Ber. naturhist. Ges. Hannover	**124**	67 – 112	Hannover 1981

Die erdgeschichtliche Entwicklung der Beiersteinsenke als Modell für die jungquartäre Morphogenese im Gipskarstgebiet Hainholz/Beierstein (südwestliches Harzvorland)

von

HANS-JOACHIM WEINBERG

mit 9 Abbildungen und 2 Tabellen

Z u s a m m e n f a s s u n g : Die Naturschutzgebiete Hainholz und Beierstein am südwestlichen Harzrand umfassen zwei Gipsmassive des Hauptanhydrits, Zechstein 3, die einen außerordentlich reichen und noch ungestörten Formenschatz des Gipskarstes aufweisen. Bohrungen, Oberflächenkartierung und palynologische Untersuchungen ergaben detaillierte Aufschlüsse über die Entwicklung des Beierstein-Massives und der ihm vorgelagerten Senke seit Ende der Eem-Warmzeit. Seit dieser Zeit hat sich der Massivrand durch laterale Subrosion um einige Dekameter zurückverlagert. Mit Beginn des Holozäns fing die Entwicklung einer Höhle von zuletzt etwa 50 m x 200 m Grundfläche an, die um 3000 v.Chr. einstürzte. Der sedimentär verfüllte Erdfall bildet die heutige Beiersteinsenke. Die ehemaligen Höhlensedimente konnten im Untergrund der Senke erbohrt und ihre Genese geklärt werden. In den Höhlenlehmen wurden paläozoische Sporae dispersae entdeckt und bestimmt. Abschließend wird versucht, die an der Beiersteinsenke gewonnenen Ergebnisse auf die beiden Naturschutzgebiete Hainholz und Beierstein zu verallgemeinern.

S u m m a r y : The geological evolution of the "Beiersteinsenke" as an example of younger Quarternary morphogenesis in the gypsum karst area Hainholz/Beierstein (south-western foreland of the Harz Mountains, Federal Republic of Germany)

The Hainholz and Beierstein nature preserves on the south-western foreland of the Harz Mountains, contain two gypsum massifs of the Hauptanhydrit formation, Zechstein 3 (Upper Permian), which reveal extraordinarily rich patterns of gypsum karst. Several borings, surface mapping and palynological investigations yielded detailed information about the development of the Beierstein massif and the depression in front of it after the end of the Eemian age. Since then, the margin of the massif has been cut back by lateral subrosion for some ten metres. At the beginning of the Holocene a cave with final dimensions of 50 m x 200 m started to develop, which collapsed in about 3,000 B.C. The recent Beierstein depression is built up by the sedimentary filling of this sinkhole. The earlier cave sediments were discovered in the lower strata of the depression and their genesis could be interpreted. Paleozoic sporae dispersae in the cave mud were discovered and determined. Finally an attempt is made to generalize the results gained by the investigations of the Beierstein depression, and also to apply them to the two nature preserves.

Inhalt:

1. Einleitung

2. Karstmorphologie im Raum Osterode

3. Die Karsthohlform Beiersteinsenke
   - 3.1 Topographie
   - 3.2 Hydrographie
   - 3.3 Vegetation

4. Geologische Untersuchungen
   - 4.1 Methodik
   - 4.2 Bohrergebnisse

5. Palynologische Untersuchungen
   - 5.1 Vorbemerkungen
   - 5.2 Datierung der Bohrung D13
   - 5.3 Entwicklung der Lokalvegetation
   - 5.4 Analyse der Kalkstreifenmudde

6. Ergebnisse
   - 6.1 Tektonischer Bau
   - 6.2 Untergrund der Senke
   - 6.3 Verlauf der limnischen Sedimentation
   - 6.4 Das Liegende der limnischen Erdfallfüllungen
   - 6.5 Alter der Höhlenbildung
   - 6.6 Umrahmung der Senke

7. Allgemeine Schlußfolgerungen

8. Quellen
   8.1 Literatur
   8.2 Karten

1. Einleitung

Südlich der Stadt Osterode am Harz liegen im Bereich des den Harz streifenförmig begleitenden Zechsteinausstriches die Naturschutzgebiete Hainholz und Beierstein (Mbl. 4327 Gieboldehausen, Lageplan s. Abb. 1). Sie umfassen beide je ein Areal, in dem der vergipste und intensiv verkarstete Hauptanhydrit (Zechstein 3, Leine-Serie; vgl. Tabelle 1) zutage ansteht und gehören zu den ganz wenigen vom Gipsabbau noch unbeeinflußten Gipskarstgebieten.

Der voll entwickelte Karstformenschatz und der außerordentliche Höhlenreichtum des Gebietes (vgl. z.B. HERRMANN 1964), der es dem Geologen und Karstkundler gestattet, die noch aktiv ablaufenden Formungsprozesse beobachtend und messend zu verfolgen, macht die Bedeutung dieser Gebiete ebenso aus wie auch ihre aus der Besonderheit des Substrates Gips entstandene spezielle Flora (SCHÖNFELDER 1978) und Fauna (siehe hierzu auch MONTAG 1981 und MIOTK 1981, dieser Band).

Eine Bestandsaufnahme der Hydrographie und Geochemie des Hainholz-Beierstein-Gebietes mit einigen grundlegenden Bemerkungen zur Morphogenese geben BRANDT et al. 1976. Eine 1 1/4jährige Beobachtung der hydrologischen Parameter mit regelmäßiger Beprobung und hydrochemischer Untersuchung aller Karst- und Oberflächengewässer des Gebietes, kontinuierlichen Niederschlags-, Pegel-, Abfluß- und Wasserbilanzmessungen durch die Arbeitsgemeinschaft für Niedersächsische Höhlen, Gruppe Hamburg, schloß sich an, ist aber noch nicht vollständig ausgewertet (KEMPE et al. 1978). Im Zusammenhang mit diesen Untersuchungen hat der Verfasser im Rahmen einer Diplomarbeit die Beiersteinsenke am Rande des Gipskarstgebietes Beierstein untersucht. Die Ergebnisse dieser kurz vor dem Abschluß stehenden Arbeit, die sich auf Fragen des Modus und der Zeitlichkeit der Entwicklung einzelner Karstformen

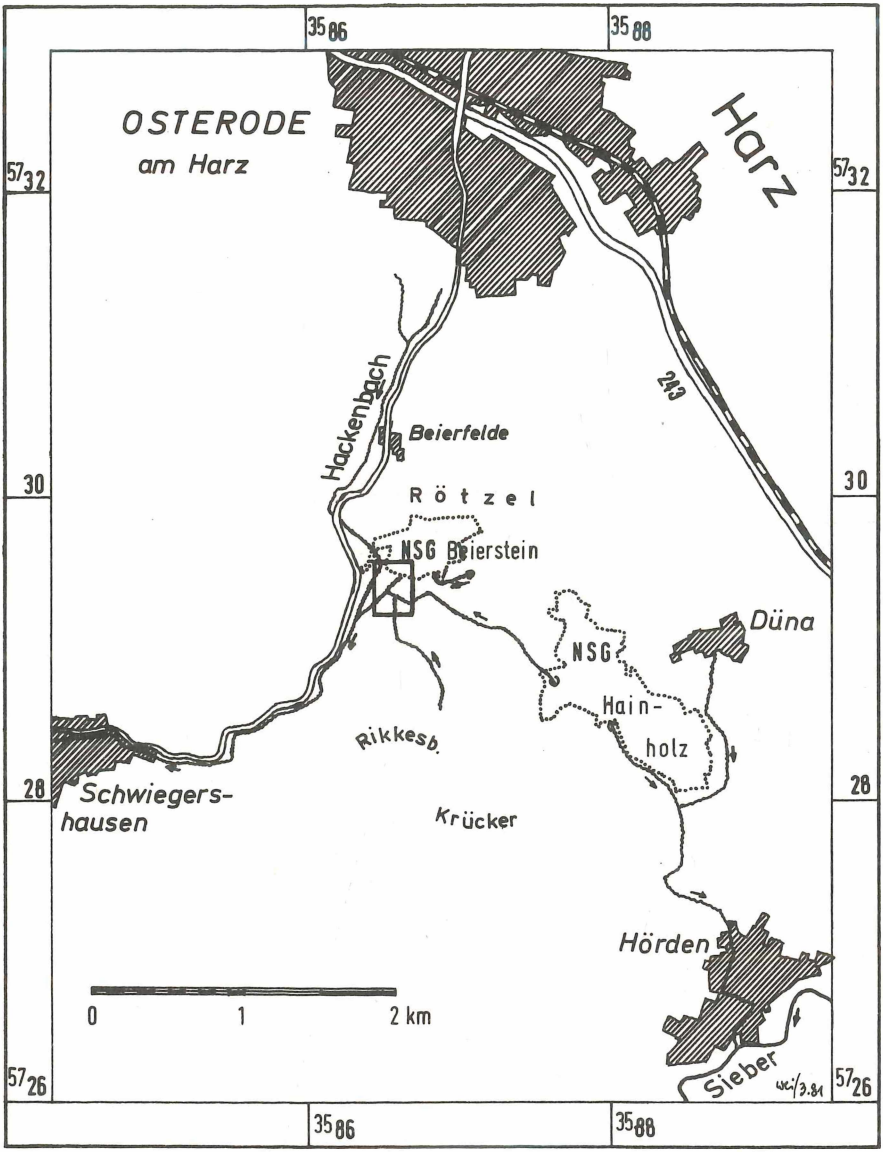


Abb. 1: Lage der Naturschutzgebiete Hainholz und Beierstein. Eingerahmt: Ausschnitt der Abb. 3 und 6

beziehen, sollen im folgenden dargestellt und der Versuch gemacht werden, diese auf die Karstmorphogenese der beiden Naturschutzgebiete zu verallgemeinern.

2. Karstmorphologie im Raum Osterode

Die Schichten des Zechsteins liegen flach auf dem gefalteten und im Oberkarbon bis Rotliegenden eingerumpften Paläozoikum des Harzes. Im Zuge der Heraushebung der Harzscholle sind sie mit gehoben und schräggestellt worden, fallen jetzt flach mit 5^{o} bis 10^{o} nach SW ein (JORDAN 1976 a, HERRMANN 1953) und bilden so einen mehrere Kilometer breiten Ausstrich.

Die Tabelle 1 gibt die zyklische Gliederung des Zechsteins nach RICHTER-BERNBURG (1955 a) wieder, die Mächtigkeitsangaben sind überwiegend JORDAN (1976 a) entnommen. Die drei unteren Zyklen (Werra-, Staßfurt- und Leine-Serie) sind im Untersuchungsgebiet voll ausgebildet, die Aller-Serie ist durch Auslaugung nur noch rudimentär vorhanden. Die von KÄDING (1978) beschriebenen jüngeren Serien (Ohre- und Friesland-Serie, Zechstein 5 und 6) sind im Arbeitsgebiet bisher nicht sicher nachgewiesen, wenn man nicht die von A. HERRMANN (1953, S. 7) ausgeschiedenen "Übergangsschichten", rote feinsandige Tone mit Kalksandsteinlagen unterhalb der Basis des Unteren Buntsandsteins (ebenda, S. 105) hierher stellen will.

Das Gebiet um Osterode, A. HERRMANNs (1952) Landschaftsraum IIa, liegt am Westhang der den Harzrand querenden Eichsfeldschwelle (A. HERRMANN 1953, 1956), eines Teils der Hunsrück-Oberharz-Schwelle (RICHTER-BERNBURG 1955 b), die als zechsteinzeitliche Untiefe laterale fazielle Differenzierungen verursacht. Die Lage am Schwellenhang ist gekennzeichnet durch geringe Salzmächtigkeiten und besonders mächtige Sulfatwälle. Der Werra-Anhydrit erreicht hier Mächtigkeiten bis 250 m gegenüber z.B. nur 10 bis 30 m im Werra-Fulda-Becken (AHLBORN 1955, KÄDING 1978), der Basalanhydrit schwillt auf 30 m Mächtigkeit an. Schon im Raum Düna-Hörden geht seine Mächtigkeit allerdings wieder rasch zurück, und auf dem Top der Schwelle fehlt er ganz (JORDAN 1979). In den höheren Zyklen klingt der Einfluß der Schwelle rasch ab.

Tab. 1: Gliederung des Zechsteins im Raum Osterode

Serie	Symbole		Mächtigkeit	Schichtenfolge
	nach RICHTER-BERNBURG 1955a	nach Symbol-schlüssel Geologie		
Friesland-Serie (z6)			10 m	"Übergangsschichten"[1]) — ? —
Ohre-Serie (z5)				
Aller-Serie (z4)	A4	z4A	?	Pegmatitanhydrit
	T4	z4T	3 - 4 m	Roter Salzton
Leine-Serie (z3)	A3	z3A	- 70 m	Hauptanhydrit
	Ca3	z3D	1 - 5 m	Plattendolomit-Horizont
	T3	z3T	10 - 15 m	Grauer Salzton
Staßfurt-Serie (z2)	A2	z2A	- 30 m	Basalanhydrit
	Ca2	z2SD	40 m	Stinkdolomit
	T2	z2T	1 - 2 m	Braunroter Salzton [2]) —— ? ——
Werra-Serie (z1)	T1r	-		
	A1	z1A	- 250 m	Werra-Anhydrit
	Ca1	z1K	8 - 10 m	Zechsteinkalk
	T1	z1T	0,2 m	Kupferschiefer
		z1C	0 - 0,5 m	Zechsteinkonglomerat

[1]) A. HERRMANN 1953

[2]) zur Stellung des Braunroten Salztons vgl. ROTH 1978

Die Karstmorphologie des Zechsteingürtels südlich Osterode ist von zahlreichen Autoren dargestellt worden. Von den älteren Arbeiten seien hier die von SPETHMANN (1910), PENCK (1924) und HAEFKE (1926) genannt, von den neueren SEEDORF (1955), HERRMANN (1952, 1953, 1956, 1969), PRIESNITZ (1969, 1970) und HOHM (1979). Mit der Höhlenbildung im Gips befassen sich unter anderem BIESE (1931) und KEMPE et al. (1972, 1976).

Die Subrosion von Salz und Gips bestimmt das Landschaftsbild. Die Salze sind bereits vollständig abgelaugt, der Salzspiegel ist mehrere Kilometer südlich der Buntsandsteinstufe im Untergrund des Eichsfeldes zu erwarten (DIETZ 1925, STREIF 1970). Bei regulärer Auslaugung im Sinne von WEBER (1930, 1967), die vom Tagesausbiß her die Schichten auflöst, sobald eine bestimmte Deckgebirgsmächtigkeit unterschritten wird (STEINBRECHER 1959, JORDAN 1979), sinken die Schichten über dem Salzspiegel oder Salzhang (FULDA 1924) weitspannig und flächenhaft ab; bei irregulärer Auslaugung, die entlang Verwerfungen linienhaft oder punktuell in die Tiefe greift, entstehen Einbruchsbecken wie im Eichsfeld - 15 km südlich des Arbeitsgebietes am Beierstein - Lutteranger (STEINBERG 1944), Seeanger (ROHLMANN 1958) und Seeburger See (STREIF 1970).

