Alter des D-Stadiums.

Die jüngsten, ausgewaschenen Blockmoränenwälle wurden in der nordwestlichen Fortsetzung des oberen Harta Corrie gefunden (vgl. Abb. 3). Auch hierzu gibt es ein Parallelbeispiel in den Karvorfeldern der Südwestseite der Cuillin Hills. Aufgrund der Formenfrische muß angenommen werden, daß diese Moränen nicht einer periglazialen Klimaphase ausgesetzt waren, die sich wie bei den anderen älteren Moränen oder glaziofluvialen Formen hätte hangverflachend ausgewirkt haben müssen. Die Böden sind auf diesen

Moränenwällen im Gegensatz zu den vorher genannten Moränen nicht oder nur sehr schwach (allenfalls mit einem A—C-Profil vom Typ eines Ranker) entwickelt. Eine Bohrung ließ sich nicht abteufen, da die Moränenblockstreu auch in den Depressionen zu mächtig war.

1.2. Die ehemaligen Gletscher im Corrie Lagan und Corrie Ghrunnda

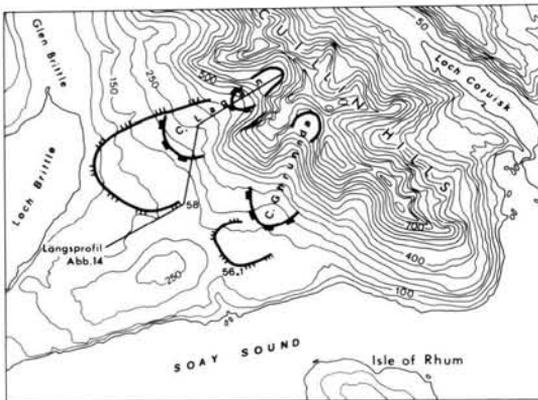
In den Vorfeldern der beiden untersuchten Kare auf der Südwestseite der Cuillin Hills und in den Karen selbst zeigt sich folgende Situation:

Grundsätzlich war aufgrund der Reliefsituation davon auszugehen, daß die ehemaligen Gletscher, in einem steilen präglazialen Relief eingetieft, nur einen relativ kurzen Weg im Sinne eines Talgletschers wie im Glen Sligachan zur Verfügung hatten und dann in späteren Abtauphasen ihre glazialen Hinterlassenschaften nicht weit entfernt voneinander ablagern konnten. Man mußte also von vornherein mit einer viel dichteren Staffelung von Moränen und anderen Phänomenen rechnen. Die Horizontalabstand zwischen dem Corrie Lagan und der heutigen Küstenlinie beträgt nur 4,2 km, während zwischen der nordwestlichen Fortsetzung des oberen Harta Corrie und dem oberen Ende des Glen Varragill 13,7 km liegen.

Die Bohrstelle von BIRKS (1973) im Lochan Coir' A' Ghobhainn liegt außerhalb der von mir als A/B-Stadium bezeichneten Moränenrandlage; eine radiometrische Datierung basisnaher Sedimente ergab ein Alter von 10254 ± 220 Jahren B.P. (Q-955). Aufgrund der Sedimentführung und des Pollendiagramms von diesem Profil kann davon ausgegangen werden, daß gegen Ende der Jüngeren Tundrenzeit kein Gletscher mehr dort gelegen haben kann; jedoch kann nicht ausgeschlossen werden, daß zu diesem Zeitpunkt noch innerhalb der A/B-Randlage des Corrie Lagan Eis vorhanden war (vgl. Abb. 10).

Eine Datierung und die palynologische Bearbeitung der Bohrprofile B57 und B58 weisen für die Basisserien dieser knapp außerhalb der Randlage gelegenen Depression ein Alter von 7780 ± 180 Jahren B.P. (bei B 57) und fragmentarisch eine jungtundrenzeitliche Pollenzone (bei B 58) aus (vgl. Abb. 11). Dieser Befund deutet darauf hin, daß eine vorausgehende, wahrscheinlich jungtundrenzeitliche Vergletscherung des Vorlandes im Corrie Lagan bis auf knapp 50 m N.N. gegangen ist (WALTHER 1984).

Im Vorland des Corrie Ghrunnda dürfte zeitgleich das Loch Meachdannach am Außenrand des dortigen jungtundrenzeitlichen Gletschers gelegen haben. Die Bohrungen B 56 und B 56.1 (vgl. Abb. 12) zeigen z. T. deutliche Pollenspektren einer jungtundrenzeit-

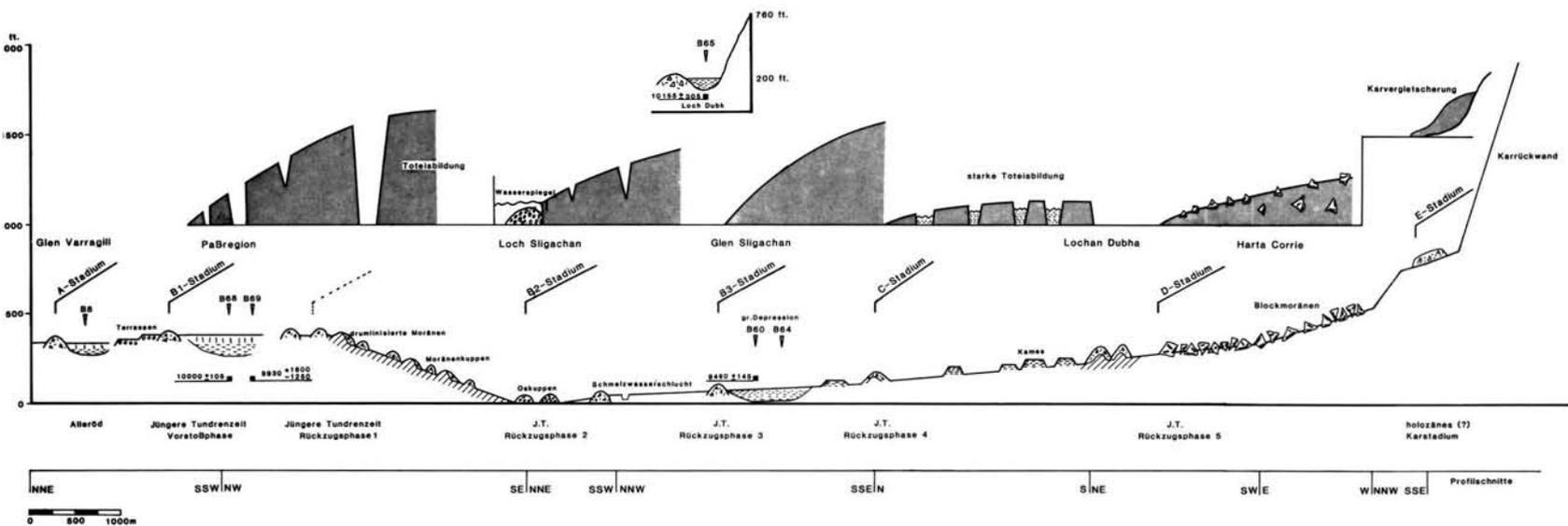


Zeichenerklärung zu den Abb. 3 und 10



Abb. 10: Gletscherrandlagen im Corrie Lagan und Corrie Ghrunnda.

Fig. 10: Ice marginal lines of Corrie Lagan and Corrie Ghrunnda.



Figur 17:
Tallängsprofil durch das Glen Varragill, Glen Sligachan und Harta Corrie

Abb. 13: Tallängsprofil durch das Glen Varragill, Glen Sligachan und Harta Corrie.

Fig. 13: Longitudinal profile of Glen Varragill, Glen Sligachan and Harta Corrie.

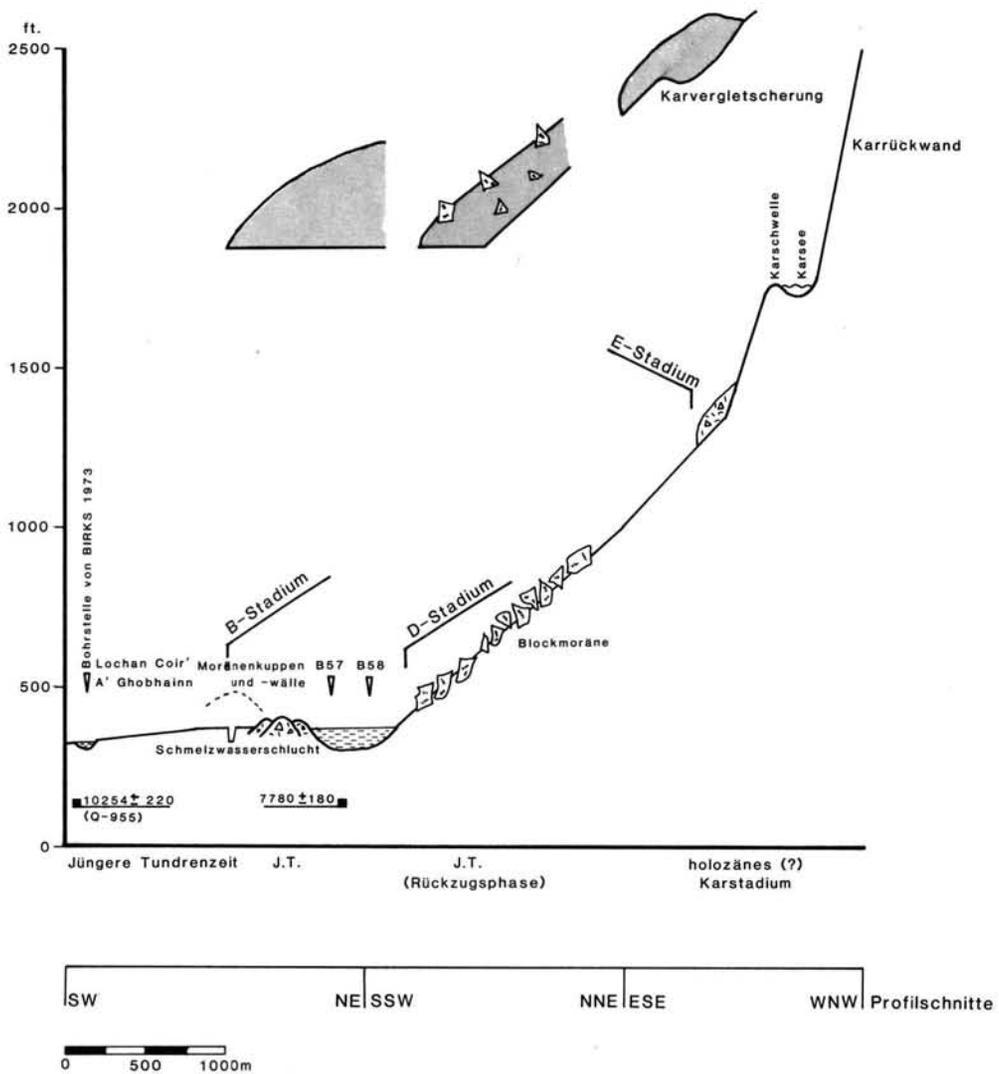


Abb. 14: Längsprofil durch den Corrie Lagan.

Fig. 14: Longitudinal profile of Corrie Lagan.

lichen Pollenzone in den basalen, organogenen Sedimentserien, wobei die minerogenen Basisserien im Liegenden auf direkte Eisnähe schließen lassen.

