

Aufschluss

Sonderband 29 (Warstein)

I–XII, 1–298

Heidelberg 1979

Geologie und Mineralogie des Warsteiner Raumes

I–XII, 1–298, 129 Abb., 10 Tab., 4 Taf., 1 Kt. (1:50 000)

Schriftleitung: Peter Meiburg, Darmstadt/Essen

Herausgegeben von der
Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie (VFMG) e. V.,
Heidelberg

Für den Inhalt der in diesem Band veröffentlichten Abhandlungen sind die Autoren selbst verantwortlich.

Inhalt

Vorwort (P. MEIBURG)	IX
Einführung und geologische Übersicht	
CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K.: Übersicht über die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner näheren Umgebung	1
Stratigraphie, Fazies, Tektonik	
KREBS, W. & WACHENDORF, H.: Der paläogeographisch-tektonische Entwicklungsgang des südlichen Warsteiner Komplexes, Rheinisches Schiefergebirge ...	33
CLAUSEN, C.-D., KORN, D. & UFFENORDE, H.: Das Devon/Karbon-Profil am alten Schießstand bei der Bilstein-Höhle (Blatt 4515 Hirschberg, Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge)	47
HEINKE, H.-J., LEUTERITZ, K. & STOPPEL, D.: Zur Stratigraphie und Fazies des Scharfenberger Sattels auf Blatt 4516 Warstein	69
SEIBERTZ, E.: Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der „Mittel“-Kreide zwischen Rütten und Erwitte (Alb-Coniac, SE-Münsterland)	85
Karst, Höhlen, Hydrogeologie	
EBHARDT, G. & MEIBURG, P.: Beziehungen zwischen Tektonik und Karst im Warsteiner Raum (Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge)	93
CLAUSEN, C.-D.: Über kreidezeitliche bis pleistozäne Karstfüllungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge)	113
KOCH, M. & MICHEL, G.: Der Warsteiner Massenkalk – Hydrogeologie und Wasserwirtschaft	125
MEIBURG, P. & STOFFELS, D.: Die Höhlen im Warsteiner Massenkalk	143
EBHARDT, G., MEIBURG, P. & TIETZ, G.: Kristallbildung in Höhlenseen (Liet-Höhle/Warstein)	179
SIEGFRIED, P.: Die eiszeitliche Tierwelt nach Funden in Warsteiner Höhlen	193

Mineralogie, Lagerstätten, Bergbau

BEHR, H., HESS, H., OEHLSCHEGEL, G. & LINDENBERG, H. G.: Die Quarzmineralisation vom Typ Suttrop am N-Rand des rechtsrheinischen Schiefergebirges	205
SCHAEFFER, R.: Bleiglasurerzgänge im Warsteiner Karbonatgebiet und seiner näheren Umgebung, Gangausbildung und Mineralführung	233
ADEMMER, F. & ROTERS, F. A.: Geschichte des Eisenerzbergbaus in Warstein	241

Sammlungen, Aufschlüsse, Exkursionsziele

MEIBURG, P.: Die geowissenschaftlichen Sammlungen im Städtischen Museum Warstein	247
CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K.: Lohnende Exkursionsziele im Warsteiner Raum	253
Orts- und Sachregister	267

Die Autoren

- Franz Ademmer**, Studiendirektor, Beethovenstraße 8, 4788 Warstein 1
- Prof. Dr. Hansjürgen Behr**, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Goldschmidtstraße 3, 3400 Göttingen
- Dr. Claus-Dieter Clausen**, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, 4150 Krefeld
- Dr. Götz Ebhardt**, Dozent, Geologisch-Paläontologisches Institut, Technische Hochschule, Schnittpahnstraße 9, 6100 Darmstadt
- Dipl.-Geol. Hans-Jörg Heinke**, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Straße 195, 4150 Krefeld
- Dr. Hubertus Hess**, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Goldschmidtstraße 3, 3400 Göttingen
- Dr. Heinrich von Kamp**, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Straße 195, 4150 Krefeld
- Dr. Michael Koch**, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Straße 195, 4150 Krefeld
- Dieter Korn**, Feldstraße 29, 5768 Sundern 1
- Prof. Dr. Wolfgang Krebs**, Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Braunschweig, Pockelsstraße 4, 3300 Braunschweig
- Dr. Klaus Leuteritz**, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Straße 195, 4150 Krefeld
- Dr. Hans Georg Lindenberg**, Institut für Geologie der Freien Universität, Altensteinstraße 34a, 1000 Berlin 33
- Dr. Peter Meiburg**, Dozent, Geologisch-Paläontologisches Institut der Technischen Hochschule, Schnittpahnstraße 9, 6100 Darmstadt; z.Z. Universität Essen – Gesamthochschule, Fachbereich 9 – Fach Geologie –, Universitätsstraße 5, 4300 Essen 1
- Dr.-Ing. Gert Michel**, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Straße 195, 4150 Krefeld
- Dr. Georg Oehlschlegel**, Institut für Mineralogie der Ruhr-Universität, Postfach 102 148, 4630 Bochum
- Franz Adolf Roters**, Studiendirektor, Beethovenstraße 10, 4788 Warstein 1
- Dipl.-Min. Reinhard Schaeffer**, Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Braunschweig, Pockelsstraße 4, 3300 Braunschweig
- Dr. Ekbert Seibertz**, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Postfach 510 153, 3000 Hannover 51
- Prof. Dr. Paul Siegfried**, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Pferdegasse 3, 4400 Münster/Westf.
- Dieter Stoffels**, Arbeitsgemeinschaft Höhle und Karst Sauerland im Verband der Deutschen Höhlen- und Karstforscher e. V., Hagdorn 19, 4330 Mülheim a. d. Ruhr 1
- Dr. Dieter Stoppel**, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Postfach 510 153, 3000 Hannover 51
- Dr. Gerd F. Tietz**, Paläontologisches Institut, Universität Erlangen-Nürnberg, Loewenichstraße 28, 8520 Erlangen
- Dr. Henning Uffenorde**, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Goldschmidtstraße 3, 3400 Göttingen
- Prof. Dr. Horst Wachendorf**, Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Braunschweig, Pockelsstraße 4, 3300 Braunschweig

Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein)
Schriftleitung: Dr. Peter Meiburg,
Geologisch-Paläontologisches Institut
Technische Hochschule Darmstadt
Schnittspahnstraße 9
6100 Darmstadt; und
Universität Essen – Gesamthochschule
Fachbereich 9 – Fach Geologie –
Universitätsstraße 5
4300 Essen 1

Umschlagbild:

Nordwest-vergente Falte in Flinzschiechten des südlichen
Warsteiner Massenkalk-Zuges (vgl. S. 46).

Vorwort

Im Mittelpunkt dieses Buches stehen Arbeiten zur Geologie und Mineralogie des Warsteiner Sattels, eines der klassischen Forschungsgebiete im Rhenoharzynikum. Isolierte Lage in der Umrahmung jüngerer Schichtfolgen und vor allem die Vielfältigkeit der geomorphologischen, hydrologischen, tektonischen, stratigraphisch-faziellen und mineralogischen Gegebenheiten haben seit einem Jahrhundert zu zahlreichen geowissenschaftlichen Untersuchungen angeregt. Stellvertretend für eine lange Reihe klingvoller Namen in der Erforschungsgeschichte des Warsteiner Raumes sei HERMANN SCHMIDT genannt. Von seinen grundlegenden Untersuchungen, vor fast 60 Jahren, sind entscheidende Anregungen für die Verbesserung der Devon/Karbon-Stratigraphie und die Vorstellungen der geodynamischen Entwicklung im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge ausgegangen.

Seither ist zur Geologie und Mineralogie des Warsteiner Raumes viel gearbeitet und publiziert worden. In den Schriftenverzeichnissen der folgenden Beiträge werden insgesamt über 100 verschiedene Veröffentlichungen zitiert. Im Hinblick auf die angewachsene Datenmenge und Datenvielfalt, breit in der geowissenschaftlichen Literatur gestreut, haben Fachleute und Freunde der Mineralogie und Geologie mehrfach geäußert, daß gerade dieses Gebiet einer geschlossenen, übersichtlichen Darstellung bedarf.

In den Beiträgen dieses Bandes wurde deshalb auch auf diesen Aspekt, neben neuen, weiterführenden oder vertiefenden Erkenntnissen, besonderer Wert gelegt.

Bei vielen praktischen Fragen, bei Entscheidungen über konkurrierende Nutzungsansprüche an den Naturraum – Beispiel Massenkalk-Lagerstätte: Rohstoffgewinnung contra Trinkwasserversorgung – machte sich bisher das Fehlen einer modernen geologischen Karte mit den dazugehörigen Erläuterungen nachteilig bemerkbar. Die erste amtliche Landesaufnahme zu den Blättern 4515 Hirschberg und 4516 Warstein (früher Rüthen) mit der eigentlichen Kernstruktur dieses Gebietes, dem Warsteiner Sattel, erfolgt gegenwärtig durch C.-D. CLAUSEN und K. LEUTERITZ. Dem Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen ist deshalb besonders für die Erlaubnis zu danken, diesem Warstein-Band eine auf jüngste, noch unveröffentlichte Kartierergebnisse und den neuesten Erkenntnisstand gestützte Übersichtskarte 1:50 000 als Anlage beifügen zu können.

Es ist zu wünschen, daß die geologische Karte in Verbindung mit einer Einführung in die Geologie des Warsteiner Raumes am Anfang und Hinweisen auf sehenswerte Aufschlüsse am Schluß des Bandes (C.-D. CLAUSEN & K. LEUTERITZ) vor allem allen denen eine Hilfe sein kann, die sich das Gebiet mit seiner wechselvollen Erd- und Landschaftsgeschichte erschließen wollen. Obwohl hiermit kein geologischer Führer vorgelegt werden soll, mag dieser Band auch zu Exkursionen in die Umgebung Warsteins anregen, die für Geologie-Studenten verschiedener Hochschulen ohnehin zum Ausbildungsprogramm gehören.

Veranlassung, einen Warstein-Band in der Aufschluss-Sonderreihe erscheinen zu lassen, gab die hohe Zahl teils abgeschlossener, teils laufender geologischer und mineralogischer

Arbeiten unterschiedlicher Aufgabenstellung. Von Anbeginn an war deshalb beabsichtigt, das regionale Rahmenthema eng auf den Warsteiner Sattel und dessen nähere Umgebung zu beschränken, dafür jedoch der Breite der geowissenschaftlichen Forschung in diesem Gebiet besonderen Vorrang zu geben.

Zu einigen speziellen Fragen werden von verschiedenen Autoren kontroverse Antworten gegeben. Sie haben, dem Stand der aktuellen wissenschaftlichen Diskussion entsprechend, zu Recht ihren Platz in diesem Buch. Inhaltliche Überschneidungen in verschiedenen Beiträgen sind nach Möglichkeit vermieden worden. Alle Autoren waren in wissenschaftlich vertretbarem Rahmen um Allgemeinverständlichkeit bemüht.

Mit der Veröffentlichung von 16 Beiträgen in einem Band ist die Hoffnung verbunden, daß dieser dem Verlangen nach einer geologischen Gesamtdarstellung des Warsteiner Raumes nahekommt und vor allem der Vielfalt geologischer Faktoren und Fakten möglichst gerecht wird. Das mit der Herausgabe gesteckte Ziel wäre in vollem Umfang erreicht, wenn dieses Buch sowohl den zahlreichen naturwissenschaftlich Interessierten als auch dem Geowissenschaftler Auskünfte und Anregungen geben kann.

Der Dank richtet sich besonders an die 24 Autoren des Bandes (unter denen niemand fehlt, dessen wissenschaftlicher Arbeitsschwerpunkt in den letzten Jahren im Warsteiner Raum gelegen hat). Dank zum einen für die bereitwillige Mitarbeit und zum anderen für das Entgegenkommen, die Beiträge inhaltlich auf das Rahmenthema abzustimmen.

Für Ratschläge, die die Herausgabe dieses Sonderbandes gefördert haben, danke ich Herrn Dr. H. FLICK, Heidelberg, und für manche freundlich gewährte Hilfe den Herren J. DOLLE, E. RISSE und F. A. ROTERS in Warstein.

Dank schulde ich dem Vorstand der Vereinigung der Freunde der Mineralogie und Geologie für die Erlaubnis, der Reihe der Aufschluss-Sonderbände noch einen Warstein-Band hinzufügen zu können.

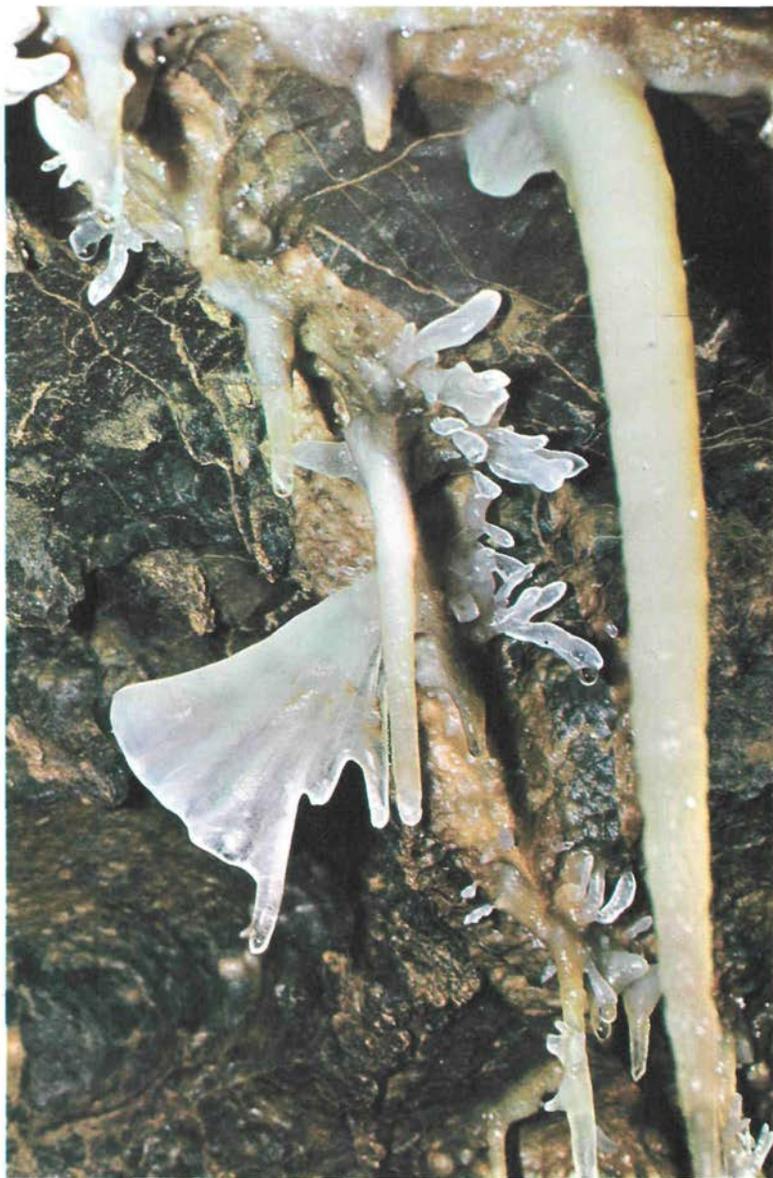
Dankbar bin ich insbesondere dem Verlagshaus Göttinger Tageblatt, namentlich Herrn H. DAMRAU, Göttingen, für die verständnisvolle Zusammenarbeit.

Darmstadt, 15. März 1979

P. MEIBURG



Das Oberdevon/Unterkarbon-Profil im ehemaligen Provinzialsteinbruch Drewer (Ostwand) – für nationale und internationale Schichtenvergleiche als geologisches Naturdenkmal geschützt (vgl. C.-D. CLAUSEN & K. LEUTERITZ 1979: 13; Foto: Dr. D. E. MEYER/Essen, 11. 6. 1979).



Stalaktiten und Excentriques in einer korrosiv entstandenen Flachprofil-Strecke im unteren Stockwerk der Liet-Höhle (vgl. P. MEIBURG & D. STOFFELS 1979: 167; etwa nat. Größe; Foto: Dr. G. F. TIETZ/ Erlangen, Mai 1978).

Aufschluss	Sonderband 29 (Warstein)	1-32	9 Abb., 1 Tab.	Heidelberg 1979
------------	--------------------------	------	----------------	-----------------

Übersicht über die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner näheren Umgebung

Von Claus-Dieter CLAUSEN und Klaus LEUTERITZ, Krefeld

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung
2. Stratigraphie und Fazies des Warsteiner Sattels
 - 2.1. Zentrale Kernsedimente
 - 2.2. Sedimente an der Sattelnordflanke
 - 2.3. Sedimente an der Sattelsüdflanke
3. Stratigraphie und Fazies des Belecker Sattels
4. Stratigraphie und Fazies des Scharfenberger Sattels
5. Tektonik des Warsteiner Sattels und seiner Umgebung
6. Regionale Stellung des Warsteiner Sattels
7. Postpaläozoische Entwicklung
8. Zusammenfassung
Schriftenverzeichnis

1. Einleitung

Einer langgezogenen, in West-Ost-Richtung ausgestreckten Ellipse ähnlich, taucht inselartig zwischen Hirschberg und Kallenhardt aus dem dichten Waldgebiet des Arnsberger Waldes der Warsteiner Sattel auf (vgl. Abb. 1). Das Sattelgebiet fällt schon aus der Vogelperspektive durch die zahlreichen Wiesen, Weiden und Ackerfluren der Hirschberger Blöße und des Warsteiner Hügellandes auf. Die hier gegenüber der Umrahmung andersgearteten morphologischen und hydrographischen Verhältnisse kamen durch die ganz und gar veränderten geologischen Eigenschaften des Untergrundes zustande: Sedimente des Mitteldevons, des Oberdevons und des Unterkarbons treten hier mit raschen Gesteinswechselln, jähren Faziesgegensätzen und starken tektonischen Deformationen zutage.

Der Warsteiner Sattel entwickelte sich bald zu einem klassischen Forschungsgebiet, welches bis in unsere Tage wichtige Daten und Modellvorstellungen für die Erkundung des Rhenohertzynikums beigesteuert hat. Der grundlegenden Untersuchung durch H. SCHMIDT (1922) folgten Arbeiten von PAECKELMANN & RICHTER (1938), RICHTER-BERNBURG (1953), MUCHOW (1965 b), STASCHEN (1968) und UFFENORDE (1976, 1977) nach.

Eine Reihe von kleinen Sätteln und Aufsattelungen umgibt den Warsteiner Sattel im Norden, Osten und Südosten. Unter ihnen besitzen der Belecker und der Scharfenberger Sattel die größten Geländeausstriche. Auch auf diese Vorkommen soll in der folgenden Übersicht kurz eingegangen werden.

Adresse der Autoren: Dr. C.-D. CLAUSEN und Dr. K. LEUTERITZ, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Strabe 195, 4150 Krefeld.

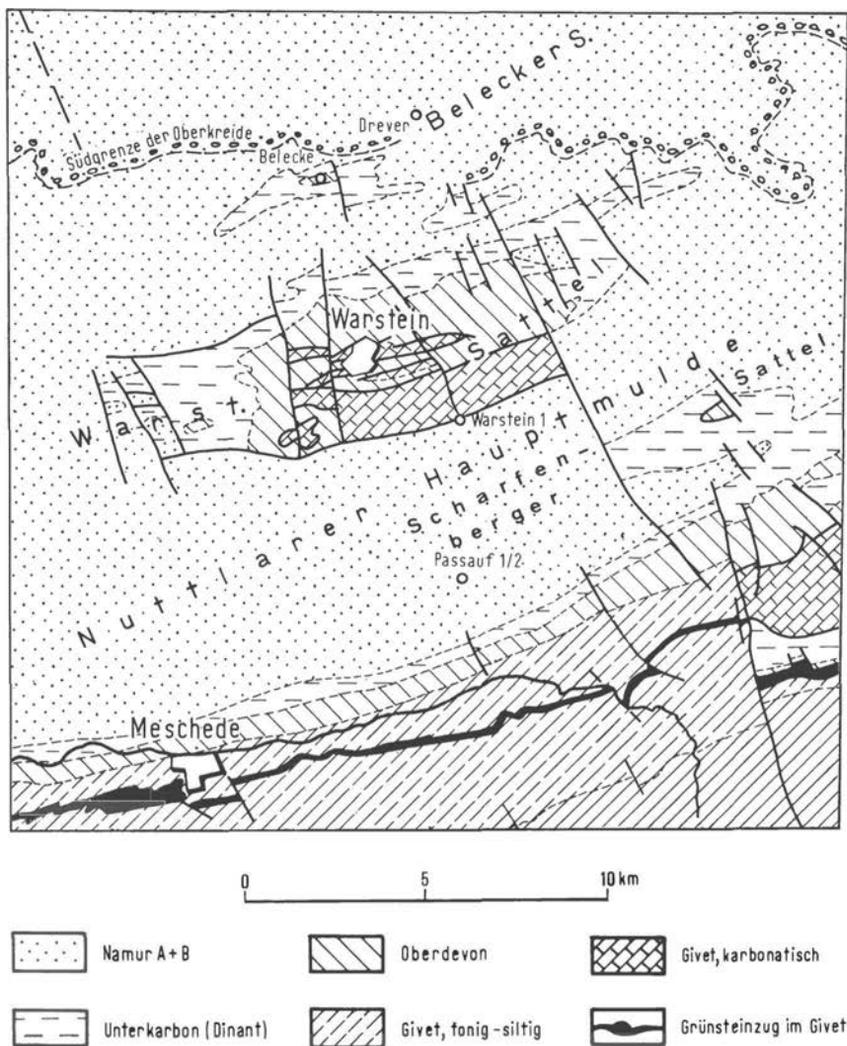


Abb. 1. Übersicht über die Lage des Warsteiner Sattels und seiner näheren Umgebung.

2. Stratigraphie und Fazies des Warsteiner Sattels

2.1. Zentrale Kernsedimente

Der **Massenkalk** ist das älteste Gestein, welches im Warsteiner Sattel zutage tritt. Er setzt sich aus schwarzen, grauschwarzen bis blaugrauen, zum Teil auch heller getönten, teils massigen, teils gut gebankten dichten bis spätigen Kalksteinen zusammen. Gelegentlich wechsellagern die Kalksteine mit Ton- und Mergelsteinlagen, welche einige Zentimeter bis Dezimeter mächtig sind.

Der Massenkalk ist ein Riffsediment. Es besteht aus den Gehäusen kalkbildender Organismen, vorzugsweise aus dem wieder verkitteten Schutt dieser Kalkgerüste. Viele im Rheinischen Schiefergebirge vorhandene Riffkomplexe beginnen mit einer horizontalen bankigen biostromalen Kalkstein-Plattform (Schwelm-Fazies nach KREBS 1971, 1974). Auf dieser Basis bauen sich die eigentlichen Riffe, die konvex gewölbten, vertikal emporwachsenden Bioherme, auf (Dorp-Fazies nach KREBS 1971, 1974). Hierbei ist ein von autochthonen Riffbildnern zusammengesetzter Riffkern von einem Riffschuttmantel umgeben, dessen seewärtiger Abschnitt als Vorderriff, dessen lagunenwärtiger Teil als Hinterriff bezeichnet werden.

Das Warsteiner Riff ist über das biostromale Plattformstadium nicht hinausgekommen. Echte vertikale Riffkörper fehlen also. Entsprechend gut ist vielfach die Schichtung zu



Abb. 2. Aufgelassener Massenkalk-Steinbruch Risse an der Warsteiner Hauptstraße, südliche Sattelflanke, Ostwand, untere Sohle (R 55 430, H 01 670); Massenkalk, Schwelm-Fazies. – In die Schieferungsflächen eingelagerte Stromatoporen und Korallen. Die Fossilien sind auf den Schieferungsbahnen angelöst. Schichtung 30° , Schieferung 55° nach Südosten fallend. Abgebildeter Maßstab = 17 cm.

erkennen, bisweilen gelingt es aber nur, mit Hilfe von sporadisch auftretenden Schwarzschieferlagen und Fossilhorizonten das Einfallen der gebankten Schuttlagen auszumachen.

Die Kalkgerüstbildner des Warsteiner Riffes sind ästige, flachwellige, lagige, knollige und kugelförmige Stromatoporen sowie rugose und tabulate Korallen (Abb. 2 u. 3). Daneben treten oft massenhaft lagen- und bankförmige Fossilanreicherungen auf, die neben Korallenschutt aus Crinoidenstielgliedern und Schalenresten von Brachiopoden (Stringocephalen) bestehen. Gastropoden sind demgegenüber selten.

Das plattformartige Hochgebiet, auf dem die Gerüstbildner siedelten, entstand auf dem sich dem Old Red-Kontinent südlich anschließenden Schelf unterhalb der Zone kräftiger Wellenbewegungen (zur Entstehung der Plattform vgl. S. 23). Hier konnten sich die biostromalen Riffbauten nach und nach anreichern, zumal die Plattform mehr oder weniger gleichförmig einsank und fortlaufend Raum für neuen Aufwuchs und die Ansammlung weiteren Kalkschuttes schuf. Die Plattform besaß eine isolierte und gegenüber festländischen Einflüssen abgeschirmte Lage. Nur feinste klastische Trübe wurde gelegentlich mit den Meeresströmungen hergeschafft und reicherte sich in lagunenartigen Depressionen an. Die hier entstehenden Schwarz-

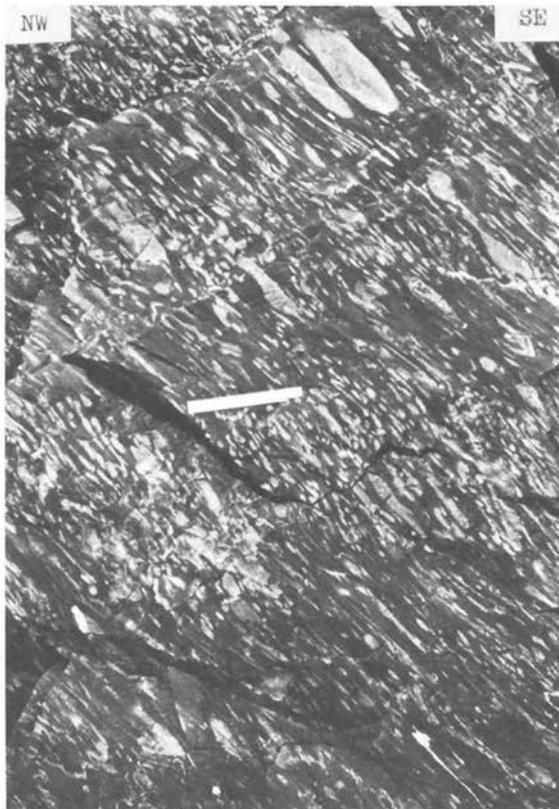


Abb. 3. Aufgelassener Massenkalk-Steinbruch Risse an der Warsteiner Hauptstraße, nördliche Sattelflanke, Ostwand, untere Sohle (R 55 430, H 01 740); Massenkalk, Schwelm-Fazies. – Zwei an Korallen und Stromatoporen reichhaltigere, 43 cm bzw. 28 cm mächtige Lagen wechsellagernd mit fossiläreren Bereichen. Fossilien in die Schieferungsebene stark eingelenkt und bandartig ausgezogen. Schichtung ca. 5° nach Nordwesten, Schieferung 50° nach Südosten fallend. Abgebildeter Maßstab = 17 cm.

schieferlagen verfangerten sich vielfach mit dem Riffschutt. Das Nebeneinander von autochtho-ner Riffbildung, Riffschutt und bituminösen Ton- und Kalkschlämmen wurde durch ein aus kleinen Senken, Rinnen und Buckeln bestehendes Kleinrelief auf der mehr oder weniger ebenen Plattformoberfläche ermöglicht.

Das biostromale Riffwachstum setzte im Laufe des höheren Mitteldevons (Givet-Stufe) ein. Gegen Ende des Mitteldevons und an der Mittel/Oberdevon-Grenze starben die meisten Riffbereiche ab; nur in Nähe des Plattform-Südrandes dauerte das Wachstum bis zum Oberdevon (höhere Adorf-Stufe) an.

Die Plattform blieb während des gesamten Oberdevons und noch im tieferen Unterkarbon als Untiefe bestehen, wobei es zu unterschiedlich mächtigen und vollständigen karbonatischen sowie tonig-schluffigen Schichtenfolgen im Bereich des Hochgebietes kam:

- kontinuierliche und mächtige Sedimentation am Plattform-Nordrand;
- teils kontinuierliche, teils diskontinuierliche und geringmächtige Sedimentation am Plattform-Südrand;
- diskontinuierliche geringmächtige Sedimentation, örtlich auch Nichtsedimentation, auf der zentralen Plattform.

2.2. Sedimente an der Sattelnordflanke

Schon oben wurde herausgestellt, daß die Schwelm-Fazies des Warsteiner Massenkalkes örtlich durch eine Verzahnung von Kalkstein und Flinzschiefer gekennzeichnet ist (vgl. MUCHOW 1965a: 33 ff., 1965b: 729). Nach Absterben des Riffes griff die Flinzfazies auf die gesamte Nordflanke des Riffes über. Zahlreiche, meist isolierte Vorkommen von Flinz und Tentaculitenschiefern zwischen Enkebruch, Hohem Stein und Kallenhardt belegen, daß der zentrale und südöstliche Abschnitt des Carbonatkomplexes ebenfalls örtlich in die Flinzsedimentation einbezogen wurde.

Die **Flinzschiefer** sind durch schwarze bis blaugraue, dichte bis feinkörnige, bituminöse kalkhaltige Tonsteine gekennzeichnet, in welche in wechselndem Umfang, meist aber sehr zahlreich, schwarze bis graublaue, ebenplattige, aber auch knollen-, fladen- und brotlaibförmige bituminöse Kalksteine (Biomikrosparite bis Biosparite) eingeschaltet sind. Schwefelkies liegt teils diffus, teils knollenförmig vor. Die Flinzkalkbänke sind vielfach aus Riffdetritus (Crinoidenschutt, Korallen, Stromatoporen) aufgebaut, welcher durch vom Riff herleitbare Schuttströme eingeschüttet wurde. Daneben sind, ebenfalls in den begleitenden Tonsteinen, Styliolinen, Tentaculiten, Conodonten, Goniatiten und Nautiloideen und Lamellibranchiaten nicht selten.

Die Sedimentation der Flinzschichten begann im oberen Mitteldevon (Faziesäquivalent des Massenkalkes) und hielt bis zur Mittleren Adorf-Stufe an, wie zum Beispiel in einem Hohlweg auf Blatt Hirschberg bei R 53 410, H 01 240 gefundene Manticoceraten und Proboloceraten beweisen. Die Mächtigkeit der Flinzschichten schwankt zwischen 40 bis 100 m.

Die Flinzschichten werden von **Tentaculitenschiefern** und **Styliolinschiefern** überlagert, welche aus einer 80 bis 130 m mächtigen Folge grauschwarzer bis blaugrauer, gelb bis lederbraun verwitternder, primär kalkärmerer (meist völlig entkalkter) Tonsteine bestehen. Sie sind ziemlich gleichmäßig ausgebildet, stellenweise gebändert und schluffig. Auch hier sind, wenn auch in weit geringerer Anzahl als bei den Flinzschichten, bituminöse Kalksteinbänke eingeschaltet. Tentaculiten, Styliolinen, Crinoiden und Lamellibranchiaten lassen sich allenthalben in den Tonsteinen finden. Die Tentaculiten- und Styliolinschiefer gehören der Unteren bis Mittleren Adorf-Stufe an.

Die geologische Neuaufnahme ergab, daß sich der höhere Teil der Flnzschichten mit den Tentaculitenschiefern verzahnen kann (z.B. am Glensberge östlich Suttrop). Die Tentaculitenschiefer sind in diesem Fall nur als eine besondere Fazies der Flnzschichten anzusehen (Entstehung in besser durchlüfteten Meeresbereichen). Schon MUCHOW (1965a : 12) wies darauf hin, daß Tentaculitenschiefer wie typische Flnzschichten aussehen können.

Die silikatreichen Flnzschichten und Tentaculitenschiefer sind Beckensedimente. Im nordwestlichen Teil des Warsteiner Sattels werden sie in der höheren Adorf-Stufe von 70 bis 110 m mächtigen **Kalkknollenschiefern** (bei H. SCHMIDT (1922 : 263) „Büdesheimer Schiefer“ genannt) abgelöst. Hier sind in blaugraue bis olivgrüne gebänderte kalkhaltige Tonsteine hellgraue bis blaugraue Knollen, Linsen und Bänke von Kalksteinen eingebettet. Die Mächtigkeit der Einzelbänke schwankt zwischen 0,5 und 5 cm. Der Kontakt Tonstein/Kalkstein ist in der Regel sehr scharf. Durch Herauswitterung der Knollen entstehen typische Kramenzelstrukturen. Die Schichtflächen der Tonsteine sind bereichsweise von Ostracoden übersät. Die Tentaculiten haben im Vergleich zu den liegenden Tentaculitenschiefern an Zahl deutlich abgenommen.

Eine kurzfristige örtliche Änderung der Sedimentationsverhältnisse verdeutlicht das schon von H. SCHMIDT (1922: 266–267, „Östricher Kalk“) beschriebene, im ehemaligen Steinbruch Korff erschlossene Kellwasserkalkvorkommen. Zwei in Schwarzschiefer eingebettete bituminöse Kalksteine weisen auf ein am Meeresboden herrschendes euxinisches Milieu hin, welches möglicherweise durch eustatische Meeresspiegelschwankungen verursacht wurde (vgl. FRANKE et al. 1978: 207). Wie auch sonst im Rheinischen Schiefergebirge enthalten diese Kalksteine zahlreiche verkieste und in Brauneisenstein umgewandelte Goniatiten, Lamellibranchiaten und Brachiopoden.

Ohne deutliche lithologische Grenze gehen die adorfischen Kalkknollenschiefer in 60 bis 80 m mächtige **Bänderschiefer** der Nehden-Stufe („Cypridinenschiefer“) über. Teils liegen dekametermächtige uniforme, aus blaugrauen bis olivgrünen bänderstreifigen kalkhaltigen Tonsteinen bestehende Folgen vor, teils sind graue Kalkknollen und Kalksteinbänkchen in die Tonsteine eingeschaltet, welche den Gesteinen bei stärkerer Verwitterung die typischen Kramenzelstrukturen verleihen. Die Fauna ist durch zahlreiche Ostracoden und Muscheln (Guerichien) gekennzeichnet.

Auch die Kalkknollenschiefer und Bänderschiefer sind Beckenablagerungen; die stärker kalksteinhaltigen Partien wurden am Übergang von Becken zu Schwelle, an den Abhängen der Carbonatplattform, gebildet, wo die Beimengung von Ton- und Schluffschlamm deutlich abnahm. Es sammelten sich so in den an die Plattform grenzenden westlichen und nordwestlichen Becken von der Mittleren Adorf- bis zur Unteren Nehden-Stufe bis zu 400 m Sedimente an. Die Sedimentzufuhr übertraf bei weitem die Bodenabsenkung; Auflast und Subsidenz korrespondierten nicht (vgl. FRANKE et al. 1978: 206).

Im gesamten Warsteiner Sedimentationsgebiet fehlen die sonst für das Famenne des Schiefergebirges so typischen Rot- und Grünschiefer. Solche bunten Tonsteine treten erst am Südrand der Nuttlarer Hauptmulde zwischen Meschede und Scharfenberg auf.

In der Oberen Nehden-Stufe änderten sich plötzlich die Verhältnisse. Die Carbonatanlieferung nahm wieder stärker zu und das silikatische Material wurde teilweise, bisweilen sogar vollkommen, zurückgedrängt: Reine **Kalksteine**, **tonig-schluffige Kalksteine** und **tonige Schluffsteine** wurden neben- und übereinander in einer bis zu 30 m mächtigen Folge angereichert. Diese Gesteine, in älteren Veröffentlichungen „Enkeberg-Kalk“ genannt, bilden das Rückgrat des sich Nord-Süd erstreckenden Querriegels der Kahlenbergs-Köpfe, welche die Hirschberger Senke vom Warsteiner Hügelland trennen. Eine die primären lithologischen Merkmale

makroskopisch vollkommen überdeckende Verkieselung erschwert die Faziesanalyse dieser Gesteine.

Zum Hangenden hin, in der Dasberg-Stufe, nimmt die Ton- und Schluffzufuhr wieder allgemein zu; die bankigen reinen Kalksteine der Hemberg-Stufe gehen daher in der Dasberg-Stufe vielfach in **grobknollige Mergelkalksteine** über.

Die obigen Ausführungen verdeutlichen, daß sich in dem am Nordwestrand des Warsteiner Sattels erschlossenen Oberdevon erst in der Oberen Nehden-Stufe eine mehr oder weniger geschlossene Kalksteinfolge gebildet hat. Ganz andere Verhältnisse liegen am Nordostrand des Sattels vor. Hier setzen fast das gesamte Oberdevon umfassende **bankige, knollige und flaserige Kalksteine** schon in der mittleren bis höheren Adorf-Stufe ein. Der Übergang zwischen der tonsteinreichen Fazies im Westen und Nordwesten und der Kalkstein-Fazies im Osten vollzieht sich westlich der Glenne an einer vom Kuckucks-Berg bis zur Ortschaft Suttrop reichenden Linie. So ist schon im Steinbruch Kattensiepen, unmittelbar östlich der Glenne, das ab der Nehden-Stufe erschlossene Oberdevonprofil durchweg kalkig ausgebildet. Wie im Westen des Warsteiner Sattels, so reichern sich allerdings auch in seiner Osthälfte (nördlich Kallenhardt), hier jedoch in vielen kleineren beckenartigen Eintiefungen, während der Nehden-Stufe Ton- und Schluffschlämme an (vgl. STASCHEN 1968: 13). Auch hier entstand also, wie sonst generell im Westen, ein ausgedehnteres Areal mit „Cypridinenschiefer“. Für das Sedimentationsgebiet der zwischen Beleck und Kruhberg erschlossenen Kalksteine wählte UFFE-NORDE (1976: 79) den Begriff „Rüthener Cephalopodenkalk-Plattform“.

Ähnlich wie bei den Kellwasserkalken in der Adorf-Stufe schaltet sich in der Oberen Hemberg-Stufe (do IV) in die Kalksteine ein nur wenige dezimetermächtiges Band aus mürben blättrigen Schwarzschiefern und bituminösen Kalksteinlinsen ein: der *Platyclymenia annulata*-Horizont. Er ist derzeit im Warsteiner Sattel in den Steinbrüchen Kattensiepen und Eulenspiegel erschlossen.

Während der Wocklum-Stufe dauerte am Nordrand des Warsteiner Sattels zunächst die Bildung von **Knollen- und Flaserkalken** an, bis mit dem Einsetzen der Hangenberg-Schichten, grauer Ton- und Schluffsteine, die geschlossene Cephalopodenkalk-Folge endete. Die Devon/Karbon-Grenze geht durch die **Hangenberg-Schichten** hindurch. Der höhere unterkarbonische Anteil der Hangenberg-Schichten (cu I) ist an einigen Stellen, z. B. an der neuen Straße Rüthen – Nuttlar, als **Hangenberg-Kalk** entwickelt.

Die Hangenberg-Schichten werden zum Hangenden hin im cu II α zu Gunsten der nunmehr einsetzenden Kulmfazies von feinklastischen und kieseligen Gesteinen überlagert. In sich eintiefenden Ablagerungsräumen wurden bis zu 200 m mächtige, vorzugsweise silikatische Sedimente angereichert. Seit dem Oberdevon noch vorhandene Reliefunterschiede konnten nunmehr zunehmend ausgeglichen werden.

Im Warsteiner Raum beginnt die Sedimentation mit den bis zu 1 m mächtigen **Hauptphosphorit-Schichten** (STASCHEN 1968: 15), einer aus grauen, schluffigen Tonsteinen und Kieselschiefern mit Phosphoritknollen-Lagen bestehenden Folge. Die Hauptphosphorit-Schichten sind das fazielle Äquivalent der andernorts im Rheinischen Schiefergebirge gebildeten liegenden Alaunschiefer. Mehrere Bänke auffällig ockergelb verwitternder, einige dm mächtiger Kalksteine, der **Erdbacher Kalk**, lösen zum Hangenden hin die Hauptphosphorit-Schichten ab und gehen ihrerseits in graue und schwarze gebänderte Tonsteine, mit zahlreichen Tuff- und Tufflitagen wechsellagernde **Kieselschiefer** und **Lyditbänkchen**, schließlich in **Kieselkalke** über. Diese Gesteine umfassen das cu II β/γ bis cu II δ .

Unmerklich gehen diese Sedimente in die **Kieseligen Übergangsschichten** (cu III α) über, einer aus einer Wechsellagerung von teils milden, blättrig aufspaltenden, teils verkieselten

splitterigen schwarzen, grauen und grünlichgrauen Tonsteinen, Schluffsteinen und Kieselschieferlagen bestehenden silikatreichen Folge. Der höhere, aus Tonschiefern und kieselligen Schiefern bestehende Abschnitt des cu III α , welcher in gleicher Ausbildung auch in das cu III β weiterreicht, wird wegen seines Reichtums an Posidonien auch oft „**Posidonienschiefer**“ (STASCHEN 1968: 20–21; cu III α_2 – cu III β) genannt. Der größere Teil der Posidonienschiefer gehört den Kulm-Tonschiefern (vgl. unten) an.

Ein oder zwei, durch ihren Reichtum an Goniatiten und Orthoceren auffallende Kalksteinbänke, die *crenistris*-Bänke, bilden allgemein im höheren Teil der Kieselligen Übergangsschichten (cu III α_1) gute Leithorizonte, sind aber im Warsteiner Sattel nur örtlich erschlossen (Steinbruch 300 m westlich des Kahlenberg-Kopfes 485,7 m bei R 51 670, H 99 590; Straße Rühren – Nuttlar bei R 61 580, H 04 130).

Den höheren Teil des cu III nehmen die **Kulm-Tonschiefer** (höchstes cu III β bis cu III γ) ein. Ihre aus tiefschwarzen bis blaugrauen, häufig fein gebänderten, splitterig brechenden, eng geschichteten Alaun- und Tonschiefern aufgebaute Gesteinsfolge reicht in das Oberkarbon („**Hangende Alaunschiefer**“) hinein, ohne daß lithologisch die Unter/Oberkarbon-Grenze genau angegeben werden kann. Die Tonsteine werden zum Hangenden hin zunehmend reichhaltiger an Pflanzenhäcksel. Die Gesamtmächtigkeit kann 100 m übersteigen. Tuffitische Tonsteine (mit aufgearbeiteten Keratophyren und Keratophyrtuffen) sind nicht selten. In einem durch Bacherosion geschaffenen Anriß ließ sich bei R 50 410, H 00 890 (Blatt Hirschberg) sogar eine 9 cm mächtige Grauwacke (nach GRÜNHAGEN 1977 ein feldspatreicher quarzitischer Feinsandstein) nachweisen. Die Grauwacke ist ein Vorläufer der sonst erst im Oberkarbon einsetzenden Schüttung gröberklastischen Materials.

Gegen Ende des Unterkarbons wurde die Warsteiner Carbonatplattform mit ihren insgesamt nur einige hundert Meter mächtigen umhüllenden Sedimenten in den sich nun einsenkenden Namur-Trog einbezogen. Das klastische Material, welches von weit südlich des Warsteiner Sattels gelegenen Liefergebieten stammt (WACHENDORF 1965: 733) wurde fluviatil bis zum Trogrand, sodann in Suspensionsströmen in den Trog hinein verfrachtet und griff über das Sattelgebiet hinweg. Dabei wurden im Warsteiner Raum sehr mächtige Sedimente aufgeschüttet (vgl. S. 23).

Die allmähliche Korngrößenzunahme deutet sich zunächst dadurch an, daß die Hangenden Alaunschiefer zum Hangenden hin rauher werden; die Glimmerführung nimmt zu und in die Tonsteine schalten sich Schlufflagen ein, die ebenso wie die Tonsteine bänderstreifig ausgebildet sein können. In diese Ton- und Schluffsteine sind schließlich noch geringmächtige etwa 5 bis 10 cm umfassende Sandsteinlagen eingelagert.

Diese, die Sedimentation der grobklastischen Gesteine einleitende basale 50 bis 120 m mächtige Schichtenfolge, die früher zum größten Teil noch den Hangenden Alaunschiefern zugerechnet wurde, wird als „**Untere Arnsberger Schichten**“ von den „**Oberen Arnsberger Schichten**“ abgetrennt. Die Oberen Arnsberger Schichten sind durch eine Wechselfolge von Tonsteinen, schluffigen Tonstein, Schluffsteinen und grauackartigen Sandsteinen gekennzeichnet. Die Grauwacken treten als Einzelbänke oder als Bankfolgen auf. Die erste, über den Unteren Arnsberger Schichten einsetzende Grauwackenbank dient als **Grenzbank**, ist jedoch vielfach nicht aufgeschlossen und – nach den vorliegenden Untersuchungen – auch zum Teil primär nicht ausgebildet. Der Übergang zwischen Unteren und Oberen Arnsberger Schichten ist in diesem Fall fließend.

Unmittelbar unter der Grenzbank tritt zuweilen eine 40 bis 60 cm mächtige Kieselschieferlage auf, der *bisulcatum*-Kieselschiefer (STASCHEN 1968: 30–31, 48–49). Gelegentlich gesellen sich zu den Grauwacken Feinkonglomerate, welche im Warsteiner Raum wegen ihres

sporadischen Auftretens nicht als Leithorizonte zu verwenden sind. Pflanzenhäcksel ist allgemein verbreitet. Besser erhaltene, bestimmbare Pflanzenrelikte sowie Zoofossilien (Goniatiten, „Orthoceren“, Lamellibranchiaten, Gastropoden) sind ziemlich selten und auf glückliche Einzelfunde beschränkt.

Die Oberen Arnsberger Schichten sind mehrere hundert Meter mächtig. KÜHNE gibt 1938 auf Blatt 4514 Möhnesee (früher: Arnsberg-Nord) ca. 400 m an, 1936 auf Blatt 4517 Alme 400 bis 500 m. Mit den Oberen Arnsberger Schichten endet im näheren Umkreis des Warsteiner Sattels die Überlieferung paläozoischer Ablagerungen. Daß die auf den Blättern Möhnesee und Alme erschlossenen stark glimmerhaltigen **Hagener Schichten**, welche auf die Arnsberger Schichten folgen, sowie die **Ziegelschiefer** auch im Warsteiner Raum abgelagert wurden, ist wegen der hier auf ca. 2000 m veranschlagten Gesamtmächtigkeit oberkarbonischer Schichten (vgl. S. 23) sehr wahrscheinlich, aber infolge der Denudation heute nicht mehr direkt nachweisbar.

2.3. Sedimente an der Sattelsüdflanke

Hinsichtlich ihrer lithologischen und faziellen Ausbildung unterscheiden sich die Schichtenglieder mit Ausnahme der im südöstlichen Warsteiner Sattel sedimentierten Schlagwasser-Brekzie nicht wesentlich von denen an der Sattelnordflanke. Unterschiede bestehen jedoch im Hinblick auf Mächtigkeit, Alter, regionale Verbreitung und paläogeographische Position.

Eine erste Abweichung gegenüber den Verhältnissen im Norden ergibt sich schon dadurch, daß am Südrand der Warsteiner Carbonatplattform der Massenkalk an mehreren Stellen in die Adorf-Stufe hineinreicht. Nach Conodontenuntersuchungen von LEUTERITZ (unveröff. Berichte) und UFFENORDE (1976: 88; in: CLAUSEN et al., in Vorb.) ergaben Proben aus dem kleinen Spezialsattel 300 m südöstlich der Bilstein-Höhle (R 53 080, H 98 990), aus der isolierten Massenkalkkuppe nördlich Höhe 395,0 m westlich „Altes Feld“ (R 57 700, H 99 870), aus den das Lörmecke-Ufer aufbauenden Kalksteinrippen südöstlich des Hohen Steines (R 58 220, H 00 490), am Nordrande des Hohlen Steines (R 58 570, H 00 440) sowie aus dem Bereich der Warte-Anhöhe (R 58 940, H 00 950) ein von der Unteren (mittleres do Ia) bis Oberen Adorf-Stufe (do Iy/δ bis δ) reichendes Alter.

Während also das Warsteiner „Riff“ am Plattform Südrand bis zur Oberen Adorf-Stufe weiterwuchs, sammelten sich andernorts (vgl. Kap. 2.2) in Hang- und Beckenpositionen silikatische und karbonatische Partikel an, die zur Bildung der Flinzschiefer, der Tentaculiten- und Styliolinschiefer sowie der Kalkknollenschiefer führten. Diese Sedimente sind mithin ein fazielles Äquivalent des oberdevonischen Massenkalkes. Aber dort, wo die Massenkalkbildung schon in der höheren Givet-Stufe vorzeitig unterbrochen wurde, entstanden auch am Südrand Flinzschiefer und Tentaculitenschiefer (z. B. beiderseits des Suttroper Weges unmittelbar nördlich und südlich der Anhöhe 403,0 m).

Den südlichen Plattformhang überkleideten an mehreren Stellen kondensierte Cephalopodenkalksteine. Auch in kleinen Rinnen und Senken auf der Plattform sind sie zu finden. Nach UFFENORDE (in: CLAUSEN et al., in Vorb.) setzten sie vermutlich bereits in der Oberen Adorf-Stufe ein und reichen örtlich bis zur Wocklum-Stufe. Es ist auch damit zu rechnen, daß vielfach primäre und sekundäre Schichtlücken vorliegen. Anstehend wurden diese Kalksteine nur zwischen Bilstein- und Wester-Bach angetroffen. Hier sind sie verkieselt. Die sonstigen Befunde stützen sich auf zufällige Lesesteinvorkommen. Ein umfangreicheres Gebiet mit solchen Lesesteinen befindet sich zwischen der Warte-Anhöhe und Kallenhardt. Am Alten Schießstand südöstlich der Bilstein-Höhle lassen sich die Cephalopodenkalksteine mit Hilfe von Clymenien in die Dasberg- bis Wocklum-Stufe einordnen (vgl. CLAUSEN et al. 1979).

Auf die Cephalopodenkalk-Fazies folgt wie am Nordrande die Kulmfazies mit Alaun- und Kieselschiefern. Daß sich ebenfalls – jedenfalls örtlich – hier zwischen Kalksteinen und Kulmsedimenten die Hangenberg-Schichten und der Erdbacher Kalk einschalten, beweist der oben genannte Aufschluß am Alten Schießstand. Von diesem Aufschluß aus läßt sich bis zur B 55 im Westerbach-Tal die Überlagerung der Cephalopodenkalke durch Alaun- und Kieselschiefer verfolgen.

Darüber hinaus wurden bei der Neukartierung mehrere Verbreitungsgebiete mit Kulmfazies fixiert, wo Kieselschiefer mit Schichtlücken direkt auf Massenkalk zu lagern scheinen:

- Areal zwischen Grube David und Kapelle Altenwarstein (Geländeplateau der „Platte“);
- Areal südlich der Massenkalksteinbrüche Albers/Dyckerhoff und Brühne am Hillenberg;
- Areal beiderseits des Suttroper Weges zwischen Steinbruch „Hohe Liet“ und „Enkebruch“;
- Areal südlich der „Warte“ zwischen Hohlem Stein und Höhenpunkt 396,0.

In allen diesen Fällen stehen die Kieselschiefer nicht an, sondern bilden mit Lesesteinen bestreute Geröllfelder. Es kann deshalb sein, daß sie, inzwischen weitgehend erodiert, dem heutigen Denudationsniveau des Massenkalkes auflagern. Im Gegensatz zum oberdevonischen Cephalopodenkalk blieben nur sie allein als verwitterungsresistente Gesteine übrig.

Die Geröllfelder könnten zum Teil aber auch nur die Füllungen zufällig angeschnittener Karsttaschen sein.

Wie vielschichtig in der Tat die Verhältnisse an der Südflanke sind, zeigen die Untertageaufnahmen der seit 1949 stillgelegten Eisenerz-Grube David. Kieselschiefer und Kieselkalke liegen hier diskordant über vererzten Cephalopodenkalken des höheren Oberdevons, örtlich sogar über Tonsteinen der Adorf- und Nehden-Stufe (PAECKELMANN & RICHTER 1938: 269). Nach STADLER (1976: 5–6) verursachte eine noch im Oberdevon erfolgte frühe Mineralisation eine Schwefel- und Kupferkies-Vererzung. Der Schwefelkies zersetzte sich oberflächennah unter Bildung von Eisenoxiden; die dabei entstehenden Säuren schufen in den Cephalopodenkalken größere Hohlräume, in welche die hangenden Sedimente, die Alaun- und Kieselschiefer, teilweise einbrachen. Während der asturischen Orogenese wurden diese Gesteine gefaltet, intensiv tektonisch verknüpft sowie von Querstörungen und flachen Überschiebungen betroffen, wobei Mulden aus unterkarbonischen Sedimenten sogar vom Erzkörper überfahren wurden (G. RICHTER 1944: 2–3, Anl. 2; FRICKE 1949: 2). Dabei wurde Erz in das Unterkarbon eingeschuppt. Über den Zeitpunkt der Vererzung und Verkieselung vgl. S. 26.

Auf die Alaun- und Kieselschiefer folgen dann wie am Nordrand Kulm-Tonschiefer und Untere Arnsberger Schichten, die zu den Oberen Arnsberger Schichten der Nuttlarer Mulde überleiten.

In einigen Bereichen fehlen die unterkarbonischen Gesteine. Sie sind an Längsstörungen unterdrückt (vgl. S. 20), so auf Blatt Hirschberg zwischen der Flur Fürstenkamp und dem Bilstein-Bach und auf Blatt Warstein zwischen Westerbach-Tal und dem Enkebruch.

Auf Blatt Hirschberg grenzen die Oberen Arnsberger Schichten mit einer etwa 1,5 km langen Längsstörung an eine von Westen nach Osten zunehmend älter werdende Folge unterkarbonischer und oberdevonischer Gesteine.

Unmittelbar westlich des Bilsteinbach-Ufers stößt das klastische Oberkarbon an karbonatische Gesteine der Oberen Nehden-Stufe.

Auf Blatt Warstein liegen an der etwa 2,3 km langen Längsstörung zwischen Westerbach-Tal und Enkebruch Massenkalk und Arnsberger Schichten direkt nebeneinander. Im Bereich

südlich der Bilstein-Höhle und der „Platte“ sind die Kieselschiefer zwar erhalten, aber Kulm-Tonschiefer und Untere Arnberger Schichten sind streckenweise unterdrückt. Östlich des Enkebruches liegt eine normale Abfolge unterkarbonischer Gesteine vor. Östlich der Lörmecke wies die Neukartierung am Südrand wiederum recht umfangreiche Schichtenausfälle nach.

Eine Besonderheit des Südeviers ist ferner der „**Warsteiner Trümmerzug**“ (H. SCHMIDT 1922: 305). Hierunter versteht man nicht nur alle in diesem Bereich vorkommenden, heute als resedimentär gedeuteten Brekzien (UFFENORDE 1976: 98), sondern mehr umfassend einen wechselnd breiten Streifen tektonisierten, mehr oder weniger intensiv verkieselten Massenkalkes (MEIBURG et al. 1977: 496). Die „Durchtrümmerung“ steht sicher nicht oder nicht ausschließlich im Zusammenhang mit den oben beschriebenen Südrandstörungen, denn gerade dort, wo die größten Schichtenausfälle sind (zwischen Forsthaus Freedfeld und Müschede-Berg), tritt unverkieselter, normal beanspruchter Massenkalk zutage.

Vielmehr kam der Trümmerzug so zustande, daß der an tektonischen Schwächegefügen (stark geklüftete Partien, Teilschnitte der Südrandstörungen, Querstörungen) zerrüttete Massenkalk durch aufsteigende Hydrothermen silifiziert wurde. Von den linearen Schwächegefügen aus drang Kieselsäure auch in nicht-brekzierten Massenkalk ein. Auf diese Weise entstanden unterschiedlich stark verkieselte, teils makroskopisch homogene, teils nur aus einem brekziösen Haufwerk bestehende Massenkalkpartien. Vor allem an zahlreichen, den Südrand der Carbonatplattform in Einzelschollen zerlegenden Querstörungen konnten die Lösungen unterschiedlich weit nach Norden vorstoßen. Die Nordfront der geschlossenen Verkieselung wird somit von einer stark gebuchtet und geschwungen verlaufenden Linie umgrenzt. Die Breite der Verkieselungszone schwankt ganz extrem zwischen einigen Dezimetern (vgl. Bohrung Warstein 1, CLAUSEN et al., in Vorb.) und 150 m. So bildeten sich, vor allem zwischen Lörmecke und Müschede-Berg, mehrere wechselnd breite, flächenhafte Areale mit starker Verkieselung, zwischen die immer wieder Bereiche unverkieselten, normal beanspruchten Massenkalkes („Massenkalkinseln“) eingeschaltet sind. Vor allem sind zu nennen:

- Müschede-Berg (mit zahlreichen Pingen, die auf die Abgrabung der silifizierten Gesteine hinweisen);
- Gebiet nördlich des Enkebruches, am Ostrand des Range-Tales;
- Bereich zwischen Suttroper Weg und „Altes Feld“;
- Areal im Forst Körtlinghausen, westlich der Lörmecke, 250 m südlich des Hohen Steins.

Im Tertiär und Quartär wurden die verkieselten Gesteine als Rollblöcke weit nach Norden transportiert. Der nördlichste Block wurde an der Einmündung der Glenne in die Möhne gefunden. Zwei ausgedehnte Geröllfelder befinden sich zwischen dem Steinbruchsgelände „Hohe Liet“ und dem Enkebruch sowie zwischen Hohem Stein und „Altes Feld“. Sie täuschen eine größere Verbreitung des Trümmerzuges vor, als sie wirklich gegeben ist (vgl. UFFENORDE 1976: 98).

Eine weitere Besonderheit der Sattelsüdflanke stellt die vornehmlich im Südosten bei Kallenhardt verbreitete Schlagwasser-Brekzie dar.

Die **Schlagwasser-Brekzie** wurde erstmals von H. SCHMIDT (1922: 305) näher beschrieben und nach dem Gewässer „Schlagwasser“, einem östlich von Kallenhardt fließenden Bach, benannt.

Er verstand darunter ein Kalkkonglomerat mit karbonatischem Bindemittel, das nuß- bis „hausgroße“ Bestandteile enthalten sollte. Gleichzeitig, daß es sich hier um den unverkieselten, östlichen Teil des „Warsteiner Trümmerzuges“ handelt. Weitere Untersu-

chungen zu diesem Sediment erfolgten in jüngerer Zeit durch STASCHEN (1968) und UFFENORDE (i. Vorb.).

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme des Blattes Warstein durch das GLA Krefeld wurde dem Vorkommen und der stratigraphischen Stellung dieses Sedimentes besondere Bedeutung beigemessen. Nach Abschluß der Untersuchungen sollen die Ergebnisse zusammen mit denen von UFFENORDE veröffentlicht werden.

Die Spezialkartierung im Maßstab 1:25000 ergab, daß die Schlagwasser-Brekzie ihre Hauptverbreitung an dem nach Osten abtauchenden Warsteiner Sattel im Bereich der Ortschaft Kallenhardt hat (Steinbruch Weiken, Kallenhardt-Heide). Weitere Vorkommen befinden sich zwischen den Tälern der Lörmecke und Range, hier also unmittelbar auf der Warsteiner Carbonatplattform. Am Scharfenberger Sattel, einem kleineren Teilsattel zwischen dem Warsteiner und Briloner Massenkalksattel, wurde im Steinbruch am Hessenkamp die Schlagwasser-Brekzie ebenfalls beobachtet (vgl. HEINKE, LEUTERITZ & STOPPEL 1979). Eine eingehende Beschreibung des Scharfenberger Sattels erfolgt in diesem Band (vgl. S. 69 ff.).

Die Schlagwasser-Brekzie im Bereich des Warsteiner Sattels erinnert in ihrer Ausbildung an die im Oberdevon des rechtsrheinischen Schiefergebirges vorkommenden Konglomerate mit kalkigen Geröllen (vgl. z. B. GALLWITZ (1927); LEUTERITZ (1968); KOCH, LEUTERITZ & ZIEGLER (1970)). In einer vorwiegend feinkörnigen Matrix (Sparit bis Mikrospartit) sind vorwiegend erbsen- bis faustgroße Kalkgerölle eingebettet, die ihren größten Durchmesser in Spaltenfüllungen im Steinbruch Weiken besitzen. Weiter nach Osten nehmen die Kalkgerölle in ihrer Größe rasch ab, wobei die Schlagwasser-Brekzie im Bereich des Campingplatzes, östlich der Schlagwasser, auskeilt.

Die Geröllform innerhalb der Schlagwasser-Brekzie weist vorwiegend gerundete Körper vor, seltener sind Weichkalkgerölle und solche, die durch Sedifluktion noch ehemalige Bankstrukturen erkennen lassen.

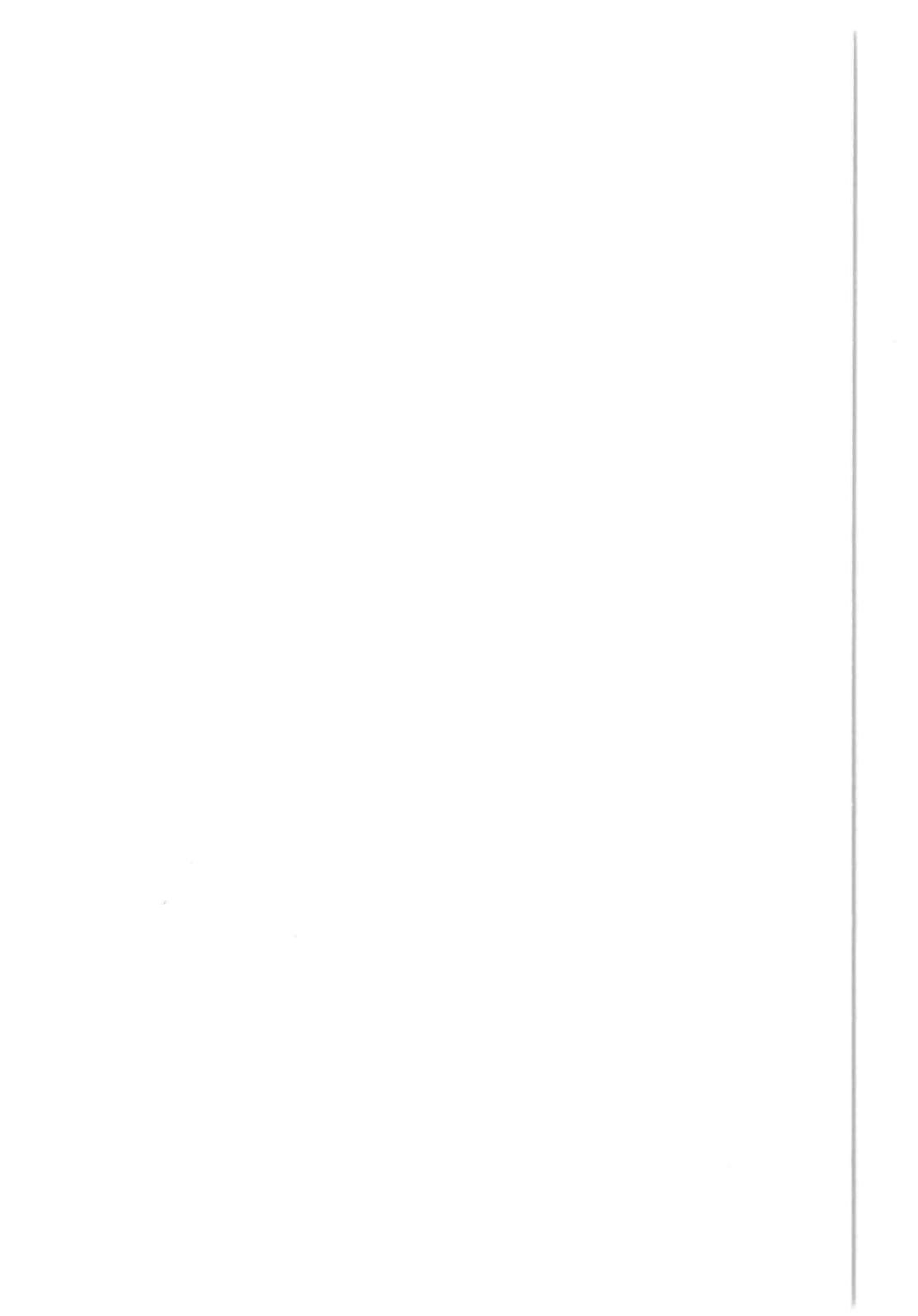
Das Alter der Schlagwasser-Brekzie reicht von der Unteren Adorf-Stufe bis zum Unterkarbon II. In den einzelnen Aufschlüssen dieses Sedimentes fehlen gelegentlich die Gesteinskomponenten der einzelnen Schichtstufen des Oberdevons und Unterkarbons. Diese Beobachtung läßt gewisse Rückschlüsse auf das Liefergebiet zu. Mit Sicherheit stammen die Gesteinsfragmente in der Schlagwasser-Brekzie von der Warsteiner Carbonatplattform (Weichkalkgerölle, geringe Rundung). Nach dem Absterben des Riffwachstums erfolgte eine Absenkung dieses Gebietes und es kam zur Sedimentation einer Cephalopodenkalkfolge. Diese Kalkgesteine sind oft lückenhaft abgelagert worden. Durch epigene Vorgänge kam es zu einer Resedimentation der Schwellenkalke, die heute in Form der Schlagwasser-Brekzie vorliegen.

3. Stratigraphie und Fazies des Belecker Sattels

Ca. 2 $\frac{1}{2}$ km nördlich des Warsteiner Sattels taucht aus den Arnsberger Schichten der Belecker Sattel auf, dessen Stratigraphie und Tektonik vor allem bei H. SCHMIDT (1922, 1926 a, b), SCHINDEWOLF (1927), PAECKELMANN & RICHTER (1938), STASCHEN (1968) sowie STRUCKMEIER (1974) behandelt wird.

Der Belecker Sattel besteht aus zwei Abschnitten, dem westlichen und östlichen Teilsattel.

Der westliche Teilsattel ist ca. 1,5 km lang und reicht von Schloß Welschenbeck auf Blatt Hirschberg bis zur Straße Drewer – Belecke auf Blatt Warstein. Die nördliche Sattelflanke ist in mehreren aufgelassenen Brüchen vorzüglich aufgeschlossen (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ



1979: 260 ff.). Die südliche Sattelflanke liegt unter Möhneschottern begraben. Der westliche Teilsattel umfaßt an seiner breitesten Stelle ca. 750 m.

Der östliche Teilsattel ist kulissenartig etwas nach Norden verschoben und kann nicht als direkte Fortsetzung des westlichen angesehen werden. Auch er ist durch zwei Steinbrüche ganz vorzüglich erschlossen, den westlichen und den östlichen Provinzialsteinbruch Drewer. Der östliche Teilsattel ist ca. 1200 m lang und max. 450 m breit. Er taucht ostwärts am Eichenberg unter Plänerkalke der Oberkreide ab.

Auf der unteren Sohle des östlichen Provinzialsteinbruches wurde im Frühjahr 1976 vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung eine insgesamt 148,7 m tiefe Bohrung abgeteuft, die bis 109 m das tiefere Oberdevon (Kalksteine, Bändertone und Tonsteine mit Riffdetritus) und sodann bis zur Endteufe Riffkalk, Riffschuttkalk und Schwarzschiefer des tieferen Oberdevons und der Mittel-/Oberdevon-Grenze erbrachte (Exkursionsführer Subkommission Karbonstratigraphie 1977: 11).

Damit wurde nachgewiesen, daß die im Steinbruch erschlossenen Sedimente von Massenkalk unterlagert werden.

Nach KREBS (frdl. schriftl. Mitt. v. 29.1.76) hat hier ein echtes Riff vorgelegen. Man kann es als „Belecker Riff“ bezeichnen. Die Massenkalke gehören der Dorp-Fazies an und sind als „Riff-Außenseite“ einzustufen. Nach Süden zu, in Richtung auf die Warsteiner Carbonatplattform, keilte das Belecker Riff schnell aus und verzahnte sich mit den die Riff-Flanken überkleidenden Flinzschiefern. Eine Verbindung zwischen Warsteiner und Belecker Riff hat es daher nicht gegeben. Zwischen beiden Schwellen befand sich ein Becken, in dem sich während des höheren Mitteldevons und des gesamten Oberdevons silikatisch-karbonatische Trogsedimente anreicherten.

Die Wände des östlichen Drewer Bruches werden in ihren tieferen Abschnitten von teils unverkieselten (Nord- und Nordwestwand), teils verkieselten (Ostwand) grauen, graubraunen und rötlichbraunen Kalkknottenschiefern und Knollenkalksteinen in Schwellenfazies aufgebaut, die von der höchsten Adorf-Stufe (do I δ) bis zur *Gattendorfia*-Stufe (cu I) reichen (H. SCHMIDT 1922: Taf. 13, Fig. 2). Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt etwa 30 m. Im höheren Oberdevon treten zunehmend Schwarzschieferlagen hinzu. Die mächtigste dieser Lagen erreicht 30 cm und tritt in der Wocklum-Stufe auf. Auch sie spiegelt wie der Kellwasserkalk (vgl. S. 6) und der *annulata*-Horizont (vgl. S. 7) euxinische Bedingungen am Meeresboden wider. Das höchste Oberdevon zeichnet sich hier überhaupt durch sehr wechselhafte Sedimente wie Alaunschiefer, kalkhaltige splitterschieferige Tonsteine, Sandsteine und Tonsteine mit Kalkknollen und Kalksteinbänken aus.

Das tiefste Unterkarbon (cu I) setzt sich aus grauen Knollenkalken (mit *Dechenella*-Bank nach H. SCHMIDT 1922: 294) mit zwischenlagernden Tonsteinen zusammen. Eine dünne Folge grauer Tonsteine (H. SCHMIDT 1922: Splitterschiefer, Taf. 13, Fig. 3; STASCHEN 1968: 15, Übergangsbank) leitet zu den Liegenden Alaunschiefern (Hauptphosphorit-Lage; cu II α) über. Von nun an kennzeichnet ebenso wie im Warsteiner Sattel ein deutlicher Umschlag in den Farbtönen (schwarz, schwarzgrau) den Beginn der Kulmfazies. Die Hauptphosphorit-Lage, bestehend aus schwarzen, zum Teil kieseligen Tonsteinen, enthält viele, in den einzelnen Lagen unterschiedlich große Phosphatknollen. Eine dachziegelartige Lagerung dieser Knollen deutete STRUCKMEIER (1974: 7) als Aufbereitungshorizont. Die Hauptphosphorit-Lage ist bis zu 85 cm mächtig und keilt noch im Steinbruch an der Nordostwand aus. Darüber folgt der bis zu 1 m mächtige Erdbacher Kalk (H. SCHMIDT 1922: 296 Phillipsien-Bank; cu II β/γ), der dann zum Hangenden hin bis zum cu II δ von Tonsteinen, Lyditen, Kiesel-schiefern und Kieselkalken abgelöst wird. Die Mächtigkeit der an der Nordwand

erschlossenen Schichten beträgt ca. 32 m. Für alle Schichten zusammen gibt H. SCHMIDT (1926a: 3) die Gesamtmächtigkeit von 56 m an.

Im westlichen Steinbruch Drewer stehen ähnliche Sedimente wie im östlichen an. Die stratigraphisch tiefsten Schichten, die hier erschlossen sind, bestehen aus plattigen Kalksteinen der Adorf-Stufe. Sie wechsellagern mit schwarzen Tonsteinen, in welche Kalksteinlinsen eingeschaltet sind (STRUCKMEIER 1974: 3). Es handelt sich hierbei um Äquivalente des Kellwasserkalkes (H. SCHMIDT 1922: 268; Taf. 13, Fig. 1). Die höheren Schichtenglieder sind wie im östlichen Steinbruch entwickelt, weichen jedoch auch hier trotz kurzer Entfernungen zum Teil in ihren Mächtigkeiten erheblich ab.

In den Steinbrüchen des westlichen Teilsattels beginnen die erschlossenen Einzelprofile ebenfalls mit verkieselten plattigen Kalksteinen der Adorf-Stufe. DENCKMANN (1894: 482; 1895: 36) und H. SCHMIDT (1922: 267–268) haben an mehreren Stellen die Einstufung in die Adorf-Stufe durch Funde von *Manticoceras* und *Crickites* gesichert. Es folgen unterschiedlich verkieselte Knollenkalk- und Kalkknotenschiefer des höheren Oberdevons. Die Hauptphosphorit-Lage schwillt an der Nordwand des Bruches „Kaiser-Heinrich-Quelle“ auf 4,6 m an (STRUCKMEIER 1974: Abb. 5), der Erdbacher Kalk erreicht 1,5 m.

Zum Hangenden hin werden beide Teilsättel von 10 bis 30 m mächtigen Kieseligen Übergangsschichten umgeben. Sie bestehen ähnlich wie im Warsteiner Sattel aus grauen bis graugrünen Ton- und Schluffsteinen, welche stellenweise verkieselte sind. Ein dünnes Band von Kulm-Tonschiefern leitet dann zu den Unteren und Oberen Arnberger Schichten über.

Belecker und Warsteiner Sattel weisen viele paläogeographische Parallelen auf: Ähnlich wie für große Bereiche im Warsteiner Sattel östlich der Linie Kuckucks-Berg – Suttrop herrschte auch im Belecker Sattel während des gesamten Oberdevons und im tiefsten Unterkarbon über dem abgestorbenen Belecker Riff Schwellencharakter. Karbonatische Sedimente überwiegen. Sie werden nur wenige Dekameter mächtig. Erst im mittleren Unterkarbon wurde der Einfluß der Belecker Schwelle zurückgedrängt; als faziessteuerndes Hochgebiet verlor sie ihre Rolle, sank ab, wurde in die Beckensedimentation einbezogen und zunehmend von zunächst fein-, dann grobklastischen Ablagerungen eingedeckt.

4. Stratigraphie und Fazies des Scharfenberger Sattels

Ca. 2 km nordwestlich von Scharfenberg erstreckt sich, westsüdwest – ostnordost streichend, ein Massenkalk-Rücken, der von PAECKELMANN (1926, 1936) Scharfenberger Sattel genannt wurde. KRONBERG et al. (1960) wählten hingegen für diese Struktur die Bezeichnung „Speziatsattel am Hessenkamp“. Betrachtet man nicht nur die Massenkalk-Aufwölbung, sondern die Gesamtstruktur im Streichen, so ergibt sich, daß dem Namen „Scharfenberger Sattel“ Vorrang gebührt (vgl. HEINKE et al. 1979: 69).

Der zentrale Teil des Scharfenberger Sattels wird von Massenkalk aufgebaut. Sein Alter reicht von der obersten Givet-Stufe bis zum tiefsten Oberdevon (do I α).

Der Massenkalk besteht vorwiegend aus dick- bis dünnbankigen Bioklastkalksteinen. Durchsetzt werden diese bankigen Kalksteine von einzelnen wenigen Biohermen im Meterbereich.

Auffällig ist eine häufig vorkommende Einkieselung derjenigen Kalksteine, die besonders auf die Randgebiete des ausstreichenden Massenkalkes beschränkt sind.

Im Steinbruch am Hessenkamp (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1979, Bl. 4516: Aufschluss 26) wird der Massenkalk in seinem zentralen Teil von einer Brekzie überlagert, die in

einer sparitischen Grundmasse vorwiegend Gerölle (auch Weichkalkgerölle) von der Unteren Adorf-Stufe bis zum Unterkarbon II enthält. Diese brekziösen Kalksteine erinnern in ihrer Ausbildung an die Schlagwasser-Brekzie. Es kann also davon ausgegangen werden, daß im zentralen Teil des Scharfenberger Sattels ähnliche Verhältnisse vorkamen wie am Ostrand des Warsteiner Sattels.

Durch die Spezialkartierung wurden noch kleinere Einzelvorkommen von oberdevonischen Cephalopodenkalken, besonders aus der Nehden- und Hemberg-Stufe, nachgewiesen. Von diesen Vorkommen stammen die als Resedimente auftretenden brekziösen Gesteine über dem Massenkalk. Auch im verkieselten Bereich, in der Umgebung des Steinbruches am Hessenkamp, wurden Querschnitte von Cephalopoden gefunden, die eine Ablagerung oberdevonischer Schichten belegen.

Da in den obengenannten Brekzien und teilweise anstehenden Gesteinen eine lückenlose Sedimentation nachgewiesen wurde, kann davon ausgegangen werden, daß der Scharfenberger Sattel die gleiche paläogeographische Entwicklung wie der Ostteil des Warsteiner Sattels eingeschlagen hat.

In Streichrichtung werden die Sedimente am Hessenkamp überlagert von Schichten des Unter- und Oberkarbons. Aus deren Verbreitung ist zu schließen, daß der Scharfenberger Sattel nicht nur eine Spezialaufwölbung am Hessenkamp bedeutet, sondern eine größere Struktur zwischen dem Warsteiner und Briloner Sattel darstellt.