Im Übertage-Ausstrich des Zechsteins ist die Gipsauslaugung bestimmend. Der Werra-Anhydrit bildet eine weithin sichtbare, beeindruckende Steilstufe mit bis zu 80 m Wandhöhe, die leider nur noch in ganz wenigen Bereichen in ihrem natürlichen Zustand erhalten ist, überall sonst vom Gipsabbau überformt. Eine breite Subrosionssenke trennt diese Stufe vom Harz. Ober-, Mittel- und Niederterrassenschotter erfüllen die Senke mit großer Mächtigkeit (JORDAN 1976 b, VLADI 1976). Zahlreiche Erdfälle zeugen von der aktiven Gipsauslaugung im Untergrund. Die aus dem Harz kommenden Flüsse werden an der Stufe abgelenkt, fließen einen Teil ihrer Laufstrecke parallel zu ihr und halten so durch seitliche Erosion und Korrosion die Gipsstufe ständig steil. Wo keine Flüsse die Gipsstufe begleiten, so an der Wasserscheide nahe Düna, verflacht sie und der Gips wird durch herabbrechenden Dolomitschutt verhüllt.

Unter der Dolomitbedeckung tiefen sich Schlotten bis zu 30 m tief in die Gipsoberfläche ein. Der Stinkdolomit sackt über den sich eintiefenden Schlotten nach und bildet so die flachschüsselförmigen Erdfälle auf dem Stinkdolomitplateau von Osterode (HERRMANN 1953). Der Bergrücken des Rötzel schließt das Stinkdolomitplateau nach Süden ab, ihm folgen die jüngeren Schichtglieder auf engem Raum.

Der Basal-Anhydrit ist aufgrund seiner geringen Mächtigkeit im Raum Düna nicht mehr in der Lage, Vollformen zu bilden. Sein Ausbiß gibt sich durch Erdfallreihen im Grauen Salzton zu erkennen. Der vollständig vergipste Haupt-Anhydrit ist nicht flächenhaft, sondern nur noch in isolierten Vorkommen vorhanden. Die Auflösung dieser Gipsareale durch seitliche Korrosion hält die Gipsausbisse meistens steil und gibt den Vorkommen einen massivartigen Charakter. Der Beierstein, der das gleichnamige NSG bildet, sowie Bollerkopf und Hainholz im NSG Hainholz sind solche Gipsmassive. Ihnen folgt mit Rikkesberg und Krücker die Stufe des Unteren Buntsandsteins. Größere Schuttmassen aus Buntsandstein-Versturzmaterial verhüllen den Hangfuß, die Tone der Aller-Serie sind daher kaum irgendwo aufgeschlossen.

3. Die Karsthohlform Beiersteinsenke

3.1 Topographie

Am Südwestrand des Beiersteins liegt die versumpfte Ebene der Beiersteinsenke. Ihre Oberfläche liegt zwischen 195,0 und 195,2 m NN. Sie erstreckt sich als längliches Oval von etwa 50 m Breite 200 m in südwestliche Richtung, wo ein rechtwinklig abknickender schmalerer Ast sich weitere 150 m nach Südosten bis zum Fahrweg nach Düna hinzieht (vgl. hierzu die Abb. 3). Diese Form der Senke zeichnet die Hauptkluftrichtungen des Harzvorlandes, die rheinische und die hercynische Richtung, deutlich nach, durch die auch das Gewässernetz auf dem Stinkdolomitplateau bestimmt wird (HERRMANN 1952, JORDAN 1976 a).

Der Nordostrand der Senke wird durch eine 25 m hohe Gipssteilwand gebildet, mit der der Beierstein jäh aus der Senke emporragt; der Nordwestrand durch eine etwas niedrigere Wand, die von einem spornartigen Massivvor-

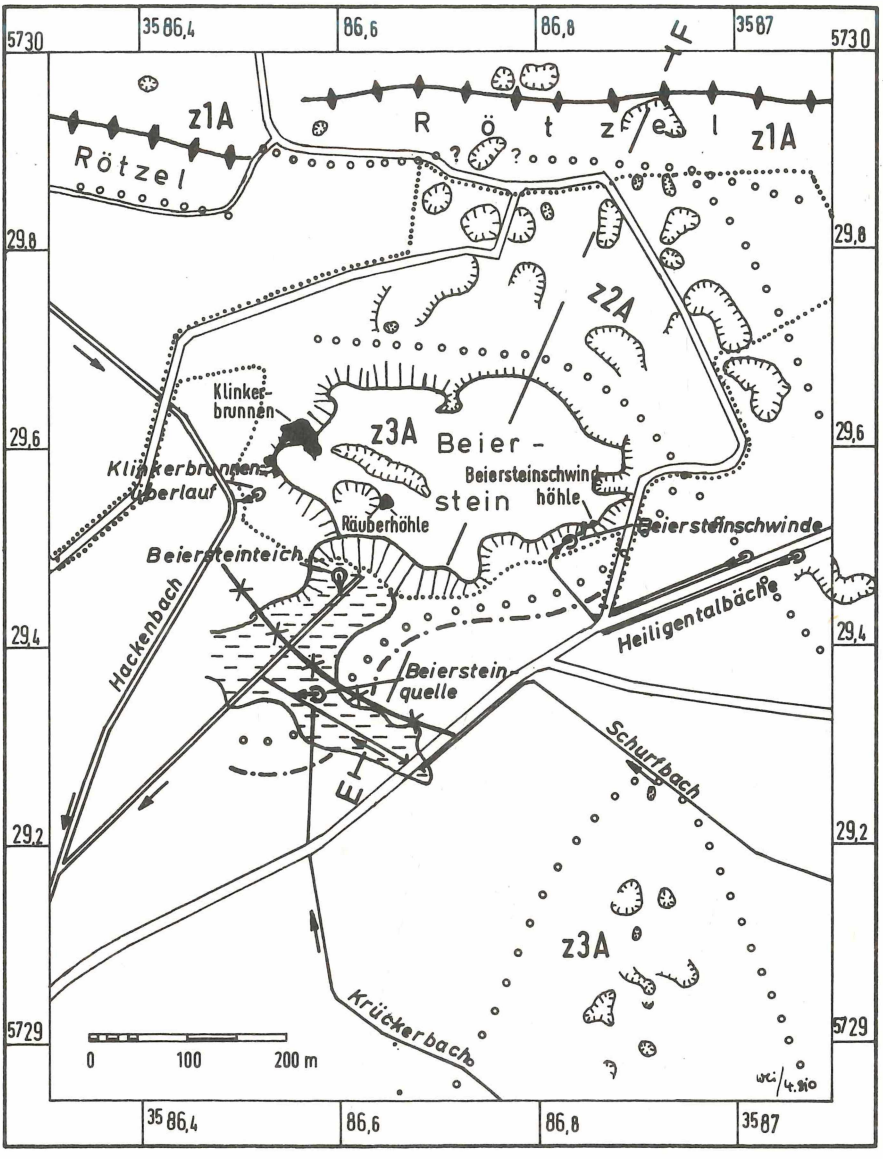
sprung gebildet wird. Diesem Sporn gegenüber liegt am Südostrand der Senke, vom Massiv isoliert inmitten der Wiesen eine kleinere Gipsaufragung (vgl. hierzu die Abb. 8 b). In den übrigen Bereichen grenzt die Senke gegen das Wiesenland, von dem sie durch einen deutlichen Fußknick abgesetzt ist und das stets einige Dezimeter höher liegt. Nur im Osten ist keine deutliche Begrenzung vorhanden, die Senke öffnet sich hier zum Hackenbachtal.

In einer Entfernung von etwa 10 bis 20 m begleiten einige flache Erhebungen den Rand der Senke ebenso wie den südöstlichen Massivrand des Beiersteins.

3.2 Hydrographie

Die allgemeine Entwässerung der Umgebung ist auf die Senke ausgerichtet, die ehemaligen Bachrinnen der jetzt in Gräben gefaßten Gewässer sind stellenweise noch deutlich in den Wiesen zu verfolgen. Der von Südosten kommende Schurfbach führt Karstwässer aus dem Hainholz, der Krückerbach vorwiegend Buntsandsteinwässer vom Krückergebiet der Senke zu (zur Lage der Bäche s. Abb. 2, zur Hydrochemie BRANDT et al. 1976). Aus dem Heiligental kommen zwei Gräben, die in die Beierstein-Schwinde münden. Ihr jetziger Lauf ist anthropogen überformt, doch zeigt bereits die Kurhannoversche Landesaufnahme von 1785, Blatt 151 Katlenburg, die Hinwendung des Baches zum Massiv im Bereich der jetzigen Schwinde. Von einer Projektgruppe an der TU Hannover, die unter der Leitung von Dipl.-Ing. E. BIERHALS, Institut für Landschaftspflege und Naturschutz, die historische Entwicklung der Landschaft im Hainholz/Beierstein-Gebiet anhand archivalischer Unterlagen untersucht, sind nähere Einzelheiten zur anthropogenen Umgestaltung des Gewässernetzes zu erwarten.

In der Senke befindet sich die im allgemeinen kräftig schüttende Beiersteinquelle, die ihr Wasser in den Schurfbach ergießt. Nach KEMPE (in KEMPE et al. 1978, S. 9) handelt es sich um eine sulfatführende Karbonatquelle aus dem tieferen Grundwasser mit dem entsprechend hohen CO_2-Partialdruck. Am Nordrand der Senke befindet sich der Beiersteinteich, eine kleine Wasserfläche, die von Bewuchs freibleibt, obwohl ihr Boden kaum tiefer als



NSG - Grenze
Beiersteinsenke
Quelle, Schwinde
Höhle
Sattelachse
Muldenachse
ehemaliger Massivrand (etwa Wende Eem / Weichsel)
z2A Erdfallgebiete (mit Angabe des ausgelaugten Horizontes)

Abb. 2: Übersichtskarte der Beierstein-Umgebung.
E-F: Profillinie der Abb. 5

die übrige Senke liegt (ca. 194,8 m NN). BRANDT et al. vermuten hier den Überlauf des Klinkerbrunnens bei niedrigem Wasserstand. Ein höherer Überlauf (195,8 m NN), der nur sehr sporadisch fließt, liegt außerhalb der Senke am westlichen Massivrand. Eine Wasserbewegung im Beiersteinteich ist nicht sichtbar, doch beweist die Tatsache, daß selbst bei langem, scharfem Frost der Teich nahezu eisfrei blieb, das Vorhandensein einer Quelle.

Der Wasserstand in der Senke schwankt zwischen 1,0 m unter und 0,3 m über Gelände. Er unterliegt dabei vor allem einem jahreszeitlichen Rhythmus dergestalt, daß die Senke im Frühjahr nach der Schneeschmelze im allgemeinen 10 bis 20 cm hoch überflutet ist und danach allmählich abtrocknet. Im August 1978 war der Grundwasserspiegel auf ca. 194,3 m NN gefallen. Ein einziger nächtlicher Gewitterregen von großer Ergiebigkeit ließ ihn dann auf 195,2 m ansteigen, so daß eine am Vortage auf trockenem Grund begonnene Bohrung jetzt fast 20 cm hoch überflutet war. Trotz der sehr bindigen Bodenbeschaffenheit handelt es sich um einen echten Grundwasserspiegel, der von oberflächlichem Stauwasser unabhängig ist, sich im Bohrloch nach dem Ziehen des Gestänges relativ rasch einpegelt und dort gemessen werden kann.

Durch den Ausbau der Gräben im Jahre 1979 ist die Senke weitgehend entwässert worden.

3.3 Vegetation

Die Angaben in diesem Abschnitt gehen zurück auf eine Geländebegehung mit dem Ehepaar LEITZKE, Herzberg. Beide sind Mitarbeiter an HAEUPLERs Atlas zur Flora von Südniedersachsen (1976). Für ihre Einführung in die Botanik des Gebietes und die Bestimmungen sei ihnen an dieser Stelle herzlich gedankt. In den vegetationskundlichen Angaben folge ich ELLENBERG (1978). -

Abgesehen von einem kleinen geschlossenen Bestand an Schilfrohr, Phragmites communis, vor dem Massivsporn und einem noch kleineren von Phalaris arundinacea, Rohr-Glanzgras, am Westrand der Senke besteht die Vegetation der Senke aus Großseggenriedern (Magnocarion). Carex riparia und Carex

gracilis bilden jeweils voneinander getrennte, geschlossene Bestände, dazwischen stehen vereinzelt große Horste von Carex paniculata. Die Seggenbestände sind unregelmäßig durchwachsen mit übermannshohem Rumex aquaticus, Wasserampfer, und - seltener - von Angelica sylvestris, Waldengelwurz. Die dunkelrotbraunen Fruchtstände des Wasserampfers bestimmen den Anblick der Senke aus größerer Entfernung; sie hebt sich als dunkelrötlicher Fleck von dem Grün der umgebenden Wiesen deutlich ab.

Tabelle 2: Übersicht zur Vegetation der Beiersteinsenke (Stand 1978)

1. Großseggenrieder		
Carex gracilis	Scharfkantige Segge	flächendeckend vor allem im Nord- und Südteil der Senke
Carex riparia	Ufersegge	fl.deckend vor allem im Zentralteil, im Südteil an den Rändern
Carex paniculata	Rispensegge	vereinzelte Bulte,verstreut
Rumex aquaticus	Wasserampfer	gruppenweise zwischen den Seggen, häufig
Angelica sylvestris	Waldengelwurz	wie vor, randnäher, seltener
Lysimachia vulgaris	Gemeiner Gilbweiderich	wie vor, selten
2. Röhrichte und andere Sumpfgesellschaften		
Phragmites communis	Schilfrohr	ein geschlossener Bestand vor dem Massivsporn
Phalaris arundinacea	Rohr-Glanzgras	ein Bestand am Westrand der Senke
Sparganium erectum	Ästiger Igelkolben	vor 1978 gemeldet, ab 1978 n. beob.
3. Bachufer-Vegetation		
Berula erecta	Aufrechte Berle	im Krückerbach
Rumex hydrolapathum	Flußampfer	am Schurfbach, außerhalb der Senke
Populus nigra	Schwarzpappel	angepflanzt, am Schurfbach nahe der Beiersteinquelle
Salix cinerea	Grauweide	ein großes Gebüsch über der Einmündung d.Schurfb. in den Graben

4. Randbereiche der Senke

4.1 Ödland

Betonica officinalis	Gemeine Betonie	
Cirsium oleraceum	Kohlkratzdistel	
Cirsium palustre	Sumpfkratzdistel	
Cirsium vulgare	Gemeine Kratzdistel	nahe einer Schuttablagerung (ältere wilde Deponie)
Epilobium hirsutum	Zottiges Weidenröschen	
Galium palustre	Sumpflabkraut	
Mentha aquatica	Wasserminze	
Scirpus sylvaticus	Waldsimse	

4.2 Kulturland (Mähweide)

Equisetum palustre	Sumpfschachtelhalm
Juncus articulatus	Glanzfrüchtige Binse
Juncus effusus	Flatterbinse
Juncus inflexus	Graugrüne Binse
Ranunculus repens	Kriechender Hahnenfuß

5. Feldgehölz auf dem Gipsbuckel

Acer campestre	Feldahorn
Cornus sanguinea	Roter Hartriegel
Corylus avellana	Hasel
Crataegus sp.	Weißdorn
Prunus spinosa	Schlehe
Quercus robur	Stieleiche
Rosa canina	Hundsrose
Rubus sp.	Brombeere
Salix caprea	Salweide
Sambucus nigra	Schwarzer Holunder

Randbereiche der Senke, die durch Mahd in das Weideland einbezogen worden sind, zeichnen sich gegenüber den höhergelegenen Teilen der Wiesen dadurch aus, daß sie durchsetzt sind mit Sumpfschachtelhalm, Equisetum palustre, und den Binsenarten Juncus effusus, J. inflexus und J. articulatus.