2. Diskussion

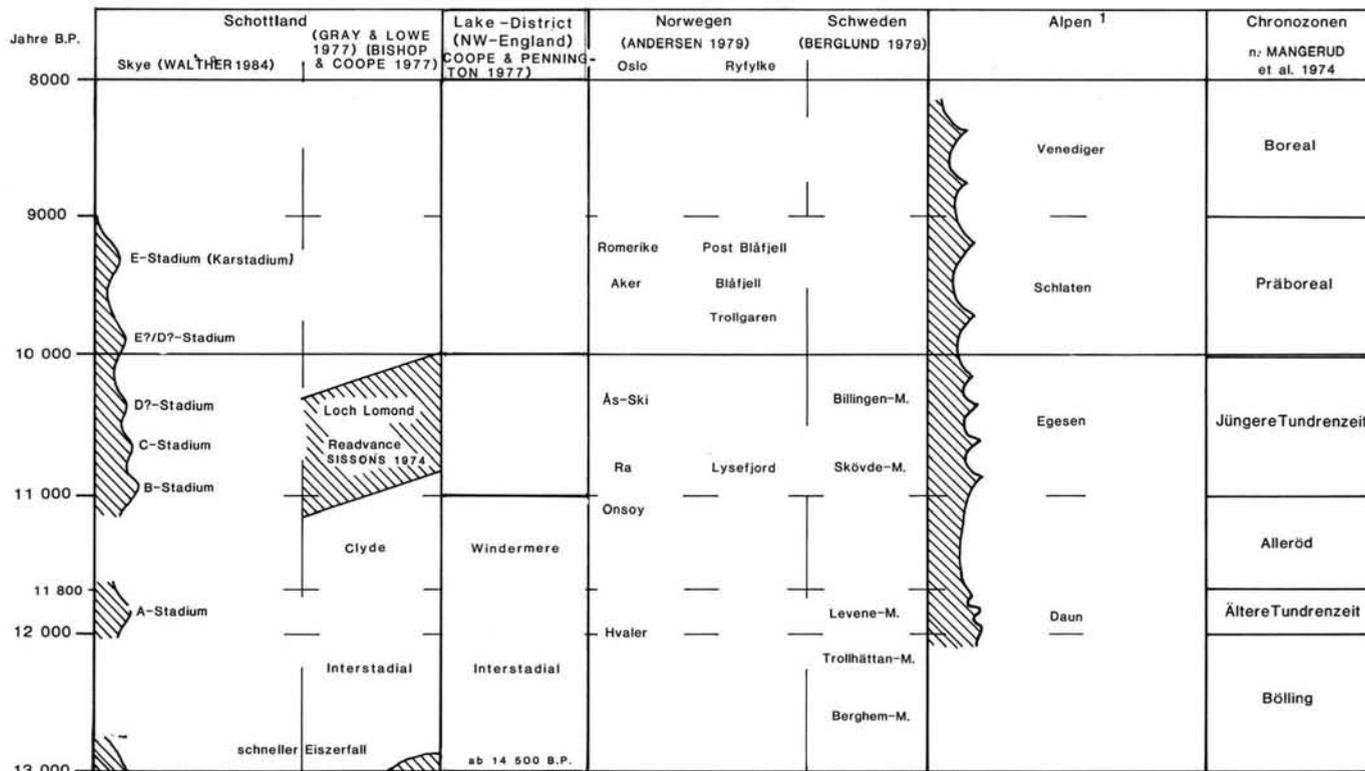
Das Alter der morphologisch sich deutlich abhebenden Blockmoränen des D-Stadiums in beiden Teilarbeitsbereichen (Harta Corrie zum Glen Sligachan gehörig, Corrie Lagan und Corrie Ghrunnda) könnte m. E. an die Grenze zwischen Jüngerer Tundrenzeit und Präboreal zu stellen sein, was allerdings der Ver-

mutung anderer Autoren (u. a. Sissons 1977) entgegenstehen würde, die diese Moräne bei ca. 150 m N.N. als jungtundrenzeitlich oder noch älter (Birks 1973) ansehen. Auch zeigen sich gute Übereinstimmungen in der Intensität der Böden zwischen den einzelnen Lokalitäten mit Moränen des D-Stadiums. Geht man neben den morphologischen Befunden nach der Höhenlage dieser Blockmoräne, so ergeben sich für den Harta Corrie mit seiner leeseitigen, östlichen Lage tiefere Werte als die Lage der Blockmoräne auf der West- und Südwestseite der Cuillin Hills; erwartungsgemäß reichten zu gleicher Zeit (vermutlich spätere Jüngere Tundrenzeit oder Präboreal) die

Tab. 2: Glazialmorphologische Erscheinungsformen, ihre räumliche Verteilung und Altersstellung auf der West- und Ostseite der Cuillin Hills

strat. Bezeichnung	morphologische Erscheinungsformen	räumliche Verteilung	Altersstellung
A	morphologisch deutlich sichtbare wall- und kuppenförmige Moränen, z. T. als Moränenkomplex ausgebildet (= Anhäufung moränaler Ablagerungen auf relativ engem Raum mit unruhiger Oberfläche, auf der vereinzelt Moränenblöcke liegen; Ostücken; zwei verschieden hohe Terrassenniveaus (T1 und T2-Terrasse)	Glen Drynoch, ca. 2 km SW des Gehöfts Crossal; Glen Varragill am oberen Anfang des Talzuges; auf der Westseite Blockstreu im äußeren Corrie Lagan-Vorland	spätglaziale Altersstellung: Jüng. Tundrenz. oder älter; Terrassen haben möglicherweise jungtundrenzeitl. Alter.
B	regelmäßiges Auftreten kuppiger Satzmoränen ("hummocky moraines"); morphologisch sind vier verschiedene Halte zu unterscheiden: eine Vorstoßphase und drei Rückzugsphasen; unvermitteltes Auftreten von Blöcken auf den Moränen; hangparallele „Moränenterrassen“; wall- und kuppenförmige Kames (selten); Oser	B1: Moränen der Paßregion zwischen Glen Varragill und Glen/Loch Sligachan; ca. 500 m E des Gehöfts Crossal; vermutete B-Randlage: am südöstlichen Rand der Paßregion B2: Randlage des Loch Sligachan B3: Randlage am NNE-Rand der großen Depression im Glen Sligachan	Jüng. Tundrenz.
C	typisches Auftreten wallförmiger Moränen; mehrere wallförmige Wallmoränen an strukturelle Vorzeichnungen angelehnt; Hauptverbreitung von Kames	im Glen Sligachan vom Allt na Measarroch aufwärts bis zum Lochan Dubha; auf der Westseite vereinzelt Moränenkuppen und -wälle außerhalb der D-Moränen	Jüng. Tundrenz.
D	Blockmoränen mit z. T. wallartigem Charakter; Riesenblöcke; errechnete Schneegrenze: 592 m auf der W-Seite; 509 m auf der E-Seite	unterer und mittlerer Harta Corrie; Corrie Lagan; Corrie Ghrunnda	Jüng. T./Präboreal BIRKS (1973): älter als 12500 SISSONS (1977): Loch Lomond Read.
E	seltene Moränenschuttwälle; dreiseitig geschlossene Kare, Rundhöckerfluren; seltener Erratika; ganz geringe Bodenbildung; errechnete Schneegrenze: 742 m auf der W-Seite; 589 m auf der E-Seite	oberer Teil des Harta Corrie (Coire na Clach, Lota Corrie); Corrie Lagan, Corrie Ghrunnda	Holozän (Präboreal ?); BIRKS (1973): Loch Lomond Read.

Tab. 3: Vergleichende Stratigraphie von Moränenrandlagen in Nord-, Mittel- und Westeuropa im Spätglazial und Frühholozän.



1) In Anlehnung an HEUBERGER (1966, 1968), PATZELT (1973), GROSS (1974), KERSCHNER (1976), BEELER (1977), MAISCH (1981), RENNER (1982) und VAN HUSEN (1983).

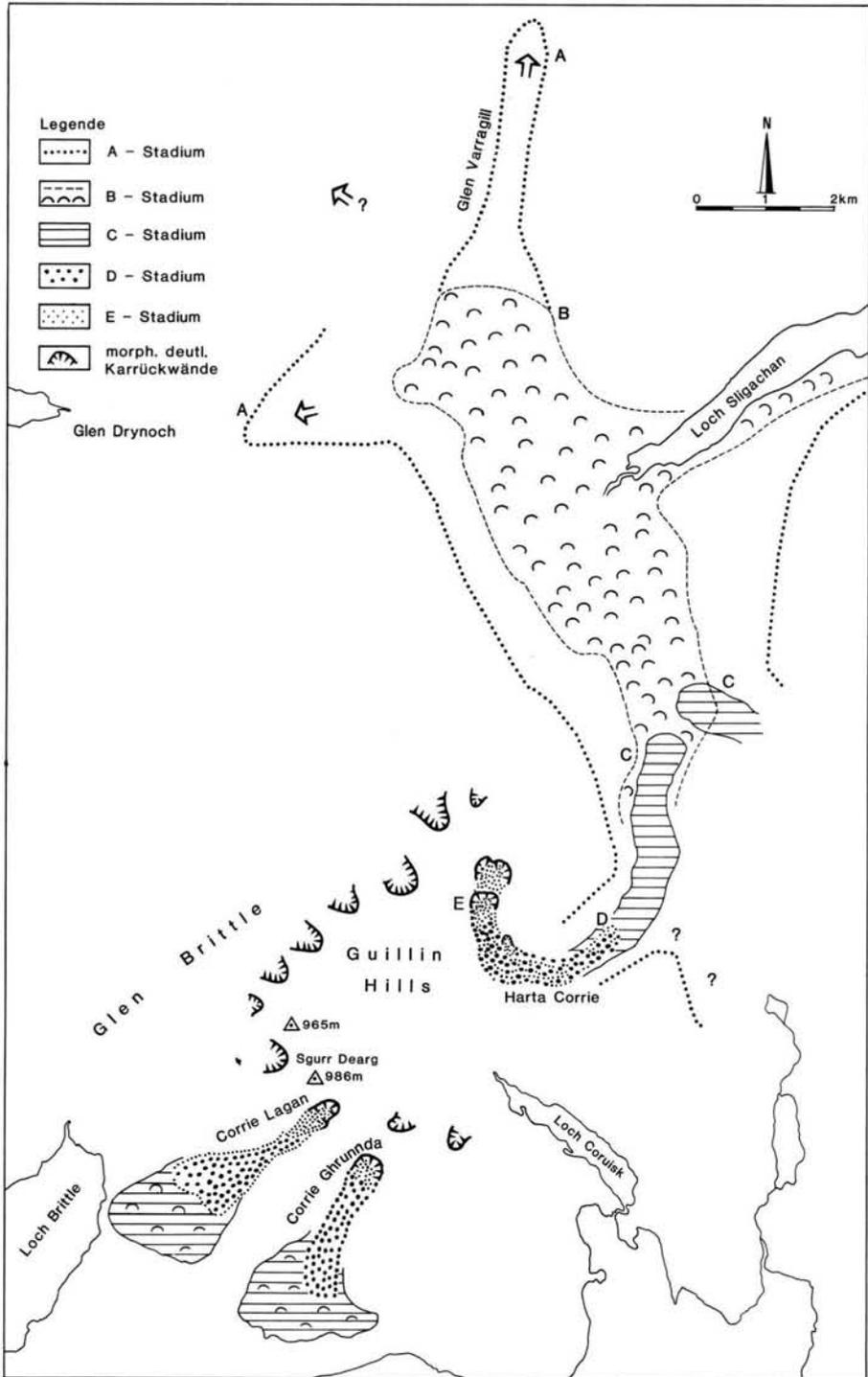


Abb. 15: Rekonstruierte Eisbedeckung im Spätglazial und Frühholozän an drei Beispielen in den Cuillin Hills.

Fig. 15: Reconstruction of lateglacial and early Holocene ice cover illustrated by three examples in the Cuillin Hills.

Gletscher auf der Ostseite tiefer hinab als auf der West- und Südwestseite des Gebirgsmassivs. Dieser Befund stimmt gut mit den Ergebnissen für die Nordküste Schottlands (SISSONS 1977a) und den Lake-District (COOPE & PENNINGTON 1977) überein.

Sucht man nach den jüngsten im Bereich der nordwestlichen Fortsetzung des oberen Harta Corrie noch deutlich vorhandenen Moränen des E-Stadiums, so findet man im Corrie Lagan bei ca. 430 m N.N. unterhalb der Karschwelle eine recht frisch wirkende Moräne, die keine Entsprechung im Corrie Ghrunnda hat. Diese dem E-Stadium zuzurechnende Moräne trägt keinen Boden oder nur stellenweise einen schwach entwickelten Ranker und weist nach Hangwinkelmeßreihen den steilsten Hangwinkel aller Moränen überhaupt auf. Auch hier liegt im Vergleich zum Harta Corrie die Moräne auf der West- und Südwestseite höher als auf der Ostseite. Wie bereits ausgeführt, macht diese Moräne einen so frischen Eindruck, daß sie mit historischen Gletscherständen der Alpen vergleichbar erscheint. BIRKS (1973) vermutet bei dieser Moräne ein Loch Lomond-zeitliches Alter (vgl. Tab. 3).

Vergleicht man nun benachbarte Großräume wie etwa Norwegen, Schweden, das alpine Vereisungsgebiet oder britische Beispiele spätglazialer Vergletscherung, so lassen sich parallele Entwicklungen in den verschiedenen Gebieten in den letzten 14000 Jahren feststellen (vgl. Tab. 3).

Nach meinen Untersuchungsergebnissen muß man für den ehemaligen Sligachan-Gletscher eine Länge von ca. 13 km in der Jüngerer Tundrenzeit annehmen; nach der bisher allgemein angenommenen totalen Eisfreiheit seit dem Beginn des Holozäns für Schottland würde dies bedeuten, daß diese gewaltige Eismasse in einem relativ kurzen Zeitraum bis 10000 Jahre B.P. verschwunden gewesen sein muß.