5. Tektonik des Warsteiner Sattels und seiner Umgebung

Der Warsteiner Sattel liegt in etwa in der nordöstlichen Verlängerung des Remscheid – Altenaer Sattels, ohne daß sich in den dazwischenliegenden Arnsberger Schichten deutliche Beziehungen zwischen beiden Antiklinen zu erkennen gäben.

Seine tektonische Prägung erhielt der Warsteiner Sattel während der asturischen Orogenese im Oberkarbon. Die Gesteine wurden geschiefert, geklüftet, gefaltet, geschuppt, zerbrochen und verschoben.

Die Schichten streichen fast West – Ost (80° bis 100°), das Streichen der parallel zur Achsenebene der Falten orientierten Schieferung schwankt zwischen 60° und 110° . Der Faltenbau ist durch lange, ziemlich flache Südflügel und kurze steile, zum Teil auch überkippte oder unterdrückte Nordflügel gekennzeichnet. Die kleineren Falten sind meistens nordwestvergent, jedoch sind auch mehrere gewölbeartige Aufbiegungen ohne erkennbare Vergenz erschlossen (einige Sättel im nördlichen Massenkalkzug; Sättel in den Steinbrüchen Kattensiepen und Eulenspiegel, Abb. 4). Die Gestalt der Falten ist also recht unterschiedlich. Sie hängt nicht allein von der Anzahl und Mächtigkeit der am jeweiligen Aufschluß beteiligten faltungskompetenten (Sandsteine, Lydite, Quarzite, Kalksteine) und inkompetenten Bänke (Tonsteine, zum Teil Schluffsteine) ab, sondern bei den größeren Gewölben auch von der präorogenen Vorgeschichte (frühe synsedimentäre schwellenartige Vorzeichnungen). Überkippte Lagerung trifft man vor allem in den oberdevonischen Kramenzelkalksteinen, den Kieselschiefern und den Oberen Arnsberger Schichten an. Die Amplitudenweiten der hier auftretenden Spezialfalten schwanken vom Zentimeter- bis Dekameterbereich.

Querstörungen, streichende Auf- und Abschiebungen unterbrechen und überprägen den Faltenverlauf. Die Querstörungen entsprechen der im Warsteiner Gebiet vorherrschenden Hauptkluftrichtung (160° bis 180°). Sie sind jünger als die streichenden Störungen, da sie diese in Teiläste zerlegen.



Abb. 4. Aufgelassener Steinbruch Eulenspiegel (R 61 370, H 04 120). Weitgespannter Sattel in Kalkknotenschiefern und Knollenkalksteinen des Oberdevons mit dem in Aufschlußmitte durch eine deutliche Fuge erkennbaren *annulata* – Horizont (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: 261, Aufschluss 18).

Der aus Massenkalk bestehende Kern des Warsteiner Sattels tritt in zwei Zügen, einem schmälern nördlichen und einem breiten, durch Querstörungen, Überschiebungen und Faltungen mannigfach veränderten südlichen Zug zutage.

Der **nördliche Kalksteinzug** reicht von der alten Warsteiner Stadtkirche, wo er nach Westen axial unter Flinzschieften abtaucht, bis zur Lörmecke im Osten, wo er an einer Querstörung unvermittelt abbricht. Er ist ca. 3,6 km lang und spaltet östlich des aufgelassenen Steinbruches Risse an der Warsteiner Hauptstraße in zwei Teilzüge auf.

Hiervon stellt der nördliche kleinere, ca. 500 m lange Teilzug, einen Spezialsattel dar. Er endet im Osten an einer Querstörung am westlichen Ortseingang Suttrop. An seiner nördlichen Stirn grenzt er mit einer streichenden Aufschiebung an Flinzschieften; fast der gesamte Nordflügel ist nicht oder nur teilweise erhalten, da an der erwähnten streichenden Störung Schichtenunterdrückungen stattfanden. Dagegen weist der südliche Teilzug (mit Ausnahme des östlichen Abschnittes im Forst Körtlinghausen, welcher an der Nordflanke gestört ist) eine bereichsweise spezialgefaltete, sonst weit gespannte Sattelwölbung mit gut ausgebildetem Nord- und Südflügel auf. Der Nordflügel fällt steil nach Norden ein, ist stellenweise auch überkippt.

Eine aus Flinzschieften, Tentaculitenschiefern und zum Teil auch Kalkknollenschiefern aufgebaute, morphologisch gut in Erscheinung tretende Mulde trennt den nördlichen Kalksteinzug vom südlichen. Die Mulde erhält hiermit den Namen **Suttroper Mulde**.

Der **südliche Kalksteinzug** zieht von seinen westlichen Ausläufern, die bis zur Bilstein-Höhle auf Blatt Hirschberg reichen, über eine Strecke von ca. 8,5 km bis zum östlichen Glenne-

Ufer östlich Kallenhardt. Fast seine ganze Nordstirn ist auf die Suttroper Mulde überschoben, die dadurch ein geologisch asymmetrisches Bild erhält (Verlust fast der gesamten südlichen Muldenflanke). 200 m südlich folgt eine zweite Überschiebung. Der zwischen beiden Überschiebungen befindliche Massenkalk ist zu einem nordvergenten Sattel zusammengepreßt (MUCHOW 1965 a: 41). An diesen Massenkalksattel schließt sich noch südwärts eine schmale aus Flinzschichten aufgebaute Doppelmulde an, welche an der südlicheren Überschiebung wiederum von Massenkalk überfahren wird. Die Überschiebungsbahn liegt in etwa parallel zur Faltenachsebene der Flinzmulde (Abb. 5). Dann folgt weiter nach Süden wieder Massenkalk mit einer Ausstrichbreite von 1200 m. Der Kalkstein fällt jedoch nicht einsinnig nach Südosten ein; der bemerkenswert breite Ausstrich kommt vielmehr durch Faltung und Schichtenrepetitionen infolge Schuppung zustande. Die Nordflügel sind reduziert, ausgequetscht oder überschoben, daher überwiegt das Südfallen.

Die Kalksteine sind allenthalben stark geklüftet, eng geschiefert und erstaunlich gut gefaltet, oft im Meterrhythmus. Eine gut ausgeprägte Kleinfaltung ist an den Klippen des dreizackigen Bilstein-Felsens oberhalb der Tropfsteinhöhle zu sehen (vgl. RICHTER-BERNBURG 1953: 95, Abb. 2, Taf. 4). Entlang den Schieferungsebenen haben sich Kalkspat und vor allem Tonpartikel rekristallisiert und bilden millimeterdünne, sich vom graublauen Kalkstein deutlich abhebende Leistchen. Sie täuschen eine Schichtung vor. Die Bioklasten sind in die



Abb. 5. Zugang zum Hauptbruch der Firma Hartsteinwerke F. Köster (R 56 600, H 01 020). Eine in Massenkalk eingemuldeten Abfolge von Flinzschichten (dünngebankte plattige bituminöse Kalksteine mit zwischengeschalteten Schwarzschiefern) ist innerhalb des Zuganges etwas spitzwinklig zum Streichen angefahren. Der südliche Muldenschkel ist überkippt und von Massenkalk überschoben, wobei die Überschiebungsbahn in etwa parallel zur Faltenachsebene der Spitzmulde liegt. Die Muldenachse streicht ca. 85° und fällt mit 10° nach Ostnordosten ein [vgl. auch Titelbild des Bandes und S. 46, sowie CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: 259, Bl. 4516; Aufschluss 3].

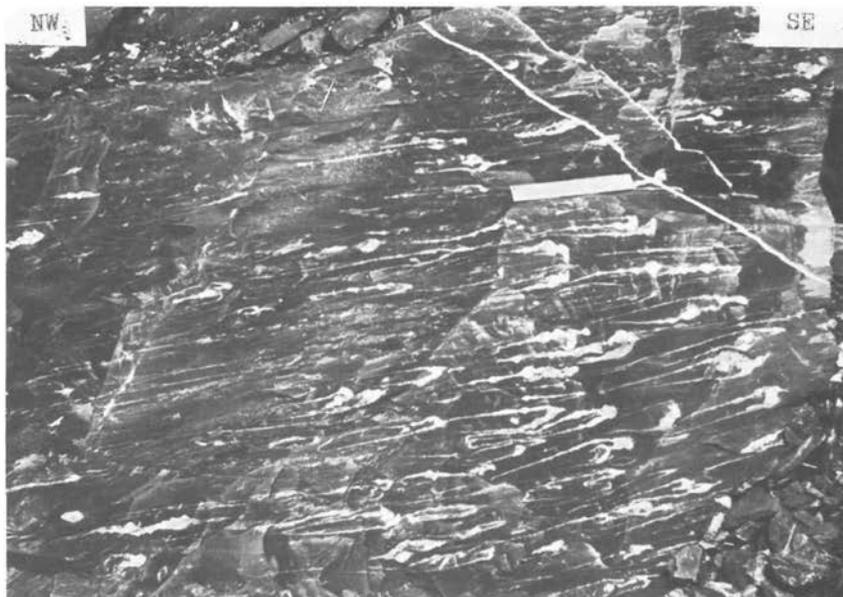


Abb. 6. Aufgelassener Massenkalk-Steinbruch Risse an der Warsteiner Hauptstraße, südliche Sattelflanke, Ostwand, mittlere Sohle (R 55 450, H 01 720). Massenkalk, Schwelm-Fazies. – In die Schieferungsfläche eingelenkte und bis auf ca. 25 cm Länge schnurartig ausgezogene Stringocephalen. Nicht-orientierter Block. Abgebildeter Maßstab = 17 cm.

Schieferungsebene eingeregelt und ausgelängt. Besonders deutlich ist dies an den verspateten Querschnitten von Stringocephalen zu sehen, die bis zum Zehnfachen ihrer ursprünglichen Länge in der Schieferungsebene schnurartig ausgezogen sind (Abb. 6, 7; RICHTER-BERNBURG 1953: 97, Taf. 5; MUCHOW 1965 a: 43–44, Abb. 3).

Die oberdevonischen Schichten, welche den **Nordflügel des Warsteiner Sattels** aufbauen, sind stark spezialgefaltet, was sich an den Ausstrichverbreiterungen mancher Einheiten und ihrem umlaufenden Streichen deutlich zu erkennen gibt. Der Nordflügel sinkt erst nach wiederholten Aufsattelungen unter karbonische Schichten ab, besitzt also einen generell nordwärts abtauchenden Falten Spiegel (vgl. STASCHEN 1968: 79). Streichende Aufschiebungen mit Fortfall oder Reduktion der nächstjüngeren Sedimente beherrschen das Bild. So ist zwischen dem Romecke-Tal und dem Kuckucks-Berg nördlich Sutrop das schmale Band oberdevonischer Cephalopodenkalke durch die Überschiebung von zur Nehden-Stufe gehörenden Gesteinen weitgehend unterdrückt. Auch die Kieselschiefer haben beiderseits des Westerbach-Tales die Kieseligen Übergangsschichten überfahren. Zahlreiche Querstörungen zerschneiden diese streichenden Aufschiebungen.

Das **Westende des Warsteiner Sattels** ist im Gelände durch ein normales umlaufendes Streichen, welches sich im Landschaftsbild plastisch durch den Nord-Süd verlaufenden Querriegel der Kahlenbergs-Köpfe zu erkennen gibt, mit relativ ungestörtem Bau gekennzeichnet. Der Bereich umlaufenden Streichens ist in mehrere Einzelfalten aufgelöst, welche vorzugsweise an West-Ost, sonst Nordwest-Südost gerichteten, quer bis spitzwinklig die

Gesteinsfolgen (oberdevonische Kalkknollenschiefer bis Kieselschiefer) durchsetzenden Störungen zerteilt, verschoben und unterdrückt sind. Die Deltaachsen fallen entsprechend dem generellen Achsenabtauchen mit 9° bis 12° nach Westen bis Südwesten ein (Abb. 8).

Ähnlich wie hier vollzieht sich westlich Hirschberg an mehreren Nord-Süd aufgereihten Einzelfalten der Übergang der Unteren in die Oberen Arnberger Schichten. Wegen der beiden sich petrographisch einander angleichenden Schichtenfolgen und der mäßigen Aufschlußverhältnisse lassen sich hier jedoch nicht wie im Bereich der Kahlenbergs-Köpfe einige die Faltenformen überprägende und verändernde Störungen ausscheiden.

Die Anhöhe, auf welcher die Ortschaft Hirschberg liegt, besteht vorwiegend aus Oberen Arnberger Schichten und stellt eine gegenüber den weicheren Unteren Arnberger Schichten und Kulm-Tonschiefern morphologisch herauspräparierte Mulde dar. Sie hebt ostwärts nicht normal aus, sondern grenzt mittels einer quer die Schichten durchsetzenden Störung an Kulm-Tonschiefer. Die Mulde ist in sich spezialgefaltet, wie ein vom Ortsteil „In der Bache“ bis zur Hirschberger Kirche sich erstreckender, aus Unteren Arnberger Schichten bestehender Sattel deutlich ergibt.

Die am **Ostrand des Warsteiner Sattels** anstehenden Schichten umfassen Ablagerungen von der Givet-Stufe bis zum Unterkarbon II. Das älteste hier austreichende Gestein ist der Massenkalk, der südlich und östlich bei Kallenhardt von Flinschichten, Tentaculitenschiefern, der Schlagwasser-Brekzie, oberdevonischen Cephalopodenkalken und unterkarbonischen Gesteinen überlagert wird.

Die Faltenachsen der tektonisch deformierten Gesteine tauchen hier nach Osten bis Ostnordosten ab.

Besonders eindrucksvoll ist das Abtauchen der Kernschichten des Warsteiner Sattels am Campingplatz von Kallenhardt aufgeschlossen (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: 262, Bl. 4516: Aufschluss 23). Dort wird dickbankiger Massenkalk von oberdevonischem Cephalopodenkalk, der Schlagwasser-Brekzie, unterkarbonischen Kieselschiefern, Ton- und Schluffsteinen sowie Arnberger Schichten überlagert.

Weiter nördlich von hier (zwischen Kallenhardt und Eulenspiegel) streichen die oberdevonischen und unterkarbonischen Schichten ohne größere vertikale und horizontale Verwürfe bis zum Kruhberg (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: 261, Bl. 4516: Aufschluss 19) und werden dort ebenfalls von Arnberger Schichten überlagert.

Auf Übersichtskarten und in der Literatur ist oft davon berichtet worden, daß der Warsteiner Massenkalk-Sattel entlang einer Störung gegen Arnberger Schichten im Osten angrenzt.

Diese Störung, auch **Altenbürener Störung** genannt, ist außerhalb von Blatt 4516 Warstein schon synsedimentär vom Unteren Mitteldevon bis zum Karbon als Faziesscheide bekannt. Nach PAECKELMANN (1926, 1934) entstand die Altenbürener Störung durch eine prädiabasische Faltung, wobei ihre endgültige Ausgestaltung als Blattverschiebung während der variscischen Hauptfaltung geschah.

Andere Autoren (PILGER 1953, KREBS 1968) deuteten die Altenbürener Störung als Lineament, das heißt als Grenze zwischen zwei Schollen, die epirogene Bewegungen gegeneinander ausführten (vgl. S. 22).

Nach dem bisherigen Stand der geologischen Landesaufnahme konnte eine Störung im Sinne einer Blattverschiebung nicht nachgewiesen werden. Das bedeutet, daß auf der Übersichtskarte (Karte in der Anlage) eine Störung am Ostrand des Warsteiner Sattels entfällt.

Der **Südrand des Warsteiner Sattels** grenzt abschnittsweise mit streichenden Störungen an die Arnberger Schichten (vgl. S. 10). Eine Übersicht über die bisherigen Auffassungen (Aufschiebung oder Abschiebung, Größe des Versatzes, ungestörte Abfolge oder Lücken) befinden sich bei UFFENORDE (1976: 94–97). UFFENORDE selber lehnte, sich auf eine inzwischen revidierte Umdatierung von Massenkalkanteilen in das Unterkarbon II stützend, eine Längsstörung, sei es Aufschiebung oder Abschiebung, generell ab (1976: 95–97, Abb. 5, 4).

Dem kann insofern beigeplichtet werden, als daß sich die Annahme einer streichenden Störung entlang des gesamten Südrandes heute nicht mehr aufrechterhalten läßt. An zu vielen Stellen ist hier der normale stratigraphische Verband nachweisbar. Es ist aber auch falsch, eine Südrandstörung vollständig zu negieren. Denn es sind mehrere Bereiche vorhanden, wo Schichtenunterdrückungen stattgefunden haben und zum Teil Massenkalk und Obere Arnberger Schichten direkt nebeneinander liegen (vgl. S. 10). Die Bohrung Warstein 1 des GLA NW sowie einige weitere, von der Brauerei Warstein abgeteufte Bohrungen haben ergeben, daß Massenkalk an der Störungslinie von Arnberger Schichten überlagert wird.

Die südliche Warsteiner Carbonatplattform ist durch zahlreiche Querstörungen in mehrere Schollen aufgegliedert. Bei der Heraushebung des gesamten Warsteiner Sattels kam es bei einigen Schollen zu einer tektonischen Gleitung zwischen Carbonat- und Silikatfazies mit Unterdrückung und Ausquetschung des geringmächtigen Oberdevons und Unterkarbons. Das ist vor allem am westlichen Südrand des Warsteiner Sattels der Fall. Weitere tektonische



Abb. 7. Aufgelassener Massenkalk-Steinbruch Risse an der Warsteiner Hauptstraße, südliche Sattelflanke, Ostwand, mittlere Sohle (R 55 450, H 01 720). Massenkalk, Schwelm-Fazies. – In die Schieferungsfläche eingelenkte und länglich ausgezogene Stringocephalen. Schichtung 45°, Schieferung 70° nach Südosten einfallend. Abgebildeter Maßstab = 17 cm.

Indizien für die Existenz von Randstörungen sind bei CLAUSEN et al. (in Vorb.) aufgeführt. Der Versatz war nicht allzu groß und erreicht keinesfalls die bei HOYER et al. (1974: Taf. 1) angegebenen Ausmaße.

Das Areal der Arnberger Schichten südlich des Warsteiner Sattels gehört dem Nordflügel der Nuttларer Hauptmulde an. Die Schichten sind zwar, wie neu geschaffene Aufschlüsse erkennen lassen, spezialgefaltet (Abb. 9), jedoch herrscht nach Südosten gerichtetes Einfallen vor.

Eine aus Arnberger Schichten bestehende Mulde trennt den Warsteiner vom Belecker Sattel. Auch hier sind die Schichten intensiv spezialgefaltet mit zum Teil überkippter Lagerung. Von der Drewerheide, nördlich der Möhne, reicht quer durch diese Mulde über Bohnenburg und Stillenbergs-Kopf hinweg bis zum Warsteiner Landeskrankenhaus eine *Deltaachsen-kulmination*. Westlich der Kulminationslinie fallen die Deltaachsen entsprechend dem generellen Achsenabtauchen zwischen 2° und 20° nach Westen ein, östlich dieser Linie mit ähnlichen Werten nach Osten.

Die Antiklinalstruktur des **Belecker Sattels** ist besonders schön an der hinteren Westwand des westlichen Provinzialsteinbruches Drewer sichtbar. Am Nordflügel fallen die Schichten nach Norden ein, am Südflügel sind an einer steil südfallenden Abschiebung Kieselkalke und Kieselchiefer des $\text{cu II } \gamma/\delta$ gegen oberdevonische Knollenkalke versetzt. Diese Abschiebung zieht sich an der gesamten Südwand des westlichen Bruches entlang und lenkt vom Scheitelbereich der Falte (Bruch Drewer West) auf den südlichen Sattelschenkel über (Bruch Drewer Ost; vgl. STASCHEN 1968: 72, 84).

Die unterkarbonischen Gesteine bilden in beiden Brüchen einen weitgespannten Sattel, unter dem die oberdevonischen Sedimente mit zum Teil starker Verfaltung und mit diskordant abgeschnittenen Faltenköpfen auftreten. Am Badehaus der Kaiser-Heinrich-Quelle stoßen steil aufgerichtete Schichten der Adorf-Stufe diskordant an flachlagerndes Unterkarbon (H. SCHMIDT 1922: 310–311, Abb. 3; PAECKELMANN & RICHTER 1938: 267–268, Abb. 3).

Somit sind zwei tektonische „Stockwerke“ ausgebildet (STRUCKMEIER 1974: 45). Das Streichen der oberdevonischen Falten pendelt zwischen 20° und 140° , während die unterkarbonischen Achsen nur wenig streuen (70° – 90° ; vgl. STRUCKMEIER 1974: 35–36). Im östlichen Steinbruch Drewer treten vor allem an der Nord- und Nordostwand in oberdevonischen Knollenkalken Kleinfalten mit relativ steilen Schenkeln und zum Teil überkippter Lagerung auf. Vormalige Bearbeiter gaben den Falten eine tektonische Deutung und sahen in ihnen Zeugen einer frühen Gebirgsbildung (marsische Phase der bretonischen Faltung an der Wende Devon/Karbon; Näheres hierzu vgl. CLAUSEN et al. 1979). Heute erklärt man die Falten als intraformationale, synsedimentär angelegte Rutschfalten. Nach STRUCKMEIER (1974: 46) glitten auf den Flanken der aufgewölbten Belecker Struktur während des Oberdevons Sedimentstapel unter Bildung subaquatischer Rutschfalten ab. Auch an der Südwestflanke des Warsteiner Sattels bei der Lokalität „am Alten Schießstand“ gibt es solche Rutschfalten (vgl. CLAUSEN et al. 1979).

6. Regionale Stellung des Warsteiner Sattels

Ein wichtiges Phänomen ist das **Warstein-Belecker Inkohlungshoch**: Die mitteldevonischen bis oberkarbonischen Schichten sind bis über 7% R_{\max} inkohlt (WOLF 1972: 242–243; PAPROTH & WOLF 1973: 472; WOLF 1975; M. TEICHMÜLLER et. al. im Druck). Die Linien gleicher Inkohlung haben in diesem Gebiet einen fast nord-südlichen Verlauf und erstrecken sich von Nuttларer Hauptmulde und den Warsteiner Sattel bis zum Belecker Sattel.

Zusammen mit PAPROTH & WOLF (1973: 472) und WOLF (1975: 442) deuteten HOYER et al. (1974: 166) das Inkohlungshoch als Aufheizung durch einen Pluton. Auch Gänge mit Fe-, Pb-, Zn- und Cu-Erzen (vgl. S. 26) und thermale Wässer weisen auf einen einstigen Wärmedom hin.

Als Folge der Platznahme granitoider Tiefgesteinskörper wölbten sich nach KREBS & WACHENDORF (1974: 39) Warsteiner und Belecker Sattel diapirartig auf. Wie es schon H. SCHMIDT (1937) beschrieb, entstanden so embryonal angelegte Faltungskerne, welche sich früh als synsedimentäre Hochzonen bemerkbar machten. An Beweisen hierfür nennen KREBS & WACHENDORF aus dem Warsteiner Raum u. a. gravitative Gleitfalten im Oberdevon, Schichtlücken an der Devon/Karbon-Grenze und örtliche Brekzienbildung. Es ist aber unwahrscheinlich, daß die Intrusion im höheren Oberdevon schon weitgehend fortgeschritten und demzufolge eine stabile Hochzone ausgeprägt war (vgl. auch FRANKE et al. 1978: 211).

Vielmehr sind nach HOYER et al. (1974: 167–168) in das Gebiet zwischen Soest – Lippstadt – Geseke erst synorogen (jüngeres Westfal) granitoides Magmen intrudiert, die sich mit ihrem erhöhten Wärmestrom auch auf den Warsteiner Raum ausgewirkt haben. Die Erhitzung hat wahrscheinlich synorogen begonnen und postorogen (bis in das Rotliegende hinein) angehalten (vgl. KREBS 1975: 280).

HOYER et al. (1974: 164) sehen die Sättel von Warstein und Belecke als südlichen Abschnitt des sehr viel größeren **Lippstädter Gewölbes** an, einer querschlägig verlaufenden, unter der Münsterländer Kreidetafel verborgenen Hebungszone, der „Lippstadt-Ramsbecker Querzone“. Nur die Sättel von Warstein und Belecke streichen infolge ihrer Achsenkulmination zutage aus. Sie werden, besonders in ihrer östlichen Hälfte, von zahlreichen kleineren Aufsettelungen begleitet, so daß STASCHEN (1968: 84) die Ansicht äußerte, die Isolierung des Warsteiner Sattels sei gar nicht so groß.

Trotzdem ist bis heute noch nicht klar, ob Warsteiner und Belecker Sattel an ihren Enden axial abtauchen und ob direkte Beziehungen nach Westen, zum Remscheid-Altener Sattel, und nach Südosten, zum Briloner Sattel, vorhanden sind.

Eine andere Vorstellung wäre die, daß die Querzone von Lippstadt-Warstein randlich von kaledonisch bis variscisch angelegten und saxonisch wieder aufgelebten Sprüngen begleitet wird. Man könnte so im Osten den Westernkottener Sprung mit der Altenbürener Störung verbinden. Im Westen ergäbe sich die Möglichkeit einer Verlängerung des Beckumer Sprunges nach Süden. Belecker und Warsteiner Sattel wären hiernach eine isolierte tektonische Hochscholle. Diese Auffassung findet sich bei DVOŘÁK (1973: Abb. 1), wo der Warsteiner Sattel im Osten von der Altenbürener Störung, im Westen vom Warstein-Battenberger Bruch abgeschnitten wird. Nach MEISCHNER (1971: 16) sank an der synsedimentär wirksamen Altenbürener Störung seit dem mittleren Givet zwischen Warsteiner und Briloner Riff ein Becken ein, in welchem sich der Detritus beider Riffe und silikatische Sedimente anreicherten. UFFENORDE (1976: 105) nahm am Osthang der Warsteiner Carbonatplattform Relativbewegungen zwischen der Ramsbeck-Lippstädter Scholle und der Briloner Scholle sensu BOTTKE an. Für die auf der Warsteiner Hochscholle quer zum Streichen und offensichtlich parallel zur Altenbürener Störung verlaufenden Linien gleicher Inkohlung wurde ein genetischer Zusammenhang mit dieser tektonischen Bruchlinie vermutet (WOLF 1972: 243, DVOŘÁK & SKOČEK 1975: 524). Die neuen Kartierergebnisse stellen jedoch in Frage, ob das Ostende des Warsteiner Sattels überhaupt von einer Störung derartigen Ausmaßes begrenzt wird (vgl. S. 19). Denn es ist nicht nachweisbar, daß sich die Altenbürener Störung vom Westrand des Briloner Riffes aus nach Norden oder Nordwesten fortsetzt (vgl. S. 19).

Schon STASCHEN (1968: 83) verwies auf das im Vergleich zum übrigen Rheinischen Schiefergebirge abweichende Streichen (80° bis 90°) des Warsteiner Sattels, dem sich die

nördlich davon gelegenen benachbarten kleineren Aufsattelungen ebenfalls anpassen. Die etwas entfernteren Sättel, wie der Scharfenberger Sattel, entziehen sich dem Einfluß des Warsteiner Sattels und zeigen das normale variscische Streichen (60° bis 75°). Vielleicht spiegelt das abweichende west-östliche Streichen die primäre Lage der Carbonatplattform wider? (Siehe unten; vgl. auch STASCHEN 1968: 83).

Das charakteristische **Schweremaximum** unter dem Warsteiner Sattel deuteten HOYER et al. (1974: 164) als eine Aufragung des tieferen Untergrundes, wie sie unter synsedimentär aufsteigenden Schwellen innerhalb des variscischen Sedimentationsbeckens nicht selten sind. Den genannten Autoren zufolge (1974: Taf. 1) liegt 1600 m unterhalb der Warsteiner Carbonatplattform ein hochragender Kern kaledonisch konsolidierten Prädevons; eine noch höhere Teufenlage des Kerns, als sie in der Taf. 1 bei HOYER et al. angenommen wird, ist nach der neuen stratigraphischen Eintufung der Bohrung Soest-Erwitte 1/1a in das Ordovizium nicht auszuschließen. Vielleicht haben Lage und Erstreckung dieses von mehreren hundert Metern unter- bis mitteldevonischen klastischen Sedimenten überkleideten Kerns die Carbonatbasis geformt und so die Paläomorphologie des Warsteiner Riffes vorgeprägt. Demzufolge hätte die Carbonatplattform während der orogenen Einengung ihre Lage nicht wesentlich verändert.

Auch KREBS (1975: 280) setzt die Warsteiner Carbonatplattform in Beziehung zum Lippstädter Gewölbe: Die Riffkalke flankierten den südlichen Abschnitt der altpaläozoischen Gewölbekuppel.

Nach THOME (1970: 800, 803) ist der Warsteiner Sattel aus einer durch vertikale synsedimentäre Bewegungen des Meeresbodens entstandenen, langsam und stetig aufsteigenden Schwelle hervorgegangen. Die Riffbauer könnten diesen Schwellenrücken besiedelt haben. Die Schwelle ist nach THOME durch schwach vororogene Krustenverkürzungen zustande gekommen. Es entwickelte sich eine süd- bis ostvergente „Einzelantiklinale“ mit einem primär mehr nach Norden gerichteten Streichen. Im Gegensatz zur oben skizzierten Auffassung preßte erst die orogene Engfaltung den Sattel in seine heutige Position hinein und verursachte die vorherrschende Nordwestvergenz.

Während des Oberdevons entstanden auf der Riffschwelle 60 bis 80 m mächtige kondensierte Kalksteine, während sich an den beckenwärts anschließenden Riff-Flanken silikatische und karbonatische Sedimente mit zwischen 270 und 550 m schwankenden Mächtigkeiten verzahnten. Die unterkarbonischen Sedimente in Kulm-Fazies erreichen Mächtigkeiten von 70 bis 150 m und schwellen örtlich auf 200 bis 250 m an (vgl. WOLBURG 1970: 737). Gewaltig war der Absatz der namurischen Flyschsedimente im Warsteiner Raum. Er wird auf 2000 m bis 3000 m Mächtigkeit geschätzt (WOLBURG 1970: 739; HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER 1971: 129, 131).

Die Gesamtmächtigkeit der auf der Warsteiner Carbonatplattform abgelagerten paläozoischen Sedimente beträgt demnach mindestens 2500 m. Maximale Versenkungstiefe der Gesteine und ihre postkinematische thermometamorphe Beeinflussung sind für das Warsteiner Belexer Inkohlungshoch bis zu 7% R_{\max} verantwortlich.

Ton- und Schluffsteine, aber auch Kalksteine des Mitteldevons bis Oberkarbons sind im Warsteiner Raum ausgezeichnet geschiefert (vgl. S. 15 ff.). Als Ursachen für die hier angetroffene gute Schieferung, vor allem des Oberkarbons, können teils Sedimentmächtigkeit, teils magmatische Aufheizung genannt werden (HEDEMANN & R. TEICHMÜLLER 1971: 129; PAPROTH & WOLF 1973: 472). Weitere Faktoren sind bei HOYER et al. (1974: 166) aufgeführt. Die oben erwähnte Sedimentmächtigkeit von 2500 m reichte jedenfalls alleine für die gute Transversalschieferung nicht aus, da hierfür mindestens eine Überlagerung von 4000 m notwendig ist (PAPROTH & WOLF 1973: 472; WEBER 1978: 267).

7. Postpaläozoische Entwicklung

Während der asturischen Phase im Oberkarbon (Wende Westfal/Stefan) wurden die Sedimente im Warsteiner Raum gefaltet und herausgehoben. Nun begann eine lange Periode der Abtragung, die während des Perms und des älteren Mesozoikums das gefaltete Gebirge zu einem Faltenrumpf erniedrigte. Über terrestrische Relikte aus dieser Zeit ist nichts bekannt. Hebung und Abtragung hielten Schritt, deshalb lag nur eine flache reliefarme, nach Norden absinkende Geländeschwelle vor.

Es hat längere Zeit beansprucht, bis die den Massenkalk überlagernden, einige tausend Meter mächtigen Sedimente (vgl. S. 23) denudiert waren und die Carbonatplattform wieder zutage trat. Karsttaschen mit aufgearbeiteten Keuper-Sporen und einer reichen Sporengemeinschaft des höheren Wealden bis Valendis im Briloner Massenkalk auf Blatt Alme (Exkursionsführer Subkommission Karbonstratigraphie 1977: 16) legen nahe, daß die Denudation vor Beginn der Kreidezeit weitgehend abgeschlossen war. Die Warsteiner Carbonatplattform wurde „hochtalähnlich“ eingeebnet.

Die schon im Oberdevon begonnene Verkarstung (CLAUSEN et al. 1978: 580 ff.) setzte sich unterkretazisch verstärkt fort. Im Apt und älteren Alb wurden Hohlräume mit terrestrischen Sedimenten verfüllt (CLAUSEN et al. 1978: 582). Fraglich ist, ob schon in der tieferen Unterkreide ein Meeresarm von Osten her („Eggebucht“) zum Warsteiner Raum vorstieß und einen glaukonitfreien Sandstein (Osningsandstein) hinterließ (HEITFELD 1957: 107; SPEETZEN et al. 1974: 234, Abb. 8). Ab Oberalb wurde das Warsteiner Gebiet randlich marin überflutet. Über einem bis zu 30 cm mächtigen Basalkonglomerat wurde der Rütthener Grünsandstein diskordant auf dem eingerumpften Paläozoikum abgelagert. Er ist tiefgrün bis olivgrün und verwittert gelbgrünlich bis bräunlich. Der Glaukonitgehalt, dem die grüne Farbe zu verdanken ist, kann in weiten Bereichen schwanken und nimmt ebenso wie Korngröße und Gesamtmächtigkeit (bis zu 9 m im Warsteiner Raum) von Westen nach Osten zu. Der Rütthener Grünsandstein ist sehr fossilarm. Früher war er ein begehrter Werkstein und wurde in mehreren Brüchen abgebaut. Die Transgressionsfläche ist zur Zeit nirgendwo erschlossen, kann aber sehr leicht erschürft werden.

Der in das Oberalb datierte Grünsandstein wird – getrennt durch eine das Untercenoman umfassende Schichtlücke – von einer ca. 1 m mächtigen glaukonitisch-sandigen, an der Basis Phosphoritknollen führenden Mergelfolge überlagert („Hangende Mergellage“, vgl. SPEETZEN et al. 1974: 214), welche dem oberen Unter- bis Mittelcenoman zugeordnet wird. SPEETZEN et al. (1974: 225) lassen jedoch offen, ob bei Rütthen die Alb/Cenoman-Grenze nicht schon innerhalb des Grünsandsteins liegen könnte. Die Phosphoritknollen werden von SPEETZEN et al. (1974: 215) als Beweis für die Vertiefung des Meeresraumes während der Cenomantransgression angesehen.

Die Mergelfolge leitet zum Hangenden in gebankte blaugraue Plänerkalke über (Mergelsteine, plattige, auch knollig ausgebildete Mergelkalksteine, massige hornsteinartige Knollenkalke). Die knollenförmig hervorwitternden Hornsteine sind konkretionsartige Bildungen. Die Plänerkalke sind sehr fossilreich. Sie enthalten Ammoniten, Muscheln, Brachiopoden und Seeigel. Das beste Kreide-Profil des Warsteiner Gebietes befindet sich im alten Steinbruch Kirsch am Nordwestrand von Rütthen (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: 264, Bl. 4516: Aufschluss 30).

Das Cenoman- Meer griff weit nach Süden über den Warsteiner Raum hinaus. Außerhalb der heutigen geschlossenen Kreide-Decke lassen sich südlich der Möhne Grünsandstein- und Plänerrelikte in Karstschloten des Massenkalkes bis zum Südrand der Carbonatplattform verfolgen. Die im Bereich „Vor der Sandkaule“ südlich Kallenhardt im vorigen Jahrhundert

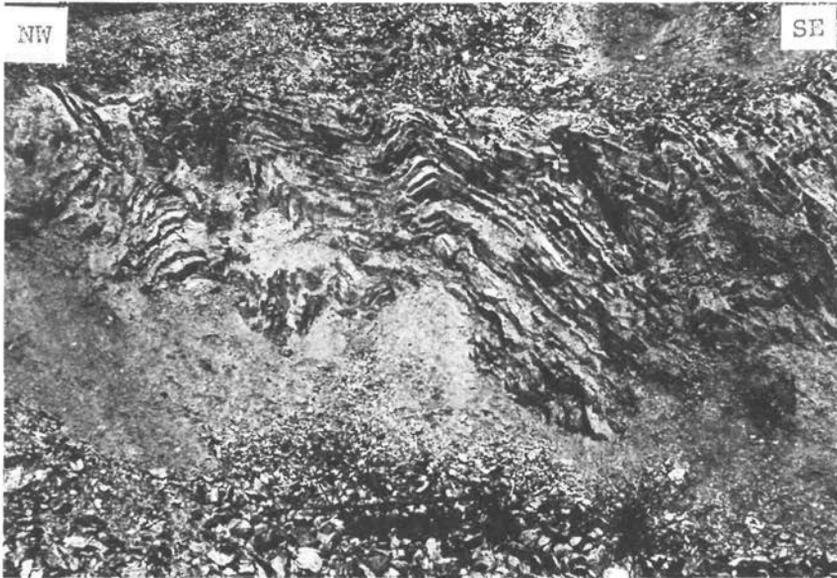


Abb. 8. Steinbruch 300 m westlich des Kahlenberg-Kopfes 485,7 m (R 51 690, H 99 610). Wechsellagerung von Lyditen, Kiesel- und Alaunschiefern. Die durchschnittliche Bankmächtigkeit schwankt zwischen 5 und 10 cm. Die Schichten sind gefaltet (sehr enge Spezialfaltung) und nach Nordwesten überkippt. Die Faltenachsen tauchen zum Betrachter hin ab (15° bis 30° nach Südwesten). Einige der Kleinsättel sind in ihrem Scheitelbereich aufgerissen und zerschert, wobei es auch zu Überschiebungen kommt. In den tektonisch stärker beanspruchten Partien sind die Kieselschiefer kreuz und quer von Quarzadern durchzogen (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: 257, Bl. 4515; Aufschluss 4).

abgegrabenen Sandsteine wurden zu Mühlsteinen verarbeitet. Konglomeratische Ausbildung, Glaukonitarmut und Reichtum an Hölzern weisen auf eine küstennahe Fazies der Cenoman-Relikte hin (HEITFELD 1957: 105).

Spätkretazisch und während des Tertiärs neigte sich die Ablagerungsfläche der Kreide-Schichten infolge Gebirgshebungen nach Norden. Der Erosionsrand der geschlossenen Kreide-Bedeckung liegt heute nördlich der Möhne.

Im Tertiär wurde das Gebirge unter einem warmen wechselfeuchten Klima tiefgründig chemisch zersetzt. Die Entwässerung der eingerumpften gewellten Geländeoberfläche vollzog sich über ein System von Spülmulden. Das Fehlen von jungen oberkretazischen und älteren tertiären Karstsedimenten im Massenkalk spricht dafür, daß der größte Teil des Warsteiner Sattels bis zum Jungtertiär noch von Kreide-Schichten verhüllt war (bedeckter Karst, vgl. CLAUSEN et al. 1978: 586). Die Verkarstung der Carbonatplattform ging jedoch subterran weiter. Entlang Klüften erfolgte Gesteinsauflösung durch CO₂-reiche Wässer. Vertikale, durch horizontale Querverbindungen verknüpfte Hohlformen ließen ein ausgedehntes Karströhrensystem entstehen.

Einen letzten und vielleicht den bedeutendsten Höhepunkt erreichten neben vorausgegangenen Mineralisationsphasen im Oberdevon, Oberkarbon und Mesozoikum (?) die tertiäre

Verkieselung und Vererzung. Die Verkieselung war nicht nur mehrphasig, sondern wegen ihrer teils ascendenten, teils descendenten Herkunft auch polygenetisch (Näheres bei CLAUSEN et al., in Druckvorb.). Quarze unterschiedlicher Größe und Gestalt wurden in Kalksteinen, auf Klufflächen und in Hang- und Hochflächenlehmen schwebend und daher idiomorph gebildet. Besonders die großen kurzprismatischen Suttroper Quarze sind seit jeher ein begehrtes Sammelobjekt. Vermutlich im Jungtertiär (Miozän?) entstanden im Warsteiner Raum mehrere Galmei- und Bleiglasurerzgänge. Bekannt ist die in Arnsberger Schichten gelegene ehemalige Bleierzgrube Hubert südlich Kallenhardt. Man schreibt die Entstehung dieser Gänge der Regeneration und Mobilisation tiefliegender variscischer Primärerzlagerstätten zu (SCHRIEL 1954: 332 ff., WETTIG 1974: 71).

Überörtliche Bedeutung erlangten im Warsteiner Raum auch die Eisenerzvorkommen des sog. Warstein-Suttroper Braun- und Roteisenerzbezirkes. Es handelt sich um metasomatische Erzstöcke und lagerartige Anreicherungen von Braun- und Roteisen sowie Toneisenstein. Die Entstehung der Lagerstätten reicht zwar bis in das Devon zurück (ascendente Vererzung mittel- und oberdevonischer Kalksteine, vgl. S. 10), descendente Verwitterungslösungen veränderten jedoch im Tertiär durch tiefgründige Stoffumsetzungen die Erzvorkommen und machten sie zum Teil erst abbauwürdig. Die einst rege Fördertätigkeit ist gänzlich erloschen. Bekannte Gruben sind auf Blatt Hirschberg: David (Christiansglück, 1949 aufgegeben), Siebenstern und Georg; auf Blatt Warstein: Martinus, Adonis, Hirschfeld, Rom, Suttbruch und Josephine.

Ab Miozän bildete sich durch Verknüpfung der talartigen Spülmulden allmählich das heutige Gewässernetz heraus. Im Pliozän wurde das Klima kälter und trockener. Die Gewässer schnitten sich infolge größerer Geröllfracht und fortdauernder epirogenetischer Hebungen stärker in die Spülmulden ein: Das heutige Flußnetz wurde durch beginnende Linearerosion irreversibel festgelegt. Die Tieferlegung der Kalksteinoberfläche erreichte ein stärkeres Ausmaß.

Im Pleistozän, mit dem Beginn der quartären Kaltzeiten, erhöhte sich die Tiefen- und Seitenerosion der Flüsse. Spitze Kerbtäler und aufgeschotterte trogförmige Sohlentäler lösten einander vertikal ab: Infolge des Wechsels von Kalt- und Warmzeiten und Änderungen in Gefälle, Geröllfracht und Wasserführung erfolgte die Tieferlegung der Erosionsbasis abschnittsweise. Die einzelnen, unterschiedlich alten Talböden blieben als Terrassenleisten an den Talhängen erhalten. Im Warsteiner Raum befinden sich an den Uferhöhen beiderseits der Glenne und der Möhne Terrassenreste mit Schottern unterschiedlicher Herkunft. Die Terrassen lassen sich der Unteren und Oberen Mittelterrasse zuweisen.

Eisablagerungen sind im Warsteiner Raum nicht nachweisbar. Der Eisrand lag etwa beim Haarkamm nördlich der Möhne. Es herrschte ein Dauerfrostboden vor, welcher während der wärmeren Perioden in Oberflächennähe breiig auftaute.

Durch den soliflukativen Abtrag der Lockerdecken wurden auf der Warsteiner Carbonatplattform die früher plombierten Hohlräume freigelegt, so daß verschiedene Bodensedimente in sie eingespült werden konnten. Die Massenkalkoberfläche wurde korrosiv und erosiv stark verändert. Die oberirdische Verkarstung entwickelte den heute sehr auffälligen reichen Formenschatz und zeigt fast alle karsttypischen Phänomene (Karren, Kolke, Spalten, Schlotte, Röhren, Hohlräume und Höhlen mit und ohne Tropfsteinbildungen, Ponore, Trockentäler, Karstquellen, Dolinen). Hinsichtlich genauerer Unterrichtung sei auf MEIBURG et al. (1977), CLAUSEN et al. (1978) sowie CLAUSEN (1979: 113 ff.) verwiesen.

Überall wurde Löß, oft nur als dünner Schleier, angeweht. Er verwitterte zu Lößlehm, wurde soliflukativ umgelagert und blieb vor allem auf den verkarsteten Massenkalkflächen, zum Teil deckenartig verbreitet, erhalten. Die während der Kaltzeiten aufgehäuften Schuttmassen



Abb. 9. Aufschluß an der Straße Rüthen – Nuttlar (R 59 750, H 89 200). Spezialfaltung in Oberen Arnberger Schichten (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: 264, Aufschluss 29).

verlehmt und reicherten sich nach mehr oder weniger längeren Transportwegen als Hang- und Hochflächenlehm auf Hochflächen, in Talschlüssen und an Hanglagen an.

Im jüngeren Pleistozän und im Holozän wurden durch selektive Verwitterung die bis heute überkommenen Geländeformen des Warsteiner Landes herausmodelliert. Es entwickelten sich die typischen Oberflächenformen der Warsteiner Landschaft mit der morphologisch eingesenkten welligen Carbonatplattform und der sie allseits überragenden, aus silikatischen karbonischen Gesteinen aufgebauten Höhenzüge. Am westlichen Sattelende schuf die Verwitterung den von muldenförmigen Senken umgebenen Längsrücken der Kahlenbergs-Köpfe. Die genannten Senken bildeten sich durch Ausräumung der wenig verwitterungsresistenten älteren oberdevonischen Tonsteine und der Kulm-Tonschiefer. Nördlich der Möhne entstand auf der nordwärts einfallenden Kreidetafel die Schichtstufenlandschaft der Haar. Der steile Südabhang am Fuß der Haar ragt über dem eingeebneten Paläozoikum als eine deutliche, immer gut verfolgbare Geländestufe heraus (RITZEL 1972: 249).

Das Holozän, die Jetztzeit, zeichnet sich durch die Bildung von Auenlehmen, Schwemmkegel und Geröllablagerungen in Talsohlen (= Niederterrasse) und Talkerben aus. Nördlich der Wasserscheide Ruhr/Möhne entstanden auf den Arnberger Schichten zahlreiche kleine, 1 m Mächtigkeit meist kaum übersteigende Niedermoore.

Die Warsteiner Kulturhöhlen (u. a. Bilstein-Höhlen, Hohler Stein, Eppenloch) haben zahlreiche tierische Knochenreste sowie menschliche Skelettfragmente und Artefakte geliefert, die insgesamt von Paläolithikum (Magdalenien) bis zur jüngeren Eisenzeit (Latène) reichen (HENNEBÖLE 1963).

8. Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit unterrichtet über die stratigraphischen, faziellen und tektonischen Grundzüge des Warsteiner, Belecker und Scharfenberger Sattels.

Der Kern dieser Sättel besteht aus Massenkalk (Dorp-Fazies beim Belecker und Scharfenberger Sattel, Schwelm-Fazies beim Warsteiner Sattel). Biostromale und biohermale Riffentwicklung endeten allgemein in der höheren Givet- bis tieferen Adorf-Stufe, am Südrand des Warsteiner Sattels teilweise auch erst in der Oberen Adorf-Stufe. Während des Oberdevons herrschte auf den Sätteln vorwiegend Carbonatfazies (Kalkknotenschiefer und Knollenkalksteine). Am Ost- und Südrand des Warsteiner Sattels und am Scharfenberger Sattel verzahnen sich die Kalksteine teilweise mit lithoklastreichen Resedimenten, der Schlagwasser-Brekzie. An den Schwellenhängen verfangern sich karbonatische und silikatische Fazies (Ton-, Mergel-, Schluffsteine) und leiten zu vorwiegend feinkörnigen klastischen Beckensedimenten über. Kalksteine reichen vielerorts noch in das tiefere Unterkarbon hinein (Hangenberg-Kalk, Erdbacher Kalk).

Ab mittlerem Unterkarbon vertiefte sich der Ablagerungsraum. Die das Oberdevon kennzeichnenden kleinräumigen paläomorphologischen Unterschiede verwischten sich, einheitlich bildeten sich jetzt im gesamten Warsteiner Gebiet tonig-kieselige Sedimente. Im höheren Unterkarbon stellen vereinzelte Grauwacken die Vorboten einer gröberklastischen Schüttung dar, welche dann im Oberkarbon zur Bildung der Arnsberger Schichten führte.

Während der asturischen Gebirgsbildung (Westfal/Stefan) wurden die Gesteine des Warsteiner Raumes gefaltet, geschiefert, geklüftet und von zahlreichen Quer- und Längsstörungen betroffen. Im Warsteiner und Scharfenberger Sattel wurde der Massenkalk an seiner Nordstirn auf das Vorland überschoben, während der Südrand des Belecker Sattels von einer Abschiebung begleitet wird. Aufschiebungsstapeln zerlegten den südlichen Massenkalkzug des Warsteiner Sattels in mehrere Schuppen.

Nach der Orogenese blieb der Warsteiner Raum lange Zeit Festland. Erst ab der höheren Unterkreide transgredierte das Meer wieder auf das nun eingerumpfte Gebirge. Im Pleistozän bildete sich während des Wechsels mehrerer Warm- und Kaltzeiten die heutige Oberflächengestalt heraus.

Verschiedene, die Geologie des Warsteiner Raumes kennzeichnende Merkmale, wie zum Beispiel Inkohlungshoch, Schweremaximum, Verkieselung, südlicher Trümmerzug, Südrandstörung und Lagerstättenbildung, werden kurz besprochen.

Dank

Herrn Dr. GRÜNHAGEN und Herrn Dr. STADLER, beide Geologisches Landesamt NW Krefeld, danken wir für mineralogische und lagerstättenkundliche Untersuchungen.

Schriftenverzeichnis

- CLAUSEN, C.-D.: Über kreidezeitliche bis pleistozäne Karstfüllungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, Sonderband 29 (Warstein), 113–124, 4 Abb., Heidelberg 1979.
- CLAUSEN, C.-D., GREBE, H., LEUTERITZ, K. & WIRTH, W.: Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1978, 10, 577–589, 5 Abb., Stuttgart 1978.
- CLAUSEN, C.-D., GREBE, H., LEUTERITZ, K., UFFENORDE, H. & WIRTH, W.: Zur Paläogeographie, Tektonik und Karstmorphologie der Warsteiner Carbonatplattform. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., Krefeld [In Vorb.].
- CLAUSEN, C.-D., KORN, D. & UFFENORDE, H.: Das Devon/Karbon-Profil am alten Schießstand bei der Bilstein-Höhle (Blatt 4515 Hirschberg, Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, Sonderband 29 (Warstein), 47–68, 4 Abb., 1 Taf., Heidelberg 1979.
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K.: Lohnende Exkursionsziele im Warsteiner Raum. – Aufschluss, Sonderband 29 (Warstein), 253–266, 1 Tab., 1 Kt. (1:50 000), Heidelberg 1979.
- DENCKMANN, A.: Clymenien-Quarzite und -Hornsteine bei Warstein i. W. – Z. dt. geol. Ges., 46, 481–482, Berlin 1894.
- DENCKMANN, A.: Zur Stratigraphie des Oberdevon im Kellerwalde und in einigen benachbarten Devon-Gebieten. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., 15 (f. 1894), 8–64, 4 Abb., 4 Tab., 1 Taf., Berlin 1895.
- DVOŘÁK, J.: Die Quer-Gliederung des Rheinischen Schiefergebirges und die Tektogenese des Siegener Antiklinoriums. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143, (2), 133–152, 4 Abb., Stuttgart 1973.
- DVOŘÁK, J. & SKOČEK, V.: Reconstruction of the paleo-heat flow regime in two areas of the Variscan Orogenic. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975, 9, 517–527, 2 Abb., Stuttgart 1975.
- EBERT, A.: Geologische Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes, 1 : 250 000. – (In: Übersicht über die Geologie des nördlichen Sauerlandes). – Geol. Jb., 72, 435–537, Hannover 1957.
- FRANKE, W., EDER, W., ENGEL, W. & LANGENSTRASSEN, F.: Main Aspects of Geosynclinal Sedimentation in the Rhenohercynian Zone. – Z. dt. geol. Ges., 129, 201–216, 7 Abb., Hannover 1978.
- FRICKE, K.: Bericht über eine Befahrung der Eisenerzgrube Christiansglück bei Warstein am 19. 7. 1949. – Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. Krefeld, 4 S., 1 Kte., Krefeld [unveröff.] 1949.
- GALLWITZ, H.: Stratigraphie und tektonische Untersuchungen an der Devon-Carbongrenze des Sauerlandes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., 48, 488–527, 4 Abb., 1 Taf., Berlin 1927.
- GRÜNHAGEN, H.: Petrographische Untersuchung von 15 Sedimentgesteinen aus dem Bereich der Blätter 4515 Hirschberg und 4516 Warstein der TK 25. – Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. Krefeld, 16 S., 2 Tab., Krefeld [unveröff.] 1977.
- HEDEMANN, H.-A. & TEICHMÜLLER, R.: Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 19, 129–142, 6 Abb., 2 Tab., Krefeld 1971.
- HEINKE, H.-J., LEUTERITZ, K. & STOPPEL, D.: Zur Stratigraphie und Fazies des Scharfenberger Sattels auf Blatt 4516 Warstein. – Aufschluss, Sonderband 29 (Warstein), 69–84, 4 Abb., 3 Taf., 1 Tab., Heidelberg 1979.
- HEITFELD, H.: Zur Stratigraphie der Kreide am Nordrand des Sauerlandes zwischen Sichtgvor und Essentho. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 105, (1), 79–112, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1957.
- HENNEBÖLE, E.: Die Vor- und Frühgeschichte des Warsteiner Raumes. – Beitr. Warsteiner Gesch., 2, 1–72, 27 Abb., 12 Taf., Stuttgart 1963.
- HOYER, P., CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K., TEICHMÜLLER, R. & THOME, K. N.: Ein Inkohlungsprofil zwischen dem Gelsenkirchener Sattel des Ruhrkohlenbeckens und dem Ostsaarländer Hauptsattel des Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 24, 161–172, 1 Abb., 1 Taf., Krefeld 1974.
- KOCH, M., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W.: Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon-/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. Ergebnisse von Schurfarbeiten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 17, 679–732, 3 Abb., 3 Tab., 10 Taf., Krefeld 1970.

- KREBS, W.: Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoherynkium. – Geotekt. Forsch., **28**, 1–71, 9 Abb., Stuttgart 1968.
- KREBS, W.: Devonian Reef Limestones in the Eastern Rhenish Schiefergebirge. – (In:) MÜLLER, G. (Ed.): Sedimentology of parts of Central Europe. VIII. Internat. Sediment. Congr. 1971 Heidelberg, Guidebook to Excursions: 45–81, 32 Abb., 2 Tab., Frankfurt a. M. (Verl. W. Kramer) 1971.
- KREBS, W.: Devonian Carbonate Complexes of Central Europe. – (In:) LAPORTE, L. F. (Ed.): Reefs in time and space. – Soc. econ. Palaeontologists Mineralogists, spec. publ., **18**, 155–208, 25 Abb., 10 Tab., Tulsa/Okl. 1974.
- KREBS, W.: Geologische Aspekte der Tiefenexploration im Paläozoikum Norddeutschlands und der südlichen Nordsee. – Erdöl-Erdgas-Z., **91**, (9), 277–284, 3 Abb., Hamburg/Wien 1975.
- KREBS, W. & WACHENDORF, H.: Proterozoic-Paleozoic Geosynclinal and Orogenic Evolution of Central Europe. – Geol. Soc. Amer. Bull., **84**, 2611–2630, 4 Abb., 3 Tab., Boulder/Col. 1973.
- KREBS, W. & WACHENDORF, H.: Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge – Abbilder eines orogenen Diapirismus. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **147**, (1), 30–60, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1974.
- KRONBERG, P.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Devon und Kulm des nordöstlichen Sauerlandes. – Inaug.-Diss. F. U. Berlin 1958, 63 S., 8 Abb., 1 Kte., 3 Prof., 2 Taf., Berlin 1958.
- KRONBERG, P., PILGER, A., SCHERP, A. & ZIEGLER, W.: Spuren altvariscischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**, (1), 1–46, 13 Abb., 3 Tab., 7 Taf., Krefeld 1960.
- KÜHNE, F., mit Beitrag von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Arnsberg-Nord. – Geol. Kt. Preußen und benachb. deutsch. Ländern 1:25 000, 36 S., 7 Tab., 1 Taf., Berlin 1938 (2. Aufl.: Erl. geol. Kt. Nordrh.-Westf.; Krefeld 1977).
- KÜHNE, F. & VENZLAFF, H.: Exkursion zu den Sätteln von Warstein und Brilon am 17. und 18. September 1954. – Z. dt. geol. Ges., **106**, (2), (f. 1954), 419–426, Hannover 1956.
- LEUTERITZ, K.: Alter und Entstehung der Konglomerate von Diedenshausen (Mbl. Berleburg und Battenberg, Ostrand des Rhein. Schiefergebirges). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1968**, 204–215, 4 Abb., Stuttgart 1968.
- MEIBURG, P., HÜGEL, P., MARZELA, C. & ROTERS, F. A.: Die geologische Entwicklung der Liet-Höhle im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, **28**, 457–507, 36 Abb., 1 Tab., 1 Titelbild, Heidelberg 1977.
- MEISCHNER, K.-D.: Clastic Sedimentation in the Variscan Geosyncline East of the River Rhine. – [In:] MÜLLER, G. (Ed.): Sedimentology of parts of Central Europe. – VIII. Internat. Sediment. Congr. 1971 Heidelberg, Guidebook to Excursions: 9–13, 19 Abb., Frankfurt a. M. (Verlag W. Kramer) 1971.
- MUCHOW, S.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Warsteiner Sattels. – Dipl.-Arb. Univ. Bonn: 51 S., 18 Abb., 1 Tab., 1 Kt., Bonn (unveröff.) 1965 a.
- MUCHOW, S.: Über die Beziehung zwischen Flinzschichten und Massenkalk im Warsteiner Sattel. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **9**, 723–730, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Krefeld 1965 b.
- PAECKELMANN, W.: Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Brilon i. Westf. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **46** (f. 1925), 210–230, 3 Abb., Berlin 1926.
- PAECKELMANN, W.: Die Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes. Mit Beiträgen zur Stratigraphie des Mitteldevons. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **54** (f. 1933), 217–260, 6 Abb., 4 Taf., Berlin 1934.
- PAECKELMANN, W., mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Brilon. – Geol. Kt. Preußen und benachb. deutsch. Ländern 1 : 25 000, 67 S., 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Berlin 1936.
- PAECKELMANN, W. & KÜHNE, F., mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Alme Nr. 2585. – Geol. Kt. Preußen und benachb. deutsch. Ländern 1 : 25 000, 61 S., 1 Abb., 1 Taf., Berlin 1936.
- PAECKELMANN, W. & RICHTER, G.: Bretonische Faltung und Visé-Transgression im Gebiet von Warstein in Westfalen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **58** (f. 1937), 256–272, 4 Abb., 1 Taf., Berlin 1938.

- PAPROTH, E. & WOLF, M.: Zur paläogeographischen Deutung der Inkohlung im Devon und Karbon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1973**, 8, 469–493, 12 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1973.
- PILGER, A.: Tektonik, Magmatismus und Vererzung, Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., **104** (f. 1952), 198–218, 3 Abb., Hannover 1953.
- RICHTER, G.: Bericht über die in den Jahren 1938 – 40 durchgeführten Untersuchungsarbeiten auf Eisenerze in der Umgebung von Warstein/Westfalen. – Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. Krefeld, 29 S., 3 Abb., 10 Anl., Krefeld (unveröff.) 1944.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Zur Tektonik des mitteldevonischen Massenkalkes (Beobachtungen aus dem Gebiet von Warstein, Westfalen). – Z. dt. geol. Ges., **104**, (1952), 94 – 98, 3 Abb., 2 Taf., Hannover 1953.
- RITZEL, A.: Der geologische Aufbau und die Oberflächengestaltung des Kreises Lippstadt. – Beitr. Heimatk. Kr. Lippstadt, **4**, 286 S., 170 Abb., 13 Tab., 1 Kt., Lippstadt (C. J. Laumanns) 1972.
- ROTTERS, F. A.: Gedanken zur Hochfläche von Warstein. – [In:] Buch der Heimat, Festschr. 700 Jahre Stadt Warstein, 107 – 110, 1 Abb., 1 Tab., Warstein (C. Hennecke) 1976.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze in Deutschland. – Z. dt. geol. Ges., **78** (1926), 88 – 133, 5 Abb., 1 Taf., Berlin 1927.
- SCHMIDT, H.: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41** (f. 1920), 254 – 339, 7 Abb., 2 Taf., Berlin 1922.
- SCHMIDT, H.: Das Paläozoikum bei Warstein und Belecke. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. Westf., C 5 – 8, Bonn 1926 a.
- SCHMIDT, H.: Die *Wocklumeria*-Zone bei Warstein und Belecke. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. Westf., C 9 – 11, Bonn 1926 b.
- SCHMIDT, H.: Faltungskerne im ostrheinischen Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., **88** (1936), 680 – 686, 5 Abb., Berlin 1937.
- SCHMIDT, H. & PLESSMANN, W.: Sauerland. – Samml. geol. Führer, **39**, 151 S., 8 Abb., 24 Taf., 1 Kt., Berlin 1961.
- SCHRIEL, W.: Der Briloner Galmei-Distrikt. – Z. dt. geol. Ges., **106**, 308 – 349, 7 Abb., 5 Taf., Hannover 1954.
- SPEETZEN, E., EL-ARNAUTI, A. & KAEVER, M.: Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kreide-Basisschichten am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **145**, (2), 207 – 241, 9 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1974.
- STADLER, G.: Mineralogische und chemische Untersuchung von Eisenerzen der ehemaligen Grube „Christiansglück“ (= „David“) bei Warstein, TK 25, Blatt 4515 Hirschberg. – Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. Krefeld, 6 S., 4 Abb., Krefeld [unveröff.] 1976.
- STASCHEN, D.: Zur Geologie des Warsteiner und Belecker Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **5**, 119 S., 56 Abb., 7 Taf., Münster/Westf. 1968.
- STRUCKMEIER, W.: Der Horizont der „Liegenden Alaunschiefer“ (cu II α) des Warsteiner und Belecker Sattels (Nördl. Rheinisches Schiefergebirge). – Dipl.-Arb. Univ. Braunschweig, 81 S., 49 Abb., 5 Taf., 3 Kt., Braunschweig 1974.
- Subkommission für Karbonstratigraphie: Exkursionen in das nordöstliche Sauerland, Warstein-Hirschberg, 19. – 21. Mai 1977. – Nach Unterlagen von HEUSER, H., KREBS, W., SCHÄFER, W., UFFENORDE, H. & STOPPEL, D.: 27 S., 12 Abb., 1 Tab., Hannover [unveröff.] 1977.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K.: Inkohlung und Illit-Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**, Krefeld [im Druck].
- THOME, K. N.: Die Bedeutung der Ennepe-Störung für die Sedimentations- und Faltungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**, 757 – 808, 19 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Krefeld 1970.
- TUCKER, M. E.: Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **142**, (3), 320 – 350, 24 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1973.

- UFFENORDE, H.: Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **152**, 75 – 111, 7 Abb., Stuttgart 1976.
- UFFENORDE, H.: Resedimentäre Kalke des mittleren Unterkarbons im Warsteiner Sattel (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153**, (2), 253 – 281, 8 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1977.
- WACHENDORF, H.: Wesen und Herkunft der Sedimente des westfälischen Flözleeren. – Geol. Jb., **82**, 705–754, 12 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Hannover 1965.
- WEBER, K.: Das Bewegungsbild im Rhenoheryzium – Abbild einer varistischen Subfluenz. – Z. dt. geol. Ges., **129**, 249 – 281, 11 Abb., 1 Taf., Hannover 1978.
- WETTIG, E.: Die Erzgänge des nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirges, ihr Inhalt und ihre tektonischen Zusammenhänge. – Diss. techn. Univ. Clausthal-Zellerfeld, 363 S., 156 Abb. sowie Abb. I – II, 129 Tab., 6 Taf., Anl. 1 a-p, Clausthal-Zellerfeld 1974.
- WOLBURG, J.: Zur Paläogeographie des Unterkarbons und Namurs im Münsterland. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970**, 735 – 740, 2 Abb., Stuttgart 1970.
- WOLF, M.: Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141**, (2), 222 – 257, 10 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1972.
- WOLF, M.: Über die Beziehungen zwischen Illit-Kristallinität und Inkohlung. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975**, (7), 437 – 447, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1975.

Der paläogeographisch-tektonische Entwicklungsgang des südlichen Warsteiner Komplexes, Rheinisches Schiefergebirge

Von Wolfgang KREBS und Horst WACHENDORF, Braunschweig

Einleitung

Falten unterschiedlicher Ordnung, listrisch geformte Überschiebungen (WEBER 1978), die sich zu Schuppenstrukturen ergänzen und eine für pelitische Serien stratigraphisch tieferer Niveaus charakteristische Schieferung sind die wesentlichen tektonischen Merkmale des Rheinischen Schiefergebirges. Diese Gefüge dokumentieren die Zunahme der orogenen Beanspruchung von der oberflächennäheren, rein kompressiven Verformung bis hin zur inneren Deformation größerer Tiefen. Weitreichende Überschiebungen haben mit wenigen Ausnahmen (BLESS et al. 1977) keine alpidischen Deckenschüben vergleichbare Bedeutung.

Die mehr als 10 km mächtige, überwiegend tonig-grauwackenreiche ordovizisch-karbonische Abfolge des nördlichen Schiefergebirges wird durchragt von synsedimentär angelegten Großsätteln aus mitteldevonisch-tieferdevonischem Massenkalk, der gleichfalls eine intensive Umformung bis in den Kornbereich erfuhr. Im Bereich des Warsteiner Massenkalkaufbruchs ist an dessen Südrand im Verlauf einer Störungszone die stratigraphische Abfolge Mitteldevon bis Namur erschlossen. Wie zu zeigen ist, folgt die orogene Ausgestaltung mit der Prägung einer Überschiebungstektonik paläogeographisch vorgezeichneten Nahtzonen, die Räume unterschiedlicher Subsidenz trennten.

Fazielle Entwicklung und Stockwerkgliederung

Das Liegende des ober-mitteldevonischen Warsteiner Massenkalkes ist nicht bekannt. Unter dem Massenkalk sind – in Analogie zum Nordrand des Remscheid-Altener Sattels – mächtige ober-mitteldevonische klastische Schelfablagerungen vom Typ der Honselers oder Newberrien-Schichten zu vermuten (Abb. 1).

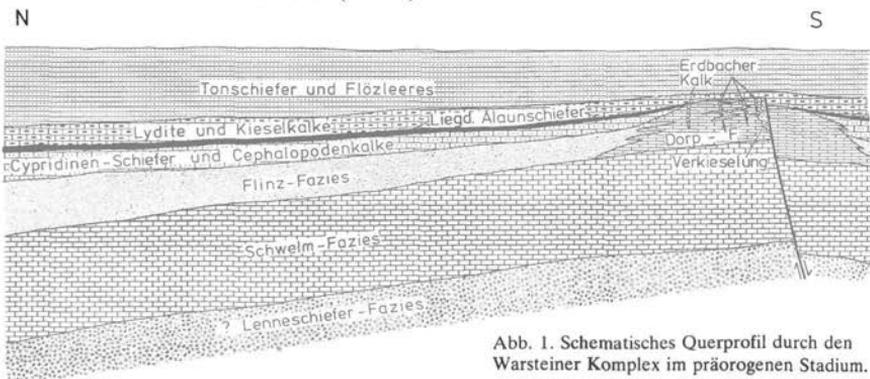


Abb. 1. Schematisches Querprofil durch den Warsteiner Komplex im präorogenen Stadium.

Drei mechanisch unterschiedlich wirksame Stockwerke sind im Warsteiner Komplex erschlossen.

Massenkalk, die überwiegend als ausgedehnte Plattform-Kalke (Schwelm-Fazies im Sinne von KREBS 1968a) vorliegen, bilden das tiefste Stockwerk. Infolge starker Spezialfaltung und Schuppung sind für den Massenkalk keine exakten Mächtigkeitsangaben möglich, doch wird für den Warsteiner Massenkalk eine Mindestmächtigkeit von > 200 m vermutet. Im SE-Teil des Warsteiner Komplexes wird die ober-mitteldevonische Plattform-Fazies von der Riff-Fazies (Dorp-Fazies im Sinne von KREBS 1968a) überlagert. Am „Hohlen Stein“ SW Kallenhardt und an der Bilstein-Höhle enthalten Kalke der Riff-Fazies bereits Conodonten des tiefen Oberdevons (UFFENORDE 1976, CLAUSEN 1977, CLAUSEN et al. 1978). Die Dorp-Fazies wird im N des Warsteiner Komplexes durch Flinz-Schiefer vertreten, die auf Grund ihres mechanischen Formungsverhaltens bereits dem mittleren Stockwerk angehören. Bei Warstein wies MUCHOW (1965) mit Hilfe von Conodonten nach, daß beträchtliche Teile dieser Flinz-Schiefer ein ober-mitteldevonisches Alter aufweisen und bis in die Adorf-Stufe hinaufreichen (vgl. STASCHEN 1968). Diese Flinz-Schiefer der Umgebung von Warstein folgen über den ober-mitteldevonischen Kalken der Schwelm-Fazies.

Das mittlere Stockwerk besteht im Warsteiner Komplex weiterhin aus **Cypridinen-Schiefern** und **Cephalopodenkalken** des mittleren und höheren Oberdevons. Die schiefrigen

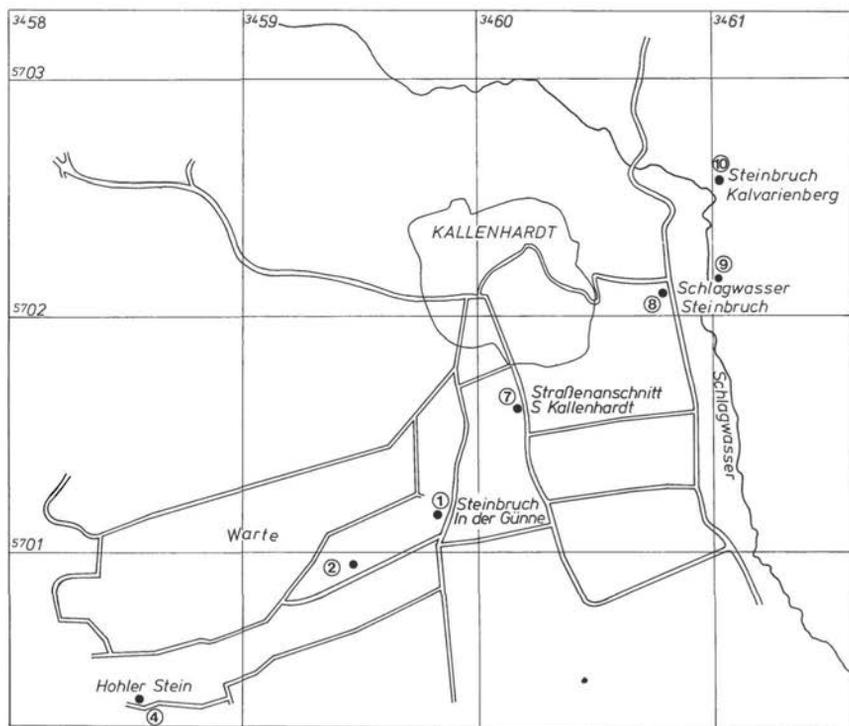


Abb. 2. Lage der erwähnten Aufschlüsse am SE-Rand des Warsteiner Komplexes (TK 25 4516 Warstein). Numerierung der Aufschlüsse nach UFFENORDE 1976.

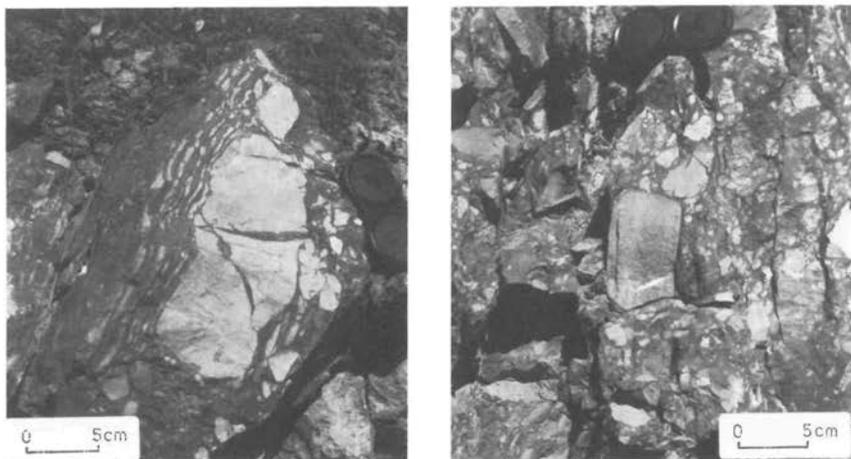


Abb. 3. Schlagwasser-Brekzie. Polymikte Brekzie aus Cephalopoden- und Flinzkalken in einer unterkarbonischen tonig-mergeligen Matrix. – Straßenanschnitt S Kallenhardt (7).

Serien des mittleren Stockwerkes beginnen in stratigraphisch unterschiedlichen Niveaus des Oberdevons. So verzahnen sich im südlichen Warsteiner Komplex örtlich Kalke der Dorpfazies mit Mergelschiefern der Flinz-Fazies. Darüber hinaus sind Flaser- und Knollenkalke ausgebildet, die örtlich die mittlere Adorf- bis Wocklum-Stufe umfassen.

Am SE-Rand des Warsteiner Komplexes fehlen oberdevonische Sedimente bereichsweise (SW Kallenhardt), oder diese liegen in extremer stratigraphischer Kondensation vor (Schießstand an der Bilstein-Höhle). Schließlich wurden oberdevonische Kalke als Spaltenfüllungen im Massenkalk nachgewiesen (CLAUSEN et al. 1978).

Auch das höchste Stockwerk, die **Kulm-Fazies**, ist im Bereich des Warsteiner Komplexes ungleich entwickelt. Über weite Teile des Warstein-Belecker Sattels ist das Unterkarbon in charakteristischer Kulm-Fazies ausgebildet (Steinbrüche bei Drewer, Steinbruch Kattensiepen u. a.). Wiederum abweichend ist im SE des Warsteiner Sattels das Unterkarbon II in der Fazies des Erdbacher Kalkes entwickelt. In Analogie zu den Vorkommen mit gleicher stratigraphischer Abfolge (Langenaubach, Brilon, Iberg) ist anzunehmen, daß die Crinoidenkalk-Fazies des Unterkarbons nach einer Schichtlücke der oberdevonischen Dorpfazies örtlich auflagert und/oder in Form von Sedimentgängen im Massenkalk-Komplex eingeschlossen ist (WALLISER und Mitarbeiter 1958, KREBS 1966, 1968b, BÄR 1968, FRANKE 1971 u. a.).

Gleichfalls auf den Ostrand des Warsteiner Komplexes ist die Schlagwasser-Brekzie beschränkt. Diese ist z. Z. nur im Straßenanschnitt S Kallenhardt (Abb. 2) aufgeschlossen. Das Bildungsalter dieser polymikten Brekzie mit oberdevonischen Komponenten (Abb. 3) fällt nach STASCHEN (1968) in den Grenzbereich Oberdevon-/Unterkarbon. UFFENORDE (1976) datiert die Brekzienbildung bei Kallenhardt als mittleres Unterkarbon. Nach unseren Untersuchungen enthält der höchste Teil der Schlagwasser-Brekzie neben einer reichen oberdevonischen Conodonten-Fauna *Siphonodella sulcata* (HUDDLE) sowie *Polygnathus communis communis* BRANSON & MEHL (det. D. STOPPEL, Hannover). Im lückenhaft aufgeschlossenen Straßenanschnitt S Kallenhardt wird die Schlagwasser-Brekzie von ausgebleichten Schiefen vom Typ der Liegenden Alaunschiefer überlagert, in denen wir *Gnathodus punctatus* (COO-

PER) bestimmen. Die Schiefer werden von einem wenige dm mächtigen, stark angewitterten Lapilli-Tuff unterlagert (vgl. STASCHEN 1968).

Das höhere Unterkarbon ist über den gesamten Warsteiner Komplex gleichförmig verbreitet und leitet über zum Flözleeren des Namur.

Synsedimentäre Schollenbewegungen

Die Ausbildung der Riff-Fazies auch im oberen Teil des Massenkalk-Profiles, die fehlenden Flinz- und Cypridinen-Schiefer, das geringmächtige, lückenhafte kalkige Oberdevon sowie die Crinoiden-Fazies des mittleren Unterkarbons verweisen auf eine notorische Hochlage mit geringer Absenkungsgeschwindigkeit vom hohen Mitteldevon bis zum mittleren Unterkarbon am SE-Rand des Warsteiner Komplexes (Abb.1). Demgegenüber repräsentieren die Flinz-Fazies, die lückenlose oberdevonische Schiefer-Cephalopodenkalk-Folge und die kulmische Normalfazies im mittleren und nordwestlichen Teil des Warsteiner Komplexes eine kontinuierliche Sedimentation bei anhaltender Subsidenz.