Am Rand des Schurfbaches befindet sich in der Senke eine Anpflanzung von Schwarzpappeln, die Einmündung des Schurfbaches in den zentralen Entwässerungsgraben wird von einem großen, halbkugelförmigen Weidengebüsch (Salix cinerea) überspannt. Der Gipsbuckel am Südostrand der Senke trägt ein kleines artenreiches Feldgehölz (Prunetalia spinosae).

Eine Übersicht über die bestimmten Arten und Angaben zum Vorkommen gibt Tabelle 2. Sie führt die wichtigsten Arten auf, soll einen Vergleich mit den pollenanalytischen Befunden ermöglichen und erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Die Vegetation der umliegenden Wiesen ist nicht erfaßt, für die des eigentlichen Gipsmassives vergleiche man die ausführliche Darstellung bei SCHÖNFELDER (1978).

4. Geologische Untersuchungen

4.1 Methodik

Der größte Teil der Feldarbeit bestand aus Nutsondierungen. Die Nutsonde - eine spezielle Ausführung ist unter dem Namen "Peilstange" wohl bekannter - ist ein Eisenstab von 22 bis 28 mm Außendurchmesser, in den ein u-förmiger Schlitz von 1 oder 2 m Länge (Nut) eingefräst ist. Das untere Ende der Sonde (Einlauf) kann offen oder geschlossen sein, am oberen Ende befindet sich ein schräger Auslauf. Die Nutsonde wird entweder mit einem Plastik- oder mit einem motorgetriebenen Hammer in den Boden geschlagen, wobei sie sich mit den anstehenden Bodenschichten füllt. Durch das Aufschrauben von jeweils 1 m langen Verlängerungsstangen wird der erreichbare Teufenbereich vergrößert. Nach Erreichen der gewünschten Tiefe wird die in der Nut befindliche Sedimentsäule durch Drehen abgeschert und durch Ziehen des Gestänges an die Erdoberfläche befördert.

Die mit zunehmender Bohrtiefe rasch anwachsende Mantelreibung am Gestänge begrenzt die maximal erreichbare Endteufe, vor allem durch die beim Ziehen des Gestänges mittels Hebegerät maximal mögliche Hubkraft von etwa 3 bis 4 t. Im Quartär Norddeutschlands werden im allgemeinen Bohrtiefen von über 10 m selten erreicht.

Eine ausführliche Darstellung der Methode gibt ALBRECHT (1969). Bei Einhaltung der von ihm angegebenen Verfahren (z.B. Verwendung von Sonden mit offenem Einlauf), günstigen Lagerungsverhältnissen (keine Wechsellagerung bindiger und rolliger Schichten bzw. von Schichten sehr unterschiedlicher Konsistenz), sorgfältiger Arbeitsweise und Vertrautheit mit der Methode kann ein hoher Grad von Genauigkeit erreicht werden (vgl. auch VLADI 1976), teilweise ist z.B. sogar noch eine Feinschichtung der Mudden in der Nut erhalten geblieben.

Vorteile der Methode sind ihr geringer apparativer Aufwand, der sie billig und leicht einsetzbar macht, ihre Anwendbarkeit auch in schwierigem Gelände, z.B. der überfluteten Senke mit sehr weichem Boden, und der geringe Personalbedarf. - Der Verfasser hat fast alle Bohrungen allein durchgeführt; optimal ist ein aus zwei Personen bestehender Bohrtrupp.

Die Ansprache der erbohrten Profile erfolgt im Gelände, danach wird die Nut entleert. Vollständige Kerne wie beispielsweise mit einem Stechrohrbohrgerät (MERKT & STREIF 1970) können nicht gewonnen werden, und die Größe der gewinnbaren Proben ist durch die geringe lichte Weite der Nut begrenzt.

Während die Nutsondierungen höchstens bis zur Zechstein-Oberkante abgeteuft werden konnten, haben zwei Drillbohrungen mit dem Gerät des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung den Grauen Salzton vollständig durchsunken. Herrn Dr. H. JORDAN, NLfB, gilt mein besonderer Dank für die Durchführung dieser Bohrungen und für die Diskussionen im Gelände. Das Drillbohrgerät besteht aus einer motorgetriebenen eisernen Schnecke, durch deren Drehung das Bohrgut gefördert wird. Es wird dabei etwas durchmischt; bindige Sedimente werden stark verwürgt und zerknetet. Die Ansprache wird dadurch etwas gröber, andererseits können größere Tiefen sehr rasch erreicht werden.

Die tieferen Sondierungen in der Senke wurden ergänzt durch eine Anzahl von Flachsondierungen im Umfeld, durch Oberflächenkartierung und gefügekundliche Messungen an Rötzel und Beierstein. Drei der Bohrungen wurden pollenanalytisch bearbeitet.

4.2 Bohrergebnisse

Die quartären Lockersedimente konnten im allgemeinen durchteuft und von den liegenden Sedimenten des Zechsteins noch Proben gewonnen werden. Selbst vom vergipsten Haupt-Anhydrit konnten zumeist 10 bis 20 cm lange Kerne gezogen werden. Durch seinen hohen Karbonatgehalt und seine Fleckigkeit ist der Haupt-Anhydrit von den älteren Gipsen leicht zu unterscheiden.

Die Zechsteinschichten werden von quartären Lockersedimenten überlagert. Außerhalb der Senke wurde über Grauem Salzton auf ebenem Wiesengelände eine 5 bis 7 m mächtige weichselzeitliche Fließerde erbohrt; unter einem der unter 3.1 erwähnten flachen Hügel am Senkenrand (Höhe 197,7 m NN) betrug die Mächtigkeit über 19 m. Die Fließerde wird vor allem von Grauem Salzton und Buntsandstein aufgebaut, untergeordnet von Plattendolomit- und Gipsresten.

Geringe Reste einer ähnlich zusammengesetzten Fließerde liegen auf den Höhen des Beiersteins. Da sie vor der subrosiven und erosiven Herauspräparierung des Massivs dorthin gelangt sein müssen, sind sie ins ältere Pleistozän zu stellen.

Am Südrand der Senke etwa am Fahrweg nach Düna beginnt die Lößverbreitung. Der Löß ist einige Meter tief entkalkt und erreicht Mächtigkeiten von über 5 m. Er wird von einer Fließerde unterlagert, deren Gehalt an Buntsandsteinresten zur Buntsandsteinstufe hin zunimmt. In einem wenige Dezimeter mächtigen Übergangsbereich sind Löß und Fließerde solifluidal miteinander verzahnt.

Die Mächtigkeit der limnischen Sedimente zeigt Abb. 3. Die limnische Sedimentfüllung der Senke besteht überwiegend aus tonigen Schluffen bis schluffigen Tonen mit wechselndem Gehalt an Pflanzenhäcksel, Schnecken-

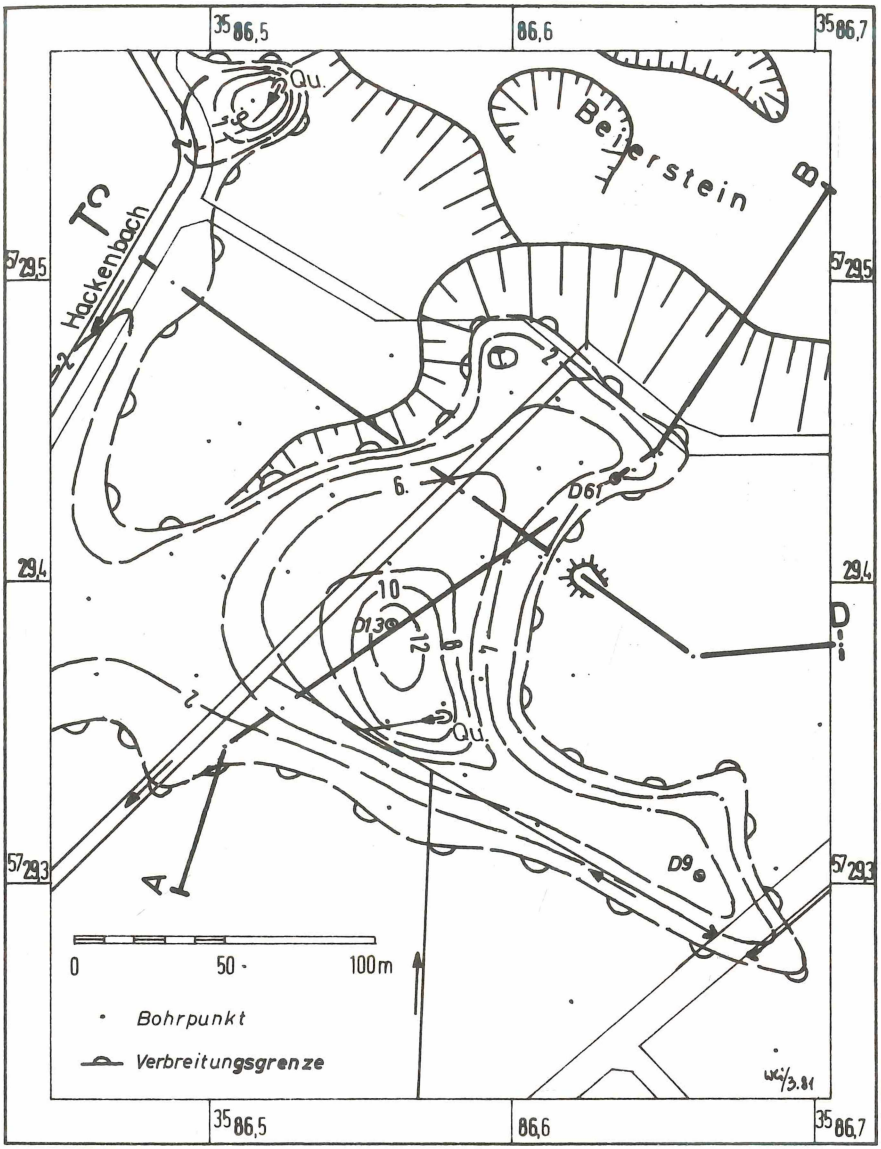


Abb. 3: Mächtigkeit der limnischen Sedimente in der Beiersteinsenke und ihrer Umgebung. Die pollenanalytisch bearbeiteten Bohrungen sind eingekreist und beziffert. A – B, C – D: Profillinien der Abb. 8

schalen und feinverteilter organischer Substanz. Die Übergänge zu Schluffmudden und schluffigen Mudden sind fließend (Nomenklatur nach MERKT et al. 1971). Bei den anorganischen Anteilen handelt es sich neben Abschlämm-Massen aus der unmittelbaren Umgebung der Senke - womit auch das Fehlen von Löß im Randbereich erklärt ist - um den Schweb der in die Senke mündenden Bäche. Im tieferen Zentralteil der Senke schalten sich in diese im einzelnen sehr variable Sedimentfolge rein organogene Bildungen ein. Besonders charakteristisch ist eine kalkhaltige, hellolivfarbene Feindetritusmudde mit zahlreichen Schneckenschalen. In der Umgebung der Beiersteinquelle (vgl. 3.2) wurden mehrere Meter sehr reiner, fast weißer schneckenschalenreicher Seekreide erbohrt, die randlich in hellgraue Seemergel übergeht. Die oben genannte kalkreiche Mudde dürfte ihr fazielles Äquivalent darstellen. Dieser Bohrbefund deckt sich gut mit den hydrochemischen Ergebnissen von KEMPE (vgl. S. 75 dieses Aufsatzes).

Unter den limnischen Sedimenten folgen graugelbe, kalkige Schluffe bis Kalksande mit hohem Anteil an Kalkgrus (vgl. hierzu auch die Profile, Abb. 8 a und 8 b). Hierbei handelt es sich um Residualbildungen des sehr kalkreichen Haupt-Anhydrits.

In diese Gipsresidualia eingeschaltet sind stellenweise wenige Meter mächtige graubraune, tonige Schluffe mit dünnen Calcithäutchen. Besonders deutlich wurden diese Schichten von den beiden Drillbohrungen angetroffen, die dünne Calcitlagen in etwa mm-Abstand voneinander zeigten. Von dieser "Kalkstreifenmudde" wurden drei Proben sorgfältig geschält und für die Pollenanalyse aufbereitet.

Unter den Gipsresidualia konnten dann in 10 m bis max. 21 m Tiefe die Zechsteinschichten erbohrt werden.

5. Palynologische Untersuchungen

5.1 Vorbemerkungen

Um die Senkenfüllungen zu datieren, wurden zwei Bohrungen pollenanalytisch bearbeitet, außerdem wurde die oben genannte Kalkstreifenmudde untersucht. Die eine der beiden untersuchten Bohrungen steht im vorderen Teil der Senke. Ihr Profil ist aufgrund von zu großem Probenabstand, einem Hiatus im oberen Profilabschnitt und schlechter Pollenerhaltung mit vermutlich selektiver Zersetzung nur im Vergleich mit dem vollständigeren Profil der anderen Bohrung auszuwerten, das hier deshalb als einziges dargestellt werden soll. Diese Bohrung wurde an der Stelle der größten Sedimentmächtigkeit im Zentrum der Senke abgeteuft. Die Lage der Bohrungen ist auf Abb. 3 gekennzeichnet.