Ferner sprechen die theoretischen Berechnungen über den Verlauf der klimatischen Schneegrenze (vgl. MESSERLI 1967; WILHELM 1974) für eine jüngere Karvergletscherung im Präboreal oder sogar noch im Boreal. Es würde heute eine Temperaturniedrigung von nur 1,7 Grad C genügen, um die von MESSERLI für die gemäßigten Breiten genannten 4,5 Grad C Julimitteltemperatur für die klimatische Schneegrenze in den Gipfellen der Cuillin Hills zu erreichen, wobei ausdrücklich auf bestimmte Fehlermöglichkeiten in der Schwankung der Schneegrenze hinzuweisen ist. Nimmt man die Erkenntnisse über die Niederschläge sowie die Massenerhebung der Cuillin Hills hinzu, so ergeben sich denkbar günstige Bedingungen für die spätglaziale und frühholozäne Gletscherentwicklung in meinem Arbeitsgebiet.

Nimmt man für die Berechnung der vorzeitlichen Schneegrenze (VON HÖFER 1879) als Bezugsgröße die Randlage des A-Stadiums beim ehemaligen Sligachan-Gletscher, wobei die Randlage im Loch Sligachan unter der heutigen Meeresbedeckung gelegen haben muß, so kommt man auf Werte von 427 m N.N. für die Maximalrandlage der Jüngerer Tundrenzeit (auf der Südwestseite entspricht dies 488 m N.N.). Diese Werte stimmen annäherungsweise mit den von SISSONS (1980) berechneten Werten für das schottische Hochland und die Inneren Hebriden überein.

Nach den pedologischen, sedimentologischen, palynologischen und radiometrischen Ergebnissen sowie aufgrund der Kartierungsbefunde ist davon auszugehen, daß ein jungtundrenzeitliches Alter für das A-Stadium, sicher aber ab dem B-Stadium in Betracht gezogen werden muß. Ferner wurde deutlich, daß nach der Jüngerer Tundrenzeit noch in der nordwestlichen Fortsetzung des oberen Harta Corrie und unterhalb der Karschwelle des Corrie Lagan jüngste Moränen vom Gletschereis abgelagert wurden, für die ein holozänes Alter anzunehmen ist.

3. Schriftenverzeichnis

- ANDERSEN, B. G. (1979): The Deglaciation of Norway, 15000—10000 B.P. — *Boreas*, 8: 79—89; Oslo.
- ANDERSON, F. W. & DUNHAM, K. C. (1966): The Geology of Northern Skye. — *Mem. geol. Surv.*, 120 S; Edinburgh.
- BEELER, F. N. (1977): Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweizerischen Nationalpark und im Berninapaßgebiet. — in: *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark*, 15: 131—276; Liestal.
- BERGLUND, B. E. (1979): The Deglaciation of Southern Sweden, 13500—10000. — *Boreas*, 8: 89—119; Oslo.
- BEUG, H. J. (1961): Leitfaden der Pollenbestimmung. — 63 S., Stuttgart.
- BIRKS, H. J. B. (1973): Post and Present Vegetation of the Isle of Skye. — 415 S., Cambridge.
- BISHOP, W. W. & COOPE, G. R. (1977): Stratigraphical and Faunal Evidence for Lateglacial and Early Flandrian Environments in SW Scotland. — in: GRAY, J. M. & LOWE, J. J. (1977): *Studies in the Scottish Lateglacial Environment*. — 61—89; Oxford.
- CHARLESWORTH, J. K. (1956): The Late-glacial History of the Highlands and Islands of Scotland. — *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, 62: 769—928; Edinburgh.
- CLOUGH, C. T. & HARKER, H. (1904): The Geology of West Central Skye with Soay. — *Mem. Geol. Surv.*, London; London.

- COOPE, G. R. & PENNINGTON, W. (1977): The Windermere Interstadial of the Late Devensian. — *Phil. Trans. Royal Soc.*, **280**: 337—339; London.
- ERDTMAN, G. (1934): Über die Verwendung von Essigsäureanhydrid bei Pollenuntersuchungen. — *Svensk Bot. Tidskr.*, **28**: 354 ff.; Stockholm.
- ERDTMAN, G. (1969): *Handbook of Palynology*. — 486 S.; New York.
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J. (1964): *Textbook of Modern Pollen Analysis*. — 186 S.; Copenhagen.
- FORBES, J. D. (1845): Notes of the Topography of the Cuchullin Hills in Skye and on Traces of Ancient Glaciers which they present. — *Edinburgh New Phil. J.*, **40**: 76—99; Edinburgh.
- GRAY, J. M. & LOWE, J. J. (1977a): The Scottish Lateglacial Environment: A Synthesis. — in: GRAY, J. M. & LOWE, J. J. (1977): *Studies in the Scottish Lateglacial Environment*: 163—183; Oxford.
- & — (1977b): *Studies in the Scottish Lateglacial Environment*. — 197 S.; Oxford.
- GROSS, G. (1974): Schneegrenzberechnungen an den Gletschern der Silvretta-Gruppe. Systematischer Vergleich der Bestimmungsmethoden. — *Geogr. Hausarbeit der Univ. Innsbruck*, 126 S.; Innsbruck.
- HARKER, A. (1901): Ice-erosion in the Cuillin Hills, Skye. — *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, **40**: 221—252; Edinburgh.
- HEUBERGER, H. (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. — *Wiss. Alpenvereinshefte*, **20**: 125 S.; Innsbruck.
- (1968): Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, **19**: 270—75; Hannover.
- KAISER, K. (1980): Quartäre Meeresstrände und „Head“-Kliffs britischer Küsten; Fortschritte und Probleme der Küstenmorphologie. — *Berliner Geogr. Studien*, **7**: 59—97; Berlin.
- KERSCHNER, H. (1976): Das Daun- und das Egesenstadium in ausgewählten Tälern der Zentralalpen von Nordtirol und Graubünden. — *Diss. Universität Innsbruck*; Innsbruck.
- LOWE, J. J. & GRAY, J. M. (1980): The Stratigraphic Subdivision of the Late glacial of NW Europe: A Discussion. — in: LOWE, J. J. et al. (1980): *Studies in the Lateglacial of Northwesteurope*. — 157—177; Oxford.
- & WALKER, J. C. (1980): Problems associated with Radiocarbon Dating the close of the Lateglacial Period in the Rannoch Moor Area. — in: LOWE, J. J. et al. (1980): *Studies in the Lateglacial of Northwesteurope*. — 123—139; Oxford.
- et al. (1980): *Studies in the Lateglacial of Northwesteurope*. — 205 S.; Oxford.
- MACPHERSON, J. B. (1980): Environmental Change during the Loch Lomond Stadial: Evidence from a Site in the Upper Spey Valley. — in: LOWE, J. J. et al. (1980): *Studies in the Lateglacial of Northwesteurope*. — 89—103; Oxford.
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser und Albulatal (Kanton Graubünden, Schweiz). — *Arbeiten Geogr. Inst. Univ. Zürich*; Ser. A., No. **470**: 215 S.; Zürich.
- MANGERUD, J. (1979): Glacial History of Western Norway, 15000—10000 B. P. — *Boreas*, **8**: 179—187; Oslo.
- (1980): Ice-front Variations of different Parts of the Scandinavian Ice-sheet, 13000—10000 B.P. — in: LOWE, J. J. et al. (1980): *Studies in the Lateglacial of Northwesteurope*. — 23—31; Oxford.
- et al. (1974): Quaternary Stratigraphy of Norden, a Proposal for Terminology and Classification. — *Boreas*, **8**: 109—127; Oslo.
- MESSERLI, B. (1967): Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. — *Geographica Helvetica*, **22**: 105—228; Basel.
- MÖRNER, N. A. (1969): The Late Quaternary History of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast. Deglaciation, Shorelevel Displacement, Chronology, Isostasy and Eustasy. — *Sver. Geol. Unders.*, **C640**: 487 ff.; Stockholm.
- PATZELT, G. (1973): Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe. — *Z. Gletscherkde. u. Glazialgeol.*, **9**: 1—2, 5—57; Innsbruck.
- & BORTENSCHLAGER, S. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe. — *Z. Geomorph.*, **16**: 28—70; Berlin.
- PENNINGTON, W. (1975): A Chronostratigraphic Comparison of Late-Weichselian and Late-Devensian Subdivisions, illustrated by two radiocarbonated Profiles from Western Britain. — *Boreas*, **4**: 157—171; Oslo.
- (1977): Lake Sediments and the Lateglacial Environment in the Northern Scotland. — in: GRAY, J. M. & LOWE, J. J. (1977): *Studies in the Scottish Lateglacial Environment*. — 119—143; Oxford.
- PRICE, R. J. (1973): *Glacial and Fluvio-glacial Landforms*. — 242 S.; London.
- RENNER, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. — *Arbeiten Geogr. Inst. Univ. Zürich*; Ser. A. No. **475**; Zürich.
- RICHEY, J. E. (1961): *British Regional Geology: The Tertiary Volcanic District*. — 56 S.; Edinburgh.
- SISSONS, J. B. (1967): *The Evolution of Scotland's Scenery*. — Edinburgh.
- (1974): The Quaternary in Scotland: A Review. — *Scot. J. Geol.*, **10**: 311—337; Edinburgh.

- SISSONS, J. B. (1977): The Loch Lomond Readvance in Southern Skye and some Palaeoclimatic Implications. — *Scot. J. Geol.*, 13: 23—36; Edinburgh.
- (1977 a): The Loch Lomond Readvance in the Northern Mainland of Scotland. — in: GRAY, J. M. & LOWE, J. J. (1977): *Studies in the Scottish Lateglacial Environment*. — 45—60; Oxford.
- (1980): Palaeoclimatic Inferences from Loch Lomond Advance Glaciers. — in: LOWE, J. J. et al. (1980): *Studies in the Lateglacial of Northwesteurope*. — 31—44; Oxford.
- STRAKA, H. (1975): *Pollen- und Sporenkunde*. — 238 S.; Stuttgart.
- VAN HUSEN, D. (1983): Exkursionspunkte zur Route im Gletschergebiet der oberösterreichischen Traun. — Exkursionsführer zur International Union for Quaternary Research, 171—183; München.
- VASARI, Y. (1977): Radiocarbon Dating of the Lateglacial and Early Flandrian Vegetational Succession in the Scottish Highlands and the Isle of Skye. — in: GRAY, J. M. & LOWE, J. J. (1977): *Studies in the Scottish Lateglacial Environment*. — 143—162; Oxford.
- VASARI, Y. & VASAR, A. (1968): Late- and Post glacial macrophytic Vegetation in the Lochs of Northern Scotland. — *Acta Botanica Fennica*, 45: 193—217; Helsinki.
- VON HÖFER, H. (1879): *Gletscher- und Eiszeitstudien*. — *Sitzber. Ak. Wiss., math.-phys. Kl.*; I, 79; Wien.
- WALTHER, H. & LIETH, H. (1960): *Klimadiagramm-Weltatlas*. — 258 S.; Jena.
- WALTHER, M. (1984): *Geomorphologische Untersuchungen zum Spätglazial und Frühholozän in den Cuillin Hills (Insel Skye, Schottland)*. — Diss. Freien Universität Berlin, 192 S.; Berlin.
- WILHELM, F. (1972): *Hydrologie, Glaziologie*. — 201 S.; Braunschweig.

Manuskript eingegangen am 5. 2. 1986,
Nachträge Dezember 1986.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	37	139—144 4 Abb., 1 Kt.	<i>Hannover 1987</i>
----------------------------------	----	--------------------------	----------------------

Zur Glazialproblematik auf Blatt Freiburg-Süd der Geomorphologischen Karte 1 : 100 000 der Bundesrepublik Deutschland (GMK 100, Blatt 2)

HARTMUT LESER *)

Middle Pleistocene, Riß glaciation, glacier, Alpine Ice,
glacial morphology, geomorphological mapping

Black Forest, Wehra Valley, Dinkelberg, Baden-Württemberg
TK 25: Nr. 8313; TK 100: Nr. C 8310

Kurzfassung: Der Artikel bezieht sich auf Kartierungen des Blattes Freiburg-Süd der GMK 100, die ihren Ausgang in der Aufnahme des Blattes Wehr der GMK 25 nahen. Große Teile des Blattes Freiburg-Süd gelten nach herrschenden Vorstellungen während der Riß-Kaltzeit als vergletschert. Die Kartierungen, besonders an der Nahtstelle zwischen Alpen- und Schwarzwaldeis (Mündung des Wehrates in den Hochrhein; Hochrheintal), beweisen den Eiskontakt. Das Schwarzwaldeis war jedoch auf das Wehratal beschränkt. Dieser Talgletscher erreichte nicht die Höhen des Dinkelberges. Eine ausgedehnte Eisüberdeckung des Dinkelberges ist nach den bisherigen Befunden wenig wahrscheinlich.

of the Wehra valley into the High Rhine valley. The Black Forest ice was restricted to the Wehra valley. This valley glacier did not reach the higher parts of the Dinkelberg. According to recent findings an extended ice cover on the Dinkelberg is most unlikely.