Analog dem Attendorner und dem Balver Riff (KREBS 1971: Abb. 32) ergibt sich auch für den Warsteiner Komplex das Bild einer von synsedimentären Brüchen gerahmten, nach SE herausgehobenen und nach NW geneigten Kippscholle, die vom hohen Mitteldevon bis zum mittleren Unterkarbon Fazies und Mächtigkeit bestimmte. Der „Warsteiner Trümmerzug“ H. SCHMIDT's (1922), der sich vom Bilstein-Tal bis zum Schlagwasser-Tal entlang dem SE-Rand des Warsteiner Komplexes verfolgen läßt, bildet mit seinen Brekzien, Verkieselungen und Vererzungsspuren ein synsedimentäres Scharnier, das den im SE am stärksten herausgekippten Teil der Warsteiner Scholle markierte. Spalten und Sedimentgänge mit fossilereen Rotpeliten sowie mit conodontenführenden Oberdevon- und Unterkarbon-Kalken im Massenkalk (UFFENORDE 1977b, CLAUSEN et al. 1978) belegen die anhaltende synsedimentäre Zerrüttung entlang des mobilen Scharniers am SE-Rand des Warsteiner Komplexes.

Ein ähnliches Scharnier bestand offenbar entlang des SE-Randes des Belecke-Rüthener Sattels, da auch hier synsedimentäre Rutschungen, Brekzien, Kippungen und Spaltenbildungen im Oberdevon und Unterkarbon verbreitet sind (KRONBERG et al. 1960, STASCHEN 1968, STRUCKMEIER 1974).

Spaltenfüllungen (Erdbacher Kalk) im tektonisch überprägten Verband mit Massenkalk

Der Nachweis von unterkarbonischen Conodonten am SE-Rand des Warsteiner Komplexes bei Kallenhardt veranlaßte UFFENORDE (1976, 1977a) die höchsten, etwa 40 m mächtigen Abschnitte des devonischen Massenkalkes als „Kohlenkalk“ bzw. unterkarbonischen „Kallenhardt-Kalk“ zu deuten. Devonische Stromatoporen und Korallen sowie oberdevonische Conodonten wurden als Resedimente interpretiert. Nach UFFENORDE soll sich die mitteldevonische Schwelm-Fazies nach einer Sedimentationslücke in den Kalken des mittleren Unterkarbons fortsetzen.

Nachdem einige Teilnehmer anlässlich einer Exkursion der Subkommission für Karbonstratigraphie im Mai 1977 Zweifel an der Deutung der Massenkalk bei Kallenhardt als unterkarbonischer Plattformkalk geäußert hatten, liegt vom gleichen Autor eine kurze Notiz vor, in der diese Auffassung widerrufen wird (UFFENORDE 1977b). Darin muß allerdings richtiggestellt werden, daß nicht der gesamte „Kallenhardt-Kalk“ (sensu UFFENORDE 1977a) ein jüngerer Synonym des Erdbacher Kalkes ist, sondern daß nur die unterkarbonischen crinoidenführenden Spaltenfüllungen im devonischen Massenkalk litho- und biofazial dem Erdbacher Kalk entsprechen.

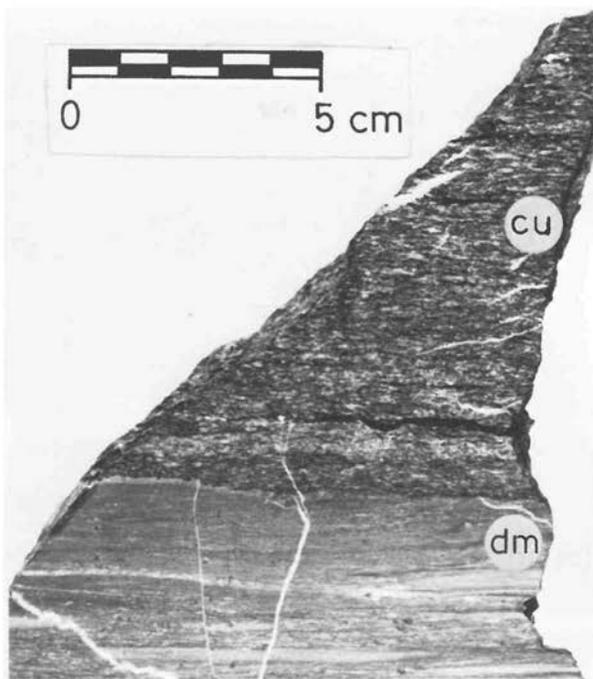


Abb. 4. Spaltenfüllung aus unterkarbonischem Crinoiden-Kalk (Erdbacher Kalk, cu) im Massenkalk (dm). Spaltenfüllung und Massenkalk sind intensiv tektonisch ausgelängt bzw. miteinander verschleift. – Steinbruch in der Günne (1).

Der bemerkenswerte Nachweis unterkarbonischer Conodonten durch UFFENORDE (1977a) im Verband mit typischem Massenkalk bei Kallenhardt findet seine Erklärung auf Grund der Eigenart der tektonischen Deformation. Bereits RICHTER-BERNBURG (1953) und PLESSMANN (1966) verwiesen am Beispiel extrem ausgelängter Stringocephalen auf die ausgeprägte innere Deformation des Warsteiner Komplexes. Dieser Deformationsstil des Massenkalkes steigert sich in der Umgebung von Kallenhardt bis hin zur Bildung von tektonischen Laminiten, Boudinage-Körpern sowie einer markanten Lineation in a. Die starke tektonische Durchbewegung führte zu einer weitgehenden Auflösung des ursprünglichen stratigraphischen Verbandes bzw. der sedimentären Anlagerungsgefüge. Dabei wurden die z. T. vermutlich schichtparallel angelegten, mit **Erdbacher Kalk** gefüllten Spalten (s-Spalten) mit dem Massenkalk tektonisch verschleift (Abb. 4).

Ebenso ist auch das mittlere Stockwerk aus oberdevonischen Schiefern, Cephalopodenkalcken und unterkarbonischen Schiefern sowie Brekzien abschnittsweise von einer intensiven Phacoidisierung bzw. Auslängung in Richtung des tektonischen Transportes betroffen. Hingegen wurden das höhere Unterkarbon und das Flözleere lediglich zu einem NW-vergenten, durch Biegleitung entstandenen Faltenbau deformiert.

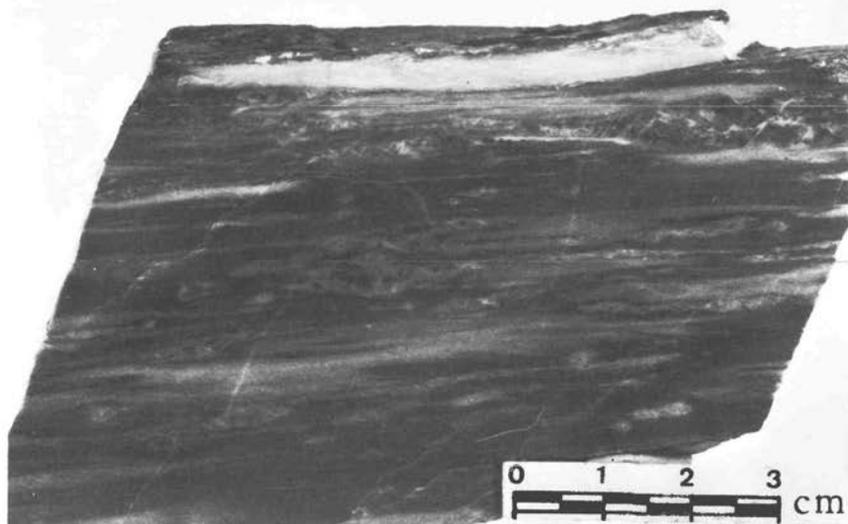
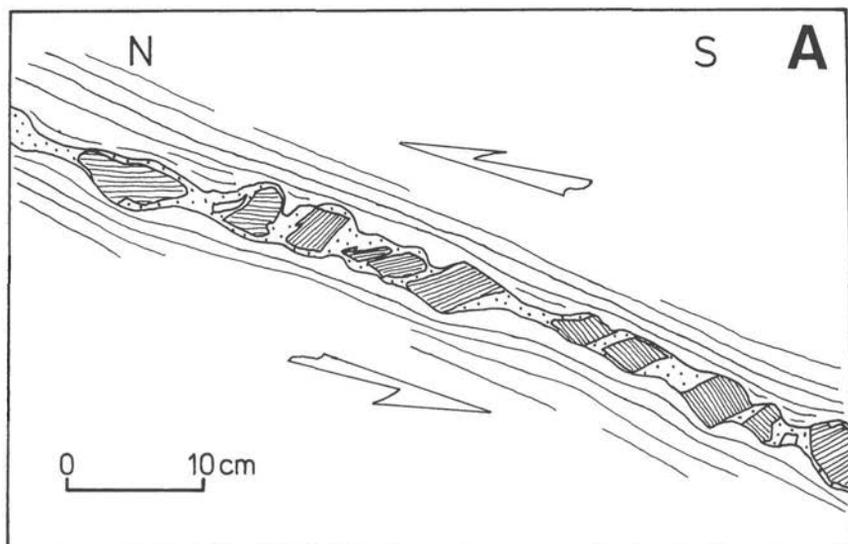
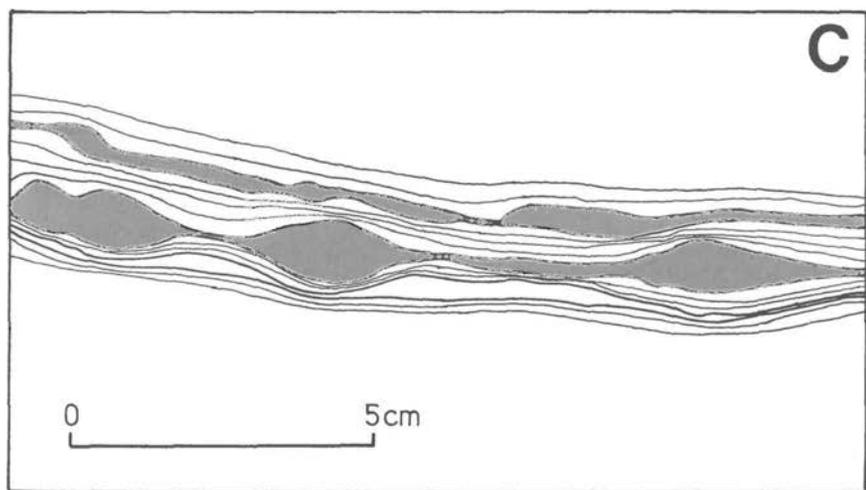
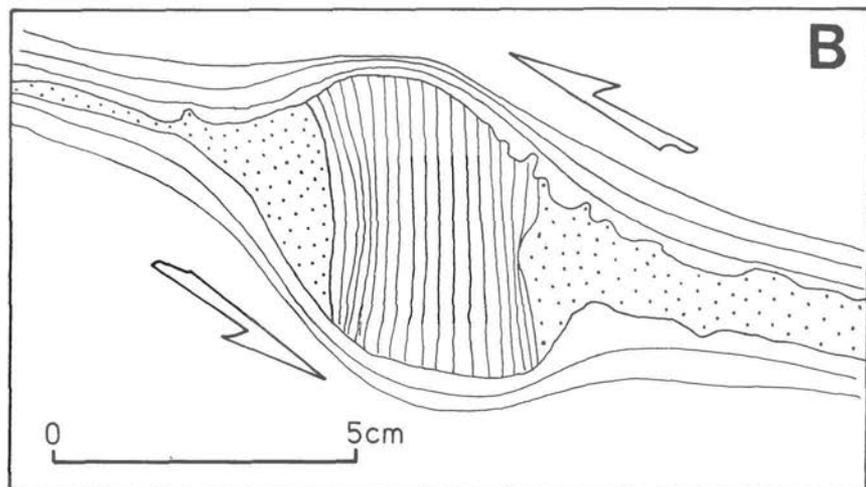


Abb. 5. Massenkalk-Pseudolaminit (ac-Anschnitt). In der Richtung des tektonischen Transportes ausgelängte Fossilquerschnitte (u. a. Amphiporen und ?lagige Stromatoporen). – Aufgelassener Steinbruch ca. 400 m ESE „Warte“ (2).





◀◀
 Abb. 6. Boudinage-Gefüge im Massenkalk als Ergebnis einer ausgeprägten Dehnung in Richtung des tektonischen Transportes (a) – Steinbruch in der Güinne (1). A: Kompetente feinschichtige Dolomit-Boudins getrennt durch calcitische Zwickelfüllung (punktiert) und umhüllt von stärker duktilem, tektonisch laminiereten Massenkalk. B: Rotierter feinschichtiger Dolomit-Boudin. Streckungshöfe mit Calcit (punktiert) gefüllt. C: Pinch-and-swell structure in dolomitischen Lagen. Die beginnende Trennung kompetenter Lagen stellt die Vorstufe der Boudinierung dar.

In den von UFFENORDE (1977a) beschriebenen Aufschlüssen „Am Hohlen Stein“ und „In der Günne“ ist eine jeweils 30 m mächtige Abfolge intensiv tektonisierter Massenkalk erschlossen, in denen keinerlei Faltenbilder zu erkennen sind. Die s-Flächen fallen gleichförmig mit 35–65° nach S ein. Anschliffe homogener Kalk zeigen in ac-Schnitten extrem in a ausgelängte Fossilquerschnitte, bei denen es sich überwiegend um lagige bis kugelige Stromatoporen, tabulate Korallen und Amphiporen handeln dürfte (Abb. 5). Einzelne dolomitisierte Lagen verhielten sich im Verlauf der Durchbewegung relativ kompetent und wurden daher zu charakteristischen Boudins zerlegt, die von der umhüllenden, stärker duktilen Kalkmatrix „umflossen“ wurden (Abb. 6). Die Boudinierung steht nicht im Zusammenhang mit der Zerschering eines Faltenflügels, sondern diese ist auf die Auslängung einer über 45° geneigten, zugempfindlichen, kompetenten Lage zurückzuführen (de SITTER 1958). Die sich zwischen den einzelnen Boudins öffnenden Räume wurden mit hellem Calcit gefüllt.

Die Dolomitisierung steht im Zusammenhang mit der frühen Durchbewegung, da aus den Massenkalken des östlichen Rheinischen Schiefergebirges diagenetisch entstandene Dolomite unbekannt sind (SCHNEIDER 1977). Diese Interpretation bestätigen mm-dünne Dolomit-Bestege, die s-Flächen folgen. Da diese s-Flächen Bahnen der Wegsamkeit abbilden, war die Durchbewegung offenbar mit einem Lösungstransport verknüpft, aus dem die Dolomitisierung und das gehäufte Vorkommen authigener Quarze hervorgingen.

Phacoid-Gefüge im mittleren Stockwerk und das Problem der Schlagwasser-Brekzie

Rhomboidal geformte Phacoide aus zerscherten Flinz- und Cephalopodenkalken wurden von STASCHEN (1968) und UFFENORDE (1976) als sedimentäre Komponenten der



Abb. 7. Rhomboidal zerscherte Flinzkalk-Bänke. Die bogig-sigmoidal verlaufenden Begrenzungsflächen der Phacoide werden von einer mergelig-tonigen Matrix umhüllt. – Steinbruch am Kalvarienberg (10).

N

S

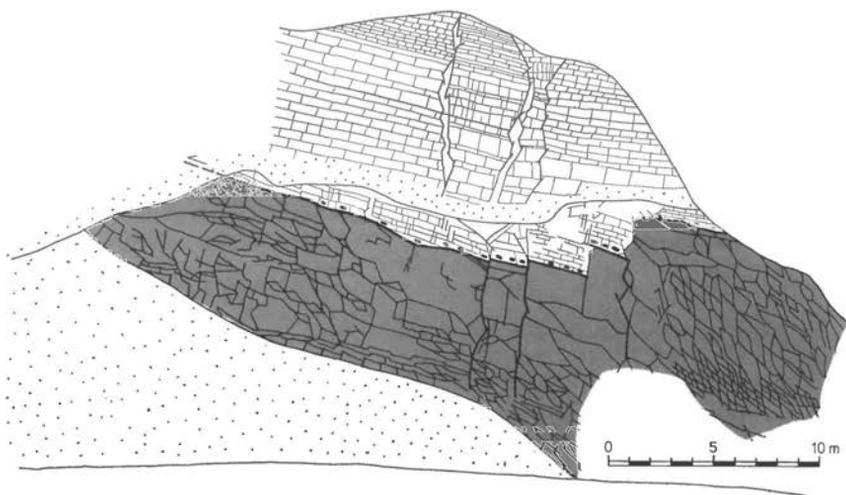


Abb. 8. Kulmkieselschiefer und höchste Abschnitte der Liegenden Alaunschiefer (mit Phosphoritknollen) überfahren an flacher Überschiebungsbahn die phacoidisierte Folge der Flinzschiefer und Flinkalke der Adorf-Stufe. – Steinbruch am Kalvarienberg (10).

Schlagwasser-Brekzie interpretiert. Von den bei UFFENORDE (1976) genannten Lokalitäten 7–10 der Schlagwasser-Brekzie repräsentiert lediglich das Profil 7 südlich von Kallenhardt eine echte sedimentäre Brekzie (Abb. 6), während die Lok. 8 (Schlagwasser-Steinbruch E Kallenhardt) und 10 (Steinbruch am Kalvarienberg ENE Kallenhardt) Phacoide aus tektonisch zerscherten Flinz- und Cephalopodenkalken erschließen (Abb. 7).

Die flachbodig begrenzten Phacoide stellen linsig zerlegte tektonische Transportkörper dar, die geringfügig aus ihrem ursprünglichen sedimentären Verband gelöst und dachziegelartig übereinander verschoben wurden (FIEDLER 1974). Die Fragmentierung resultiert aus der Auslängung flach gelagerter kompetenter Bänke in Richtung des tektonischen Transportes (Abb. 8). Der Begriff „Schlagwasser-Brekzie“ sollte hingegen nur die Gesteinstypen kennzeichnen, deren Komponenten aus Geröllen und sedimentären Brekzien bestehen. Alle Altersbestimmungen, die aus den Verbandsverhältnissen der Lokalitäten 8 und 10 abgeleitet werden (STASCHEN 1968, UFFENORDE 1976), sind für eine Datierung der Schlagwasser-Brekzie irrelevant. Es muß weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben, den Zeitpunkt der Brekzienbildung genauer festzulegen. Für die Datierung der Schlagwasser-Brekzie erscheint wesentlich, daß bereits von H. SCHMIDT (1922) und STASCHEN (1968) schwarze Schiefer mit Phosphoritknollen vom Typ der Liegenden Alaunschiefer im Hangenden dieser Brekzie beschrieben wurden.

Geodynamisches Bewegungsbild am SE-Rand des Warsteiner Komplexes

Der paläogeographische Entwicklungsgang des Warsteiner Komplexes verlief vom hohen Mitteldevon bis in das mittlere Unterkarbon analog zu den übrigen Massenkalkgebieten des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. Abweichend ist hingegen die tektonische Ausgestal-

tung. Für den SE-Rand des Warsteiner Komplexes ist ein Deformationsstil charakteristisch, der im übrigen nördlichen Rheinischen Schiefergebirge nicht ausgeprägt ist. Anstelle von NW-vergenten Falten sind Detailgefüge entwickelt, die nur im Zusammenhang mit einer Überschiebungstektonik entstehen. So findet die ursprüngliche Deutung H. SCHMIDT's (1922) eines von Überschiebungen geprägten SE-Randes des Warsteiner Komplexes eine späte Bestätigung (Abb. 9). Syndimentäre Abschiebungen wurden im Verlauf der orogenen Verformung zu einem Bereich ausgeprägter Gleittektonik umgestaltet. Offenbar bewirkte der gravitative Vortrieb des Ostsauerländer Hauptsattels mit seinen markanten liegenden Falten die Abscherung des höchsten Stockwerkes aus klastischen Serien des hohen Unterkarbons und tiefen Oberkarbons über dem tiefen Massenkalk-Stockwerk. Die mächtigen Serien des hohen Unter- und tiefen Oberkarbons wurden zu NW-vergenten Biegefalten und einer begleitenden Bruchschieferung umgeformt. Das tiefere Massenkalk-Stockwerk sowie die geringmächtigen heteropischen Serien des Oberdevons und tiefsten Unterkarbons wurden demgegenüber intensiv interdefiniert. Eine einheitliche Überschiebungsbahn besteht nicht. Vielmehr wurde die Beanspruchung im Grenzbereich mechanisch unterschiedlich reagierender Stockwerke von mehreren Bewegungsbahnen aufgenommen, in deren Verlauf ein ausgeprägter Lösungstransport in karbonatischen Serien stattfand. So wurden die kompetenten Flinzkalk-Bänke zu linsigen Phacoiden zerlegt (Abb. 10), geringmächtige Dolomitlagen boudiniert und die mikritischen Massenkalk am SE-Rand des Warsteiner Komplexes zu Pseudolaminiten umgeformt.

Aus dieser intensiven Durchbewegung resultiert die ausgeprägte Auslängung der Geosynklinal-Füllung in N-S-Richtung, deren Bewegungsgang in der Anlage SE geneigter Überschiebungen ihren Ausdruck fand. Die mit 30–65° gegen SE einfallenden tektonischen s-Flächen dürften das Bild listrischer Überschiebungsbahnen ergeben und aus subhorizontal geführten Bewegungsbahnen hervorgehen. Im Verlauf dieses Vorganges erfolgte die tektonische Verschleifung des devonischen Massenkalkes mit unterkarbonischen Spaltenfüllungen.

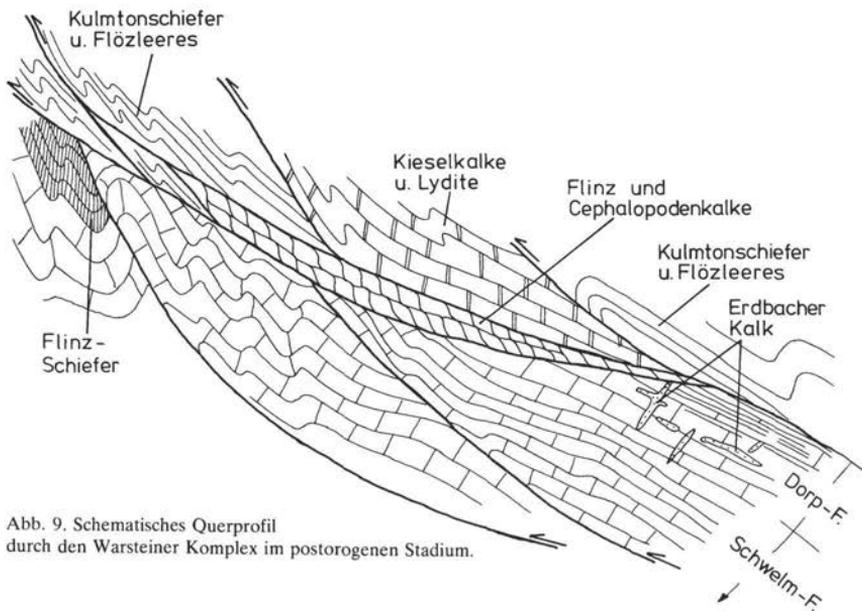


Abb. 9. Schematisches Querprofil durch den Warsteiner Komplex im postorogenen Stadium.

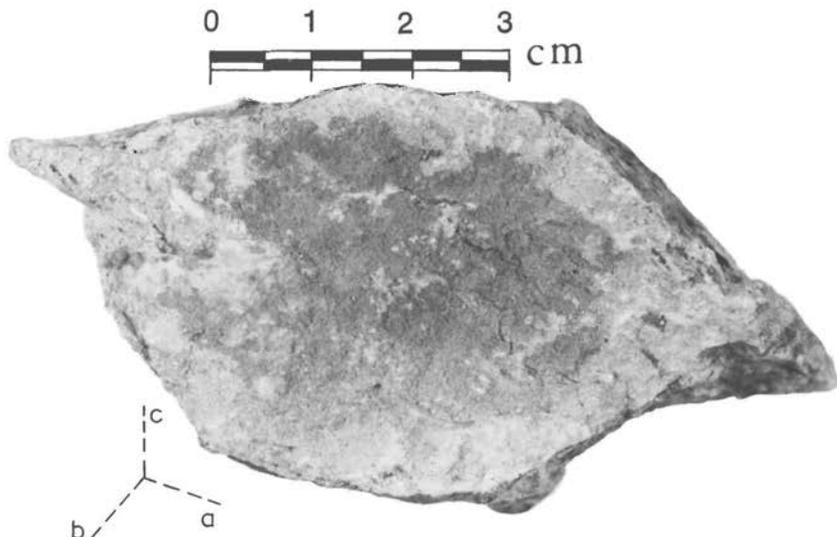


Abb. 10. Ausgeschwänztes Flinzkalk-Phacoid, dessen eine Begrenzungsfläche der Schichtung entspricht, während die andere Flächenschar aus einer weitständigen Bruchschieferung resultiert. – Steinbruch am Kalvarienberg (10).

Mit zunehmendem Abstand von der Überschiebungszone stellt sich in den Massenkalk-Schuppen im mittleren Teil des Warsteiner Komplexes ein NW-vergenter Faltenbau ein; jedoch ist darüber hinaus in den feinkörnigen Plattform-Kalken im nordwestlichen Teil des Warsteiner Sattels bei Suttrop eine tektonische Lamination und extreme Auslängung von Biogenen in Richtung des tektonischen Transportes zu beobachten, die an die Fließtektonik tieferer tektonischer Stockwerke erinnert.

Zusammenfassung

Vom oberen Mitteldevon bis zum mittleren Unterkarbon besteht im südöstlichen Teil des Warsteiner Komplexes eine gegenüber dem mittleren und nordwestlichen Teil abweichende Faziesentwicklung. Geringmächtige, lückenhafte, kondensierte Sedimente sowie mehrphasig entstandene Spaltenbildungen und lokale Rutschmassen im Oberdevon und Unterkarbon entlang dem SE-Rand des Warsteiner Komplexes verweisen auf eine notorische Hochlage. Hingegen charakterisiert eine vollständige oberdevonisch-unterkarbonische Schichtenfolge im mittleren und nördlichen Warsteiner Komplex eine anhaltende Subsidenz. Analog der Faziesentwicklung im Attendorner und Balver Riff können diese markanten Faziesgegensätze im Warsteiner Komplex durch eine nach SE herausgehobene und nach NW geneigte Kippscholle gedeutet werden, die von synd sedimentär aktiven Brüchen gerahmt wird.

Der Nachweis unterkarbonischer Conodonten im Massenkalk bei Kallenhardt veranlaßte UFFENORDE (1977a) einen unterkarbonischen „Kallenhardt-Kalk“ zu postulieren. Nicht der gesamte „Kallenhardt-Kalk“ ist ein jüngeres Synonym des Erdbacher Kalkes (UFFENORDE 1977b), sondern nur die unterkarbonischen crinoidenführenden Spaltenfüllungen im devonischen Massenkalk entsprechen litho- und biofaziell dem Erdbacher Kalk.

Rhomboidal geformte Phacoiden tektonisch zerscherter Flinz- und Cephalopodenkalke bei Kallenhardt können nicht als „Schlagwasser-Brekzie“ bezeichnet werden. Dieser Begriff ist ausschließlich auf sedimentäre Brekzien zu beschränken, die südlich Kallenhardt zwischen Flinz- und Unterkarbon-Schiefern ausgebildet sind.

Schließlich zeigt der SE-Rand des Warsteiner Komplexes einen vom übrigen nördlichen Rheinischen Schiefergebirge abweichenden Deformationsstil mit intensiver tektonischer Lamination, extrem in Richtung des tektonischen Transportes ausgelängten Fossilquerschnitten, Boudinage- und Phacoid-Gefügen. Eine synsedimentäre Abschiebung am SE-Rand der Warsteiner Kippscholle wurde im Verlauf der orogenen Verformung zu einer Überschiebungsbahn umgestaltet. Im Zusammenhang mit dieser Überschiebungstektonik wurden im Grenzgebiet mechanisch unterschiedlich wirksamer Stockwerke mehrere Bewegungsbahnen angelegt, in deren Verlauf ein ausgeprägter Lösungstransport stattfand, der an die Fließtektonik tieferer tektonischer Stockwerke erinnert.

Dank

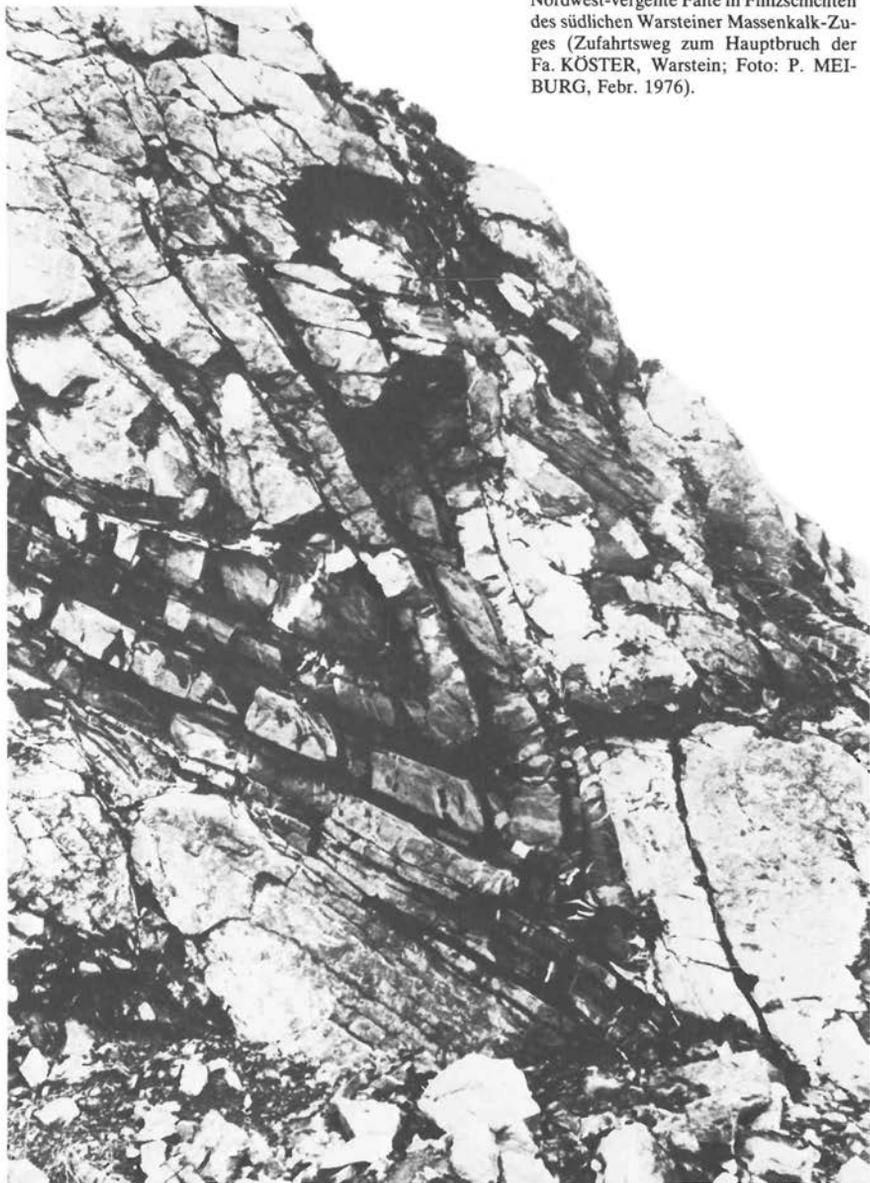
Herrn Dr. STOPPEL, Hannover, danken wir für die Bestimmung unterkarbonischer Conodonten aus der Schlagwasser-Brekzie. Fr. Lucie WIEGELMANN und Herrn Helmut STOSNACH danken wir für die Erstellung der Foto- und Zeichenarbeiten.

Schriftenverzeichnis

- BÄR, P.: Die ober-devonisch/unter-karbonische Schichtlücke über dem Massenkalk des Briloner und Messinghäuser Sattels (Ost-Sauerland). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **131**, 263–288, Stuttgart 1968.
- BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, M. A., CALVER, M. A., GRAULICH, J. M. & PAPROTH, E.: Paleogeography of Upper Westphalian deposits in NW Europe with reference to the Westphalian seat north of the mobile Variscan belt. – Meded. Rijks. Geol. Dienst, N. S., **28** (5), 101–147, 's-Gravenhage 1977.
- CLAUSEN, C.-D.: Mitteilung während der Exkursion der Subkommission für Karbonstratigraphie in das nordöstliche Sauerland vom 19.–21. 5. 1977.
- CLAUSEN, C.-D., GREBE, H., LEUTERITZ, K. & WIRTH, W.: Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978**, 577–589, Stuttgart 1978.
- FIEDLER, K.: Linsige Zerschierung in Kalken. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **43**, 173–194, Hamburg 1974.
- FRANKE, W.: Structure and development of the Iberg/Winterberg reef (Devonian to Lower Carboniferous, Harz, West-Germany). – [In:] MÜLLER, G. (Ed.): Sedimentology of parts of Central Europe. VIII. Internat. Sediment. Congr. 1971 Heidelberg, Guidebook to Excursions, 83–89, Frankfurt/M. 1971.
- KREBS, W.: Der Bau des oberdevonischen Langenaubach – Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. Senckenberg. naturforsch. Ges., **511**, 105 S., Frankfurt/M. 1966.
- KREBS, W.: Reef development in the Devonian of the eastern Rhenish Slate Mountains, Germany. – Internat. Symp. Devonian System, Calgary 1967, **2**, 295–306, Calgary 1968 (1968a).
- KREBS, W.: Die Lagerungsverhältnisse des Erdbacher Kalkes (Unterkarbon II) bei Langenaubach – Breitscheid (Rheinisches Schiefergebirge). – Geotekt. Forsch., **28**, 72–103, Stuttgart 1968 (1968b).
- KREBS, W.: Devonian carbonate complexes of Central Europe. – [In:] MÜLLER, G. (Ed.): Sedimentology of parts of Central Europe. VIII. Internat. Sediment. Congr. 1971 Heidelberg, Guidebook to Excursions, 45–81, Frankfurt/M. 1971.

- KRONBERG, P., PILGER, A., SCHERP, A. & ZIEGLER, W.: Spuren altvariszischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **3** (1), 1–46, Krefeld 1960.
- MUCHOW, S.: Über die Beziehung zwischen Flinzschiechten und Massenkalk im Warsteiner Sattel. – Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **9**, 723–730, Krefeld 1965.
- PLESSMANN, W.: Lösung, Verformung, Transport und Gefüge (Beiträge zur Gesteinsverformung im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **115**, 650–663, Hannover 1966.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Zur Tektonik des mitteldevonischen Massenkalkes (Beobachtungen aus dem Gebiet von Warstein, Westfalen). – Z. dt. geol. Ges., **104**, 94–98, Hannover 1953.
- SCHMIDT, H.: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Beleecke. – Jb. preuß. geol. Landesanst., **41**, 254–339, Berlin 1922.
- SCHNEIDER, W.: Diagenese devonischer Karbonatkomplexe Mitteleuropas. – Geol. Jb., **D 21**, 107 S., Hannover 1977.
- SITTER, L. U. de: Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. – Geologie en Mijnbouw, **20**, 277–286, s'Gravenhage 1958.
- STASCHEN, D.: Zur Geologie des Warsteiner und Beleecker Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **5**, 119 S., Münster/Westf. 1968.
- STRUCKMEIER, W.: Der Horizont der „Liegenden Alaunschiefer“ (cu II) des Warsteiner und Beleecker Sattels (Nördl. Rheinisches Schiefergebirge). – Diplomarbeit Braunschweig 1974.
- UFFENORDE, H.: Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **152**, 75–111, Stuttgart 1976.
- UFFENORDE, H.: Resedimentäre Kalke des mittleren Unterkarbons im Warsteiner Sattel (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153**, 253–281, Stuttgart 1977 (1977a).
- UFFENORDE, H.: Zur Diskussion um den „Kallenhardt-Kalk“. – Nachtrag zum Exkursionsprotokoll. Niederschrift über die Veranstaltung der Subkommission für Karbonstratigraphie vom 19.–21.5.1977 in Warstein-Hirschberg (1977b).
- WALLISER, O. H. und Mitarbeiter: Zum Oberdevon und Unterkarbon von Erdbach – Langenaubach (SW-Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **87**, 120–132, Wiesbaden 1958.
- WEBER, K.: Das Bewegungsbild im Rhenoherynikum – Abbild einer varistischen Subfluenz. – Z. dt. geol. Ges., **129**, 249–281, Hannover 1978.

Nordwest-vergente Falte in Flinzschieben
des südlichen Warsteiner Massenkalk-Zuges
(Zufahrtsweg zum Hauptbruch der
Fa. KÖSTER, Warstein; Foto: P. MEI-
BURG, Febr. 1976).



Das Devon/Karbon-Profil am alten Schießstand bei der Bilstein-Höhle (Blatt 4515 Hirschberg, Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge)

Von Claus-Dieter CLAUSEN, Krefeld, Dieter KORN, Sundern,
und Henning UFFENORDE, Göttingen

1. Lokalität (C.-D. CLAUSEN & H. UFFENORDE)

Im vorigen Jahrhundert wurde ca. 400 m südöstlich des Einganges zur Bilstein-Höhle, 200 m südwestlich P. 407,0, ein ca. 250 m langer, 30 m breiter und 10 m tiefer Einschnitt in anstehendem Gestein hergestellt und darin ein Schießstand angelegt (ca. 3 km SW Warstein). Der Einschnitt ist zweigeteilt. Der Haupteinschnitt verläuft parallel zum Streichen und besitzt zwei Sohlen, von denen die tiefere am ehemaligen Scheibenstand an einer etwa 6 m hohen Gesteinswand in eine höhere übergeht.

Der Einschnitt besitzt die R/H-Werte: R 53 120, H 98 900 bis R 53 310, H 99 020. Der Kugelfang am Scheibenstand, an welchem das im Folgenden beschriebene Devon/Karbon-Profil liegt, hat den R/H-Wert: R 53 210, H 98 930.

2. Erforschungsgeschichte (H. UFFENORDE)

Die Lokalität zählt zu einem der ältesten Clymenien-Fundpunkte im Rheinischen Schiefergebirge. Nach von DECHEN (1850: 204) scheint der „Berg-Geschworene“ AMELUNG in diesem Profil in den 40er Jahren des vorigen Jahrhunderts erste Clymenien gefunden zu haben. (vgl. KAYSER 1873: 606). Von DECHEN spezifizierte 1884 (S. 202) seine ungenaue Fundortangabe „in der Nähe von Warstein“ durch Nennung des Steinbruchs „in den Gösselen“, der sich allerdings südlich von Kallenhardt befunden haben sollte.

DENCKMANN (1895: 33) wies in einer kurzen Notiz darauf hin, daß „in den Gösselen“ nicht südlich von Kallenhardt sondern südlich von Warstein liege. Der Name wurde hier für den bewaldeten Geländeabschnitt, der sich südlich an die Massenkalk-Hochfläche „Platte“ anschloß, benutzt. H. SCHMIDT (1922: 283) gab schließlich die genaue Lage des Fundpunktes an mit einer ausführlichen Fossiliste, die von ihm 1924 und 1926b sowie von R. & E. RICHTER (1926) ergänzt wurde.

Das Unterkarbon dieses Aufschlusses fand eine allgemeine Erwähnung in von DECHEN (1884: 218). H. SCHMIDT (1922: 297) nannte ausdrücklich die 3 Kieselkalk-Bänke im höheren Teil des Profils. Aus der obersten Bank führte er eine Fauna an, die ihn in die Lage versetzte, diesen Horizont mit der „Phillipsienbank“ vom östlichen Provinzialsteinbruch von Drewer und dem Steinbruch östlich der Kapelle nördlich Belecka zu parallelisieren und auf die

*) Ein Teil dieser Arbeit ist im Sonderforschungsbereich 48 der Universität Göttingen entstanden. Die Förderung erfolgte aus Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), (H. UFFENORDE).

„nahe Verwandtschaft der Fauna mit der von Erdbach-Breitscheid“ hinzuweisen (S. 299). Zwei Jahre später stellte er sie dann zu den neu eingeführten „Erdbacher Schichten“ (H. SCHMIDT 1924: 113; s. auch H. SCHMIDT 1926a: 7), die er mit der Tournai-Stufe parallelisierte.

Im Gegensatz dazu betrachteten PAECKELMANN & RICHTER (1938) die Erdbacher Schichten des Warsteiner und Belecker Sattels in Anlehnung an PAUL (1937 a, 1937 b) als Basis der Visé-Stufe. Hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse in diesem Aufschluß meinte H. SCHMIDT (1922: 310) eine Diskordanz mit steil stehendem „Dasberger Kalk“ und flach liegendem „Etroeungt“ (gemeint sind die 3 Kieselkalk-Bänke) vor sich zu haben. PAECKELMANN & RICHTER (1938: 269) konnten dieser Auffassung nicht folgen und konstatierten eine transgressive Überlagerung von Erdbacher Kalk „ohne wesentliche Winkeldiskordanz“.

UFFENORDE (1976: 83) erwähnte erstmals die hier als „splitterige Tonsteine mit Phosphoritknollen“ bezeichnete Einschaltung, die er in das Unterkarbon II α stellte.

Die oberste der 3 Kieselkalk-Bänke fand ferner Erwähnung als stratum typicum von *Liobole glabroides* (R. & E. RICHTER 1949), (s. auch G. & R HAHN 1969: 136 f.).

3. Lithostratigraphische Beschreibung (C.-D. CLAUSEN & H. UFFENORDE)

Der tiefere Teil des Profiles (s. Abb. 1) setzt sich aus blaugrauen bis hellgrauen, verkieselten, klotzigen Kalksteinen zusammen, die zum Teil grobknollig ausgebildet sind und, ausgehend vom Trennflächengefüge, mehr oder weniger gelbbraun bis ockergelb verwittern (Eisenhydroxid-Anreicherungen).

Eine von GRÜNHAGEN durchgeführte mikroskopische Untersuchung und Röntgenbeugungsanalyse (D 3403, RB 14 395) ergab, daß der Mineralbestand ganz überwiegend aus feinkristallinen Quarzkristallen von 1 bis 150 μm Größe (im Mittel etwa 10 μm Größe) besteht. Außerdem lassen sich Implikationsgefüge und spärliche, 2 bis 10 μm große rundliche Calciteinschlüsse beobachten. Auf den für das Gestein typischen linsigen Schieferungsbahnen treten Anreicherungen von Illit, Eisenhydroxiden und Anatas auf. Hier befinden sich auch zahlreiche Poren mit oft rhomboedrischem Umriß von ca. 40 μm Größe, die auf ehemaligen eisenhaltigen Dolomit hinweisen. Akzessorisch tritt Muskovit auf. Der Calcitgehalt beträgt 0,3 Gew.-%. Im Dünnschliff sind Echinodermen- und Cephalopodenreste auszumachen.

Diese verkieselten Kalksteine werden im südöstlichen Profilabschnitt über eine Länge von 4,5 m von grauen, dunkelgrauen bis bläulich grauen, siltgebänderten, wegen der Verkieselung splittiger brechenden Tonsteinen überlagert (s. Abb. 1). Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 35 und 45 cm; nur in der Aufschlußmitte, wo die Tonsteine kurz vor ihrem abrupten Auskeilen etwas sackartig in ihre Unterlage eingestülpt sind, schwillt sie auf 70 cm an. Im linken Profilabschnitt fehlen die splitterigen Tonsteine. Die dunkelgrauen Siltbänder heben sich scharf gegen ihre Umgebung ab und lassen sich gut verfolgen. In der Tonsteinmatrix schwimmen einzelne, bis 3 cm große verkieselte Phosphoritknollen.

Darüber (s. Abb. 1) folgt eine bis 90 cm mächtige Wechsellagerung von Tuffiten und verkieselten Kalksteinen.

Die plattigen, kantig begrenzten Kalksteine sind hellgrau bis weißgrau und mit Fossilschill sowie gut erhaltener Fauna (Crinoiden, Trilobiten, Brachiopoden, Ostracoden und Goniatiten) gespickt. Der mittlere Biogen-Gehalt dürfte nach Schätzungen (nach BACCALLE & BOSELLINI 1965) zwischen 2,5 und 5% liegen. Die von GRÜNHAGEN durchgeführte mikroskopi-



Abb. 1. Das Devon/Karbon-Profil am alten Schießstand bei der Bilstein-Höhle. Schematisches Säulenprofil mit im Text erwähnten Fossilienfunden und Lageskizze.

sche Untersuchung und Röntgenbeugungsanalyse (D 3412, RB 14 394) ergab, daß der Mineralbestand ganz überwiegend aus feinkristallinen Quarzkristallen von 1 bis 70 μm (in Hohlräumen), im Mittel von etwa 5 μm , mit Implikationsgefüge besteht. Untergeordnet treten Illit und etwas Anatas, sehr selten mikrosparitischer Calcit auf. Der Calcitgehalt liegt unter 0,1%.

Drei dieser weißgrauen Kieselkalkbänke erstrecken sich über die gesamte Aufschlußbreite. Sie sind unterschiedlich mächtig (vom Liegenden bis zum Hangenden: 30 bis 38 cm; 10 bis 13 cm; 3 bis 6 cm). Die drei Bänke zeigen an ihrer Oberfläche und an Trennfugen eine den Kieselkalken typische eigelbe Verwitterung mit hoher Porosität und stumpfen, rauen Bruchflächen. Im linken nordwestlichen Profilabschnitt tritt noch eine weitere 8 cm mächtige Bank auf, die jedoch in südöstlicher Richtung rasch innerhalb der sie im Hangenden und Liegenden umgebenden Tuffite auskeilt.

Die kieseligen Tuffite sind hellgrau, weißgelb bis gelbgrün und verwittern fahlgrau. Teilweise führen sie Einschlüsse, sonst ist das Gestein dicht. Von SCHERP durchgeführte mikroskopische Untersuchungen und Röntgenbeugungsanalysen (D 3450, D 3451, RB 14 370) ergaben, daß die tuffitischen Lagen Quarz, Serizit, Kaolinit, Chlorit und sehr wenig Feldspat führen. Die eckigen bis splinterigen, selten kantengerundeten Quarzkörner (0,15 bis 0,4 mm Durchmesser) liegen in einem sehr dichten Serizitgewebe. In der Grundmasse sind ferner bis 0,4 mm große tafelige bis leistenförmige Kaolinit-Pseudomorphosen, mit Limonit durchtränkte, bis 1,5 mm große Flatschen aus Quarz und Serizit sowie Fossilreste (vor allem Conodonten) auszumachen.

Das sehr feine serizitische Gewebe der Grundmasse kann als entglaster Staubbuff-Anteil erklärt werden. Die kaolinisierten Gebilde waren vermutlich Feldspäte. Der splinterige Quarz könnte vulkanogen, jedoch auch diagenetisch entstanden sein.

Die die letzte Kieselkalkbank überlagernde, bis 27 cm mächtige Schicht aus kieseligen Tuffiten leitet zu verkieselten, bänderstreifigen, plattig nach den Trennflächen aufbrechenden und stückig zerfallenden, im frischen Zustand schwarzen, sonst fahlgrau verwitternden Alaunschiefern über. Damit ist der endgültige Übergang in die Kulm-Fazies des nördlichen Sauerlandes vollzogen.

4. Biostratigraphische Einstufung der Schichten (C.-D. CLAUSEN & H. UFFENORDE)

Die verkieselten klotzigen Kalksteine im tieferen Teil des Profils haben eine reiche Goniatiten- und Clymenienfauna der Dasberg- und Wocklum-Stufe geliefert, welche als erster H. SCHMIDT (1922: 283–292) systematisch bearbeitete. Aus beiden Stufen zusammen nannte er 1 Trilobiten, 2 orthocone Nautiloideen („Orthoceren“), 13 Clymenien-Arten, 5 Goniatiten-Arten, 1 Gastropoden, 4 Muschelarten und 1 Koralle. Anhaltspunkte für eine noch ältere Einstufung als Dasberg ergaben sich nicht. Zwar tritt der von H. SCHMIDT bestimmte Goniatit *Sporadoceras* vornehmlich in der Hemberg-Stufe auf, ist aber auch noch in der Dasberg-Stufe vereinzelt anzutreffen. Eine von KORN durchgeführte Revision der Clymenien-Gattungen *Cymaclymenia* und *Piricyclenia* befindet sich auf S. 51 ff. (Kap. 5).

R. & E. RICHTER erwähnten 1926 die Trilobiten *Cyrtosymbole* (*Waribole*) *eulenspiegelia*, *Phacops* (*Phacops*) *wedekindi* und *Chaunoproetus palensis*. Eine Probe aus dem mittleren Abschnitt der Kalksteine lieferte nach UFFENORDE die Conodonten *Bispathodus stabilis* und *Palmatolepis gracilis* n. ssp. ZIEGLER 1977 und läßt sich damit in die Obere *styriacus*- bis Mittlere *costatus*-Zone einstufen (Probe 1007–970). 20 bis 25 cm unter der Oberkante der siltgebänderten splitterigen Tonsteine mit Phosphoritknollen konnte UFFENORDE eine Conodontenfauna der Oberen *crenulata*- bis *anchoralis*-Zone (cu II α/β) bergen (Probe 1007–148). Es handelt sich hierbei im einzelnen um:

- Gnathodus punctatus*
- Gnathodus* sp. indet.
- Polygnathus communis*
- Polygnathus inornatus*
- Pseudopolygnathus* sp. indet.
- Siphonodella* sp. indet. (*Si. cooperi*?)

Andererseits gewann LEUTERITZ aus 5 Proben (C 34, C 75 bis 77, C 79), die alle aus etwa der gleichen Lage innerhalb der splitterigen Tonsteine stammen, Conodonten des cu I. Eine weitere Probe (C 78) erbrachte nur unbestimmbare Conodontenbruchstücke.

Probe	Labnummer	Conodonten
C 34	5788	<i>Protognathodus kuehni</i> <i>Pseudopolygnathus</i> sp.
C 75	6188	<i>Polygnathus radinus</i>
C 76	6189	<i>Siphonodella cooperi</i> Morphotyp 1 <i>Pseudopolygnathus</i> sp.
C 77	6190	<i>Siphonodella duplicata</i> Morphotyp 1
C 78	6191	Conodonten-Bruchstücke
C 79	6192	<i>Siphonodella duplicata</i> Morphotyp 1 <i>Siphonodella</i> cf. <i>isosticha</i> <i>Pseudopolygnathus</i> sp.

Obleich die fazielle Ausbildung der splitterigen Tonsteine (Farbe, Bänderung, Phosphoritknollen) für eine Zuordnung zu den Liegenden Alaunschiefern spricht, gehören die Sedimente

einwandfrei dem cu I an und entsprechen damit zeitlich dem unterkarbonischen Anteil der Hangenberg-Schichten. Eine Zuordnung zu einer der bei SANDBERG et al. (1978 : Fig. 1) genannten *Siphonodella*-Zonen war nicht möglich. Die jüngeren Conodonten des cu II α/β stammen aus einer in den Tonsteinen makroskopisch nicht erkennbaren Spaltenfüllung, welche das einzige Relikt der nach ihrer Ablagerung wieder aufbereiteten cu II α -Gesteine darstellt.

Es ist allerdings möglich, wenn auch unwahrscheinlich, daß die höchsten 4 bis 5 cm der splitterigen Tonsteine, aus welchen keine Conodonten gewonnen wurden, schon dem cu II α angehören.

Die fossilreichen weißgrauen Kieselkalkbänke im Hangenden der splitterigen Tonsteine wurden schon von H. SCHMIDT (1922: 297-299) als Äquivalente des Erdbacher Kalkes (cu II β/γ) bezeichnet. Er gewann hieraus 3 Trilobiten-Arten, 2 Goniatiten-Arten, 1 Muschel, 1 Schnecke, 6 Brachiopoden-Arten und 3 Korallen-Arten. Eine Revision der Trilobiten durch HAHN (frdl. briefl. Mitt. v. 25. 11. 1974 und 28. 2. 1978) ergab, daß massenhaft *Liobole glabroides* auftritt. Seltener sind *Archegonus (Waribole) sp.* und *Tawstockia nasifrons*, die letztere Art mit geblähtem Wangenstachel. An Conodonten wies UFFENORDE aus der unteren Kieselkalkbank nach (Probe 1007-151):

Scaliognathus anchoralis
Pseudopolygnathus triangulus pinnatus
Polygnathus inornatus
Bispathodus aculeatus

Die mittlere Kieselkalkbank lieferte (Probe 1007-152):

Gnathodus sp. indet.
Palmatolepis glabra prima (als Fremdconodont)

Aus den das Profil abschließenden Alaunschiefern, Kieselschiefern und Kieselkalken ließ sich keine datierbare Fauna bergen. Man darf jedoch annehmen, daß die Sedimente dem cu II γ/δ , wahrscheinlich auch dem tieferen cu III angehören. Ein cu III-Alter müßten insbesondere die Schichten, welche auf der höheren östlichen Sohle des Einschnittes anzutreffen sind, besitzen.

5. Beschreibung der Clymenien-Fauna (D. KORN)

Familie Cyrtoclymeniidae HYATT 1884

Cymaclymenia HYATT 1884

Cymaclymenia striata (MÜNSTER 1832) em. SCHINDEWOLF

Abb. 2, Fig. 1; Abb. 3, Fig. 3.

* 1832 *Planulites striatus* MÜNSTER: 13, Taf. 3, Fig. 3.

1863 *Clymenia striata*. - GÜMBEL: 60, Taf. 18, Fig. 1

1923a *Cymaclymenia striata*. - SCHINDEWOLF: 437.

1960 *Cymaclymenia striata*. - PETTER: 45, Taf. 7, Fig. 16, 17, 19; Taf. 8, Fig. 1, 3-5, 11, 13, 14.

1960 *Cymaclymenia striata*. - KULLMANN: 538, Taf. 9, Fig. 1, 3.

Beschreibung: Gehäuse flach scheibenförmig. Die Windungen sind hochmündig, mit abgeplatteten Flanken, die fast parallel gestellt sind. Die Außenseite ist gleichmäßig gerundet. Zu den Beschreibungen von SCHINDEWOLF (1923a: 437) ist zu sagen, daß Exemplare mit Windungen, die doppelt so hoch wie breit sind, zumindest im Rheinischen Schiefergebirge sehr selten sind, und daß auch die von PETTER (1960 : Taf. 7,8) und KULLMANN (1960 : Taf. 9) abgebildeten Stücke nicht so hochmündig sind. Die Lobenlinie zeigt einen mäßig tiefen Laterallobus und einen breiten, gerundeten Adventivlobus.

Bemerkungen : Wie SCHINDEWOLF (1923a : 437) bereits bemerkte, sind häufig alle Clymenien mit ähnlicher Lobenlinie, ohne Rücksicht auf die Gehäusegestalt, als *C. striata* bezeichnet worden. Deshalb sind viele Hinweise in der Literatur nicht zuverlässig.

Beziehungen: Die Art ist durch die abgeplatteten Flanken und den schmalen Windungsquerschnitt von den übrigen *Cymaclymenia*-Arten unterschieden. *C. barbarae* (LOEW.-LESS.) besitzt zwar auch abgeplattete Flanken, jedoch ist bei ihr auch die Außenseite flach. *C. warsteinensis* n. sp. zeigt eine deutlich andere Schalenskulptur. Schwierigkeiten bestehen in der Abgrenzung zu *C. compressa* (MSTR.), da beide Arten durch Variationen offenbar miteinander verbunden sind. *C. compressa* ist meistens breiter und durch die kräftigen Rippen besonders im Alter gekennzeichnet. Jedoch zeigen auch einige von PETTER (1960, Taf. 7, Fig. 16; Taf. 8, Fig. 1) als *C. striata* abgebildete Stücke Andeutungen von Rippen.

Vorkommen: Das beste Stück von Warstein fand sich zusammen mit *Goniclymenia* sp. in einem losen Block. Weitere, schlechter erhaltene Stücke stammen aus dem Grenzbereich der Dasberg- und der Wocklum-Stufe.

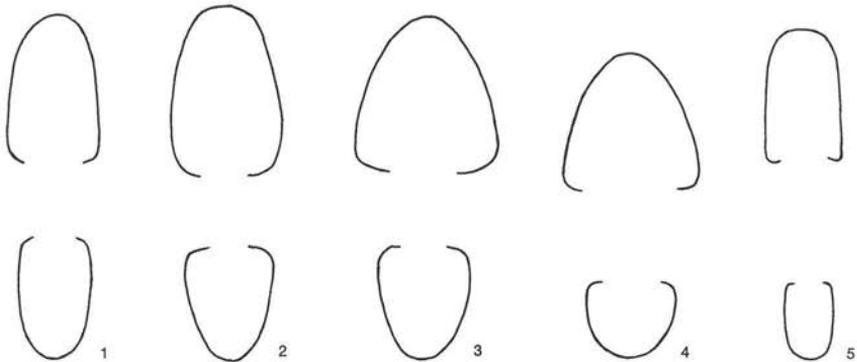


Abb. 2. Querschnitte von Arten der Gattung *Cymaclymenia* HYATT 1884, alle Stücke von Warstein.

- Fig. 1. *Cymaclymenia striata* (MÜNSTER 1832), Dasberg-Stufe, $\times 1,5$.
 Fig. 2. *Cymaclymenia compressa* (MÜNSTER 1832), Dasberg-Stufe, $\times 1,0$.
 Fig. 3. *Cymaclymenia involvens* LANGE 1929, Wocklum-Stufe, $\times 2,0$.
 Fig. 4. *Cymaclymenia* n. sp. Wocklum-Stufe, $\times 1,0$.
 Fig. 5. *Cymaclymenia warsteinensis* n. sp. **Holotypus**, Wocklum-Stufe, $\times 2,0$.

Cymaclymenia compressa (MÜNSTER 1832)

Abb. 2, Fig. 2; Abb. 3, Fig. 4, 5.

- * 1832 *Planulites compressus* MÜNSTER: 7, Taf. 1, Fig. 4.
 1863 *Clymenia striata*. - GÜMBEL: Taf. 18, Fig. 6.
 1914 *Cymaclymenia cordata*. - WEDEKIND: 28, Taf. 2, Fig. 12, 13.
 1923a *Cymaclymenia cordata*. - SCHINDEWOLF: 441.
 1924 *Cymaclymenia striata*. - SCHMIDT: Taf. 7, Fig. 1.
 1929 *Cymaclymenia compressa*. - LANGE: 89.
 1960 *Cymaclymenia cordata*. - SELWOOD: Taf. 27, Fig. 5.

Beschreibung: Windungsquerschnitt in den frühesten Stadien sehr flach, hochmündig. Mit zunehmendem Alter wird die Form dicker. Sie variiert aber dennoch erheblich. Die Flanken sind meist etwas abgeplattet und konvergieren nach außen. Die Außenseite ist oft auch etwas

abgeplattet. Die Breite der Windungen variiert ebenfalls erheblich, so zeigt das größere der Warsteiner Stücke starke Anklänge an *C. striata*. Wegen der kräftigen Rippen wird es zu *C. compressa* gerechnet. Die Lobenlinie ähnelt der von *C. striata*, der Laterallobus ist mäßig tief und der Adventivlobus breit und gerundet.

Bemerkungen: Nach SCHINDEWOLF (1923a: 441) ist *C. cordata* WEDEKIND identisch mit *C. compressa* (MSTR). Diese Art wurde von MÜNSTER (1832) bei falscher Darstellung der Lobenlinie aufgestellt.

Beziehungen: *C. involvens* LANGE ist etwas engnabeliger und besitzt einen geknickten Adventivlobus. Die ältere *C. costata* WEDEKIND soll sich durch einen sehr flachen Laterallobus von *C. compressa* unterscheiden. Wie gesagt, sind *C. compressa* und *C. striata* eng miteinander verbunden. *C. striata* ist meistens flacher und besitzt nicht die kräftigen, für *C. compressa* typischen Rippen.

Vorkommen: Die bei Warstein gesammelten Stücke stammen aus der Dasberg-Stufe. Die Art kommt an anderen Stellen noch in der Wocklum-Stufe vor.

Cymaclymenia involvens LANGE 1929

Abb. 2, Fig. 3; Abb. 3, Fig. 1a – c.

* 1929 *Cymaclymenia involvens* LANGE: 91, Taf. 2, Fig. 23.

1960 *Cymaclymenia involvens*. – PETTER: 47, Taf. 7, Fig. 20, 21, 23; Taf. 8, Fig. 6, 8–10.

1960 *Cymaclymenia involvens*. – KULLMANN: 539, Taf. 9, Fig. 2, 4.

1960 *Cymaclymenia camerata*. – SELWOOD: Taf. 27, Fig. 6, 7.

Beschreibung: Windungsquerschnitt in frühester Jugend nahezu kreisförmig. Mit zunehmendem Durchmesser wird die Form hochmündiger. Die Flanken und die Außenseite sind gerundet. Die Lobenlinie besitzt bereits bei 15 mm Durchmesser einen geknickten Adventivlobus. Der Laterallobus ist tief und schmal.

Bemerkungen: Zu den Beschreibungen von LANGE (1929: 91) ist zu sagen, daß der von ihm gezeichnete Externlobus sicherlich ein Fehler ist. Die beiden von ihm gemessenen Exemplare sind engnabeliger als die Warsteiner Stücke. Wahrscheinlich gehört *C. camerata* bei SELWOOD (1960, Taf. 27, Fig. 5, 6) zu *C. involvens*.

Beziehungen: Bei *C. compressa* ist, wie LANGE (1929: 92) beschreibt, der Nabel weiter und die Bildung von Rippen stärker. Außerdem besitzt *C. compressa* keinen so deutlich ausgeprägten Adventivlobus.

Vorkommen: Bei Warstein in der Dasberg- und Wocklum-Stufe.

Cymaclymenia n.sp.

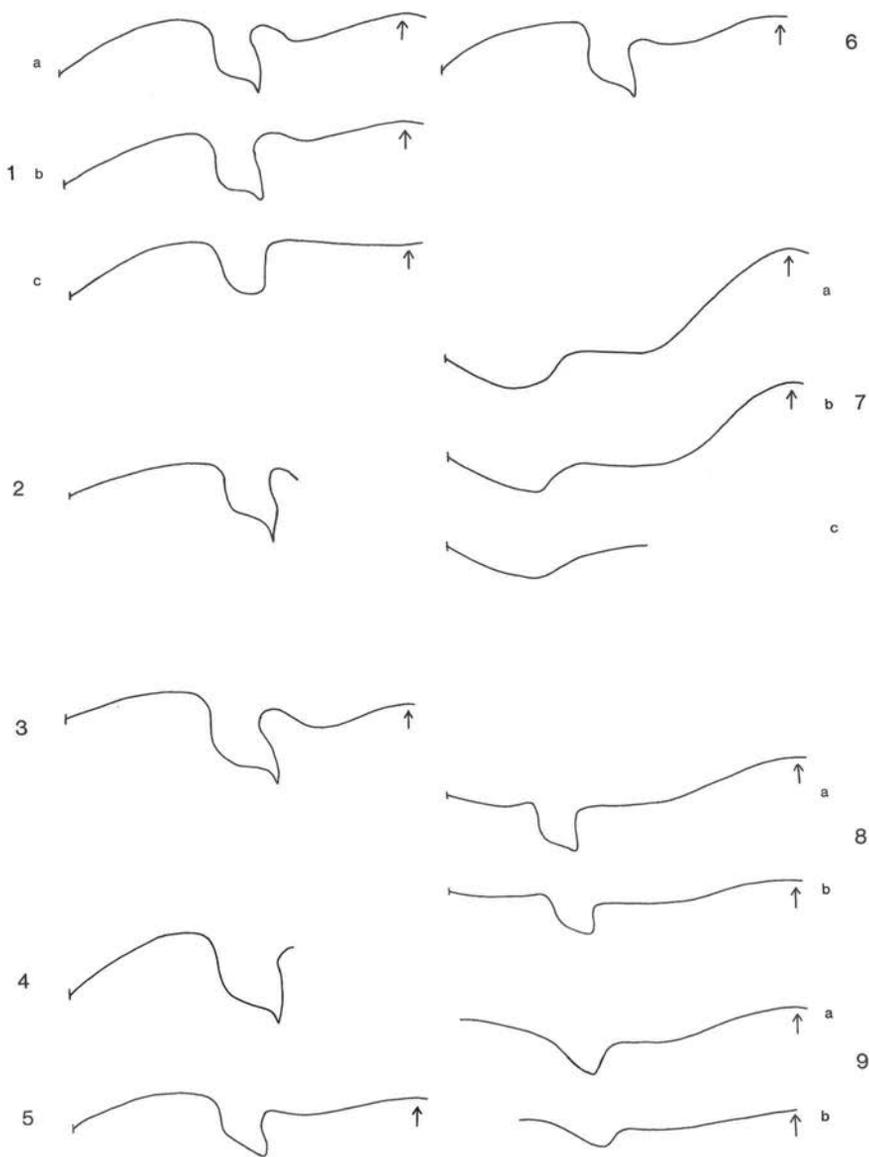
Abb. 2, Fig. 4; Abb. 3, Fig. 2.

Beschreibung: Gehäuse relativ weit genabelt. Die Nabelweite beträgt etwa 0,3 des Durchmessers. Die Windungen sind etwa so breit wie hoch, die Flanken und die Außenseite sind kräftig gerundet. Über die Skulptur kann nichts gesagt werden. Die Lobenlinie ist der von *C. involvens* recht ähnlich.

Bemerkungen: Da nur ein Exemplar vorliegt, wird auf die Beschreibung einer neuen Art verzichtet.

Beziehungen: Durch die Breite der Windungen weicht das Stück von allen bekannten *Cymaclymenia*-Arten ab. Nur *C. obesa* (RICHTER) hat breite Windungen, ist aber engnabeliger.

Vorkommen: Das Stück stammt aus der Wocklum-Stufe.



***Cymaclymenia warsteinensis* n.sp.**

Taf. 1, Fig. 4–6; Abb. 2, Fig. 5; Abb. 3, Fig. 6.

Derivatio nominis: Nach Warstein i. W. benannt.**Holotyp:** Das auf Taf. 1, Fig. 4a–c abgebildete Exemplar.**Locus typicus:** Scheibenstand des alten Schießstandes, 400 Meter südöstlich der Bilstein-Höhle (Blatt 4515 Hirschberg).**Stratum typicum:** Wocklum-Stufe, Zone der *Kalloclymenia subarmata* (MÜNSTER).**Material:** Es liegen zwei Exemplare von Warstein, die Lobenlinie und Schalenkulptur zeigen, und weitere 15 Schalenexemplare vom Effenberg (Blatt Balve) vor.**Diagnose:** Eine Art der Gattung *Cymaclymenia* mit abgeplatteten Flanken, gerundeter Externseite und einem Nabel von mittlerer Weite. Anwachsstreifen ohne inneren und mit kräftigem äußeren Seitenvorsprung.**Beschreibung:** Die Art ist recht kleinwüchsig. Sie ist gekennzeichnet durch den relativ weiten Nabel, der bei mittlerer Größe (22 mm Durchmesser) etwa $\frac{1}{3}$, im Alter (35 mm Durchmesser) noch $\frac{1}{4}$ des Durchmessers beträgt. Die Flanken sind stark abgeplattet und stehen fast parallel. Die Außenseite ist gleichmäßig gerundet. Eigentümlich ist der Verlauf der Anwachsstreifen. Sie biegen vom Nabel aus zunächst zurück und verlaufen in einem konkaven Bogen über die Flanken. Nahe der Außenseite bilden sie einen sehr kräftigen Vorsprung und biegen scharf zu einer weniger tiefen Außenbucht zurück. In der Lobenlinie bestehen keine Besonderheiten, es ist ein flacher, breiter Adventivlobus vorhanden.**Beziehungen:** Die Art ist von allen anderen *Cymaclymenia*-Arten durch die Gehäuseform und besonders durch den charakteristischen Verlauf der Anwachsstreifen unterschieden. In der Gehäuseform sind *C. striata* (MSTR.) und *C. barbarae* (LOEW.-LESS.) ähnlich. AuffälligeAbb. 3. Lobenlinien von *Cymaclymenia* HYATT 1884 und *Piricyclymenia* SCHINDEWOLF 1937.Fig. 1. *Cymaclymenia involvens* LANGE, 1929, Wocklum-Stufe, Warstein.
a) ca. 23 mm Durchmesser. b) ca. 14 mm Durchmesser. c) ca. 6 mm Durchmesser.Fig. 2. *Cymaclymenia* n. sp., Wocklum-Stufe, Warstein, ca. 22 mm Durchmesser.Fig. 3. *Cymaclymenia striata* (MÜNSTER 1832), Dasberg-Stufe, Warstein, ca. 25 mm Durchmesser.Fig. 4, 5. *Cymaclymenia compressa* (MÜNSTER 1832), Dasberg-Stufe, Warstein.
4. ca. 34 mm Durchmesser; 5. ca. 17 mm Durchmesser.Fig. 6. *Cymaclymenia warsteinensis* n. sp., Grenzbereich Dasberg-Wocklum-Stufe, Warstein, ca. 20 mm Durchmesser.Fig. 7. *Piricyclymenia piriformis* (SCHMIDT 1924), Dasberg-Stufe, Warstein.
a) ca. 15 mm Durchmesser. b) ca. 11 mm Durchmesser. c) ca. 7 mm Durchmesser.Fig. 8, 9. *Piricyclymenia? ornata* (MÜNSTER 1839).
8. Dasberg-Stufe, Warstein.
a) ca. 18 mm Durchmesser. b) ca. 11 mm Durchmesser.
9. Dasberg-Stufe, Effenberg (Blatt Balve).
a) ca. 9 mm Durchmesser. b) ca. 8 mm Durchmesser.

Ähnlichkeit zeigen Arten aus der in älteren Schichten verbreiteten Goniaticengattung *Pseudoclymenia*, selbst die Lobenlinien besitzen auf den ersten Blick Ähnlichkeit. Es liegt ein sehr weitgehender Fall von Homöomorphie vor.

Vorkommen: Die Warsteiner Stücke stammen aus dem unteren Teil der Wocklum-Stufe bzw. aus dem Grenzbereich der Dasberg- und der Wocklum-Stufe. Aus den gleichen Horizonten kommen auch die Stücke vom Effenberg.

Familie Clymeniidae EDWARDS 1849
***Piricyclenia* SCHINDEWOLF 1937**
***Piricyclenia piriformis* (SCHMIDT 1924)**

Taf. 1, Fig. 1, 2; Abb. 3, Fig. 7a-c.

- * 1924 *Platyclymenia piriformis* SCHMIDT: 125, Taf. 6, Fig. 18, 19.
 1937 *Piricyclenia piriformis*. – SCHINDEWOLF: 31.
 1972 *Piricyclenia piriformis*. – SCHINDEWOLF: 28.

Beschreibung: Gehäuse flach scheibenförmig, weitnabelig. Die Windungen zeigen deutlich ausgeprägte Längsfurchen, die dem Querschnitt die typisch birnenförmige Gestalt geben. Die Skulptur besteht aus kräftigen, leicht gebogenen Rippen, die bis an die Furche reichen. Zwischen diesen Rippen befinden sich kräftige Anwachsstreifen, die an der Furche vorge-schwungen sind und in einem schwachen, konvexen Bogen über die Außenseite verlaufen. In der Lobenlinie erkennt man einen flachen, breiten, etwas unsymmetrischen Laterallobus, einen sehr flachen Adventivlobus und einen besonders hoch herausgehobenen Externsattel.

Bemerkungen: Hinweise in der Literatur sind recht selten. Als Vorläufer von *Piricyclenia* ist nach SCHINDEWOLF (1972: 28) *Sulcoclymenia sulcata* (SCHDWF.) anzusehen.

Beziehungen: *P.?* *ornata* (MSTR.), die in der Gehäuseform mit *P. piriformis* übereinstimmt, besitzt im Alter einen auffälligen, den *Cymaclymenien* ähnlichen Laterallobus und einen weniger hoch herausgehobenen Externsattel.

Vorkommen: Die Art kennzeichnet den höchsten Abschnitt der Dasberg-Stufe. Die Warsteiner Stücke stammen aus einer Schicht, die keine weiteren Leitformen enthielt.

Taf. 1

Fig. 1, 2. *Piricyclenia piriformis* (SCHMIDT 1924), Dasberg-Stufe, Warstein.

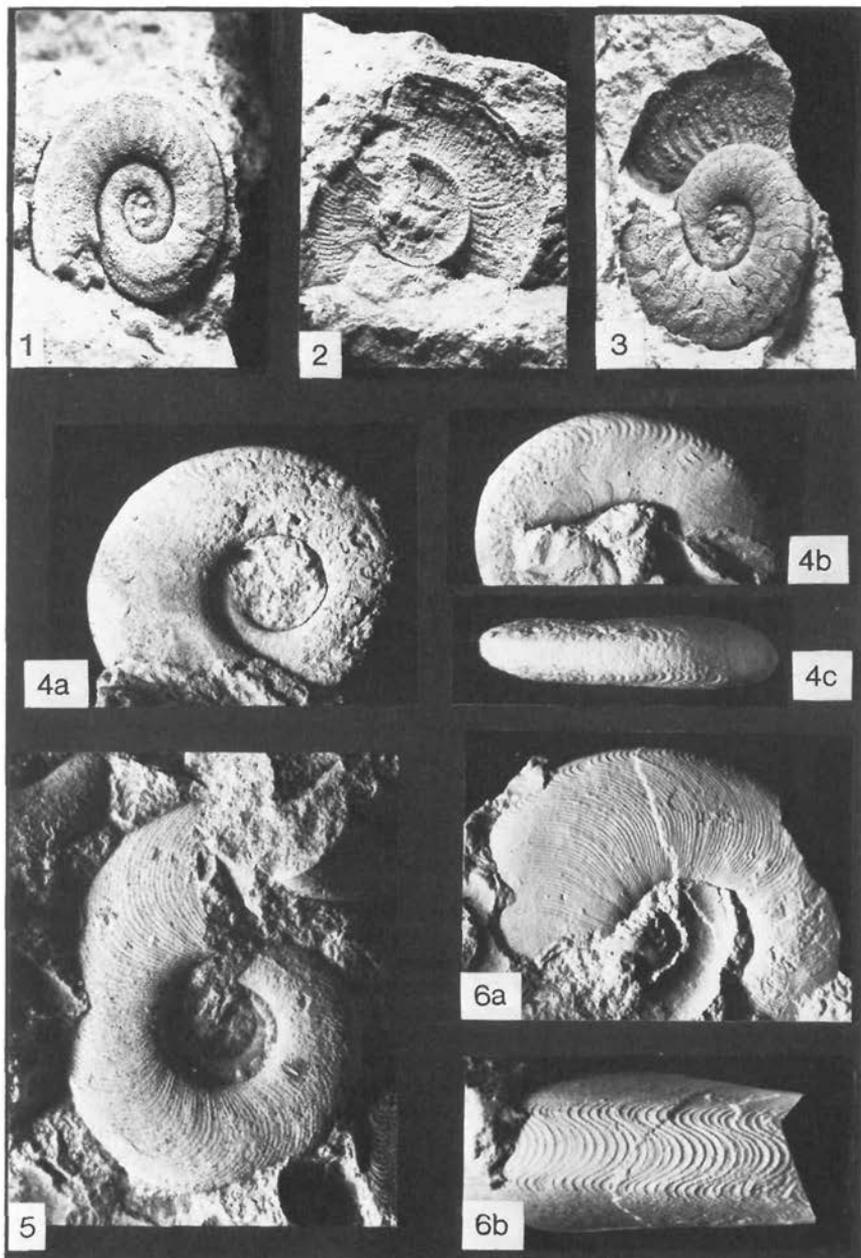
1. Steinkern, × 2,0.
2. Hohlform eines anderen Exemplares, × 2,0.

Fig. 3. *Piricyclenia?* *ornata* (MÜNSTER 1839), Dasberg-Stufe, Warstein. Steinkern, × 2,0.

Fig. 4–6. *Cymaclymenia warsteinensis* n. sp.

4. **Holotypus**, Wocklum-Stufe, Warstein, × 2,0.
- a) Lateralansicht, b) 2. Lateralansicht, c) Externansicht.
5. Schalenexemplar, Wocklum-Stufe, Effenberg (Blatt Balve), × 4,0.
6. Schalenexemplar, Wocklum-Stufe, Effenberg, × 3,0.
- a) Lateralansicht, b) Externansicht.

Alle Stücke Sammlung D. KORN/Sundern.



***Piricylenia? ornata* (MÜNSTER 1839)**

Taf. 1, Fig. 3; Abb. 3, Fig. 8, 9.