Die Bohrung D 13 zeigte folgendes Profil:

Bohransatzpunkt 0,0 m = 195,1 m NN

0,0 - 0,25 m Wurzelbult
- 1,90 m humoser Schluff, viele Pflanzenhäcksel, Muddeschmitzen; kalkhaltig, grau (ab 1,40 m stark gestört)
- 2,45 m stark toniger Schluff; kalkfrei, rotbraun und grau
- 3,00 m Feindetritusmudde, einzelne gröbere Pflanzenreste; kalkfrei, dunkelbraun
- 3,50 m stark toniger Schluff, schwach feinsandig, etwas Pflanzenhäcksel; kalkfrei, grau, lagenweise rötlichgrau
- 4,00 m Schluff bis Ton, stark humos (Schluffmudde), Torfbröckchen; kalkfrei, dunkelbraun
- 4,10 m Torf; kalkfrei, dunkelbraun
- 4,50 m toniger, humoser Schluff (Schluffmudde), Pflanzenhäcksel; kalkfrei, olivgrau
- 4,75 m Mitteldetritusmudde, Schneckenschalen; kalkhaltig, olivbraun
- 4,85 m Grobdetritusmudde, schluffig; kalkfrei, dunkelbraun
- 5,00 m toniger Schluff; kalkfrei, hellgrau
- 5,40 m Grob- bis Mitteldetritusmudde, schluffig, lagenweise Schluffmudde; kalkfrei, dunkelbraun
- 5,55 m Mitteldetritusmudde, Schneckenschalen; kalkhaltig, olivbraun
- 5,60 m Grobdetritusmudde, schluffig; kalkfrei, dunkelbraungrau
- 5,90 m Schluffmudde, Pflanzenhäcksel; kalkfrei, dunkelbraun
- 6,10 m Grobdetritusmudde, schluffig; kalkfrei, dunkelbraungrau
- 6,60 m stark toniger Schluff, Muddebröckchen; kalkfrei, grau
- 6,80 m Grobdetritusmudde, schluffig; kalkfrei, dunkelbraungrau
- 7,90 m stark toniger Schluff; kalkfrei, grau
- 8,35 m Feindetritusmudde, Schneckenschalen; kalkhaltig, helloliv
- 8,45 m schluffiger Ton; kalkfrei, hellgrau
- 8,70 m Schluffmudde, Pflanzenhäcksel; kalkfrei, dunkelgrau
- 9,10 m stark toniger Schluff, Muddebröckchen; kalkfrei, grau
- 9,45 m Feindetritusmudde, Schneckenschalen; kalkhaltig, helloliv

- 9,55 m Grobdetritusmudde, schluffig; kalkfrei, dunkelbraungrau
- 9,65 m schluffiger Ton; kalkfrei, hellgrau
- 11,00 m toniger, humoser, schwach feinsandiger Schluff, Pflanzenhäcksel, wenige Kalkbröckchen; Matrix kalkfrei, braungrau
- 13,00 m toniger, schwach feinsandiger Schluff, reichlich Gips- und Kalksteingrus und -brocken, sehr wenige Pflanzenhäcksel; kalkhaltig, grau, Gesteinsbrocken bräunlichgelb
- 14,30 m Kernverlust
- 14,60 m Nachfall
- 15,00 m schluffiger, stark sandiger Ton, große Gips- und Kalksteinbrocken; kalkhaltig, rötlichbraun
- 16,00 m schluffiger, sandiger Ton, große Gipssteinbrocken; kalkhaltig, rötlichbraun
- 17,00 m Kernverlust, Endteufe

Die Proben wurden bei der Entnahme aus der Nut sorgfältig geschält, in Plastikbeutel möglichst eng (luftarm) eingewickelt und im Kühlschrank aufbewahrt. Die Aufbereitung erfolgte mittels (HCl) - KOH - HF - Acetolyse, die Pollenpräparate wurden in Glycerin aufgenommen und aufbewahrt. Ausgezählt wurden die Proben im Palynologischen Labor des Instituts für Ur- und Frühgeschichte der Universität Kiel. Mein herzlicher Dank gilt dessen Leiter, Herrn Dr. Fritz-Rudolf AVERDIECK, der mich in die Palynologie einführte, für die großzügig gewährte Hilfe und Arbeitsmöglichkeit, und seiner Assistentin, Frau Marianne NEVE, die mir bei der Bestimmung schwieriger oder schlecht erhaltener Pollen stets behilflich war.

Es ist an sich unüblich, Pollenanalysen an Proben durchzuführen, die mittels Nutsondierungen gewonnen wurden. Die Verunreinigungsgefahr ist groß. Es war jedoch das Ziel der Arbeit, den geologischen Bau des Arbeitsgebietes zu erkunden, und die palynologische Datierung war nur ein Hilfsmittel dazu. Vegetationsgeschichtliche Aussagen wurden nicht angestrebt. Von daher wurde die Gefahr der Unsauberkeit von Proben in Kauf genommen, zumal die sehr zähen Tone und Schluffe mit anderen Bohrgeräten kaum so leicht zu durchteufen gewesen wären. Die Ergebnisse der Pollenanalyse haben das Wagnis gerechtfertigt.

Die Pollenerhaltung ist auch in den schluffig-tonigen Proben meist mäßig; viele der Präparate sind recht pollenarm bei sehr hohen Nichtbaumpollenanteilen. Einige starke Kurvenschwankungen mögen zum Teil auf die etwas niedrige Auszählrate zurückzuführen sein (200 Baumpollen wurden nicht immer erreicht), zum Teil auf die Kleinheit des Einzugsgebietes, die unter Umständen einzelne Lokalkomponenten stark durchschlagen läßt. Die allgemeine Vegetationsentwicklung spiegelt sich im Diagramm so deutlich wider, daß

die Datierung problemlos möglich war. Alle Werte wurden auf die Baumpollensumme ohne Alnus bezogen, da die Erle zur Lokalvegetation gehört und bei hohen Anteilen sehr starken Schwankungen unterliegt.

5.2 Datierung der Bohrung D13

Gut untersuchte Vergleichsprofile stehen einerseits aus dem Eichsfeld, vor allem mit der Arbeit von STEINBERG (1944, Lutteranger), daneben denen von ROHLMANN (1958, Seeanger) und STREIF (1970, Seeburger See), andererseits aus dem Oberharz zur Verfügung: WILLUTZKI 1962 (Auf dem Acker, Sonnenberger Moor und Schalke) und FIRBAS, LOSERT & BROIHAN 1939 (Brocken und Achtermann). Profile vom südwestlichen Harzrand fehlen mit Ausnahme der älteren Arbeit von WITT 1930 (Silberhohl bei Seesen und Pfingstanger bei Harriehausen). Eine Zusammenstellung und Auswertung der gesamten pollenanalytischen und vegetationsgeschichtlichen Literatur für den südniedersächsischen Raum gibt WILLERDING 1971.

Das Untersuchungsgebiet nimmt nicht nur räumlich eine Mittelstellung zwischen Harz und Eichsfeld ein: Von Höhenlage und Relief sowie vom Bodenaufbau her ähnelt es sehr dem Eichsfeld; die größere Harznähe läßt andererseits einen stärkeren Einfluß der Vegetation dieses Gebirges erwarten.

A b s c h n i t t VIII a

Das Pollendiagramm ist in der Abbildung 4 wiedergegeben. Die unterste datierbare Probe stammt aus 12,9 m Tiefe, die Proben darunter enthielten nur noch wenige, korrodierte Bruchstücke. Dominierend sind in der Basisprobe - wie auch in den folgenden Spektren noch längere Zeit - die Komponenten des Eichenmischwaldes (EMW) mit Quercus (im Mittel 30 %), Tilia (um 25 %), Fraxinus und Acer, während Ulmus nur Werte um 4 % aufweist.

Damit gehört der untere Profilabschnitt bereits in die Zeit nach dem markanten Ulmenabfall und damit ins Subboreal, Zone VIII a nach FIRBAS 1949, Zone VII nach der Lokalgliederung von STEINBERG. (Über die Angleichung der STEINBERGschen Zonen an die allgemeine mitteleuropäische Gliederung von FIRBAS vergleiche WILLUTZKI 1962, S. 21.) Die Zone VIII a umfaßt nach WILLUTZKI den Zeitraum von 3000 v.Chr. bis 1600 v.Chr.

In diesen Abschnitt fallen die drei Haselgipfel C IV, C III und C IIIa nach OVERBECK & SCHNEIDER 1938, die sich sowohl bei STEINBERG (1944, Abb. 3) wie bei WILLUTZKI (1962, z.B. Tafel II, dort allerdings nicht beziffert) in jeweils gleicher Diagrammlage finden. Setzt man den jüngsten Haselgipfel im vorliegenden Diagramm gleich C IV und den mittleren gleich C III, so dürften die hohen Coryluswerte in der tiefsten Probe entweder dem (durch rasche Sedimentation auseinandergezogenen) C IIIa oder dem beginnenden Abfall von diesem Gipfel entsprechen. Da dieser Gipfel schon kurz oberhalb der Basis von Abschnitt VIII a erreicht wird, dürfte dieser Abschnitt vom vorliegenden Diagramm fast vollständig erfaßt und die älteste Probe höchstens unwesentlich jünger als 3000 v.Chr. sein.

Die geschlossene Buchenkurve beginnt im Oberharz oberhalb der Basis von VIII a und wurde dort von WILLUTZKI auf 2700 v.Chr. datiert. Im vorliegenden Profil ist die Buchenkurve von Anfang an geschlossen. Das Datum 2700 fällt nach dem Diagramm bei WILLUTZKI in das Minimum zwischen den Haselgipfeln C IIIa und C III und dürfte daher in der Bohrung D13 etwa bei 11,2 m anzusetzen sein.

Die Kurve von Fraxinus steigt im Laufe des Abschnitts langsam an, die Esche erreicht mit 20,2 % ihr Maximum gegen Ende des Abschnitts (Mittelwerte um 10 %). Regelmäßig vorhanden mit fast geschlossener Kurve ist Acer mit Werten von 3 bis 4 %. Carpinus findet sich vereinzelt, gegen Ende des Abschnitts setzt die geschlossene Kurve ein. Die Getreide-Kurve (Getreide-Typ nach der Definition von BEUG 1961) setzt in der Mitte des Abschnittes ein und schließt sich rasch. Gleichzeitig setzen auch die Siedlungsanzeiger, vor allem Rumex acetosa-Typ (Rumex hydrolapathum-Typ wurde gesondert erfaßt), Polygonum, Chenopodiaceen, Plantago major/media-Typ und Trifolium ein. Plantago lanceolata und Cruciferen, die schon vorher vorhanden waren, erreichen höhere Werte.

Grenze gegen VIII b: Beginn des Fagus-Anstiegs und Abfall vom jüngsten Corylus-Gipfel C IV

A b s c h n i t t VIII b

Dieser Abschnitt beginnt im Diagramm in 6,4 m Tiefe mit dem Anstieg der Buchenkurve, der nach WILLUTZKI um 1600 v.Chr. liegt. Eine kleine Vorschwankung der Buchenkurve liegt noch unterhalb von C IV und dürfte daher nur lokal bedingt sein. Die Buche steigt im Laufe des Abschnitts stetig bis auf etwa 25 % an, während Carpinus noch bei niedrigen Werten verbleibt. Der EMW geht zurück, besonders deutlich ist der Abfall von Fraxinus und Tilia, geringer der von Quercus, die jetzt im EMW beherrschend wird.

Betula und Pinus werden etwas häufiger, und die Getreidekurve steigt langsam zu etwas höheren Werten. Die während des ganzen Abschnittes geschlossene Kurve der sonst seltenen Calluna dürfte auf erhöhten Fernflug aus dem Oberharz zurückzuführen sein, wo in VIII b ein deutlicher Calluna-Gipfel vorliegt. Die Corylus-Kurve fällt weiter ab und liegt am Ende des Abschnitts bei 10 %.

Grenze gegen IX a: Erreichen der Fagus-Höchstwerte

A b s c h n i t t IX a

Dieser Abschnitt beginnt nach WILLUTZKI um 700 v.Chr. mit dem Erreichen der Fagus-Höchstwerte. Seine Untergrenze wurde bei 4,8 m angesetzt, ist aber im Diagramm etwas undeutlich, da die weiteren Kriterien WILLUTZKIs nicht angewendet werden können: Ein Knick in der Corylus-Kurve (erneuter starker Rückgang auf Werte um 5 %) ist nicht ausgebildet, sondern die Hasel pendelt um 15 %. In den Eichsfeld-Diagrammen (STEINBERG) liegt dieser Knick auch erst an der Wende IX a/b. Der Anstieg zu etwas höheren Carpinus-Werten, der im Oberharz am Beginn von IX a erfolgt, fällt im Eichsfeld erst in die zweite Hälfte des Abschnitts.

Im Abschnitt IX a setzt sich der Rückgang des EMW, vor allem von Quercus und Tilia, fort. Der einzelne Tilia-Gipfel bei 4,4 m dürfte eine lokale Besonderheit darstellen.

Grenze gegen IX b: Beginn des Steilanstiegs zum Carpinus-Gipfel

A b s c h n i t t IX b

Bei gleichzeitig hohen Buchenwerten (um 30 %) ist dieser Abschnitt gekennzeichnet durch den Anstieg zu den Carpinus-Höchstwerten (Maximum 23 %). Er beginnt bei 4,0 m, etwa um Chr. Geburt. In den Eichsfeld-Diagrammen zeichnet sich dieser Abschnitt durch den starken Rückgang der Nichtbaumpollen und vor allem des Getreides, d.h. durch eine deutliche Siedlungslücke aus (ROHLMANN, STEINBERG). Diese Erscheinung ist im vorliegenden Diagramm nicht in gleicher Schärfe ausgeprägt: Ein signifikanter Rückgang der NBP-Summe liegt nicht vor, und die Getreidewerte gehen zwar deutlich zurück, aber ihre Kurve bleibt noch geschlossen. Der Rückgang der Siedlungsanzeiger ist etwas signifikanter.

Nach dem Befund der Pollenanalyse muß man im Raum Osterode/Düna demnach zwar mit einer wenn auch spärlicheren, so aber dennoch mehr oder weniger durchgängigen Besiedlung auch nach Christi Geburt (Römische Kaiserzeit) rechnen. Dieser Befund ist mit den archäologischen Befunden in Einklang zu bringen: Zwar bricht beispielsweise die Besiedlung auf der Pipinsburg (oberhalb von Osterode auf der Gipskante gelegen) an der Wende mittlere/späte Latênezeit ab (also noch vor Christi Geburt), und auch die Funde in der Kleinen Jettenhöhle, Hainholz, sind nicht jünger (SCHLÜTER 1975). Inzwischen ist jedoch durch Funde nachgewiesen worden, daß die Pipinsburg auch später noch aufgesucht wurde und als Zufluchtplatz diente. Diese Funde stammen aus der Zeit um 400 n.Chr. und aus dem 7. Jahrhundert. Im 8./9. Jahrhundert wurden die Wallanlagen der Burg dann erneuert (SCHULZE 1978, dort die Originalarbeiten hierzu). Bei den nur sehr spärlichen Bodenfunden muß man also mit einer zwar stark zurückgegangenen Besiedlung rechnen, doch hat sie demnach in der engeren Umgebung des Arbeitsgebietes nicht vollständig aufgehört. Die palynologischen Befunde finden damit ihre Bestätigung.