1. Einleitung

Im Rahmen des GMK-Schwerpunktprogrammes der DFG wurde zunächst das Blatt Wehr (GMK 25 Blatt 4; TK 25 Blatt 8313) kartiert (LESER 1979a, 1979b). Im Rahmen verschiedener geomorphogenetischer Folgearbeiten (LESER 1980, 1981a, 1981b) wurde die Glazialproblematik des Würm und des Riß verfolgt. Dies geschah auch für das angrenzende Möhliner Feld (Schweiz) durch eine Mitarbeiterin (KÜHNEN 1983, 1984). Die parallel laufende Kartierung des Blattes Freiburg-Süd der GMK 100 (LESER 1985a, 1985b) gab Anlaß, die Riß-Vereisungsproblematik des Schwarzwald-Südrandes und im Bereich des Eiskontaktes im Hochrheintal, an der Wehrmündung, größerräumig zu verfolgen. Darüber wird im Zusammenhang ausführlich und an anderer Stelle berichtet (LESER & METZ [o. J.; im Druck]).

Der Verfasser kommt zu der Auffassung, daß die von PFANNENSTIEL & RAHM (1964, 1975) dargestellte rißzeitliche Eisverbreitung zumindest im Bereich des Dinkelberges mit Vorsicht gehandhabt werden muß. Auch die verdienstvollen Arbeiten von RAHM (1970, 1980) und von HANTKE (1978) bringen für eine vollständige Vereisung des Dinkelberges, wie sie in den Arbeiten dieser Autoren immer wieder dargestellt wird und die letztlich auf der Vorstellung bei PFANNENSTIEL & RAHM (1964) basiert, keinen überzeugenden Beweis. Die geomorphologische Kartierung und

[Glacial Problems at sheet Freiburg-Süd
of the Geomorphological Map 1 : 100 000
of the Federal Republic of Germany (GMK 100, Sheet 2)]

Abstract: This article is based on the mapping of sheet Freiburg-Süd of the GMK 100, which has been started by mapping of sheet Wehr of the GMK 25. In the past the suggestion existed, that large areas of the sheet Freiburg-Süd have been glaciated during the Riss glaciation. The mappings furnished the proof of the ice mass contact between both Alpine ice and Black Forest ice, especially at the mouth

*) Anschrift des Autors: Professor Dr. rer. nat. H. LESER, Forschungsgruppe Geomorphologie, Geographisches Institut der Universität Basel, Klingelbergstr. 16, CH — 4056 Basel/Schweiz.

Der Verfasser dankt der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Möglichkeit, daß er im Rahmen des Schwerpunktprogramms „Geomorphologische Detailkartierung in der Bundesrepublik Deutschland“ als Kartierer und Mitglied der Koordinationskommission mitwirken durfte. Er dankt den Kollegen von der Koordinationskommission (Prof. BARSCH — Heidelberg, Prof. FRÄNZLE — Kiel, Prof. LIEDTKE — Bochum und Prof. STÄBLEIN — Bremen) für dauernde Gesprächs- und Diskussionsbereitschaft.

die Substrataufnahme auf Blatt Wehr der GMK 25 und Freiburg-Süd der GMK 100 ließen in Formenschatz und Material eindeutige Glazialhinweise vermissen. Daraufhin versuchte der Verfasser, eine neue Hypothese für die Ausbildung des Einrandes am Südschwarzwald — während der Riß-Kaltzeit — zu geben. Darauf beziehen sich nachstehende Überlegungen, die in Beziehung zu dem in der farbigen Kartenbeilage dargestellten Formenschatz zu setzen wären. Auch die Hypothesen der anderen o. a. Autoren sollten in Beziehung zur geomorphologischen Bestandsaufnahme gesetzt werden.

2. Methodik und Problem

Die in Kap. 3 dargestellten Hypothesen basieren auf einer gründlichen Geländekenntnis, die im Rahmen geomorphologischer Kartierungsarbeiten gewonnen wurde. Dabei stand, neben der geomorphographischen Aufnahme nach den GMK 25- und GMK 100-Legenden (LESER & STÄBLEIN 1978; FRÄNZLE et al. 1979), die Aufnahme geomorphogenetischer Substrattypen im Mittelpunkt der Arbeit. Sie finden sich in den beiden GMK-Blättern des Gebietes (Freiburg-Süd und Wehr) dargestellt. Die Aufnahme erfolgte auf GMK 25-Blatt Wehr im Rahmen einer Punkt für Punkt durchgeführten flächendeckenden Begehung. Kaum ein Punkt des Blattes Wehr dürfte nicht direkt eingesehen worden sein. Die Kartierung des GMK-100-Blattes Freiburg-Süd erfolgte in einer dem Maßstab (und damit der Gebietsgröße) angemessenen Arbeitsweise. Darüber geben auch die beiden Erläuterungshefte (LESER 1979b, 1985b) Auskunft.

Der Hinweis auf diese Methodik (zu der noch einschlägige Aufschlußaufnahmen gehörten) erfolgt deswegen, weil bei der Kartierung an sich alle wesentlichen Glazialspuren erkannt sein müßten. Speziell für Blatt Wehr, dem äußersten SE-Sechzehntel des Blattes Freiburg-Süd, mit zugleich dem entscheidenden Nahtbereich zum Alpeneis im Hochrheintal, konnten gewisse Belege für die Riß-Kaltzeit erbracht werden. Darüberhinausgehende Spuren wurden nicht entdeckt. Die Anschlußbearbeitung erfolgte auf dem Möhliner Feld durch KÜHNEN (1983, 1984) unter Anleitung des Verfassers. Aus dem Zusammenhang der Gebietserkenntnisse und deren Einpassungen in den räumlich größeren Rahmen des Blattes Freiburg-Süd der GMK 100 resultieren die in Kap. 3 und den dazugehörigen Abbildungen dargestellten Hypothesen.

3. Hypothesen zur Ausdehnung des rißzeitlichen Schwarzwaldeises nach S und der Kontakt zum Alpeneis des Rheingletschers im Hochrheintal

Die Basishypothese wird in Abb. 1 dargestellt. Sie beruht auf den Kartiererfahrungen, daß

- der Formenkontext nicht ausreicht, eine glaziale Überformung des gesamten Dinkelberges anzunehmen und daß dort
- glazigene Sedimente in einem einwandfreien stratigraphischen Zusammenhang fehlen. (Der umstrittenen Schotterstreu konnte der Verfasser keine Beweiskraft abgewinnen.)

Daraus leiten sich folgende Setzungen ab:

- Eine **Vorlandvergletscherung** auf der Schwarzwald-Südseite kann es während der Riß-Kaltzeit allenfalls in einem ganz beschränkten Umfang gegeben haben. Siehe dazu Abb. 1 und Erläuterungen.
- Sie ist belegt für das eigentliche Wehratal und seine Ränder, das **eis erfüllt** gewesen sein muß. Sie ist nicht belegt für die Höhen des Dinkelberges, der sich nur wenig, aber für eine geringmächtige Eismasse zu bedeutsam, über das Wehratal erhebt. Siehe dazu Abb. 2 und Erläuterungen.
- Den **Eiskontakt** zwischen Schwarzwald- und Alpeneis, also dem Wehra- und dem Rheingletscher, kann man mit hoher Sicherheit annehmen, weil sowohl durch PFANNENSTIEL & RAHM (1964; vom Verfasser ebenfalls nachgewiesen) als auch noch weiter südlich, in Öflingen (LESER 1981b), Grundmoräne auf Flußterrasse nachgewiesen wurde. Dies also in unmittelbarer Nähe des Hochrheintales. Siehe dazu Abb. 3 und 4 und Erläuterungen.

Zur **ersten Hypothese**: Der Formenschatz auf GMK 100-Blatt Freiburg-Süd zeigt, daß sich entlang des gesamten Nordrandes des Dinkelberges **keinerlei Hinweise auf Glazialspuren** erkennen lassen. Eine Eisüberföhrung kann nicht spurlos an den morphologisch weichen Kalkgesteinen vorübergegangen sein. Selbst wenn man eine auch nur randliche Eisüberföhrung des Dinkelberges annehmen würde, wären — wegen der lösungskräftigen, CO₂-haltigen Schmelzwässer — zumindest **Relikte von Fließgewässerformen** zu erwarten, die auf das glaziale Hinterland hätten hinweisen müssen. Die eindeutig ausgebildeten **rißzeitlichen Flußterrassenniveaus** am nördlichen Dinkelbergrand kann

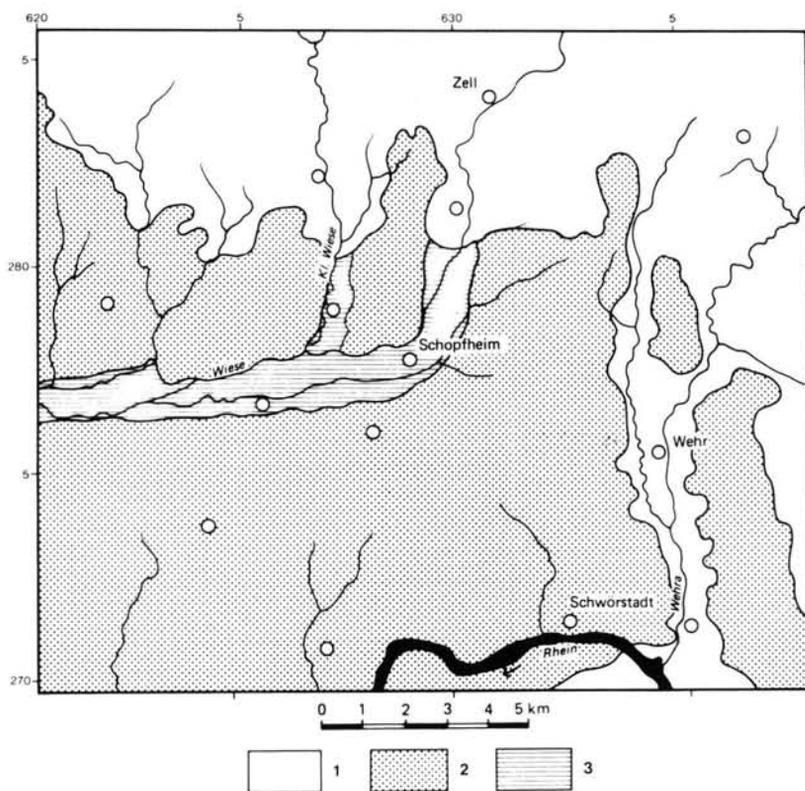


Abb. 1: Hypothese der Riß-Vereisung am Schwarzwald-Südrand, nach den Kartierungen auf Blatt Freiburg-Süd der GMK 100 sowie auf Blatt Wehr der GMK 25.

1 — Eisüberdeckung während des Maximalstandes im Riß;
2 — Periglazialgebiet; 3 — Sohllentäler von Kleiner und Großer Wiese als denkbare Abflußleitlinien der Schmelzwässer des Schwarzwaldeises.

Aus den Abbildungen 3 und 4 resultiert die hypothetische Verbreitung des Riß-Eises im Wehratal und um die Vereini-

gungsstelle. Interpretiert man den Formenschatz zwischen Schwarzwald und Weitenauer Bergland, ergibt sich eine Begrenzung des Riß-Eises auf die Talräume zwischen Schwarzwald und den Vorbergen des Weitenauer Berglandes. Eindeutig scheinen die breiten, mit Schotter aufgefüllten Täler der Kleinen und Großen Wiese, über welche sich Schmelzwasserflüsse vollzogen.

man nicht glazigen, etwa als moränale Sedimente, erklären. Zudem setzen Flußterrassen und Schotterverbreitung auf der Dinkelberg-Hochfläche aus. Der auf der Dinkelberg-Hochfläche ausgeprägt vorhandene Karstformenschatz (siehe GMK 100-Blatt Freiburg-Süd und GMK 25-Blatt Wehr) hätte wenigstens teilweise zerstört werden müssen, wenn eine Eisüberfahrung erfolgt wäre. Bei dieser wird in der Literatur im übrigen von einigen Zehner Metern Mächtigkeit gesprochen.