- * 1839 *Clymenia ornata* MÜNSTER: 127, Taf. 2, Fig. 7a-c.
 1863 *Clymenia striata* var. *ornata*. – GÜMBEL: 61, Taf. 18, Fig. 9, 10.
 1923a *Cymaclymenia ornata*. – SCHINDEWOLF: 442.
 1924 *Cymaclymenia ornata*. – SCHMIDT: 132, Taf. 7, Fig. 4, 5.
 1937 *Cymaclymenia ornata*. – SCHINDEWOLF: 31, 32.
 1970 *Cymaclymenia? ornata*. – HOUSE: 668, Taf. 126, Fig. 16, 17.

Beschreibung: In der Gehäuseform und der Skulptur stimmt diese Art nahezu vollkommen mit *P. piriformis* (SCHMIDT) überein. Die Alterslobenlinie besitzt einen sehr flachen, neben der Naht gelegenen Umbilikallobus, einen auffälligen Laterallobus, der dem etwa von *Cymaclymenia compressa* ähnelt, und einen recht hoch herausgehobenen Externsattel. In der Jugend ist der Laterallobus wie bei *P. piriformis* unscheinbar. Die Entwicklung bis zur Alterslobenlinie mit dem auffälligen Laterallobus findet bei einem Vergleichsstück vom Effenberg auf nur einem halben Umgang statt. Der Externsattel ist bei diesem Exemplar höher herausgehoben als bei dem Warsteiner Stück.

Bemerkungen: Die auffällige Ähnlichkeit mit *P. piriformis* wurde erstmals von SCHMIDT (1924: 132) beobachtet. SCHINDEWOLF (1937: 31) bildet die Alterslobenlinien beider Arten ab und vergleicht sie. Bereits er hält es dabei für möglich, daß *P.? ornata* keine *Cymaclymenia* ist, sondern in die Verwandtschaft von *P. piriformis* gehört.

Beziehungen: Mit *P. piriformis* gleich sind Gehäuseform und Ausbildung der Skulptur. Die Lobenlinie weicht im Alter durch den auffälligen Laterallobus ab. Wegen dieses Lobus ist die Art seither fast stets zu *Cymaclymenia* gestellt worden. Jedoch besitzen auch die Art *Miroclymenia interpres* SCHDWF. und selbst Vertreter der Gattung *Pseudoclymenia* einen ähnlich ausgebildeten Lateral- bzw. Adventivlobus. Es konnte festgestellt werden, daß die Lobenlinie der *P.? ornata* in der Jugend von der Lobenlinie gleich großer *Cymaclymenia*-Arten erheblich abweicht. Es bestehen indes große Ähnlichkeiten zur Lobenlinie von *P. piriformis*. Deshalb erscheint es ratsamer, die Art in die Nähe von *P. piriformis* zu stellen. Wahrscheinlich leitet sich auch *P.? ornata* von *Sulcoclymenia sulcata* ab.

Vorkommen: Die Art ist leitend für die obere Dasberg-Stufe. Das einzige Warsteiner Stück fand sich in einem losen Block.

Bemerkungen zu den Neuaufsammlungen

Wocklum-Stufe: Während besonders der obere Teil eine Reihe von Leitfossilien lieferte, fanden sich in den tieferen Lagen nur spärliche Reste. Die Subzone der *Kamptoclymenia endogona* SCHDWF. ist durch *Parawocklumeria distorta* (TIETZE), die Zone der *Kalloclymenia subarmata* (MSTR.) durch einen Fund von *Kalloclymenia brevispina* LANGE belegt.

Grenzbereich der Dasberg- und Wocklum-Stufe: Hiermit sind die Schichten gemeint, in denen weder Leitformen der Dasberg- noch der Wocklum-Stufe gefunden wurden. Dieser Grenzbereich kommt zustande, weil zwischen dem letzten Auftreten von Leitformen der Dasberg-Stufe und dem ersten Auftreten von *Kalloclymenia* eine mehr oder weniger große Lücke besteht. Das erste Vorkommen von *Kalloclymenia*, und somit die Liegendgrenze der Wocklum-Stufe läßt sich nur äußerst schlecht bestimmen.

Dasberg-Stufe: Diese Stufe ist nur durch geringe neue Aufsammlungen belegt. Die einzige typische, im Anstehenden gefundene Art, ist *Piricylenia piriformis* (SCHMIDT). Ferner stammen aus losen Blöcken *Piricylenia? ornata* (MSTR.) und *Goniclymenia* sp. *Clymenia laevigata* (MSTR.) wurde nicht gefunden.

Fossiliste:**Wocklum-Stufe, oberer Teil**

- Cymaclymenia involvens* LANGE
Cymaclymenia n. sp.
Kosmoclymenia sp.
Cyrtoclymenia sp.
Parawocklumeria distorta (TIETZE)
Parawocklumeria paradoxa (WEDEKIND)
Wocklumeria sphaeroides (RICHTER)
Wocklumeria plana SCHINDEWOLF
Kalloclymenia wocklumensis LANGE
Imitoceras lineare (MÜNSTER)
Imitoceras cf. *intermedium* SCHINDEWOLF
Prionoceras (*Kenseyoceras*) *rostrata* (SELWOOD)

Wocklum-Stufe, unterer Teil

- Cymaclymenia* cf. *striata* (MÜNSTER)
Cymaclymenia warsteinensis n. sp.
Kosmoclymenia sp.
Kalloclymenia brevispina LANGE
Kalloclymenia cf. *wocklumensis* LANGE

Grenzbereich Dasberg-Wocklum-Stufe

- Cymaclymenia involvens* LANGE
Cymaclymenia cf. *striata* (MÜNSTER)
Cymaclymenia warsteinensis n. sp.
Kosmoclymenia bisulcata (MÜNSTER)
Kosmoclymenia sp.
Cyrtoclymenia sp.
Imitoceras lineare (MÜNSTER)
Sporadoceras sp.
Discoctlymenia cucullata (V. BUCH)

Dasberg-Stufe

- Cymaclymenia striata* (MÜNSTER)
Cymaclymenia compressa (MÜNSTER)
Cymaclymenia cf. *involvens* LANGE
Kosmoclymenia sp.
Piricyclymenia piriformis (SCHMIDT)
Piricyclymenia? *ornata* (MÜNSTER)
Gonioclymenia sp.
Imitoceras lineare (MÜNSTER)

Bemerkungen zu den Aufsammlungen H. SCHMIDT's

Eine Durchsicht der Fossilauflistung von H. SCHMIDT (1922: 283–292) läßt erkennen, daß auch er die obere und untere Wocklum-Stufe und die Dasberg-Stufe durch Leitfossilien belegt hat. „*Gonioclymenia plana*“ bei ihm (1922: 289, 333) ist wahrscheinlich mit *Kalloclymenia wocklumensis* identisch. Von *Gonioclymenia subcarinata*, die SCHMIDT in zwei Stücken vorlag, konnten bei den Neuaufsammlungen keine Exemplare mehr gefunden werden. Ob H. SCHMIDT auch *Clymenia laevigata* in diesem Aufschluß gefunden hat, ist aus seinen Ausführungen nicht zu erkennen.

Bemerkungen zu den übrigen Aufsammlungen

Hervorzuheben ist nur der von AMELUNG in den 40er Jahren des vorigen Jahrhunderts gemachte Fund von *Clymenia laevigata*. Diese Stücke wurden von SANDBERGER (1853: 184, Taf. 7, Fig. 1) beschrieben und abgebildet. Es sind offenbar die ersten im Rheinischen Schiefergebirge gefundenen Clymenien. Heute ist die Fundschicht dieser Stücke nicht mehr zugänglich.

6. Lagerungsverhältnisse (C.-D. CLAUSEN)

Die Erdbacher Kalksteine und die mit ihnen wechsellagernden Tuffite fallen mittelsteil nach Südosten ein (durchschnittlicher Streichwert: 60°, durchschnittlicher Einfallwert: 30°). Auch die splittigen Tonsteine zeigen ähnliche Werte, wie an den eingeschalteten Siltbändern ersichtlich ist (Streichen 60 bis 70°, Einfallen 30°). An den klotzigen verkieselten Kalksteinen ist eine Schichtung zwar nicht einwandfrei zu erkennen, jedoch legen ausgeprägte, das tiefere Profil in seiner Gesamtheit durchziehende und parallel zu den Bankungsfugen der Erdbacher Kalke verlaufende Trennflächen die Ansicht nahe, daß auch dieser tiefere Profilabschnitt gleichsinnig nach Südosten einfällt.

Zwar wies H. SCHMIDT (1922: 310) darauf hin, daß zwischen oberdevonischen und unterkarbonischen Schichten eine Diskordanz liegen müsse, worauf, „die meist aufrechte Stellung der Clymenien in der Schichtfolge unter dem flachliegenden Etroeungt“ hindeute,

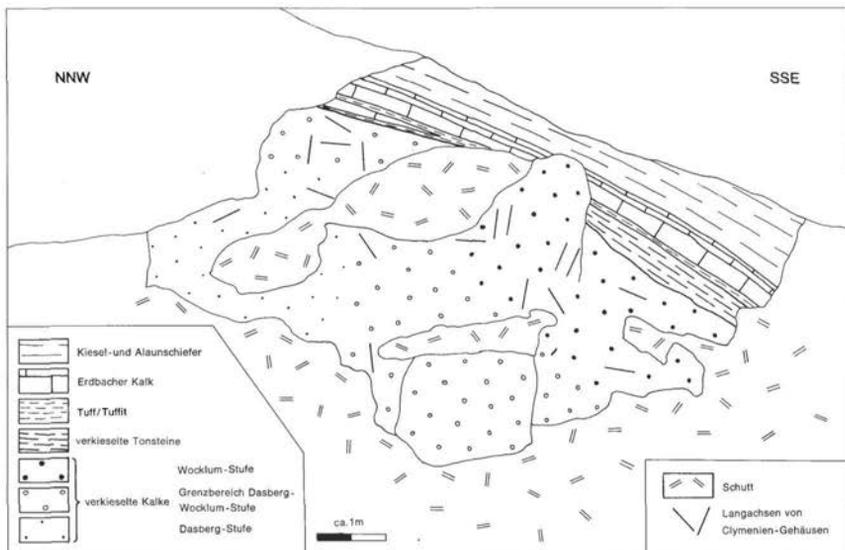


Abb. 4. Das Devon/Karbon-Profil am alten Schießstand bei der Bilstein-Höhle. Maßstäbliche Wiedergabe der Lokalität. Übersicht über die makrofaunistische Datierung der verkieselten oberdevonischen Kalksteine mit Kennzeichnung der Langachsen von Clymenien-Gehäusen. Der in Aufschlußmitte hochragende oberdevonische Kalksteineisen ist perspektivisch in die Zeichenebene projiziert. Entwurf und Zeichnung: D. KORN.

jedoch waren PAECKELMANN & RICHTER (1938: 269) der Ansicht, daß die verkieselten Knollenkalke ohne wesentliche Winkeldiskordanz von den Erdbacher Kalksteinen überlagert würden.

Die von KORN gemachten neuen Clymenien-Funde bestätigen allerdings vollauf die Meinung von H. SCHMIDT. Die Langachsen der meisten Clymenien-Gehäuse sind senkrecht oder spitzwinklig zu den vermuteten Schichtfugen gerichtet (s. Abb. 4). So ergibt sich die überraschende Feststellung, daß sich die oberdevonischen Schichten im südöstlichen Profilabschnitt, dort wo auch die kieseligen Tonsteine erhalten sind, im Einfallen zwar noch einigermaßen an die unterkarbonischen Schichten anpassen, daß sie im nordwestlichen Profilabschnitt jedoch im Meterrhythmus stark gefaltet sind und von flach einfallendem Unterkarbon diskordant überlagert werden. So grenzt zum Beispiel ein aus Kalksteinen der höheren Dasberg-Stufe bestehender Sattel hier unmittelbar an die Erdbacher Kalke an.

Die oben beschriebenen, Schichtflächen vortäuschenden Trennfugen sind in Wirklichkeit flach einfallende Klüfte (Streichen 30° bis 60° , Einfallen 20° bis 25° SE).

7. Folgerungen für Paläogeographie und regionale Geosynklinalentwicklung

(H. UFFENORDE & C.-D. CLAUSEN)

Die am Scheibenstand erschlossenen Sedimente wurden auf der südwärts abtauchenden Warsteiner Carbonatplattform gebildet. Sie standen zunächst unter dem Einfluß dieser Schwelle (reduzierte Mächtigkeiten, vorwiegend Carbonatsedimentation). Erst mit dem Übergreifen der Kulmfazies und dem Einbeziehen der Carbonatplattform in die Beckensedimentation verlor sich der Schwellencharakter.

Die hier von der Dasberg-Stufe bis zum mittleren cu II reichenden Schichten wurden ziemlich lückenlos abgelagert, wie ihre Faunen (vor allem Clymenien) zeigen. Trotzdem lassen sich am Aufschluß unterschiedlich umfangreiche Schichtlücken beobachten. Nachstehend sollen Umfang und Ursachen dieser Schichtlücken sowie die Faziesentwicklung diskutiert werden.

7.1. Umfang der Schichtlücken

Am vollständigsten ist die südöstliche Profilhälfte entwickelt. Zwischen den klotzigen Kalksteinen und den Tonsteinen besteht eine Schichtlücke, die wahrscheinlich das höchste do VI und das tiefste cu I umfaßt. Conodonten des cu II α / β wurden (vermutlich in Sedimentgängen) innerhalb der in das cu I datierten splittrigen Tonsteine nachgewiesen. In der nordwestlichen Profilhälfte fehlen die splittrigen Tonsteine. Die oberdevonischen Kalksteine sind hier eng gefaltet. In den Sätteln reicht Kalkstein des Grenzbereiches Dasberg-/Wocklum-Stufe an die untere Bank des Erdbacher Kalkes heran und wird von ihr zum Teil noch angeschnitten: Die Schichtlücke reicht hier vom höheren do V bis zum tieferen cu II β / γ . Wo in Mulden Kalksteine der Wocklum-Stufe erhalten sind, verringert sich die Schichtlücke dementsprechend (mittleres bis höheres do VI bis tieferes cu II β / γ).

Die oberdevonischen Sedimente am Scheibenstand zeigen also ähnliche Erscheinungen, wie sie schon lange im westlichen und östlichen Steinbruch Drewer sowie in dem Aufschluß an der Kaiser-Heinrich-Quelle in Belecke bekannt sind. Für die Beantwortung der Frage, wie diese Strukturen zustande gekommen sind, ist eine kurze Diskussion der früheren Ansichten und Ergebnisse notwendig.

7.2. Ursache von Schichtlücken und Faziesentwicklung

Die ersten Bearbeiter (H. SCHMIDT 1922, SCHINDEWOLF 1923c; 1927, PAECKELMANN & RICHTER 1938) führten die Schichtlücken im Warsteiner Raum auf eine vorkarbonische Faltung zurück. Während H. SCHMIDT (1922: 310) von einer „Culmdiskordanz“ mit wechselnd umfangreichen Schichtlücken zwischen Oberdevon und Unterkarbon ausging und SCHINDEWOLF (1927: 113, 124) im östlichen Provinzialsteinbruch bei Drewer zwei Faltungsphasen, die marsische (Dasberg-/Wocklum-Stufe) und nassauische (*Gattendorfia*-/*Pericyclus*-Stufe), für bewiesen hielt, engten PAECKELMANN & RICHTER die Diskordanz zwischen Dasberg- und Wocklum-Stufe ein und beschränkten sie auf den ersten Vorläufer der bretonischen Gebirgsbildung, auf die marsische Phase.

Auch KIENOW ordnete 1953 (S. 114 ff) die Kleinfalten in diesem Steinbruch in einen tektonischen Kräfteplan ein, deutete sie aber als durch horizontal wirkende Schubspannung zustandegekommene Biegefalten (Gleitfaltung).

H. SCHMIDT (1936) hielt erstmals eine atektonische Ursache wie subaquatische Hangleitung für möglich.

KRONBERG (in: KRONBERG et al. 1960: 32–33) bezweifelte einen direkten Zusammenhang mit der marsischen Phase und nannte statt dessen als Ursachen Materialwanderung oder Hanggleitung. Bretonische Bewegungen in Dreuer werden von ihm jedoch weiterhin befürwortet (S. 33).

KREBS lehnte 1968 für das nördliche Rheinische Schiefergebirge den Einfluß einer marsischen Faltung ab. Die Schichtlücken im Warsteiner Raum möchte er vielmehr mit Hilfe synsedimentärer Schollenverstellungen erklären, welche einen Ausfall von Schichtgliedern auf den herausgehobenen Teilbereichen verursachten, wobei subaquatische Rutschungen zu Faltenbildern mit diskordanten Anlagerungsstrukturen (1968: 14–16) führten. Für die Entstehung von Schollenkippen ist zwar auch eine tektonische Kraft notwendig, die jedoch nicht auf der Wirkung einer Orogenese beruht, sondern durch die vororogene Dehnungstektonik zustande kommt.

Auch STASCHEN (1968: 86–88) verneinte einen direkten Zusammenhang mit der orogenen Einengung und sah die Kleinfalten vielmehr als das Ergebnis synsedimentärer Rutschungen an (s. auch TUCKER 1973).

KREBS & WACHENDORF (1974) sahen in den oberdevonischen Falten und in den Schichtlücken, wie auch in dem Vorkommen von Sedimentgängen, resedimentären Brekzien, Verkieselungen, Quarzgängen, Vererzungen, sauren Lapilli-Tuffen und extrem hoher Inkohlung im Unterkarbon, Hinweise auf die synsedimentäre Anlage einer Aufwölbung des Belecker sowie auch des Warsteiner Sattels und deuteten sie als Faltungskerne im Sinne von H. SCHMIDT (1936). Ihre Deutung fußte auf Untersuchungen der vorgenannten Autoren und Ergebnissen von WOLF (1972) und STRUCKMEIER (1974).

Ehe wir uns mit den Ursachen der Schichtlücken des Oberdevon/Unterkarbon-Profiles am alten Schießstand bei der Bilstein-Höhle befassen, kehren wir zunächst zur Erörterung der paläogeographischen Lage zurück. Nach Lagerung und Verteilung der Sedimente in diesem Profil und ihrem räumlich-zeitlichen Bezug zum Warsteiner Riffkomplex können wir folgendes feststellen:

1. Die Schichtenfolge liegt am westlichen S-Rande der Warsteiner Carbonatplattform und taucht gleichsinnig mit dieser nach S bis SE ab.
2. Die oberdevonischen Schichten stellen (später verkieselte) Cephalopodenkalke dar, die am Rande des Warsteiner „Riffes“ (Schwelle) abgelagert wurden. Sie entsprechen nach ihrem Fauneninhalt den Kalken der herzynischen Fazies, die sich nach H. SCHMIDT (1926c, 1935) in stillem oder wenig bewegtem Wasser bildeten (vgl. RABIEN 1956).
3. Diese Schichten sind intraformationale verfaltet (sedifluktive Fältelung). Frühdiagenetische Verformung oder Auflösung des Schichtverbandes, sogenannte Sedifluktionen, werden als typische paläogeographische Merkmale für Hänge angesehen, wie sie von STOPPEL & ZSCHEKED (1963, 1971), TUCKER (1973) u. a. aus dem Harz und dem Rheinischen Schiefergebirge beschrieben wurden.
4. Diese intraformationale Verformung klingt in südlicher Richtung aus.
5. In nördlicher Richtung hingegen keilen die dunklen, gebänderten unterkarbonischen Tonsteine mit Phosphoritknollen aus. Zwar unterscheiden sie sich lithologisch etwas von den typischen Alaunschiefern der Beckenfazies, dürften jedoch aufgrund ihres Gehaltes an Phosphoritknollen (zusammen mit Conodonten als phosphatische Fossilien) zumindest teilweise Äquivalente der Liegenden Alaunschiefer darstellen, die nach KREBS (1968a, 1969) über alle morphologischen Vorzeichnungen der variszischen Geosynkline (Schelf, Trog, Schwellen und Becken) hinweg „transgredienten“.

6. Von dem Erdbacher Kalk keilt hinwiederum die unterste Bank in südlicher Richtung aus. Er unterscheidet sich von den oberdevonischen Cephalopodenkalken im Liegenden außer in den oben erwähnten lithologischen Merkmalen auch erheblich im Fossilinhalt. Bereits H. SCHMIDT (1922) fiel ein nennenswerter Gehalt an Brachiopoden auf. Deutlich höher ist auch der Anteil an Trilobiten und Korallen. Ob allerdings dieser erhöhte Benthosanteil auf stärkere autochthone Besiedlung oder Umlagerung von Benthos aus schwelennäheren Bereichen zurückzuführen ist, konnte nicht eindeutig entschieden werden.

Andererseits zeigt der Erdbacher Kalk auch Unterschiede zu den gleichförmiger geschichteten und fossilarmen Kieselkalken im Hangenden, die der Beckenfazies angehören dürften.

KREBS (1968b: 98) rechnete die Erdbacher Kalke generell zur Schwellenfazies, wies jedoch auf „Übergänge in dichte, meist gut gebankte Kulm-Kalke“ im nördlichen Sauerland hin und nimmt für diese eine Entstehung „im stillen, lichtlosen Wasser unterhalb der ständigen Welleneinwirkung, wohl bereits im bathyalen Bereich“ an. Diesen Übergangscharakter zeigen auch die Erdbacher Kalke des hier beschriebenen Profils.

7. Die über dem Erdbacher Kalk auftretenden Alaunschiefer gehören dann mit den darauf folgenden Kieselschiefern und Kieselkalken der Beckenfazies an.

Das Profil zeigt demnach einen zweifachen Wechsel von (ursprünglich) kalkigen und tonigen Sedimenten des Schwellenrandbereiches mit zunehmender Einbeziehung in die Beckenfazies sowie eine in Richtung des Beckens ausklingende intraformationale Gleitung der oberdevonischen Sedimente, die hier wie im Provinzialsteinbruch Drewer als gravitative Gleitfaltung gedeutet wird.

Vergleicht man die oben dargelegte Situation mit den in der Literatur beschriebenen einschlägigen Schwellen/Becken-Modellen (s. vor allem RABIEN 1956, modifiziert oder ergänzt von MEISCHNER 1964, BÄR 1966, KREBS 1968b, EDER 1971, TUCKER 1973 sowie von BANDEL & MEYER 1975), so läßt sich das Profil bei der Bilstein-Höhle am zwanglosesten an den Fuß eines Schwellen- bzw. Plattformhanges im Grenzbereich zum Becken legen. Der Hang dürfte wegen des Aufbaues der Warsteiner „Riff“-Schwelle aus überwiegend feinkörnigen Kalken der Schwelm-Fazies (s. KREBS 1971, 1974) flach gewesen sein. Bereits MEISCHNER (1964: 180) und EDER (1971: 38) vermuteten eine Hangposition der die Riffkörper umgebenden Cephalopodenkalke.

Die Sedimentationsgeschichte der im Profil sichtbaren Gesteine läßt sich somit folgendermaßen rekonstruieren.

Die nur wenig höher am Hang entstandenen Cephalopodenkalke glitten der Schwerkraft folgend entweder im höchsten Oberdevon oder im Unterkarbon bis an den Fuß des Hanges. Dabei wurde vielleicht bereits der Top der Gleitmasse abgetrennt und weiter beckenwärts verfrachtet. Das Fehlen von Material in den Sattelumbiegungen kann jedoch durch Lösungsvorgänge (Subsolution) oder bodennahe Strömungen verursacht worden sein, die auf die zur Ruhe gekommene Gleitmasse einwirkten. Diese Gleitmasse hat dann im Unterkarbon I wahrscheinlich einen kleinen untermeerischen Rücken gebildet, auf dem keine Sedimente abgelagert wurden. Im Unterkarbon I–II α/β wurde die Gleitmasse zunächst nur randlich, dann – nur unterbrochen durch Tuffit-Einschwemmungen – völlig von Sedimenten bedeckt, die zunehmend den Charakter der Beckenfazies (Kulm-Fazies) haben. Der Sedimentationsraum der Beckenfazies dehnte sich aus.

Eine umfassendere Hypothese zur Erklärung der Ursache von Sedimentgleitung, Schichtlücken und zunehmendem Einfluß der Beckensedimentation läßt sich anhand dieses kleinen isolierten Aufschlusses sicherlich nicht begründen. Diese Phänomene können jedoch im Sinne

der einen oder anderen Hypothese gedeutet werden. So können die hier dargestellten Befunde auch heute noch besser im Sinne der vororogenen Dehnungstektonik (TRÜMPY 1958, KREBS 1968a) interpretiert werden als im Sinne einer frühen geosynklinalen Anlage eines Faltungskernes im Bereich des Warsteiner Sattels (KREBS & WACHENDORF 1974).

Jedoch bedarf die Hypothese der vororogenen Dehnungstektonik einer Überprüfung, nachdem das „Gegenstück“, die orogene Einengungstektonik, für den alpinen Raum und in jüngster Zeit auch für das Rheinische Schiefergebirge auf Ablehnung stößt (s. u. a. LANG-HEINRICH 1976, WEBER 1978). Zudem macht das von AHRENDT et al. (1978) veröffentlichte hohe radiometrische Alter der Metamorphose von 344 ± 11 Mio. Jahren in der nur ca. 15 km nördlich des Warsteiner Sattels gelegenen Bohrung Soest-Erwitte deutlich, daß der geodynamische Prozeß des Wanderns der orogenen Faltung von SE nach NW (s. WUNDERLICH 1964) und der damit verbundenen aufsteigenden Metamorphose im Bereich des Lippstädter Gewölbes, zu dem auch der Warsteiner Sattel gehört (s. HOYER et al. 1974), durch ein älteres Metamorphose-Ereignis nicht zum Tragen kam. Die Metamorphose erfolgte demnach im Lippstädter Gewölbe möglicherweise zur gleichen Zeit wie die Sedimentation unseres Profils. Es wäre somit durchaus möglich, die im Profil auftretenden Tuffite mit diesem Ereignis in Zusammenhang zu bringen, vielleicht auch die vorausgegangene Gleitung. Hingegen kann das Einbeziehen in die Beckensedimentation nicht auf dieses regionale Ereignis zurückgeführt werden.

Dieser Vorgang begann und steht wahrscheinlich in kausalem Zusammenhang mit einer weitverbreiteten Transgression zu Beginn des mittleren Unterkarbons (*Siphonodella crenulata*-Zone der Conodonten-Chronologie, Mittlere Tournai-Stufe) (s. PAPROTH 1960, KREBS 1968a, 1969, FRANKE et al. 1975, 1978 u. a.) und der darauf generell folgenden Erhöhung von Carbonatproduktion, Umlagerung und Absatz silikatischen und karbonatischen Materials sowie mit dem geosynklinalen „Deckdiabas“-Vulkanismus.

7.3. Ergebnis

Das Oberdevon/Unterkarbon-Profil bei der Bilstein-Höhle zeigt intraformationale Falten, die auf eine frühdiagenetische gravitative Gleitfaltung am Rande der Warsteiner Carbonatplattform zurückgeführt werden. Lagerungsverhältnisse und Faziesentwicklung sprechen für eine paläogeographische Position des Profils am Fuß dieses Hanges.

Zwei Prozesse scheinen die Entwicklung im Profil zu beeinflussen: 1. Es wird schrittweise in die Beckensedimentation einbezogen, wobei offenbar nur eine relativ geringe, aber verbreitete Absenkung des Meeresbodens stattfand. 2. Es wird immer wieder von der Tätigkeit relativ nah gelegener Vulkane beeinflusst, die möglicherweise im Zusammenhang standen mit einem starken Anstieg des Wärmeflusses im Bereich des Geseker Sattels, wobei nach AHRENDT et al. (1978: 240) offen bleiben muß, „ob es sich dabei eventuell um späte Auswirkungen der nordeuropäischen kaledonischen Orogenese“ ... oder um eine „unterentwickelte Subfluenzzone“ handelt.

8. Zusammenfassung

Das zu den ältesten Clymenien-Fundpunkten des Rheinischen Schiefergebirges zählende Devon/Karbon-Profil bei der Bilstein-Höhle, SW Warstein, wird beschrieben. Die lithostratigraphische, petrographische, biostratigraphische und fazielle Analyse der Schichten ergab neue Hinweise auf die Lagerungsverhältnisse des Oberdevons (intraformationale Falten), das Ausmaß der oberdevonisch/unterkarbonischen Schichtlücke (nur z.T. Wocklum- bis tiefe „Pericyclus“-Stufe), das Alter des Erdbacher Kalkes (Beginn nach Conodonten in der *Scaliognathus anchoralis*-Zone), die paläogeographische Position des Profils am Fuße des

Randes der Warsteiner Carbonatplattform und seine Stellung in der geosynklinalen Entwicklung des Rheinischen Troges (schrittweises Einbeziehen in die Beckensedimentation).

Von der hoch-oberdevonischen Cephalopodenfauna wird aufgrund neuer Aufsammlungen eine Beschreibung gegeben und eine neue Art aufgestellt: *Cymaclymenia warsteinensis* n. sp.

Dank

Herrn Prof. Dr. G. HAHN (Marburg) gilt unser Dank für die Bestimmung der neu gefundenen Trilobiten.

Herrn Dr. H. GRÜNHAGEN und Herrn Dr. A. SCHERP (beide Krefeld) danken wir herzlich für die von ihnen durchgeführten mikroskopischen und röntgenographischen Untersuchungen.

Wir danken ferner sehr Herrn Dr. K. LEUTERITZ (Krefeld) für Conodontenbestimmungen.

Herr Prof. Dr. J. KULLMANN (Tübingen) unterstützte uns bei den Clymenienbestimmungen mit taxonomischen Hinweisen und Literaturangaben.

Für Anregungen und Kritik sind wir Herrn Prof. Dr. O. H. WALLISER (Göttingen) dankbar.

Einer der Autoren (H. UFFENORDE) ist dem Sonderforschungsbereich 48 und der Deutschen Forschungsgemeinschaft zu Dank verpflichtet. Der von ihm verfaßte Teil der vorliegenden Arbeit entstand im Teilprojekt A 10 „Faziesdifferenzierung und Paläogeographie stabiler Schwellen“.

Die Conodonten der Proben C 34 sowie C 75 bis 79 befinden sich im Conodontenarchiv des Geologischen Landesamtes NW Krefeld.

Das unter der Original-Kartei-Nr. 1007 erwähnte Material ist im Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum der Universität Göttingen hinterlegt.

Schriftenverzeichnis

- AHRENDT, H., HUNZIKER, J. C. & WEBER, K.: K/Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **129**, 229–247, Hannover 1978.
- BACELLE, L. & BOSELLINI, A.: Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. – Ann. Univ. Ferrara, N.S., Sez. IX, Sci. Geol. Paleont., **1** (3), 59–62, Ferrara 1965.
- BÄR, P.: Stratigraphie, Fazies und Tektonik am Briloner Massenkalk-Sattel (Ostsauerland). – Diss. Univ. Gießen, 33 S., Gießen (Photodr.) 1966.
- BANDEL, K. & MEYER, D. E.: Algenriffkalke, allochthone Riffblöcke und autochthone Beckenkalke im Südtteil der Rheinischen Eugeosynklinale. – Mainzer geowiss. Mitt., **4**, 5–65, Mainz 1975.
- DECHEN, H. v.: Ueber die Schichten im Liegenden des Steinkohlengebirges an der Ruhr. – Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westph., **7**, 186–208, Bonn 1850.
- DECHEN, H. v.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. – 2. Bd.: Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, sowie einiger angrenzender Gegenden. – 933 S., Bonn (Verl. A. Henry) 1884.
- DENCKMANN, A.: Zur Stratigraphie des Oberdevon im Kellerwalde und in einigen benachbarten Devon-Gebieten. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **15** (f. 1894), 8–64, Berlin 1895.
- EDER, F. W.: Riff-nahe detritische Kalke bei Balve im Rheinischen Schiefergebirge (Mittel-Devon, Garbecker Kalk). – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **10**, 66 S., Göttingen 1971.
- FRANKE, W., EDER, W. & ENGEL, W.: Sedimentology of a Lower Carboniferous shelf-margin (Velbert Anticline, Rheinisches Schiefergebirge, W-Germany). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **150**, 314–353, Stuttgart 1975.
- FRANKE, W., EDER, W., ENGEL, W. & LANGENSTRASSEN, F.: Main Aspects of Geosynclinal Sedimentation in the Rheohercynian Zone. – Z. dt. geol. Ges., **129**, 201–216, Hannover 1978.
- GRÜNHAGEN, H.: Petrographische Untersuchung von 8 Sedimentgesteinen aus dem Bereich des Blattes 4515 Hirschberg der TK 25. – 9 S., Manuskrr., Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. Krefeld, Krefeld [unveröff.] 1976.

- HAHN, G. & R.: Trilobitae carbonici et permici I. – [In:] WESTPHAL, F.: Fossilium Catalogus. I.: Animalia, **118**, 1–160, 's-Gravenhage 1969.
- HOUSE, M. R.: Observations on the ammonoid succession of the North American Devonian. – *J. Paleont.*, **36**, 247–284, Tulsa/Okl. 1962.
- HOUSE, M. R.: Devonian ammonoid successions and facies in Devon and Cornwall. – *Quart. J. geol. Soc.*, **119**, 1–27, London 1963.
- HOUSE, M. R.: On the origin of the clymenid ammonoids. – *Palaeontology*, **13**, 664–676, London 1970.
- HOYER, P., CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K., TEICHMÜLLER, R. & THOME, K. N.: Ein Inkohlungsprofil zwischen dem Gelsenkirchener Sattel des Ruhrkohlenbeckens und dem Ostsaerländer Hauptsattel des Rheinischen Schiefergebirges. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **24**, 161–172, Krefeld 1974.
- KAYSER, E.: Studien aus dem Gebiete des rheinischen Devon. IV. Ueber die Fauna des Nierenkalks vom Enkeberge und der Schiefer von Nehden bei Brilon, und über die Gliederung des Oberdevon im rheinischen Schiefergebirge. – *Z. dt. geol. Ges.*, **25**, 602–674, Berlin 1873.
- KIENOW, S.: Über Gleitfaltung und Gleitfaltschieferung. – *Geol. Rdsch.*, **41** (S. Bd.), 110–128, Stuttgart 1953.
- KREBS, W.: Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoherynium. – *Geotekt. Forsch.*, **28**, 1–71, Stuttgart 1968 (1968a).
- KREBS, W.: Die Lagerungsverhältnisse des Erdbacher Kalkes (Unterkarbon II) bei Langenaubach-Breitscheid (Rheinisches Schiefergebirge). – *Geotekt. Forsch.*, **28**, 72–103, Stuttgart 1968 (1968b).
- KREBS, W.: Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Varistikum. – *Erdöl u. Kohle*, **22**, 2–6 u. 62–67, Hamburg 1969.
- KREBS, W.: Devonian Reef Limestones in the Eastern Rhenish Schiefergebirge. – [In:] MÜLLER, G. (Ed.): *Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook*. – VIII. Internat. Sediment. Congr. 1971, 45–81, Frankfurt/M. (Verl. W. Kramer) 1971.
- KREBS, W.: Devonian carbonate complexes in Central Europe. – [In:] LAPORTE, L. F. (Ed.): *Reefs in time and space – Selected examples from the Recent and ancient*. – *S. E. P. M., Spec. Pap.*, **18**, 155–208, Tulsa/Okl. 1974.
- KREBS, W. & WACHENDORF, H.: Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge. – *Abbilder eines orogenen Diapirismus*. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **147** (1), 30–60, Stuttgart 1974.
- KRONBERG, P., PILGER, A., SCHERP, A. & ZIEGLER, W.: Spuren altvariscischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **3** (1), 1–46, Krefeld 1960.
- KULLMANN, J.: *Die Ammonoidea des Devon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)*. – *Abh. Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, math.-nat. Kl.*, **1960**, Nr. 7, 105 S., Wiesbaden 1960.
- LANGE, W.: Zur Kenntnis des Oberdevons am Enkeberg und bei Balve (Sauerland). – *Abh. preuß. geol. L.-Anst.*, N. F., **119**, 132 S., Berlin 1929.
- LANGHEINRICH, G.: Verformungsanalyse im Rhenoherynium. – *Geotekt. Forsch.*, **51**, 1–127, Stuttgart 1976.
- MEISCHNER, K.-D.: Alloedapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentationsbecken. – [In:] BOUMA, A. H. & BROUWER, A. (Ed.): *Turbidites*. – *Develop. Sedimentol.*, **3**, 156–191, Amsterdam 1964.
- MÜNSTER, G. GRAF zu: Ueber die Planuliten und Goniatiten im Übergangskalk des Fichtelgebirges. – 38 S., Bayreuth (Birner) 1832.
- PAECKELMANN, W. & RICHTER, G.: Bretonische Faltung und Visé-Transgression im Gebiet von Warstein in Westfalen. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **58** (f. 1937), 256–272, Berlin 1938.
- PAPROTH, E.: Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **3** (1), 385–422, Krefeld 1960.
- PAUL, H.: Die Transgression der Viséstufe am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. – *Abh. preuß. geol. L.-Anst.*, **179**, 117 S., Berlin 1937 (1937a).

- PAUL, H.: Die Transgression der Viséstufe in Nordwesteuropa. – Decheniana, **95 A**, 241–247, Bonn 1937 (1937b).
- PETTER, G.: Clymènes du Sahara. – Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Paléontol., Mém., **6**, 1–58, Alger 1960.
- PICKETT, J. W.: A clymeniid from the *Wocklumeria* zone of New South Wales. – Palaeontology, **3**, 237–241, London 1960.
- RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**, 83 S., Wiesbaden 1956.
- RICHTER, R. & E.: Die Trilobiten des Oberdevons. – Abh. preuß.-geol. L.-Anst., N. F., **99**, 314 S., Berlin 1926.
- RICHTER, R. & E.: Die Trilobiten der Erdbach-Zone (Kulm) im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz. – Senckenbergiana, **30** (1–3), 63–94, Frankfurt a. M. 1949.
- SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W., LEUTERITZ, K. & BRILL, S. M.: Phylogeny, speciation, and zonation of *Siphonodella* (Conodonta, Upper Devonian and Lower Carboniferous). – Newsl. Stratigr., **7** (2), 102–120, Berlin–Stuttgart 1978.
- SANDBERGER, G.: Einige Beobachtungen über Clymenien, mit besonderer Rücksicht auf die westphälischen Arten. – Verh. naturhist. Ver. d. Rheinl., **10**, 171–216, Bonn 1853.
- SCHERP, A.: Mineralogische Untersuchung von Tuffitproben aus dem Kulm-Kieselschiefer von Blatt Hirschberg. – 2 S., Manusk., Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. Krefeld, Krefeld [unveröff.] 1975.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Beiträge zur Kenntnis des Paläozoicums in Oberfranken, Ostthüringen und dem Sächsischen Vogtlande. I. Stratigraphie und Ammonoitenfauna des Oberdevons von Hof a. S. – N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd., **49**, 250–357, 393–509, Stuttgart 1923 (1923a).
- SCHINDEWOLF, O. H.: Entwurf einer natürlichen Systematik der Clymenoidea. – Cbl. Min. etc., **1923**, 23–30, 59–64, Stuttgart 1923 (1923 b).
- SCHINDEWOLF, O. H.: Über Fossley, Étroeuung und verwandte Fragen. – Eine Erwiderung an Herrn PAECKELMANN. – Cbl. Min. etc., **1923**, 214–221, 246–254, Stuttgart 1923 (1923 c).
- SCHINDEWOLF, O. H.: Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze in Deutschland. – Z. dt. geol. Ges., **78**, 88–133, Berlin 1927.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **178**, 132 S., Berlin 1937.
- SCHINDEWOLF, O. H.: „Konvergenzen“ bei Korallen und Ammonoiten. – Fortschr. Geol. Paläont., **XII**, **41**, 389–492, Berlin 1940.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Über das Oberdevon und Unterkarbon von Saalfeld in Ostthüringen. Eine Nachlese zur Stratigraphie und Ammonoiten-Fauna. – Senckenbergiana, **32**, 281–306, Frankfurt a. M. 1952.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Paleozoic Ammonoidea, Clymeniina. – Treatise Invertebr. Paleont., [In:] MOORE R. C. (Ed.): Part L, Mollusca 4, L 37–L 47, Lawrence/Kans. 1957.
- SCHINDEWOLF, O. H.: Über Clymenien und andere Cephalopoden. – Abh. Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, math.-nat. Kl., **1971**, Nr. 3, 89 S., Wiesbaden 1972.
- SCHMIDT, H.: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Beleecke. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41**, (f. 1920), 254–339, Berlin 1922.
- SCHMIDT, H.: Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **44**, (f. 1923), 98–171, Berlin 1924.
- SCHMIDT, H.: Das Paläozoicum bei Warstein und Beleecke. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. Westf., C 5–8, Bonn 1926 (1926a).
- SCHMIDT, H.: Die *Wocklumeria*-Zone bei Warstein und Beleecke. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. Westf., C 9–11, Bonn 1926 (1926b).
- SCHMIDT, H.: Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. – Z. dt. geol. Ges., **77**, (f. 1925), 226–234, Berlin 1926 (1926c).
- SCHMIDT, H.: Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. – Fortschr. Geol. Paläont., **12**, (38), 1–154, Berlin 1935.

- SCHMIDT, H.: Faltungskerne im ostrheinischen Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., **88**, 680–686, Berlin 1936.
- SELWOOD, E. B.: Ammonoids and trilobites from the Upper Devonian and lowest Carboniferous of the Launceston area of Cornwall. – *Palaeontology*, **3**, 153–185, London 1960.
- STASCHEN, D.: Zur Geologie des Warsteiner und Belecker Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **5**, 119 S., Münster/Westf. 1968.
- STOPPEL, D. & ZSCHEKED, J. G.: Frühdiagenetische Sedifluktionen im Mittel- und Oberdevon des Westharzes. – Ber. Naturhist. Ges., **107**, 5–18, Hannover 1963.
- STOPPEL, D. & ZSCHEKED, J. G.: Zur Biostratigraphie und Fazies des höheren Mitteldevons und Oberdevons im Westharz mit Hilfe der Conodonten- und Ostracodenchronologie. – Beih. geol. Jb., **108**, 79 S. + 170 S. (Ergänzungsh.), Hannover 1971.
- STRUCKMEIER, W.: Der Horizont der „Liegenden Alaunschiefer“ (cu II α) des Warsteiner und Belecker Sattels (Nördl. Rheinisches Schiefergebirge). – Dipl.-Arb., 81 S., Braunschweig [unveröff.] 1974.
- TRÜMPY, R.: Remarks on the pre-orogenic history of the Alps. – Geol. Mijnbouw, N. S., **20**, 340–352, 's-Gravenhage 1958.
- TUCKER, M. E.: Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **142**, (3), 320–350, Stuttgart 1973.
- UFFENORDE, H.: Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **152**, 75–111, Stuttgart 1976.
- WEBER, K.: Das Bewegungsbild im Rhenohercynikum – Abbild einer varistischen Subfluenz. – Z. dt. geol. Ges., **129**, 249–281, Hannover 1978.
- WOLF, M.: Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141** (2), 222–257, Stuttgart 1972.
- WUNDERLICH, H.G.: Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes. – Geol. Rdsch., **54**, 861–882, Stuttgart 1964.
- ZIEGLER, W. (Ed.): Catalogue of Conodonts. Vol. III. – 574 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchh.) 1977.

Aufschluss	Sonderband 29 (Warstein)	69–84	4 Abb., 3 Taf., 1 Tab.	Heidelberg 1979
------------	--------------------------	-------	------------------------	-----------------

Zur Stratigraphie und Fazies des Scharfenberger Sattels auf Blatt 4516 Warstein

Von Hans-Jörg HEINKE, Klaus LEUTERITZ und Dieter STOPPEL

Einleitung

Seitens des Geologischen Landesamtes Krefeld erfolgt zur Zeit die geologische Aufnahme des Blattes Warstein (früher Blatt 4516 Rüthen).

Die vorliegende Arbeit berichtet über Ergebnisse zur Stratigraphie und Fazies des Scharfenberger Sattels, dessen westlicher Teil, nach Westsüdwesten abtauchend, auf Blatt Warstein liegt (sensu PAECKELMANN 1926).

In einem schwer zugänglichen Waldgelände, das als morphologischer Rücken hervortritt, befinden sich in dem aufgelassenen Steinbruch am Hessenkamp die Kernschichten dieser Aufwölbung. Sie bestehen aus Massenkalk, der hier vorwiegend in Dorp-Fazies entwickelt ist (der Warsteiner Massenkalk liegt dagegen fast ausschließlich in Schwelm-Fazies vor). Er ist durchsetzt von Schuttkalken und Brekzien, die als Spaltenfüllungen vorliegen. Stratigraphisch umfassen sie das Oberdevon und tiefere Unterkarbon. Die Brekzien stellen ein Äquivalent zur „Schlagwasser-Brekzie“ am Ostrand des Warsteiner Sattels dar.

Die unmittelbaren Rahmenschichten des Massenkalkes sind vorwiegend verkieselte Kalke des Oberdevons, die ohne nennenswerte Störungen begrenzt, in unter- und oberkarbonische Beckensedimente der Nuttlarer Hauptmulde übergehen.

Der Scharfenberger Sattel, von PAECKELMANN (1926, 1936) bei der geologischen Aufnahme vom östlichen Nachbarblatt Alme erstmals beschrieben, hat besonders in jüngerer Zeit wieder Beachtung gefunden. So führte KRONBERG (in: KRONBERG, PILGER, SCHERP & ZIEGLER 1960) Spezialkartierungen in dieser Gegend aus, um Fragen zu altvariscischen Bewegungen zu klären. Eine Forschungsbohrung im Steinbruch am Hessenkamp brachte das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung im Jahre 1975 nieder. Sie lieferte wesentliche Erkenntnisse zu Fragen der Stratigraphie und Fazies des Massenkalkes, die besonders durch die Untersuchungen von KREBS (1971, 1974) angeregt, heute zur Grundlagenforschung im Rheinischen Schiefergebirge gehören.

Die Spezialuntersuchungen seitens des Geologischen Landesamtes Krefeld am Scharfenberger Sattel wurden im Jahre 1978 begonnen und sollen bis 1980 abgeschlossen sein. Die im folgenden gebrachten Ergebnisse sind deshalb noch nicht als abschließend zu betrachten, sondern sollen lediglich Parallelen zu anderen Massenkalk-Vorkommen aufzeigen.

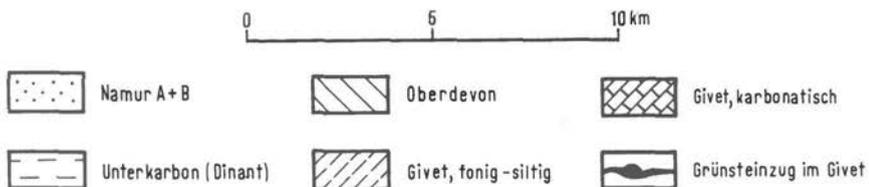
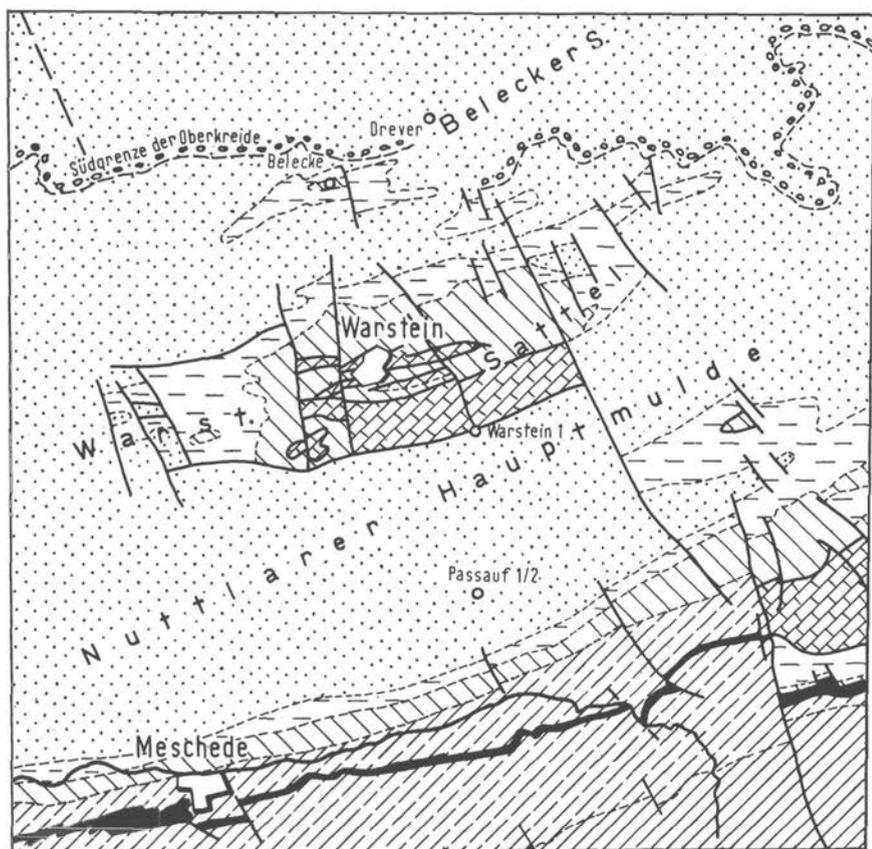


Abb. 1. Übersichtskarte zur Geologie des Warsteiner und Scharfenberger Sattels.

Schichtenbeschreibung

Vorbemerkung

Während des Mitteldevons lag das hier beschriebene Gebiet auf dem Schelf des Rheinischen Troges. Auf Plattformen entstanden bankige Kalke, auf denen sich im Ober-Givet und in der Adorf-Stufe Riffe aufbauten, an deren Rändern sich abgestorbene Riffbildner als Schutfächer ausbreiteten. In tieferen Beckenteilen entstanden Tonschiefer mit dünnen Kalksteinbänken (Flinz-Fazies).

Im Oberdevon I endete das Wachstum dieser Riffe. Auf ihnen lagerten sich lückenhaft geringmächtige Kalksteine ab, während in den Beckengebieten Tonschiefer mit Kalkknoten und -bänken abgelagert wurden, in die von den Hochlagen aus kalkige und feinkörnige Sedimente eingeschwemmt wurden.

Massenkalk (Givet- bis Adorf-Stufe)

Im Kern des Scharfenberger Sattels treten am Hessenkamp Massenkalkzweier verschiedener Fazies zutage:

- Schwelm-Kalk (= Plattform-Kalk), dunkelgrauer bis schwarzer Schlammkalk, regelmäßig gebankt, mit Lagen von zerriebenen Korallen, Brachiopoden, Stromatoporen und Crinoiden; linsenförmig treten Biostrome von Stromatoporen-Blöcken und Korallen-Rasen auf;
- Dörf-Kalk (= Riffkalk), fossilreicher unregelmäßig gebankter bis massiger Kalkstein, lokal mit Aufarbeitungen, häufig mit calcit-gefüllten ehemaligen Hohlräumen. Die Korngrößen wechseln rasch. Man unterscheidet mit Hilfe der unterschiedlichen faziellen Ausbildung Kalke des Außenriffs (engl.: fore-reef facies), des Riffkerns und der abgeschnittenen Lagune (engl.: back-reef facies), (KREBS 1971, 1974).

Der Massenkalk des westlichen Hessenkamps gehört ausschließlich zur back-reef facies (vgl S. 80).

Im Bereich des oben genannten Steinbruchs werden dunkelgraue, feinkörnige, tonhaltige Kalksteine beobachtet, in denen Megafossilien selten vorkommen oder fehlen. Vereinzelt werden abgerollte Riffbildner gefunden. Durch Bioturbation grabender Organismen kann die Feinschichtung des Sedimentes aufgelöst werden (Taf. 1, Fig. 3). Die mikritische bis mikrosparitische Matrix enthält Ostracoden, Foraminiferen, Calcisphären (kugelige, verkieselte mm-große Problematika) und Dasycladaceen (Grünalgen), (Taf. 1, Fig. 3 a).

Nach KREBS (1974) und WILSON (1975) entstand dieser Kalktyp in einem tieferen oder weniger wellenbewegten Bereich in lagunären Arealen hinter dem eigentlichen Riffkörper. Infolge des geringeren Sauerstoffgehaltes und/oder höherer Salinität konnten nur wenige Organismengruppen diesen Lebensraum besiedeln.

Echte Riffkalke werden von KREBS (Profilaufnahme 1965) aus einem kleinen aufgelassenen Steinbruch nördlich des Jagdhauses Boxen (bei R 34 65 570, H 57 00 080) erwähnt; sie sind weiterhin auch aus der Bohrung Rüthen-Drewer 1 (im ehem. Provinzialsteinbruch westlich des Dorfes) bekannt. Innerhalb des Massenkalks am Hessenkamp kommen intensive Verkieselungen vor (Taf. 3, Fig. 2).

Eine sonst in devonischen Massenkalken häufige Dolomitisierung wird hier dagegen nicht beobachtet.

Oberdevonische Sedimente der Schwellenfazies**Schuttkalke (Adorf-Stufe)**

Am Hessenkamp folgen auf die, bis in die Adorf-Stufe reichenden riffogenen Massenkalk der Dorp-Fazies, im Westteil des Bruches, dunkle, feinkörnige, dm-gebantete Kalke. Sie gehören nach Conodontenfunden ebenfalls in die Adorf-Stufe (*asymmetricus*- bis *gigas*-Zone). Sie enthalten oft eckige Bruchstücke von koloniebildenden Korallen, dendroiden und blockigen Stromatoporen (Taf. 1, Fig. 3). Diese Kalke werden als proximale Teile von Riffschuttströmen angesehen, die besonders zu Zeiten verstärkter Erosion am eigentlichen Riffkörper anfallen und beckenwärts verfrachtet werden. Dort verzahnen sie sich mit den Beckensedimenten; die Wechselfolge von Kalken und Schiefen wird als Flinz-Fazies bezeichnet.

Cephalopodenkalke (Nehden-Stufe)

In der mittleren Adorf-Stufe kam es zum Absterben der Rifforganismen. Eine teilweise Erosion setzte ein. Sedimente der oberen Adorf- und der unteren Nehden-Stufe können bisher nicht nachgewiesen werden.

Auf Grund einer weitreichenden Verkieselung des Massenkalkes und der oberdevonischen Schwellensedimente kann deren ursprüngliche Verbreitung nicht eindeutig geklärt werden. Ebenso bleibt die Frage offen, ob die fehlenden stratigraphischen Einheiten in den verkieselten Kalken enthalten sind, ob eine primäre Schichtlücke (Nichtsedimentation) oder Resedimentation vorliegt. Eine eindeutige Aussage über die Altersstellung mit Hilfe bestimmbarer Fossilien ist meist nicht möglich.

In einem Pingenzug 35 m westlich des Steinbruches, der auf einen Ockererde-Abbau (Mn-Fe-Vererzung, s. Tab. 1) zurückgeht, wurde ein geringmächtiger graugrüner, toniger, plattig absonderter Cephalopodenkalk nachgewiesen, der nach verschiedenen Fossilgruppen in die Nehden-Stufe gehört (Taf. 2, Fig. 1, 1a, 2, 2a).

Fossilführung:

Michelinoceras sp.

Cheiloceras sp.

Sporadoceras sp.

Trimerocephalus mastophthalmus REINH. RICHTER 1856

Cyrtosymbole gotica R. u. E. RICHTER 1926

Palmatolepis glabra lepta ZIEGLER & HUDDLE 1969

Palmatolepis glabra prima ZIEGLER & HUDDLE 1969

Palmatolepis quadrantinodosa inflexa MÜLLER 1956

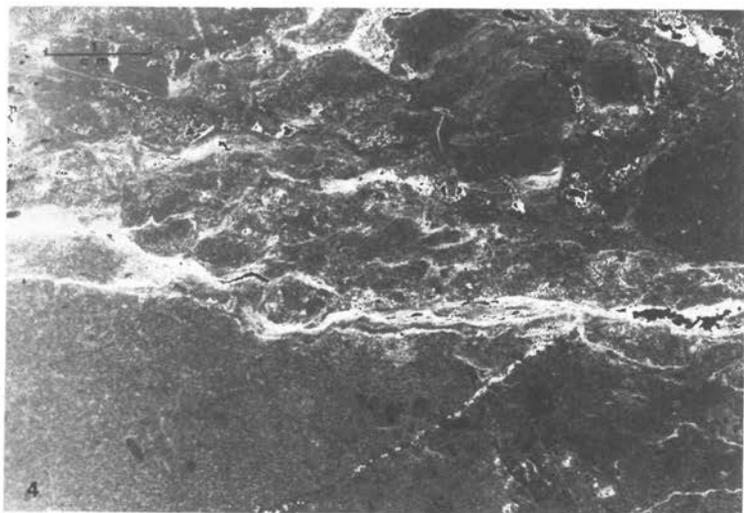
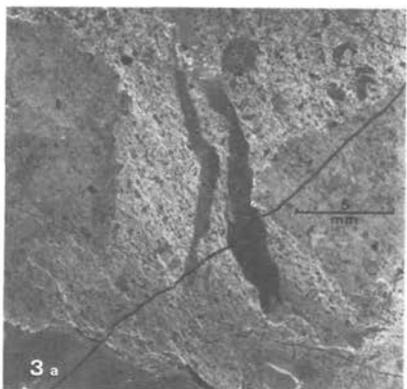
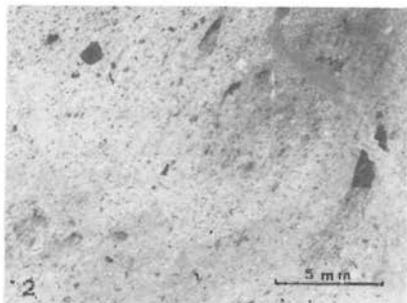
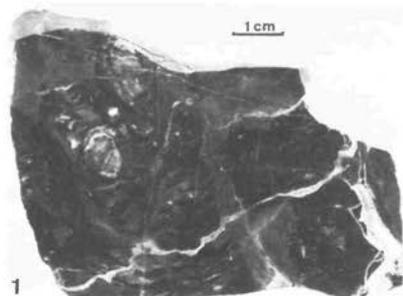
Palmatolepis quadrantinodosa marginifera HELMS 1959

Palmatolepis rhomboidea SANNEMANN 1955

Tafel 1

1. Massenkalk der Dorp-Fazies (Hinterriff-Bereich) mit dm-großen kugelig-lagigen Stromatoporen-Kolonien; polierter Anstich.
2. Schwarzer, fossilreicher, mikritischer Kalk (Hinterriff-Bereich), Feinstruktur durch Bodenorganismen zerstört. Der angefertigte Dünnschliff wurde als Negativ verwendet.
3. Riffnah abgelagerter polymikter Schuttkalk der Adorf-Stufe mit zerbrochenem Korallenstock und anderen Bioklasten; polierter Anstich.
- 3a. Verfestigte Kalkbruchstücke (Lithoklasten) führender feindetritischer Kalk, Schuttkalk-Fazies, Adorf-Stufe; Dünnschliff als Negativ verwendet.
4. Lithoklast-Kalk, Aufarbeitungshorizont des Mittleren Unterkarbon. Größere zum Teil angerundete Gerölle verschiedener Oberdevon-Stufen (Pfeile) „schwimmen“ in feinkörniger, crinoidenführender Carbo-natmatrix; Folienabzug als Negativ verwendet.

Alle Abbildungen Steinbruch am Hessenkamp (R 34 64 950/H 57 00 000).



Die geringe Mächtigkeit des Kalkes, die überdurchschnittliche Zahl der darin gefundenen Fossilien, sowie die große Zeitspanne, die diese repräsentieren, deuten auf eine sehr langsame Sedimentation hin (Kondensation!).

Oberdevonische Sedimente der Beckenfazies

Die hier erwähnten Gesteinsserien werden nicht im Bereich des in Abb. 2 gezeigten Kartenausschnittes angetroffen. Es werden daher oberdevonische Schichten aus den Nachbargebieten zwischen dem Warsteiner Massenkalk im Westen und dem Briloner Massenkalk im Osten, beschrieben (vgl. Abb. 1).

Dunkle, tonig-schluffige Schiefer mit wenigen blauschwarzen Flinzkalklagen bilden den liegenden Teil der Ablagerungen in der Adorf-Stufe. Nach MUCHOW (1965) stellen sie ein fazielles Äquivalent der Massenkalk dar.

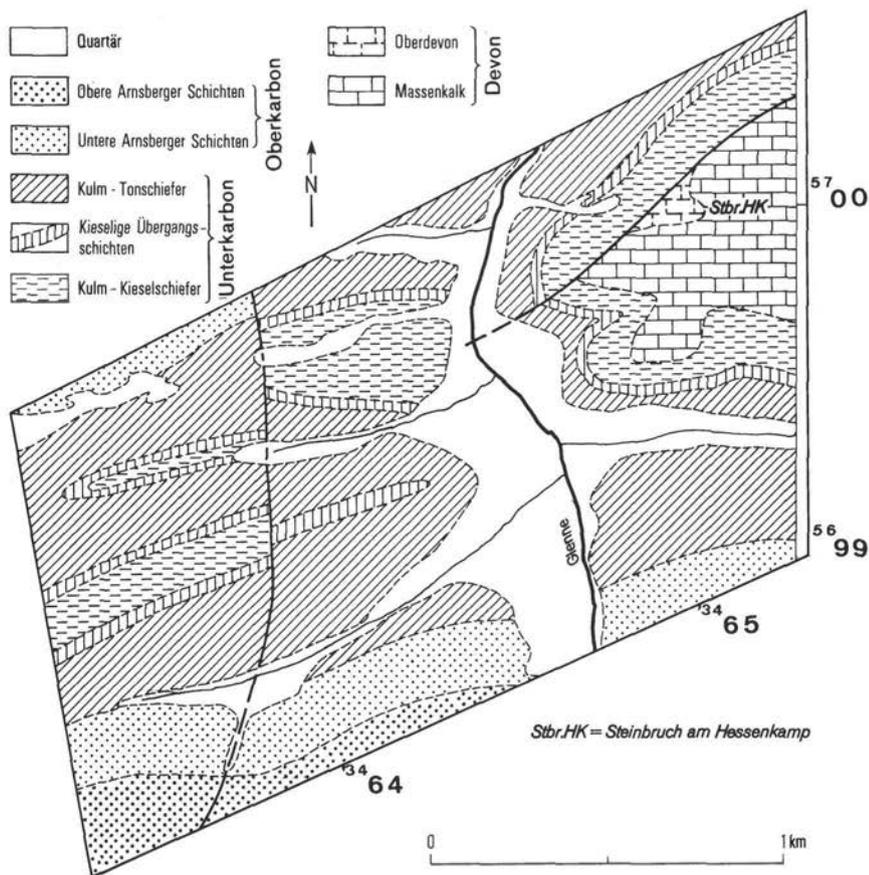
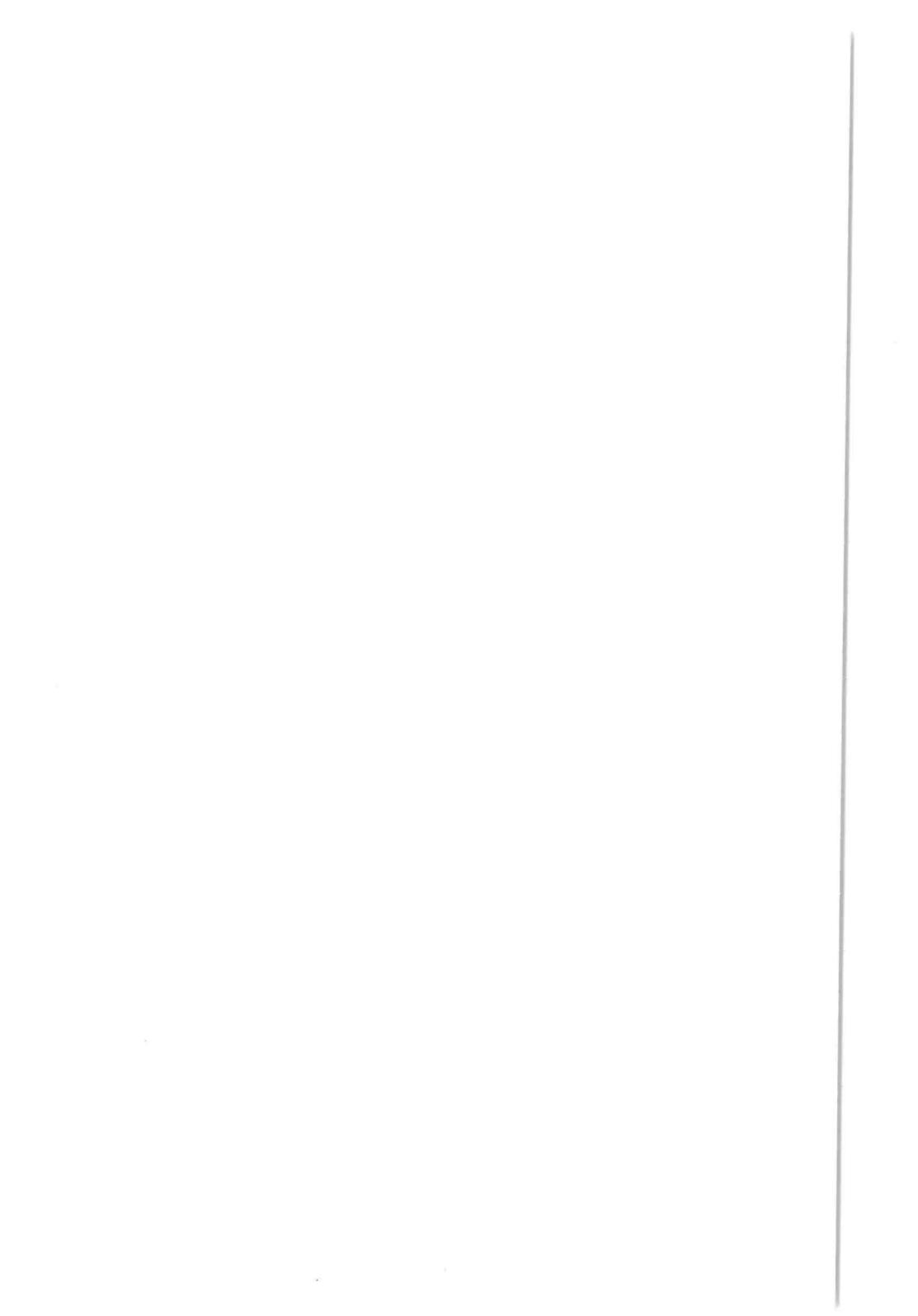


Abb. 2. Geologische Karte des Westteils des Scharfenberger Sattels.



Darüber folgen kalkarme, graubraune Bänderschiefer. Im Warsteiner Gebiet sind sie häufig tentaculiten-führend und werden daher noch als Tentaculiten-Schiefer bezeichnet, obwohl ihre Sedimentation zeitlich ungleich einsetzt und somit klar wird, daß eine biofazielle Eigenheit vorliegt (STASCHEN 1968). Auch die Beckenbereiche zeigen eine regionale Differenzierung. So wird nördlich von Schloß Körtlinghausen (Bl. Warstein) ein grauer Kalkknotenschiefer beobachtet, der stratigraphisch in den Horizont der Bänderschiefer gehört. Er wird hier als Sediment einer Tief-Schwelle interpretiert. In der oberen Adorf-Stufe treten zunehmend ostracoden-führende Schiefer auf (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: Tab. 1).

Mit petrographischer Gleichförmigkeit lagern sich im weiteren Verlauf des Oberdevon zunächst graugrüne, z. T. sandige Tonschiefer der Nehden-Stufe ab. Im Bereich des Sonnenknapp nördlich von Eschoff werden diese ca. 60 m mächtigen Schichten von roten Tonschiefern überlagert, in die gelegentlich dünne Kalkknotenlagen eingeschaltet sind. Diese Schichten werden nach Ostracoden-Funden der Hemberg- und Dasberg-Stufe zugeordnet.

Schwarzschieferlagen mit *Platyclymenia annulata* (MÜNSTER), die in weiten Teilen des Rheinischen Schiefergebirges vorkommen und zur eindeutigen Grenzziehung zwischen der Hemberg- und Dasberg-Stufe verwendet werden, sind aus den Beckensedimenten der Umgebung des Hessenkamps nicht bekannt. Die Sedimentation oberdevonischer Schichten beschließt eine geringmächtige Folge graugrüner, z. T. tonig mürber, sehr dünnplattig spaltender Schiefer, die gelegentlich schluffig-rauh sind und häufig Glimmer führen. Sie gleichen lithologisch den Hangenbergsschiefern. Inwieweit diese Tonschieferfazies die Devon/Karbon-Grenze überschreitet, ist wegen der geringen Zahl der Aufschlüsse und der Fossilarmut dieser Serie ungewiß.

Unterkarbonische Sedimente der Schwellenfazies

Normalfazies (Schwellenkalke)

Die Sedimentation geringmächtiger Schwellenkalke läßt sich nur aus den Nachbargebieten des Scharfenberger Sattels belegen. Rund 3 m umfaßt die cephalopoden-führende Knollenkalk- und Schiefer-Wechselfolge der *Gattendorfia*-Stufe (cd I) im östlichen Steinbruch in Drewer. Die etwa faustgroßen Kalkknoten sind mittelgrau, im verwitterten Zustand auch ockrig gelb.

In der *Pericyclus*-Stufe wird an verschiedenen Fundpunkten als weiteres Schwellensediment der Erdbacher Kalk erkannt. Dieser helle bis graublau pyritreiche Kalk liefert reichhaltige Cephalopoden-Faunen (vgl. CLAUSEN et al. 1979: 51 ff.).

Sonderfazies (Schlagwasser-Brekzie)

Im Bereich des Steinbruches am Hessenkamp liegt bei R 34 65 570 / H 57 00 080 ein Aufarbeitungshorizont. Er enthält in grauem feinkörnigem Bindemittel Massenkalk-Gerölle, schwarze Tonschiefer-Fetzen und Phosphoritknollen. Dieser Horizont wurde erstmalig hier von KRONBERG et al. (1960) beschrieben. Danach enthält der Lithoklast-Kalk Conodonten der Adorf-, Nehden- und unteren Hemberg-Stufe sowie des tieferen Unterkarbon (cd I und II). STOPPEL (1977) hat diesen Aufarbeitungshorizont im weiter westlich gelegenen Steinbruch nachgewiesen. Faunistisch wurde darin oberes Givet bis cd II lückenlos nachgewiesen. Weitere Untersuchungen haben gezeigt, daß diese Brekzie hier als Schlottenfüllung vorliegt, da verfestigte adorfische (mittlere bis obere *asymmetricus*-Zone) Massenkalk-Derivate und Massenkalk der Dorp-Fazies zu beiden Seiten der Schlotte gefunden wurden. Dieser Aufarbeitungshorizont entspricht der „Schlagwasserbrekzie“ (sensu H. SCHMIDT 1920), (Taf. 1, Fig. 4).

Unterkarbonische Sedimente der Beckenfazies

Ein faunistischer Nachweis der Oberen Hangenbergschichten in Schiefer-Fazies ist im Untersuchungsgebiet bisher nicht möglich gewesen. Ebenso sind die Liegenden Alaunschiefer als petrographisch einheitlicher Horizont im Beckenbereich südlich des Hessenkamp bisher nicht nachgewiesen worden.

Weitgehend einheitlich erfolgt im Verlauf der *Pericyclus*-Stufe die Ablagerung der Kiesel-schiefer (Lydite). Sie enthalten untergeordnet milde Tonschiefer und gelbliche bis graue Tonlagen, die als zersetzte Tuffite angesehen werden. Südlich des Füllenstalles wird eine Wechselfolge von rauen, glimmerhaltigen Ton-, Alaun- und Kiesel-schiefern beobachtet. Letztere bilden z. T. brekziiert wirkende hellgraue Bänke, die bis 40 cm mächtig werden. Nur im SE-Teil des Warsteiner Sattels wird der Horizont der vorwiegenden Lydite faziell durch plattige z. T. verkieselte, z. T. mulmig auswitternde Detrituskalke (= allodapische Kalke, MEISCHNER 1964) vertreten;

Conodonten: *Gnathodus texanus* ROUNDY 1926
Gnathodus antetexanus REXROAD & SCOTT 1964
Paragnathodus homopunctatus ZIEGLER 1960
 Datierung: cd II bis III β ?

Die Liegendgrenze dieses Kalkes konnte bisher nicht ermittelt werden. Seine Obergrenze reicht bis an das cd III α_1 , das im untersuchten Bereich – wie auch in weiten Teilen der variscischen Geosynklinale – von einer fossilreichen Folge kieselig spröder und toniger Schiefer gebildet wird.

Diese „Kieseligen Übergangsschichten“ NICOLAUS (1963) werden durch mehrere Leithorizonte markiert.

Ein Aufschluß westlich der Glenne (R 34 64 250 / H 56 99 770) in diesen Schichten enthält die Zonen cd III α 2–4.

Während Megafossilien in den bisher beschriebenen Unterkarbon-Schichten nur untergeordnet vorkommen, setzt zu Beginn der *Goniatites*-Stufe die erneute rasche Evolution der Cephalopoden und Bivalven ein. Auch andere Tiergruppen treten jetzt häufiger auf. NICOLAUS (1963) beschrieb diese wenige Meter mächtige fossilreiche Schichtfolge aus verschiedenen Bereichen des nördlichen und östlichen Schiefergebirges (Waldecker Upland und Lüdenscheider Mulde). Sie umfaßt die Lebensdauer von *Entogonites grimmeri* KITTL und *Goniatites*

Tafel 2

1. Cephalopoden-Kalk der Nehden-Stufe. Im Handstück sind der feinschichtige Lagenbau des Sedimentes und eine beginnende Kalknollenbildung erkennbar. Cephalopoden-Querschnitte, Conodonten; polierter Anschliff.

1a. Ausschnitt aus Fig. 1: Schalenreste und Querschnitte von Cephalopoden. Dünnschliff als Negativ verwendet.

2. Cephalopoden-Kalk der Nehden-Stufe. Gyroconer Cephalopode (*Michelinoceras* sp.) mit fossiler Wasserwaage (Geopetalgefüge = Kalkschlamm in der unteren Hälfte, Hohlraum „Luftblase“ in der oberen Hälfte calcitgefüllt); polierter Anschliff.

2a. Verkieselter Cephalopoden-Kalk mit orthoconen Cephalopoden ebenfalls mit geopetalem Gefüge. Tonreiche Matrix verkieselt, Calcit gelöst. Gesägtes Handstück. Fundpunkt: Pingenzug am Hessenkamp (R 34 64 900/H 57 00 030).

1. und 2. Fundpunkt: Pingenzug am Hessenkamp (bei R 34 64 890/H 57 00 010).



crenistris PHILLIPS. Die Unterteilung in vier Subzonen erfolgte nach Arten bzw. nach Unterarten. Die wichtigsten Leithorizonte sind die *grimmeri*-, die *Pterinopecten*- und die *crenistris*-Bank. Im tiefsten Teil, dem III α_1 (*grimmeri*-Subzone), sind ausschließlich blättrige Ton- und Alaunschiefer und dünnplattige Kieselschiefer vorhanden. Einzelne sehr dünne weißgelbe Tonlagen (ehemalige Tufflagen) kommen hinzu. Die 2–5 cm dicke, schwarzgrau geflamme Kieselschieferlage mit der Subzonen-Leitart und die *Pterinopecten*-Bank des III α_2 (*schmidtianus*-Subzone), wurden nicht gefunden. Die *crenistris*-Bank – sie markiert die Obergrenze des III α_3 – zerfällt in zwei, durch Kieselschiefer getrennte Teile (Ober- und Unterbank). Die Bänke selbst sind ebenfalls verkieselt, die zahlreichen ausgewitterten Goniatiten geben ein löcheriges Aussehen. *Posidonia becheri* BRONN kommt massenhaft und in allen Entwicklungsstadien in den plattigen Kieselschiefern vor. Häufig sind Pflanzenreste auf den Schichtflächen der Schiefer zu sehen. Der Horizont ist nur selten aufgeschlossen. Da seine biostratigraphischen Grenzen nicht erfaßt wurden, ist eine Mächtigkeitsangabe hier nicht möglich. Eine Folge tonig-milder, leicht spaltender Schiefer von überwiegend tiefschwarzer Färbung umfaßt die folgenden, jüngeren Teile der *Goniatites*-Stufe (*striatus*-Subzone, *granosus*-Subzone).

Der Übergang von der *striatus*-Subzone zur *granosus*-Subzone wird durch die *Actinopteria*-Bänke gekennzeichnet. Die Leitschicht ist auf den nördlichen und nordöstlichen Teil des Schiefergebirges beschränkt. Sie wird durch eine bis über 1 m mächtige dunkle Tonschieferfolge mit massenhaften Abdrücken der Muschel *Actinopteria persulcata* Mc COY (*Pteronites lepidus* GOLDFUSS) repräsentiert. Im Aufschluß bei R 34 64 250 / H 56 99 770 sind außerdem *Goniatites granosus* PORTLOCK, *Kulmiella westfalica* NEBE und Knochenreste gefunden worden. Diese Kulm-Tonschieferserie beschließt die Sedimentation des Unterkarbon.