Grenze gegen X a: Abfall vom Carpinus-Gipfel, Anstieg zum höchsten Fagus-Gipfel

A b s c h n i t t X a

Mit der Zone X beginnt - etwa um 800 n.Chr. - die Siedlungszeit im engeren Sinne. Ihr Beginn (bei 3,1 m) ist gekennzeichnet durch einen kräftigen Rückgang der Carpinus-Kurve und den Anstieg der Buche zu ihren nacheiszeitlichen Höchstwerten, hier von 43,8 %. Der in den Eichsfeld-Diagrammen für die Grenze IX b/ X a typische Wiederanstieg der Getreidekurve (in den Oberharzer Diagrammen entsprechend der Beginn der geschlossenen Getreidekurve) ist im vorliegenden Profil undeutlich. Die Getreidekurve steigt zunächst leicht an, um dann aber wieder abzusinken und während des ganzen Abschnittes X a noch bei niedrigen Werten zu bleiben. Auch die Kurven der Siedlungsanzeiger bleiben lückenhaft. Mit dem erneuten Absinken der Getreidekurve im Laufe von X a fällt ein zweiter Carpinus-Gipfel zusammen. Der endgültige Anstieg der Getreidekurve sowie der Nichtbaumpollen und der Pinus-Kurve (als Zeichen erhöhten Ferneinfluges aufgrund der Waldlichtung) fällt mit der Grenze gegen den Abschnitt X b zusammen.

Die Siedlungszeit ist für das Oberharzgebiet vor allem durch die Untersuchungen von FIRBAS, LOSERT & BROIHAN (1939) sehr genau untersucht und detailliert gegliedert worden. Sie fanden ein regelmäßiges Wechselspiel zwischen den Kurven von Fagus und Picea, wobei Buchengipfel und Fichtengipfel einander ablösen. In Verknüpfung mit Altersabschätzungen aus dem Torfzuwachs gelang es, die Buchenminima den bekannten Blüteperioden des Oberharzer Bergbaues zuzuordnen, in denen die Buche offensichtlich zur Holzkohlengewinnung bevorzugt geschlagen wurde.

Die Horizonte α - ζ nach FIRBAS et al. lassen sich im vorliegenden Diagramm mehr oder weniger deutlich wiederfinden. Zu Beginn des Abschnittes X a liegt ein erster Buchengipfel (α), darauf folgt das Minimum β. Der gleichzeitige Picea-Gipfel β ist relativ schwach ausgeprägt, er liegt etwa bei 2,15 m und hat ein Alter um 1250 n.Chr. Der zweite Buchengipfel γ ist im Diagramm leider nicht nachweisbar, da der Bereich von 1,40 bis 1,90 m in der Bohrung gestört war und keine Proben entnommen wurden. Nach dem Buchengipfel δ gewinnt im Oberharz endgültig die Fichte die Oberhand, damit beginnt Abschnitt X b.

Grenze gegen X b: Fagus x Picea oberhalb von γ

Abschnitt Xb

Der Beginn dieses Abschnittes liegt in dem nicht beprobten Bereich und kann daher nicht genauer bestimmt werden. - Die beschriebenen Schwankungen von Fagus und Picea setzen sich in diesem Abschnitt fort. Auf das Picea-Maximum δ folgt das Minimum ε und dann die endgültige Fichtenausbreitung mit dem sehr charakteristischen Doppelgipfel ζ_1 (bei 0,8 m, um 1700) und ζ_2. Die auf das Buchenminimum δ folgenden Schwankungen der Buchenkurve sind nicht mehr ausgeprägt.

In die Wende X a/b fällt die weitgehende Entwaldung des Gebietes. Alle Nichtbaumpollenwerte steigen steil an, die Getreidekurve erreicht Werte von über 100 % (Maxima von 147 und 150 %). Ebenso ausgeprägt ist der Anstieg der Pinus-Kurve als Ausdruck verstärkten Fernflugs. Quercus erreicht noch einmal Höchstwerte, worin wohl ein Ausdruck der mittelalterlichen Eichenförderung (SCHÖNFELDER 1978) zu sehen ist, geht dann aber rasch zurück. In den jüngsten Proben dominieren Picea und Pinus.

5.3 Entwicklung der Lokalvegetation

Besonders charakteristisch für die lokale Vegetation in der ehemaligen Umgebung der Senke sind die hohen Pollenwerte der Erle, die daher bei der Berechnung aus der Grundsumme ausgeschlossen wurde. Bezogen auf die Summe der übrigen Baumpollen erreicht sie Werte zwischen 50 und 120 %, maximal 142 %. Es muß also mit dem Dominieren von Erlenbrüchen am ehemaligen Ufer der Senke gerechnet werden. Diese hohen Alnus-Werte gehen erst an der Wende X a/b sehr rasch zurück, gleichzeitig steigen die Werte von Cyperaceen (auf 200 bis 400 %), Wildgräsern (50 %) und Getreide (um 100 %) stark an. Demnach ist der Erlenbestand etwa um 1500 gerodet und von einer der heutigen ähnlichen Vegetation ersetzt worden. Die danach vermutlich vorhandenen Seggenbestände dürften streuwiesenartig genutzt worden sein, da anderenfalls eine zumindest teilweise Wiederbewaldung stattgefunden hätte. Mindestens noch in den 20er Jahren dieses Jahrhunderts ist in der Senke laut Auskunft von Bauern gemäht worden.

Schon vor diesem starken Erlen-Rückgang zeigen sich mehrere Minima in der Kurve. Auch hier ist in groben Zügen ein gegenläufiges Verhalten von Cyperaceen und Wildgramineen zu beobachten, so daß man mit mehreren Vorstößen der Ried- und Röhrichtvegetation rechnen muß. Es muß allerdings offenbleiben, ob diese auf anthropogene Einflüsse, auf Wasserstandsschwankungen oder auf beides zurückgehen.

Als weitere Vertreter der lokalen Sumpfvegetation finden sich vor allem Sparganium und Typha, von eigentlichen Wasserpflanzen konnte nur Potamogeton regelmäßig nachgewiesen werden.

5.4 Analyse der Kalkstreifenmudde

Dieses Sediment (vgl. 4.2) fiel sowohl von seiner Fazies wie auch von seiner Lage - außerhalb der Senke und innerhalb der das Holozän unterlagernden Schichten - völlig aus dem Rahmen. Zunächst wurde daher ein größeres - weichselinterstadiales oder eemzeitliches - Alter vermutet. Die Pollenanalyse brachte ein überraschendes Ergebnis.

Die Präparate enthielten extrem wenige rezente Pollenformen, vorwiegend unbestimmbare Fetzen und Bruchstücke, dafür aber eine Vielzahl von sehr fremdartigen Formen, die in den übrigen Proben bisher nur ganz vereinzelt beobachtet worden waren. Es handelte sich um paläozoische Sporae dispersae, die offensichtlich aus den Sedimenten der Leine-Serie, vor allem wohl aus dem Grauen Salzton stammen. Zahlreiche Gattungen und Arten konnten inzwischen bestimmt werden, als wichtigste Formen seien hier genannt:

Nuskoisporites dulhunteyi	POTONIÉ & KLAUS 1954
Jugasporites perspicuus	LESCHIK 1956
Limitisporites rectus	LESCHIK 1956
Lueckisporites virkkiae	(POTONIÉ & KLAUS) KLAUS 1963
Lueckisporites microgranulatus	KLAUS 1963
Taeniaesporites noviaulensis	LESCHIK 1956.

Eine nähere Beschreibung der Formen soll einer späteren Veröffentlichung vorbehalten bleiben.

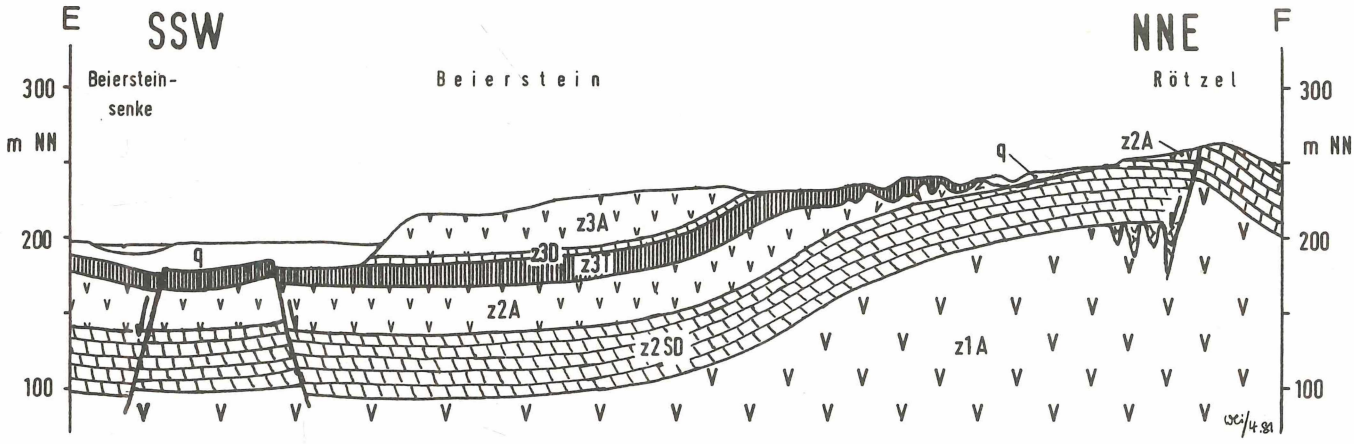
6. Ergebnisse

6.1 Tektonischer Bau

Der Beierstein wird vom Stinkdolomitplateau durch den Kamm des Rötzel getrennt. Dieser genau E - W verlaufende, das Plateau um rund 30 m überragende schmale Grat ist Teil einer von A. HERRMANN (1952, 1953) beschriebenen Aufrichtungszone, die sich am Hellenberg (Mbl. 4227 Osterode) fortsetzt. Der Stinkdolomit ist am Rötzel zu einem Sattel aufgefaltet, in dessen Nordflügel die Schichten mit etwa 45 bis 50° nach N einfallen (s. hierzu das Profil EF, Abb. 5). Durch die Auffaltung des Rötzel ist im Faltenscharnier eine Schwächezone entstanden, an der die Subrosion des unterlagernden Werra-Anhydrits bevorzugt einsetzen konnte; im Südflügel des Sattels sind die Schichten verkippt. Sie fallen im westlichen Teil des Kammes mit 70 bis 85° sehr steil nach Süden ein, im östlichen Teil hingegen liegen sie relativ flach und sind gegenüber dem Nordflügel abgesunken.

An beiden Flanken des Rötzel finden sich geringmächtige Erosionsreste von Basalanhydrit. In den nach Süden anschließenden Grauen Salzton haben sich steiltrichterförmige, tiefe Erdfälle eingesenkt, die den Beierstein im Norden und Osten kranzförmig umgeben (vgl. Abb. 2). Sie kennzeichnen die aktive Auslaugung im unterirdischen Ausbiß des Basalanhydrits. Über dem geringmächtigen Plattendolomit folgt dann der Hauptanhydrit des Beiersteins, dessen Einfallen sich vom Nordosten des Massivs bis zur Südwestecke von knapp 40° bis auf wenig über 10° verflacht. Unter dem Zentrum der Beiersteinsenke ist demnach der Kern der sich an den Rötzelsattel anschließenden Mulde anzunehmen. Sattel- und Muldenachse sind ebenfalls in Abb. 2 eingetragen. Das Hauptanhydritvorkommen am Beierstein ist allseits isoliert, erst in halber Höhe der Buntsandsteinstufe treten wieder Erdfälle auf, die den hier von Buntsandsteinschutt verhüllten Ausbiß anzeigen.

Die Lagerungsverhältnisse im Hainholz sind mit denen des Beierstein vergleichbar. Der Hauptanhydrit befindet sich im Hainholz ebenfalls in einer tektonisch tiefen Lage, dort allerdings in einem Grabenbruch muldenförmig eingesunken (BRANDT et al. 1976). Eine Tieflage stellt eine wesentliche Bedingung dafür dar, daß Teile des Hauptanhydrits überhaupt von Subrosion und Erosion soweit verschont geblieben sind, daß sie Vollformen bilden können.



Stratigraphie

q	Quartär, ungegliedert
z3A	Hauptanhydrit
z3D	Plattendolomit
z3T	Grauer Salzton
z2A	Basalanhydrit
z2SD	Stinkdolomit
z1A	Werra-Anhydrit

Petrographie

- Lockersedimente, ungegliedert
- Gipsstein, Anhydritstein
- Tonstein
- Kalkstein
- Dolomitstein

0 100 200 300 m

nicht überhöht

Abb. 5: Querprofil durch Beierstein und Rötzel.
Lage der Profillinie auf Abb. 2

6.2 Untergrund der Senke

Abb. 6 zeigt Höhenlage (in m NN) und Stratigraphie der Zechstein-Oberkante im Untergrund der Senke und ihres Randbereiches. Der Zentralteil der Senke wird von einer dünnen Decke von Gips unterlagert, der nur in zwei schmalen Bereichen völlig abgelaugt ist, von denen einer direkt unter der Steilwand des Massivs liegt. Diese Auslaugungsbereiche stehen ganz offensichtlich in Zusammenhang mit den beiden Quellen Beiersteinteich und Beiersteinquelle, andererseits mit hercynisch streichenden Verwerfungen, die sich vor allem aus der Höhenlage der Salzton-Oberkante erschließen lassen (vgl. das Querprofil, Abb. 8 a). Diese Störungen dürften die ausklingende Fortsetzung der südlichen Randverwerfung des Hainholzes mit hier nur noch geringem Versatz darstellen. Es ist anzunehmen, daß sie durch zumindest teilweise Subrosion des Basalanhydrits überprägt worden sind.

6.3 Verlauf der limnischen Sedimentation

BRANDT et al. (1976) vermuteten eine mindestens weichselzeitliche Anlage der Beiersteinsenke. Das Ergebnis der Pollenanalyse war daher überraschend. Nicht nur das geringe Alter der Hohlform, die erst nach 3000 v.Chr. entstand, ist auffällig, sondern auch die große Mächtigkeit der ältesten Sedimente: Die Zone VIII a nimmt mit 6,6 m mehr als die Hälfte der gesamten datierbaren Sedimentsäule ein, während sich die übrigen Zonen VIII b - X b gleichmäßiger auf die oberen 6,3 m verteilen. Die mit den Daten des Pollendiagramms, Abb. 4, berechenbaren Sedimentationsraten sind auf Abb. 7 graphisch dargestellt.