Macht man sich Gedanken über die Gestaltung des rißzeitlichen Schwarzwaldeis-Südrandes und unterstellt eine vollständige Vergletscherung des Schwarzwaldes während des Riß, läßt sich aus dem Formenkontext am Südrand des Schwarzwaldes allenfalls spekulativ

die in Abb. 1 dargestellte Situation ableiten. Man könnte die Ausräumzonen der Kleinen und Großen Wiese als Bereiche von Gletscherzungenenden interpretieren, ebenso den Talknoten von Schlächtenhaus und Weitenau. Die breiten Sohllentäler wären demzufolge Abflußbahnen des Schmelzwassers der Gletscher der Großen und Kleinen Wiese. Die breiten Talsohlen könnten auf Seitenerosion bzw. breit mäandrierende Schmelzwasserbäche im Gletschervorfeld interpretiert werden.

Gestützt wird diese Spekulation von der begrenzten rißzeitlichen Schwarzwaldvereisung durch die Formen und Sedimente im Wehratal, über die an anderer Stelle bereits berichtet wurde (LESER 1980, 1981a, 1981b). Der Gesamtformenschatz dazu findet sich im GMK 25-Blatt Wehr (LESER 1979a, 1979b) dargestellt.

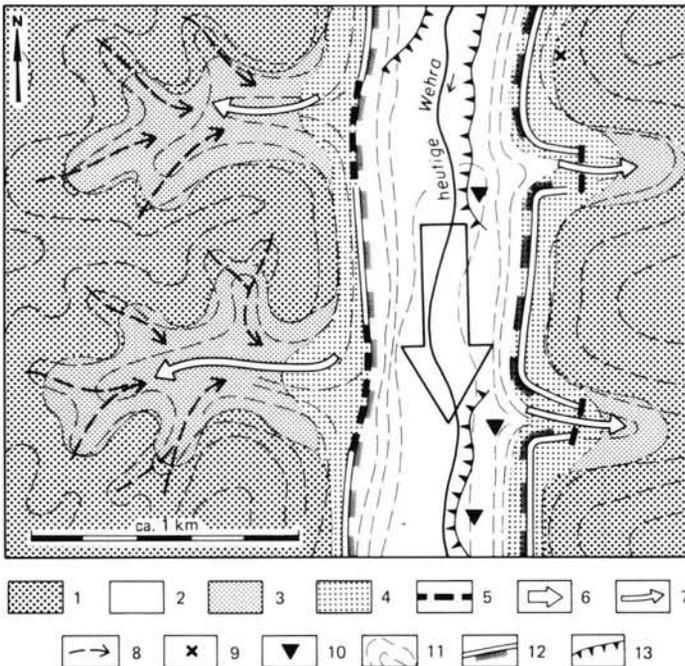


Abb. 2: Modell der Reiß-Vereisung im Unteren Wehratal nördlicher Einmündung in das Hochrheintal.

- 1 — Periglazialgebiet;
- 2 — Haupteis im Wehratal;
- 3 — Eisloben in „hängenden“ Nebentälchen des Wehratales;
- 4 — Eisrand des Haupteises / „Trogschulterbereiche“;
- 5 — Stufenmündungen der „Hängetälchen“;
- 6 — Strömungsrichtung des Haupteises in Richtung Rheingletscher im Hochrheintal;
- 7 — zeitweiser Eisvorstoß kleiner Seitenloben;
- 8 — Zentripetale Entwässerung periglazialer Tälchen;
- 9 — Fundstelle randglazialer Sedimente;
- 10 — Fundstellen von Grundmoränenensedimenten auf rißzeitlichen Hochterrassenschottern;
- 11 — Gefühlsisohypsen des Geländes;
- 12 — heutige Talrandstufen nach der GMK 25-Blatt Wehr;
- 13 — Kante der Reiß-Terrasse des heutigen Wehratales.

Das Modell geht von einem Hauptgletscher im Tal aus, von dem zeitweise kleinere Vorstöße auf den Großen Dinkelberg (links der Wehra) und den Kleinen Dinkelberg (rechts der Wehra) erfolgten. Formen und der Fund eines randglazialen Sedimentes weisen auf die mögliche Gültigkeit dieser Hypothese hin.

Der Hauptgletscher im Wehratal ist durch mehrfache Grundmoränenfunde belegt.

Aus diesen Befunden wird die zweite Hypothese abgeleitet (Abb. 2): Die rißzeitliche Vorlandvergletscherung des Schwarzwaldes war im Bereich des Wehratales auf das eigentliche Tal begrenzt und setzte an den Höhen des Großen und des Kleinen Dinkelberges — beiderseits des Wehratales — aus. Darauf weist der gesamte Formenkontext der Talränder hin, ebenso das völlige Fehlen glazigener Sedimente außerhalb der „Schultern“ des Wehratales. Das in Abb. 2 dargestellte Modell der Talvergletscherung der Wehra präsentiert diese Möglichkeit der Eisverbreitung, die punktuell sedimentologisch belegt ist.

Abgestützt wird diese Überlegung durch die Befunde auf dem Möhlner Feld, also in der Rhein-schlinge zwischen Rheinfeld (Schweiz) und Wallbach (Schweiz). Die hier durchgeführten sedimentologischen und geomorphologischen Untersuchungen erlaubten eine genaue, großmaßstäbige Festlegung der rißzeitlichen Endmoränen, die in der älteren Glazialliteratur des

Hochrheintales schon mehrfach beschrieben wurden. Die Literatur stellt im übrigen den Eiskontakt nicht in Frage. Vielmehr wird er als sehr breit dargestellt. Dies wiederum gründet sich auf die Vorstellung von PFANNENSTIEL & RAHM (1964), daß die gesamte Dinkelberg-Hochfläche — bis an den Abfall zum Hochrheintal — vergletschert gewesen sein muß (Abb. 3). Über die Gestaltung dieses Eisrandes wird jedoch nichts ausgesagt. Insbesondere würde interessieren, weshalb auf den Randhöhen des Dinkelberges gegen das Hochrheintal hin relativ unversehrte jüngere Deckenschotter (eventuell auch Ältere Deckenschotter) lagern. Sie hätten, unmittelbar vor einer mehrere Zehner Meter mächtigen Eismasse, umgelagert oder eingebettet werden müssen. Die Vorkommen, z. B. auf dem Humbel (Dinkelberg-Südostecke, oberhalb der Wehratalmündung in das Hochrheintal) weisen vielmehr auf eine ungestörte, durch keinerlei glaziale Einflüsse veränderte Lagerung und Verwitterungszustände hin.

Geht man nun von der Hypothese des eiserfüllten Wehratales aus (Abb. 2), ebenso von einer eisfreien

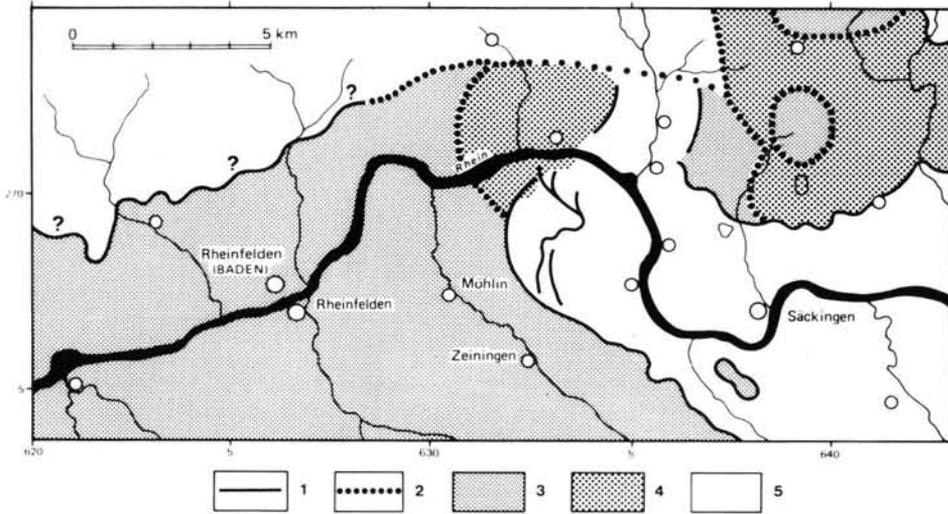


Abb. 3: Das Problem der Vereinigung des Schwarzwald- und des Alpeneises während der Riß-Kaltzeit im Bereich der Mündung des Wehratales in den Hochrhein.

1 — Maximale Vergletscherung (Riß) nach R. HANTKE (1978); 2 — Maximale Vergletscherung (Riß) nach PFANNENSTIEL & RAHM (1976) sowie HANTKE (1978); 3 — Während der größten Vergletscherung eisfreie Gebiete; 4 — Während der größten Vergletscherung eisfreies Areal nach PFANNEN-

STIEL & RAHM; 5 — Eisverbreitung nach HANTKE (1978) sowie PFANNENSTIEL & RAHM (1964). Das Eis und die Vereinigungsstelle liegen westlich von Schwörstadt bzw. deutlich westlich der Wehramündung in den Rhein.

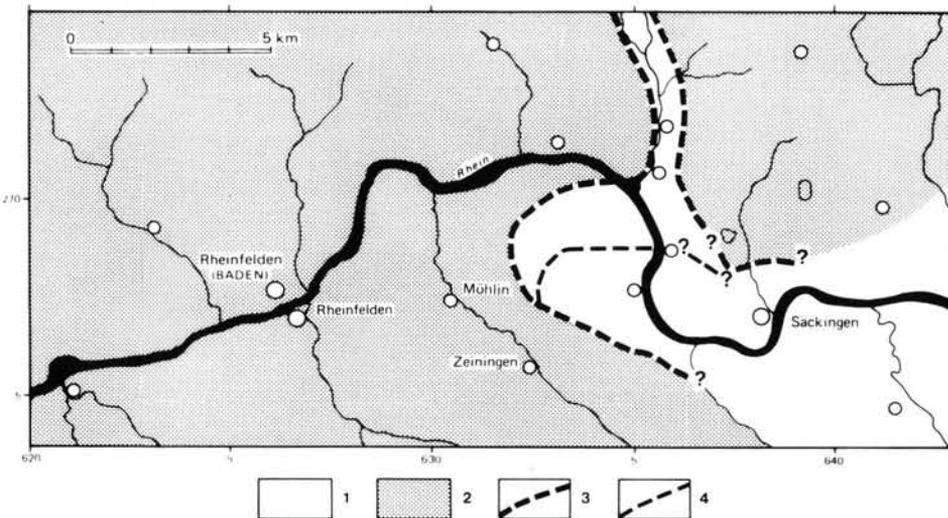


Abb. 4: Wehra- und Rhein-Gletscherkontakt (hypothetisch) zur Zeit des Maximalstandes im Riß.

1 — Eisverbreitung im Hochrhein- und Wehratal zur Zeit des Maximalstandes; 2 — Eisfreies Gebiet zur Zeit des Maximalstandes; 3 — Maximale Eisverbreitung im Wehratal und auf dem Möhlner Feld; 4 — Weitaus schwächerer Vorstoß nach dem Maximalvorstoß, wobei der Eiskontakt zum Wehratal nicht mehr bestand. Das Verbreitungsmuster der Endmoränenbögen auf dem Möhlner Feld hat zur

Konsequenz, daß die Vereinigung von Schwarzwald- und Alpeneis relativ kurz war und offensichtlich nur während des Maximalstandes bestehen konnte. Ansonsten müßte die Westflanke des Unteren Wehratales (Gebiet des Humbel und der südöstlichsten Dinkelbergecke) einen entsprechenden Formenschatz sowie eine einschlägige Sedimentverbreitung erkennen lassen.

Dinkelberg-Hochfläche, bekommt der neu bestimmte rißzeitliche Endmoränenverlauf auf dem Möhliner Feld mit einem Male einen Sinn. Die Bögen ziehen nämlich nicht, wie in manchen Karten in der Literatur dargestellt (Abb. 3), in Richtung Schwörstadt, also nach N. Sondern der äußere Bogen weist mit seinem Nordflügel „zurück“ in Richtung Wehratalmündung, während der innere Bogen sogar eine noch kleinere Zunge des Rheingletschers im Hochrheintal belegt, welche den Wehratalausgang gar nicht mehr erreichen konnte (Abb. 4).

Auch hier spricht der gesamte Formenkontext für eine begrenztere, dafür aber um so realistischere rißzeitliche Eisverbreitung. Das bedeutet, daß sich der rißzeitliche Hochrhein-Gletscher allenfalls zu Zeiten des Maximalstandes in einem Eiskontakt mit dem Schwarzwaldeis befand. Bereits der schwächere, dahinterliegende Vorstoß erreichte das Wehratalgletscherende nicht mehr. Er dürfte im Bereich seines Vorderendes ausgesprochen dünn und geringmächtig gewesen sein, weil Glazialspuren im Formenschatz nicht auffindbar sind. Lediglich die Grundmoräne auf Terrassenschotter bei Öflingen/Brennet (LESER 1981 b), wenig nördlich der Wehratalmündung in das Hochrheintal, weist eindeutig darauf hin, daß sich das Schwarzwaldeis des Wehratalgletschers bis zur Nahtstelle zum Alpineis des Hochrheingletschers vorbewegt haben muß.