Oberkarbon

Unter Arnsberger Schichten

Ohne lithologische Unterscheidungsmerkmale gehen die Arnsberger Schichten aus den Kulmtonschiefern hervor. Die biostratigraphische Untergrenze konnte durch den Fund von *Cravenoceras* cf. *cowlingense* eingengt werden. Von 2 Fundpunkten liegen weiterhin vor:

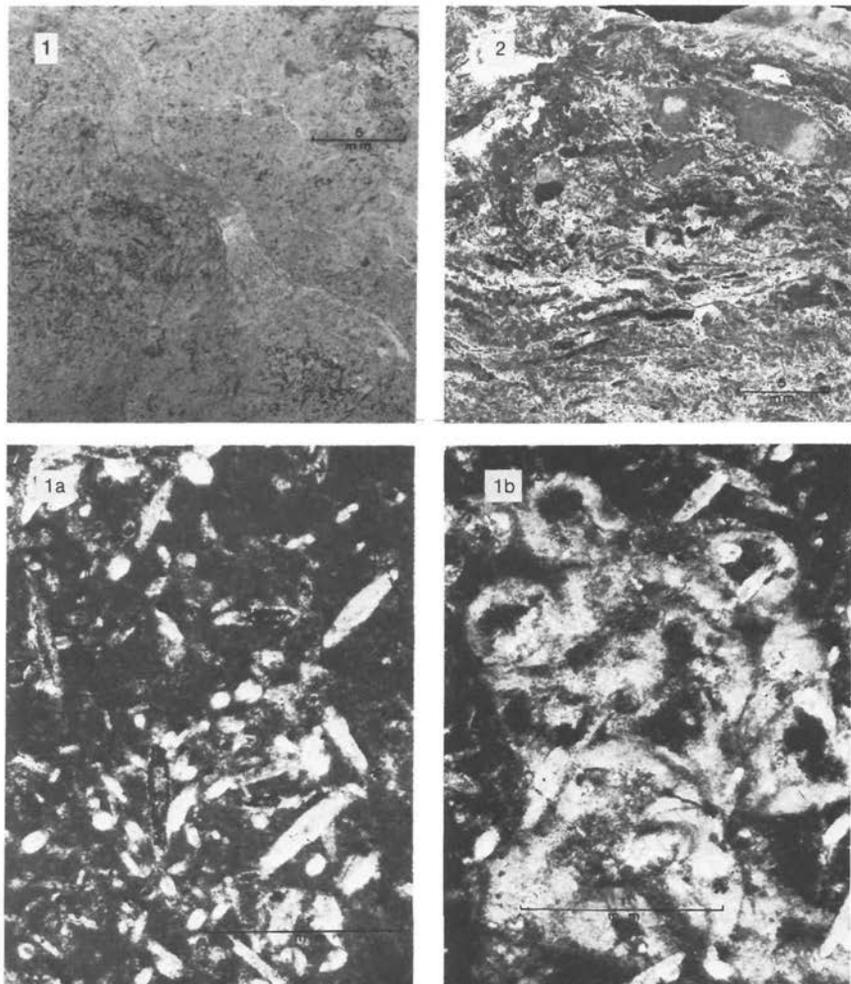
Posidoniella laevis BROWN
Cravenoceratoides edalensis BISAT

Häufig werden Wühlspuren an der Unterseite von Schichtflächen beobachtet.

Im oberen Teil schalten sich Schluffbänder ein, vereinzelt auch erste Grauwackenbänkchen. Die Hangendgrenze wurde nach lithologischen Merkmalen im Gelände mit dem ersten, gehäuft Einsetzen massiver Grauwackenbänke (>10 cm) gezogen. Da eine faunistische Gliederung in den fossilarmen Schiefen und Grauwacken nicht durchgeführt werden kann, muß die Obergrenze der Unteren Arnsberger Schichten als reine Faziesgrenze betrachtet werden.

Obere Arnsberger Schichten

Die Oberen Arnsberger Schichten setzen sich aus einer Wechselfolge von dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefern und mittelgrauen bis hellen feldspatreichen Grauwackenbänken zusammen. Einzelne, z. T. bis 1 m mächtige Grauwackenbänke sind schrägeschichtet und weisen eine Korngrößenabnahme von der Unterkante zur Oberkante der Bank hin auf (Gradierung).



Tafel 3

1. Beginnende Verkieselung durch Sprossung von authigenen, bipyramidalen Quarznadeln im Massenkalk. Dünnschliff als Negativ verwendet. Fundpunkt: siehe Taf. 1.

1a. Vergrößerter Ausschnitt aus Fig. 1 zeigt zonar gebaute Quarzkeime in verschiedenen Schnittlagen in karbonatischer Grundmasse. Dünnschliff: Negativ.

1b. Verkieselung wie oben, dabei werden auch vorhandene Organismen (Stromatopore) unkenntlich gemacht. Dünnschliff: Negativ.

2. Völlig verkieselter? Riffschuttalk? Einige Lithoklasten sind schemenhaft zu erkennen, schwarz = gelöster Calcit, weiß = Tonminerale. Dünnschliff als Negativ verwendet. Fundpunkt: Zufahrtsweg zum Hessenkamp (bei R 34 64 550/H 56 99 800).

Am Volksloh und westlich von Rixen enthalten dünnblättrige Grauwackenschiefer und langgestreckte linsenförmige Grauwackenbänke Pflanzenhäcksel, kleine Pyritkonkretionen und Tongallen. Die Mächtigkeit dieses jüngsten oberkarbonischen Schichtgliedes kann auf Grund der beobachteten Spezialfaltung und der im allgemeinen schlechten Aufschlüsse nicht ermittelt werden.

Beschreibung der in den Bohrungen Scharfenberger Wald 1 und Boxen angetroffenen Schichten

Im Herbst 1975 wurde vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung im Kern des Scharfenberger Sattels eine Forschungsbohrung niedergebracht, die den Massenkalk durchörtet und sein Liegendes ermitteln sollte.

Die Bohrung Scharfenberger Wald 1 wurde im aufgelassenen Steinbruch am Südwest-Hang des Hessenkamps angesetzt, in dem im Sattelkern Kalkstein des Oberdevon I α ansteht (Einstufung nach Conodonten; u. a. *Ancyrodella lobata* BRANSON & MEHL 1934, *A. rotundiloba* (BRYANT 1921), *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST 1947, *Polygnathus dubius* HINDE 1879, *P. cf. strongi* COOPER 1938). Dieser Kalkstein wird von Spalten durchzogen, in die Brekzien eingelagert sind, die neben Conodonten des Unterkarbon auch umgelagerte aus verschiedenen Oberdevon-Stufen führen. Die Bohrung durchteufte folgendes Profil:

0–224,25 m	Kalkstein, grau, feinkörnig, häufig mit Amphiporen-Rasen, lagigen bis blockigen Stromatoporen: Massenkalk in back-reef facies; und Riffschutt-Einlagerungen (bis 1,5 m Mächtigkeit) Altersstellung: nach Funden von <i>Stringocephalus burtini</i> DEFRANCE und <i>Polygnathus linguiformis mucronatus</i> WITTEKINDT, Oberstes Givet – Oberdevon I α Bei 165,5–166,5 m und 167,9–170,0 m und 172,6–172,8 m Spalten mit brekziösem Kalkstein (mit Conodonten des ob. Unterkarbon II (Grenzbereich Tournai/Visé) und umgelagerten Formen des tieferen Unterkarbon, des Oberdevon V–VI, III, II, I sowie des Obersten Givet); Lagerung: oben flach (Einfallen bis 25 m 20°), darunter zunehmend steiler, (von 83–100 m 75–80°), ab 108 m steil überkippt; nach unten flacher werdend (bei 215 m 15–20°).
–224,35 m	Brekziöser bis knolliger Kalkstein
–233,3 m	Tonstein (Tonschiefer), schwarz, mit
(Endteufe)	Pyritbändern und -linsen und Phosphorit-Knollen, ab 231,7 m mit einzelnen Grauwacken-Linsen und -Bänken; Einfallen 20°.

Die Bohrung kam aus dem Kern des Massenkalk-Sattels in seinen steil stehenden und dann überkippten Nordwest-Flügel und wurde schließlich im stratigraphisch Hangenden des Massenkalks, nämlich unterkarbonischen Schiefen und Grauwacken, eingestellt. Diese Schichten dürften das höhere Unterkarbon, evtl. bereits das tiefste Namur vertreten (vgl. Abb. 3).

An der Südost-Flanke des Sattels steht eine 1960 am Jagdhaus Boxen niedergebrachte Wasserbohrung (vgl. Abb. 3), die 80 m Massenkalk, in dem bis in 15 m Tiefe mit Lehm erfüllte Schlotten auftreten, antraf.

Das auch für die Bearbeiter der Bohrung Scharfenberger Wald 1 überraschende Schichtenprofil soll nun in einen größeren regionalen Rahmen gestellt werden.

Die Verlängerung des Scharfenberger Sattels nach Nordosten

Der Massenkalk des Scharfenberger Sattels taucht nach Nordosten unter die Grauwacken und Schiefer des Namur. Die normale Überlagerung des Massenkalks durch unterkarbonische Schutt- und Crinoidenkalke (mit Massenkalk-, Lydit- und Phosphorit-Geröllen) und darüber

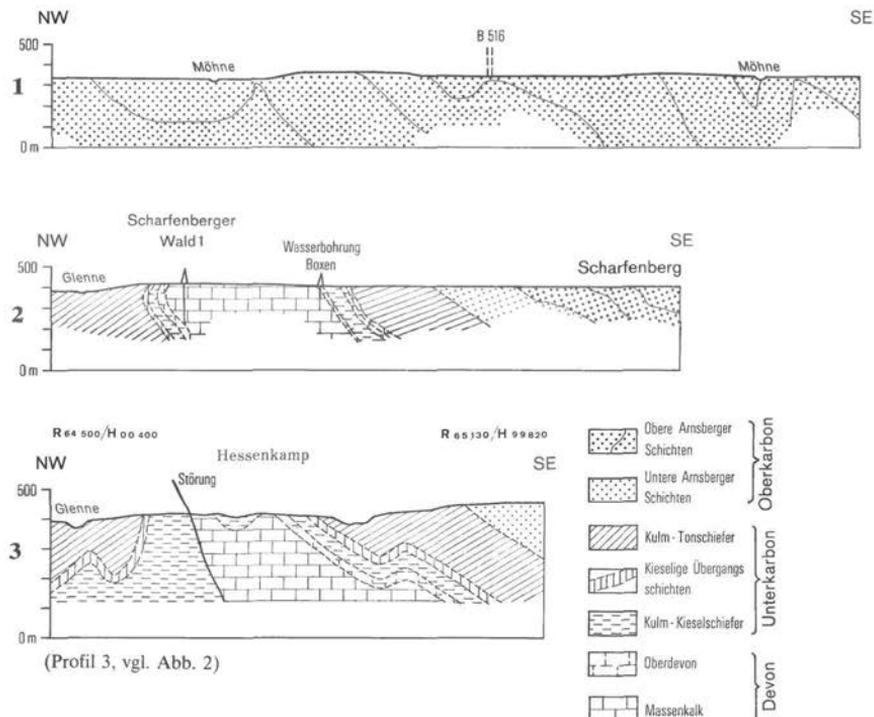


Abb. 3. Profile durch den Scharfenberger Sattel.

folgendem Kulmkieselschiefer ist in einem kleinen Kalksteinbruch nördlich des Jagdhauses Boxen (jetzt Wildfütterung) aufgeschlossen (KREBS in: Exkursionen Subkommission Karbonstratigraphie 1977).

Der abtauchende Sattel wird durch eine NW-SE streichende Störung, deren Versatzbetrag nicht bedeutend zu sein braucht, abgeschnitten. Eine hierzu parallele Störung durchzieht den Massenkalk und gibt sich im Gelände und einem kleinen Steinbruch durch Blöcke von Quarz, brekziiertem und verkieseltem Massenkalk zu erkennen.

Auf der Hochfläche des Biber- und Fahrenbergs sind nur vereinzelte unzusammenhängende Aufschlüsse vorhanden. Daher läßt sich der Sattelkern erst 3 km weiter nordöstlich im Möhnetal erkennen. Der Kern des hier relativ schmalen Sattels liegt im Hengelbachtal bzw. an seiner Südostseite. Dort stehen als älteste Schichten Schwarzschiefer (Alaunschiefer) mit Grauwackenbänkchen des tiefsten Namur an (vgl. Profile 1 und 2, Abb. 3).

Paläogeographische Deutung des Scharfenberger Sattels

Im Mitteldevon befand sich im Gebiet des heutigen Scharfenberger Sattels ein Riff, das wohl auf ähnlichen Plattform-Carbonaten wie denen im Warsteiner Sattel aufsitzt. Diese Rifffazies reichte vom Givet (nachgewiesen ist Ober-Givet) bis in die mittlere Adorf-Stufe hinauf.



Abb. 4. Aufgelassener Steinbruch am Südwest-Hang des Hessenkamp (R 34 64 950, H 57 00 000).
Punkt A: ehemalige Ansatzstelle der Bohrung Scharfenberger Wald 1, die im Herbst 1975 vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung niedergebracht wurde (vgl. S. 80).
Punkt B: Fundpunkt der „Schlagwasser-Brekzie“, die hier als submarine Schlottenfüllung im adorfischen Massenkalk (Mittlere bis Obere *asymmetricus*-Zone) vorkommt.

Die Ausdehnung des Riffes dürfte nicht erheblich größer als die des heutigen Sattels gewesen sein. Zwischen dem Scharfenberger und dem Briloner Riff sind – ähnlich wie später im Höheren Oberdevon – Beckensedimente (Flinzschiefer und -kalke) abgelagert worden.

Nach der mittleren Adorf-Stufe war die Sedimentation auf dem toten Riff lückenhaft; lediglich die obere Nehden-Stufe wird durch geringmächtige, nur lokal ausgebildete Schwellenkalke vertreten. Zwischen dem Scharfenberger und dem Briloner Riff wurden währenddessen Tonschiefer und Sandsteine in erheblichen Mächtigkeiten – PAECKELMANN (Bl. Alme) nimmt 400 m an – sedimentiert. Diese Beckenfazies griff nicht auf das tote Riff über, das während dieser Zeit und während des Tournai von Spalten durchzogen wurde (wohl infolge unterschiedlicher Kompaktion, Hebung; eine inselartige Heraushebung und Verkarstung ist

nicht erwiesen). Diese Spalten füllten sich im Ober-Tournai und Unter-Visé – also während der Ablagerung des Kulmkieselschiefers im benachbarten Becken – mit Schuttkalken.

In den an das tote Riff angrenzenden Becken beginnt dagegen mit der Ablagerung der schwarzen Alaunschiefer die Kulm-Fazies des Unterkarbons (KREBS 1969).

Mit der Ausbildung der schwarzen Alaunschiefer beginnt die Kulm-Fazies des Dinantiums. KREBS (1969) bezeichnet die plötzliche Sedimentationsänderung als markantesten paläogeographischen Wendepunkt des Variscikums in Mitteleuropa; sie beruht seiner Ansicht nach auf einer Erweiterung und Absenkung interner Trogteile des rhenohercynischen Bereiches. Die größere Tiefe des Ablagerungsraumes wird auch durch die Bildung der Phosphoritknollen dokumentiert, die rezenten Beobachtungen zufolge in tieferen, offenen Meeresbereichen entstehen.

Die orogenen Bewegungen zeigen auch auf den Hochlagen Spuren ihres Einflusses. Hier wird umfangreich erodiert, es kommt zur Bildung von brekziiertem Schutt (Lithoklastkalk).

Der Schutt gleitet in die Becken ab und wird in Form allodapischer Einschaltungen in die überwiegend kieselig-tonigen Beckensedimente abgelagert.

Die weiträumige, gleichbleibende Entwicklung von Kiesel- und Tonschiefern im Schiefergebirge dokumentiert einen Moment relativer Ruhe in der Sedimentation innerhalb der variscischen Senke. NICOLAUS (1963) sieht in den Kieseligen Übergangsschichten die Ablagerungen eines offenen, wenig bewegten und schlecht durchlüfteten Meeres.

Mit Beginn des Oberkarbon ändern sich erneut die Sedimentationsbedingungen.

Die südlichen Teile der variscischen Geosynklinale sind bereits orogen gehoben, d. h. zu Festlandmassen konsolidiert. Die als bald einsetzende Erosion der aufgefalteten Schichten führt zu umfangreicher Schuttbildung, die Schuttmassen werden in tieferliegende Regionen der Senkungszone verfrachtet.

Bereits im Unterkarbon ist diese Sedimentationsphase mit Konglomeraten, Grauwacken und grauen Tonschiefern im Ostteil des Schiefergebirges (Eder-Gebiet) ausgebildet. Durch weiteres Vorrücken der Auffaltung und der damit verbundenen Vorgänge (Erosion, Transport von Schutt) nach Norden erreicht diese Fazies das Untersuchungsgebiet etwa mit Beginn des Oberkarbons.

Noch im Namur, der untersten Stufe des Oberkarbon, wird die Vorlandsenke aufgefüllt. Die Ablagerungen erreichen 700 m Mächtigkeit.

Zusammenfassung

An den Kernschichten des Scharfenberger Sattels, die aus givetischem und adorfischem Massenkalk, vorwiegend in Dorp-Fazies ausgebildet, bestehen, wird auf Fragen zur Stratigraphie und Fazies eingegangen. Eine Spezialkartierung im Maßstab 1 : 10 000 zeigt neben den Kernschichten die jüngeren, zum Teil verkieselten Randsedimente, die sich teilweise mit den Beckenablagerungen der Nuttlarer Hauptmulde verzahnen.

Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Bereich des Steinbruches am Hessenkamp geben Auskunft über das Alter dort häufig vorkommender Schuttkalke und Brekzien. Letztere sind vergleichbar mit der „Schlagwasser-Brekzie“, die besonders am Ostrand des Warsteiner Sattels verbreitet ist.

Eine Forschungsbohrung im Steinbruch am Hessenkamp, niedergebracht vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, vermittelt Erkenntnisse über den Bau des Scharfenberger Sattels und die Reichweite und das Alter von Spaltenfüllungen.

Schriftenverzeichnis

- CLAUSEN, C.-D., KORN, D. & UFFENORDE, H.: Das Devon/Karbon-Profil am alten Schießstand bei der Bilstein-Höhle (Blatt 4515 Hirschberg, Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 47–68, 4 Abb., 1 Taf., Heidelberg 1979.
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K.: Übersicht über die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner näheren Umgebung. – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 1–32, 9 Abb., 1 Tab., Heidelberg 1979.
- KREBS, W.: Reef development in the Devonian of the eastern Rhenish Slate Mountains. - Internat. Sympos. Devon. Syst. Calgary 1967, **2**, 295–306, 4 Abb., 2 Tab., Calgary/Alberta 1968.
- KREBS, W.: Über Schwarzschiefer und bituminöse Kalke im mitteleuropäischen Varisikum. - Z. Erdöl und Kohle, **22**, 2–6, 6 Abb., Hamburg 1969.
- KREBS, W.: Devonian Reef Limestones in the Eastern Rhenish Schiefergebirge. – Sedimentology of Parts of Central Europe. Guidebook 8. International Sediment. Congr., Heidelberg 1971.
- KREBS, W.: Devonian Carbonate Complexes in Central Europe. – [In:] LAPORTE, L. F. (Hrsgb.): Reefs in Time und Space. – Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., **18**, 155 – 208, 25 Abb., 9 Tab., Tulsa/Okl. 1974.
- KRONBERG, P., PILGER, A., SCHERP, A. & ZIEGLER, W.: Spuren altvariszischer Bewegungen im nord-östlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinl.-Westf., **3**, 1, 1–46, 13 Abb., 3 Tab., 7 Taf., Krefeld 1960.
- MEISCHNER, K.-D.: Allodapische Kalke, Turbidite im Riffnahen Sedimentations-Becken. – Dev. Sedimentol., **3**, 156–191, 5 Abb., 3 Taf., Amsterdam 1964.
- MUCHOW, S.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Warsteiner Sattels. – Diplomarbeit Universität Bona (unveröff.) 1965.
- NICOLAUS, H. J.: Zur Stratigraphie und Fauna der *crenistris*-Zone des Rheinischen Schiefergebirges. – Beih. geol. Jb., **53**, 246 S., 32 Abb., 15 Tab., 22 Taf., Hannover 1963.
- PAECKELMANN, W.: Der Briloner Massenkalk, die Devon-Carbon-Mulde von Nehden und das Oberdevon-Culm-Gebiet von Rixen, Scharfenberg und Wülfte. – Jb. preuß. geol. L.A., **47**, 19–35, Berlin 1926.
- PAECKELMANN, W. & KÜHNE, F.: Geol. Karte von Preußen und den benachbarten deutschen Ländern. Erläuterungen zu Blatt 4517 Alme. Berlin 1936.
- SCHMIDT, H.: Das Oberdevon – Culm-Gebiet von Warstein i.W. und Beleecke. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41**, (1920). 254–339, 7 Abb., 2 Taf., Berlin 1922.
- STASCHEN, D.: Zur Geologie des Warsteiner und Beleecker Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **5**, 119 S., 56 Abb., 7 Taf., Münster 1968.
- STOPPEL, D.: Beschreibung der Bohrung Scharfenberger Wald 1. – Bericht, Hannover (unveröff.) 1975.
- STOPPEL, D. (Herausg.): Exkursionen in das nordöstliche Sauerland (Warstein – Hirschberg, 19.–21. Mai 1977), 27 S., 12 Abb., 1 Tab., (unveröff.) 1977.
- WILSON, J. L.: Carbonate Facies in Geologic History. – 471 S., 183 Abb., 30 Taf., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1975.

Aufschluss	Sonderband 29 (Warstein)	85–92	6 Abb.	Heidelberg 1979
------------	--------------------------	-------	--------	-----------------

Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie der „Mittel“-Kreide zwischen Rüthen und Erwitte (Alb – Coniac, SE – Münsterland)^{*)}

Von Ekbert SEIBERTZ, Hannover

1. Einleitung

Schon seit über 130 Jahren haben sich Geognosten, Markscheider und Geologen mit dem Aufbau des „Deckgebirges über der westfälischen Steinkohlenformation“ am Südrand des Münsterlandes befaßt. Aufgrund des Bergbaues wurde jedoch der SW-Teil bevorzugt untersucht, da hier natürlich auch die besten Aufschluß-Bedingungen durch die Steinkohlen-Schächte bestanden und z. T. noch bestehen. Der SE-Rand dagegen wurde erst zur Jahrhundertwende Gegenstand der Kreideforschung, wobei vor allem die Arbeiten von STILLE (1903, 1908 etc.) genannt werden müssen.

Lange Zeit über gab es Streitpunkte bei dem Vergleich der Gliederungen des SW- mit denen des SE-Gebietes, da die küstennähere Grünsand- und Kalksandstein-Fazies im Alb bis Coniac des Ruhrgebietes wesentlich geringmächtiger und z. T. lückenhaft ist. Erst gegen Ende des vorigen Jahrhunderts erkannte man aufgrund des nach N und E vordringenden Bergbaues die faziellen Verschiebungen und damit auch die Vergleichbarkeit biostratigraphischer Gliederungen.

2. Arbeitsgebiet und geologischer Rahmen

Das Arbeitsgebiet erstreckt sich von Rüthen über Anröchte nach Erwitte über rund 15 km und reicht über die Blätter TK 25: 4315 Benninghausen, 4316 Lippstadt, 4415 Anröchte, 4416 Effeln, 4515 Hirschberg und 4516 Warstein (s. Ausschnitt auf Abb. 1 und Karte auf Abb. 2).

Als ursprüngliche Begrenzung des kreidezeitlichen Ablagerungsraumes ist uns heute nur der S-Rand des Münsterlandes überliefert; die östlichen und nördlichen Abgrenzungen durch Eggegebirge und Teutoburger Wald sind nachträglich entstanden. Im größeren geologischen Zusammenhang muß daher das Münsterländer Kreidegebiet als Erosionsrest eines subsequen-ten Troges i. S. von VOIGT (1963) gedeutet werden, der am SW-Rand der Lippisch-Westfälischen Schwelle lag. Die Linien gleicher Kreide-Mächtigkeiten (Isopachen) verlaufen daher auch parallel zu dieser Schwelle in WNW – ESE-Richtung (BÄRTLING 1921, ARNOLD 1964 a). Wie aus Abb. 1 ersichtlich wird, zeigt die Kreide am SE-Rand des Münsterlandes einen breiten Ausstrich, bedingt durch das häufige Zusammentreffen von Schichteneinfallen (2° – 7° N) und Hangneigung. Viele Aufschlüsse weisen daher trotz größerer Entfernung voneinander oft die gleichen Horizonte auf.

^{*)} Beitrag zum IUGS-major-project „Mid-Cretaceous Events“, nationale Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft.

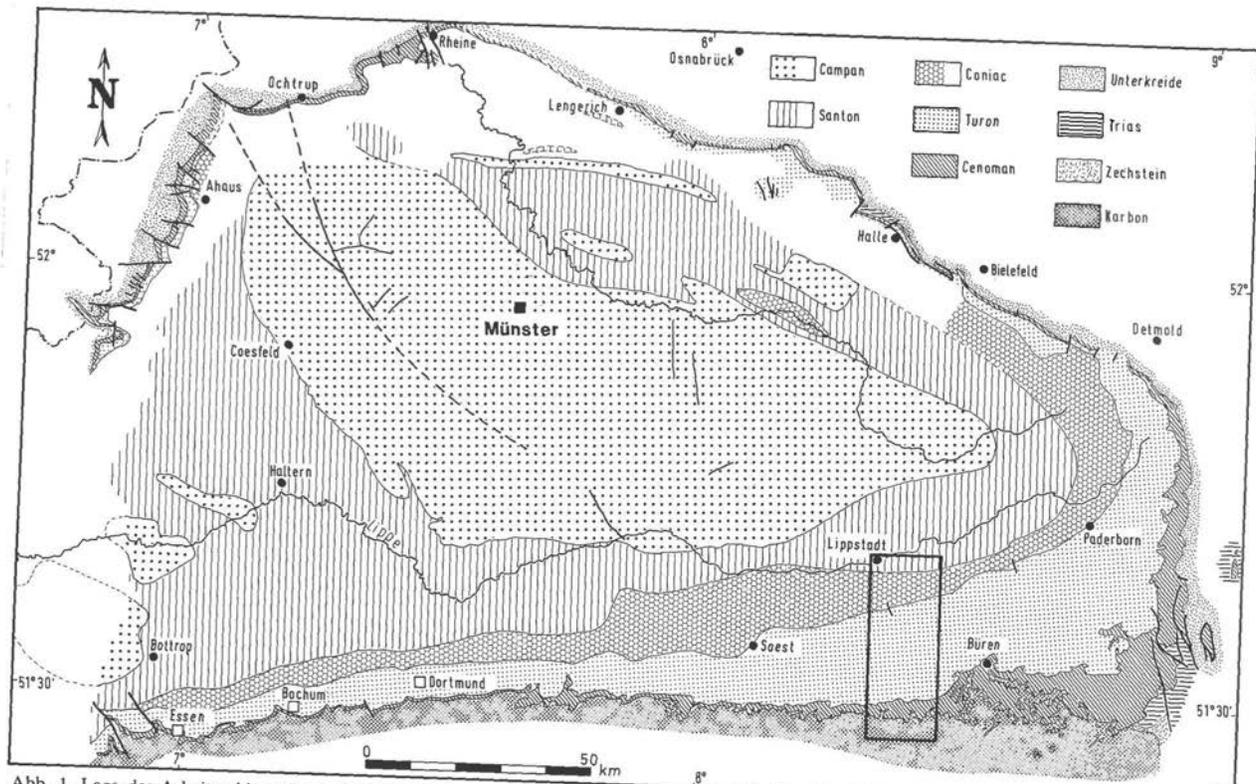
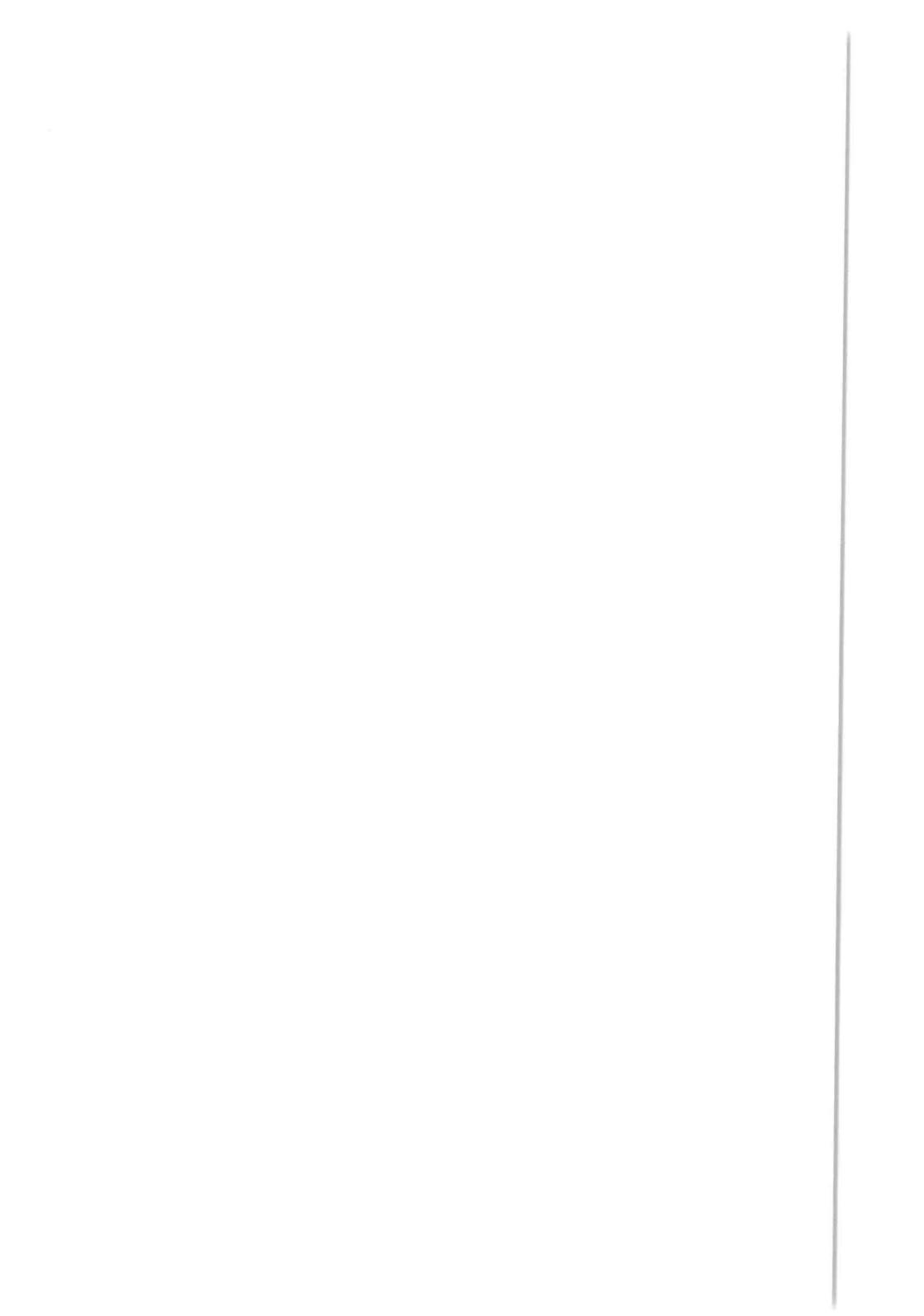


Abb. 1. Lage des Arbeitsgebietes im geologischen Rahmen des Münsterlandes. Der Ausschnitt entspricht ungefähr der Karte auf Abb. 2. Verändert und umgezeichnet nach KUKUK (1938) und ARNOLD (1964 b).



3. Stratigraphie

3.1. Biostratigraphie

Die biostratigraphischen Gliederungen der „mittel“-kreidezeitlichen Ablagerungen haben in Nordeuropa, somit auch im Münsterland, einen sehr unterschiedlichen Bearbeitungsstand (Abb. 2). Die tiefsten Kreideschichten wurden von SPEETZEN, EL-ARNAUTI & KAEVER (1974) in das Mittel- und Ober-Alb eingestuft (Rüthener Grünsand, Abb. 2); die Cenoman-Gliederung geht nach wie vor in unserem Raum i. w. auf SCHLÜTER (1876) zurück; Turon und Coniac erfuhren die neueste Bearbeitung (SEIBERTZ 1978 b), wobei der größte Anteil des Ober-Turon i. S. SCHLÜTER (1876) in Angleichung an das international gültige Schema in das Unter-Coniac gestellt wird.

In Abb. 2 wurde davon Abstand genommen, die Unter-Stufen mit Zonenfossil-Namen zu belegen, da hier im Moment durch aktuelle laufende Arbeiten in nächster Zeit Veränderungen zu erwarten sind. Für diejenigen jedoch, die diese Bezeichnungen gewohnt sind, sollen sie aufgeführt werden:

Mittel-Coniac (krco2)	= <i>koeneni</i> -Zone
Unter-Coniac (krco1)	= <i>deformis</i> -Zone (= Ober-Turon, <i>schloenbachi</i> -Schichten)
Ober-Turon (krt3)	= <i>striatoconcentricus</i> -Zone (= oberes Mittel-Turon, Scaphiten-Schichten)
Mittel-Turon (krt2)	= <i>lamarcki</i> -Zone (= unteres Mittel-Turon, <i>lamarcki</i> -Schichten)
Unter-Turon (krt1)	= <i>labiatus</i> -Zone
Ober-Cenoman (krc3)	= <i>rhotomagense</i> -Zone (= Arme <i>rhotomagense</i> -Schichten)
Mittel-Cenoman (krc2)	= <i>varians</i> -Zone
Unter-Cenoman (krc1)	= <i>ultimus</i> -Zone
Alb	

Im folgenden sollen die wichtigsten und häufigsten Gattungen der Makrofauna aus dem Alb/Unter-Coniac-Zeitabschnitt des südöstlichen Münsterlandes aufgelistet werden. Die für die biostratigraphische Einstufung der Schichten verwendbaren Gattungen sind dabei fett gedruckt. Es wird hier kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben, ebensowenig wie eine Bestimmungsliste gegeben werden soll. Für letztere wird die Arbeit von KAEVER, OEKENTORP & SIEGFRIED (1974) empfohlen.

Im Alb (Rüthener Grünsand) finden sich an Makrofossilien nur sehr vereinzelt Haifischzähne.

Entsprechend der systematischen Ordnung kommen im Cenoman bis Coniac folgende Gattungen vor:

Brachiopoda

Cenoman: *Orbirhynchia*, *Cyclothyris*, *Terebratulina*, *Kingena*.

Turon: *Orbirhynchia*, *Cyclothyris*, *Cretirhynchia*, *Gibbithyris*, *Terebratulina*, *Kingena*.

Unter-Coniac: wie Turon.

Lamellibranchiata

Cenoman: ***Inoceramus***, *Aequipecten*, *Neithea*, *Pycnodonta*, *Exogyra*.

Turon: ***Inoceramus***, *Barbatia*, *Neithea*, *Spondylus*, *Lima*, *Pycnodonta*, *Exogyra*, *Ostrea*.

Unter-Coniac: ***Inoceramus***, *Spondylus*, *Pycnodonta*.

Cephalopoda

Cenoman: ***Turrilites***, *Hypoturrilites*, *Scaphites*, *Puzosia*, ***Schloenbachia***, ***Mantelliceras***, ***Acanthoceras***, *Eutrephoceras*.

Turon: *Allocioceras*, **Hyphantoceras**, *Scaphites*, *Puzosia*, *Lewesiceras*, **Mammites**, **Colignonicer**, *Deltocymatoceras*.

Unter-Coniac: *Scaphites*, *Lewesiceras*, **Peroniceras**, *Deltocymatoceras*.

Echinoidea

Cenoman: *Tylocidaris*, *Salenia*, *Discoidea*, **Holaster**, *Echinocorys*.

Turon: *Tylocidaris*, *Salenia*, *Conulus*, *Holaster*, *Sternotaxis*, *Echinocorys*, **Micraster**.

Unter-Coniac: *Holaster*, *Sternotaxis*, *Echinocorys*, **Micraster**.

3.2 Lithostratigraphie

Da in einem Aufschluß eine Datierung der Schichten zuerst lithostratigraphisch, also mit Hilfe einer charakteristischen Bank (Leitbank) vorgenommen wird, werden im folgenden derartige Horizonte fett gedruckt (vgl. Abbildungen).

Mittel- und Ober-Alb liegen als stark glaukonitischer Grob- bis Feinsandstein (**Rüthener Grünsand**) vor, der vereinzelt auch Nester von Feinkies führt. Die Basis wird von einem Konglomerat gebildet, das bis zu kindskopfgröße, kantengerundete Gerölle der liegenden Ober-Karbon-Gesteine führt. Daneben treten in dem gesamten Grünsand-Körper auch Gesteins- und Mineral-Komponenten der weiteren Umgebung auf, wie z. B. schwach gerundete Suttroper Quarze, die von HEITFELD (1957) eingehend beschrieben wurden.

Das Unter-Cenoman transgrediert mit einer **Phosphorit-Knollenlage** (Abb. 2), über der ein stark glaukonitischer, feinsandiger Mergel folgt, der zum Hangenden in Mergelkalk übergeht.

Das Mittel-Cenoman wird von einer Wechsellagerung von cm-dicken Mergellagen und dm-mächtigen, größtenteils mergeligen Kalken gebildet, die Feuersteine, z. T. verstreut, z. T. lagig, führen. Im mittleren Mittel-Cenoman tritt eine ca. 1 m mächtige, stark glaukonitische Kalksandsteinbank auf, die erst durch neuere Untersuchungen bekannt geworden ist und im weiteren nach der benachbarten Ortschaft Hemmern als **Hemmerner Grünsand** bezeichnet wird (Abb. 2).

Das Ober-Cenoman besteht aus einer ähnlichen Wechsellagerung wie das Mittel-Cenoman, jedoch sind die Mergellagen z. T. nur durch mergelige Bankfugen vertreten, und die Kalkbänke führen weniger Mergelsubstanz. Feuersteine treten nur sehr vereinzelt auf.

Die Grenze Cenoman/Turon wird durch eine Kalkknollenlage gebildet, die **Kalkknollen-Dachbank** (BESCHOREN 1927).

Das Unter-Turon setzt schlagartig mit mächtigen Mergeln ein, in deren tiefsten Teilen noch Kalkbänke eingeschaltet sind. Im mittleren Unter-Turon erscheinen vereinzelt Kalkknollen, die sich zum oberen Unter-Turon hin zu Lagen und zur Grenze Unter-/Mittel-Turon zu Kalkknollenbänken und knolligen Kalkbänken verdichten. Die Entstehung dieser Kalkknollen ist z. T. koncretionär, die der knolligen Kalke diagenetisch als Produkt der Sediment-Verfestigung anzusehen.

Das Mittel-Turon zeigt lithologisch-stratigraphisch einen relativ einheitlichen Aufbau mit einer Wechsellagerung von cm dicken Mergellagen oder mergeligen Bankfugen und dm bis m mächtigen mergeligen oder reinen, splittrigen Kalkbänken. Als Äquivalent des Bochumer Grünsandes aus dem Ruhrgebiet treten am SE-Rand des Münsterlandes rd. 4 m über der Grenze Unter-/Mittel-Turon das **Bürener Konglomerat** (Abb. 2) und die hangenden Schalen-grus-Kalke auf (SEIBERTZ 1978a und VOIGT & SEIBERTZ 1978). Das Konglomerat zeigt in einer Mächtigkeit von ca. 0,10 m, schlieren- und linsenartig, infraformationale Kalkgerölle



Abb. 3. Ökostratigraphie:
 quantitativ: ss = häufig, Fossil-Bericht
 3 = *Terebratulites lamarcki* PARKI
 = *Mammites subglobosus* (L.E.)
 Maßstäbe der eozänen
 Lage in der Abt.

von Daumennagel-Größe, die begleitet werden von z. T. dicht gepacktem Inoceramen-, Austern- und Brachiopoden-Schill sowie Resten von regulären Seeigeln.

Das Ober-Turon zeigt einen wechselhaften Aufbau: Die untersten rd. 2 m ähneln lithologisch stark dem Mittel-Turon, darüber folgt der **Soester Grünsand** (Abb. 2) mit seinen hangenden schwach glaukonitischen und sandigen, splittrigen Kalken und der oberste Teil wird gebildet von mergeligen Kalken mit Bankfugen oder dünnen Mergellagen als Zwischenmittel. Der Soester Grünsand selbst, von SEIBERTZ (1977) eingehend untersucht, hat große Ähnlichkeit mit dem mittel-cenomanen Hemmerner Grünsand: Es handelt sich um einen stark glaukonitischen, stark sandigen Kalk, der durch intensive Bioturbation jegliche Sedimentations-Gefüge verloren hat. Bei dem Soester Grünsand lassen sich zwei Bänke unterscheiden, wobei die untere von den Steinbrucharbeitern „Grüne Werksteinbank“ und die obere „Blaue Werksteinbank“ genannt wird (vgl. auch BRAUN 1964).

Das Unter-Coniac läßt sich lithologisch nicht von den obersten Schichten des Ober-Turon trennen: Es besteht ebenfalls aus einer Wechselfolge von mürben, mergeligen Kalken oder harten Kalken mit dünnen Mergellagen oder Bankfugen. Im Bereich zwischen Anröchte und Erwitte treten zu dieser Zeit z. T. weitspannige Schrägschüttungen auf (VOIGT & SEIBERTZ 1978 und SEIBERTZ im Druck).

3.3. Ökostratigraphie

Interessant und zugleich wichtig für die biostratigraphische Arbeit ist die Beurteilung der Fauna nach ihrer Beeinflußbarkeit durch ökofazielle Faktoren (vgl. SEIBERTZ 1978 a). In der Gegenüberstellung der halbquantitativen Häufigkeit in Abb. 3 fallen die Übereinstimmung von extremen Lithofazies-Typen mit Häufigkeits-Maxima oder -Minima auf. Zur Zeit des Rütthener Grünsandes herrschte in der „Warsteiner Bucht“ (s. Kap. 4.) ein mehr brackisches Lagunen-Milieu, was durch das Fehlen sämtlicher sonst zu erwartender Makrofossilien dokumentiert wird. Mit Beginn der vollmarinen Cenoman-Sedimente (Phosphorit-Knollenlage) setzen dann auch die typischen Makrofossil-Gruppen ein.

Die aus dem weiteren Sedimentations-Ablauf ablesbaren ökofaziellen Bedingungen machen sich nun bei den einzelnen Gruppen unterschiedlich bemerkbar (Abb. 3). So zeigen die Brachiopoda und Cephalopoda z. Z. des Hemmerner Grünsandes ein Maximum, Lamellibranchiata und Echinoidea bleiben unbeeinflußt. Eine allgemeine Verarmung tritt im Ober-Cenoman mit Einsetzen der Coccolithen-Kalke ein. Bis auf die Echinoidea blühen die Hauptmakrofossil-Gruppen im Unter-Turon wieder auf. Für die Zeit des Bürener Konglomerates zeigen alle vier Gruppen extreme Häufigkeiten, wobei das Fehlen der Cephalopoda auf ungünstige Erhaltungs-Bedingungen zurückzuführen ist. Während der relativ gleichmäßigen Fazies im Mittel-Turon sind auch die Häufigkeits-Schwankungen gering. Mit dem Soester Grünsand treten dann wieder größere Häufigkeiten auf, die z.T. erst im Mittel-Coniac abklingen.

Die größten Schwankungen zeigt die Häufigkeits-Kurve der Brachiopoda (Abb. 3): Ausgesprochene Maxima erscheinen jeweils bei Flachwasser-Sedimenten, die Wasserbewegung, gute Durchlüftung und gutes Nahrungsangebot anzeigen. Ähnliches bis kongruentes Verhalten zeigt die Kurve der Lamellibranchiata, allerdings etwas ausgeglichener. Aufgrund der zumeist geringen absoluten Häufigkeiten der Cephalopoda sind die Peaks der relativen Häufigkeiten entsprechend unauffällig. Ökologisch sehr valent sind auch die Echinoidea, bei denen neben ökofaziellen Beeinflußbarkeiten auch Migrationen in Betracht gezogen werden müssen (vgl. ERNST, HÄHNEL & SEIBERTZ 1973).

3.4. Phylostratigraphie

Obwohl schon immer bei der biostratigraphischen Arbeit angewendet, wird die Phylostratigraphie als solche selten begrifflich wie verbal in den Untersuchungen als eigenständiger Forschungszweig berücksichtigt. Im folgenden soll daher die Aussagekräftigkeit der Phylostratigraphie aufgezeigt werden.

Auffällig ist im Vergleich der Artenzahl-Kurven in Abb. 4, daß einige Gruppen ausgesprochene Maxima zeigen und andere ein ausgeglichenes Bild bieten. Betrachtet man die Brachiopoda, fällt die Übereinstimmung von Artenzahl-Maxima mit Flachwasser-Sedimenten auf; vergleicht man nun Abb. 4 mit Abb. 3, so wird deutlich, daß Häufigkeits- und Artenzahl-Maxima zusammenfallen. Hier herrschten günstige Lebensbedingungen, die die ökofaziell beeinflussbare morphologische Variationsbreite der Brachiopoda zusammen mit der Häufigkeit zum Aufblühen brachte (vgl. SEIBERTZ 1978 a). Die Berücksichtigung dieser Überlegungen führt dann jedoch zu dem Schluß, daß bei ökomorphologischen Variationen unnötige Artaufspaltung betrieben wurde; unbeeinflusst davon bleibt allerdings die Brauchbarkeit solcher Maxima für eine Korrelation.

Ebenfalls Milieu-abhängig zeigen sich die Echinoida, jedoch nicht in dem Maße wie die Brachiopoda und auch von etwas anderen Fazies-Typen, da ihre Anpassungs-Fähigkeit und Ausbreitungs-Geschwindigkeit nicht so groß ist wie die der Brachiopoda.

Relativ ausgeglichene Artenzahl-Kurven zeigen die Cephalopoda und die Foraminifera, wobei bei letzteren der Peak im Ober-Cenoman vermutlich durch paläogeographische Veränderungen des Atlantik und daraus resultierenden Einwanderungen anderer Arten bedingt ist. Im wesentlichen wird die Ausgeglichenheit beider Kurven dadurch verursacht, daß sich einzelne Arten gegenseitig ersetzen, die Gesamtzahl jedoch gleich bleibt. Dies ist eine Tatsache, die aus den Kurven an sich nicht ablesbar ist und die sie daher für eine Korrelation weniger brauchbar erscheinen läßt.

Typische phylogenetische Trends – mit leichten ökofaziellen Beeinflussungen – zeigen die Lamellibranchiata, hierbei speziell die Gattung *Inoceramus*, die den Hauptanteil der Artenzahl-Kurve ausmacht: Abgesehen von einzelnen Peaks bei ökologisch günstigen Bedingungen weist die Richtung auf eine kontinuierliche Zunahme der Artenzahl hin. Das Abfallen der Kurve im Coniac wird verursacht durch den Wechsel zu ungünstigen Ökofaktoren.

3.5. Stratigraphische Ausdeutung

Als Grundlage für eine faunistische Bearbeitung eines Zeitabschnittes der Erdgeschichte muß also die Lithostratigraphie stehen. Von ihr aus gehen die Beurteilungen zum einen über ökologische Valenz und ökofazielle Beeinflussungen zur Ökostratigraphie und zum andern über Arten-Diagnosen, ökomorphologische Variationen und Faunen-Migrationen zur Phylostratigraphie. Unter Berücksichtigung aller dieser Faktoren läßt sich dann die regionale oder überregionale Brauchbarkeit der einzelnen Faunenelemente für die Biostratigraphie und -chronologie abschätzen.

4. Fazies und Paläogeographie

Die Grünsand-Fazies des Alb (Rüthener Grünsand) zeigt in ihrer Mächtigkeit-Entwicklung einen einheitlichen Trend von 0 m in Drewer (Abb. 5) bis zur Bohrung „Eilern-Friedrichsgrund“ zwischen Fürstenberg und Blankenrode auf ca. 17 m. Auffallend ist in diesem Zusammenhang die Mächtigkeit des mittel- bis fraglich ober-albischen Gault-Sandsteins des südlichen Egge-Gebirges, die sich mit annähernd 40 m an die Mächtigkeit-Zunahme des Rüthener Grünsandes anschließt (Abb. 5). Da gerade auch im südlichen Verbreitungsgebiet des Gault-Sandsteins stellenweise grünsandige Einschaltungen vorkommen (z.B. „Altenbekener

Karbi | **ALB** | **CENOMAN** | **T U R O N** | **CONIAC**
M.-,O.- | Unter- Mittel- Ober- | Unter- Mittel - Ober- | Unter- M.-

Abb. 4. Phylostr
chia plicatilis (St
Inoceramus striat
(SOWERBY). 7
9 = *Microster c*
rephanus (LINN
Darstellungen si
entspricht nur ur

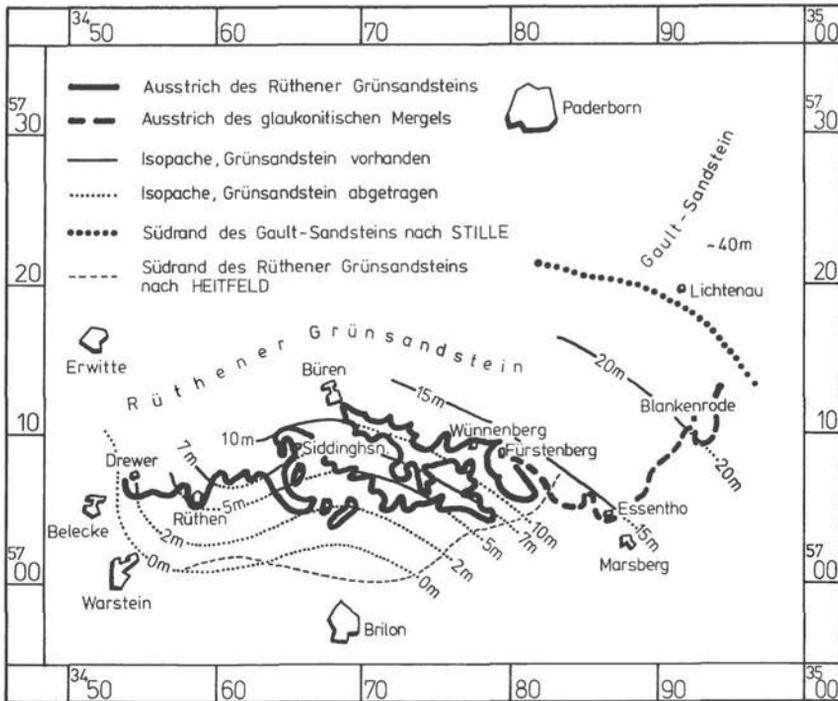


Abb. 5. Ausstrich und Isopachen des Rührer Grünsandes. Verändert und zusammengestellt nach SPEETZEN, EL-ARNAUTI & KAEVER (1974), HEITFELD (1957) und STILLE (1909); (aus VOIGT & SEIBERTZ 1978).

Grünsand“ des Ober-Alb, STILLE 1909), sind engere Beziehungen zwischen beiden Sandstein-Körpern wahrscheinlich.

Der Verlauf der Grünsand-Isopachen in Abb.5 zeigt, daß wir uns hier am S-Rand einer Bucht befinden, die zur Alb-Zeit bis Warstein reichte (vgl. auch Beitrag CLAUSEN 1979) und die sich zwischen Brilon und Marsberg nach S öffnete. Hier muß also auch südlich Marsberg – vermutlich schon prä-albisch vorgeprägt – ebenfalls eine Bucht bestanden haben, die sich dann durch Cenoman und Turon erhalten und erweitert hat (vgl. SEIBERTZ 1977 : Abb.14 und 1978 a : Abb.2).

Zur Wende Alb/Cenoman war die flache „Warsteiner Bucht“ („Egge-Bucht“ bei SPEETZEN 1970) weitgehend zusedimentiert und es ist anzunehmen, daß die tieferen Teile des Unter-Cenoman gar nicht erst abgelagert wurden.

Während des höheren Unter-Cenoman kam es zu einem stärkeren Senkungs-Vorgang des paläozoischen Untergrundes, wodurch das Cenoman-Meer transgredierte (Phosphorit-Knollenlage, Abb. 6) und auch den bis dahin festländischen Teil des Münsterlandes überflutete. Von nun an gab es einen stetigen Wechsel von kurzfristigen Regressionen (Abb. 6: Grünsande, Konglomerat) mit länger andauernden Transgressionen, der sich durch das ganze Cenoman und Turon hinzog und erst in der zwar unruhigen, aber stetigen Kalkschlamm-Sedimentation im küstenfernen flacheren Schelf-Milieu des Coniac endete.

Schriftenverzeichnis

- ARNOLD, H.: Fazies und Mächtigkeit der Kreidestufen im Münsterländer Oberkreidegebiet. – Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **7**, 599–610, 3 Abb., 1 Taf., Krefeld 1964a.
- ARNOLD, H.: Die Verbreitung der Oberkreidestufen im Münsterland und besonders im Ruhrgebiet. – Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **7**, 679–690, 2 Abb., 2 Taf., Krefeld 1964b.
- BÄRTLING, R.: Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der Mittleren und Oberen Kreide des Beckens von Münster. – Z. dt. geol. Ges., **72**, 161–217, 3 Tab., 3 Taf., Stuttgart 1921.
- BESCHOREN, B.: Cenoman und Turon der Gegend von Unna und Werl in Westfalen. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **58 B**, 1 Tab., 4 Taf., Stuttgart 1927.
- BRAUN, F. J.: Die „grünen“ und „blauen“ Werksteinbänke von Anröchte und Klieve aus den Scaphitenschichten der Turonserie. – Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., **7**, 479–486, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Krefeld 1964.
- CLAUSEN, C.-D.: Über kreidezeitliche bis pleistozäne Karstfüllungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 113–124, 4 Abb., Heidelberg 1979.
- ERNST, G.: Calibration of Stratigraphic Methods in the Cretaceous of Northwestern Germany. – 25th internat. geol. Congr. Sydney, Internat. Subcomm. stratigr. Classific. J. U. G. S., Commis. Stratigr. 1976: Abstr. Symp. 106.6, Sydney 1976.
- ERNST, G., HÄHNEL, W. & SEIBERTZ, E.: Aktuopaläontologie und Merkmalsvariabilität bei mediterranen Echiniden und Rückschlüsse auf die Ökologie und Artumgrenzung fossiler Formen. – Paläont. Z., **47**, 188–216, 9 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1973.
- HEITFELD, H.: Zur Stratigraphie der Kreide am Nordrand des Sauerlandes zwischen Sichtigvor und Essentho. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **105** (1), 79–112, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1957.
- KAEVER, M., OEKENTORP, K. & SIEGFRIED, P.: Fossilien Westfalens. Tl. I: Invertebraten der Kreide. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **33/34**, 364 S., 8 Abb., 6 Tab., 67 Taf., Münster 1974.
- KUKUK, P.: Geologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., Berlin (Springer) 1938.
- SCHLÜTER, C.: Verbreitung der Cephalopoden in der oberen Kreide Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **28**, 457–518, 1 Tab., Berlin 1876.
- SEIBERTZ, E.: Litho-, Bio-, Ökostratigraphie, Sedimentologie und Tektonik im Soester Grünsand (oberes Mitteluron, südliches Münsterland). – Geol. Jb., **A 40**, 61–113, 19 Abb., 2 Taf., Hannover 1977.
- SEIBERTZ, E.: Ökologie, Fazies und Fauna im Turon des südlichen Münsterlandes: Ein Fazieswirkungsschema. – Paläont. Z., **52** (1/2), 93–109, 16 Abb., Stuttgart 1978a.
- SEIBERTZ, E.: Probleme der Turon-Gliederung Nordeuropas (Oberkreide) im überregionalen Vergleich. – Newsl. Strat., **7** (3), 166–170, 2 Abb., Stuttgart 1978b.
- SEIBERTZ, E.: Stratigraphisch-fazielle Entwicklung des Turon im südöstlichen Münsterland (Oberkreide, NW – Deutschland). – Newsl. Strat., **8** (1), 42 MsS., 34 Abb., Stuttgart (im Druck).
- SPEETZEN, E.: Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Osning-Sandstein (Unter-Kreide) des Egge-Gebirges und des südöstlichen Teutoburger Waldes (Westfalen, NW-Deutschland). – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **18**, 149 S., 43 Abb., 8 Tab., 21 Taf., Münster 1970.
- SPEETZEN, E., EL-ARNAUTI, A. & KAEVER, M.: Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kreide-Basisschichtenn am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **145** (2), 207–241, 9 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1974.
- STILLE, H.: Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiet der Paderquellen zu Paderborn. – Abh. preuß. geol. Landesanst., N. F., **38**, 1–129, 3 Abb., 6 Taf., Berlin 1903.
- STILLE, H.: Über die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna. – Jb. preuß. geol. Landesanst., **26**, 140–172, 3 Abb., 1 Taf., Berlin 1908.
- STILLE, H.: Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens. – Z. dt. geol. Ges., **61**, 17–26, 1 Tab., Berlin 1909.
- VOIGT, E.: Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. – Z. dt. geol. Ges., **114**, 378–418, 15 Abb., Hannover 1963.
- VOIGT, E. & SEIBERTZ, E.: Unterkreide/Cenoman-Grenze bis Turon im südöstlichen Münsterland; Campan von Beckum. – Symp. dt. Kreide, Exk. **C**, 38 S., 30 Abb., Münster 1978.

Karb | **ALB** | **CENOMAN** | **T U R O N** | **CONIAC**
M-, O- | Unter- ; Mittel- ; Ober- | Unter- ; Mittel - ; Ober- | Unter- ; M.-

Abb. 6. Paläoge
Litho- und Okt
möglichen Wass
ERNST 1976).

Aufschluss	Sonderband 29 (Warstein)	93–111	12 Abb.	Heidelberg 1979
------------	--------------------------	--------	---------	-----------------

Beziehungen zwischen Tektonik und Karst im Warsteiner Raum (Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge)

Von Götz EBHARDT, Darmstadt, und Peter MEIBURG, Essen

Einleitung

Verkarstung ist die Folge der Korrosion von Karbonatgestein durch Niederschlags-, Sicker- und Grundwasser, die zur Bildung von offenen oder mit Lösungsrückständen gefüllten Hohlräumen führt. Dadurch wird die Durchlässigkeit des Gesteins örtlich stark erhöht, so daß der Abfluß in Karstgebieten weitgehend unterirdisch verläuft. Alle darauf zurückgehenden geomorphologischen, geologischen und hydrologischen Erscheinungen werden unter der Bezeichnung Karst zusammengefaßt.

An der Oberfläche der beiden Warsteiner Massenkalk-Züge zeigen sich vielerorts charakteristische Karsterscheinungen, zu denen Dolinen, Schwindin und Karstquellen gehören. Neben den oberirdischen überwiegen jedoch unterirdische Hohlformen verschiedener Größenordnung: rezente und fossile Karstwasserwege, Höhlen, sowie Lösungsspuren auf Trennflächen im Kalkstein, die in klaffende oder verfüllte Spalten übergehen. Das Sauerländische Höhlenkaster führt insgesamt 21 Höhlen im Warsteiner Massenkalk. Sie werden von P. MEIBURG & D. STOFFELS (1979) beschrieben. Eine spezielle Untersuchung hat die Liet-Höhle erfahren (P. MEIBURG et al. 1977).

Hydrogeologische Phänomene und ihre Bedeutung für die Wasserversorgung eines weit über den Warsteiner Sattel hinausreichenden Gebietes wurden u. a. von W. PAECKELMANN (1944), G. RICHTER (1944) und von M. KOCH et al. (1974) eingehend behandelt. Damit ist eine breite Grundlage vorhanden, auf der Karst und Höhlen in ihren morphologischen und hydrographischen Aspekten und in ihren Beziehungen zur Tektonik behandelt werden können.

Im folgenden wird kurz auf die Entstehung des Karstes eingegangen. Einzelphänomene und ihre räumliche Verbreitung werden geschildert und in Beziehung zur Tektonik gesetzt. Nicht behandelt werden die oberdevonisch-unterkarbonische Verkarstung (C.-D. CLAUSEN et al. 1978) und der Kreide-Karst vor der cenomanen Wiedereindeckung der Warsteiner Karbonatplattform (C.-D. CLAUSEN 1979).

Karstbildende Vorgänge

Kalkkorrosion erfolgt im wesentlichen durch die Reaktion von Kohlendioxid in verdünnter wässriger Lösung mit festem Calciumkarbonat unter Bildung gelöster Calcium- und Hydrogenkarbonat-Ionen:



Nach dem Massenwirkungsgesetz kann umso mehr Kalk gelöst werden, je höher die Kohlendioxidkonzentration des Wassers bzw. die der damit in Verbindung stehenden Gasphase ist. Da die Bodenluft gegenüber der freien Atmosphäre durch die Tätigkeit von Mikroorganismen um ein Vielfaches an CO_2 angereichert ist, wirkt die Korrosion besonders intensiv unter Bodenbedeckung, während Kalkstein, der direkt den Niederschlägen ausgesetzt ist, nicht in gleichem Maße angegriffen wird. Wenn andererseits ein hydrogencarbonat-reiches Wasser mit relativ kohlendioxid-arter Luft (z. B. in größeren Höhlenräumen) zusammentrifft, wird als Rückreaktion CO_2 an diese abgegeben und Kalk ausgefällt (vgl. G. EBHARDT et al. 1979). Auf diese Weise werden größere Hohlräume oberhalb des Karstwasserspiegels im Lauf der Zeit mit Sinter verschlossen.

Zur Bildung von Höhlen und engeren Karstwasserwegen, auch in größerer Tiefe, genügt dieses einfache Reaktionsmodell jedoch nicht, da das Sickerwasser bereits im Bereich des Verwitterungsbodens weitgehend mit Kalk gesättigt wird. Das Sicker- bzw. Grundwasser muß also in der Tiefe erneut aggressive Eigenschaften annehmen. Dies und damit die Entwicklung tiefreichender Karstsysteme wird vor allem auf zwei Vorgänge zurückgeführt:

Mischungskorrosion (A. BÖGLI 1964)

Da die Kalk-Kohlensäure-Reaktion eine Gleichgewichtsreaktion ist, bleibt stets eine gewisse Menge an gelöstem Kohlendioxid übrig (früher zugehörige freie Kohlensäure genannt), die im einfachen System (ohne Fremdionen) etwa der 3. Potenz des Hydrogencarbonatgehaltes proportional ist. Aus dieser nichtlinearen Beziehung ergibt sich, daß Mischungen aus Wässern verschiedener Karbonathärte stets aggressiv sind, auch wenn beide Komponenten für sich im Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht stehen. Hydrogeologisch macht sich das vor allem an zwei charakteristischen Punkten bemerkbar, die damit stets Bereiche besonders intensiver Korrosion sind:

- im Bereich des Grundwasserspiegels durch Mischung von Sickerwasser und Grundwasser,
- am Kontaktpunkt hydrogencarbonat-arter Oberflächenwässer mit dem Karstgrundwasser.

Drucklösung

Da die Löslichkeit von Kohlendioxid und Calciumkarbonat mit wachsendem Druck zunimmt, ist Korrosion bis in beträchtliche Tiefen möglich, vor allem da, wo Karstwasser durch undurchlässige bzw. nicht verkarstungsfähige Überlagerung zu einem schnellen Abstieg in größere Tiefe gezwungen wird. Eine solche Situation ist unter der Suttroper Mulde (sensu C.-D. CLAUSEN & K. LEUTERITZ 1979) zwischen dem nördlichen und dem südlichen Warsteiner Massenkalkzug gegeben, unter der eine hydraulische Verbindung sowohl durch Bilanzierung als auch durch Markierungsversuche nachgewiesen wurde (M. KOCH & G. MICHEL 1979).

Die Verkarstung beruht also im Warsteiner Massenkalk auf vier chemisch und geologisch zu trennenden Korrosionsvorgängen:

- im Bodenbereich (Bildung von Karsttaschen und -spalten von oben),
- im Bereich des heutigen bzw. ehemaligen Karstwasserspiegels,
- im Grenzbereich zum nichtkarbonatischen Nebengestein (Höhlenbildung),
- innerhalb des Grundwasserkörpers durch Bildung von Druckröhren.

Morphologie und Hydrographie

Der Warsteiner Raum liegt in der nördlichen Abdachung des Hochsauerlandes. Dem entspricht die Hauptentwässerungsrichtung durch ein konsequentes, im wesentlichen Süd-Nord-gerichtetes Talsystem. Dessen Vorfluter ist die Möhne, die südlich des Haarstrangs subsequest

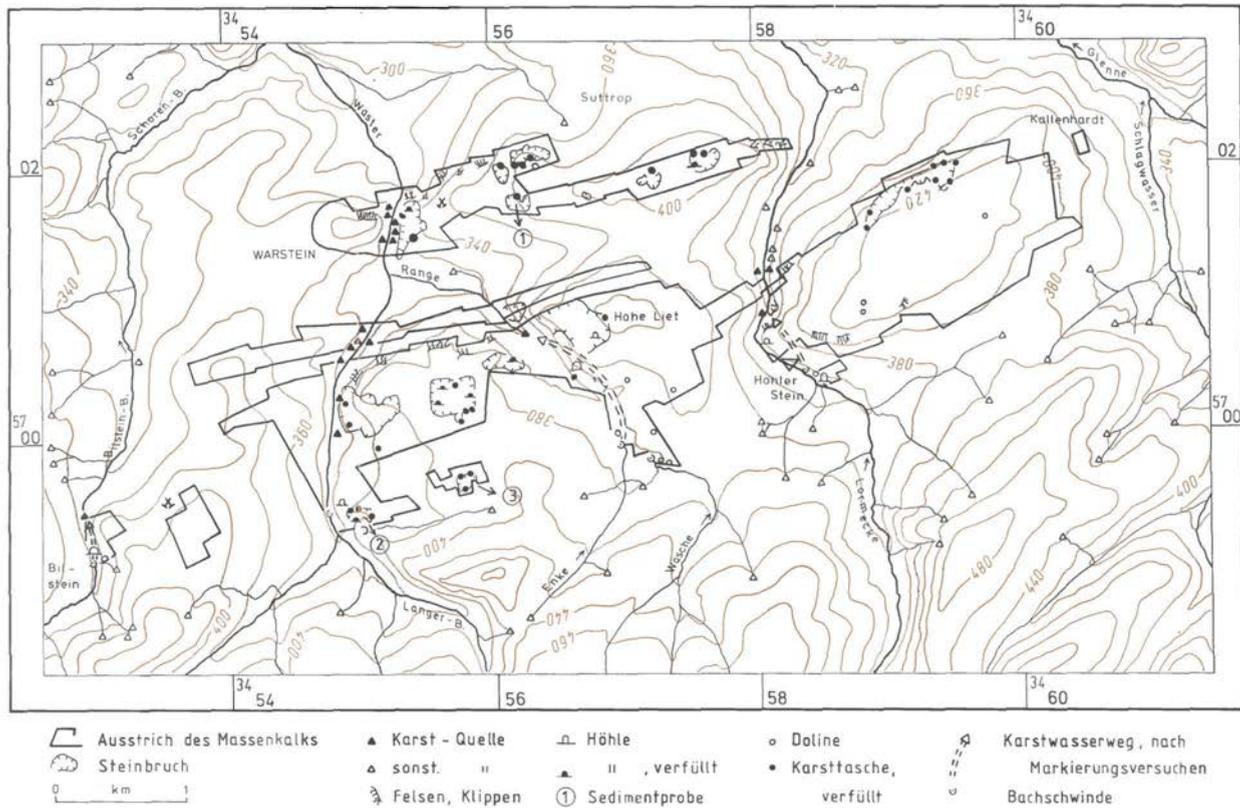


Abb. 1. Morphologie, Hydrographie und Karsterscheinungen im Warsteiner Raum.

von Osten nach Westen fließt. Im Detail ist die Morphologie durch unterschiedliche Abtragsresistenz der anstehenden Gesteine und die örtliche Tektonik bestimmt. Morphologie, Gewässernetz und die Verbreitung von Karsterscheinungen sind in Abb. 1 dargestellt.

Landschaftsgeschichte

Die Nordabdachung des Sauerlandes wird allgemein als Rest einer sehr alten Rumpffläche angesehen. W. PAECKELMANN (1932) faßt sie als prä-permische Primär-Rumpffläche auf, die in ihren Grundzügen bereits durch die erste Abtragung des variszischen Gebirgsbaus entstanden sei. Mit Sicherheit liegt die heutige Hochfläche im Bereich des Massenkalks nicht wesentlich unter der cenomanen Transgressionsfläche, wie die verbreiteten Relikte von Cenoman-Sandsteinen in Karsttaschen zeigen (P. MEIBURG im Druck). Die Untergrenze der Kreide nördlich des Möhne-Tales weist Reliefunterschiede von einigen Dekametern auf, danach ist zu vermuten, daß auch im Warsteiner Raum die unter-kretazische Landschaft keineswegs eine Fastebene war, sondern ein gewisses Relief zeigte. Diese Landschaft wurde in der Oberkreide mit Sedimenten verdeckt und im Verlauf des Tertiärs wieder exhumiert, ohne daß bisher nähere Angaben über den zeitlichen Verlauf dieses Vorgangs möglich sind. Nach C.-D. CLAUSEN et al. (1978) war das Warsteiner Gebiet im Tertiär als ganzes ein Senkungsfeld, wie das auch von anderen Massenkalk-Gebieten beschrieben und auf die relativ geringe Abtragsresistenz von Karbonatgesteinen in feuchtwarmem Klima zurückgeführt worden ist (W. WIRTH 1964).

Im Vergleich zu den Hochflächen ist das heutige Talsystem jung. Nach H. STILLE (1907) floß der Vorläufer der heutigen Möhne noch im Pliozän auf der Höhe des Haarstrangs ohne Verbindung zum Sauerland. Danach müssen sich die heutigen Täler relativ rasch eingetieft haben. H. ARNOLD (1959) beschreibt aus dem Gebiet der oberen Möhne eine Sukzession von fünf Terrassensystemen, deren ältestes und höchstes (40 m über Talauen-Niveau) er in das ältere Pleistozän einordnet. Im Zusammenhang mit der Talbildung muß die Entstehung des heute aktiven Karstsystems sowie der zugänglichen Höhlen gesehen werden, wengleich die Verkarstung sicher schon früher in viel geringerem Maß unter das Vorflutniveau gereicht hat.

Morphologie und Gesteinsaufbau

Den Rahmen des Warsteiner Massenkalk-Gebietes bilden im Süden die Höhen des Arnsberger Waldes, die an der Wasserscheide zum Ruhr-Tal auf über 500 m ansteigen. Die dort anstehenden Grauwacken und Tonschiefer des Unteren Ober-Karbons sind nur mäßig durchlässig, so daß sich zahlreiche Quellen und ein enges Gewässernetz entwickelten. Bei den Tälern dominieren zwei Richtungen: SW-NE-Richtung in sehr spitzem Winkel zum Schichtenstreichen und zum Streichen des Warsteiner Sattels sowie die S-N-Richtung. Im Norden sowie in der westlichen und östlichen Umrahmung des Warsteiner Sattels bilden unterschiedlich widerstandsfähige Gesteine des Unter-Karbon ein relativ kleinräumiges Relief, dessen Maximalhöhen gegen das Möhne-Tal absinken.

Dazwischen bildet der Massenkalk zwei WSW-ENE-streichende bis 430 m ansteigende Härtlingszüge, die allseits durch Täler bzw. Senken von den umgebenden Karbon-Gebieten getrennt sind. Die Gipfellenen des Massenkalk-Plateaus passen jedoch höhenmäßig zu den umgebenden Höhenzügen. Den Südrand des Warsteiner Sattels markiert eine streichende Senkungszone, die von reduzierten unter-karbonisch/ober-devonischen Schichtfolgen, Brekzien und stellenweise verkieselten Gesteinen der Warsteiner Trümmerzone (H. SCHMIDT 1922) aufgebaut wird. Im Norden und zwischen den beiden Kalkzügen bilden ober-devonische Gesteine ebenfalls niedrigere Flächen. Der stratigraphische Übergang vom nördlichen Massenkalk in das nach Süden anschließende Ober-Devon der Suttroper Mulde ist morphologisch gleitend, ebenso meist die Grenze zwischen Massenkalk und Trümmerzone, während die als

Aufschiebungen ausgebildeten Nordränder beider Kalkkomplexe durch Klippenzüge markiert sind.

Junge Karsterscheinungen und Gewässer

Die sichtbaren Karsterscheinungen sind weitgehend an die Haupttäler geknüpft. Sie führen ganzjährig Wasser, und in ihnen liegen die großen Karstquellen, die den Massenkalk entwässern. Sie werden von M. KOCH & G. MICHEL (1979) näher beschrieben. Der übrige Massenkalk-Ausstrich ist frei von oberirdischen Gewässern und Quellen. Karsthohlformen – Karren und Dolinen – liegen ebenfalls nur in der Nähe der Täler offen, auf den Hochflächen sind sie sedimenterfüllt und an der Erdoberfläche kaum erkennbar.

Die Quertäler – von Westen nach Osten das Bilsteinbach-, Westerbach-, Enke-, Range-, Lörmecke- und Schlagwasser-Tal – weichen dem Massenkalk möglichst aus und werden daher auch durch die Querstörungen in ihrem Verlauf beeinflusst. Nur der Wester-Bach durchbricht den Kalkkomplex zentral und etwa geradlinig, er ist daher der Hauptvorfluter des Karstes.

Lösungerscheinungen (Bachschwinden, Dolinen, offene Höhlen) sind dort häufig, wo die genannten Gewässer von Süden auf den Massenkalk treffen. Wegen der unterschiedlichen Abtragungsresistenz von Massenkalk und Nebengestein sind an den gleichen Stellen markante Felsbildungen (Bilstein, Hohler Stein u. a.) entstanden.

Im Vergleich zum oberirdischen Abfluß spielt der Grundwasserübertritt aus den Arnsberger Schichten über mehr oder weniger unterdrückte unter-karbonisch/ober-devonische Zwischenschichten in den Massenkalk keine bedeutende Rolle, da kleine Quellen und Naßstellen am Südrand der Trümmerzone Undurchlässigkeit anzeigen.

Bilstein-Bach

Der Bilstein-Bach markiert das tektonisch bedingte Westende des südlichen Warsteiner Massenkalk-Zuges. Sein teilweise künstlich abgedichtetes Bett verläuft unmittelbar außerhalb des Massenkalkes. Der Bach hat einen zweiten unterirdischen Lauf in der unteren Etage des Bilstein-Höhlensystems (P. MEIBURG & D. STOFFELS 1979).

Lörmecke

Analog liegen die Verhältnisse bei der Lörmecke. Sie folgt dem Massenkalk-Rand vom Hohlen Stein entlang einer NW-streichenden Störung und verliert dabei einen Teil ihres Wassers in Karstspalten (Abb. 2). Auch hier markieren Höhlen und Dolinen den rezenten und fossilen unterirdischen Verlauf der Lörmecke. Nach Färbeversuchen (M. KOCH et al. 1974) tritt das Lörmecke-Wasser 600 m nördlich wieder in das Bachbett aus. Die Lörmecke ist jedoch auch Vorfluter für den östlichen Teil des Massenkalk-Massivs, dessen Grundwasser für die Wasserversorgung genutzt wird (Lörmecke-Quellen, s. M. KOCH & G. MICHEL 1979).

Wester-Bach

Weniger konsequent ist der Verlauf des Wester-Baches tektonisch vorgezeichnet, dessen Talentwicklung epigenetisch aus prä-pleistozäner Zeit mit anderen Klimaverhältnissen zu interpretieren ist. Auch hier finden sich jedoch im Süden, angelehnt an einen vorspringenden tektonisch begrenzten Massenkalk-Komplex, Bachlauf, Höhlen („Fuchshöhlen“) und Schwinden mit bachparallelem unterirdischem Abfluß. Flußabwärts treten sowohl im südlichen als auch im nördlichen Kalkzug beiderseits ergiebige Quellen aus (M. KOCH & G. MICHEL 1979). Aus der Bilanzierung des Massenkalk-Grundwassers ergibt sich nach M. KOCH et al. (1974), daß hier nicht nur das örtliche Grundwasser des Massenkalkes zutage tritt, sondern auch stärker mineralisiertes Grundwasser, das in größerer Tiefe aus Fremdgebieten zuströmen muß.



Abb. 2. Schwinde am E-Ufer der Lörmecke, W des Hohlen Steins. Wiederaustritt 600 m NW. (Breite der Spalte ca. 10 cm).