Sowohl der späte Beginn der limnischen Sedimentation wie auch ihr Verlauf zeigen deutlich, daß die Beiersteinsenke ein sedimentär verfüllter Erdfall ist. Der Einsturz in der Tiefenlinie des Heiligentales, das sich vom Beierstein aus in östliche Richtung erstreckt, muß natürlich die lokale Entwässerung sofort auf sich ausgerichtet haben. Die Bäche haben ihren Lauf in die neu entstandene Hohlform genommen und dabei ihre Erosionskraft zunächst kräftig erhöht. Der Gipsbruchschutt am Boden des neu entstandenen Erdfallteiches wurde rasch mit erodiertem Hangmaterial, zunächst überwiegend Lößlehm, zugeschlämmt. Neben anderem organischen Material wurde auch bald der erste Pollenniederschlag mit eingebettet. Diese Phase

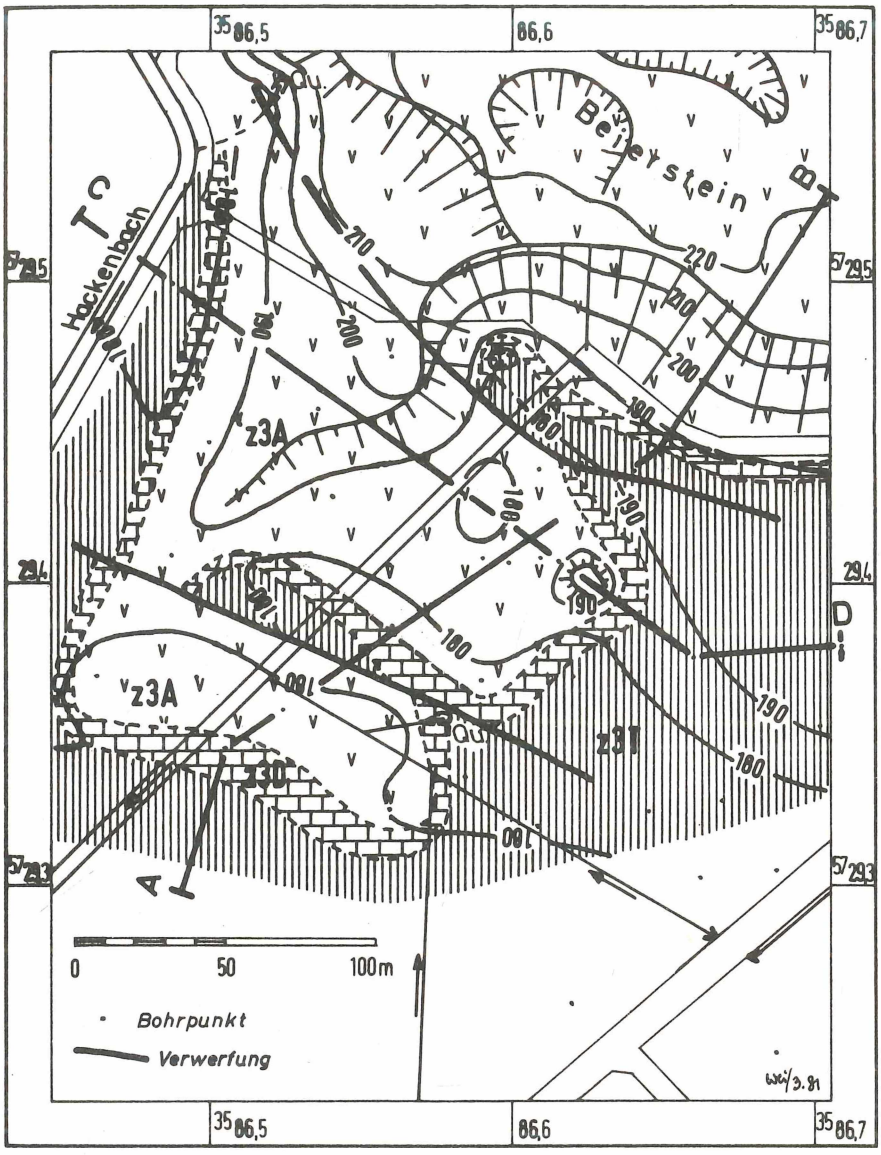


Abb. 6: Abgedeckte Geologische Karte des Zechsteins.
Bezifferte Linien: Höhenlinien der Zechsteinoberkante (m NN).
A – B, C – D: Profillinien der Abb. 8, dort auch die Legende zur Stratigraphie und Petrographie

mit einer Sedimentationsrate von zunächst über 6 mm/a entspricht etwa dem Profilabschnitt von 13,0 m bis 9,55 m und dürfte nur wenige Jahrhunderte umfassen. Danach begann eine überwiegend organogene Sedimentation. Feindetritusmudden zeigen das Vorhandensein etwas tieferen Wassers an, anorganische Einschwemmungen die immer noch unruhigen Sedimentationsbedingungen.

Die Sedimentationsrate geht allmählich zurück, schließlich beträgt sie nur noch 1,1 mm/a. Es werden keine Mudden mehr gebildet, sondern nur noch geringe Mengen schluffig-tonigen Materials eingeschwemmt; ganz untergeordnet wächst auch Torf. Demnach ist die Senke etwa ab 700 v.Chr. bereits weitgehend verlandet und überwiegend von Erlenbrüchen bewachsen, die sich zeitlich und räumlich mit Seggenriedern und Schilfröhrichten abwechseln (vgl. 5.3). Dennoch werden in rund eineinhalb weiteren Jahrtausenden (bis etwa 800 n.Chr.) fast weitere 2 m Sediment gebildet. Alle diese Sedimente führen Pollen, sind also nicht oberhalb des Grundwasserschwankungsbereiches abgelagert worden. Demnach hat eine Absenkung des Untergrundes mit einer der Sedimentationsrate ähnlichen Geschwindigkeit stattgefunden. Es liegt nahe, diese auf die Subrosion am Boden des verfüllten Erdfalls, überwiegend also auf die Auflösung des verbrochenen Gipsschuttes zurückzuführen. Zufuhr lösungsfähiger Wässer ist mindestens von der Beiersteinquelle her gegeben, die auch beim Austritt an die Oberfläche noch nicht gipsgesättigt ist. Für die nur gering schüttende Quelle des Beiersteinteiches, deren Austritt bisher noch nicht genau lokalisierbar ist, ist der ursprüngliche hydrochemische Zustand weniger genau bekannt.

Es ergibt sich somit für die Beiersteinsenke eine Subrosionsgeschwindigkeit von annähernd 1,1 mm/a. PRIESNITZ (1972, S. 19-20) berechnet aus der Gips-Lösungsfracht von Söse und Sieber nach dem Passieren der Subrosionssenke, aus der Abflußmenge und der Größe des Gipsausstriches unterhalb der Flußbetten eine Subrosionsrate von 1 bis 1,5 mm/a. BRANDT et al. (1976, S. 24-25) kommen für das Hainholz aus ähnlichen Berechnungen zu dem Betrag von 0,44 mm/a. Sie betonen aber, daß der sehr erhebliche unterirdische Abfluß nicht mit erfaßt werden konnte und die reale Subrosionsrate daher höher anzunehmen ist. Eine ähnliche Überlegung stellt auch PRIESNITZ mit Bezug auf die Grundwasserströme in den Flußschottern an. Es muß erwartet werden, daß die Subrosion am Harzrand bei dem großen Dargebot

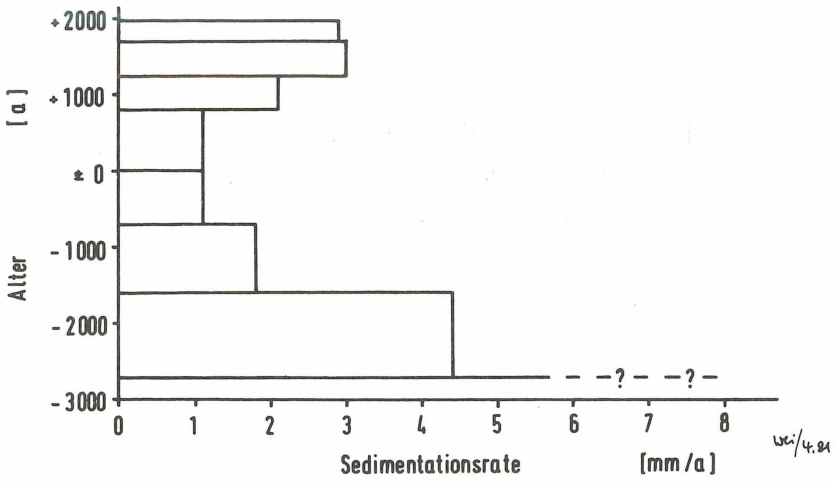


Abb. 7: Zeitliche Veränderung der Sedimentationsgeschwindigkeit im Zentrum der Beiersteinsenke (Bohrung D13)

von sehr weichem (und daher aggressivem) Wasser aus dem Harz höher ausfällt als in einem Gebiet auf einer Hochfläche, wo nur der lokale Niederschlag abfließt und für die Subrosion zur Verfügung steht. Von daher passen die Werte für die Subrosionssenken am Harzrand und das Hainholz gut zueinander.

Daß die Subrosionsgeschwindigkeit in der Beiersteinsenke über dem für das Hainholz ermittelten Wert liegt, hat vor allem darin seine Ursache, daß hier die aktuelle Reliefernіedrigung einer konkreten Einzelform ermittelt wurde. Die Werte von BRANDT et al. und PRIESNITZ sind hingegen rechnerische Mittelwerte über jeweils eine größere Fläche, die selbstverständlich nicht überall gleichmäßig verkarstet ist. Der enge Bereich, in dem alle drei Werte liegen, zeigt, daß sie das tatsächliche Karstgeschehen mit relativ großer Genauigkeit erfaßt haben.

Ab 800 n.Chr. erfolgt eine schrittweise Zunahme der Sedimentationsrate. Sie fällt in etwa zusammen mit der endgültigen Besiedlung und Rodung des Gebietes, die sich im Pollendiagramm deutlich widerspiegelt. Die Sedimente oberhalb von 2,45 m bestehen nur noch aus Schluffen. Es handelt sich demnach um aufgrund zunehmenden Ackerbaues und damit zunehmender Bodenerosion abgeschwemmtes Hangmaterial. Die gleichen Gründe, die im Bereich der Flüsse zur Auelehmsedimentation geführt haben (vgl. z.B. LÜTTIG 1960), führen auch zu einer verstärkten Sedimentation von Abschlämm-Massen in der Senke. HEMPEL 1956 beschreibt den nahtlosen Übergang von Hanglehm und Auelehm im Bereich der Göttinger Leineaue. Mit der Sedimentation dieser Abschlämm-Massen findet die Füllung der Senke ihren bisherigen Abschluß.

6.4 Das Liegende der limnischen Erdfallfüllungen

Nachdem die Senke als eingestürzter Höhlenraum erkannt ist, sind auch die Gipsresidualia an ihrer Basis zu deuten. Es sind die dort in situ gebildeten Lösungsrückstände des sehr karbonatreichen Hauptanhydrits. Die Höhlenbildung in Gips führt im Stadium der Laughöhle zunächst zu einer weitgespannten, ebenen Laugdecke (vgl. BIESE 1931 und BRANDT et al. 1976), die statisch relativ instabil ist. Teilweiser Verbruch der Decke führt zu einem für längere Zeit stabilen Gewölbeprofil, während das Verbruchmaterial zunächst im Wasser solange gelöst wird, bis die Residualia über das Wasserniveau hinaus angewachsen sind (KEMPE et al. 1972). Dies ist bei der Beiersteinsenken-Höhle offensichtlich nie eingetreten, da ihre Laugung von der Basis des Gipses her durch aufdringende Wässer unterhalb des Vorflutniveaus erfolgte. Ein erheblicher Teil der Gipsresidualia wird also schon während der Höhlengenese entstanden sein. Nachdem dann die Höhle zu Tage hochgebrochen war und während der entstandene Erdfall zusedimentiert wurde, ging die Gipslösung im Untergrund weiter. Der Lösungsrückstand ist sehr grobkörnig und locker und daher sehr gut wasserwegsam. Die Lösungsbedingungen werden sich also durch den Höhleneinsturz und die sedimentäre Überdeckung der Gipsbrekzie nicht wesentlich geändert haben.

In einer in aktiver Formung begriffenen Gipshöhle sind Höhlensedimente zu erwarten. Neben den bereits genannten Gipsresidualia, die in der ehemaligen Höhle dominierten, gibt es im Hainholz/Beierstein-Gebiet zwei weitere Hauptgruppen. Zu einen sedimentieren Bäche, die von außen in eine großräumige Höhle einmünden (z.B. der Bollerkopfbach in die Marthahöhle, NSG Hainholz, s. z.B. KEMPE et al. 1972 und 1976), dort ihre Schwebstoffe. Die mächtigen Höhlenlehmablagerungen in der Marthahöhle bestehen vorwiegend aus Abschlämm-Massen von der Dünaer Hochfläche. Zum zweiten scheidet sich Calcit aus, wenn Grundwässer mit hoher Karbonathärte ihren CO_2-Gehalt mit der Höhlenluft abgleichen. Auf der Oberfläche des Höhlensees bilden sich dann Calcithäute, die bei Erreichen einer gewissen Dicke zu Boden sinken. BIESE (1930) hat diesen Vorgang erstmals beschrieben, am Beispiel der Jettenhöhle ist er detailliert dargestellt worden von KEMPE et al. 1976 und KEMPE & EMEIS 1981.

Die Kombination beider Sedimenttypen läßt sich z.B. in der Marthahöhle beobachten, die in ihren allermeisten Räumen normalerweise vollständig geflutet ist. Der Bollerkopfbach sedimentiert seine Schwebstoffe als Höhlenlehm. Erst bei einem Absinken des Wasserspiegels kann das Wasser seinen CO_2-Gehalt mit der Höhlenluft abgleichen und Calcithäute können sich bilden. Nach dem Trockenfallen der Höhle finden sich dann auf Höhlenlehm abgelagerte und zerbrochene Calcithäute.