Schriftenverzeichnis

- FRÄNZLE, O., BARSCH, D., LESER, H., LIEDTKE, H. & STÄBLEIN, G. (1979): Legendenentwurf für die geomorphologische Karte 1:100000. GMK 100. — Heidelberg Geogr. Arbeiten, 65: 1—18, Heidelberg.
- HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter. Bd. 1: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Klima, Flora, Fauna, Mensch, Alt- und Mittel-Pleistozän, Vogesen, Schwarzwald, Schwäbische Alb, Adelegg. — 1—468, Thun (Ott.).
- KÜHNEN, H. (1983): Geomorphologische Kartierung im Maßstab 1:10000 auf dem mittleren Möhliner Feld (Rheinschlinge zwischen Wallbach und Rheinfeldern, Schweiz) mit besonderer Berücksichtigung der Relief- und Substratgenese im Pleistozän und Holozän. — Diplomarbeit Geogr. Inst. Universität Basel: 1—249; Basel. — [Unveröff.]
- (1984): Sedimente und Reliefformen auf dem Möhliner Feld. — Regio Bas., XXV: 3—9; Basel.
- LESER, H. (1979 a): Geomorphologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:25000. Blatt 4: 8313 Wehr; Berlin.
- (1979 b): Erläuterung zur Geomorphologischen Karte 1:25000 der Bundesrepublik Deutschland. GMK 25 Blatt 4: 8313 Wehr. — 1—60; Berlin.
- (1980): Zum Problem rißzeitlicher Sedimente im Wehra-Tal (Südschwarzwald). — Oberrhein. Geol. Abh., 29: 59—69; Karlsruhe.
- (1981 a): Ein randglaziales Sediment aus der Rißkaltzeit bei Wehr (Südschwarzwald). — Eiszeitalter u. Gegenwart, 31: 23—36; Stuttgart.
- (1981 b): Eine rißzeitliche Grundmoränenablagerung in Öflingen/Brennet im Wehratal (Südschwarzwald). — Jb. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 23: 15—43; Freiburg/Br.
- (1985 a): Geomorphologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:100000. Blatt 2, C 8310 Freiburg-Süd. — Berlin.
- (1985 b): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:100000 der Bundesrepublik Deutschland. Blatt 2, C 8310 Freiburg-Süd. — 1—94, Berlin.
- & B. METZ [o. J.]: Vergletscherungen im Hochschwarzwald. — Berliner Geogr. Abh. = Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VIII, ca. 25 S., Berlin.
- & G. STÄBLEIN (1978): Legende der Geomorphologischen Karte 1:25000 (GMK 25). 3. Fassung im GMK-Schwerpunktprogramm. — Berliner Geogr. Abh., 30: 79—90; Berlin.
- PFANNENSTIEL, M. & RAHM, G. (1964): Die Vergletscherung des Wehratales und der Wiesetäler während der Rißzeit. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 54: 209—278; Freiburg/Br.
- & — (1975): Die rißzeitliche Vergletscherung des Blauen bei Badenweiler. — Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., 65: 81—96; Freiburg/Br.
- RAHM, G. (1970): Die Vergletscherung des Schwarzwaldes im Vergleich mit denjenigen der Vogesen. — Alem. Jb. 1966/67: 257—272; Freiburg i. Br.
- (1980): Die ältere Vereisung des Schwarzwaldes und der angrenzenden Gebiete. — In: LIEHL, E. & SICK, W.-D. (Hg.) 1980: Der Schwarzwald. Beiträge zur Landeskunde: 36—58; Buhl/Baden.

Manuskript eingegangen am 15. 3. 87.

Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Typusregion des Holstein-Interglazials (Berichte der SEQS 8)

HERMANN JERZ & GERHARD LINKE *)

Meeting, Middle Pleistocene, Holstein Interglacial, type area,
geological section, stratigraphic limits

Northwestern German Lowlands, Elbe Valley, Hamburg,
Lower Saxony, Schleswig-Holstein

Kurzfassung: Es wird über das Symposium „Holstein-Interglazial“ der SEQS vom 22. bis 26. 09. 1986 in Hamburg berichtet. Auf dem Treffen wurde das Untere Elbe-Gebiet als Typusregion des Holstein-Interglazials ausgewählt. Die Entschlüsselung von Hamburg vom 25. 09. 1986 wird bekanntgegeben. Abschließend wird über die weiteren Pläne der SEQS informiert.

[On the Results of the Subcommission
on European Quaternary Stratigraphy:

Type area of the Holstein Interglacial (Report SEQS 8)]

Abstract: This paper reports on the Symposium "Holstein Interglacial" in Hamburg, 22.—26. September 1986. At the conference the Lower Elbe area was chosen as the type area for the Holstein Interglacial. The conclusions of the meeting and informations on further plans of the SEQS are included.

The meeting was organized by Dr. GERHARD LINKE, Hamburg, under the patronage of Prof. Dr. KLAUS M. MEYER-ABICH, Head of the Department of Science and Research, Hamburg.

The scientific preparation of the excursions was carried out in co-operation with Geological Survey, Hamburg, Geological Survey of Lower Saxony, Hannover, and Geological Survey of Schleswig-Holstein, Kiel.

The meeting was supported by the Department of Science and Research, Hamburg, by the "Ham-

burgische Wissenschaftliche Stiftung" and by the "Naturwissenschaftliche Verein Hamburg."

The colloquium was held in the 'Geomatikum' of the University of Hamburg. The meeting was attended by forty-five scientists from ten countries, among them twenty regular and corresponding members of the Subcommission. Twenty lectures on stratigraphy of the Holsteinian Interglacial were given. Excursions were made to Lower Saxony (Sept. 22nd), to the Hamburg area (Sept. 23th) and to Schleswig-Holstein (Sept. 26th).

During the field trips several sites important for the stratigraphy of the Holstein Interglacial were visited:

In Lower Saxony: Hetendorf, Oberohe, Breeze
(guides: K.-D. MEYER, H. MÜLLER, Hannover);

in Hamburg: Billbrook, Hummelsbüttel, Dockenhuden
(guides: J. EHLERS, G. LINKE, Hamburg);

in Schleswig-Holstein: Wacken, Muldsberg
(guide: B. MENKE, Kiel).

After the final discussion under the chairmanship of Prof. Dr. Dr. B. FRENZEL (Hohenheim) the following conclusions were reached unanimously on September, 25th, 1986:

I. The Lower Elbe area can be considered as the type area for the Holstein Interglacial.

II. The lower boundary of the Holstein Interglacial corresponds to the change of subarctic to boreal conditions, i. e. in marine deposits in Eggstedter Forest in Schleswig-Holstein (core boring qho 5), in limnic

*) Anschriften der Verfasser: Dr. H. JERZ, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D—8000 München 40; Dr. G. LINKE, Geologisches Landesamt Hamburg, Oberstraße 88, D—2000 Hamburg 13.

deposits in Hamburg-Dockenhuden (core boring qho 4), near Bossel west of Hamburg (research boring 1/85) and near Pritzwalk/GDR (core boring 1 E).

III. The upper boundary of the Holstein Interglacial corresponds to the transition between a boreal climate to a subarctic one in Munster-Breloh/Niedersachsen (core boring 416/71) and near Pritzwalk/GDR (core boring 1 E).

IV. The correlation with deep sea stades is not yet possible.

Preliminary programme of the SEQS:

In 1988: "Warthe-Symposium in Poland,

in 1989: "Saale"-Symposium in German Democratic Republic,

in 1990: „Cromer“-Symposium in England.

Arbeitstreffen der SEQS 1986 in Hamburg

Das Symposium 1986 der S.E.Q.S. fand vom 22. bis 26. 09. in Hamburg zum Thema „Holstein-Interglazial“ statt. Die Organisation lag in den Händen des Tagungssekretärs Dr. GERHARD LINKE, Hamburg. Die Schirmherrschaft über die Veranstaltung hatte

Prof. Dr. KLAUS M. MEYER-ABICH, Präses der Behörde für Wissenschaft und Forschung der Freien und Hansestadt Hamburg übernommen.

Die wissenschaftliche Vorbereitung der Exkursionen erfolgte in Zusammenarbeit des Geologischen Landesamtes Hamburg, des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover, und des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein, Kiel.

Die Veranstaltungen wurden von der Behörde für Wissenschaft und Forschung, Hamburg, von der Hamburgischen Wissenschaftlichen Stiftung und vom Naturwissenschaftlichen Verein in Hamburg großzügig unterstützt.

Die Vortragstagung fand am 24. und 25. 09. 1986 im Geomatikum der Universität Hamburg statt. Rund 45 Wissenschaftler aus zehn Nationen haben daran teilgenommen, darunter 20 Mitglieder und korrespondierende Mitglieder der S.E.Q.S. Es wurden 20 Vorträge zum Thema ‚Holstein-Interglazial‘ gehalten. Exkursionen wurden am 22. 9. in Niedersachsen, am 23. 9. im Raum Hamburg und am 26. 9. in Schleswig-Holstein durchgeführt.

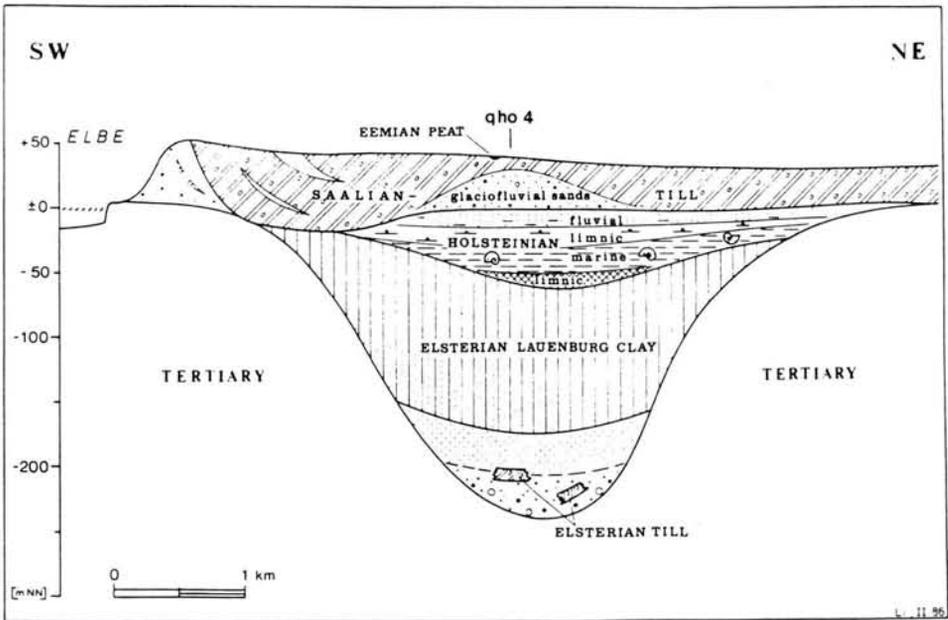


Abb. 1: Profilschnitt durch eine elsterzeitlich aufgefüllte Rinne im westlichen Stadtgebiet von Hamburg; qho 4 = Kernbohrung Hamburg-Dockenhuden; aus LINKE et al. 1986: 71 (Exkursionsführer Symposium Holstein-Interglazial, Hamburg 1986).

Fig. 1: Cross section through an Elsterian buried channel in Western Hamburg; qho 4 = core boring Hamburg-Dockenhuden; from LINKE et al. 1986: 71 (Guidebook Symposium Holstein-Interglazial, Hamburg 1986).

Auf den Exkursionen wurden verschiedene für die Stratigraphie des Holstein-Interglazials wichtige Stellen besucht:

In Niedersachsen: Hetendorf, Oberohe, Breeze
(Führung: K.-D. MEYER, H. MÜLLER);

in Hamburg: Billbrook, Hummelsbüttel, Dockenhuden (vergl. Abb. 1)
(Führung: J. EHLERS, G. LINKE);

in Schleswig-Holstein: Wacken, Muldsberg
(Führung: B. MENKE).