Range-Tal

Das Range-Tal als einziges Trockental, das den südlichen Kalkzug quert, paßt hydrogeologisch ebenfalls in das Schema der Haupttäler (Abb.3). Es liegt jedoch am Massenkalk-Südrand rund 50 m und an dessen Nordrand (Range-Quelle) etwa 30 m über dem Niveau des Wester-Baches. Deshalb und wegen ihrer geringen Wasserführung versinken die südlichen Zuflüsse Enke-Bach und Wäsche-Graben (zusammen 0 bis max. etwa 130 l/s) normalerweise vollständig im Massenkalk. Für die Entstehung dieses Karstsystems mag jedoch auch wesentlich sein, daß der Oberlauf des Enke-Bachs nach morphologischen Kriterien sehr wahrscheinlich von einem tiefer eingeschnittenen Quellbach des Wester-Baches, dem Langen Bach, geköpft wurde und ehemals ein viel größeres Einzugsgebiet besaß.

Die Schwinden von Enke und Wäsche liegen nach der Neukartierung (Abb. 3) unmittelbar am Massenkalk-Rand, sie sind in den Bereich der verkieselten Trümmerbrekzie durch

rückschreitende Erosion zu großen Trichtern erweitert. Der unterirdische Weg zur Range-Quelle im Nordwesten ist durch Querstörungen vorgezeichnet. Die hydraulische Verbindung mit einer Verweildauer von nur 1 bis 3 Tagen wurde durch Färbeversuche nachgewiesen (G. RICHTER 1944). Etwa auf der Mitte dieses Weges ist in der Liet-Höhle ein heute weitgehend über dem Karstwasserspiegel liegender Teil dieses Verbindungssystems erschlossen (P. MEIBURG et al. 1977).

Die Range-Quelle ist eine der größten intermittierenden Karstquellen Deutschlands. Sie fließt nur bei hohem Karstwasserstand, schüttet dann allerdings sowohl nach Menge (maximal 360 l/s) als auch nach erhöhter Temperatur, Härte und Chloridführung nicht nur das von Enke und Wäsche stammende Wasser, sondern auch Karst- und Tiefengrundwasser (M. KOCH et al.

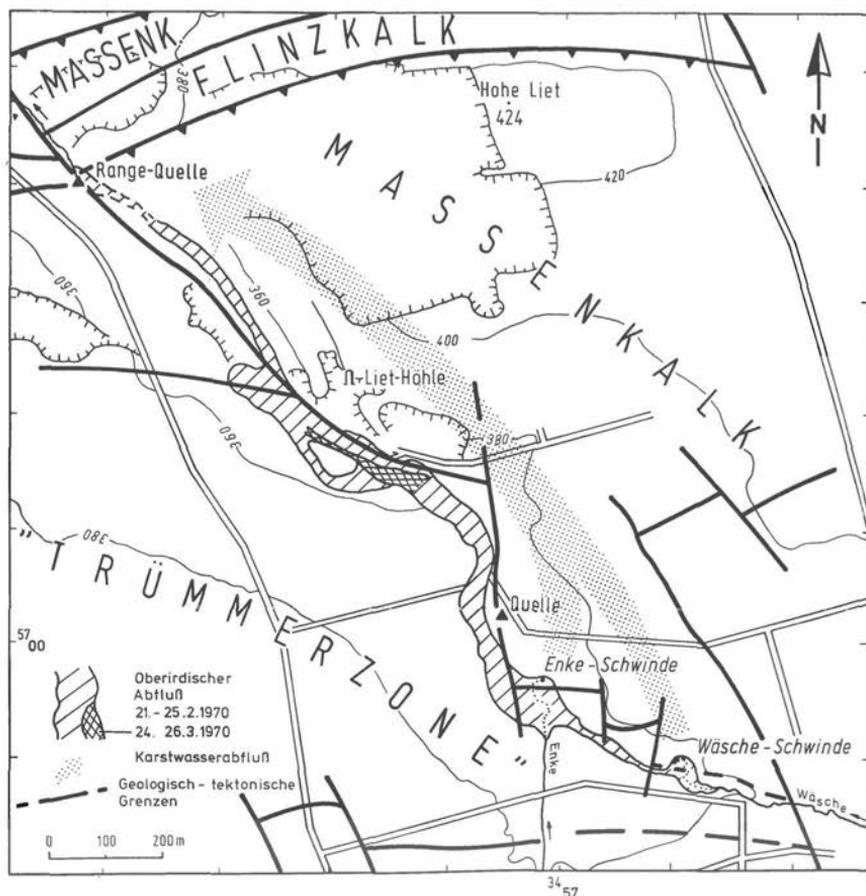


Abb. 3. Das Wäsche-Enke-Range-System SE Warstein. Episodischer oberirdischer Abfluß durch das Trockental der Range. Unterirdischer Abfluß durch den Massenkalk (Markierungsversuche von G. RICHTER 1944).



Abb. 4. Enke-Schwinde bei zurückgehendem Hochwasser (27. Mai 1978). Enke-Zufluß links (SW), Überlauf Hintergrund links. Abfluß am Fuß des Massenkalkfelsens (Mitte).

1974). Wie das Versiegen bei Niedrigwasser zeigt, muß auch ein unterirdischer Karstwasserabstrom zum Wester-Bach existieren, entweder im Schichtstreichen nach Westen (Quellen am Südrand von Warstein) oder unter der Suttroper Mulde hindurch in den nördlichen Kalkzug zu den Quellen im Stadtkern von Warstein (Bullerteich).

Bei starkem Hochwasser, vor allem im Frühjahr, ist das Hohlraumssystem des Karstes nicht in der Lage, den gesamten Zufluß von Enke-Bach und Wäsche-Graben aufzunehmen. Die Schwindenkessel füllen sich (Abb. 4) und der Überschuß fließt oberirdisch von der Wäsche zur Enke und von dort nach NW durch das Range-Tal ab, wo er sich mit dem Abfluß der Range-Quelle vereinigt (Abb. 3). Die Hochwässer im Range-Tal sind von kurzer Dauer, und die Trichter entleeren sich nach Ende des Überlaufs innerhalb weniger Tage in den Massenkalk. Bei halber Füllung wurde im Frühjahr 1977 etwa 150 m NW der Enke-Schwinde in einem tiefen Entwässerungsgraben ein kräftiger Wasseraustritt aus Massenkalk beobachtet. SE der Wäsche-Schwinde liegt in der Fortsetzung einer ehemals begehbaren Spaltenhöhle eine Reihe aktiver Dolinen (Abb. 5), die dem Südrand des Massenkalks folgt. Das dazugehörige Hohlraumssystem wurde offenbar durch eine Verlagerung der Wäsche-Schwinde nach NW außer Funktion gesetzt.

Unterirdische Karstformen

Während oberirdische Karstformen in vegetationsärmeren Gebieten besser zu beobachten sind, bieten die zahlreichen und tiefen künstlichen Aufschlüsse im Warsteiner Massenkalk besonders gute Einblicke in unterirdische Karsterscheinungen zwischen Erdoberfläche und Grundwasserspiegel, der in einem Teil der Steinbrüche erreicht wird. Die Hohlformen im Massenkalk sind größtenteils plombiert, wobei Sande, Lehm, Ton und Kalkstein-Brekzien in

der Nähe der Erdoberfläche und Calcit in größerer Tiefe überwiegen. Während die verschiedenen Erscheinungsformen überall im Verbreitungsgebiet des Massenkalks vorkommen, nehmen Häufigkeit und Tiefenerstreckung in Richtung auf die Haupttäler und die Massenkalk-Ränder zu.

Nach Form, Tiefenlage und Entstehung lassen sich drei Gruppen von Hohlformen unterscheiden:

- Karsttaschen und -trichter,
- Karstspalten,
- Höhlen und rundliche Strömungskanäle.

Karsttaschen

Karsttaschen sind große, von der Erdoberfläche ausgehende Hohlformen, die sich nach unten kontinuierlich verengen (Abb. 6) oder bei steiler Wandung sackartig enden. Sie sind normalerweise bis 5 m breit und tief, reichen ausnahmsweise jedoch bis in Tiefen über 50 m. Offene Hohlformen (Dolinen) sind, wie schon erwähnt, selten und auf den südlichen Rand des Massenkalks beschränkt. Sie sind derzeit in keinem Steinbruch angeschnitten. Sedimenterfüllte Hohlformen – oberirdisch kaum erkennbar – sind dagegen überall verbreitet. Besonders engständig treten sie in den Randbereichen des Massenkalks auf (W Suttrop, W Kallenhardt und am Südrand SW Warstein).

Eine Orientierung der Karsttaschen an tektonischen Richtungen ist in vielen Fällen schwer erkennbar, da sie meistens nur zweidimensional aufgeschlossen sind und die primären Wandflächen durch Korrosion stark verändert worden sind. In den Fällen, in denen ihre horizontale Ausdehnung durch flächenhaften Bodenabtrag feststellbar war, zeigte sich, daß



Abb. 5. Dolinenreihe südöstlich der Wäsche-Schwinde; im Vordergrund (links) mit frischer Abrißkante, Januar 1977.



Abb. 6. Trichterförmige Karsttasche im südlichsten Massenkalk-Steinbruch des Westerbach-Tals (R 34 5510, H 56 99 45). Füllung: Braunlehm, rote Tone. Bildbreite ca. 5 m.

Längsachsen und z. T. Reihungen von Karsttaschen tektonisch vorgezeichneten Richtungen folgen (Abb. 7).

Nach dem inneren Aufbau und der Entstehung von Dolinen unterscheidet H. CRAMER (1941) zwischen Lösungsdolinen, Schwunddolinen (Lösung unter sedimentärer Bedeckung) und Einsturzdolinen. Die Seltenheit von Massenkalk-Brekzien in unterirdischen Hohlformen belegt, daß Einsturzdolinen auch im Warsteiner Sattel Ausnahmefälle sind. Die Karsttaschen sind vielmehr durch Lösung entstanden, entweder unter sedimentärer Bedeckung oder als offene Dolinen, die nachträglich verfüllt worden sind. Die Lagerung kretazischer Sande (C.-D. CLAUSEN et al. 1978; P. MEIBURG im Druck) sowie feingeschichtete Silt-Ton-Sedimente und gut sortierte Siltsteine sprechen bei einer ganzen Anzahl von Taschen für ruhige Sedimentation in präexistenten Hohlräumen. Dagegen sind die mit Ton-Siltstein-Brekzien verfüllten Taschen offenbar unter Bedeckung durch kreidezeitliche oder ältere Sedimente

entstanden oder weiterentwickelt worden. Bei der Mehrzahl der Taschen und Spalten, die mit weitgehend strukturlosem Lehm erfüllt sind, ist die Frage nach primärer oder sekundärer Füllung kaum zu entscheiden.

Sedimentfüllung einzelner Karsttaschen

In einem Aufschluß SW Suttrop (Lok. 1 in Abb. 1, Proben 2–10) und in 2 Steinbrüchen am Südrand des Massenkalks (Lok. 2 mit den Proben 11, 12 sowie Lok. 3, Proben 13–15) wurden Karsttaschen für Laboruntersuchungen beprobt. Bei Lokalität 1 ist teilweise kretazisches Alter nachgewiesen (P. MEIBURG im Druck), während das Alter der Proben aus dem südlichen Kalkzug nicht bekannt ist. Die normalen Braunlehme wurden nicht untersucht.

Die Proben wurden mit Wasserstoffperoxid für die Korngrößenanalyse (Aräometer/Siebanalyse) aufbereitet. Dabei zerfiel ein Teil der Proben in Aggregate, einige Siltsteinproben konnten nicht aufbereitet werden. Von der Fraktion $<60\mu$ wurden Sedimentpräparate für Diffraktometerbestimmung des Mineralbestandes angefertigt.

Sämtliche Proben waren karbonatfrei. Es überwogen die ersten beiden der vier unterschiedenen Sedimenttypen:

a) hellgrüngraue bis bräunliche Siltsteine (Proben 2, 4, 6–10, 15). Sie waren mehr oder weniger quarzitisch verfestigt, plattig bis blättrig feingeschichtet, häufig porig und z. T. Mn-fleckig. In einer Probe fanden sich Muschelabdrücke (nicht bestimmt, zur Fauna der Kreide-Taschen s. P. MEIBURG im Druck), eine zweite enthielt inkohlierte Holzreste. Diese Siltsteine werden als detritische prä-cenomane Sedimente in ursprünglicher horizontaler Lagerung interpretiert.



Abb. 7. Karrenbedeckte Massenkalk-Oberfläche. Boden für Steinbrucherweiterung abgedeckt (R 34 55 20, H 56 99 90). In den Karsttaschen kretazische Glaukonitsande. Taschen zu NW-SE und SSW-NNE streichenden Spaltenzügen verbunden.

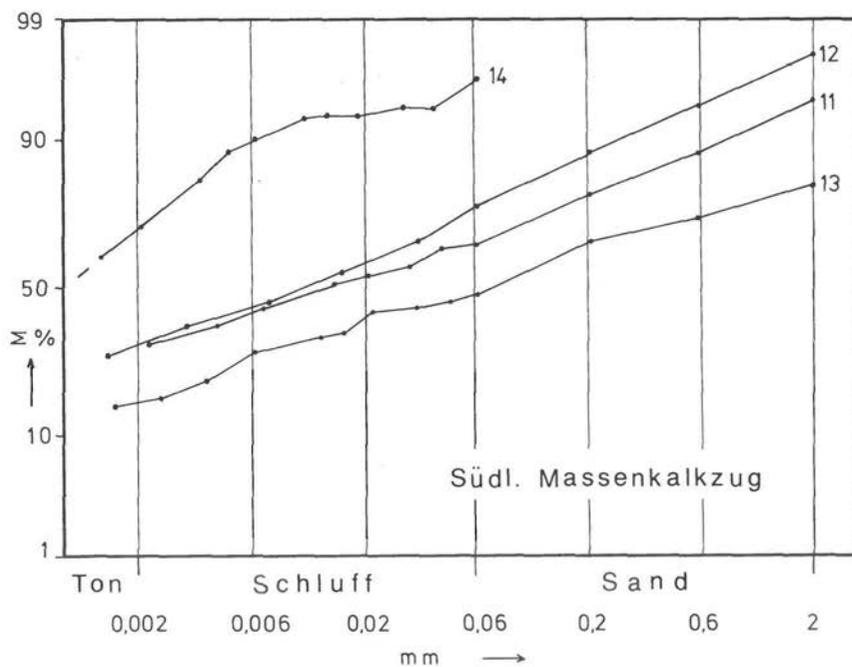
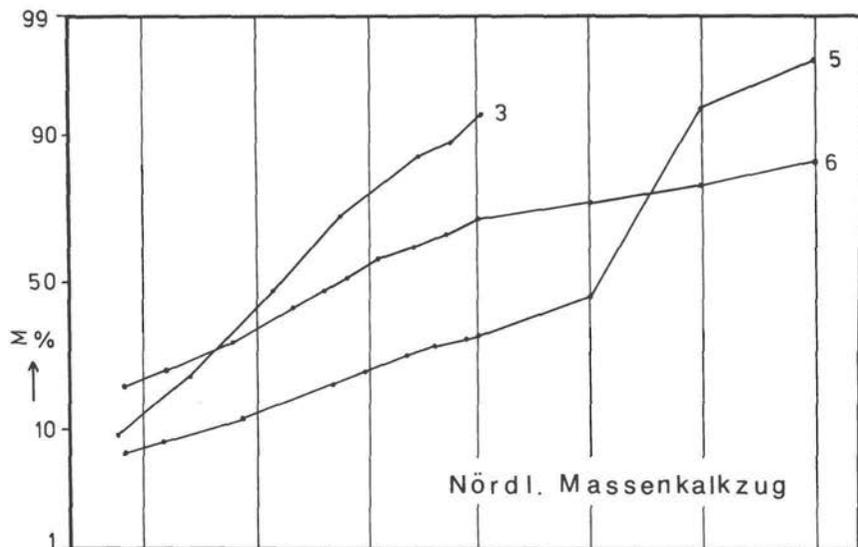




Abb. 9. Oberflächennahes lehmgefülltes Spaltensystem (Schichtflächen und bc-Klüfte) im Steinbruch S Warstein (Pos. 2 in Abb. 10). Stoß: korrosiv erweiterte ac-Kluft, Bankung 30° S-fallend (nach rechts). (Bildbreite ca. 4 m).

b) Lehmige Ton-Siltstein-Brekzien (Proben 6, 11–13). Die ursprünglich bindigen Proben zerfielen in eine feinkörnige Matrix und Aggregate, woraus sich die breite Korngrößenverteilung (Abb. 8) erklärt.

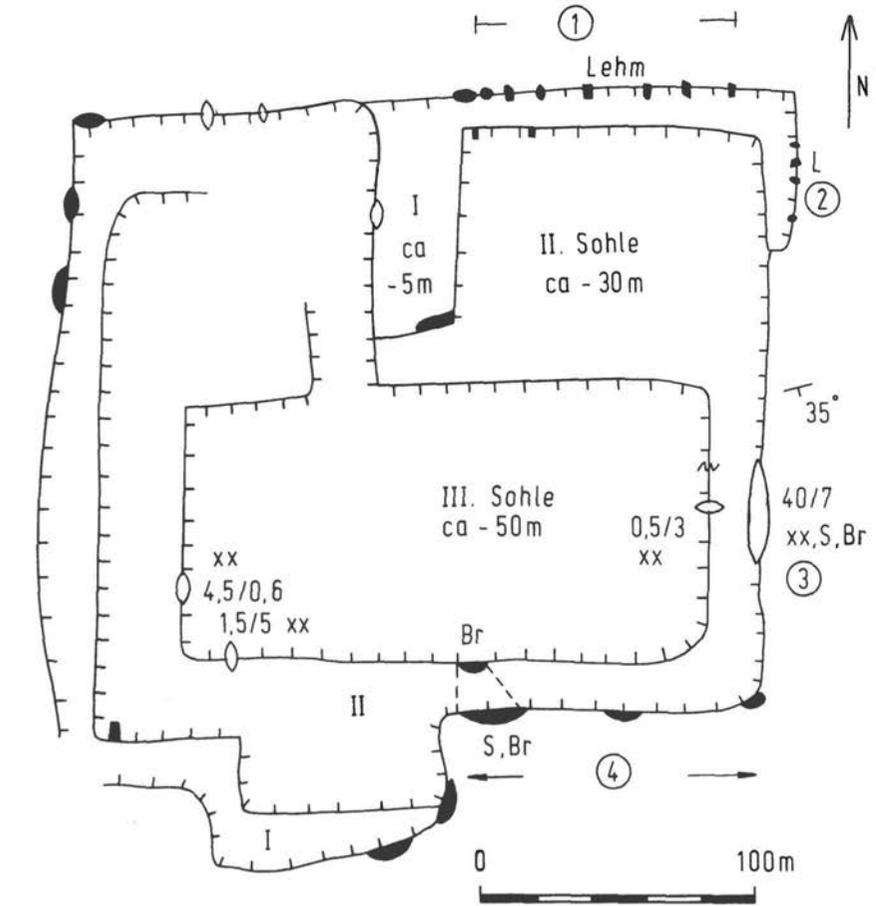
In der Kiesfraktion (1–5 mm Durchmesser) dominierten hellgraugrüne Siltsteinbröckchen (Typ a), daneben fanden sich grüne und z. T. rote Tonsteine, Eisenkrusten und Aggregate von authigenen Quarzen. Letztere stellten als 0,25–0,5 mm lange und etwa 0,05 mm dicke stengelige Einzelkristalle den Hauptanteil an der Mittel- und Feinsandfraktion. Subangulare detritische Quarze waren meist nur untergeordnet vertreten. Die Schlämffraktion bestand größtenteils aus Illit hoher Kristallinität ($2\theta = 0,25 - 0,3^\circ$), der mit Sicherheit detritisch ist. Quarz war bei Probe 6 und 12 die zweite Hauptkomponente, fehlt dagegen bei 11 und 13 fast ganz. In geringer Menge waren z. T. Goethit und Kaolinit nachweisbar. Es handelt sich um eine feinkörnige Versturzbrekzie aus lehmigem Material, umgelagerten kretazischen Sedimenten und authigenen Rückständen aus Massenkalk.

c) Schwach lehmiger ockergelber Mittelsand (Probe 5), bestehend aus Siltsteinbröckchen und vor allem klarem subangularem Quarz (detritisch).

d) Toniger Silt bzw. siltiger Ton (Proben 3, 14). Die Proben waren plastisch, gelbbraun gefärbt und zeigten parallele Feinschichtung durch siltreiche Lagen (autochthone Sedimente). Hauptkomponente der Feinfraktion war ebenfalls gut kristallisierte detritische Illit.

Die untersuchten Taschen sind demnach teils durch an Ort und Stelle abgelagerten Detritus, teils durch Versturzbrekzien gefüllt. Das Material besteht teils aus Verwitterungsrückständen des Massenkalks, teils aus allothigenem, grob- bis feinklastischem Detritus.

◀ Abb. 8. Korngrößen-Verteilung von Karstaschen-Sedimenten. Typen: a) verlehnte Brekzien (Proben 6, 11–13), b) feingeschichtete detritische Sedimente (Proben 3, 14).



LEGENDE:

	Spalten	Vertikal -	Höhle
	Taschen	Horizontal -	
Wand			

xx Kalzit, S Sand, L Lehm, Br Brekzie
20/2 Breite/Höhe von Hohlräumen (m)

Abb. 10. Karsterscheinungen im Steinbruch südlich Warstein (Zentraler R-/H-Wert 34 55 60 / 57 00 35; Stand Feb. 1976). Taschen am Nordstoß flach, lehmefüllt, am Südrand sehr tief mit unterschiedlicher Füllung (nahe Massenkalk-Südrand). Lok. (3) beschrieben bei P. MEIBURG (im Druck), Lok. (3,4) bei C.-D. CLAUSEN (1979).

Karstspalten

Karstspalten sind durch annähernd ebene, meist subparallele Wandungen gekennzeichnet. Sie beginnen entweder direkt unterhalb des Mutterbodens oder als abwärtsgerichtete Fortsetzungen von Karsttaschen. Ihre Tiefenerstreckung kann mehrere Dekameter betragen bei Weiten zwischen wenigen cm und etwa 1 m. Die Weite nimmt im allgemeinen nach der Tiefe ab, häufig sprunghaft, das untere Ende ist oft abrupt. Zwischen relativ weiten Spalten geringer Tiefenerstreckung und Karsttaschen finden sich Übergänge, ein Hinweis darauf, daß letztere wohl in vielen Fällen erweiterte Spalten darstellen. Weitaus die meisten Spalten stehen nahezu saiger, gelegentlich bis 70° geneigt. Flachere bis nahezu horizontale Spalten sind selten und i. a. auf die Nähe zur Erdoberfläche beschränkt. Es ergibt sich danach häufig ein Netzwerk von 2 oder mehr Spaltensystemen, die miteinander in Verbindung stehen (Abb. 9).

Bei der Entstehung der saigeren Spalten muß neben der rein korrosiven Erweiterung in Talnähe auch an die gravitativ bedingte Ausweitung durch Talzusubschub gedacht werden. Darauf mag zurückzuführen sein, daß z. B. im Hillenberg-Steinbruch, südlich Warsteiner, die Dichte der Spalten von E in Richtung Wester-Bach kontinuierlich zunimmt.

Höhlen

Als Höhlen werden hier (wie in Abb. 1) größere unterirdische Hohlformen angesprochen, gleichgültig, ob sie als offener Raum oder sekundär verfüllt (Speläotheme, klastische Höhlensedimente) angetroffen wurden. Sie finden sich in zahlreichen Steinbrüchen in unterschiedlicher Höhenlage. Gehäuft wurden durch Speläotheme plombierte Höhlen im südlichen Massenkalk zwischen Wester-Bach und Range festgestellt (vgl. Abb. 10).

Nach dem Querschnitt lassen sich Höhlen mit horizontaler und solche mit vertikaler Hauptachse unterscheiden. Erstere lassen sich als erweiterte Kluftspalten auf das tektonische System beziehen, besonders deutlich z. B. bei der Liet-Höhle (P. MEIBURG et al. 1977). Die Horizontalhöhlen sind hingegen in den meisten Fällen auf einen ehemaligen Karstwasserspiegel zurückzuführen.

Kluftnetz und Karsthohlräume

Die aus Luftbildern erstellte und durch Übersichtsbegehungen kontrollierte Strukturkarte des Warsteiner Sattels zeigt ebenso wie die Einzel-Kluftdiagramme (Abb. 11), daß der Deformationsplan des Massenkalkes trotz der intensiven Beanspruchung durch Faltung, streichende Aufschiebungen und Querstörungen im gesamten Warsteiner Sattel ziemlich einheitlich ist. Von dem normalen Schichtstreichen (80°/50° SE) und Kluftnetz finden sich nur an wenigen Stellen schwache Abweichungen, z.B. im Bereich des Enke-Range-Systems.

Die streichenden Verwerfungen liegen im Schnitt parallel zu dem im Aufschluß gemessenen Maximum des Schichtstreichens. Dagegen verlaufen die zahlreichen Querstörungen nicht genau senkrecht dazu, sondern sind im Mittel um 15° linksdrehend rotiert (Abb. 12a).

Im Steinbruch dominiert als tektonisches Element die ac-orientierte Klüftung, sowohl nach der Zahl als auch nach der Größe der Klüfte, mit einem Maximum bei 160°/90° und relativ breiter Streuung der Streichwerte. Eine zweite verbreitete, aber nicht überall vertretene Kluft Richtung streicht ESE, schiefwinkelig zur Schichtung und zu ac, und fällt steil nach N ein (100°/80° N). Untergeordnet nach Zahl und Größe ist eine annähernd in der bc-Ebene liegende Kluftschar mit 60°/50° NW. Sie steht senkrecht auf der Schichtung, ihr Streichen liegt jedoch, etwas rotiert, senkrecht zu dem der Querstörungen. Dieser trikliner Bauplan des Warsteiner Sattels kann nicht durch abtauchende Achsen erklärt werden, u. a. deshalb, weil die ac-Klüfte saiger stehen.

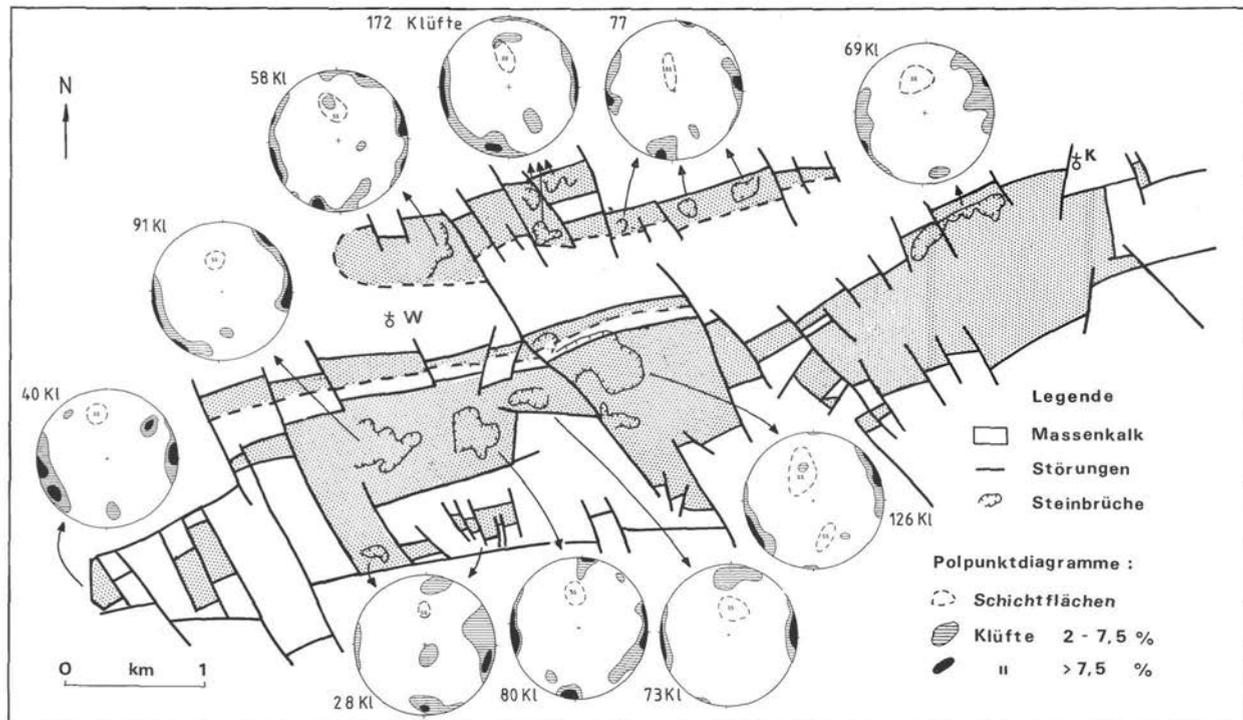


Abb. 11. Tektonische Skizze des Warsteiner Massenkalks nach Luftbildauswertung und Geländebegehungen. Klüfte, Spalten und Schichtflächen als Polpunkte im SCHMIDT'schen Netz (untere Lagekugel). Schichtflächen jeweils wenige Messungen.

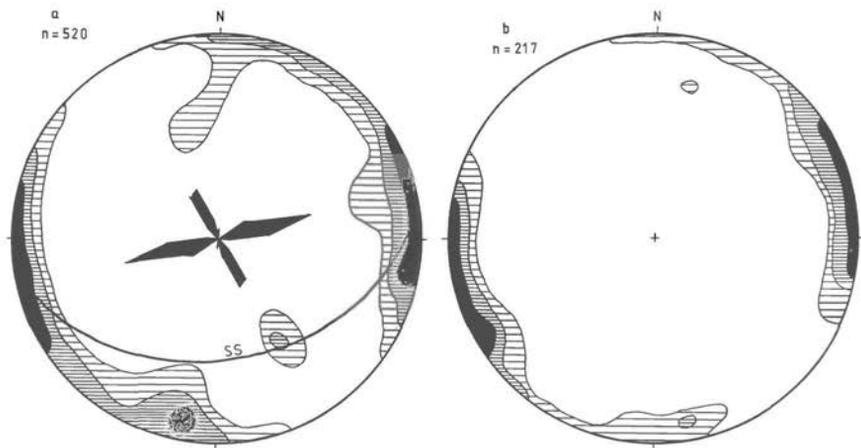


Abb. 12. Sammel-Polpunktdiagramme aus Massenkalk-Steinbrüchen Warsteins. a) Klüfte, unverkarstet; ss-Großkreis \triangle Maximum der Schichtflächenpole; Richtungsrose: Störungen. b) Karsthohlformen, vor allem Spalten.

Unter den Karsthohlräumen sind vor allem Spalten und Vertikalhöhlen stark an die präexistente Klüftung gebunden. Neben den z. T. sehr großen ac-parallelen Spalten und Höhlenräumen lassen sich im Aufschluß gelegentlich erweiterte Schicht- und bc-Flächen feststellen. Abb. 12 b zeigt jedoch, daß statistisch ausschließlich die dominierende ac-Richtung zur Geltung kommt.

Hydrogeologische Folgerungen

Der Karstwasserbewegung stehen nach dem oben Gesagten primär vor allem ac-Flächen zur Verfügung. Auftreten und Richtung horizontaler Lösungshohlräume sind dagegen seltener vorhersagbar, da sie sich nur wenig an tektonische Vorzeichnungen halten.

Im Bereich der Quertäler finden sich Hohlraumssysteme, die zur Erdoberfläche offen sind und örtlich eine unmittelbare Gefährdung des Karstwassers bedingen, da eine Reinigung im Karstkörper selbst praktisch nicht stattfindet.

Die Aufnahme der Steinbrüche im Massenkalk zeigte, daß die obersten 5 bis 10 m unter Flur sehr stark von Korrosionshöhlräumen durchsetzt sind. Deren quasi vollständige Füllung durch überwiegend lehmige, z. T. sandige Sedimente bietet dem Grundwasser im unverritzten Bereich der Hochflächen einen gewissen Schutz von der Erdoberfläche her. In größerer Tiefe angetroffene Lösungshohlräume sind überwiegend mit Kalzit bzw. Sinter verfüllt, ein Hinweis darauf, daß der vertikale Transport von partikulärem Material vielfach behindert war. In diesem Stockwerk finden sich dementsprechend öfters klaffende, nicht verfüllte Spalten und Resthöhlräume, so daß hier kaum noch mit einer Schutzwirkung gerechnet werden kann. Bei der Rekultivierung von Steinbrüchen ist diese nur durch sorgfältigen Bodenauftrag in ausreichender Mächtigkeit zu erzielen, wobei in Randbereichen und Halden kritische Punkte bleiben. Bei einer Fortsetzung des Abbaus bis unter den höchsten Karstwasserstand, der in einigen Steinbrüchen erreicht ist, ist ein Schutz des Grundwassers nicht mehr gewährleistet (vgl. M. KOCH & G. MICHEL 1978).

Zusammenfassung

Einer kurzen Erörterung der chemischen Vorgänge bei der Verkarstung folgen Erläuterungen zur Morphologie des Warsteiner Raumes, deren Entstehung und Beziehungen zur Struktur des Untergrundes. Rezente Karsterscheinungen – Bachschwinden, Höhlen, Dolinen – sind weitgehend an den Massenkalk-Südrand gebunden, besonders an exponierte Partien, auf die kalkarme Oberflächengewässer stoßen. Diese fließen, soweit es ihre generelle S-N-Richtung zuläßt, unmittelbar parallel zum Massenkalk-Rand, wobei sie ihr Wasser teilweise an den Karst abgeben. Auch das Range-System entspricht diesem Prinzip.

Unterirdische Karstformen – Taschen, Spalten und Höhlen – werden beschrieben, einige Taschenfüllungen wurden näher untersucht. Die tektonische Analyse ergab, daß für die Karsthohlformen vor allem die NNW-SSE-streichenden ac-Klüfte Bedeutung haben. Die starke Verlehmung der oberflächennahen Karstformen bietet einen gewissen Schutz für das Grundwasser, solange sie nicht durch den Kalksteinabbau beseitigt wird.

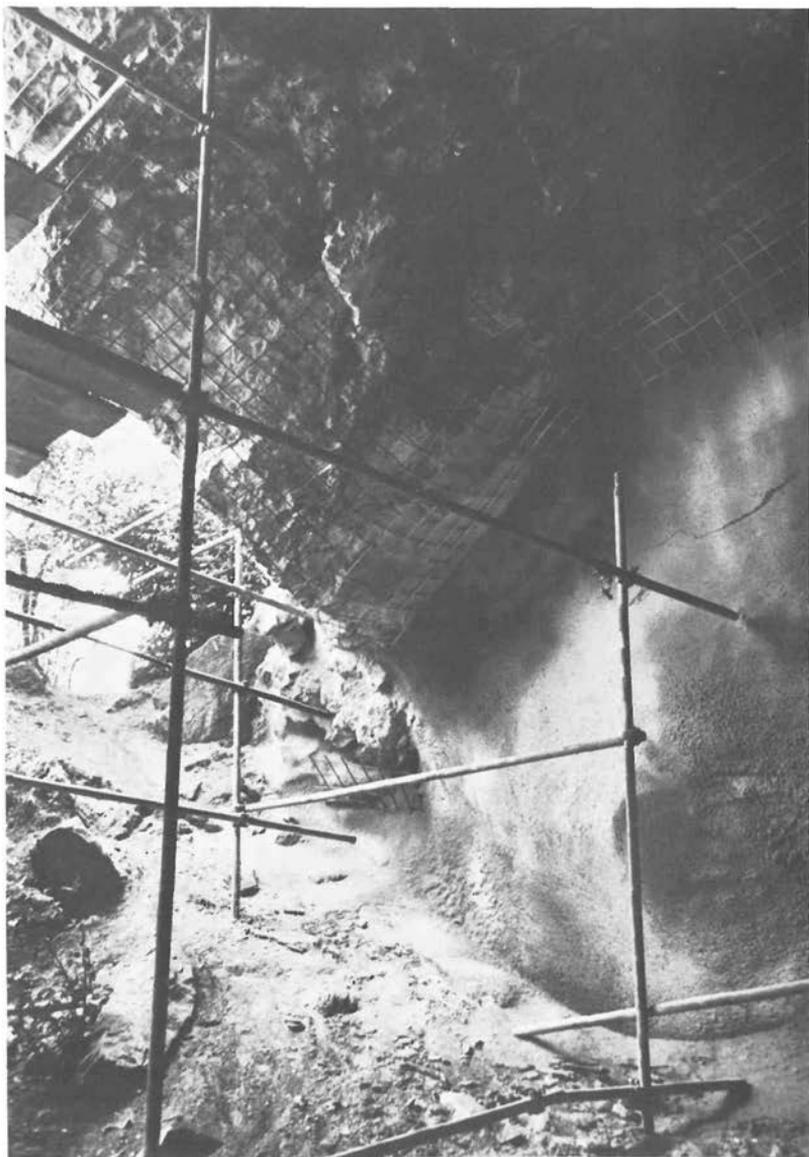
Dank

Die Diffraktometer-Bestimmungen wurden mit freundlicher Erlaubnis von Herrn Prof. Dr. P. PAULITSCH im Mineralogischen Institut der TH Darmstadt durchgeführt.

Schriftenverzeichnis

- ARNOLD, H.: Morphologische Probleme an der oberen Möhne. – Z. dt. geol. Ges., **111**, 746, Hannover 1959.
- BÖGLI, A.: Kalkkorrosion, das zentrale Problem der unterirdischen Verkarstung. – Steir. Beitr. Hydrogeol., **15/16**, 75–90, Graz 1964.
- CLAUSEN, C.-D.: Über kreidezeitliche bis pleistozäne Karstfüllungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 113–124, 4 Abb., Heidelberg 1979.
- CLAUSEN, C.-D., GREBE, H., LEUTERITZ, K. & WIRTH, W.: Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. – N. Jb. Geol. Paläontol. Mh., (**1978**), 10, 577–589, 5 Abb., Stuttgart 1978.
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K.: Übersicht über die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner näheren Umgebung. – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 1–32, 9 Abb., 1 Tab., Heidelberg 1979.
- CRAMER, H.: Die Systematik der Karstdolinen. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläontol., Beil.-Bd., Abt. B, **85**, 293–382, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1941.
- EBHARDT, G., MEIBURG, P. & TIETZ, G.: Kristallbildung in Höhlenseen (Liet-Höhle/Warstein). – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 179–192, 12 Abb., 2 Tab., Heidelberg 1979.
- KOCH, M. & MICHEL, G.: Grenzen der Grundwassernutzung durch Kalksteinabbau im Raum Warstein. – Z. dt. geol. Ges., **128**, 441–449, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1978.
- KOCH, M. & MICHEL, G.: Der Warsteiner Massenkalk – Hydrogeologie und Wasserwirtschaft. – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 125–142, 9 Abb., 4 Tab., Heidelberg 1979.
- KOCH, M., MICHEL, G. & SCHRÖTER, H.: Zur Hydrogeologie des Warsteiner Massenkalkgebietes (Nordöstliches Sauerland). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**, 195–214, 4 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Krefeld 1974.
- LOTZE, F.: Zur Geologie des westfälischen Karstes. – Jhe. Karst- u. Höhlenkd., **2**, 3–28, 6 Abb., München 1961.
- MEIBURG, P.: Kreide-Karst und -Paläogeographie im nordöstlichen Sauerland. – [In:] WIEDMANN, J.: Deutsche Kreide. – Stuttgart (im Druck).

- MEIBURG, P., HÜGEL, P., MARZELA, C. & ROTERS, F. A.: Die geologische Entwicklung der Liet-Höhle im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, **28**, 457–507, 36 Abb., 1 Tab., 1 Titelb., Heidelberg 1977.
- MEIBURG, P. & STOFFELS, D.: Die Höhlen im Warsteiner Massenkalk. – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 143–178, 24 Abb., Heidelberg 1979.
- RICHTER, G. (mit einem Beitrag von A. MURTHUM): Zur Kennzeichnung unterirdisch fließender Wässer. Untersuchungen an der Range und anderen Karstquellen bei Warstein (Westfalen). – Abh. Reichsamt f. Bodenforsch., N. F., **209**, 299–336, 8 Abb., 1 Taf., Berlin 1944.
- PAECKELMANN, W.: Die Rumpffläche des nordöstlichen Sauerlandes. – Geol. Jb., **52**, 472–519, Hannover 1932.
- PAECKELMANN, W.: Die Wasserversorgung im Bergischen Lande und im Sauerlande. – Abh. Reichsamt f. Bodenforsch., N. F., **209**, 129–138, 3 Abb., Berlin 1944.
- RITZEL, A.: Der geologische Aufbau und die Oberflächengestaltung des Kreises Lippstadt. – Beitr. z. Heimatkd. d. Kreises Lippstadt, **4**, 286 S., 170 Abb., 13 Tab., 1 Kt., Lippstadt 1972.
- SCHMIDT, H.: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. – Jb. Preuß. Geol. L.-Anst., **41**, 254–339, 7 Abb., 2 Taf., Berlin 1922.
- STILLE, H.: Zur Geschichte des Almetales südwestlich Paderborn. – Jb. Preuß. Geol. L.-Anst., **24**, 234–253, Berlin 1907.
- WIRTH, W.: Über zwei Unterkreiderelikte im nördlichen Sauerland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**, 403–420, 5 Abb., 1 Taf., Krefeld 1964.



Felssicherung an der Kulturhöhle im Hohlen Stein, Lörmecke-Tal (vgl. P. MEIBURG & D. STOFFELS 1979: 168 ff.). Foto: Dr. D. E. MEYER/Essen, 12. 6. 1979.

Aufschluss	Sonderband 29 (Warstein)	113–124	4 Abb.	Heidelberg 1979
------------	--------------------------	---------	--------	-----------------

Über kreidezeitliche bis pleistozäne Karstfüllungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge)

Von Claus-Dieter CLAUSEN, Krefeld

Einleitung

Seit jeher haben große sedimentgefüllte Kavernen und Schlotten im Massenkalk das Interesse der Geologen gefesselt. Denn die in den Hohlräumen eingeschlossenen Schichten und Fossilien waren oft die einzigen übriggebliebenen Zeugen einer Jahrmillionen währenden erdgeschichtlichen Epoche. Gut verwahrt in meistens plombierten Kammern entgingen sie der Vernichtung durch Erosion und blieben bis heute erhalten.

Die viel weniger auffälligen Spalten und Sedimentgänge fanden erst in den letzten Jahrzehnten gebührende Beachtung. Erst mit Hilfe der Conodontenchronologie vermochte man die manchmal nur einige Millimeter breiten und wenige Zentimeter langen Füllungen zu datieren. Moderne sedimentologische Untersuchungsmethoden gestatteten überdies eine bessere petrographische Abstufung und Abgrenzung zum umgebenden Trägergestein.

Besonders die verkarstungsfähigen, von zahlreichen Trennflächen durchzogenen Kalksteine enthalten Risse, Spalten und Hohlräume, in denen sich Sedimente konservieren können. Der Warsteiner Sattel mit seinen großen Geländeausstrichen mitteldevonischer Massenkalk und oberdevonischer Cephalopodenkalk gehört zu den Gebieten, aus denen schon sehr früh aufsehenerregende Karstfüllungen und Sedimentgänge gemeldet wurden. So beschrieb zum Beispiel schon H. SCHMIDT (1922: 283; vgl. auch H. SCHMIDT & PLESSMANN 1961: 62–63) vom Kalvarienberg nordöstlich Kallenhardt eine in Kalksteinen der Hemberg-Stufe angelegte Spalte mit grauen Tonsteinen der Wocklum-Stufe.

Bei der vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen durchgeführten Landesaufnahme des Maßstabes 1:4516 Warstein wurden zahlreiche Beobachtungen zu diesem Thema gemacht, auf die hier auszugsweise eingegangen sei.

Entstehung und Orientierung von Spalten

Den Spaltenbildungen liegen verschiedene Ursachen zugrunde. Man ist am ehesten geneigt, Spalten mit der orogenen Einengungstektonik in Verbindung zu bringen. Spalten können aber auch schon während und nach der Sedimentation und Diagenese, also vororogenetisch, entstehen.

KREBS (1968) hat als erster die vororogene Dehnungstektonik auf das Rheinische Schiefergebirge übertragen. Hierunter versteht man eine, unter Umständen mehrphasige, Bruch- und Spaltentektonik.

Sie wirkte sich besonders in den Schelfrandbereichen, an den Übergängen von Schelf zu Trog, aus. Der Schelfrand zerbrach bei seiner allmählichen nordwestwärtigen Rückverlagerung in Einzelschollen. Die Bewegungen wirkten sich nach und nach auf die dem Schelfrand

aufsitzenden Carbonatkomplexe wie zum Beispiel die Warsteiner Carbonatplattform aus. Treppenartige Staffelbrüche, meist antithetischer Natur, gliederten mehrere Einzelregionen in paläomorphologisch unterschiedlich gelagerte Teilschollen auf. Sie verursachten nicht nur die im Warsteiner Raum beobachtbaren primären und sekundären Schichtlücken, submarinen Rutschungen, Mächtigungsunterschiede, Fazieswechsel, Resedimentationen und syndementären Brekzien, sondern riefen auch intensive Gesteinszerrüttungen hervor. Es entstanden Trennflächengefüge vom Haarriß bis zur klaffenden Spalte. Überlagert und verstärkt wurden diese Faktoren noch durch unterschiedliche Hebungs- und Senkungstendenzen sowie durch Erdbeben im Warsteiner Großraum. Alle diese Erscheinungen traten noch vor der asturischen Gebirgsbildungsphase auf, haben also mit ihr nichts zu tun.

Die submarinen Fugen und Spalten lieferten Voraussetzung und Grundlage für die schon unmittelbar nach Erlöschen des Riffwachstums (Ende Mitteldevon bis tiefes Oberdevon) einsetzende Verkarstung. Die Spalten laufen teils parallel zu den Schichtflächen, teils spitzwinklig bis senkrecht dazu. CLAUSEN et al. (1978: Abb. 2 und 3) machten im Kallenhardter Steinbruch auf einen horizontalen Spaltenast aufmerksam, der an seiner Basis mit einer kondensierten oberdevonischen Carbonatbank ausgekleidet ist. Die 11 cm mächtige Bank stellt kein Resediment dar, sondern enthält ungestörte, normal aufeinanderfolgende Conodontenzonen der Adorf- bis Hemberg-Stufe. UFFENORDE beschrieb 1976 sowie in CLAUSEN et al. (in Druckvorb.) vom Südostrand des Warsteiner Carbonatkomplexes zahlreiche Spalten mit Conodontenmischfaunen vom tieferen Oberdevon (Adorf-Stufe) bis zum mittleren Unterkarbon (cu II, *anchoralis*-Zone).

Die oberdevonischen Conodonten, die in einigen Spaltenfüllungen des Massenkalkes überwiegen oder ausschließlich vorkommen, beweisen, daß sich über dem toten Riff in geschützten, von turbulenten Wasserbewegungen kaum betroffenen Positionen die karbonatische Sedimentation fortsetzte. Es bildeten sich Cephalopodenkalk. Zum Teil sind diese Kalksteine selber von Sedimentgängen durchsetzt (UFFENORDE 1976: Abb. 3, Nr. 3 und 4), was von UFFENORDE auf interne Setzungen und geringfügige Hanggleitungen zurückgeführt wird. Die überwiegend unterkarbonische Conodonten enthaltenden Spaltenfüllungen werden von UFFENORDE als Äquivalente des Erdbacher Kalkes aufgefaßt und entstanden nach seinen Datierungen im Unterkarbon zwischen cu II α und cu II β/γ . Trotz der intensiven tektonischen Beanspruchung des am Südrand des Warsteiner Sattels gelegenen Massenkalkes lassen sich die zwar ebenfalls zerscherten, aber mit anderen Farben, Gesteins- und Fossilbestandteilen sowie Strukturen ausgestatteten Sedimentgänge im Anschliff jederzeit leicht erkennen (LEUTERITZ, frdl. mündl. Mitt.).

Nach UFFENORDE (in: CLAUSEN et al.; in Druckvorb.) haben die conodontenführenden Spaltenfüllungen vorwiegend graue Farbtöne, während rote bis rotbraune Sedimentgänge bisher keine Conodonten geliefert haben.

Die von Rissen und Spalten betroffenen und mit Sedimentgängen durchzogenen Kalksteine erhielten durch die orogene Einengungstektonik (asturische Faltung im Oberkarbon) das heute beobachtbare Trennflächengefüge. So wurde der Massenkalk gefaltet, geschiefert, geklüftet und an Überschiebungen in Schuppen zerlegt.

Erst diese tektonischen Flächen bildeten die Voraussetzung für eine tiefreichende, den ganzen Massenkalk erfassende Verkarstung, für die Entstehung von Hohlraumssystemen und damit für die Einlagerung kubikmetergroßer Sedimentmassen.

Die größten und wichtigsten Spaltenfüllungen sind auf Blatt Warstein an ac-Klüfte gebunden. Hierbei wurden 160° bis 180° streichende, die Faltenachsen senkrecht bis spitzwinklig durchsetzende Klüfte korrosiv zu offenen Spalten erweitert und mit Sedimenten verfüllt. Viel

seltener sind Füllungen von bc-Spalten. Die großen, über 100 m tief herabreichenden und sich zur Oberfläche trompetenförmig erweiternden Spalten und Kavernen haben im Gegensatz zu den schnurgerade verlaufenden Sedimentgängen unregelmäßig gebuchtete und infolge der Verkarstung bizarr geformte Begrenzungswände. Aber auch die Sedimentgänge weisen vor allem dort, wo sie von einem Trennflächensystem in ein anderes einlenken, bogen-, haken- und kommaförmige Krümmungen auf. Auch durch fiederförmige Aufbellungen und Scharungen erhalten sie ein vielgestaltiges Aussehen.

Gelegentlich läßt sich feststellen, daß Spalten mehrphasig aufgerissen sind. So tritt im Massenkalksteinbruch Hillenberg (bei R 55 210, H 00 150) in einer schräg die südliche Steinbruchwand auf der tiefsten Sohle durchziehenden, ca. 70° nach Westen einfallenden Spalte eine durchschnittlich 60 cm mächtige, aus Absätzen ascenderter Minerallösungen zustandgekommene Füllung auf. Ihr Kern besteht aus linsenförmig an- und abschwellendem, rotbraunem bis rottem dichtem Eisenkiesel. Dieser wird beidseitig bis zum Kontakt mit dem Nebengestein von mehreren Calcitgenerationen umhüllt. Hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung des Eisenkiesels vgl. S. 120.

Zusammenfassend läßt sich ausführen, daß man auf Blatt Warstein sowohl prä- als auch postorogene Spaltenfüllungen beobachten kann. Die ersteren enthalten Oberdevon (Adorf- bis Wocklum-Stufe) und mittleres Unterkarbon (cu II α bis cu II β/γ), die letzteren Kreide-Sedimente, Abtragungsschutt (Kieselschiefer, Massenkalk), Schotter, Lehm, Löß, Fließerden sowie Mineralbildungen. Grauwacken der Arnsberger Schichten wurden trotz intensiver Suche in den Schlotten bisher nicht gefunden.

Die präorogenen Spalten entstanden nach Beendigung des Riffwachstums und verdanken ihre Entstehung vor allem der submarin-synsedimentären Dehnungstektonik, die sich im wesentlichen durch auf Zerrungen beruhende Vertikalbewegungen äußerte. Unterschiedliche Setzungen, Rutschungen und Erdbebenwellen kommen zeitweise sicherlich als zusätzliche Antriebskräfte hinzu, jedoch scheint es undenkbar, daß sie über die gesamte Periode (Adorf bis mittleres Unterkarbon) fortlaufend und gleichbleibend gewirkt haben. Bei den großen Spalten und Schlottenzügen hingegen lassen sich klare Beziehungen zur asturischen Tektonik erkennen.

Von den vielen im Warsteiner Raum angetroffenen Modellfällen postorogener Verkarstung sind zusätzlich zu den schon bei CLAUSEN et al. 1978 genannten Vorkommen im Folgenden einige charakteristische Beispiele wiedergegeben.

Inhalt und Alter von Karstfüllungen

Beispiele von Spalten und Schlotten mit unverfestigten Lockermassen (Lehm, Blockschutt)

ac - Spalte im Massenkalk-Steinbruch Brühne

Die fast Nord-Süd orientierte Spalte durchzieht den gesamten Steinbruch über eine Länge von fast 400 m und geht aus der sich unmittelbar nördlich anschließenden Störung hervor, welche den Massenkalk-Klippenzug des Piusberges um ca. 100 m gegeneinander versetzt. Die Störung muß sich auch noch im Steinbruchsbereich ausgewirkt haben, denn die jeweils an der westlichen und östlichen Steinbruchwand beobachtbaren Faltenachsen lassen sich nicht miteinander verbinden.

Die Spaltenfüllung ist zur Zeit an der Südwand gut aufgeschlossen (R 55 730, H 00 090). Eine trichterförmige Schlotte zieht sich von der Steinbruchoberkante bis zur Sohle herab. (Abb.1). Ihre Breite beträgt auf der höheren Sohle 15 m, auf der tieferen 8 m.

Die Schlottenfüllung setzt sich aus weißlich verwittertem Massenkalk, aus Kiesel- und Alaunschiefern des Unterkarbons sowie aus Glaukonitsandsteinen und weißlichen feinkörnigen



Abb. 1. Massenkalk-Steinbruch Brühne/Hillenberg, Südostwand (R 55 730, H 00 090). Trichterförmige Schlotte, auf der höheren Sohle 15 m breit, mit Blockschuttfüllung. Auf beiden Sohlen durch breiartiges Ausfließen und Nachstürze entstandene Schuttfächer.

mergeligen Sandsteinen der Kreide zusammen. Oberkarbon-Grauwacken fehlen. Alle Bestandteile sind mit Lehm umkleidet. Die paläozoischen Gesteine sind vorwiegend im tieferen Teil der Schlotte anzutreffen.

Die meist eckigen Komponenten sind örtlich eingeregelt und weisen ein Einfallen von 15° bis 20° nach Süden auf. Größere Schuttlagen und feinkörnigere Lehmlagen wechseln einander stellenweise ab (Abb. 2). Die an den Massenkalk angrenzenden Kontaktflächen der Spalte sind unregelmäßig geformt und ausgekolkt, streichen 165° bis 180° und fallen mit 70° bis 80° steil nach Nordosten ein.

80 m weiter östlich tritt eine zweite Nord-Süd orientierte Spalte auf (R 55 810, H 00 090), deren aus Glaukonitsandstein, Lehm und Fließerden bestehende Füllung jedoch nicht bis zur Sohle herabreicht.

ac - Spalte im Massenkalk-Steinbruch Hillenberg

Die deutlich an korrosiv erweiterte Klüfte gebundene Spalte streicht 160° bis 170° und läßt sich von R 55 140, H 00 250 bis R 55 220, H 99 930 mindestens über 350 m verfolgen. Eine Verbindung zu einer Querstörung wie im Steinbruch Brühne ist hier nicht gegeben. Von der

Geländeoberkante her greifen mit Lockermaterialien gefüllte Schlotten taschenförmig in den Massenkalk vor, verzüngen sich schnell nach unten und sind auf der tiefsten Abbausohle nicht mehr anzutreffen.

Die Spaltenfüllung besteht vornehmlich aus Lehm und Glaukonitsandstein, im südlichen Spaltenabschnitt zusätzlich aus Kieselschieferschutt.

Beispiel eines durch Mineralisation plombierten sedimentarmen Hohlraumes

An der Ostwand des Massenkalk-Steinbruches Brühne befindet sich ca. 8 m unter der Steinbruchoberkante ein horizontaler, ganz von Massenkalk umgebener Hohlraum (R 55 850, H 00 250). Er besitzt eine trichterförmige Gestalt und ist an seiner Oberkante ca. 35 m lang. Seine maximale Höhe beträgt 8 m.

Ein zur Tagesoberfläche führender Karstschlot ist nicht mehr vorhanden; vermutlich wurde ein schräg zutage reichender Schlot inzwischen abgebaut.

Es fällt schwer, bei dieser korrosiv und erosiv angelegten horizontalen Hohlform eine Beziehung zum Trennflächengefüge zu erkennen. Schieferung und Klüfte laufen spitzwinklig auf

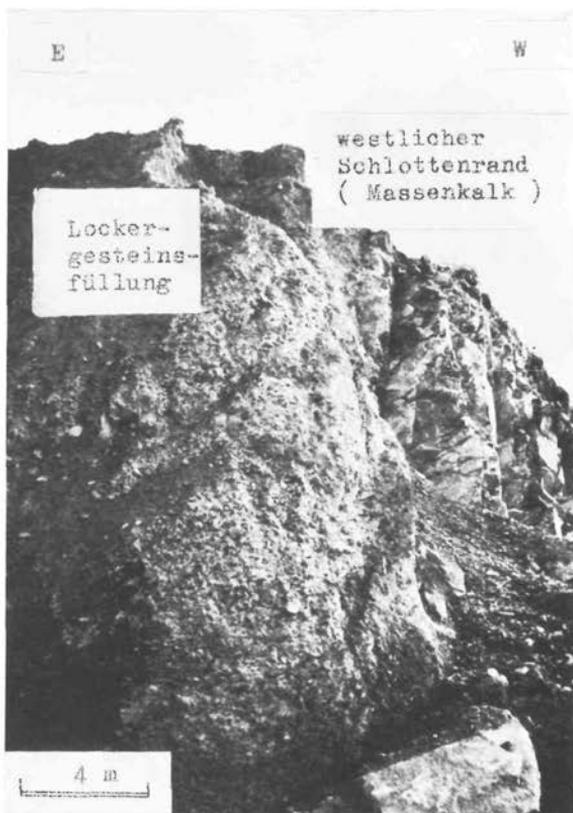


Abb. 2. Massenkalk-Steinbruch Brühne/Hillenberg, Südostwand (R 55 730, H 00 090). Übersicht über die aus unterschiedlich großen Komponenten zusammengesetzte Lockergesteinsfüllung der Karstschlotte. Nach Westen Übergang in den aus Massenkalk bestehenden Schlottenrand.

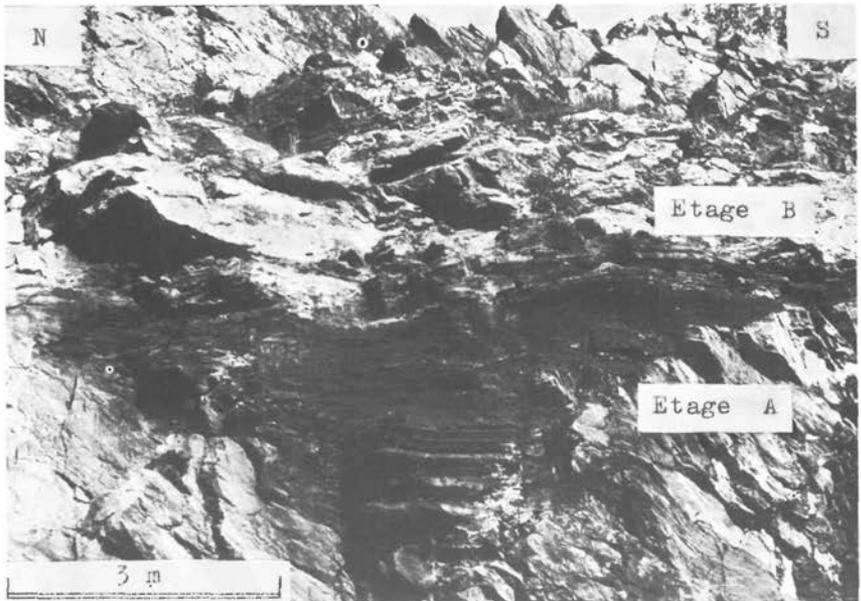


Abb. 3. Massenkalk-Steinbruch Brühne/Hillenberg, Ostwand (R 55 850, H 00 250). Mit Mineralbildungen ausgefüllter Hohlraum. Etage A: Gut geschichtete schwarze kohlige Partikel mit dünnen weißen Kalksinterlagen; Etage B: Massiger bis gebänderter Kalksinter, stellenweise eingebrochene Massenkalk-Blöcke umgebend. Ferner in geringem Umfang verkieselte Sedimente (Kreide ?)

die Hohlraum längsachse zu. Da der Massenkalk nördlich der Schlotte mit 80° steil nach Norden, südlich davon jedoch mit 30° nach Süden einfällt, darf man annehmen, daß der Hohlraum schichtflächenparallel im Scheitelbereich eines Sattels angelegt wurde.

Die Füllung setzt sich, durch die unterschiedliche Färbung sehr deutlich erkennbar, aus zwei Etagen zusammen (Abb. 3). Der tiefere, etwa 9 m lange Abschnitt („Etage A“) enthält horizontal gelagerte mürbe kohlschwarze leicht zerreibbare Partikel, in denen Kalkspatkristalle gesproßt sind. Die Kristalle können parallele weiße Bänderlagen bilden. Außerdem sind kleine, mit Kalkspatkristallen ausgekleidete Hohlräume vorhanden. Entstehung und Herkunft der schwarzen Partikel sind noch ungeklärt.

Der Calcit ist nach GRÜNHAGEN (1979) stets sparitisch ausgebildet, mit Kristallgrößen zwischen $30 \mu\text{m}$ und 2 mm. Die dunklen Lagen enthalten die kleineren, die hellen Lagen die größeren Kristalle. Der Calcitgehalt schwankt zwischen 76 Gew.% (helle Lagen) und 48 Gew.% (dunkle Lagen).

Die dunkle Farbe beruht hauptsächlich auf dem Gehalt an organischem Kohlenstoff, welcher nach GRÜNHAGEN mit 0,75% an der Zusammensetzung der hellen und mit 2,57% an derjenigen der dunklen Lagen beteiligt ist.

An Nichtkarbonaten treten Quarz (idiomorphe Kristalle von ca. $400 \mu\text{m}$ Länge; winzige Calciteinschlüsse enthaltend), Illit und Apatit (ca. 1 Gew.%) auf. Illit bildet gemeinsam mit kryptokristallinem Quarz kleine Schmitzen.

Markasit tritt in feinverteilter Form auf, ist aber zum Teil schon zu Goethit zersetzt.

Der höhere Abschnitt („Etage B“) schließt bis zur 35 m langen Oberkante weißlich gelben bis gelbbraunen, massigen und gebänderten (parallel und girlandenartig verlaufenden) Kalkspatsinter ein. Der Sinter umgibt stellenweise unregelmäßig geformte Massenkalk-Blöcke, die offensichtlich vom Einsturz der Hohlraumwände oder der Dachpartien herrühren.

Im oberen Abschnitt treten ferner sporadisch feinkörnige weißgraue bis beige Gesteine auf, die zum Teil auch etwas feinkonglomeratisch werden können. Es handelt sich hierbei um stark verkieselte karbonathaltige Sedimente; ihr Tongehalt ist sehr gering (GRÜNHAGEN; frdl. mdl. Mitt.). Diese Gesteine werden als hydrothermal kräftig beeinflusste, während der Kreide (?) gebildete Sedimente angesehen. Auf den glatten Schichtunterseiten lassen sich sehr selten Sedimentationsspuren sowie gerade oder gewunden verlaufende Röhren (Wurmbauten, Grabgänge?) beobachten.

Die calcitisierten und silifizierten Sedimente liegen heute in Form von kieseligen fein- bis grobspartischen Kalksteinen vor. Je nach Körnigkeit des Gesteines schwankt die Größe der Calcitkristalle zwischen 50 µm und 1,5 cm. Der Calcitgehalt des Gesteins kann 50 Gew.% übersteigen.

An Nichtkarbonaten tritt Illit auf, welcher gemeinsam mit fein- bis kryptokristallinem Quarz kleine Hohlräume füllt oder in ca. 50 µm großen Flecken verbreitet ist.

Besonders charakteristisch sind bis 1,5 mm lange, zum Teil **makroskopisch schwarz erscheinende**, häufig weitgehend **idiomorphe Quarzkristalle**, welche auch zu Nestern zusammenzutreten und reich an kleinen Calciteinschlüssen sind. Diese schwarze Varietät enthält durchschnittlich 12,3 Gew.% Calcit und 0,06% organischen Kohlenstoff. Der C-Gehalt dürfte die dunkle Farbe verursachen.

Eine weitere, durchschnittlich 65 cm mächtige horizontale, über eine Länge von 5 m verfolgbare Spaltenfüllung fand sich im nordöstlichen Abschnitt (R 55 150, H 00 220) des Massenkalk-Steinbruches Hillenberg. Sie setzt sich vom Hangenden zum Liegenden zusammen aus:

- | | |
|----------|--|
| 8 cm | eisenschüssiger brauner, z.T. gelbgrüner Lehm; |
| 17 cm | beigefarbener Sandstein, am Top Aufarbeitungshorizont mit Sedimentfetzen bunter Tonsteine, an der Basis unregelmäßig taschenförmig in den Sandstein vorgreifend; |
| 16 cm | grauer dickbankiger plattig ausgebildeter Sandstein mit sehr kleinen Tonsteinfetzen und Fossilquerschnitten; |
| 7 cm | grauer dünnbankiger plattiger Sandstein, Einzelbänke 1 – 2 cm mächtig. Etwas Eisenkiesel; |
| 15–20 cm | eisenschüssiger rostbrauner Lehm mit weißlich verwitterten Gesteinsrelikten (Massenkalk?). |

Die infolge Durchtränkung mit Eisenhydroxiden zum Teil hellbraun gefärbten Kieselsinterbildungen bestehen nach GRÜNHAGEN (1979) überwiegend aus einem Gemenge kleiner unregelmäßig begrenzter Quarzkristalle. Sehr untergeordnet treten Illit und Muskovit auf.

Der oben beschriebene Aufarbeitungshorizont ist nach GRÜNHAGEN als polymiktische Brekzie anzusprechen, welche sich aus unterschiedlich großen, bunt gefärbten Fragmenten zusammensetzt. Diese schwimmen in einer aus Kieselsinter bestehenden Matrix.

Die klastischen, teils ungeschichteten, teils feingeschichteten Komponenten weisen Kantenlängen bis zu 10 cm auf und sind braun, ziegelrot, beige und grünlich gefärbt. Die braunen und roten Farben werden durch Goethit bzw. Hämatit hervorgerufen. Daneben sind geringe Anteile von Illit und Apatit vorhanden.

Außerdem treten in der kieseligen Matrix Nester größerer, dunkel gefärbter Quarzkristalle verstreut auf.



Abb. 4. Aufgelassener Massenkalk-Steinbruch der Warsteiner Kalkwerke (Gebr. Feldmann), Westwand, gegenüber dem Zugang zur Liet-Höhle (R 56 620, H 00 460). Blick auf die Spaltenbrekzie mit ihren unterschiedlich großen Komponenten. An der linken Seite die 2 m hohe spaltenförmige Öffnung, von der aus ein Schurf bergwärts vorgetrieben wurde.

Der auf S. 115 erwähnte Eisenkiesel ist sehr feinkörnig, dicht und hart. Der Mineralbestand enthält nach GRÜNHAGEN (1979) fast ausschließlich feinkristalline, miteinander verzahnte und verfigerte Quarzkristalle. In Spuren treten Illit, Hämatit und detritischer Muskovit auf. Der Hämatit ist für die ziegelrote Farbe verantwortlich. In den grau gefärbten Partien fehlt er.

Beispiel einer Spalte mit Brekzienfüllung

Unmittelbar nördlich der Warsteiner Kalkwerke (Gebr. Feldmann) liegt ein aufgelassener Massenkalk-Steinbruch, in welchem sich die Zugänge zur Liet-Höhle befinden. Auf den engen Zusammenhang zwischen Höhlenbildung und Trennflächengefüge (160° bis 170° streichende ac-Klüfte) haben MEIBURG et al. (1977) schon ausführlich hingewiesen.

An der Westwand des Steinbruches ist eine von glatten, mit 70° bis 80° steil nach Osten einfallenden Klufflächen gesäumte, mindestens 14 m tief herabreichende und 50 m lange Spalte erschlossen (R 56 620, H 00 460). Die Spaltenfüllung stellt eine Brekzie dar, welche vorwiegend aus mit Lehm umkleideten Massenkalkstücken von Erbsengröße bis zum tonnenschweren Block und Wirbeltier-Knochenrelikten besteht. Wo die Brekzie an den Kalkstein grenzt, ist sie mit

nierigtraubigen Sintertapeten überzogen. Auch die Kalksteinbruchstücke sind zum Teil mit Sinter verbacken.

Die Knochenreste treten stellenweise derart zahlreich auf, daß man von einer Knochenbrekzie sprechen kann. Es handelt sich um Schädelfragmente, Unterkiefer, Zähne, Wirbel und Extremitätenknochen. Mehrere hundert sehr gut erhaltene Zähne ließen sich bergen. Herr Prof. SIEGFRIED, Münster, erklärte sich freundlicherweise bereit, die Stücke zu bearbeiten. Danach liegen ausschließlich Relikte vom Höhlenbären, *Ursus spelaeus* ROSENMÜLLER, vor, und zwar alle Entwicklungsstadien vom neugeborenen bis zum senilen Tier.

Es handelt sich um eine typische Bärenhöhle, in welcher fast nur Skelette vom Höhlenbären zu finden sind. Denn da der Höhlenbär im Gegensatz zur Höhlenhyäne seine Beute im Freien verzehrte, sind Skeletteile von Beutetieren in den Höhlenunterschlüpfen nicht zu finden (vgl. RITZEL 1972: 228).

Eine weitere Bärenhöhle wurde an der Zufahrt zum Massenkalk-Steinbruch Risse auf der höchsten und unmittelbar darunter auf der nächsthöheren Sohle (R 56 450, H 00 720) angetroffen. Die hier gefundenen Knochenrelikte sind im Gegensatz zu denen der Liet-Höhle größtenteils silifiziert und calcifiziert und mit dem Massenkalkschutt fest verbacken. Prof. SIEGFRIED bestimmte neben den auch hier überwiegenden Relikten von *Ursus spelaeus* Beinknochen von *Lepus cf. timidus* LINNÉ und Zähnchen von *Mus* sp. Hase und Maus gehören wahrscheinlich auch zu den Höhlenbewohnern, da sie vorübergehend das Höhleninnere zum Schutz oder als Schlafstätte aufgesucht haben.

Die bei der Liet-Höhle gefundenen Knochen sind gut erhalten. Untersuchungen durch STADLER ergaben, daß die aus spongiosen Gewebe und einer dicken Außenrinde aufgebauten Knochenepiphysen fast ausschließlich aus schlecht kristallisiertem Apatit bestehen. Gelegentliche Beimengungen von Quarz, Illit und Feldspat weisen lediglich auf sekundäre tonige Verunreinigungen in den Poren des spongiosen Gewebes hin. Obgleich die Brekzienkomponenten partiell versintert sind, fehlt also Calcit in der Knochensubstanz völlig. Die Calciumbikarbonathaltigen Lösungen drangen somit nicht in die Knochen ein.

Bei den im August 1978 durchgeführten Grabungsarbeiten zur Gewinnung der Vertebraten-Reste wurde von außen her durch eine 2 m hohe und 50 bis 90 cm breite spaltenförmige Öffnung (Abb. 4) hindurch ein Schurf bergwärts vorgetrieben, der schließlich folgende Ausmaße hatte: 3 m bis 3,5 m lang, 2 m breit und 2 m hoch. Einige Wochen nach Beendigung der Arbeiten brach im Oktober 1978 die hintere bergwärtige Wand des Hohlraumes ein, und eine 1,3 m breite sowie 80 cm hohe Öffnung gab den Blick auf eine dahinter befindliche, mindestens 10 m lange, 5 m breite und 1,5 m hohe Kammer frei. Wände und Dach der Kammer waren aus dem schon beschriebenen Brekzienmaterial aufgebaut. Hier und da ragten dünne Röhrenknochen in den Hohlraum hinein. Die mittelsteil nach Norden abfallende Decke war stellenweise mit Sintertapeten nebst dünnen, bis 5 cm langen Stalaktiten überkleidet. Die Kammer hat sich in früherer Zeit durch den Einsturz der nur locker verkitteten Brekzienkomponenten gebildet.

Die Entstehung der Kammer wirft Licht auf das Zustandekommen der Spaltenbrekzie. Sehr wahrscheinlich verdankt die Brekzie ihr Entstehen dem Einsturz ehemals höhergelegener Höhlenräume. Schon MEIBURG et al. (1977: 481) wiesen darauf hin, daß die heute mit den Kalksteinen verbackenen Vertebraten-Reste „aus einer Bärenhöhle eines noch älteren, bereits abgetragenen Stockwerks oberhalb der heutigen Erdoberfläche stammen können“. Die Kalksteinstücke sind zum Teil kantengerundet, was zwar auf einen geringen fluvialen Transportweg schließen lassen könnte, sich aber eher wohl durch eine Anlösung in situ erklären läßt. Die Einregelung einiger plattiger Komponenten, welche mit 15° bis 20° nach Norden hin

einfallen, kann nach dem Einsturz der Hohlräume durch örtliches Abgleiten und Einordnen der Bruchstücke hervorgerufen worden sein.

Auf ähnliche Art ist die oben beschriebene Spaltenbrekzie aus dem Steinbruch Risse zustande gekommen. Diese Spaltenfüllung reicht von der Tagesoberfläche her mindestens 30 m tief herab. Die ganz und gar calcifizierten und silifizierten Knochenreste sind sehr schwer. Es ist nicht einfach, sie aus dem Gesamtverband der verschweißten Brekzienkomponenten zu isolieren.

Beispiel einer Schlotte mit verfestigten, mehr oder weniger gut geschichteten Sedimenten

Die längste, derzeit im Warsteiner Raum erschlossene Spalte durchzieht über eine Strecke von 600 m den Massenkalksteinbruch „Hohe Liet“ der Firmen Köster und Risse. Es handelt sich um eine ca. 150° streichende ac-Spalte, die genetisch mit einer weiter nördlich gelegenen Querstörung verknüpft ist. Die Spalte zieht von der Tagesoberfläche her bis zur tiefsten Sohle herab, reicht also mehr als 80 m herunter.

Der beste Aufschluß befindet sich zur Zeit an der Südwand des Steinbruches Risse (R 56 970, H 00 590). Die Spalte ist in Oberflächennähe 9 bis 10 m breit und verjüngt sich rasch zur Tiefe hin. Ihre Sedimente setzen sich vorwiegend aus fahlgrauen parallelgeschichteten Schluffsteinen sowie weißen, blaugrauen und rotgrauen Mergel- und Tonsteinen zusammen. Die buntgefärbten steifplastischen Tonsteine sind zum Teil schluffig, sandig bis kiesig (geröllführend). Zahlreiche kohlige Pflanzenfalterchen sowie bis zu 10 cm lange Hölzer sind eingelagert. Bei den feinkiesigen, teilweise bunten Geröllen handelt es sich hauptsächlich um Quarz (Gangquarz), gelegentlich Kieselschiefer. Sie entstammen dem Unter- und Oberkarbon. Die Hölzer erwiesen sich als Stammreste von *Equisetites* sp.

In den buntgefärbten Tonsteinen fanden sich nach GREBE (1978) eine jeweils nicht näher bestimmbare cingulate und cicatricose Spore, ? *Disaccites* indet., sowie ein fragliches monocolpates Pollenkorn. INDANS stellte 1978 außerdem einige agglutinierende Foraminiferen der Gattungen *Arenobulimina* und *Ataxophragmium* fest.

Als fossilreicher erwiesen sich die weißgrauen Tone und Mergel, welche – gut geschichtet, unterschiedlich stark verfestigt und quarzgeröllhaltig – neben den auch in den anderen Sedimenten üblichen Glaukonitkörnern regelrechte Glaukonitnester und glaukonitische Sandsteinbröckchen (Rüthener Grünsandstein) enthielten. Neben angelösten Schalenbruchstücken von Mollusken, Inoceramen-Prismen, Einzelkorallen, Seeigelstacheln und Skelettresten von Spongien konnte INDANS (1978) eine reiche Foraminiferenfauna und einige glattschalige, stark angelöste Ostrakodenklappen sicherstellen.

Von den Foraminiferen, die fast ausschließlich aus Agglutinantia, nur sehr untergeordnet aus Steinkernen von Kalkschalern bestanden, konnten folgende Gattungen und Arten bestimmt werden:

- Arenobulimina preslii* (REUSS), häufig
- Arenobulimina* sp.
- Dorothia gradata* (BERTHELIN), nicht selten bis häufig
- Fronicularia* sp., 1 Exemplar
- Gavelinella* ? sp. vel *Gavelinopsis* ? sp., einige kleine nicht identifizierbare Gehäuse
- Lenticulina* sp., selten, Steinkerne
- Lituola nautiloidea* LAMARCK, nicht selten
- Marssonella trochus* (D'ORBIGNY), häufig
- Plectina* cf. *ruthenica* (REUSS), häufig
- Reophax* sp., selten
- Rotalipora* cf. *cushmani* (MORROW), 1 Exemplar
- Tritaxia pyramidata* REUSS, sehr häufig

Nach INDANS (1978) gestatten es die Leitarten *Dorothia gradata* und *Arenobulimina preslii*, die mikrofaunenreichen weißgrauen Mergel dem Grenzbereich Unter / Oberkreide

zuzuordnen (Mittelalb bis Obercenoman). *Rotalipora cushmani* ist eine Leitform des Obercenoman.