Bei der unter 4.2 und 5.4 beschriebenen "Kalkstreifenmudde" handelt es sich ganz offenbar um einen überwiegend allothigenen, eingeschwemmten Höhlenlehm mit rhythmisch abgelagerten Calcithäuten darin. Ob hier eventuell sogar eine Jahresschichtung (alljährliches Trockenfallen relativ hochgelegener Höhlenteile?) vorliegt, ist mit dem vorliegenden Material nicht zu entscheiden, aber sehr gut möglich. Dieser Befund wird durch das Ergebnis der Pollenanalyse gestützt und trägt andererseits zu ihrer Deutung bei: Die paläozoischen Sporae dispersae stammen aus dem umgelagerten Grauen Salzton, die wenigen holozänen Pollen sind vom Höhlenbach hierher eingeschwemmt und dabei großenteils mechanisch zerstört worden; die bestimmbaren Reste stammen fast nur von der Bachufervegetation (viel Salix, Gramineen und Cyperaceen) und gestatten auch von daher (abgesehen von ihrer Seltenheit und möglicherweise Transportauslese) keine Datierung.

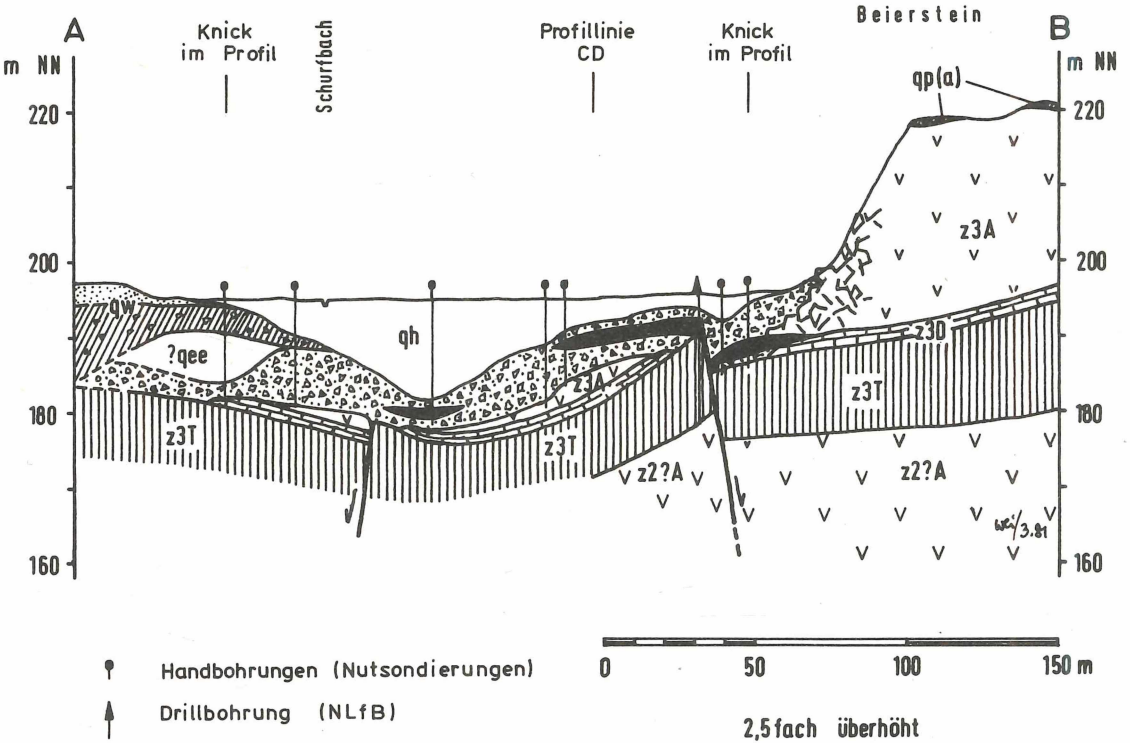
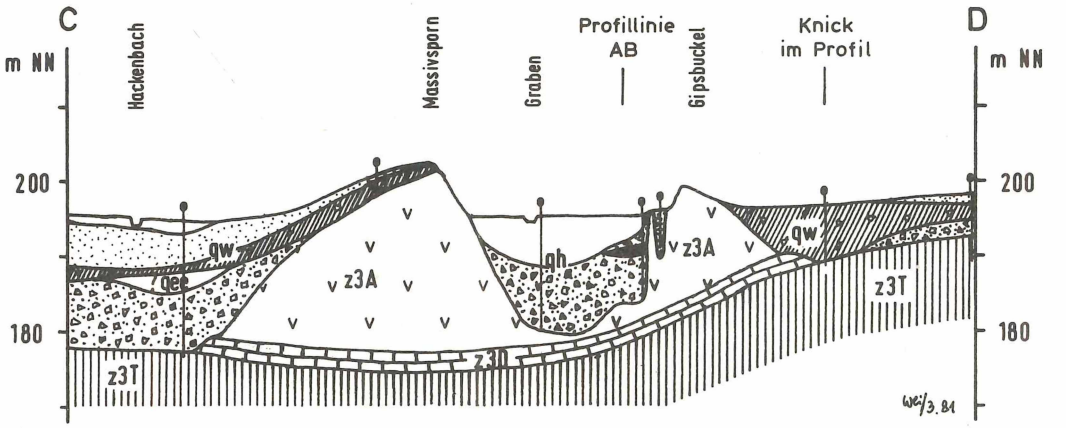


Abb. 8: Querprofil durch die Beiersteinsenke.
Lage der Profillinie auf Abb. 3 und 6



Stratigraphie

qh	Holozän
qw	Weichsel - Kaltzeit
qee	Eem - Warmzeit
qp(a)	älteres Pleistozän
z3A	Hauptanhydrit
z3D	Plattendolomit
z3T	Grauer Salzton
z2A	Basalanhydrit

Petrographie

	Schluff - Ton; Mudde (Erdfall - Füllungen)
	karbonatischer Schutt (Gips - Residualia)
	Höhlenlehm
	Löß und Lößlehm
	Fließerde
v v	Gipsstein
	Kalkstein
	Tonstein

Abb. 9: Längsprofil durch die Beiersteinsenke.
Lage der Profillinie auf Abb. 3 und 6

Es konnten weitere, ähnlich geartete Sedimente, die innerhalb der Gipsresidualia auftreten, als Höhlenlehm erkannt werden (vgl. 4.2). Einen Teil von ihnen zeigen die Profile auf Abb. 8. Sie kommen in verschiedenen Niveaus vor, die vielleicht in voneinander getrennten Höhlenteilen abgelagert wurden.

6.5 Alter der Höhlenbildung

Aus den bisher gewonnenen Ergebnissen läßt sich das Alter der Höhlenbildung abschätzen. Der Einsturz der Höhle erfolgte frühestens um 3000 v.Chr., aber nur wenig später (vgl. 6.3 und Abb. 4), wir wollen mit 2900 v.Chr. rechnen. Der Erdfall war um 700 v.Chr. verlandet, also nach 2200 Jahren. Setzen wir voraus, daß die für den daran anschließenden Zeitraum ermittelte Subrosionsrate von 1,1 mm/a auch für die vorangehenden Zeitabschnitte zutrifft, was sicher keine groben Fehler beinhaltet, so beträgt der Subrosionsbetrag in den 2200 Jahren der Verlandung

2200 a : 1,1 mm/a = 2,42 m.

Der ursprünglich vorhandene Hohlraum muß um diese rund 2,4 m flacher gewesen sein als die bis 700 v.Chr. abgelagerte Sedimentsäule. Die limnische Sedimentation beginnt bei 13,0 m (darunter folgen Gipsresidualia), das Datum 700 v.Chr. liegt bei 4,8 m. Die bis 700 v.Chr. abgelagerte Sedimentmächtigkeit beträgt also 8,2 m. Davon entfallen 2,4 m auf die gleichzeitige subrosive Absenkung des Untergrunds, die ursprüngliche Erdfalltiefe betrug demnach rund 5,8 m und war damit relativ gering im Vergleich zu der abgelagerten Sedimentmächtigkeit.

Einer 5,8 m tiefen Hohlform an der Erdoberfläche muß vor dem Einsturz ein mindestens ebenso hoher Hohlraum im Untergrund entsprochen haben. Da der dem Einsturz voraufgegangene Höhlenbildungsmechanismus der nach dem Einsturz ablaufenden Subrosion im wesentlichen gleicht, können wir auch hierfür die gleiche Subrosionsrate veranschlagen. Dann hat die Auslaugung eines 5,8 m hohen Raumes

5800 mm : 1,1 mm/a = 5273 a

gedauert. Der Höhlenbildungsprozeß muß also gut 5000 Jahre vor Einsturz der Höhle, d.h. um rund 8000 v.Chr., vielleicht zwischen 10 000 und 7000

v.Chr., stattgefunden haben. Der Beginn der Höhlenentwicklung fällt demnach etwa mit dem Ende der Weichsel-Kaltzeit zusammen, kann aber auch kaum später liegen als der Beginn des Holozäns. Die Gipsverkarstung scheint also einzusetzen, sobald der Anstieg von Temperatur und Niederschlag nach Ende der Periglazialbedingungen ein ausreichendes Wasserdargebot mit sich bringt.

Es wäre natürlich denkbar, daß die Verkarstungsgeschwindigkeit zu Beginn des Holozäns erheblich geringer war, der Höhlenraum aber bereits existierte. Dann müßte er in einer älteren Warmzeit, im Eem oder einem Weichsel-Interstadial, angelegt worden sein. Es erscheint mir jedoch außerordentlich unwahrscheinlich, daß ein so fragiles Gebilde wie eine Gipshöhle die klimatischen Bedingungen im Periglazialbereich überdauern kann. Tiefreichende Gefrornis, Frostwechsel und Frostschuttverwitterung dürften binnen kurzem das Höhlendach zum Einsturz bringen.

6.6 Umrahmung der Senke

Die flachen Hügel, die den Rand der Senke und den südöstlichen Massivrand begleiten, wurden schon unter 3.1 erwähnt. Auf diesen Kuppen überragt die weichselzeitliche Fließerde das allgemeine Geländeniveau allseits und erreicht dort hohe Mächtigkeiten (vgl. 4.2). Diese Formen lassen sich auf prä-weichselzeitliche Erdfälle zurückführen. In der Weichsel-Kaltzeit konnten in präexistenten Hohlformen (die also spätestens Ende des Eems vorhanden gewesen sein müssen) besonders hohe Fließerdemächtigkeiten abgelagert werden. Bei der im Holozän folgenden Subrosion des unterlagernden Gipses wurden diese ehemaligen Erdfälle dann als Vollformen herauspräpariert, da unter ihnen wenig oder gar kein Gips mehr vorhanden war. So wuchsen die stehenbleibenden Erdfallfüllungen allmählich über ihre absinkende Umgebung hinaus. Der äußere, vom heutigen Massiv abgewandte Fuß dieser Hügel gibt den Bereich an, bis zu dem an der Wende Eem/Weichsel noch Gips im Untergrund vorhanden war. Der daraus rekonstruierte ehemalige Massivrand ist mit seinem ungefähren Verlauf in der Abb. 2 eingetragen.

In einigen Bohrungen wurde unter Fließerden ein vermutlich limnisches Sediment angetroffen. Da Gipsresidualia in seinem Hangenden fehlen, ist die Einstufung als Höhlenlehm problematisch. Es könnte sich hierbei um eemzeitliche oder weichselinterstadiale Erdfallfüllungen handeln. Da eine palynologische Untersuchung noch aussteht, sind sie in den Profilen (Abb. 8) als fragliches Eem eingetragen worden.

7. Allgemeine Schlußfolgerungen

Einige Verallgemeinerungen der bisher gewonnenen Erkenntnisse auf den Gesamtbereich Hainholz/Beierstein sollen zum Abschluß in Form einiger Thesen wiedergegeben werden:

- Gipsmassive wie Hainholz und Beierstein werden überwiegend von den Rändern her abgelaugt. Ältere Fließerdereste auf dem Beierstein zeigen an, daß eine flächenhafte Erniedrigung kaum stattfindet.

- Die laterale Einengung der Massive läuft über die Entwicklungsreihe Kluft/Verwerfung - Laughöhle - Verbruchhöhle - Erdfall - Auflösung des Gipsschuttes und Verfüllung des Erdfalls.

- Die seitliche Zurückverlagerung des Massivrandes beträgt am Südrand des Beiersteins einige Dekameter seit Ende des Eem. Bei weniger stark zur Vorflut exponierten Massivteilen dürfte sie erheblich langsamer verlaufen.

- Die Laughöhlenbildung kann durch Oberflächenwässer (Marthahöhle/Bollerkopfbach) gesteuert werden; häufiger sind aufdringende Kluftwässer das Agens. So entstehen bevorzugt Höhlen an der Gipsbasis und an das Kluftnetz gebundene Raumrichtungen.

- Die Höhlenbildung beginnt gleich zu Beginn einer Warmzeit, läuft aber je nach Menge und Beschaffenheit des zusitzenden

Wassers mit unterschiedlicher Geschwindigkeit ab, so daß Höhlen unterschiedlichsten Reifestadiums nebeneinander vorkommen und dennoch gleich alt sein können.

- Veränderungen im hydrologischen Regime können die Höhlenbildung zum Stillstand bringen, wenn der Höhle keine aggressiven Wässer mehr zusitzen (Klinkerbrunnen), sie können aber ganz junge Höhlenbildungen neu einleiten, wenn neue Zuflüsse geschaffen werden (hierher dürften die aktiven Laugräume der Marthahöhle gehören).

- Gipshöhlen sind außerordentlich kurzlebig. Die gesamte Entwicklung einer großen Höhle, deren Dimensionen etwa denjenigen der heutigen Jettenhöhle entsprochen haben müssen, konnte - vom völlig intakten Gipsstein bis zum vollständigen Verbruch! - in nur 5000 Jahren durchlaufen werden.

- Das größtmögliche Alter einer Gipshöhle wird durch die Dauer der Warmzeit bestimmt, in der sie angelegt wurde: Die Frostsprengung in der nächsten Kaltzeit bringt die bis dahin noch intakten Höhlendächer binnen kurzem unweigerlich zum Einsturz.

Die Morphogenese des Gipskarstes beinhaltet noch viele Fragen, die der Klärung harren. Der natürliche Wandel und Verfall der Gipshöhlen ist in diesem Jahrhundert von der Geschwindigkeit, mit der die Gipsindustrie ganze Karstregionen zerstört hat, um Größenordnungen übertroffen worden. Setzen wir alles daran, die wenigen vorhandenen Gebiete, die der menschliche Zugriff noch nicht vernichtet oder irreversibel geschädigt hat, uns und unseren Nachfahren zu erhalten!

8. Quellen

8.1 Literatur

AHLBORN, O.(1955): Die Flöze "Thüringen" und "Hessen" der Werraserie und ihre wechselseitigen Beziehungen. - Z. deutsch. geol. Ges., 105, S. 664-673, 7 Abb., Hannover.

ALBRECHT, J. (1969): Die Anwendbarkeit von Sondierbohrverfahren zu Baugrunduntersuchungen. - Dissertation Nat. wiss. Fak. TU Braunschweig, 115 S., Abb., Tab., o.O.