In der Abschlußdiskussion unter der Leitung von Prof. Dr. Dr. B. FRENZEL, Hohenheim, wurde am 25. September 1986 folgender Beschluß (einstimmig) gefaßt:

- I. Das Unterelbe-Gebiet gilt als Typusregion des Holstein-Interglazials.
- II. Die Untergrenze des Holstein-Interglazials wird festgelegt durch den Übergang von subarktischen zu borealen Verhältnissen, und zwar im marinen Milieu im Eggstedter Holz in Schleswig-Holstein (Bohrung qho 5), im limnischen Milieu in Hamburg-Dockenhuden (Bohrung qho 4), bei Bossel westlich Hamburg (Forschungsbohrung 1/85) und bei Pritzwalk/DDR (Kartierbohrung 1E).
- III. Die Obergrenze des Holstein-Interglazials wird festgelegt durch den Übergang von Zeugen des borealen Klimas zu denen eines subarktischen Klimas in Munster-Breloh in Niedersachsen (Kernbohrung 416/71) und bei Pritzwalk/DDR (Kartierbohrung 1E).
- IV. Eine Synchronisierung mit Tiefsee-Stadien ist derzeit noch nicht möglich.

Für die Unter- und Obergrenze des Holstein-Interglazials in der Bohrung Pritzwalk teilte Dr. KÖLBEL, Zentrales Geologisches Institut der DDR in Berlin, freundlicherweise folgende weitere Angaben mit (16.01.1987):

„Das Holstein-Interglazial beginnt mit der dem Klimaoptimum vorausgehenden borealen Pollenzone, deren Basis in der Kartierungsbohrung Pritzwalk 1E bei 117,35 m Tiefe liegt (= nahe Basis der Holstein-Pollenzone 1 nach ERD 1978, Abb. 3). Das Holstein-Interglazial endet mit der dem Klimaoptimum folgenden borealen Zone, die in der Kartierungsbohrung Pritzwalk 1E bei 96,3 m Tiefe in die subarktische Zone der Fuhne-Kaltzeit übergeht (CEPEK et al. 1975: Abb. 2).“

Das weitere Programm der S.E.Q.S. nach dem INQUA-Kongreß 1987 in Ottawa/Kanada lautet (vorläufig):

- 1988: „Warthe“-Symposium in Polen
1989: „Saale“-Symposium in der DDR
1990: „Cromer“-Symposium in England.

Schriftenverzeichnis (Auswahl)

- BENDA, L. (1974): Die Diatomeen der niedersächsischen Kieselgur-Vorkommen, palökologische Befunde und Nachweis einer Jahresschichtung. — *Geol. Jb.*, A 21: 171—197; Hannover.
- & BRANDES, H. (1974): Die Kieselgur-Lagerstätten Niedersachsens; I. Verbreitung, Alter und Genese. — *Geol. Jb.*, A 21: 3—85; Hannover.
- CEPEK, A. G. & ERD, K. (1975): Das Holstein-Interglazial im Raum Neuruppin — ein neues pollenstratigraphisches Richtprofil und seine quartärgeologische Bedeutung. — *Z. geol. Wiss.*, 3 (9): 1151—1178; Berlin.
- et al. (1975): Zum Stand der Gliederung des Saale-Komplexes im mittleren Teil der DDR. — *Z. geol. Wiss.* Berlin, 3 (8): 1049—1075; Berlin.
- EHLERS, J. (1983): *Glacial Deposits in North-West Europe.* — 470 p.; Rotterdam (Balkema).
- ERD, K. (1978): *Pollenstratigraphie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen.* — *Schr.-R. geol. Wiss.* Berlin, 9: 99—119; Berlin.
- GRIPP, K. (1933): *Geologie von Hamburg und seiner näheren und weiteren Umgebung.* — 154 S.; Hamburg (Ges. Freunde Vaterländ. Schul- u. Erziehungswesens).
- GRUBE, F. (1982): *Die Holstein-Warmzeit von Hamburg.* — IGCP-Projekt 73/1/24: Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Report No 7: 84—92; Prague.
- HALLIK, R. (1960): *Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit in Nordwestdeutschland und die Altersstellung der Kieselgur der südlichen Lüneburger Heide.* — *Z. geol. Ges.*, 112: 326—333; Hannover.
- ILLIES, H. (1952): *Die eiszeitliche Fluß- und Formengeschichte des Unterelbe-Gebietes.* — *Geol. Jb.*, 66: 525—558; Hannover.
- INQUA-SUBCOMMISSION ON EUROPEAN QUATERNARY STRATIGRAPHY (1986): *Symposium Holstein-Interglazial, Hamburg. Abstracts.* — 30 S.; Hamburg.
- (1986): *Symposium Holstein-Interglazial, Hamburg. Guidebook.* — Mit Beiträgen von BENDA, L., EHLERS, J., HALLIK, K., KNUDSEN, K. L., LINKE, G., MENKE, B., MEYER, K.-D., MEYER, K.-J. & MÜLLER, H. — 89 S., Hamburg.
- KNUDSEN, K. L. (1976): *Die Holstein-Interglaziale Foraminiferen-Fauna von Wacken (West-Holstein) und Hamburg-Hummelsbüttel.* — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 27: 206—207; Öhringen.
- (1980): *Foraminiferal Faunas in Marine Holsteinian Interglacial Deposits of Hamburg-Hummelsbüttel.* — *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 49: 193—214; Hamburg.

- LINKE, G. (1983): Bericht zur Forschungsbohrung Hamburg-Dockenhuden. — Tätigkeitsbericht 1981/82, Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung; 35—37; Hannover.
- (ed., 1986): Symposium Holstein-Interglazial, Hamburg. Guidebook. — 89 S., Hamburg.
- MENKE, B. (1968): Beiträge zur Biostratigraphie des Mittelpleistozäns in Norddeutschland (pollenanalytische Untersuchungen aus Westholstein). — *Meyniana*, 18: 35—42; Kiel.
- (1976): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 21, 53—68; Öhringen.
- (1982): Mittel- und Jungpleistozän in Westholstein am Beispiel des Blattes 1922 Schenefeld. — *Die Heimat*, 89: 419—429; Neumünster.
- MEYER, K.-D. (1965): Das Quartärsprofil am Steilufer der Elbe bei Lauenburg. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 16: 47—60; Öhringen.
- MEYER, K.-J. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holstein-zeitlichen Kieselgur von Hetendorf. — *Geol. Jb.*, A 21: 87—105; Hannover.
- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holstein-zeitlichen Kieselgur von Munster-Breloh. — *Geol. Jb.*, A 21: 107—140; Hannover.

Manuskript eingegangen am 28. 1. 1987

Rudolf Schütrumpf

30. 9. 1909 — 27. 4. 1986



Am 27. April 1986 verstarb in Köln im Alter von 76 Jahren Professor Dr. RUDOLF SCHÜTRUMPF; als Pollenanalytiker hat er im Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität zu Köln das Labor für Vegetationsgeschichte aufgebaut und beinahe 20 Jahre lang geleitet.

Bereits während der Schulzeit in seiner Vaterstadt Frankfurt wurde durch einen engagierten Unterricht und enge Verbindung zum Senckenberg-Museum in RUDOLF SCHÜTRUMPF das Interesse für die Naturwissenschaft geweckt. Dies führte ihn zum Studium der Botanik, Chemie, Zoologie und Geologie an den Universitäten Frankfurt und Innsbruck. Als Doktorand, RUDOLF SCHÜTRUMPF arbeitete an einer Dissertation über die Geschichte der Moore und Wälder der Lüneburger Heide, erhielt er die Möglichkeit, an den für spätere Forschungen richtungweisenden Ausgrabungen des späteiszeitlichen Rentierjägerlagers in Meindorf bei Hamburg als Moorologe und Pollenanalytiker mitzuarbeiten. Mit den Ergebnissen dieser Arbeit, die eine erste Gliederung des norddeutschen

Spätglazials erbrachten, wurde er 1936 bei FRITZ OVERBECK an der Universität Frankfurt promoviert. Nach seiner Promotion setzte er die pollenanalytischen Arbeiten im Hamburg-Ahrensburger Raum fort; die hier praktizierte fruchtbare interdisziplinäre Zusammenarbeit, die ihn eng mit ALFRED RUST und KARL GRIPP verband, hat auch seine weiteren Forschungen nachhaltig geprägt. Bis zu seiner Einberufung kurz nach Kriegsbeginn arbeitete RUDOLF SCHÜTRUMPF als Pollenanalytiker in der Mark Brandenburg sowie im Auftrag verschiedener Museen und Denkmalpflegeämter in Deutschland und Österreich. Nach seiner Entlassung aus der Kriegsgefangenschaft wurde er Leiter des von KARL GRIPP und KARL KERSTEN gegründeten „Wandernden Museums“ in Schleswig-Holstein, an dessen Aufbau er maßgeblich beteiligt war.

Mit dem Aufbau des Labors für Vegetationsgeschichte/Pollenanalyse am Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität zu Köln im Jahre 1958 begann die langjährige, noch nach seiner Pensionierung

im Jahre 1974 anhaltende Zusammenarbeit mit HERMANN SCHWABEDISSEN. In seiner wissenschaftlichen Arbeit hat RUDOLF SCHÜTRUMPF das Ziel verfolgt, die Vegetationsgeschichte und die Umweltveränderungen der Spät- und Nacheiszeit mit der Menschheitsgeschichte zu verknüpfen. Als Moorgeologe und Pollenanalytiker hat er stets eng mit Archäologen zusammengearbeitet und somit aus dem Blickwinkel der Botanik auch zur Klärung urgeschichtlicher Fragen beigetragen. In seinen pollenanalytischen Auswertungen standen die Frage nach der relativen Chronologie der einzelnen Kulturgruppen und wirtschafts- und besiedlungsgeschichtliche Fragen im Vordergrund. Seine langjährigen Forschungen in Schleswig-Holstein leisteten darüberhinaus ihren Beitrag zur Geschichte der Ostsee, insbesondere zu den nacheiszeitlichen Meeresspiegelveränderungen. Die reichen Erfahrun-

gen seiner wissenschaftlichen Arbeit flossen in seine Lehrveranstaltungen ein. Bis zu seinem 70. Lebensjahr vermittelte er den Studenten der Ur- und Frühgeschichte in Köln einen Einblick in die Arbeitsweise der Pollenanalyse und weiterer naturwissenschaftlicher Methoden. Den Studenten und Kollegen war er ein engagierter Gesprächspartner für botanische, geologische und archäologische Fragestellungen.

RUDOLF SCHÜTRUMPF war der Deutschen Quartärvereinigung eng verbunden; von 1959 bis 1960 hat er als Schriftführer, von 1970 bis 1977 im Beirat der Vereinigung mitgearbeitet. Von 1975 bis 1977 war er Vorsitzender der Deutschen Gesellschaft für Ur- und Frühgeschichte (DGUF). Seit 1961 war er Korrespondierendes Mitglied des Deutschen Archäologischen Instituts Berlin.

JUTTA MEURERS-BALKE

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	37	151—153	<i>Hannover 1987</i>
----------------------------------	----	---------	----------------------

Buchbesprechungen

SCHMIDTKE, KURT-DIETMAR (1985): Auf den Spuren der Eiszeit. Die glaziale Landschaftsgeschichte Schleswig-Holsteins. — 101 S.; Husum (Druck- und Verlagsanstalt). Preis: 28,— DM.

Wie der Autor im Vorwort erkennen läßt, ist das Buch in erster Linie für den geologischen Laien bestimmt, richtiger wohl noch: Für den glazialgeologischen Laien, den die Entstehung der schleswig-holsteinischen Landschaft interessiert. Nicht zuletzt sind offenbar die Geographie-Lehrkräfte der Schulen und deren Schüler eine Zielgruppe. Das wird dadurch bekräftigt, daß vom Autor eine Diareihe gleichen Inhalts in Zusammenarbeit mit der Landesbildstelle im Landesinstitut Schleswig-Holstein für Praxis und Theorie der Schule erstellt wurde.

Das Buch besticht, wenn man es in die Hand nimmt, durch seine ansprechende Form, Gestaltung und gediegene Verarbeitung. Auf den etwa 100 Seiten wird versucht, die wichtigsten eiszeitlichen Landschaftstypen und deren prägende Elemente bis zu speziellen Einzelformen (z. B. Oser, Kames) in knapper Form prinzipiell zu erläutern. Beispiele aus der Landschaft Schleswig-Holsteins verdeutlichen in — z. T. farbigen — Fotos und in Kartenskizzen die Aussagen. Der Schwerpunkt liegt dabei im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins mit seinen weitgehend frischen Formen.

Das Neben- und Miteinander von flüssig geschriebenem Text, über 30 Zeichnungen, 54 Fotos und 24 Kartenskizzen ist eine didaktisch gelungene Mischung, um die zwei angegebenen Ziele zu erreichen: „Zu einem Grundverständnis für die eiszeitlichen Vorgänge in Schleswig-Holstein führen“ und zur „vertieften Landschaftsbetrachtung anregen“.

Der Preis des Buches von 28,— DM erscheint in Anbetracht der vielen Fotos angemessen.