INDANS zieht auf Grund der Fauna Vergleiche mit der über dem Rühthener Grünsandstein befindlichen „Hangenden Mergelfolge“ (vgl. SPEETZEN et al. 1974), welche schon dem Cenoman zugerechnet wird. Auch in der petrographischen Ausbildung (glaukonitische sandige Mergel mit feinkiesigen, teilweise bunten Quarzgeröllen) bestehen hier auffallende Ähnlichkeiten.

Übersicht über die Alterseinstufungen

Die im Steinbruch „Hohe Liet“ der Firma Risse im Herbst 1978 aufgeschlossene mit Kreide-Sedimenten gefüllte Schlotte (vgl. S. 122) kann auf Grund ihrer Mikrofauna nach INDANS einwandfrei in den Grenzbereich Unter / Oberkreide (Alb/Cenoman) bzw. in das Cenoman gestellt werden. Ein kreidezeitliches Alter dürften auch die in der horizontalen Spaltenfüllung angetroffenen fossilreichen Sandsteine im Massenkalk-Steinbruch Hillenberg besitzen (vgl. S. 119).

Es läßt sich nicht entscheiden, ob die im Warsteiner Massenkalk angetroffenen Calcitgänge, Kalksinterlagen, VerkieSELungen, Quarzbildungen und Eisenkieselvorkommen (vgl. S. 118) einer einheitlichen hydrothermalen Mineralisation (?Tertiär) entstammen oder zu verschiedenen Zeiten (Devon, Karbon, Mesozoikum, Tertiär) gebildet wurden.

Die bei der Liet-Höhle und im Steinbruch Risse gefundenen, aus Massenkalk-Bruchstücken und Höhlenbären-Knochen zusammengesetzten Brekzien (S. 120) werden in das Pleistozän gestellt. Ebenfalls ein pleistozänes (bis holozänes?) Alter haben die aus unverfestigten Lockergesteinen aufgebauten Karstfüllungen (S. 115). Die vertikale Aufeinanderfolge mehrerer Horizonte von Blockschutt Komponenten unterschiedlicher Größe und Herkunft spricht allerdings dafür, daß die Füllung dieser Karsthohlformen nicht einphasig vor sich ging, sondern über einen längeren Zeitraum schubweise erfolgte.

Zusammenfassung

Lange bevor der Warsteiner Sattel durch die asturische Orogenese tektonisch geprägt wurde, gab es Verkarstung und Karstsedimente im Warsteiner Raum.

Das Zusammenspiel von vororogener Dehnungstektonik, differenzierter Vertikalbewegung, Erdbebenwellen, Rutschung und Setzung schuf ein zum Teil engmaschiges Netz präorogener Trennflächen bildeten Grundlage und Ansatzpunkt für die heute erkennbare und durch Verkarstung erweiterten Hohlräume und Gänge wurden mit Sedimentmaterial (Oberdevon bis Unterkarbon) verfüllt.

Die asturische Orogenese an der Wende Westfal/Stefan verursachte die durch Faltung, Schieferung, Klüftung und Störungen gekennzeichnete Deformation der Gesteine. Diese synorogenen Trennflächen bildeten Grundlage und Ansatzpunkt für die heute erkennbare weitgehende und tiefreichende Verkarstung der kalkigen Gesteine im Warsteiner Raum.

Vom Mittelabschnitt der Warsteiner Carbonatplattform werden kluft- und schichtflächengebundene, durch Schlotten- und Hohlraumbildung gekennzeichnete Verkarstungen beschrieben. Inhalt und Alter der Karstfüllungen werden diskutiert.

Dank

Vielmals möchte ich Herrn Prof. Dr. P. SIEGFRIED, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Münster, für Durchsicht und Bestimmung der Vertebraten-Knochen und -Zähne danken.

Gleichfalls möchte ich Frau Dr. H. GREBE, Frau Dr. J. INDANS, Herrn Dr. H. GRÜNHAGEN, Herrn Dr. K.-H. JOSTEN und Herrn Dr. G. STADLER, alle Geologisches Landesamt NW Krefeld, für mikro- und makrofloristische, mikrofaunistische, petrographische und röntgenographische Untersuchungen der Karstfüllungen meinen herzlichen Dank aussprechen.

Schriftenverzeichnis

- CLAUSEN, C.-D., GREBE, H., LEUTERITZ, K. & WIRTH, W.: Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978**, 10, 577–589, 5 Abb., Stuttgart 1978.
- CLAUSEN, C.-D., GREBE, H., LEUTERITZ, K., UFFENORDE, H. & WIRTH, W.: Zur Paläogeographie, Tektonik und Karstmorphologie der Warsteiner Carbonatplattform. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., Krefeld [In Vorb.].
- GREBE, H.: Ergebnis der sporologischen Untersuchung von 3 Proben aus dem Massenkalksteinbruch Risse an der Hohen Liet. – Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. Krefeld, 2 S., Krefeld [unveröff.] 1978.
- GRÜNHAGEN, H.: Petrographische Untersuchung von Sedimentgesteinsproben aus dem Bereich des Blattes 4516 Warstein der TK 25. – Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. Krefeld, 12 S., Krefeld [unveröff.] 1979.
- HEITFELD, H.: Zur Stratigraphie der Kreide am Nordrand des Sauerlandes zwischen Sichtgvor und Essentho. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **105** (1), 79–112, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1957.
- INDANS, J.: Mikropaläozoologische Untersuchungen aus dem Massenkalksteinbruch Risse an der Hohen Liet. – Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. Krefeld, 3 S., Krefeld [unveröff.] 1978.
- KREBS, W.: Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoherynkium. – Geotekt. Forsch., **28**, 1–71, 9 Abb., Stuttgart 1968.
- MEIBURG, P., HÜGEL, P., MARZELA, C. & ROTERS, F. A.: Die geologische Entwicklung der Liet-Höhle im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, **28**, 457–507, 36 Abb., 1 Tab., 1 Titelbild, Heidelberg 1977.
- MUCHOW, S.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Warsteiner Sattels. – Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 51 S., 18 Abb., 1 Tab., 1 Kt., Bonn [unveröff.] 1965 (1965a).
- MUCHOW, S.: Über die Beziehung zwischen Flinzschichten und Massenkalk im Warsteiner Sattel. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 2, 723–730, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Krefeld 1965 (1965b).
- RITZEL, A.: Der geologische Aufbau und die Oberflächengestaltung des Kreises Lipstadt. – Beitr. Heimatk. Kr. Lipstadt, 4, 286 S., 170 Abb., 13 Tab., 1 Kt., Lipstadt (C. J. Laumanns) 1972.
- ROTERS, F. A.: Gedanken zur Hochfläche von Warstein. – [In:] Buch der Heimat. Festschr. 700 Jahre Stadt Warstein, 107–110, 1 Abb., 1 Tab., Warstein (C. Hennecke) 1976.
- SCHMIDT, H.: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Beleecke. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41** (f. 1920), 254–339, 7 Abb., 2 Taf., Berlin 1922.
- SCHMIDT, H. & PLESSMANN, W.: Sauerland. – Samml. geol. Führer, **39**, 151 S., 8 Abb., 24 Taf., 1 Kt., Berlin (Borntraeger) 1961.
- SIEGFRIED, P.: Pleistozäne Säugetiere in westfälischen Höhlen. – Jhe. Karst- u. Höhlenkde., **2**, 177–191, 6 Abb., 3 Tab., München 1961.
- SPEETZEN, E., EL-ARNAUTI, A. & KAEVER, M.: Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kreide-Basisschichten am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **145**, (2), 207–241, 9 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1974.
- STADLER, G.: Mineralogische Untersuchung von Knochenrelikten aus einer Karstspalte im Massenkalk von Warstein. – Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. Krefeld, 2 S., Krefeld [unveröff.] 1978.
- STASCHEN, D.: Zur Geologie des Warsteiner und Beleecker Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **5**, 119 S., 56 Abb., 7 Taf., Münster/Westf. 1968.
- UFFENORDE, H.: Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonat-Komplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **152**, 75–111, 7 Abb., Stuttgart 1976.
- UFFENORDE, H.: Resedimentäre Kalke des mittleren Unterkarbons im Warsteiner Sattel (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153**, (2), 253–281, 8 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1977.

Der Warsteiner Massenkalk – Hydrogeologie und Wasserwirtschaft

Von Michael KOCH und Gert MICHEL, Krefeld

Einführung

Ein klüftiges, verkarstetes Kalksteinmassiv inmitten von geschieferten Ton- und Schluffsteinen ist hydrogeologisch etwas Besonderes: Der Kalkstein wirkt auf die ihn umgebenden Gebiete wie eine zu groß dimensionierte Drainage und stellt für das zufließende Wasser einen unterirdischen Speicher dar. Gemeint ist die Eigenschaft des Kalkstein-Grundwasserleiters, den Grundwasserhaushalt auszugleichen.

In niederschlagsreichen Zeiten füllt sich der Karstkörper mit Wasser auf, um es in niederschlagsarmen Perioden allmählich wieder abzugeben. Als Überläufe dienen Quellen.

Diese aufgezeigte prinzipielle hydrogeologische Konzeption trifft für den Raum Warstein zu. Hier tritt im nordöstlichen Sauerland inmitten der ausgedehnten paläozoischen Tonschiefer-serien im Kern eines W – E streichenden geschuppten Sattels mitteldevonischer Massenkalk zutage.

Dieser Massenkalk ist das verkarstete Speichergestein eines Grundwasservorkommens, das im Zuge eines ständig steigenden Wasserbedarfs in dieser Gegend überörtliche Bedeutung besitzt, andererseits bildet er die Grundlage eines ausgedehnten Kalksteinabbaus mit 3,8 – 4,6 Mio. Tonnen Jahresförderung (VOGLER 1977).

Der Kalkstein streicht mit ca. 11,3 km² an der Oberfläche aus. Davon sind gegenwärtig ca. 5,7 km² überbaut und bereits ca. 1,6 km² bis 80 m Tiefe abgebaut.

Seit der Jahrhundertwende ist der Massenkalk Gegenstand hydrogeologischer Forschungen, die schließlich zum Bau des Lörmecke-Wasserwerkes führten (PAECKELMANN 1944, Zweckverband 1975). Dieses versorgt neben Warstein, Suttrop und Kallenhardt zahlreiche Dörfer auf dem Haarstrang zwischen Werl – Soest – Erwitte mit Wasser. Für die Wasserversorgung der Stadt Warstein sind zusätzlich im besiedelten Stadtgebiet einige Quellen gefaßt worden. Insgesamt werden ca. 70 000 Menschen mit Trinkwasser versorgt.

Das Reservoir: der Massenkalk als Grundwasserleiter

Das Grundwasser ist Bestandteil des Untergrundes. Eine Betrachtung der Grundwasserhältnisse ist deshalb nur unter Einbeziehung der geologischen Gegebenheiten möglich.

Der massive bis dickbankige Kalkstein des Massenkalkes besteht meist aus reinem Calciumcarbonat. Seine Mächtigkeit ist nicht bekannt; sie dürfte hier einige 100 m betragen. Die Löslichkeit durch Regen- und Oberflächenwasser ist relativ hoch. Dadurch sind wasserwegsame tektonische Trennfugen zum Teil zu einem weit klaffenden Spalten- und Höhlensystem erweitert worden. Die Verkarstung setzte im Oberdevon ein und hält bis heute an. Hierbei sind spaltenförmige Schloten im Massenkalk bereits in geologischer Vergangenheit mit Sedimenten



Abb. 1. Grundwasserführende Karsthöhle in der Hohen Liet, Steinbruch Fa. Köster (fot. H. G. NIESKENS, November 1978)

gefüllt worden (CLAUSEN, GREBE, LEUTERITZ & WIRTH 1978). Es ist nicht auszuschließen, daß heute auch noch Hohlräume dieses Paläokarstes im Untergrund dem wasseraktiven Bereich angehören.

In der Umgebung von Warstein sind 21 Höhlen bekannt (MEIBURG & STOFFELS 1979).

Im Zuge der Kalksteingewinnung werden gelegentlich große, auch grundwassererfüllte Höhlen freigelegt, die sofort wieder dem Abbau zum Opfer fallen (Abb. 1).

Soweit erkennbar, liegen die Karsthöhlen-Systeme im Westen, im zentralen Teil und im Osten des Massenkalkes im Zuge großer tektonischer Querstörungen. Die dazwischen liegenden Teile des Massenkalkes sind in Oberflächennähe offensichtlich nur in geringem Ausmaß verkarstet.

Dafür dürfte die Verkarstung in der Tiefe größer sein. Hier scheinen in verschiedenen Niveaus querverbindende Karstspalten vorzuliegen, die die Karstgrundwässer einmal in die eine, dann in die andere Richtung leiten. Außerdem reichen sie vermutlich bis an die Ränder des Massenkalk-Vorkommens und schaffen somit hydraulische Verbindungen auch zwischen den mit dem Massenkalk an Störungen und Schichtgrenzen in Kontakt liegenden Gesteinen der jüngeren Schichten.

Der Warsteiner Massenkalk liegt weitgehend als bedeckter Karst vor. An der Oberfläche sind Karsterscheinungen somit nur vereinzelt zu beobachten. Es handelt sich dabei um Einstürze an einigen Bachschwinden, um Karrenbildung auf Felsklippen, um Erdfälle (Abb. 2) und um ein Trockental zwischen den Schwiden des Enke- und Wäsche-Grabens und der Range-Quelle. Im Untergrund sind es Höhlen, deren begehbare Teile weit über dem mittleren Karstgrundwasserspiegel des Massenkalkes liegen. Die heute trockenen Hohlräume waren in früherer Zeit einmal wasseraktiv. Sie sind durch stetige Hebung in Verbindung mit einer zunehmenden Eintiefung

der Täler durch Erosion bis in das jetzige Niveau gestiegen. Die tieferen Teile der Höhlen, die meist nicht begangen werden können, werden hingegen heute noch ständig von Karstgrundwasser durchflossen (Abb. 1).

Der verkarstungsfähige und somit wasseraktive Teil im Warsteiner Gebiet umfaßt den gesamten Massenkalk. Hierzu gehört auch der sog. „Trümmerzug“ sensu H. SCHMIDT (1922), der gleichfalls aus Kalkstein besteht und geologisch zum Massenkalk gerechnet werden muß, auch wenn er als tektonische Blockbrekzie vorliegt. Selbst die hier angetroffene partielle Verkieselung, die zu einem teilweisen Zuwachsen von offenen Klüften und Spalten geführt hat, ändert nichts an der hydraulischen Zugehörigkeit des „Trümmerzuges“ zum Karstkörper, der somit einen Ausstrich über Tage von ca. 11,3 km² besitzt.

Der Inhalt des Massenkalkes: Das Karstgrundwasser

Das Karstgrundwasser entsteht

- durch Versinkungen von zufließenden Oberflächenwässern,
- durch die Versickerung von Niederschlägen auf der Fläche des zutage anstehenden Karstkörpers des Massenkalkes, dem Grundwasserleiter.

Die hydrogeologische Funktion des Warsteiner Massenkalkes ist durch seine Lage zur Vorflut gegeben. Er liegt annähernd in West-Ost-Erstreckung in einer Länge von rd. 8 km quer zur allgemein nach Norden gerichteten Vorflut im Kernbereich zweier südlicher Zuflüsse der Möhne, des Wester-Baches und der Glenne samt ihrer Nebenzuflüsse. Die Wasserläufe

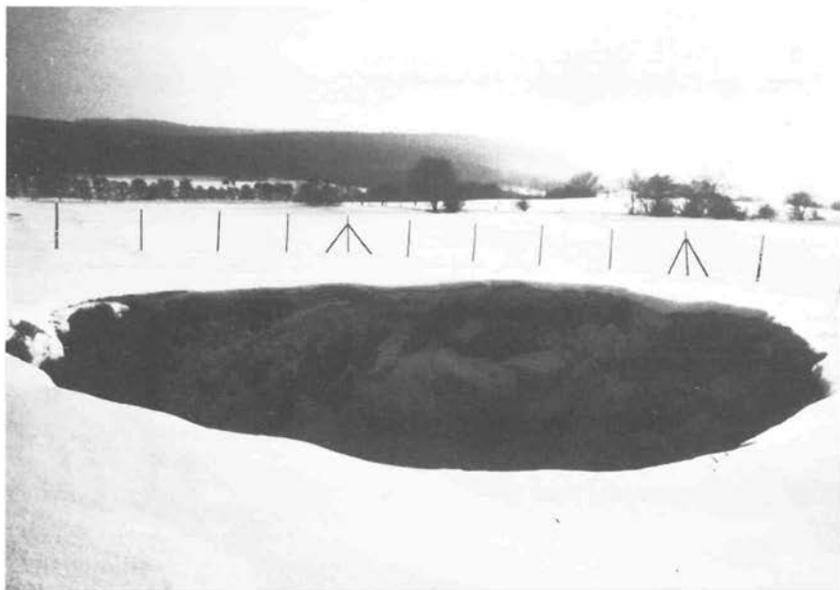


Abb. 2. Erdfall östlich der Hohen Liet. Er entstand plötzlich Anfang November 1978. Tiefe ca. 10 m, Durchmesser ca. 10 m (fot. Dr. M. REINHARDT, Jan. 1979)

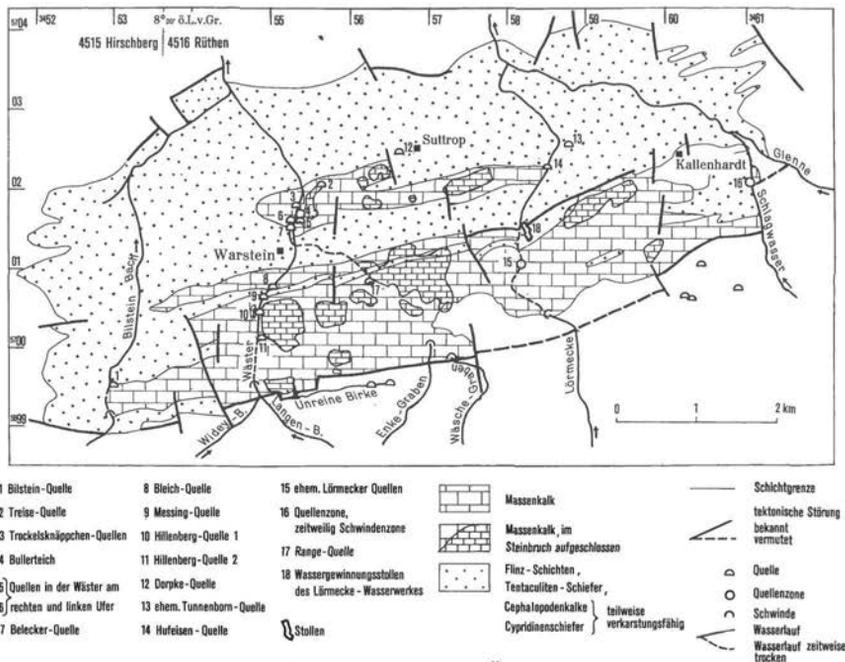


Abb. 3. Hydrogeologische Übersicht

durchfließen den Massenkalk von Süden nach Norden. Hierdurch sind die Quartäler in der gleichen Richtung zunehmend eingetieft worden.

Der Massenkalk von Warstein besitzt lediglich ein Zuflußgebiet im Süden. Von hier aus fließen zu: der Bilstein-Bach, der Widey- und Langen-Bach als Quellbäche des Wester-Baches, die Unreine Birke, der Enke-Graben, der Wäsche-Graben, die Lörmecke, das Schlagwasser mit dem Langenberg-Siepen. Diese Bäche versinken zeitweise im Bereich der südlichen Massenkalk-Grenze, z. T. auch das ganze Jahr über in folgenden Bachschwinden:

Bilstein-Schwinde	R 34 52 955, H 56 99 125
Schwalgen im Bachbett des Wester-Baches	R 34 57 730, H 56 99 470 – 770
Schwinde Unreine Birke	R 34 55 030, H 56 99 335
Enkegraben-Schwinde	R 34 56 970, H 56 99 925
Wäsche-graben-Schwinde	R 34 57 195, H 56 99 780
Schwalgen im Bachbett der Lörmecke am Hohlen Stein	von R 34 58 500, von H 57 00 330 bis R 34 58 120, bis H 57 00 460
Schwalgen im Schlagwasser östlich Haus Eickhoff	R 34 60 975, H 57 02 025

Durch Abflußmessungen wurde die Gesamtmenge dieser versinkenden Zuflüsse im Wasserwirtschaftsjahr 1971 (Nov. 1970 – Okt. 1971) ermittelt. Sie belief sich auf 10,4 hm³/a

(KOCH, MICHEL & SCHRÖTER 1974). Diese Versinkungen sind eine wesentliche Komponente der **Grundwasserneubildung**. Die zweite Komponente ist die jährliche **Versickerungsrate** auf dem Ausstrichbereich des Karstkörpers. Sie dürfte 5,6 – 5,8 hm³/a betragen (Klimaatlas von Nordrhein-Westfalen, 1960). Somit lieferte das Einzugsgebiet des Massenkalkes im Wasserwirtschaftsjahr 1971 16 – 16,2 hm³/a an neugebildetem Karstgrundwasser.

Die **Summe der gemessenen Gesamtabflüsse** aller Quellen und Bäche nördlich des Massenkalk-Gebietes ist jedoch beträchtlich höher. Sie betrug im Wasserwirtschaftsjahr 1971 30,2 hm³/a. In diesem Gesamtabfluß tritt die Entnahmemenge für die öffentliche Wasserversorgung in Höhe von 6,1 hm³/a nicht mehr auf.

Die Bilanz des Wasserwirtschaftsjahres 1971 für den Massenkalk ergibt sich aus nachstehender Berechnung:

	hm ³ /a
Versinkung südlicher Zuflüsse	10,4
+ Versickerung von Niederschlägen	5,8
<hr/>	
= Karstgrundwasserneubildung	16,2
./. Entnahme durch öffentliche Wasserversorgung	6,1
<hr/>	
= Gesamtabfluß aus Norden, theoretisch	10,1
Gesamtabfluß aus Norden, gemessen	30,2
<hr/>	
Überschuß	20,1

Im Norden flossen somit ca. 20,1 hm³/a mehr an Karstgrundwasser aus, als die Neubildungsrate von 16 – 16,2 hm³/a betragen hat. Der Abflußüberschuß wird von einem älteren Karstgrundwasser bestimmt, das offensichtlich nicht im Warsteiner Raum entstanden ist und aus diesem Grund als „Fremdwasser“ bezeichnet wird. In ihm sind die Natrium-Gehalte, die Chlorid-Gehalte sowie die Temperaturen (bis 15,5°C) erhöht.

Der **Fremdwasserabfluß**, welcher auch in Trockenzeiten nicht versiegt, kann dem base-flow gleichgesetzt werden. Er ließ sich für das Wasserwirtschaftsjahr 1971 aus den im September 1971 gemessenen Abflußwerten an sämtlichen Quellen und Gewässern des Massenkalkes auf 491 l/s ermitteln. Auf ein Jahr hochgerechnet ist das eine Menge von rd. 22 hm³, die als Trockenwetterabfluß vorliegt, und wenn die Grundwassernutzung mit berücksichtigt wird (KOCH, MICHEL & SCHRÖTER 1974).

Im Verlauf eines Wasserwirtschaftsjahres wird somit folgender hydrologischer Zyklus erkennbar: der base-flow an älterem Karstgrundwasser (= Fremdwasser) wird in den niederschlagsreichen Monaten durch den Ausfluß an jungem, im Warsteiner Raum entstandenem Karstgrundwasser überlagert. Dieses hat eine geringe Verweildauer. Im Winter trägt es zur Wiederauffüllung des im Vorjahre leergelaufenen Karstkörpers bei. Im Laufe des Frühjahres und im Sommer überlagert es den Ausfluß des älteren Karstgrundwassers, wobei sich sein Anteil ständig verringert. Schließlich ist im Spätsommer und Herbst nur noch das ältere Karstgrundwasser am Abfluß des Massenkalkgebietes allein beteiligt.

Das Grundwasser fließt generell in nördliche Richtung ab. Die Karstgrundwasseroberfläche kann im Warsteiner Massenkalk somit als eine nach Norden geneigte Fläche verstanden werden. Die Neigung ergibt sich aus der Höhendifferenz zwischen den Versinkungsstellen im Süden und der tiefsten, den Massenkalk zentral entwässernden Quelle, dem Bullerteich (s. S. 133). Die zwischen den hoch liegenden Versinkungsstellen und dem Bullerteich austretenden Quellen im



Abb. 4. Karstgrundwasser auf Steinbruchsohle Steinbruch Fa. Weiken, Kallenhardt (fot. Dr. M. KOCH, 19. 4. 1978)

Westerbach-Tal sind entsprechend ihrer topographischen Position die seitlichen Ausbisse der Karstgrundwasser-Oberfläche. Dies gilt auch für den Massenkalk zwischen der Lörmecke und Kallenhardt. Dort ist von den Versinkungsbereichen im Schlagwasser östlich Haus Eickhoff und der Lörmecke südlich vom Hohlen Stein auf den Wassergewinnungsstollen des Lörmecke-Wasserwerkes die Karstgrundwasser-Oberfläche ebenfalls nach Norden und Nordwesten geneigt.

Die Karstgrundwasser-Oberfläche schwankt im jahreszeitlichen Verlauf um wenige Meter. Bei einem höher liegenden Karstgrundwasser-Spiegel werden topographisch höher liegende Quellen an das grundwasserführende Gebirge angeschlossen. Das gleiche gilt auch für sehr tiefe Steinbrüche (Abb. 4), in die dann das Karstgrundwasser seitlich und von unten eindringt. Derartige Quellen und tiefe Steinbrüche fallen trocken, wenn die Karstgrundwasser-Oberfläche wieder absinkt (Range-Quelle, Abb. 5).

Zwischen Wester-Bach und Lörmecke ist jedoch die ursprüngliche, auf die natürlichen Quellwasseraustritte orientierte Grundwasserfließrichtung durch künstliche Eingriffe abgelenkt worden. Die Kenntnisse verdanken wir einigen im Sommer 1978 aus dem Nahbereich der

Hillenberg-Quelle 2 durchgeführten Markierungsversuche, die vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen und vom Staatlichen Amt für Wasser- und Abfallwirtschaft (StAWA) Lippstadt in Zusammenarbeit mit der Stadt Warstein durchgeführt worden sind. Hiernach sind Nachweise des Markierungsmittels (Uranin) außer in der Hillenberg-Quelle 2 und im Bullerteich besonders deutlich im Wasser des Grundwasserstollens des Lörmecke-Wasserwerkes aufgetreten. Der Stollen liegt 8 m unter dem früheren Quellenniveau. Seine auf den Karstkörper drainierende Wirkung erstreckt sich somit auch auf weite Teile des Massenkalkes im Westen, d. h. auf Teile, die eigentlich dem direkten Einzugsgebiet der Hillenberg-Quelle 2 und dem Bullerteich zuzurechnen sind.

Die Fließgeschwindigkeit liegt bei 34 m/h (RICHTER 1944). Eigene Versuche im östlichen Teil (gemeinsam mit StAWA Lippstadt 1973) ergaben 33 m/h im Kallenhardter Teil des Massenkalkes. Bei den 1978 durchgeführten Versuchen wurde zwischen Eingabestelle im Bereich der Hillenberg-Quelle 2 und dem Lörmecke-Wasserwerk eine Fließgeschwindigkeit von 7,13 m/h ermittelt.

Die Quellen

Aus dem Massenkalk entspringen 16 karstwasserabhängige Quellen und zwei Quellenzonen. In seiner Umrandung treten zahlreiche weitere Quellen zutage.

Die Schüttungen der Quellen und der Chemismus des in ihnen ausfließenden Grundwassers sind von ihrer jeweiligen geologischen und hydrogeologischen Position abhängig.

Im südlich des Massenkalkes gelegenen oberirdischen Zuflußgebiet sind zahlreiche kleine Quellen vorhanden, die durch ihre Aufreihung oftmals Störungslinien markieren. Diese Quellen



Abb. 5. Range-Quelle, wasserführend (fot. Dr. M. KOCH, 19. 4. 78)

liefern alle „sehr weiches“ Wasser. Die morphologisch hoch liegenden Quellen sind intermittierend, andere perennierend, mit jahreszeitlich stark schwankenden Schüttungen.

Im Zentrum des Massenkalk-Gebietes ist die Zahl der Quellen verhältnismäßig gering; die Schüttungsmengen sind jedoch zum Teil sehr hoch. Das Wasser ist relativ „hart“ und die Temperatur erhöht. Sie schwankt zwischen 9° C (im Winter) und 15.5° C (im Sommer). Eine Nutzung der Quellen ist hygienisch bedenklich und eine Aufbereitung (Aktiv-Kohlefilterung, Chlorierung und anderes) ist erforderlich.

Alle Quellen befinden sich in den tiefsten Stellen der Quertäler und in der Nähe der nördlichen Massenkalk-Grenze.

Im nördlichen Vorland des Massenkalkes kommen zahlreiche Quellen vor, die im Typ und Schüttungscharakter denen im südlichen Zuflußgebiet entsprechen. Sie schütten „weiches“ Wasser und fließen teilweise beständiger. Einige Quellen im Norden des Massenkalkes und außerhalb des Kalkstein-Gebietes verhalten sich jedoch wie die Massenkalk-Quellen, d. h. sie schütten Wasser vom Typ des „Massenkalk-Wassers“, auch sind die Temperaturen erhöht.

In Tab. 1 sind sämtliche Quellen des Massenkalk-Gebietes zusammengestellt und auch diejenigen Quellen angeführt, die im nördlichen Vorland Karstgrundwasser schütten.

Tab. 1. Die wichtigsten Quellen im Warsteiner Massenkalk-Gebiet

Name	Lage		Schüttung		Bemerkungen
	R	H	l/s min.	max.	
Massenkalk-Gebiet					
Hillenberg-Quelle 2	34 54 860	57 00 075	83	111	
Falken-Quelle	34 54 910	57 00 710	13,8	50	
Messing-Quelle	34 54 960	57 00 700	n. m.	25,8	n. m.
Hillenberg-Quelle 1	34 54 770	57 00 390	0	11,1	= nicht meßbar
Bleich-Quelle	34 54 850	57 00 600	0	11,1	
Risse-Quelle	34 55 030	57 00 720	n. m.	10	
Belecker-Quelle	34 55 160	57 01 420	16,7	16,7	
Trockelsknäppchen-Quellen	34 55 240	57 01 675	n. m.	35	
Bullerteich	34 55 280	57 01 730		250	
Range-Quelle	34 56 185	57 00 810	0	336	
Treise-Quelle	34 55 580	57 02 000	0	10	
Salzbörnchen	34 55 965	57 01 430	0	n. m.	
Lörmecke-Quellen	34 58 135	57 01 450	n. m.	n. m.	trockengelegt, durch Stollen unterfahren
Bilsteinbach-Quelle	34 52 925	56 99 475	n. m.	90	
Nördliches Vorland					
Hufeisen-Quelle	34 58 470	57 02 200	n. m.		
Tunnenborn-Quelle	34 58 720	57 02 520	n. m.		durch Straßenbau beseitigt
Dorpke-Quelle	34 56 575	57 02 400	n. m.		

Aus folgenden Quellen des Warsteiner Massenkalkes werden zusammen z. Z. jährlich etwa 6,1 Mio m³ Grundwasser genutzt. Davon entfallen auf die Quellen des Westerbach-Tales ca. 3,8 Mio m³ und auf die Quellen des Lörmecke-Tales 2,3 Mio m³.

Bullerteich-Quelle

Der Bullerteich ist die tiefste Stelle der natürlichen Karstentwässerung auf der Ostseite des Wester-Baches. Es handelt sich um einen Quellenteich. Er wird vom Wasserbeschaffungsverband Bullerteich genutzt. In diesem haben sich die Stadt Warstein mit dem Ortsteil Belecke, das Lörmecke-Wasserwerk und der Landschaftsverband Westfalen-Lippe (für die Landesheilstalt) zusammengeschlossen. Die im Verleihungsantrag festgelegten Entnahmemengen in Höhe von 8000 m³/d verteilen sich auf die Berechtigten unterschiedlich in Abhängigkeit vom jahreszeitlichen und täglichen Bedarf. Hiernach können für die Dauer von jeweils 8 Monaten im Jahr entnehmen:

Stadt Warstein bis 2000 m³/d, Landesheilstalt bis 1200 m³/d, Lörmecke-Wasserwerk bis 4800 m³/d (mit Belieferung von Suttrop).

Die Schüttung der Bullerteich-Quelle wird durch diese Entnahmemengen nicht voll in Anspruch genommen, da nur ein Teil der Grundquellen im Teich durch horizontale Sickerleitungen gefaßt worden ist, die einem Sammelschacht zufließen. Außerhalb der Fassungsanlage befinden sich im Quellenteich noch weitere zahlreiche Grundquellen, die ungenutzt ausfließen. Außerdem fließt zeitweilig auch der ungenutzte Überschuß aus der Fassungsanlage durch einen Überlauf des Sammelschachtes ab. Der nicht genutzte Überschuß beläuft sich in Trockenzeiten auf mindestens 4–5000 m³/d.



Abb. 6. Freilegung der Hillenberg-Quelle 2 durch Leerpumpen des Quellenteiches (fot. Dr. M. KOCH, 16. 4. 1977)

Obwohl der Bullerteich die größte und bedeutendste Quelle des Warsteiner Massenkalkes ist, wurde sie erst vergleichsweise spät, nämlich erst vor 10 Jahren, für eine Nutzung gefaßt. Vorher mußte ein unmittelbar östlich gelegener Steinbruch stillgelegt werden, weil zu befürchten war, daß Sprengerschütterungen die Quellenfassung gefährden würden.

Eine Schutzzone kann für den Bullerteich inmitten der städtischen Bebauung nicht sinnvoll ausgewiesen werden. Somit ist die Bullerteichfassung ein „Dauerprovisorium“.

Hillenberg-Quelle 1

Sie liegt auf der Ostseite des Westerbach-Tales und wurde früher für die öffentliche Wasserversorgung von Warstein genutzt. Die Nutzung mußte aufgegeben werden, da in einem benachbarten Steinbruch durch das Tieferlegen der Sohle an der Einfahrt zum Steinbruch die grundwasserführende Kluftspalte freigelegt wurde, wodurch die Schüttung der Hillenberg-Quelle 1 erheblich nachgelassen hat. Stattdessen flossen große Grundwassermengen jetzt im Steinbruch selbst aus. Dieser Ausfluß wird heute Hillenberg-Quelle 2 genannt.

Hillenberg-Quelle 2

Sie befindet sich in einem künstlich angelegten Quellenteich (Abb. 6). Pumpversuche haben nachgewiesen, daß Entnahmen von mehr als 200 m³/h möglich sind. Sie ist die südlichste und am höchsten gelegene Karstquelle im Westerbach-Tal und liegt rund 26 m höher als der Bullerteich. Ihre Schüttung könnte vom Bullerteich beeinflusst werden, wenn dort unter Ausnutzung der vollen installierten Pumpenleistung (ca. 550 m³/h) Wasser gefördert würde.

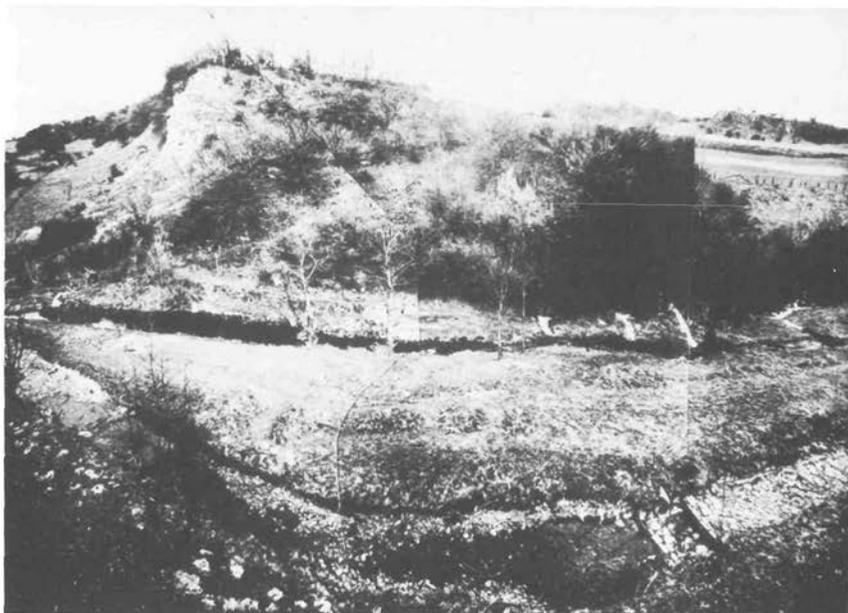


Abb. 7. Lage der ehemaligen Lörmecke-Quellen, markiert durch helle Streifen (fot. Lörmecke-Wasserwerk)

Seit März 1977 erfolgt trotzdem ein Ausbau der Hillenberg-Quelle 2 für die öffentliche Wasserversorgung. Vorteilhaft ist hier die Lage außerhalb jeglicher Bebauung, die Möglichkeit, eine Schutzzone auszuweisen sowie die Stilllegung des Hillenberg-Steinbruches. Dort ist der Massenkalk bereits bis knapp über die Karstgrundwasser-Oberfläche abgebaut worden.

Trockelsknäppchen-Quellen

Es handelt sich um drei dicht beieinander liegende gefaßte Quellen gegenüber dem Bullerteich auf der Westseite des Wester-Baches. Die derzeitige Entnahmemenge der Stadt Warstein beläuft sich auf 1800 m³/d bei 20stündiger Entnahmezeit. Außerdem wird die Landesheilanstalt bei Bedarf mit maximal 400 m³/d beliefert. Nach Inbetriebnahme der neuen Quelfassung „Hillenberg 2“ sollen die Trockelsknäppchen-Quellen nur noch für die Notwasserversorgung vorgehalten werden.

Belecker-Quelle – auch Bürnheim-Quelle genannt –

Die Quelle ist gefaßt und liegt auf der Westseite des Wester-Baches. Der Ortsteil Belecke entnimmt hieraus täglich bis zu 600 m³ Wasser.

Treise-Quelle

Die Quelle ist gefaßt. Sie wird von der Olsberger Hütte, der früheren Warsteiner Hütte, genutzt. Am Osthang, ca. 20 m über dem Talniveau des Wester-Baches gelegen (!), soll sie bisher noch nicht trocken gefallen sein. Eine größere Menge an Karstgrubenwasser fließt ungenutzt über.

Messing-Quelle

Die auf der Westseite des Wester-Baches und am südlichen Ende der Ortslage von Warstein liegende gefaßte Messing-Quelle wird von der Warsteiner Brauerei genutzt. Die Entnahme liegt bei rund 400 m³/d. Außerdem werden aus einem Brunnen auf dem alten Brauereigelände max. 480 m³/d an Karstgrundwasser gefördert.

Lörmecke-Quellen

Die früher auf dem Ostufer des Lörmecke-Tales gelegenen fünf Lörmecke-Quellen existieren heute nicht mehr (Abb. 7). Durch den Bau eines 80 m langen Wassergewinnungsstollens (Abb. 8) wurde in einer Tiefe von ca. 8 m unter dem Bett der Lörmecke die karstgrundwasserführende Kluftspalte angefahren. Auf ihr fließt das Grundwasser den Lörmecke-Quellen zu. Das bis 1935 aus den Quellen frei ausfließende Dargebot von ca. 4500 m³/d wird heute ausschließlich vom Stollen abgezogen und zeitweise aus einem Quellschacht gepumpt. Im Winter und im Frühjahr ist das Grundwasserdargebot wesentlich höher. Selbst im extremen Trockenjahr 1959 konnten noch 4000 m³/d an Karstgrundwasser aus der Quellschacht bezogen werden.

Der Überschuß wird durch ein Überlaufrohr am Quellschacht in die Lörmecke geleitet. Auch im Sommer und im Herbst sind Entnahmen bis zu 6000 m³/d möglich, wobei die Karstgrundwasser-Oberfläche geringfügig abgesenkt wird (s. S. 131). Die winterlichen Zuflüsse bewirken alsbald wieder eine erneute Auffüllung des Karstkörpers. Die ehemaligen Quellen sind heute verfüllt und abgedeckt, um im Falle einer hohen Wasserführung in der Lörmecke Versinkungen von Oberflächenwasser auszuschließen.

Die Quellschüttungen und die Chloridgehalte des Wassers werden seit über 20 Jahren ständig gemessen und aufgezeichnet. Sie werden mit der Absenkung unter Unterkante Überlauf des Quellschachtes korreliert (Abb. 9).

Eine Abhängigkeit der Quellschüttung von der Niederschlagsmenge ist ersichtlich. Der Chloridgehalt schwankt zwischen 60 und 230 mg/l. Er ist als Indiz für den mengenmäßigen



Abb. 8. Bau des Grundwasserstollens 1928/29 (fot. Lörmecke-Wasserwerk)

Anteil an altem Karstgrundwasser an der jeweiligen Schüttungsmenge zu werten. Überraschenderweise kann jedoch eine Beziehung zwischen den Niederschlägen der Schüttungsmenge und dem Chloridgehalt nicht abgeleitet werden, obwohl die Zufuhr an altem Karstgrundwasser den Abfluß des jungen Karstgrundwassers substituiert.

Hufeisen-Quelle

Sie ist gefaßt und liegt im Lörmecke-Tal im N des Lörmecke-Wasserwerkes. Karstgrundwasser fließt ihr aus dem Massenkalk im E und W zu. Sie wird für die Versorgung von Suttrop genutzt.

Tunnenborn-Quelle

Sie wurde früher für die Versorgung von Kallenhardt genutzt. Heute ist die Quelle dem Bau der Straße Suttrop-Kallenhardt zum Opfer gefallen. Sie fließt über einen Auslauf direkt in die Lörmecke.

Bohrungen

Versuche, Grundwasser durch Bohrungen künstlich zu erschließen und dafür die Nutzung gefährdeter Quellen aufzugeben (zuletzt noch 1969/70), sind erfolglos gewesen. Derartige Maßnahmen werden auch nicht mehr diskutiert, weil man im Falle einer Nutzung durch Tiefbrunnen und die damit verbundene Grundwasserabsenkung im größeren Ausmaße die natürlichen unterirdischen Fließvorgänge beeinflusst und stört. Zu der bereits vorhandenen Problematik der Quellennutzung käme somit ein weiterer Unsicherheitsfaktor hinzu.

Die chemische Beschaffenheit des Grundwassers

„Tales sunt aquae, qualis terra per quam fluunt“ sagt GAIUS PLINIUS SECUNDUS (23–79 n. Chr.) in seiner *Historia naturalis* (deutsch 1840–77). Modern ausgedrückt heißt das, die chemische Beschaffenheit des Grundwassers ist vor allem von der petrographischen Beschaffenheit der Grundwasserleiter und von der Verweildauer des Grundwassers im Untergrund abhängig: sie ist aquiferspezifisch. Hinzu kommen naturgemäß noch andere Faktoren, wie Klima, Art des Bodens, Bodennutzung und Düngung. Düngung verursacht oft erhöhte Nitratgehalte, aber auch erhöhte Kaliumgehalte.

Folgen wir dem Grundwasser in seinem Lauf durch das Warsteiner Gebiet von Süden nach Norden und betrachten den Chemismus etwas näher. Mitgeteilt werden lediglich 18 chemische Analysen (Tab. 2).

Typisch aquiferspezifisch sind die Grundwässer und die Oberflächenwässer aus dem **südlichen Zuflußgebiet** (Analysen 1–6). Sie weisen eine sehr geringe Konzentration an gelösten Mineralstoffen auf. Diese schwankt zwischen 70 und 270 mg/l, je nachdem wie lange das Wasser mit dem grundwasserführenden Gestein in Kontakt stand und wie groß das Angebot an wasserlöslichen Verwitterungsmineralien, vor allem Karbonaten, gewesen ist. Obwohl das Wasser des Bilstein-Baches (Probe 5) unterirdisch zur Bilstein-Quelle (Probe 6) fließt, erfolgte keine signifikante Erhöhung der Mineralisation des Wassers. Die Verweildauer des Wassers im Untergrund reichte nicht aus, um auf den durchflossenen Kalkstein stärker lösend zu wirken.

Wenn das **Karstgrundwasser** nur aquiferspezifische Eigenschaften besäße, müßten ausschließlich Calcium und Hydrogencarbonat vorkommen. Dies ist aber nicht so. Charakteristisch sind relativ hohe Gehalte an Natrium und an Chlorid. So liegen die Natriumwerte zwischen 60 und 100 mg/l, die Chloridwerte zwischen 110 mg/l und 184 mg/l (Probe 8: Hillenberg-

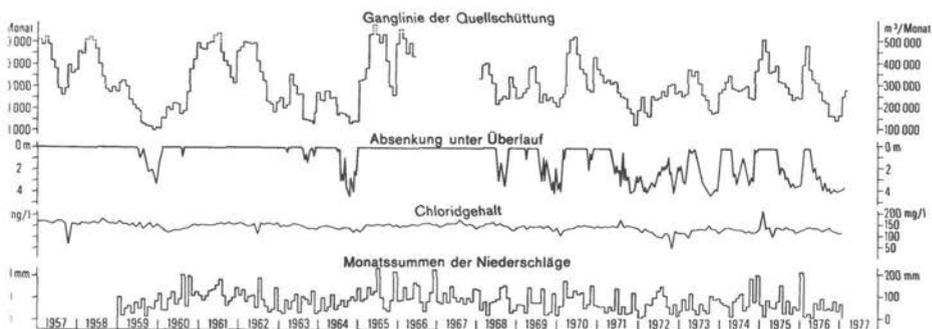


Abb. 9. Quellschüttung und Chloridgehalt (aus KOCH & MICHEL 1977)

Tab. 2. Beschaffenheit des Grundwassers Analytiker: Dr. H. WERNER, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Entnahmezeit: 21.–23. 10. 1970, mit Ausnahme der Proben 8 (3. 7. 78), 17 (28. 2. 77)
und 18 (1. 3. 77).

Probe (mg/l)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na ⁺	6	5	3	7	4	5	88	98	31	50	58	62	80	83	43	66	9	8
K ⁺	<1	1	<1	<1	<1	<1	3	5	1	1	2	3	2	3	1	2	8	1
Ca ²⁺	46	23	42	16	6	10	71	94	74	86	87	90	91	70	96	106	128	123
Mg ²⁺	5	4	2	2	4	5	13	9	3	4	21	7	4	11	17	1	2	4
Cl ⁻	21	18	11	14	14	11	160	184	67	128	110	121	149	117	85	156	28	39
SO ₄ ²⁻	26	32	31	24	20	28	26	1	10	16	36	18	17	53	29	13	79	110
HCO ₃ ⁻	92	43	98	24	12	18	220	268	214	201	262	250	244	250	268	238	311	281
NO ₃ ⁻	1	1	Spur	3	3	Spur	6	24	10	4	6	11	6	6	9	2	1	3
Ionen- Summe	197	127	188	90	63	77	587	682	410	490	582	562	593	593	548	584	566	568

Entnahmestellen:

Probe	Lokalität	Probe	Lokalität
1	Quellenzone Eickhoff	10	Range-Quelle
2	Quelle südlich Kallenhardt	11	Messing-Quelle
3	Quelle der Unreinen Birke	12	Bleich-Quelle
4	Fließende Welle des Widey-Baches	13	Bullerteich
5	Schwinde Bilstein-Bach	14	Belecke-Quelle
6	Bilstein-Quelle	15	Treise-Quelle
7	Hillenberg-Quelle 2	16	Lörmecke-Quelle
8	dto.	17	Dorpke-Quelle
9	Hillenberg-Quelle 1	18	Tunnenborn-Quelle

Quelle 2). Weiterhin sind die Temperaturen dieser Wasser erhöht (13–13,5° C). Die Konzentration an gelösten festen Bestandteilen schwankt zwischen 548 und 615 mg/l (Proben 7–16).

Langzeitige systematische Messungen fehlen. So ist lediglich bekannt, daß die Wassertemperaturen in niederschlagsreichen Zeiten und nach Starkregen zwischen 10° C und 12° C und nach niederschlagsarmen Zeiten zwischen 13° C und 15,5° C liegen. Auch über die Chloridgehalte liegen keine Untersuchungen vor. Es werden hier nur einige Daten mitgeteilt (Tab. 3).

Tab. 3: Chloridgehalte in mg/l einiger ausgewählter Quellen

Nov. 42 Okt. 67 Okt. 68 Okt. 69 Febr. 70 Mai 70 Okt. 70 Sept. 78

	Nov. 42	Okt. 67	Okt. 68	Okt. 69	Febr. 70	Mai 70	Okt. 70	Sept. 78
Hillenberg-Quelle 2	135	?	179	?	?	?	160	184
Trockelsknäppchen	?	171	126	158	160	124	142	–
Hillenberg-Quelle 1	74	70	40	101	57	63	67	–
Bleich-Quelle	130	76	46	95	111	127	121	–

Das hier im Wasser gelöste Natriumchlorid, also Kochsalz, kann nicht aus dem Massenkalk oder seiner unmittelbaren Umgebung abgeleitet werden. Das gelöste Natriumchlorid ist fremden Ursprungs.

Das Grundwasser, welches in **Quellen nördlich des Kalkstein-Verbreitungsgebietes**, d. h. im nördlichen Vorland zutage tritt (Proben 17 u. 18) ist nur wenig geringer mineralisiert als das Massenkalkgrundwasser (560–670 mg/l). Das Grundwasser hat sich während des Durchfließens des Massenkalkes mit Calcium- und Hydrogencarbonat-Ionen angereichert. Die Chloride sind nur geringfügig erhöht (bis 39 mg/l). Andererseits zeigen beide Quellen für diesen Raum einen relativ hohen Sulfatgehalt, nämlich 79 und 110 mg/l. Der dürfte auf oxidierte Sulfide zurückzuführen sein.

Weiter nördlich, im Gebiet von Belecke – Drewer, sind im oberdevonischen Enkeberg-Kalk zwei bemerkenswerte Natrium-Chlorid-Wasser-Vorkommen bekannt (FRICKE 1967). Sie sind deshalb bemerkenswert, weil sie inmitten des Paläozoikums rund 15 km südlich der südlichen Soleverbreitungsgrenze (Hellweg) auftreten.

In dem einen Fall handelt es sich um den 33 m tiefen Kaiser-Heinrich-Brunnen. Aus ihm laufen je nach Drosselung bis 9 m³/h Mineralwasser frei aus.

Das zweite Vorkommen ist ganz anderer, ja einmaliger Art. Es ist der See des Drewer Kalksteinbruches. Der Steinbruch ist in den 50er Jahren durch Salzwassereinträge abgeseifen. Heute ist der Steinbruch (160 m lang, 70 m breit, im Durchschnitt 15 m tief) mit mindestens 170 000 m³ schwach versalztem Grundwasser angefüllt. Es ist ein ähnliches Mineralwasser wie das des Kaiser-Heinrich-Brunnens, jedoch durch süße Grundwasserzuflüsse und Regenwasser etwa um die Hälfte verdünnt.

In der Tab. 4 werden fünf Analysen aus den Jahren 1961 bis 1977 mitgeteilt.

Das Fremdwasser

Nachdem die Quantitäten und die Qualitäten des Grundwassers beschrieben und erörtert worden sind, kann eine Diskussion über die Herkunft des Fremdwassers geführt werden.

Die Bildungsgebiete des Fremdwassers können sowohl im Südosten, im Bereich des Briloner Massenkalkes, als auch im Norden, im Münsterschen Becken liegen. Die Chlorid-

Gehalte nehmen von Norden nach Süden hin ab: Bad Westernkotten 46 000 mg/l, Beleck 3 200 mg/l, Warstein 160 mg/l. Dies stimmt mit der bisherigen hydrogeologischen Lehrmeinung überein, daß aus dem tiefen Untergrund des Münsterschen Beckens auf Störungen Salzwasser in das Schiefergebirge einströmt (FRICKE 1961).

Für den Briloner Bereich als Ursprungsgebiet sprechen hydrochemische Ähnlichkeiten des Grundwassers (ebenfalls erhöhte Gehalte an Natrium und Chlorid und erhöhte Temperaturen) sowie eine zu vermutende hydraulische Verbindung in der Tiefe über weitreichende, etwa SE-NW streichende Störungen oder die Tiefenverbreitung von grundwasserleitenden Karbonatgesteinen. Durch ^{14}C -Altersbestimmungen wurde einerseits das junge Alter des Wassers aus dem unbedeckten Karst bestätigt (Proben Hv 4631–4636; Prof. Dr. M. A. GEYH, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover). Andererseits ist eine Zunahme der ^{14}C -Modellalter von Süden nach Norden zu erkennen. Dies entspricht der morphologischen und der generellen Fließrichtung der Oberflächengewässer und des Grundwassers. Das Einzugsgebiet des Süßwassers ist im Süden zu suchen, es wird durch Salzwasserzuflüsse aus dem Norden schwach aufgesalzt. Die mittleren Verweilzeiten erscheinen dem Hydrogeologen immer noch zu hoch, obwohl sie sehr kurz sind: 50 bis 80 Jahre in Warstein, 30 bis 50 Jahre im südlicher gelegenen Brilon. Das durch die Isotopenmethoden ermittelte Alter des Wassers dürfte jahreszeitlich abhängig sein. Weitere Untersuchungen werden hier gesicherte Ergebnisse bringen (MICHEL 1979).

Unabhängig von der Lage des fremden Bildungsgebietes – es handelt sich offensichtlich um fest umrissene Niederschlagsgebiete – ist auf Grund des Chemismus, der Temperaturen und des Alters des Grundwassers zu vermuten, daß eine ständige Zirkulation von oben bis in größere Tiefen stattfindet, nämlich in dem Massenkalk-Grundwasserleiter, dessen Ausdehnung im Untergrund z. Z. noch unbekannt ist. Im Norden reicht er aber sicher bis in den Südteil des Münsterschen Beckens, wo in Bad Waldliesborn unter etwa 600 m mächtigem Oberkreide-Deckgebirge Massenkalk erbohrt wurde. Dort bestehen zumindest örtlich zwischen den salzwasserführenden Kalksteinen des hangenden Oberkreide-Gebirges (Cenoman, Turon) und dem unterlagernden Massenkalk hydraulische Verbindungen, und hierin kann auch der Ursprung der schwachen Mineralisation des Warsteiner Grundwassers gesehen werden. Bei der Erhöhung der Wassertemperaturen übt möglicherweise die Soester Anomalie einen gewissen Einfluß aus, wie auch die ständige Aufwärmung des Grundwassers wohl im Kontakt mit wärmeren Solen für die Dynamik des Gesamtablaufes und den stetigen „Fremdwasser“-Abfluß verantwortlich ist.

Es ist andererseits durchaus denkbar, daß das im Warsteiner Massenkalk durch Versickerung von Oberflächenwasser entstandene Karstgrundwasser in tieferen Bereichen des Massenkalkes schwach dosiert aufgesalzt und erwärmt wird. Diese Deutung erklärt jedoch nicht die hohen Abflussmengen an „Fremdwasser“.

Wahrscheinlicher ist, daß für die Erklärung des hydrogeologischen Phänomens, nämlich das eines ständigen Grundwasserüberschusses, das Zusammenwirken einer Anzahl verschiedener Ursachen herangezogen werden muß. Dieser Überschuß auf der einen Seite bewirkt an anderer Stelle – uns heute noch nicht bekannt – vermutlich eine defizitäre Bilanz im Grundwasserhaushalt.

In der Zukunft sind zur Klärung dieses Problems noch langjährige weitere Untersuchungen erforderlich, die sich auf das Gebiet der nordostsauerländischen Karstgebiete und auf die Hellweg-Niederung erstrecken dürften.

Tab 4: Analysen von Natrium-Chlorid-Wasser aus dem Raum Belecke

Analytiker: Prof. Dr. K. HÖLL, Hannover: 3, 4

Dr. H. WERNER, Geol. Landesamt NW, Krefeld: 2, 5

Joseph-König-Institut, Münster: 1

Lokalität Lage Analyse Datum	Steinbruch Drewer		Kaiser-Heinrich-Brunnen		
	R 55 020	H 06 750	R 53 595	H 06 495	
	1	2	3	4	5
Datum	9. 2. 61	28. 2. 77	27. 1. 65	14. 2. 72	1. 3. 77
Na ⁺	n. b.	880	1970	1914	1820
K ⁺	n. b.	18	31	42	12
Ca ²⁺	144	135	121	36	198
Mg ²⁺	36	30	83	204	53
Cl ⁻	1791	1482	3244	3177	3212
SO ₄ ²⁻	180	Spur	96	96	Spur
HCO ₃ ⁻	262	183	366	361	268
NO ₃ ⁻	8	240	n. b.	n. b.	<1
Ionen-Summe	3739	2968	5941	5858	5623

Der Massenkalk als Lagerstätte: Kalksteingewinnung

Der mächtige, massige bis dickbankige Kalkstein ist relativ rein und besteht aus meist über 90%igem Calciumcarbonat. Nach VOGLER (1977) liegen die CaCO₃-Gehalte zwischen 97 und 98%. Stellenweise, besonders im Südtail des südlichen Kalksteinzuges, treten stärker verkieselte Partien auf. Die Karstspalten und -höhlen sind lokal mit Höhlenlehm und Schutt ausgefüllt. Diese beiden Faktoren wirken sich z. T. auf die Kalksteinqualität negativ aus. Die Mächtigkeit beträgt, zumindest im südlichen Kalksteinzug, mehrere 100 m.

Zur Zeit sind 10 Steinbrüche in Betrieb, die sechs Firmen gehören. Im nördlichen Kalksteinzug wird nur noch in einem Steinbruch abgebaut (VOGLER 1977). Außer diesen gibt es noch 15 aufgelassene und nicht rekultivierte Steinbrüche.

Von den im Warsteiner Raum geförderten Kalksteinen gehen jährlich 1,5 bis 1,8 Mio t an die Zementindustrie in den Bereich Beckum-Ennigerloh, 2,3 bis 2,8 Mio t in den Straßenbau (VOGLER 1977: 23).

Ausblick

Die Konfliktsituation Kalksteinabbau/Wassernutzung wurde auf einer Exkursion nach Warstein am 23. April 1977, welche anlässlich der in Kassel veranstalteten Tagung „Grenzen der Grundwassernutzung“ stattfand, eindringlich vorgeführt (KOCH & MICHEL 1977).

Der Abbaukapazität von jährlich 3,8 bis 4,6 Mio t hochwertigen Kalksteins steht eine jährliche Nutzung von rund 6,1 Mio m³ Grundwasser gegenüber. Für den Bestand des Massenkalkes als Grundwasserleiter ist eine Frage der Zeit, wie lange er als solcher noch zu erhalten ist.

Zusammenfassung

Der Warsteiner Massenkalk ist ein isoliertes Kalksteinvorkommen inmitten des Rheinischen Schiefergebirges. Er ist sowohl ein wichtiger Grundwasserleiter als auch ein begehrter Rohstoff der Stein- und Zementindustrie. Die wasserwirtschaftliche Bedeutung dieses einzigartigen Grundwasservorkommens wird herausgestellt.

Schriftenverzeichnis

- CLAUSEN, C.-D., GREBE, H., LEUTERITZ, K. & WIRTH, W.: Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978**, 10, 577–589, 5 Abb., Stuttgart 1978.
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K.: Übersicht über die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner näheren Umgebung. – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 1–32, 9 Abb., 1 Tab., Heidelberg 1979.
- FRICKE, K.: Tiefenwasser, Solquellen und Solewanderung im Bereich des Münsterischen Beckens. – Z. dt. geol. Ges., **111**, 37–47, 4 Abb., Hannover 1961.
- FRICKE, K.: Das Heilquellengebiet von Bad Belecke (Möhne) und die Neuerschließung von Natrium-Chlorid-Wasser 1963. – Geol. Jb., **84**, 735–754, 5 Abb., Hannover 1967.
- HENNEBÖLE, E.: Die Vor- und Frühgeschichte des Warsteiner Raumes. – Beitr. Warsteiner Geschichte, **2**, 52 S., 27 Abb., 12 Taf., Warstein 1963.
- KOCH, M. & MICHEL, G.: Grenzen der Grundwassernutzung durch Kalksteinabbau im Raum Warstein. – Z. dt. geol. Ges., **128**, 441–449, 3 Abb., Hannover 1977.
- KOCH, M., MICHEL, G. & SCHRÖTER, H.: Zur Hydrogeologie des Warsteiner Massenkalk-Gebietes (Nordöstliches Sauerland). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**, 195–214, 4 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Krefeld 1974.
- LOTZE, F.: Die neuen Tropfsteinhöhlen in der Hohen Liet bei Warstein. – Natur u. Heimat, **9**, 1–12, 6 Abb., Münster 1949.
- LOTZE, F.: Zur Geologie des westfälischen Karstes. – Hagener Beitr. Geschichte u. Landeskd., **3**, 3–28, 6 Abb., Hagen 1961.
- LOTZE, W.: Beitrag zur Methodik der Karstuntersuchung auf geoelektrischer Basis. – Hagener Beitr. Geschichte u. Landeskd., **3**, 113–147, 15 Abb., Hagen 1961.
- MEIBURG, P., HÜGEL, P., MARZELA, C. & ROTERS, F. A.: Die geologische Entwicklung der Liet-Höhle im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, **28**, 457–507, 36 Abb., 1 Tab., 1 Titelbild, Heidelberg 1977.
- MEIBURG, P. & STOFFELS, D.: Die Höhlen im Warsteiner Massenkalk. – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 143–178, 24 Abb., 1 Titelbild, Heidelberg 1979.
- MICHEL, G.: Die Isotopenmethoden aus der Sicht eines Hydrogeologen – Erfahrungen, Erfolge – Enttäuschungen. – Wasserwirtschaft, **69**, (im Druck), 1979.
- PAECKELMANN, W.: Die Wasserversorgung im Bergischen Lande und im Sauerlande. – Abh. Reichsamt f. Bodenforsch., N. F., **209**, 129–138, 3 Abb., Berlin 1944.
- RICHTER, G., mit einem Beitrag von A. MURTHUM: Zur Kennzeichnung unterirdisch fließender Wässer. – Abh. Reichsamt Bodenforsch., N. F., **209**, 299–336, 8 Abb., 1 Taf., Berlin 1944.
- SCHMIDT, H.: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein in Westfalen und Belecke. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **41**, 254–339, 7 Abb., 2 Taf., Berlin 1921.
- SCHMIDT, H. & PLESSMANN, W.: Sauerland. – Samml. geol. Führer, **39**, 151 S., 8 Abb., 5 Taf., 19 Exk.-Taf., Berlin (Borntraeger) 1961.
- SCHNELL, K.: Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen. – 3 Ktn., viele Tab., Düsseldorf (Minist. f. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten d. Landes Nordrh.-Westf.) 1955.
- VOGLER, H.: Nutzbare Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. – 65 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Krefeld (Geol. Landesamt NW) 1977.
- Zweckverband Lörmecke-Wasserwerk: 40 Jahre Zweckverband Lörmecke-Wasserwerk in Erwitte – ein Rückblick und Ausblick. – 32 S., 14 Abb., Erwitte (Zweckverband) 1975.

Die Höhlen im Warsteiner Massenkalk

Von Peter MEIBURG, Darmstadt/Essen, und Dieter STOFFELS, Mülheim a. d. Ruhr

1. Einleitung

Der Bestand aller im Höhlenkataster Sauerland erfaßten Höhlen hat sich auf 400 erhöht (Stand Oktober 1978). Katasterwürdig sind Objekte ab 5 m Länge, die eine Entstehung durch höhlenbildnerische Kräfte eindeutig erkennen lassen. Im Warsteiner Raum sind bisher 21 Höhlen nachgewiesen worden. Sie liegen auf den Blättern (TK 25) 4515 Hirschberg und 4516 Warstein. Im Sauerländischen Höhlenkataster sind sie unter Nr. 4514/1–9, 4516/1–9, 4516/12–13 und 4516/17 – Blätter (TK 50) L 4514 Soest und L 4516 Büren – eingetragen (D. STOFFELS & H.-W. WEBER 1975). Mehrere Höhlen lassen sich auf Grund räumlicher Nähe oder karsthydrologischer Verbindungen zu Höhlensystemen zusammenfassen (Abb. 1). Im folgenden wird der Versuch unternommen, die zahlreichen speläologischen Untersuchungen und Einzelbeobachtungen im Warsteiner Massenkalk zu ordnen und übersichtlich darzustellen.

2. Das Bilstein-Höhlensystem bei Warstein

Am Westrand des Warsteiner Sattels tritt in einem 7,5 ha großem Gebiet in isolierter Lage mittel-devonischer Massenkalk zutage. Der von Verwerfungen begrenzte Komplex wird allseitig

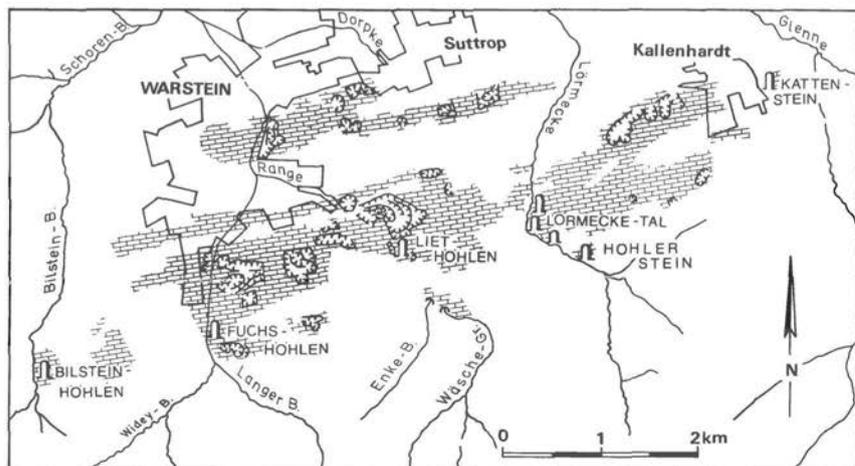
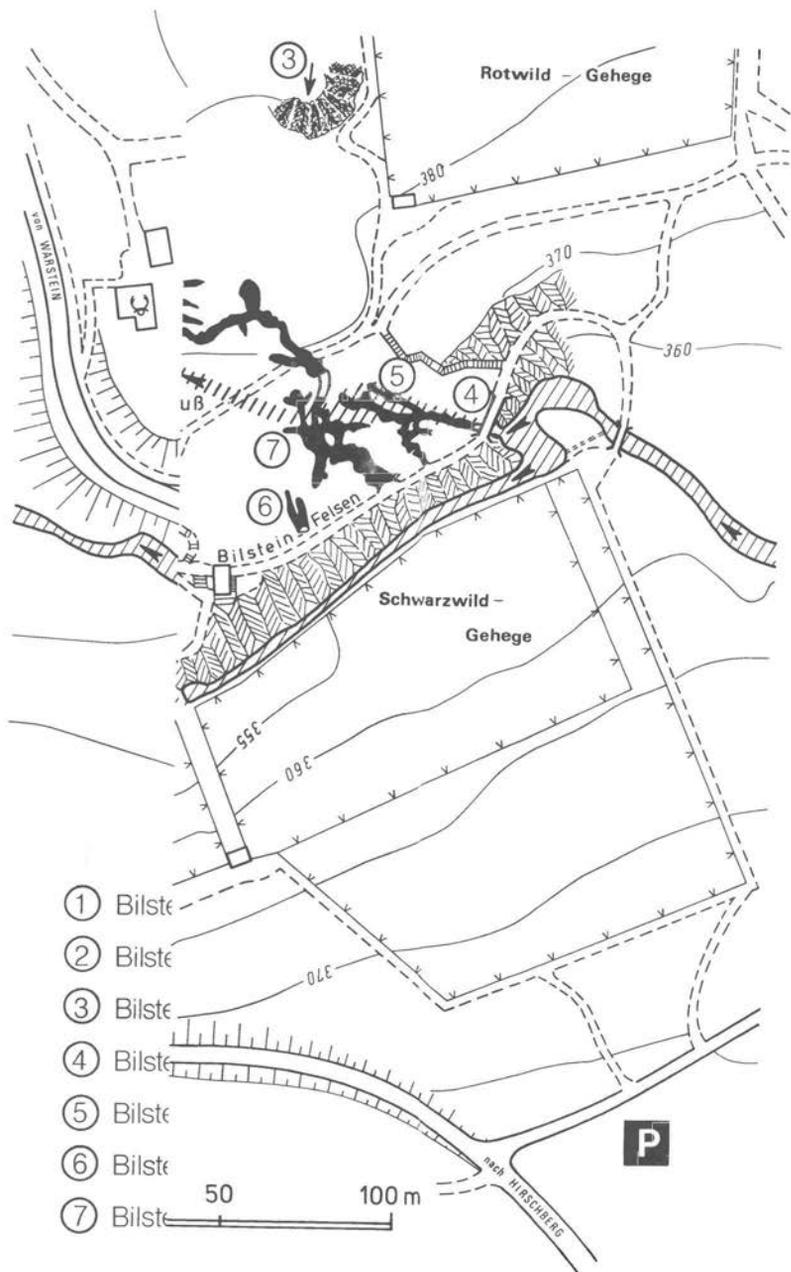


Abb. 1. Höhlen und Höhlensysteme im Warsteiner Massenkalk (Übersicht)

Adressen der Autoren: Dr. Peter MEIBURG, Geologisch-Paläontologisches Institut, Technische Hochschule, Schnittspahnstraße 9, 6100 Darmstadt; z. Z. Universität Essen – Gesamthochschule –, Fachbereich 9 – Fach Geologie –, Universitätsstraße 5, 4300 Essen 1; Dieter STOFFELS, Stammgruppe Arbeitsgemeinschaft Höhle und Karst Sauerland im Verband der Deutschen Höhlen- und Karstforscher e. V., Hagdorn 19, 4330 Mülheim a. d. Ruhr.



Abb. 2. Korrosiv erweiterte Schmalprofilstrecke mit Decken-, Wand- und Bodensintern. Besichtigungsweg in der Bilstein-Schauhöhle.



von karbonatarmen oder -freien Gesteinen umrahmt. Er ist der am weitesten nach Westen exponierte Bereich des südlichen Warsteiner Massenkalk-Zuges. Der Südwestrand ist längs des Bilsteinbach-Tales gegen die angrenzenden oberdevonischen und unter-karbonischen Schichtfolgen als steile Felswand – der Bilstein – herausmodelliert.

Erwartungsgemäß ist dieses Massenkalk-Vorkommen Träger eines ausgedehnten Karstsystems, das sich auch gegenwärtig weiter fortschreitend entwickelt. Alle befahrbaren Höhlen stehen, trotz einiger noch unbekannter oder unzugänglicher Verbindungswege, in direktem hydrogeologischen und speläogenetischen Zusammenhang. Dem Bilstein-Höhlsystem gehören 9 bekannte Höhlen an, von denen bisher jedoch noch nicht alle vermessen worden sind. Eine Übersicht vermittelt Abb. 3.

Der Diskussion über Beziehungen zwischen Tektonik, Karsthydrologie und Speläogenese des Höhlensystems wird eine Beschreibung der einzelnen Höhlen vorangestellt.

2.1 Bilstein-Höhle

(Kat.-Nr. 4514/1)

Die Bilstein-Höhle ist die größte und bekannteste Höhle des Warsteiner Massenkalk-Komplexes. Sie trägt ihren Namen nach dem Bilstein-Felsen am Talhang des Bilstein-Baches (Abb. 10). Eigentümerin ist die Stadt Warstein.

Höhlenplan

Der erste Höhlenplan wurde durch J. SCHWERMER (Silbach) im Maßstab 1:500 aufgenommen und erstmalig von E. CARTHAUS (1889) im Maßstab 1:1000 veröffentlicht. Eine detaillierte Vermessung der Höhle und der Tagesoberfläche, die sich an eine bereits vorhandene Katasteraufmessung anlehnte, erfolgte 1927/28 (F. HEINE 1931). Sie bildete die Grundlage für einen von J. DOLLE/Warstein neu erstellten und ergänzten Höhlen- und Umgebungsplan (F. A. ROTERS 1973). Auf der Basis der Planaufnahmen von F. HEINE und J. DOLLE wurden 1976 weitere kleine Korrekturen (P. MEIBURG) vorgenommen (Abb. 5).

Morphologie und Dimension

Die Ausdehnung der Höhle liegt in Nord-Süd-Richtung bei 170 m, in Ost-West-Richtung dagegen nur bei max. 36 m. Die Hauptachse der Hohlräume verläuft 170°. Die Länge der Höhlenstrecken ergibt planimetrisch 624 m. Der höchste Punkt in der Bilstein-Höhle liegt bei etwa 370 m, der tiefste bei 350 m ü. NN, bereits im Schwankungsbereich des Karstwasserspiegels. Der größte Hohlraum („Halle der 60 Riesen“, vgl. F. A. ROTERS 1973) ist etwa 30 m lang, 20 m breit und ca. 20 m hoch. Es sind zwei voneinander deutlich getrennte Stockwerke entwickelt, die im Süden in Abständen von 6–8 m, im Norden von etwa 12–14 m übereinander liegen. 97% der Höhlenräume im oberen Stockwerk sind leicht begehbar, nur etwa 3% sind Kriech- oder Sichtstrecken. Die untere Höhlenetage ist dagegen schwer zugänglich und bisher nur in Teilbereichen untersucht.

Speläotheme und klastische Höhlensedimente

Sinterbildungen (Speläotheme) sind im oberen Stockwerk in großer Vielgestaltigkeit vorhanden. Es dominieren robuste Decken-, Wand- und Bodensinter. Die Höhle wird dynamisch bewettert und ist verhältnismäßig trocken, so daß die Versinterung vielfach stagniert. Nach E. CARTHAUS (1889: 18; 1928: 20) soll sich in einem Seitenraum der großen Halle ein 1,7 m hoher Stalagmit mit einem Durchmesser von weniger als 4 cm befunden haben, der sich elastisch hin und her bewegen ließ. Diese bemerkenswerte Tropfsteinbildung ist, wie leider auch manche andere, inzwischen zerstört.



Abb. 4. Korrosionsflächen und Sinterbildungen, Bilstein-Höhle.

Die untere Höhlenetage liegt im Niveau des Karstwasserabflusses und ist deshalb beinahe frei von Speläothemen.

In Nebengängen und Spalten beider Stockwerke finden sich Höhlenlehm und Blockschutt, überwiegend Versturzbrekzien. Nach Erschließung der Höhle ist in den Hauptstrecken viel Lockermaterial entfernt oder später durch einen Plattenfußboden überbaut worden, so daß der primäre Anteil klastischer Höhlensedimente nicht mehr abgeschätzt werden kann.

Reste pleistozäner Vertebraten

E. CARTHAUS (1889, 1890) berichtete über pleistozäne Knochenfunde von 16 verschiedenen Arten aus einer der Seitenkammern der großen Halle, die wahrscheinlich fluviatil umgelagert in Höhlenlehm gefunden wurden.

Rezente Höhlenfauna

P. KOSTER (1905) nannte 9 Fledermausarten, die in den Höhlen des Bilsteins überwinterten. Bei Langzeitbeobachtungen von 1952 bis 1972 wurden noch 7 Arten gezählt (R. FELDMANN 1973).

Die Bilstein-Höhle als Schauhöhle

Gute Erreichbarkeit (über die Straße Hirschberg – Warstein), reicher Tropfsteinschmuck und einladende Umgebung haben die Höhle seit mehr als 90 Jahren zu einem der meistbesuchten geologischen Naturdenkmale Westfalens gemacht.

Die Bilstein-Höhle wurde im Herbst 1887 durch den Waldarbeiter Franz KERSTING (sein Bild hängt im Städtischen Museum) entdeckt, als der kurz zuvor gegründete Verschönerungsverein Warstein Fußwege am Bilstein anlegen ließ. Der Berg mit den schon seit langer Zeit bekannten Kulturhöhlen I–III war auch zu jener Zeit ein beliebtes Ausflugsziel, und so konnte bereits 1888 die Bilstein-Höhle als Schauhöhle in Betrieb genommen werden. Ihr Entdecker KERSTING wurde erster Fremdenführer.

Ursprünglich konnte die Schauhöhle nur von oben her über Leitern, später über eine Treppe durch einen künstlich angelegten Einstieg befahren werden. Seit einigen Jahren ist sie durch einen horizontalen stollenartigen Durchbruch mit der Bilstein-Kulturhöhle III verbunden (Abb. 5).

Die frühere Gasbeleuchtung, für die in der Nähe des Höhlenausganges eine Wassergas-Anstalt (heute Jugendherberge) erbaut worden war, ist seit langem durch eine leistungsfähige elektrische Beleuchtung ersetzt. Seit 1960 erfolgten laufende Verbesserungen des ca. 400 m langen Besuchsweges in der Höhle. Auch die Umgebung der Schauhöhle wurde durch den Neubau eines Hotels, den Ausbau von Wildgehegen, Rundwanderwegen und die Anlage eines Forstlehrpfades neu gestaltet (Abb. 3).