BARCKHAUSEN, J., LOOK, E.R., VINKEN, R. & VOSS, H.H. (1975): Symbolschlüssel Geologie. Symbole für die Dokumentation und Automatische Datenverarbeitung - ADV - geologischer Feld- und Aufschlußdaten. - 135 S., 2. Auflage, Hannover.

BEUG, H.-J. (1961): Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete, 1. Lieferung. - 63. S., 17 Abb., 8 Taf., Stuttgart.

BIESE, W. (1930): Über das Auftreten eines Kalkkarbonates in den Südharzer Gipshöhlen. - Jb. preuß. geol. L.-A., 51, S. 595-600, Berlin.

-- (1931): Über Höhlenbildung. I. Teil: Entstehung der Gipshöhlen am südlichen Harzrand und am Kyffhäuser. - Abh. preuß. geol. L.-A., NF 137, 71 S., 46 Abb., 12 Taf., Berlin.

BRANDT, A., KEMPE, S., SEEGER, M. & VLADI, F. (1976): Geochemie, Hydrographie und Morphogenese des Gipskarstgebietes von Düna/Südharz. - Geol. Jb., C 15, S. 3-55, 21 Abb., 5 Tab., 1 Taf., Hannover.

DIETZ, C. (1925): Tektonik und Salz des unteren Eichsfeldes. - Abh. preuß. geol. L.-A., NF 95, S. 83-109, 2 Abb., 5 Taf., Berlin.

ELLENBERG, H. (1978): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer Sicht. - 981 S., 499 Abb., 130 Tab., Stuttgart.

FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Erster Band: Allgemeine Waldgeschichte. - VIII, 480 S., 163 Abb., 28 Tab., Jena.

-- LOSERT, H. & BROIHAN, F. (1939): Untersuchungen zur jüngeren Vegetationsgeschichte im Oberharz. - Planta, 30, S. 422-456, 14 Abb., Berlin.

FULDA, E. (1924): Salzspiegel und Salzhang. - Z. deutsch. geol. Ges., Mber., 75, S. 10-14, 1 Abb., Berlin.

HAEFKE, F. (1926): Karsterscheinungen am Südharz. - Mitt. geogr. Ges. Hamburg, 37, S. 77-105, 1 Abb., 2 Taf., Hamburg.

HAEUPLER, H. (1976): Flora von Südniedersachsen. 1. Atlas zur Flora von Südniedersachsen: Verbreitung der Gefäßpflanzen. - Scripta geobotanica, 10, S. 1-367, Göttingen.

HEMPEL, L. (1956): Über Alter und Herkunftsgebiet von Auelehmen im Leinetal. - Eiszeitalter und Gegenwart, 7, S. 35-41, 3 Abb., Öhringen.

HERRMANN, A. (1952): Morphologische und geologische Untersuchungen im Zechstein am Südwestrand des Harzes. - Diplomarbeit, Math.-Nat.Fak. FU Berlin, 75 S., Abb., Tab., Anlagen, (unveröff.) Berlin.

-- (1953): Der Zechstein am Südwestrand des Harzes (Seine Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie, Tektonik und Morphologie). - Inaug.-Diss. Math.-Nat. Fak. FU Berlin, 175 S., Abb., Tab., Taf., Berlin.

-- (1956): Der Zechstein am südwestlichen Harzrand (Seine Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Tektonik). - Geol. Jb., 72, S. 1-72, 4 Taf., 14 Abb., 1 Tab., Hannover.

-- (1964): Gips- und Anhydritvorkommen in Nordwestdeutschland. - Silikatjournal, 3, S. 442-466, 34 Abb., 4 Tab., Selb.

-- (1969): Einführung in die Geologie, Morphologie und Hydrogeologie des Gipskarstgebietes am südwestlichen Harzrand. - Jahresh. Karst- und Höhlenk., 9, S. 1-10, 2 Abb., 1 Tab., München.

HOHM, D. (1979): Über Erdfälle am nordwestlichen Harzrand zwischen Hahausen und Osterode am Harz (Niedersachsen). - Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 17, S. 35-154, 41 Abb., 34 Tab., 2 Taf., Hannover.

JORDAN, H. (1976 a): Erläuterungen zu Blatt Osterode Nr. 4227. - Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, 148 S., 14 Abb., 12 Tab., 5 Kt., Hannover.

-- (1976 b): Die Terrassenkiese im Sösetal im Harz. - Geol. Jb., A 36, S. 75-101, 13 Abb., 1 Tab., Hannover.

-- (1979): Der Zechstein zwischen Osterode und Duderstadt (südliches Harzvorland). - Z. deutsch. geol. Ges., 130, S. 145-163, 5 Abb., 8 Tab., Hannover.

KÄDING, K.-C. (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. - Geol. Jb. Hessen, 106, S. 123-130, 1 Tab., Wiesbaden.

KEMPE, S., BRANDT, A., SEEGER, M. & VLADI, F. (1976): Fünf Aspekte der Entwicklung der Gipshöhlen im Hainholz/Südharz. - Mitt. Verb. deutsch. Höhlen- u. Karstforscher, 22, S. 7-10, 2 Abb., München.

-- & EMEIS, K. (1981): Carbonaceous sediments in a Gypsum Karst (Hainholz/South Harz, Federal Republic of Germany). - Proc. 8th Int. Speleol. Congress, Bowling Green, Kentucky (im Druck).

-- MATTERN, E., REINBOTH, F., SEEGER, M. & VLADI, F. (1972): Die Jettenhöhle bei Düna und ihre Umgebung. Ein Führer durch den Gipskarst bei Düna und seine Höhlen. - Abh. Karst- u. Höhlenk., A 6, 63 S., Abb., Tab., München.

KEMPE, S., VLADI, F. & WEINBERG, H.-J. (1978): Zwischenbericht über die Arbeiten an dem Forschungsvorhaben: "Exemplarische Erfassung eines Gipskarstgebietes am Beispiel der Naturschutzgebiete Hainholz und Beierstein bei Düna/Osterode am Harz". - 23 S., 20 Anl., (unveröff.) Hamburg.

KLAUS, W. (1963): Sporen aus dem südalpinen Perm (Vergleichsstudie für die Gliederung nordalpiner Salzserien). - Jb. geol. B.-A., 106, S. 229-361, 38 Abb., 20 Taf., Wien.

LESCHIK, G. (1956): Sporen aus dem Salzton des Zechsteins von Neuhof (bei Fulda). - Palaeontographica, B 100, S. 122-142, 3 Taf., Stuttgart.

LÜTTIG, G. (1960): Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. - Eiszeitalter und Gegenwart, 11, S.39-50, 4 Abb., Öhringen.

MERKT, J., LÜTTIG, G. & SCHNEEKLOTH, H. (1971): Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente. - Geol. Jb., 89, S. 607-623, 1 Taf., Hannover.

-- & STREIF, H. (1970): Stechrohr-Bohrgeräte für limnische und marine Lockersedimente. - Geol.Jb., 88, S. 137-148, 5 Abb., Hannover.

OVERBECK, F. & SCHNEIDER, S. (1938): Mooruntersuchungen bei Lüneburg und bei Bremen und die Reliktnatur von Betula nana L. in Nordwestdeutschland. (Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands. VI.), unter Mitwirkung von E. BORNGÄSSER und A. BUHMANN. - Z. Botanik, 33, S. 1-54, 10 Abb., Jena.

PENCK, A. (1924): Das unterirdische Karstphänomen. - In: Recueil de travaux offert à M. Jovan Cvijić...., S. 1-23, Belgrad.

POTONIÉ, R. & KLAUS, W. (1954): Einige Sporengattungen des alpinen Salzgebirges. - Geol.Jb., 68, S. 517-546, 11 Abb., 1 Taf., Hannover.

PRIESNITZ, K. (1969): Kurze Übersicht über den Karstformenschatz des südwestlichen Harzrandes. - Jahresh. Karst- u. Höhlenk., 9, S. 11-23, 6 Abb., 1 Tab., München.

-- (1970): Karstmorphologische Untersuchungen im Niedersächsischen Bergland. Teil I: Karsterscheinungen auf den Gesteinen des Devons, des Zechsteins und des Buntsandsteins. - Diss. Math.-Nat. Fak. Univ. Göttingen, 185 S., 6 Abb., 4 Tab., 10 Beil., (unveröff.) Göttingen.

-- (1972): Formen, Prozesse und Faktoren der Verkarstung und Mineralumbildung im Ausstrich salinarer Serien. - Göttinger geogr. Abh., 60, S. 317-339, 10 Abb., Göttingen.

RICHTER-BERNBURG, G. (1955 a): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. - Z. deutsch. geol. Ges., 105, S. 843-854, 1 Abb., 1 Taf., Hannover.

RICHTER-BERNBURG, G. (1955 b): Der Zechstein zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. Bericht über eine Exkursion zu den Zechsteinaufschlüssen dieses Gebietes anläßlich der Führjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Goslar 1953. - Z. deutsch. geol. Ges., 105, S. 876-899, 8 Abb., Hannover.

ROHLMANN, C. (1958): Entstehungsgeschichte des Seeangers bei Ebergötzen im Rahmen der spät- und nacheiszeitlichen Waldgeschichte des Eichsfeldes um Seeburg. (Auf Grund eigener pollenanalytischer und stratigraphischer Untersuchungen.). - Staatsex.arb. Syst.-Geobot. Inst. Univ. Göttingen, 95 S., Abb., Tab., (unveröff.) Göttingen.

ROTH, H. (1978): Staßfurt-Salinar im Werra-Gebiet. - Geol. Jb. Hessen, 106, S. 117-122, 1 Abb., 1 Tab., Wiesbaden.

SCHLÜTER, W. (1975): Untersuchungen in der Kleinen Jettenhöhle bei Düna, Gem. Hörden, Kr. Osterode am Harz. II. Latênezeitliche Siedlungsspuren in der Kleinen Jettenhöhle. - Nachr. Nieders. Urgesch., 44, S. 95-104, 3 Abb., Hildesheim.

SCHÖNFELDER, P. (1978): Vegetationsverhältnisse auf Gips im südwestlichen Harzvorland - Eine vergleichende Untersuchung unter besonderer Berücksichtigung der Naturschutzprobleme. - Mit dem Beitrag von K. DIERSSEN: Moossynusien im NSG Hainholz. - Naturschutz und Landschaftspflege in Niedersachsen, 8, 110 S., Abb., Tab., Hannover.

SCHULZE, M. (1978): Die Burgen am West- und Südrand des Oberharzes. - In: Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern, Band 36, Westlicher Harz: Clausthal-Zellerfeld. Osterode. Seesen, S. 33-58, 13 Abb., Mainz.

SEEDORF, H.H. (1955): Reliefbildung durch Gips und Salz im niedersächsischen Bergland. - Schr. wirtsch. wiss. Ges. Stud. Nieders., NF 56, 109 S., 41 Abb., 4 Taf., Bremen-Horn.

SPETHMANN, H. (1910): Morphologische Studien am Gipszug von Osterode am Harz. - N. Jb. Mineral. Geol. Paläontol., Abh., Jg. 1910, Bd. II, S. 159-170, 1 Abb., 1 Taf., Stuttgart.

STEINBERG, K. (1944): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Untereichsfeldes. - Hercynia, 3, S. 529-587, 11 Abb., 2 Tab., Halle/Saale.

STEINBRECHER, B. (1959): Die Subrosion des Zechsteingebirges im östlichen und nordöstlichen Harzvorland mit besonderer Berücksichtigung der Edderitzer Mulde. - Geologie, 8, S. 489-522, 17 Abb., Berlin.

STREIF, H. (1970): Limnogeologische Untersuchung des Seeburger Sees (Untereichsfeld). (Geologische Untersuchungen an niedersächsischen Binnengewässern VII). - Beih. Geol. Jb., 83, 106 S., 25 Abb., 13 Tab., 9 Taf., Hannover.

Symbolschlüssel Geologie s.: BARCKHAUSEN et al. 1975

VLADI, F. (1976): Quartärgeologische Untersuchungen zu den Terrassen der Sieber am Südwestrande des Harzes. - Diplomarb. Fachber. Geowiss. Univ. Hamburg, 109 S., 14 Abb., Anlagen, (unveröff.) Hamburg.

WEBER, H. (1930): Zur Systematik der Auslaugung. - Z. deutsch. geol. Ges. 82, S. 179-186, 5 Abb., Berlin.

-- (1967): Die Oberflächenformen des festen Landes. - 367 S., 244 Abb., 40 Taf., 2.Aufl., Leipzig.

WILLERDING, U. (1971): Ergebnisse vegetationsgeschichtlicher und paläoethnobotanischer Untersuchungen im südlichen Niedersachsen. - Göttinger Jb., 19, S. 5-20, 2 Abb., 3 Tab., Göttingen.

WILLUTZKI, H. (1962): Zur Waldgeschichte und Vermoorung sowie über Rekurrenzflächen im Oberharz. - Nova Acta Leopoldina, NF 25, Nr. 160, S. 1-52, 7 Abb., 6 Taf., Leipzig.

WITT, K. (1930): Zur Waldgeschichte der Nacheiszeit im westlichen Harzvorland. - Mitt. florist.-soziol. Arb.gem. Nieders. 2, S. 98-115, 2 Abb., Osterwieck.

8.2 Karten

Geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Gradabth. 55, No. 24 (= 4327) Blatt Gieboldehausen. - Geognostisch bearbeitet durch O. SPEYER, Berlin 1884

Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25 000, Blatt 4227 Osterode am Harz. 2. völlig neu bearbeitete Auflage, zusammengestellt von H. JORDAN, Hannover 1976.

Kurhannoversche Landesaufnahme des 18. Jahrhunderts, Blatt 151 Katlenburg, Hannover 1785. - Neu herausgegeben vom Nieders. Landesverwaltungsamt - Landesvermessung - und von der Historischen Kommission für Niedersachsen.

Deutsche Grundkarte 1 : 5 000, Blatt $^{35}86$ Rechts $^{57}28$ Hoch Beierstein

Topographische Karte 1 : 25 000, Blätter 4227 Osterode am Harz und 4327 Gieboldehausen.

Topographische Karte 1 : 50 000, Blatt L 4326 Osterode am Harz.

Manuskript eingegangen am 24. 4. 1981

Anschrift des Verfassers: Hans-Joachim WEINBERG
Ernst-Mantius-Straße 5
2050 Hamburg 80

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover

Jahr/Year: 1981

Band/Volume: 124

Autor(en)/Author(s): Weinberg Hans-Joachim

Artikel/Article: Die erdgeschichtliche Entwicklung der Beiersteinsenke als Modell für die jungquartäre Morphogenese im Gipskarstgebiet Hainholz/Beierstein (südwestliches Harzvorland) 67-112