Der glazialgeologische Fachmann muß trotz des insgesamt positiven Eindruckes einige negative Punkte anmerken: Bei einem Buch dieser Art, das dem Laien nicht zuletzt mühsames Suchen und Durcharbeiten verstreuter Fachliteratur ersparen soll, erwartet man wohl berechtigterweise eine Zusammenschau des aktuellen Wissenstandes. Das ist hier leider nur teilweise der Fall. Offenbar beruhen die Darstellungen des Autors in wesentlichen Teilen auf Arbeiten, die 2 Jahrzehnte oder länger zurückliegen.

Dadurch wird z. B. der überholte Begriff „kuppige Grundmoräne“ als ein Hauptelement in das Grundschema der Landschaftsgliederung aufgenommen, für ein Gebiet, das in großen Teilen typische Endmoränenlandschaften und Eiszerfallslandschaften umfaßt. Auch einige weitere sachliche Fehler (z. B. hat die Aufstauchung der Hüttener Berge nichts mit der Ausschürfung der Schlei zu tun; S. 23 „hervorragender, weil geschichteter Baugrund“; S. 30 Bildung von Grundspalten über Geländemulden durch Zugverstärkung; S. 99 Geschiebemergel . . . als Rohstoff für die Bauten in Schleswig-Holstein; u. a.) und begriffliche Fehler (z. B. S. 25, 29, 95 „in randeiszeitlicher Lage“, „randeiszeitliches Bodenfließen“; S. 20 falsche Gegenüberstellung von Stauchmoräne und „Satzendmoräne o d e r Stirnmoräne“; S. 29 „Hin- und Herbewegung der Gletscher“, u. a.) wären durch Rückfragen bei Fachleuten vermeidbar gewesen. Schade!

H.-J. STEPHAN

ERICH RICHTER, REINHARDT BAUDENBACHER, LOTHAR EISSMANN (1986). Die Eiszeitgeschiebe in der Umgebung von Leipzig. — Bestand, Herkunft, Nutzung und quartärgeologische Bedeutung. — Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen, 3, 136 S., 8 Abb., 31 Taf., 7 Tab.; Altenburg.

Auch mit dem dritten Heft legt das Altenburger Naturkundliche Museum „Mauritianum“ eine beachtliche geologische Schrift vor, deren Bedeutung über den vielleicht nach dem Titel zu vermutenden regionalen Rahmen hinaus geht. Unter der gemeinsamen Überschrift verbergen sich 4 Einzelarbeiten:

E. RICHTER: Die fossilführenden Geschiebe in der Umgebung von Leipzig, S. 7—79, 1 Abb., 34 Abb. auf 20 Taf., 1 Tab.

Der für ein Altmoränengebiet erstaunlich reichhaltige Nachweis fast sämtlicher fossilführender Sedimentär-geschiebe wird zwar durch die riesigen Braunkohle-Tagebaue ermöglicht, ist aber erst durch fast 60-jährige mit Akribie betriebene Sammeltätigkeit des Autors realisiert worden.

Eine 30-seitige Tabelle, in der neben Sedimentart, Häufigkeit, Fossilinhalt und Fundstelle auch eine petrographische Kurz-Charakteristik gegeben wird, kann zusammen mit anschließenden 34 Abbildungen wertvolle Hilfestellung bei der eigenen Bestimmungsarbeit geben. Nicht unerwähnt soll bleiben, daß auch heute noch unter den Geschiebefossilien neue Arten, die bislang im Anstehenden unbekannt sind, entdeckt werden können; dem Autor gelang so der Fund der nach ihm benannten silurischen Ostrakoden-Art *Kiaeria erichter* SCHALLREUTER. Auch im Leipziger Raum zeigt sich, daß sich gewisse Sedimentär-Geschiebe in manchen Aufschlüssen häufiger oder nur in diesen finden lassen. Es wäre interessant herauszufinden, an welche stratigraphische Horizonte derartige Funde gebunden sind und ob auch der Kristallin-Inhalt an diesen Stellen Besonderheiten aufweist. Stratigraphisch bemerkenswert ist ferner, daß Devon-Geschiebe im Leipziger Raum außerordentlich selten sind, was daraufhin deutet, daß hier sowohl in elsterwie saalezeitlichen Glaziärsedimenten der ostbaltische Geschiebeeinfluß nur sehr schwach ist.

Die zweite Arbeit ist hauptsächlich Kristallin-Geschieben gewidmet und ergänzt insofern die vorhergehende:

R. BAUDENBACHER: Zum Geschiebebestand der Sammlung GLÄSEL im Naturwissenschaftlichen Museum Leipzig. S. 80—104, 1 Abb., 4 Abb. auf 2 Taf., 1 Tab.

Kernstück der Arbeit ist eine 15-seitige tabellarische Übersicht der ebenfalls reichhaltigen Kristallinge-

schiebe im Leipziger Raum. Sie basiert hauptsächlich auf ca. 2200 Fundstücken, knapp die Hälfte der ca. 4.800 Stücke umfassenden Geschiebesammlung des Museums, zusammengetragen und bestimmt von dem früheren Museumsdirektor RUDOLF GLÄSEL (1878—1961). Bevorzugtes Sammelgebiet war die Endmoränenlandschaft zwischen Leipzig und Eilenburg, weniger die Grundmoränen, was in sofern bedauerlich ist, als letztere im Allgemeinen die zuverlässigeren lithostratigraphischen Aussagen ermöglichen. Die reichhaltige Sammlung und die hervorragenden Aufschlüsse des Leipziger Raumes wären geradezu ideale Voraussetzungen für den Einsatz von qualitativen Leitgeschiebemethoden.

Die dritte Arbeit trägt schon im Titel der untrennbaren Beziehung zwischen Eiszeit- und Geschiebeforschung Rechnung:

L. EISSMANN: Quartärgeologie und Geschiebeforschung im Leipziger Land mit einigen Schlußfolgerungen zu Stratigraphie und Vereisungsablauf im Norddeutschen Tiefland.

S. 105—133, 5 Abb., 13 Abb. auf 9 Taf., 5 Tab.

Einleitend wird ein kurzer Überblick der Quartärstratigraphie im Leipziger Raum gegeben (und im 3. Kapitel durch einen Schnitt näher erläutert). Elster- und Saale-Vereisung sind jeweils mit zwei Vereisungsphasen vertreten, deren Grundmoränen jeweils durch mächtige Flußschotter und Bändertone getrennt werden. Dem Holstein-Interglazial folgt bis zur saalezeitlichen Eisbedeckung noch mindestens eine wärmere Phase (Profener Warmphase), zwischen den Moränenbänken fehlen aber jegliche warmzeitliche Sedimente, was beim dortigen hervorragenden Aufschlußzustand praktisch als Beweis für die Nichtexistenz intrasaalezeitlicher Thermomere gewertet werden kann, zumal das völlig in Einklang mit den quartärgeologischen Befunden in Nordwestdeutschland steht.

An diese stratigraphischen Betrachtungen schließt sich ein Excurs über Geschiebereichtum und — Nutzung im Leipziger Raum an. Selbst hier nahe dem Randgebiet der Vereisungen sind noch Blöcke von beträchtlicher Größe zu registrieren — bis über 5 m³. Der größte, ein Augengneis, hatte vor seiner Sprengung ca. 110 m³, nach älteren Arbeiten sogar 216 m³ — er würde damit an den größten niedersächsischen Findling, den Giebichenstein bei Nienburg, herankommen bzw. ihn weit übertreffen. Leider gehört das

Sprengen von Findlingen auch in der DDR nicht der Vergangenheit an — die beim Braunkohlenabbau störenden Blöcke werden auf diese Weise beseitigt. Bei der Vielzahl der — auch in den Elster-Grundmoränen — auftretenden Findlinge wird man natürlich nicht alle retten können, dennoch sollte man aus Gründen des Naturschutzes doch die petrographisch wichtigen und größeren zu erhalten suchen — quasi auch als Ersatz für die seit Jahrtausenden von der Oberfläche „weggefegten“ Steine. Auf Abb. 18 — einer kartenmäßigen Zusammenstellung der Findlinge auf dem Gebiet der DDR — kommt die Größenabnahme südlich der warthestadialen Randlage deutlich zum Ausdruck. — Im 4. Kapitel werden die Ergebnisse der Geschiebeforschung im Leipziger Raum erörtert. Den wenigen älteren Zählungen nach der HESEMANN-

Methode zufolge hat die Elster eine baltische Dominanz. Da dies im Gegensatz zu den Ergebnissen in Niedersachsen steht, wäre es sehr wünschenswert, dies durch moderne Zählungen zu überprüfen. Die 4. Arbeit — wieder von

R. BAUDENBACHER: Die Geschiebefundpunkte im Leipziger Raum. Karte und Erläuterungen. S. 134—136, 1 Abb.

Ist eine kurze tabellarische und kartenmäßige Zusammenstellung der Kristallin- und Sedimentärgeschiebe — Fundorte auf stratigraphischer Grundlage.

KLAUS DIETER MEYER

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

Aufbau des satzfertigen Manuskripts

Titel kurz, ggf. Untertitel und Ergänzung, z. B. Name des Landes. Klare Gliederung, nur bei längeren Arbeiten ist ein „Inhaltsverzeichnis“ notwendig. Am Anfang der Arbeit steht eine Kurzfassung (Abstract) in Deutsch und Englisch. Der Titel ist zu übersetzen und in eckigen Klammern dem Abstract voranzustellen. Weitere Übersetzungen der Kurzfassung sind möglich. Die Kurzfassung soll für den Leser einen hohen Informationswert haben. Bei größeren Arbeiten können die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend nummerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1/2zeilig, mit Seitenzahlen versehen und nicht heften. Unter dem Titel der Arbeit folgt der ausgeschriebene Name des Autors und die Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln. Die Anschrift des Verfassers ist auf der Titelseite unten anzugeben.

Literaturzitate im Text sind Kurzzitate. Beispiel: (BÜTTNER 1938). Dieses Zitat bezieht sich auf die gesamte Arbeit. Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, Tafeln usw. gemeint, dann müssen diese genau angegeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 34 ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: „... MÜLLER (1943: 76) ...“ oder „... (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3 a-b) ...“ Falsch: „... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ...“ Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954a, b), (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963); (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf „... et al.“ gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftauszeichnung: Autorennamen unterstricheln Müller wird MÜLLER; wichtig wird wichtig (gesperrt); Holoän wird **Holoän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursiv*; sie sind im Manuskript mit geschwängelter Linie zu kennzeichnen. — Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2—4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypien nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypien sind wesentlich teurer als Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt unterstreichen = Fettdruck), Seitenzahl (: 6—24), Zahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Erscheinungsort. — Zitate von Werken: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zahl der Seiten, Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Verlagsort (Verlag).

Beispiele

SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 19: 250—261, 7 Abb.; Öhringen (Rau).

WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. — In: LOTZE, Fr. [Hrsg.]: Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2, VIII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Sonderdrucke: 50 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Folgende Unterlagen zu Tagungen der DEUQUA sind noch erhältlich:

Tagung in Freiburg im September 1985:

1. Kurzfassungen der Vorträge. Thematischer Schwerpunkt „Vergletscherte Mittelgebirge und ihre Vorländer“ — Von H. HEUBERGER & H. WEINGARTNER, 55 S. **DM 10,—**
2. Exkursionsführer I: Südschwarzwald, Oberschwaben-Bodensee, südliches Oberrheingebiet. — Von A. SCHREINER & B. METZ, 88 S., zahlreiche Abbildungen u. Karten **DM 15,—**
3. Exkursionsführer II: Unterelsaß (Rheinebene N Straßburg), Lothringische Vogesen. — Von H. HEUBERGER, 97 S., zahlreiche Abbildungen u. Karten **DM 15,—**

Tagung in Celle im September 1986:

1. Kurzfassungen der Vorträge. Thematischer Schwerpunkt „Die Quartärforschung, ihre Bedeutung für den Umweltschutz, die Landesplanung und die Rohstoff-sicherung“. — 30 S. **DM 5,—**
2. Führer zu Exkursion A: Küstengebiet zwischen Bremen und Wilhelmshaven. — Von H. STREIF, 36 S. **DM 10,—**
3. Führer zu Exkursion B: Geo-Umwelt im Bergland-Quartär zwischen oberer Weser und Leine. — Von P. RÖHDE, 46 S. **DM 10,—**
4. Führer zu Exkursion C: Quartär nordwestlich Hannover. — Von K.-D. MEYER, 61 S. **DM 10,—**
5. Führer zu Exkursion D: Das Quartär im Harzvorland. — Von H. JORDAN, 62 S. **DM 10,—**

Bestellungen an:

Deutsche Quartärvereinigung, Postfach 51 01 53, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51