Führungen (ca. 30 min.) finden von Anfang April bis Ende Oktober statt (H. BINDER & K.-E. BLEICH o. J.). In den ersten 50 Jahren wurde die Bilstein-Höhle bereits von rund 1 Millionen Menschen besucht. Seit 1973 kommen pro Jahr zwischen 90 000 und 100 000 Besucher.

Literatur: FABRICIUS und PÖPPINGHAUS (1887), E. CARTHAUS (1889, 1890, 1928), HOSIUS (1889), P. KOSTER (1905), J. ANDREE (1927), F. HEINE (1931), M. HERZOG (o. J.), N. N. (1937), W. SÖNNECKEN (1966), H. STREICH (1967), H. BINDER & K.-E. BLEICH (o. J.), R. FELDMANN (1973), F. A. ROTERS (1973).

2.2 Bilstein-Bachhöhle

(Kat.-Nr. 4514/2)

Die Höhle ist 330 m nördlich des Einganges zur Bilstein-Schauhöhle über eine breite Öffnung am rechten Ufer des Bilstein-Baches zu betreten.

Höhlenplan

Die Vermessung der Höhle erfolgte 1976 durch die Stammgruppe der Arbeitsgemeinschaft Höhle und Karst Sauerland (Abb. 6).

Morphologie und Dimension

Die größte Ausdehnung der Höhle, zugleich deren Hauptachse, liegt in Nord-Süd-Richtung bei ca 90 m, in Ost-West-Richtung bei 26 m. Die planimetrisch bestimmte Länge aller vermessenen Höhlenstrecken ergibt 243 m. Die mittlere Höhe fällt von knapp 355 m ü. NN im

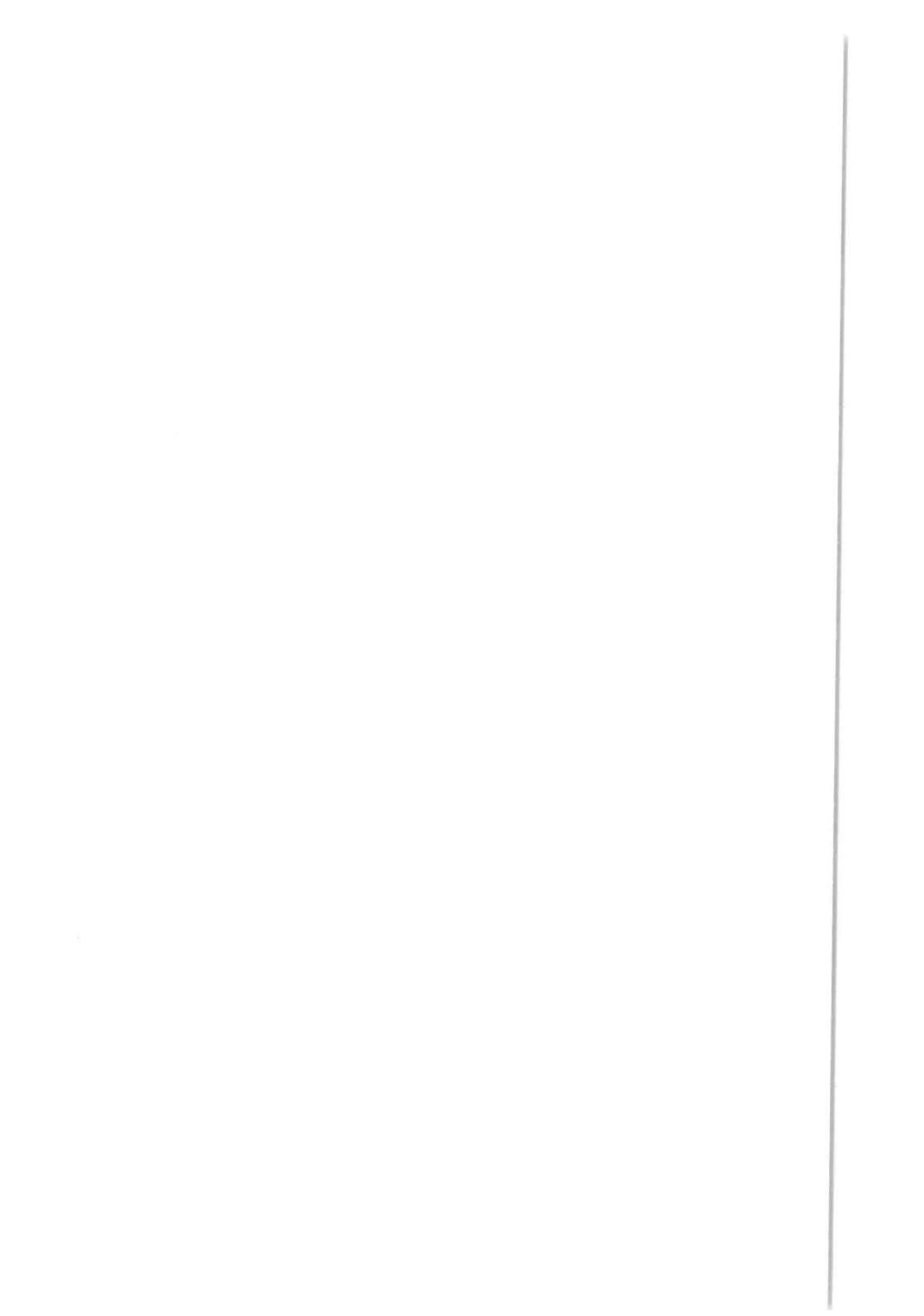


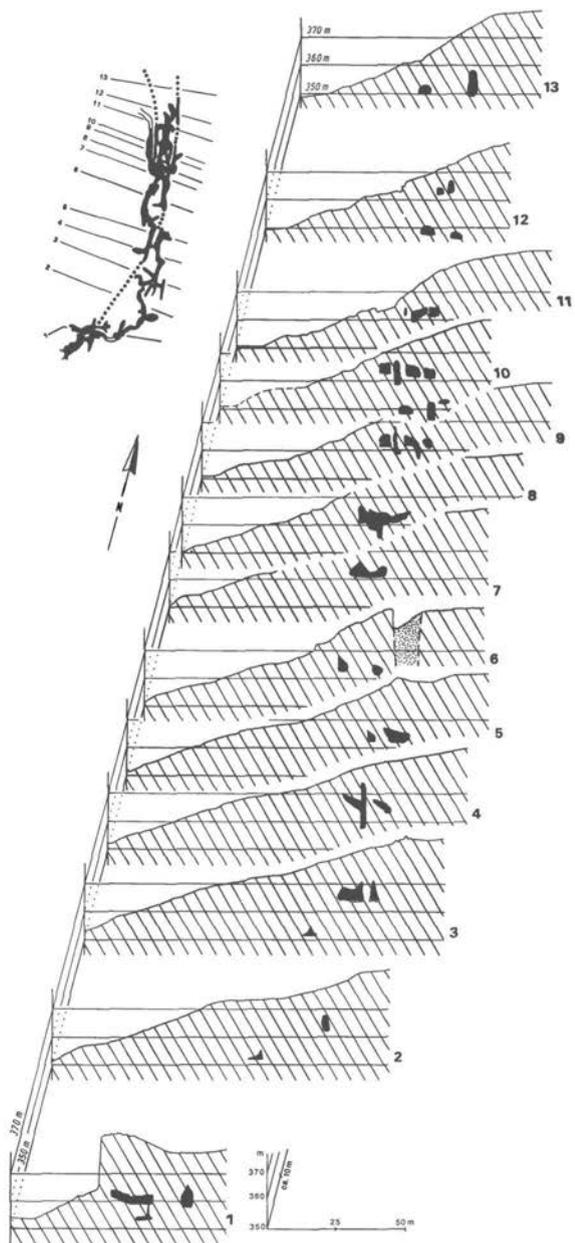
Abb. 7. Korrosionskolke und Bodenzapfen, Bilstein-Höhle.

Süden auf ca. 350 m im Norden ab. Ein flacher, durchschnittlich 2 m über dem Niveau des Hauptganges liegender Seitengang endet in einer aufsteigenden Versturzhalle.

Bei normaler Wasserführung des Bilstein-Baches bleibt die Höhle überwiegend trocken und kann in der Hauptstrecke bis zu einem Siphon befahren werden. Der abwärts führende Siphongang wurde im Sommer 1972 bei anhaltender Trockenheit vermessen und der verbleibende Resfsiphon durch C. DINSE/Schwäbisch-Gmünd und R.STOFFELS/Essex ertaut. Die vermutete Verbindung zur Bilstein-Höhle (Schauhöhle) endete in einer unpassierbaren Spalte. Nach Angaben von H.-W. WEBER/Hemer-Sundwig (mündliche Mitteilung) konnte im Juli 1976 nach einer langen Trockenperiode, bei der der Siphon trockengefallen war, die beim Tauchgang vier Jahre zuvor als unpassierbar gefundene Spalte befahrbar gemacht werden. Nach Überwindung von hohen Spalten im Wechsel mit Versturztrecken, die freigeräumt werden mußten, gelang erstmalig die Passage zwischen Bilstein-Bachhöhle und Bilstein-Höhle. Der Siphongang zieht nahezu geradlinig (170°) auf die Schauhöhle zu. Der tiefste Punkt soll 18 m unter das Sohlenniveau der Bachhöhle hinabreichen (Abb.14). Er befindet sich etwa in der Mitte des Verbindungsganges. Vor dem Zugang zur Schauhöhle liegt an dessen Süden noch ein enger Schluf. Mit der Öffnung und Befahrung des Siphonganges dürften auch zugleich ältere Behauptungen von einer gangbaren Verbindung von der Bilstein-Ponorhöhle bis zur -Bachhöhle ebenso widerlegt sein, wie die weitergehende Vermutung, daß der Höhlenzug eine Erstreckung bis zur 3 km entfernten Stadt Warstein haben könne (E. CARTHAUS 1889: 22; 1890: 5).

Abb. 8. Querprofile durch die Bilstein-Höhle (nach Vermessungen von F. HEINE (1931), ergänzt und umgezeichnet). ▶





Speläotheme und klastische Höhlensedimente

Die Bilstein-Bachhöhle liegt fast vollständig im Niveau des Hochwasserabflusses. Sinterbildungen sind infolgedessen auf die wenigen Hohlräume beschränkt, die sich durch Versturz nach oben erweitert haben. Neben örtlichen Anhäufungen von Blockschutt und allochthonen Flußschottern ist der Höhlenboden in weiten Teilen von Höhlenlehm, gelegentlich in Terrassenform, bedeckt. Im westlichen Seitengang treten außer klastischen Sedimenten auch Sohlensinter auf.

Literatur: E. CARTHAUS (1889, 1890), F. HEINE (1931), M. KOCH, G. MICHEL & H. SCHRÖTER (1974).

2.3 Bilstein-Schachthöhle

(Kat.-Nr. 4514/3)

Der Einstieg liegt 120 m östlich des Schauhöhleneinganges. Die Bilstein-Schachthöhle ist nur mit Befahrungshilfen über einen vertikalen, sich zur Tiefe hin erweiternden Schacht zu erreichen. Andere gangbare Zugänge oder Passagen zu anderen Höhlen sind nicht vorhanden, jedoch bestehen direkte hydraulische Verbindungen zur unteren Etage der Bilstein-Höhle.

Höhlenplan und Morphologie

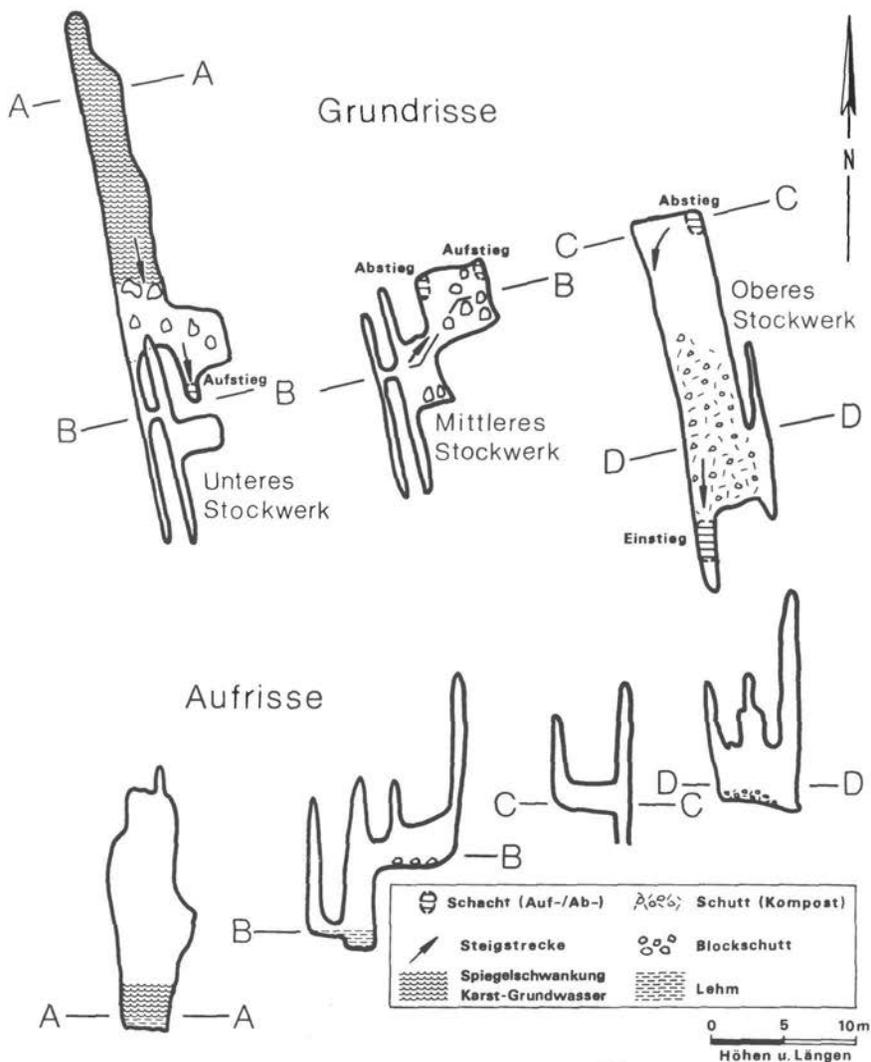
Die Bilstein-Schachthöhle wurde bisher noch nicht genau vermessen. Nach E. CARTHAUS (1890) hat sie eine Tiefe von ca. 80 m, nach B. KLIEBHAN et al. (1966) von ca. 45 m. Steilstufen und waagerechte Gänge sollen aneinandergereiht etwa 90 m ergeben. Bei einer kurzen Befahrung (im April 1976) wurde eine Planskizze (Abb. 9) angefertigt (P. MEIBURG). Danach beträgt die größte Ausdehnung in 170°-Richtung im ganzen etwa 55 m, quer dazu etwa 10 m. Alle großen Hohlräume sind an ac-orientierte Klüfte (170°) gebunden. Die Kluffugenhöhle weist eine Gliederung in drei Etagen auf, die durch verhältnismäßig enge Schlotte miteinander verbunden sind. Die erste Schachtstufe (oberes Stockwerk) liegt 15 m bis 20 m, das mittlere Stockwerk ca. 25 m bis 30 m, das untere ca. 40 m bis 45 m unter der Einstiegsöffnung. Die Horizontalausdehnung aller Evakuationsräume ergibt planimetrisch rund 140 m.

Die Schachthöhle (ca. 390 m ü. NN) reicht etwa 10 m unter das Vorfluterniveau des Bilstein-Baches hinab. Wie aus rezenten Korrosionsspuren an den Wandflächen der untersten Höhlenetage hervorgeht, treten häufig Spiegelschwankungen eines intermittierenden Sees auf, der jedoch gegenwärtig nur bis auf 3 m Wassertiefe ansteigt. Einer Interpretation dieses bemerkenswerten Höhenunterschiedes sollte eine verbesserte Höhlenvermessung vorausgehen. Leistenförmige Lehmdecken, die bis zu 3 cm von den Wänden abstehen, lassen auf ein rasches Aufsteigen und ein ruhiges Absinken des Karstwasserspiegels sowie auf relativ geringe Strömungsturbulenzen schließen.

Die 170°-streichenden Hohlraumwände oberhalb des höchsten Spiegelstandes entsprechen deutlicher als bei allen übrigen Bilstein-Höhlen den unverändert steilen und im allgemeinen nur wenig korrodierten Klufflächen. Insbesondere im unteren Höhlenstockwerk sind sporadisch in einige annähernd glatte Wandflächen laterale Lösungskolke bis zu 1 m Durchmesser eingesenkt. Sie entstehen nach A. BÖGLI (1964) durch Mischungskorrosion bei Eintritt von Fugenwasser in einen wassererfüllten Raum.

Speläotheme und klastische Höhlensedimente

Die Höhle ist sehr arm an Decken- und Bodensintern. Im unteren Höhlenstockwerk hat oberhalb des heutigen Schwankungsbereichs des Karstwasserspiegels eine beginnende Wandversinterung eingesetzt. Höhlenlehm und parautochthoner Blockschutt überlagern die größten Teile der Bodenflächen in der unteren und mittleren Höhlenetage. Die obere Etage wird



BILSTEIN-SCHACHTHÖHLE

P.M. 76

Abb. 9. Planskizzen zur Bilstein-Schachthöhle (Aufnahme P. MEIBURG).

überwiegend von einer kompostartigen Bodenschicht bedeckt, die sich durch Zufuhr von Laub, Holz (und leider auch durch Unrat) unterhalb des Deckenfensters gebildet hat.

E. CARTHAUS (1889, 1890) untersuchte an dieser Stelle ein Knochensediment einer subrezentzen Fauna (Fuchs, Reh, Pferd, Schwein etc.) und fand außerdem menschliche Skelettreste (eines etwa 50 Jahre zuvor verunglückten Mannes?).

Literatur: E. CARTHAUS (1889, 1890, 1928), B. KLIEBHAN, P. HENNE, B. KRAUTHAUSEN & E. PERKUHN (1966), H. STREICH (1967).

2.4 Bilstein-Ponorhöhle

(Kat.-Nr. 4514/4)

Der Zugang liegt unterhalb des südlichen Einganges zur Bilstein-Kulturhöhle I, am Fuße des Bilstein-Felsens, bei etwa 358 m ü. NN (Abb. 10).

Die Bilstein-Ponorhöhle nimmt einen großen Teil des Wassers des Bilstein-Baches auf. Schon bei J. NÖGGERATH (1824: 7) findet sich ein entsprechender Hinweis. Bei normalem Wasserstand bildet sich vor dem Ponor ein Rückstau, der den Eingang vollkommen überflutet.

Nach langanhaltender Trockenheit (Oktober 1972) konnte die wasserfreie Höhle durch die Stammgruppe der Arbeitsgemeinschaft Höhle und Karst Sauerland befahren werden. Die Ponorhöhle verläuft verhältnismäßig geradlinig und horizontal entlang einer 10° bis 20° streichenden Spalte, die sich über einer im allgemeinen flachen Sohle nach oben verengt. Über den aufwärtsführenden Spalt besteht an einer Stelle Verbindung zur Bilstein-Kulturhöhle I. Die Länge der Ponorhöhle beträgt etwa 40 m. Jedoch existiert eine bisher noch nicht begehbbare Fortsetzung unterhalb und diagonal zur Raumachse der Bilstein-Kulturhöhle III.

Der Höhlenboden wird weitgehend von Flußgeröllen und grobem Blockschutt bedeckt.

Literatur: J. NÖGGERATH (1824), F. HEINE (1931), F. A. ROTERS (1973), M. KOCH, G. MICHEL & H. SCHRÖTER (1974).

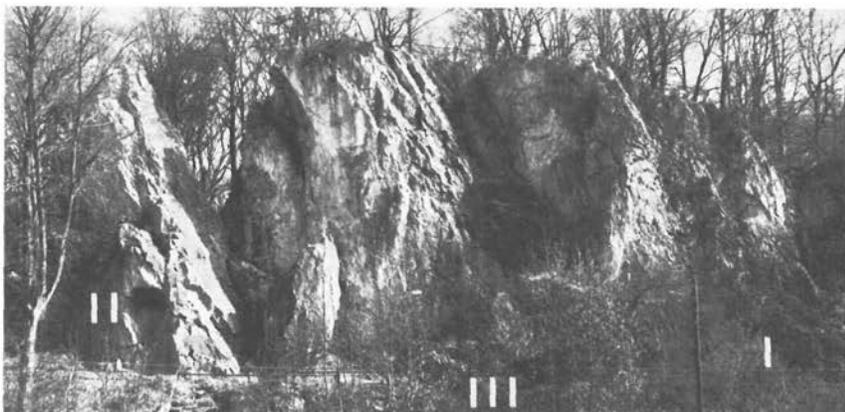


Abb. 10. Der Bilstein mit den Eingängen der Kulturhöhlen I, II und III.

2.5 Bilstein-Kulturhöhle I

(Kat.-Nr. 4514/5)

Die südlichste der drei Kulturhöhlen im Bilstein-Felsen hat zwei natürliche Zugänge, 15 m und 30 m südöstlich des Schauhöhleneinganges.

Höhlenplan und Morphologie

Höhlenpläne der Kulturhöhle I liegen vor von J. SCHWERMER im Maßstab 1:500 (in: E. CARTHAUS 1890), F. HEINE (1931) und J. DOLLE (Vorlage zu: F. A. ROTERS 1973) jeweils im Maßstab 1:200.

Die Gesamtlänge der Höhlenstrecken ergibt planimetrisch 78 m. Spaltenförmige Hohlräume mit Schmalprofil, die bevorzugt an 10° bis 20° streichende Scherklüfte gebunden sind (wie in der Ponorhöhle), werden teilweise von korrosiv erweiterten Rundprofilstrecken begleitet und überformt.

Höhle sedimente

Ursprünglich war der größte Teil des Höhlenvolumens von Lehm („Knochenlehm“) gefüllt. Je nach Relief des unterlagernden Massenkalkes erreichte er Mächtigkeiten von wenigen cm bis zu fast 3 m. Im Zuge von Grabungen wurde er fast vollständig entfernt. An der Basis sind Flußschotter (Grauwacken, Quarzite, Kieselschiefer) angetroffen worden (E. CARTHAUS 1890).

Speläotheme fehlen.

Vor- und frühgeschichtliche Bedeutung

Die besondere Bedeutung der Bilstein-Kulturhöhle I liegt in dem reichen Gut vor- und frühgeschichtlicher Funde. Grabungen wurden von 1887 bis 1890 unter Aufsicht von E. CARTHAUS durchgeführt und 1927 durch J. ANDREE fortgesetzt. Ausführliche Darstellungen der Vertebraten-Funde (37 Arten) finden sich bei E. CARTHAUS (1890), J. ANDREE (1927) und P. SIEGFRIED (1979).

Stein- und Knochenwerkzeuge des Magdalenien bis Tardenoisien, Bronze- und Eisenwaffen, -geräte und -schmuck der Hallstadt- bis Latène-Zeit wurden zuletzt von E. HENNEBÖLE (1963) beschrieben und wiedergegeben. Die Kulturhöhle I muß längere Zeit oder wiederholt als Wohnplatz gedient haben, wie weiterhin auch aus Feuerstellen, aufgeschlagenen Knochenfragmenten von Beutetieren, vereinzelt mit Brandspuren und Funde von Bernstein-Schmuck geschlossen werden darf. Das nur lückenhaft vorhandene bzw. heute noch auffindbare Grabungsmaterial wird teilweise im Geologischen Museum der Universität Münster (pleistozäne Vertebraten) und im Städtischen Museum Warstein (Waffen, Werkzeuge, Schmuck) aufbewahrt. Schädel funde von fünf menschlichen Individuen, die von R. VIRCHOW (zit. in: E. CARTHAUS 1890) beschrieben worden sind, müssen als verloren gelten.

Untersuchungen zur rezenten Fauna

W. GRIEPENBURG (1941) wies in den Kulturhöhlen I–III eine rezente Invertebraten-Fauna mit 56 Arten nach. In der Kulturhöhle I registrierte R. FELDMANN (1973) 5 Fledermausarten.

Literatur: E. CARTHAUS (1889, 1890, 1928), HOSIUS (1889), J. ANDREE (1927), F. HEINE (1931), W. GRIEPENBURG (1941), E. HENNEBÖLE (1963, 1964), W. SÖNNECKEN (1966), H. STREICH (1967), R. FELDMANN (1973), F. A. ROTERS (1973), P. SIEGFRIED (1979).

2.6 Bilstein-Kulturhöhle II

(Kat.-Nr. 4514/6)

Die Höhle ist über eine Öffnung im Bilstein-Felsen, 25 m nordwestlich des Schauhöhleneinganges zu erreichen (Abb. 10).

Höhlenplan und Morphologie

Nach der ersten Planaufnahme durch J. SCHWERMER um 1887, abgebildet und ausführlich kommentiert von E. CARTHAUS (1890: Taf. 1 und S. 11 ff.), erfolgte eine Neuvermessung durch F. HEINE (1931).

Die Kulturhöhle liegt etwa 10 m über dem Vorfluterniveau des Bilstein-Baches. Sie ist trocken. Speläotheme fehlen. Der sich einfach verzweigende Höhlenraum ist insgesamt nur knapp 20 m lang. Die Höhle hat bei unregelmäßigem Rundprofil eine mittlere Firsthöhe von ca. 1,20 m und eine mittlere Breite von ca. 2,50 m. Erkennbar sind künstliche Erweiterungen und Umgestaltungen durch Menschenhand.

Vor- und frühgeschichtliche Bedeutung

Nach den Grabungen unter Leitung von E. CARTHAUS wurden Knochenfunde von neun Arten gemacht, insbesondere vom jugendlichen Ren. Kulturschichten mit Holzkohlenresten deuten möglicherweise auf einen als Wohnplatz eingerichteten Hohlraum.

Literatur: E. CARTHAUS (1889, 1890, 1928), F. HEINE (1931), W. GRIEPENBURG (1941), E. HENNEBÖLE (1963).

2.7 Bilstein-Kulturhöhle III

(Kat.-Nr. 4514/7)

Die Höhle liegt zwischen den beiden Kulturhöhlen I und II an der Südostwand des Bilstein-Felsens. Sie ist seit 1937 über einen kurzen Horizontalstollen mit der Bilstein-Höhle verbunden und gehört seither zum Eingangsbereich der Schauhöhle (Abb. 5).

Höhlenplan und Morphologie

Es liegen Höhlenpläne von J. SCHWERMER, F. HEINE und J. DOLLE vor (vgl. Bilstein-Höhle). 1976 wurden kleinere Korrekturen und Ergänzungen im Bereich einiger Nebenstrecken vorgenommen (P. MEIBURG).

Die Gesamtlänge aller Höhlenstrecken beträgt 117 m. Der Hauptraum weist ein ausgeprägtes Schlüssellochprofil auf, das aus einem oberen elliptischen und einem unteren cañonartigen Teil besteht (Abb. 11). Es ist morphologisch und speläogenetisch uneingeschränkt mit Flachprofilstrecken im unteren Stockwerk der Liet-Höhle vergleichbar (P. MEIBURG et al. 1977: Abb. 14/15).

Die Nebenräume stehen dagegen in einer weitaus engeren Beziehung zu den Hauptluft-Richtungen. Über eine schmale abwärtsführende Spalte ist ein Kontakt zum unterirdischen Abflußsystem des Bilstein-Baches vorhanden.

Speläotheme und klastische Höhlensedimente

In allen Hohlräumen mit Flach-, Rund- oder Schlüsselloch-Profil des Bilstein-Höhlensystems fehlen Speläotheme. Hierin besteht ein deutlicher Unterschied zur Liet-Höhle. Decken- und Bodensinter sind in der Kulturhöhle III ausschließlich auf Schmalprofilstrecken beschränkt und bleiben auch hier in der Regel spärlich (Abb. 12).



Abb. 11. Schlüssellochprofil (Grundform II) in der Bilstein-Kulturhöhle III, Eingangsbereich der Schauhöhle.

Am Ende eines nach Nordosten abzweigenden Seitenganges finden sich in größerer Menge durch Deckenbruch entstandene Anhäufungen von Blockwerk. Ansonsten ist die Höhle „leer“, da im Zuge der CARTHAUS'schen Grabungen die sekundäre Lehmfüllung fast vollständig entfernt wurde.

Vor- und frühgeschichtliche Bedeutung

Trotz der morphologischen Vorteile, die die Höhle im Vergleich mit den beiden anderen Kulturhöhlen am Bilstein geboten haben muß, sind die Grabungsfunde von geringerer Bedeutung geblieben. E. CARTHAUS (1890:27) nennt Knochenfragmente von 16 häufiger vorkommenden Arten, darunter wahrscheinlich auch mehrere subrezente Formen.

Literatur: E. CARTHAUS (1889, 1890, 1928), F. HEINE (1931), W. GRIEPENBURG (1941), W. SÖNNECKEN (1966), F. A. ROTERS (1973).

2.8 Bilstein-Nebenhöhlen I und II

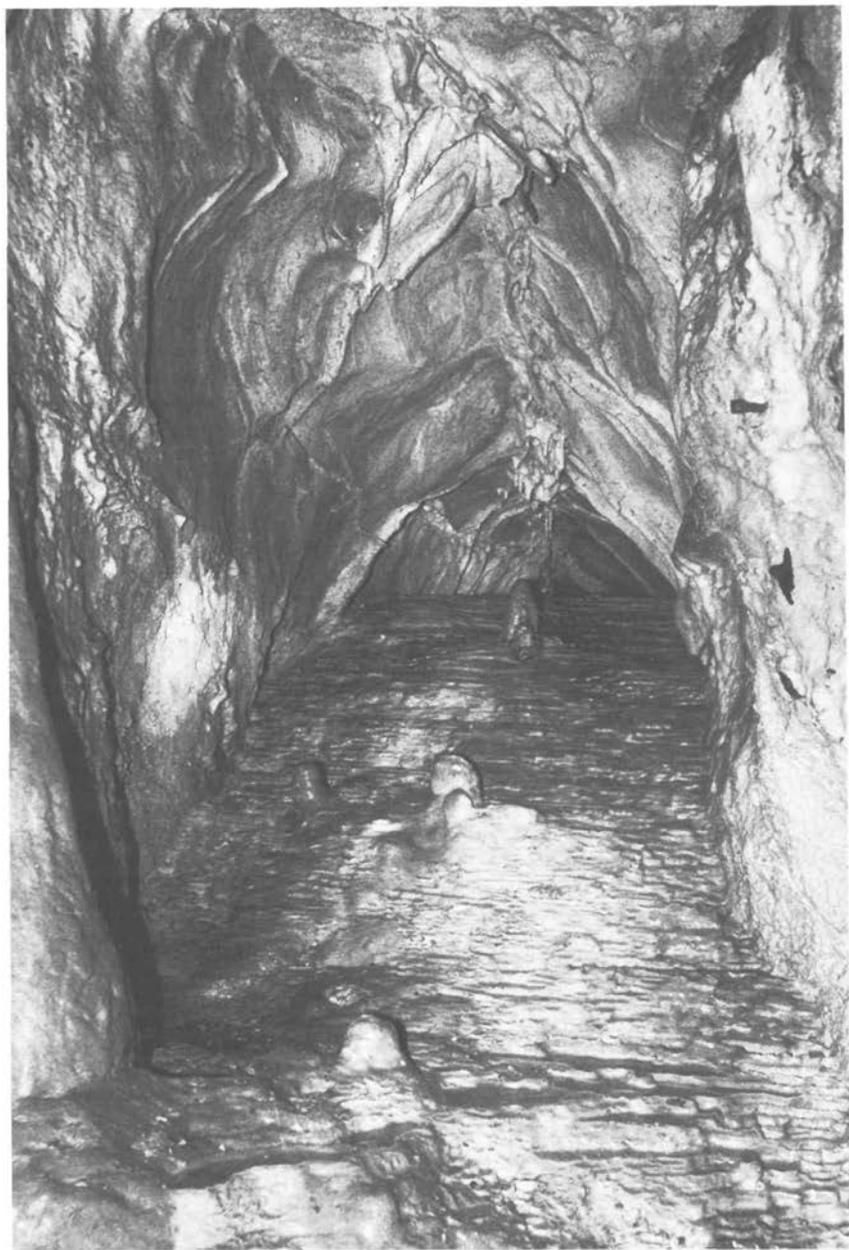
(Kat.-Nr. 4514/8 und 4514/9)

Nördlich der Kulturhöhlen I–III liegen (südöstlich der Jugendherberge) zwei kleinere Höhlen, die bisher noch nicht vermessen worden sind (und die deshalb auch im Plan des Bilstein-Höhle systems – Abb. 3 – fehlen).

Nach Angaben von W. GRIEPENBURG hat die größere Höhle eine Länge von 45 m (Nebenhöhle I), die kleinere eine Länge von 20 m.

Die rezente Höhlenfauna wurde von W. GRIEPENBURG (1941) untersucht.

Literatur: W. GRIEPENBURG (1941).



2.9 Höhlenmorphologie und Tektonik

Der Volumenindex des gesamten Bilstein-Höhleensystems, ausgedrückt durch das kleinste Parallelepiped, das mit senkrechten und waagerechten Seitenflächen das gesamte Hohlraumnetz umfaßt, beträgt $2,47 \times 10^6 \text{ m}^3$. Das Hohlraumvolumen innerhalb dieses geometrischen Massenkalk-Körpers liegt zwischen 1% und 2%.

Beziehungen zwischen Höhlenmorphologie und Tektonik sind in besonderer Klarheit in der Bilstein-Schachthöhle erkennbar. Dies gilt, wenn auch erst nach statistischer Auswertung aller vermessenen horizontalen Hohlraumachsen, gleichermaßen für die Bachhöhle und die Bilstein-Höhle (Abb. 13). In diesen beiden Höhlen stimmt die Nord-Süd-Vorzugsrichtung der Höhlenräume mit dem Verlauf der begleitenden westlichen Massenkalk-Randstörung am Bilstein überein. Das Nebenmaximum (160° – 170°) entspricht dem Streichen der ac-orientierten Klüfte, die im übrigen in der Bilstein-Schauhöhle wie im gesamten Warsteiner Massenkalk-Komplex als karstwirksame Trennflächen dominieren (G. EBHARDT & P. MEIBURG 1979). Ein direkter Vergleich mit Gefügemessungen über Tage (am Bilstein-Felsen und östlich des Hotel-Parkplatzes) liefert eine unmittelbare Bestätigung für diesen Zusammenhang.

In den Schichtflächenmessungen tritt eine stärkere Streuung auf. Sie ist auf eine oberhalb des Schauhöhleneinganges aufgeschlossene und bereits von G. RICHTER-BERNBURG (1953) beschriebene Faltung zurückzuführen, die jedoch auf Grund ihrer Symmetrie syngenetisch (d. h. vororogen) entstanden sein dürfte.

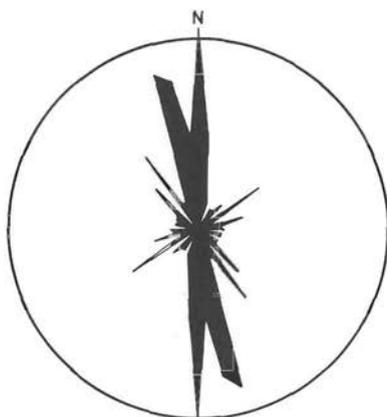
Eine abweichende Richtungsgeometrie der Raumachsen zeigt sich in den Kulturhöhlen I–III. Im synoptischen Richtungsdiagramm tritt eine starke Streuung auf. Es wird weder die tektonisch vorgezeichnete Hauptrichtung in der unmittelbar anschließenden Bilstein-Höhle abgebildet, noch die 140° -Richtung der im Abstand von wenigen Metern vorbeiziehenden Massenkalk-Randstörung.

Die stark richtungsgebundenen Höhlen einerseits und die mehr richtungsunabhängigen andererseits weisen eine Reihe weiterer Merkmale auf, die eine prinzipielle Unterscheidung in zwei Grundformen ermöglichen (Abb. 15).

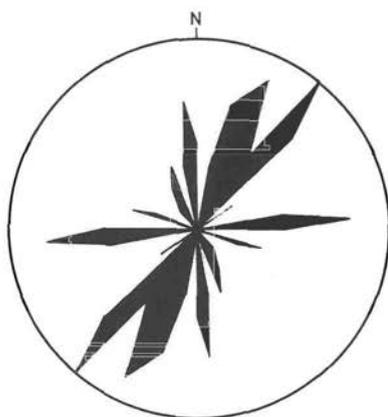
Grundform I: Die Längsachsen der Hohlräume folgen statistisch den tektonischen Hauptkluftrichtungen. In diesen Fällen besteht eine bevorzugte Vertikalausdehnung mit spitzbogenartigem Querprofil. Das Höhe/Breite-Verhältnis ist in der Regel $> 1,5:1$. Die Firstlinie weist sprunghafte Höhenänderungen auf. Wo eine hinreichende Bedeckung gegeben ist und die Hohlräume nicht mehr im Schwankungsbereich des Karstwasserspiegels liegen, treten im allgemeinen starke Sinterbildungen auf.

Der Grundform I entsprechen weitgehend die Bilstein-Höhle, die Schachthöhle, die Bachhöhle und mit Einschränkungen die Ponorhöhle.

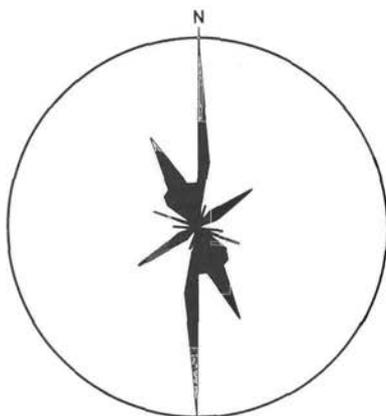
Grundform II: Die Achsenrichtungen der Hohlräume sind weniger von tektonischen Trennflächen abhängig und weisen stark streuende Richtungswechsel auf. Mit diesem Typus sind tunnelförmige Höhlenräume assoziiert, die sich durch rundbogen- oder schlüssellochartige Querprofile auszeichnen. Bevorzugte Horizontalausdehnung durch laterale Korrosion bewirkt ein Höhe/Breite-Verhältnis $< 1,5:1$, das nur selten überschritten wird. Die Firstlinie liegt im allgemeinen horizontal. Sinterbildungen fehlen oder treten stark zurück. Zu dieser Grundform gehört bevorzugt die Kulturhöhle III, mit Einschränkungen auch die Kulturhöhle I und II.



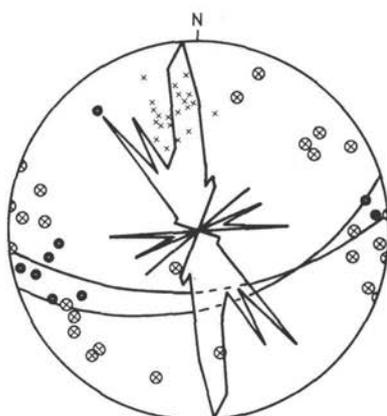
Bilstein - Höhle



Bilstein - Kulturhöhlen I-III



Bilstein - Bachhöhle



Trennflächen - Gefüge

Abb. 13. Beziehungen zwischen Hohlraummorphologie und Tektonik. Richtungsdiagramme der horizontalen Hohlraum-Längsachsen in der Bilstein-Höhle, den Kulturhöhlen I bis III und der Bachhöhle. Zum Vergleich Trennflächen-Gefüge in Aufschlüssen überlagte (Richtungsrose: Klüfte und Spalten; Polpunkte im SCHMIDT'schen Netz/Untere Lagekugel: Schichtung (Kreuze), Klüfte (Kreuz im Kreis), Spalten (Kreise); Großkreise: Schichtflächenmaxima).

2.10 Geospeleologische Entwicklungsstadien im Höhlenbildungszyklus

Die bisher vorgestellten Höhlen sind nach ihrer Position im Bilstein-Höhlensystem charakterisiert durch

- die vertikale Gliederung und Zuordnung zu zwei ausgeprägten Stockwerken,
- die horizontale Anordnung in Richtung des rezenten und fossilen Karstwasserabflusses.

2.10.1 Speläogenese-Stadium – Unteres Stockwerk

Zum unteren Stockwerk gehören die Ponorhöhle, die nur in Teilen zugängliche untere Etage der Bilstein-Höhle, die Bachhöhle mit Siphongang und Verbindungsspalt zur Schauhöhle und die untere Etage der Schachthöhle. Diese Höhlen oder Höhlenteile liegen fast vollständig im Niveau der Spiegelschwankungen des Karstgrundwassers. Sie dienen außerdem – die Schauhöhle ausgenommen – als unterirdisches Abflußsystem des Bilstein-Baches.

Der Bilstein-Bach versinkt beinahe exakt an der Stelle, an der er erstmalig mit Massenkalk in Berührung kommt. Die Schwinde liegt zugleich an der am weitesten nach Südwesten exponierten, von zwei sich kreuzenden Störungen gebildeten Kante des Warsteiner Kalkstein-Komplexes. Die angrenzenden ober-devonisch/unter-karbonischen Schichtfolgen sind nicht verkarstungsfähig, primär karbonatärmer und zudem überwiegend sekundär verkieselt. Infolge des sehr geringen Karbonatdargebotes im Zuflußgebiet ist das Grund- und Oberflächenwasser karbonatuntersättigt. Die Gesamtkonzentration im Bilstein-Bach wird von M. KOCH et al. (1974), unmittelbar vor Erreichen des Massenkalk-Randes, mit 63 mg/l (darin enthalten 14 mg/l Chlorid) angegeben. An der Schwinde und im vorderen Teil der Ponorhöhle sind entsprechend starke Korrosionsformen vorhanden. In der unteren Etage der Bilstein-Höhle, soweit zugänglich, ist erwartungsgemäß eine Abnahme der Korrosionsleistung infolge sinkender Lösungskapazität festzustellen.

Es überwiegen kluftgebundene, richtungsbeständige Hohlräume, deren Raumerweiterung auf vier Faktoren zurückzuführen ist

- Spaltenöffnung durch Seitendehnung am Talhang („Talzuschub“),
- gravitativ bedingter Decken- und Wandverbruch mit anschließendem Transport des Versturzmateriale,
- Erosion durch allochthone oder endemische Geröllfracht,
- Korrosion.

Ein Zusammenwirken dieser raumbildenden Vorgänge, die im einzelnen nicht quantifizierbar sind, zeigt sich augenfällig besonders im Hauptgang der Bachhöhle und im anschließenden Siphongang.

Eine speläogenetische Besonderheit im Bilstein-Höhlensystem stellt der Seitengang der Bachhöhle dar. Er zeichnet sich durch ein weitgehend korrosiv ausgeformtes Rund- bis Flachprofil (Grundform II) aus und mündet aus etwas höherer Lage in den Hauptgang (Abb. 6). Unter den derzeitigen karsthydrologischen Gegebenheiten ist das Nebeneinander der beiden Grundformen I und II nicht deutbar. Vielmehr muß der auch in den Richtungen weit stärker mäandrierende Seitengang bei höherem Normalspiegelstand entstanden sein. Die erforderliche hohe Lösungskapazität kann auf eine lokale Mischung von Sickerwasser mit Karstwasser (das sich bei einem Abstand von ca. 300 m zur Bilsteinbach-Schwinde wahrscheinlich annähernd im Lösungsgleichgewicht befunden hat) zurückgeführt werden. Ansonsten bleibt Mischungskorrosion als dominanter Faktor der Höhlenbildung im gesamten Bilstein-Höhlensystem ohne große Bedeutung. Der Seitengang der Bachhöhle wird bei extremem Spiegelanstieg gerade noch erreicht, die Phase der Hohlraumabformung ist, wie auch die Bodensinter zeigen, dagegen nahezu abgeschlossen.

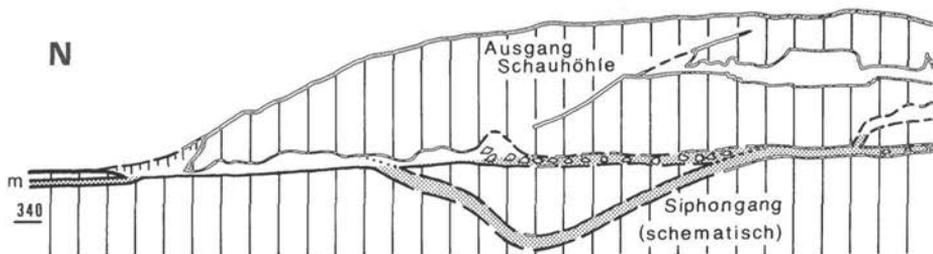


Abb. 14. Längsprofil (teilweise etwas schematisch) durch das Bilstein-Höhhlensystem (nach Vermessungen von F. HEINE (1931) und einem Entwurf von J. DOLLE/Warstein, ergänzt und umgezeichnet).

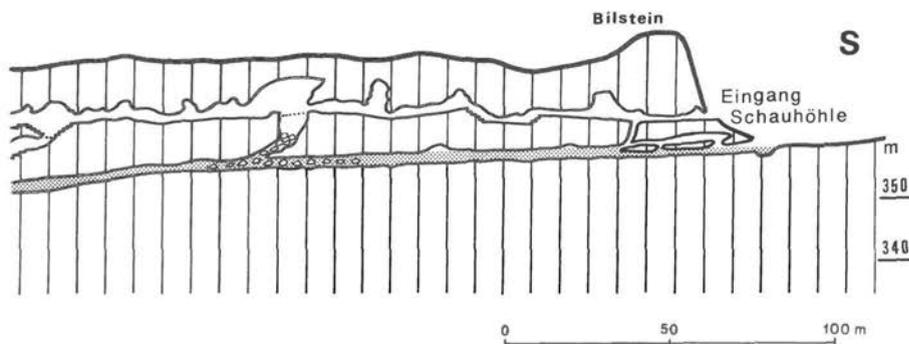
Das untere Stockwerk gehört mit allen größeren Einheiten einem aktiven Karstsystem an, das sich noch im vollen Umfang im Stadium der Höhlenentstehung (= Speläogenese) befindet. Dies unterstreichen auch Abflußmessungen am Bilstein-Bach (M. KOCH et al. 1974). Vor dem Ponor wurden im Januar 1971 bei hohem Zufluß 100 l/s gemessen, vor der Bachhöhle 90 l/s. Der oberirdische Abfluß führt um den Massenkalk-Komplex herum, an dessen Rand er sich mit dem wiederaustretenden Höhlenfluß vereinigt.

2. 10. 2 Speläostase-Stadium – Oberes Stockwerk

Zum oberen Stockwerk gehören die Kulturhöhlen I, II und III, die obere Etage der Bilstein-Höhle (Tropfstein-Höhle) und die mittlere und obere Schachtstufe der Bilstein-Schachthöhle. Diese Teile des Bilstein-Höhhlensystems liegen in der ständig „trockenen Zone“ (H. TRIMMEL 1968: 79), d. h. im Stadium der Bewahrung oder Auffüllung der Hohlräume. Der als Speläostase definierte Höhlenzustand (P. MEIBURG et al. 1977) ist im oberen Stockwerk des Höhlensystems durch mehrere Merkmale charakterisiert

- die speläofluviatilen Sedimente werden nicht mehr in wesentlichem Umfang umgelagert,
- Versturzmateriale oder episodisch durch Sickerwässer zugeführte klastische Sedimente verbleiben nach Erreichen des Höhlenbodens in Ermangelung eines Transportmediums an Ort und Stelle,
- Auskleidung der Höhle mit Speläothemen.

Morphologie und Gefälle der Kulturhöhlen und der Bilstein-Höhle lassen eindeutig erkennen, daß bei der Anlage der fossilen Evakuationsräume ein gleichartiges Abflußregime wirksam gewesen ist, wie es in der unteren Etage heute existiert. Lage des Höhlenflusses und Abflußrichtung beider Stockwerke sind weitgehend kongruent. Die fossilen sind als ein recht getreues Abbild der rezenten höhlenbildenden Vorgänge zu bewerten. Die vertikale Anordnung der Hauptentwicklungsstufen übereinander wird durch die vorgegebene tektonische Situation bestimmt. So weisen die Kulturhöhlen, insbesondere die Kulturhöhle III, der Lage am Massenkalk-Rand entsprechend, starke laterale Korrosionsspuren auf (Grundform II), die zweifelsfrei auf den ersten Kontakt eines oberirdischen Bachlaufes mit dem Massenkalk zurückgeführt werden können. Sie sind demnach fossile Ponorhöhlen, die vorwiegend durch kalkaggressives Oberflächenwasser gestaltet worden sind. Noch in den Kulturhöhlen selbst, verstärkt in den anschließenden Schmalprofilstrecken der Bilstein-Höhle (Grundform I), zeigt sich in der Verengung der Rundprofilstrecken und in der zunehmenden Richtungstreue der Hohlraumachsen die bei wachsender Entfernung von den Schwinden erheblich sinkende Lösungskapazität.



Der Übergang von den Speläogenese zur Speläostase im oberen Stockwerk ist gleichzusetzen mit der Absenkung des Karstwasserspiegels und der dauerhaften Aufgabe des speläofluvialen Abflußkanals. Die dazu erforderliche Tieferlegung des Vorfluters bis in die Nähe des heutigen Niveaus muß verhältnismäßig rasch erfolgt sein, da beide Stockwerke sehr klar voneinander abgesetzt sind (Abb. 14).

Die Frage nach dem Alter dieses Vorganges und damit zugleich nach dem Alter der Bilstein-(Tropfstein-)Höhle kann in gewissem Umfang nur spekulativ beantwortet werden. Gesichert ist, daß das Speläostase-Stadium während der Weichsel-Kaltzeit bereits erreicht war, wie die nicht mehr fluviatil umgelagerten Kulturreste des Jung-Paläolithikums, zumindest in der Kulturhöhle I bestätigen. Andererseits deuten fluviatil verfrachtete Knochenreste von *Ursus spelaeus* ROSENMÜLLER in der Bilstein-Höhle darauf hin, daß sich das obere Stockwerk des Bilstein-Höhlensystems zumindest im Holstein-Interglazial und wahrscheinlich noch bis in das Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit hinein im Stadium der Speläogenese befand. Der Übergang zur Speläostase fällt demnach in den Zeitraum zwischen Saale- und früher Weichsel-Kaltzeit. Aus paläogeographischen Gründen ist es nunmehr naheliegend, die starke Ausräumung der oberdevonisch/unterkarbonischen Schiefer in der Umgebung des Massenkalks am Bilstein, die zu einer relativ kurzzeitigen Tieferlegung des Vorfluters geführt hat, mit der erhöhten Erosionsleistung aller Flüsse im periglazialen Vorfeld des bis zum Haarstrang vorstoßenden saalekaltzeitlichen Inlandeises in Beziehung zu setzen.

2. 10. 3 Speläolyse-Stadium

Im Bilstein-Höhlensystem ist das Speläolyse-Stadium, das mit der Zerstörung des unterirdischen Raumes beginnt, nur an wenigen Punkten erreicht. Hierzu gehören einige Dolinen östlich der Bilstein-Höhle, die sich über eingestürzten oberflächennahen Hohlräumen gebildet haben und der Durchbruch des Deckenfensters über der Bilstein-Schachthöhle.

3. Fuchshöhlen

(Kat.-Nr. 4516/17)

Die Fuchshöhlen liegen am südlichen Ortsausgang von Warstein, 200 m nördlich des Zusammenflusses von Langer- und Widey-Bach. Beim Bau einer Zufahrtsstraße zu einem inzwischen aufgelassenen Steinbruch („Fuchslöcher“) wurden zwei Eingänge (R 34 54 83, H 56 99 52 und R 34 54 84, H 56 99 47) angeschnitten.

Ende Juli 1976 wurde der südliche Eingang durch D. BIERMANN/Iserlohn und D. STOFFELS aufgedeckt und die in nördlicher Richtung verlaufende Spaltenhöhe auf

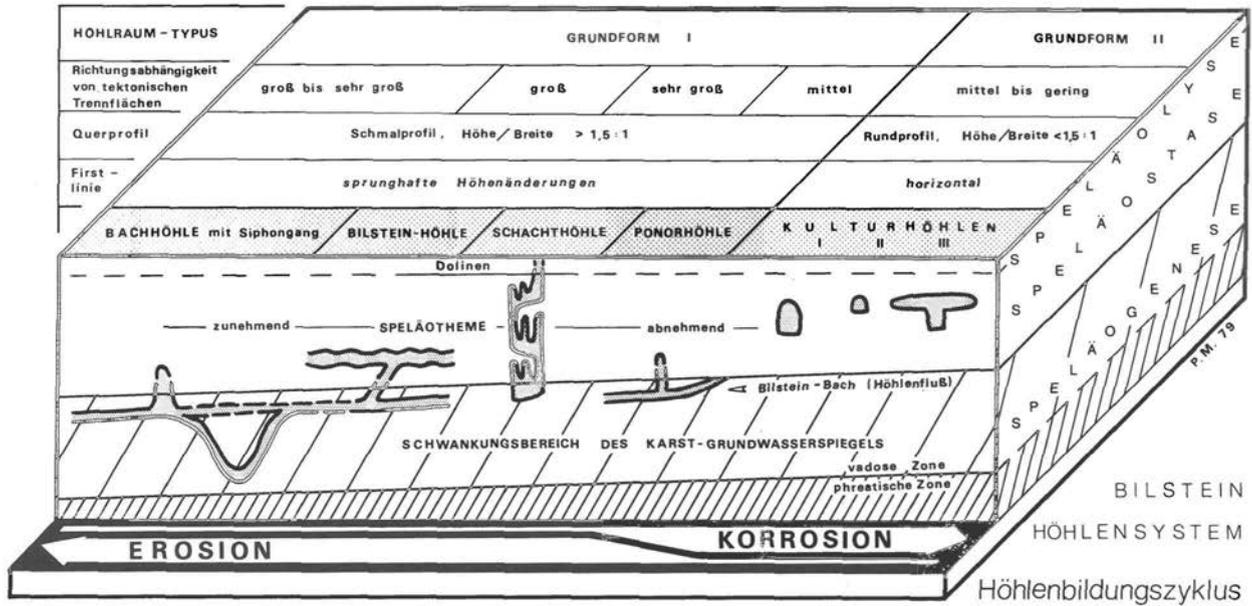


Abb. 15. Bilstein-Höhle. Morphologische und geospeleologische Entwicklungsstadien im Höhlenbildungszyklus (Schema).

Abb. 16. Spaltenförmiger Höhlenraum (Grundform I) in der Bilstein-Höhle (Speläostase-Stadium) mit kaskadenförmigen Stalagmiten.



ca. 30 m verfolgt. Hierbei gelang es, bis in das Hochwasserniveau des Wester-Baches hinabzukommen. Die im fluviatilen Sand verlaufende Abflußrinne setzte sich in einer zugeschwemmten, unpassierbaren Spalte fort. Ausgeprägte Korrosionsformen an den Wandflächen und die rezenten sandig-lehmigen Höhlensedimente weisen darauf hin, daß die Fuchshöhle eine Schwinde des Wester-Baches ist.

Der aus dem nördlichen Eingangsspalt aufsteigende Luftstrom läßt eine Verbindung zwischen beiden Eingängen vermuten.

Die exponierte Lage am Südrand des südlichen Warsteiner Massenkalk-Zuges in unmittelbarer Beziehung zum Hauptvorfluter bildet die potentielle Voraussetzung für die Entwicklung eines möglicherweise erheblich ausgedehnteren Höhlensystems. Die außergewöhnliche Häufung verschiedenartiger Karstformen, aufgeschlossen in einem angrenzenden Steinbruchgelände, unterstützen diese Prognose.

Lit.: — —

4. Eppenloch

(Kat.-Nr. 4516/7)

Das Eppenloch („Eppen“ = mundartlich, kleine bössartige Menschen) lag am Fuße einer Kalksteinwand auf der Westseite des Range-Tales (E. HENNEBÖLE 1963: Abb. 9). Die Höhle wurde 1953/54 durch Kalksteinabbau zerstört.

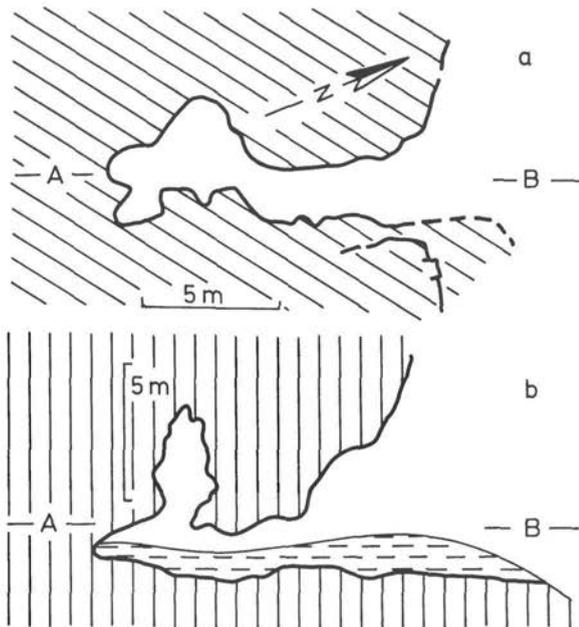


Abb. 17. Das Eppenloch bei Warstein, Kulturhöhle, zerstört. Grundriß (a) und Aufriß (b), nach E. HENNEBÖLE (1963), umgezeichnet.

Die historische Bedeutung als Kulturhöhle wird besonders von E. HENNEBÖLE hervorgehoben. Seine 1935 durchgeführten Grabungen lieferten steinzeitliche Kulturrückstände des Magdalenien, Steinwerkzeuge und Knochen jagdbarer Tiere, teilweise mit Brandspuren, sowie Keramik der früheren Bronzezeit. Das Fundgut wird im Städtischen Museum Warstein aufbewahrt.

Literatur: E. CARTHAUS (1890), E. HENNEBÖLE (1936, 1963, 1964), H. STREICH (1967).

5. Das Liet-Höhlensystem (Liet-Höhlen und Enkebach-Ponorhöhle)

Einem ausgedehnten, teils aktiven, teils fossilen Karstsystem südöstlich von Warstein, zwischen Enkebach- und Wäsche-graben-Versinkung und der Range-Quelle (vgl. G. EBHARDT & P. MEIBURG 1979) gehören drei Höhlen von ungleicher Dimension und Bedeutung an. Speläogenetisch können die Höhlen, zwischen denen karsthydrologische aber nicht begehbare Verbindungen bestehen, als Teilelemente eines Liet-Höhlensystems definiert werden.

Abb. 18. Höhlenplan der Liet-Höhle (aus P. MEIBURG et al. 1977). Der Eingang 3 wurde inzwischen verschüttet. ▶

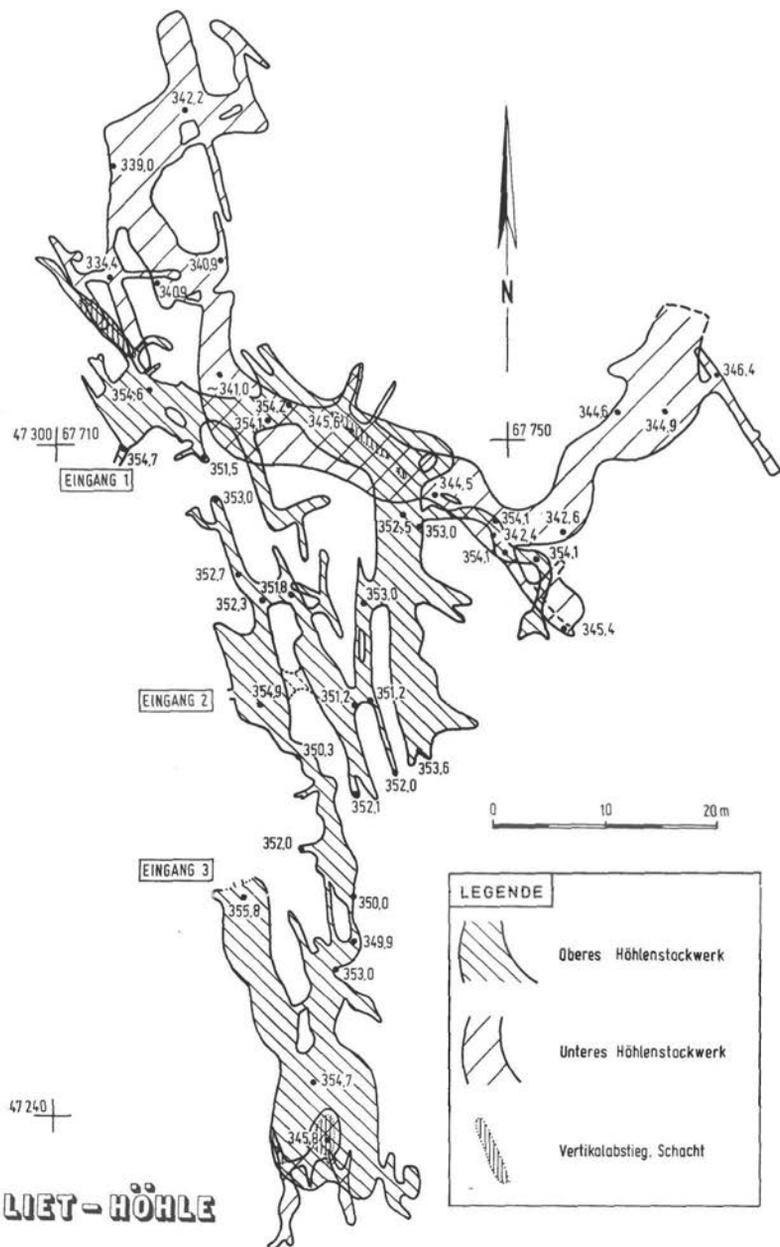




Abb. 19. Liet-Höhle, unteres Stockwerk, Tropfstein-Röhrchen mit aufsitzenden Excentriques (ca. 0,3 nat. Größe).

5.1 Liet-Höhle

(Kat.-Nr. 4516/9)

Die Liet-Höhle liegt südöstlich von Warstein am Ostrand eines naturschutzrechtlich stillgelegten Steinbruches (ehem. Steinbruch Feldmann). Die Höhle ist Eigentum der Stadt.

Sie zählt aus drei Gründen zu den bedeutendsten Höhlen Mitteleuropas:

- Integration in ein Karstsystem, in dem tektonische, geomorphologische und hydrogeologische Gegebenheiten modellhaft aufeinander abgestimmt sind und zusammenwirken;
- Stockwerkgliederung mit divergierenden Fließrichtungen verschiedener Paläo-Höhlenflüsse und einem strengen räumlich-zeitlichen Wechsel zwischen extremen Schmal- und Flachprofilstrecken;
- Außerordentliche Vielfalt der Sinterbildungen, darunter Massenvorkommen verschiedener Excentriques-Typen, Sinterbecken etc., die sich auch nach der Entdeckung der zuvor von Mensch und Tier unberührten Höhle weiterentwickeln (Naturlaboratorium).

Die Liet-Höhle ist erst in jüngster Zeit monographisch bearbeitet worden (P. MEIBURG et al. 1977). Auf Wiederholungen wird hier – von der Wiedergabe des Höhlenplanes abgesehen (Abb.18) – verzichtet. Eine spezielle Ergänzung zum Kristallwachstum in Höhlenseen liefert der Beitrag von G. EBHARDT et al. (1979).

Literatur: F. LOTZE (1949, 1954, 1961), E. HENNEBÖLE (1950), H. ROEBER (1950), W. LOTZE (1961), W. SÖNNECKEN (1966), H. STREICH (1967), F. LANGEMANN & J. SPETTMANN (1968 und 1971), F. A. ROTERS (1969), KREIS ARNSBERG (1974), P. MEIBURG, P. HÜGEL, C. MARZELA & F. A. ROTERS (1977), G. EBHARDT, P. MEIBURG & G. TIETZ (1979).

5.2 Liet-Schachthöhle

(Kat.-Nr. 4516/8)

Die Schachthöhle liegt westlich der Liet-Höhle. Der ehemalige Zugang, nur 30 m vom Eingang 1 der Liet-Höhle entfernt, ist heute verschüttet. Eine einfache Planskizze liegt von F. LOTZE (in : W. LOTZE 1961 : Abb. 3) vor. Die Höhle ist in zwei Etagen gegliedert. Die Streckenlänge beträgt rund 60 m.

An der Westwand des unter Schutz stehenden Steinbruches befinden sich über der Höhle spaltenförmige Höhlenräume, die mit schwach zementierten Brekzien verfüllt sind (Speläolyse-Stadium der Schachthöhle). In diesen Füllungen sind häufig umgelagerte Knochen und Zähne pleistozäner Wirbeltiere gefunden worden.

Literatur : E. CARTHAUS (1890), F. LOTZE (1949), E. HENNEBÖLE (1950, 1963), W. LOTZE (1961).

5.3 Enkebach-Ponorhöhle

(Kat.-Nr. 4516/13)

Die Ponorhöhle liegt am Grund der kesselförmigen Enkebach-Versinkung, 500 m südöstlich der Liet-Höhle (R 34 45 97, H 56 99 92). Bemerkenswerterweise zeigt die am äußersten Südrand des Massenkalkes gelegene Bachschwinde nur unbedeutende Korrosionserscheinungen, obwohl in ihr ein aus den Arnsberger Schichten kommendes karbonatuntersättigtes Wasser versinkt. Die Höhle besteht im wesentlichen aus einem spaltenförmigen Raum (A. RITZEL 1972: Abb. 36), der durch große und wenig verrundete Massenkalk-Blöcke verengt ist. In Trockenperioden ist die Höhle etwa 15 m weit befahrbar. Ein Plan existiert nicht.

Literatur: E. CARTHAUS (1890), G. RICHTER (1944), A. RITZEL (1972), M. KOCH, G. MICHEL & H. SCHRÖTER (1974), P. MEIBURG, P. HÜGEL, C. MARZELA & F. A. ROTERS (1977), M. KOCH & G. MICHEL (1979).

6. Das Lörmecke-Höhhlensystem (Höhlen im Lörmecke-Tal)

Die Lörmecke quert zwischen Warstein und Kallenhardt den südlichen Warsteiner Massenkalk-Zug am Ostrand einer Zone, in der der Massenkalk, tektonisch bedingt, nur noch in einem schmalen Streifen zutage ausstreicht. Längs des nach Westen exponierten Massenkalk-Randes des Kallenhardter Teilkomplexes sind von Süden nach Norden am rechten Bachufer der Lörmecke insgesamt sechs überwiegend kleinere Höhlen aufgereiht. Sie gehören hydrogeologisch und speläogenetisch einem Karst- und Höhlensystem an, das als Lörmecke-Höhhlensystem bezeichnet werden soll.

1932 und 1933 führte W. GRIEPENBURG in allen Höhlen des Lörmecke-Tales faunistische Untersuchungen durch (W. GRIEPENBURG 1933, 1939, 1973).

6.1 Der Hohle Stein

(Kat.-Nr. 4516/3)

Die Höhle im Hohlen Stein, 2,5 km südwestlich Kallenhardt (R 34 58 53, H 57 00 40), gehört zu den bekanntesten Kulturhöhlen des Sauerlandes.

Höhlenplan und Morphologie

Die Höhle wird im Abstand von etwa 30 m von der Lörmecke in einem Halbbogen umflossen, der ziemlich korrekt der nach Südwesten exponierten Massenkalk-Grenze folgt. Der Haupteingang (im Westen) liegt rund 8 m, der Nebeneingang (im Süden) rund 3 m über dem

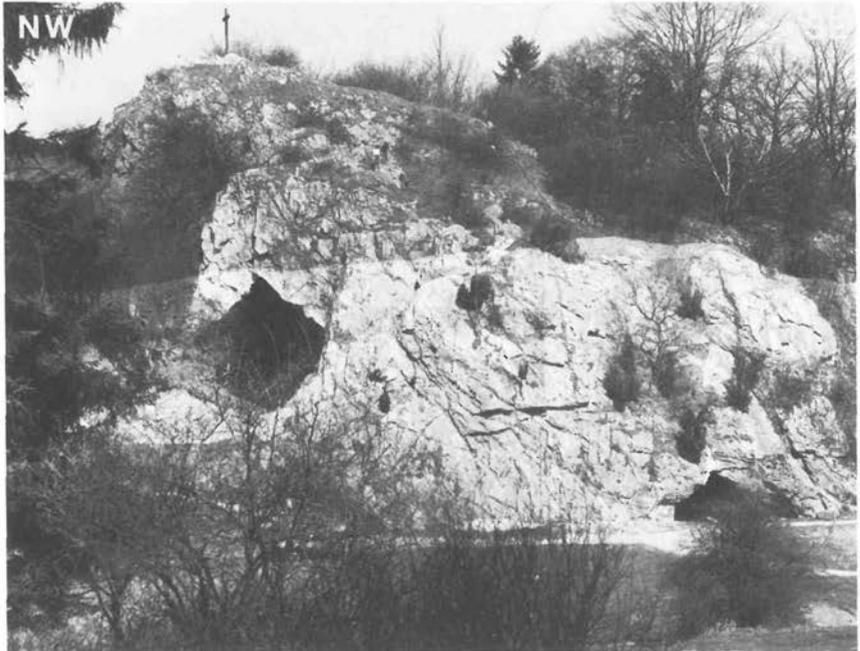


Abb. 20. Der Hohle Stein im Lörmecke-Tal.

Normalwasserspiegel des Fließchens (Abb. 20). Die Höhle bleibt auch bei Hochwasserabfluß im Niveau der trockenen Zone.

Eine einfache Planskizze liegt von E. HENNEBÖLE (1963) vor (Abb. 21). Die Streckenlänge beträgt insgesamt 49 m. Der Haupteingang ist 12 m breit und 7 m hoch. Die Firstlinie liegt fast horizontal. Der Höhlenboden steigt dagegen an. Jedoch ist das heutige Bodenrelief erst in den Jahren 1929–1934 im Zuge planmäßiger Grabungen des Landesmuseums für Vor- und Frühgeschichte Münster entstanden, wobei über 1 500 m³ Lockersedimente und Gesteinsbrocken aus der Höhle entfernt wurden. Vom südlichen Eingang führt eine flachere Nebenstrecke schräg aufwärts zum Hauptraum.

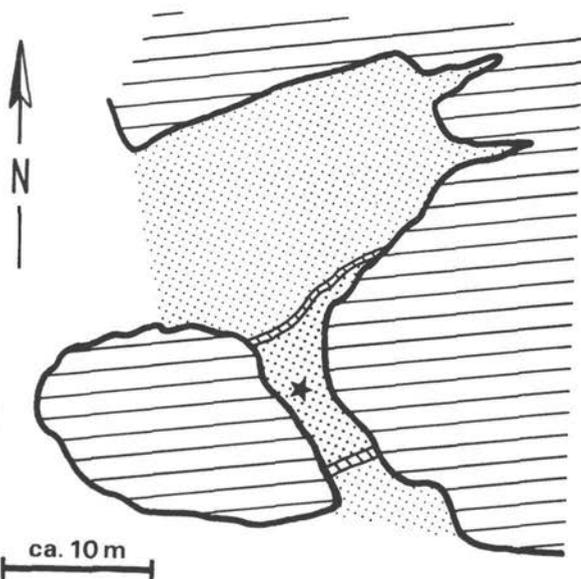


Abb. 21. Planskizze der Kulturhöhle im Hohlen Stein bei Kaltenhardt (nach E. HENNEBÖLE 1963: Abb. 22). In einem Nebengang Trockenmauern, Totenkammer und Fundstelle eines menschlichen Skelettes der Latène-Zeit.

Speläogenese und Beziehungen zur Tektonik

Die Achse der Höhle liegt in Richtung der bc-orientierten Klüfte ($65^{\circ}/75^{\circ}$ NW) und im Streichen der halbsteil nach Süden einfallenden Schichtflächen ($80^{\circ}/40^{\circ}$ SE). Dieses unter einem Winkel von 65° aufeinanderstehende Trennflächenpaar bestimmt die Gestalt der dachförmig abgeschrägten, sich in der Firstlinie treffenden Wandflächen und mithin das Querprofil des Haupthöhlenraumes. Eine dritte für die Hohlraumbildung bedeutsame Komponente stellen steile Querklüfte ($150^{\circ}/85^{\circ}$ NE) dar. Sie bewirken mit den Längsklüften treppenstufenartige Abbrüche. In Abb. 22 wird versucht, den Zusammenhang zwischen Tektonik und Höhlenmorphologie prinzipiell darzustellen.

Über die primäre, im Schwankungsbereich des Karstwasserspiegels korrosiv oder erosiv gebildete Höhle sind kaum noch Aussagen möglich. Im wesentlichen entwickelte und vergrößerte sich der Hohlraum durch Deckenverbruch an vorgegebenen tektonischen Flächen. Noch während des Speläogenese-Stadiums muß der größte Teil des Versturzmateriale fluvial

abtransportiert worden sein. Unübersehbar ist aber auch, daß in der trockenen Höhle (Speläostase-Stadium) noch in jüngerer Zeit größere Nachbrüche erfolgt sind. E. HENNEBÖLE (1963) berichtete, gestützt auf ältere Zeugnisse, daß nach 1800 an der Westseite des Hohlen Steins ein bedeutender Teil der Höhle einstürzte, so daß die große Halle über lange Zeit nur über einen flachen Schluf von der Südseite her zu befahren war. Die Schutthalde, die den Abhang an der Westseite bedeckte, wurde in den 80er Jahren des vergangenen Jahrhunderts für Wegebauzwecke und zur Gewinnung von Baukalk abgefahren, wobei der große Eingang wieder freigelegt wurde. Gegenwärtig werden Maßnahmen zur Felssicherung ausgeführt (vgl. S. 112).

Die Morphogenese der Höhle am Hohlen Stein ist mit keiner anderen Höhle des Warsteiner Massenkalk-Gebietes zu vergleichen. Der Hauptgrund dafür dürfte in der an dieser Stelle ungewöhnlich gut ausgebildeten Schichtung bzw. schichtparallelen Trennflächenbildung des Massenkalkes zu sehen sein, die sowohl durch wasserwegsame Fugen als auch durch mechanische Ablöseflächen wirksam in Erscheinung tritt. Auf den Schichtflächen und den Querklüften am Hohlen Stein sind zahlreiche Korrosionsspuren vorhanden. Die Längsklüfte sind dagegen überwiegend dicht.

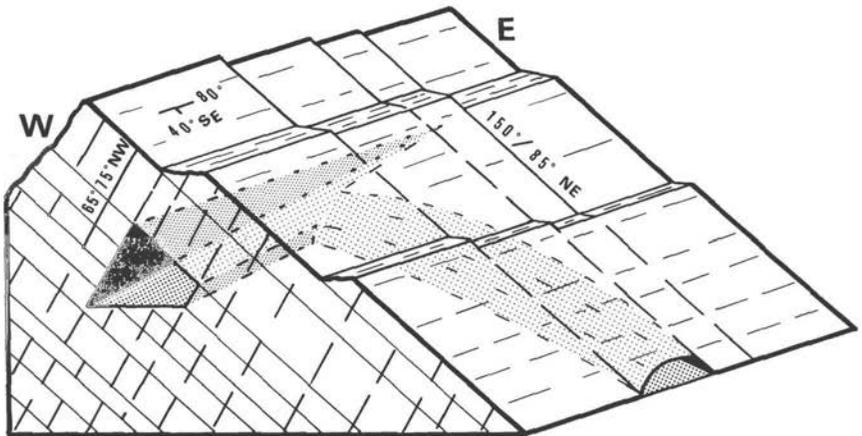


Abb. 22. Hohlraumbildung und Tektonik, Strukturschema des Hohlen Steins.

Die geringe Sinterbildung in der Höhle, beschränkt auf einige unbedeutende Deckensinter, kann auf die äußerst spärliche Bodendecke über der Höhle, die sehr kurzen Sickerwasserwege und den weit geöffneten Hohlraum zurückgeführt werden.

Etwa 100 m nordöstlich der Höhle deuten mehrere Dolinen und schmale eingestürzte Spalten eine nicht mehr begehbare Fortsetzung an.

Vor- und frühgeschichtliche Bedeutung

Nach E. HENNEBÖLE (1963: 13) trugen die Grabungen in der Kulturhöhle am Hohlen Stein „wesentlich zur Kenntnis der Entwicklung der Kulturen in der Nacheiszeit, der Mittelsteinzeit, in Westfalen und im ganzen deutschen Raum“ bei.

In der großen Halle konnten zwei Kulturschichten nachgewiesen werden, eine untere frühmesolithische, die Kallender Kulturstufe, und eine obere, die der Latène-Zeit angehört.

Systematische Grabungen förderten aus der älteren Kulturschicht große Mengen von Stein- und Knochenwerkzeugen, menschliche Skelettreste und zerschlagene Tierknochen von Beutetieren der ausgehenden Weichsel-Kaltzeit, teilweise mit Brandspuren (J. ANDREE 1931, E. HENNEBÖLE 1963).

In die jüngere Kulturperiode (Latène) gehören neben umfangreichem Fundgut zwei Trockenmauern, die zur Verschießung des südlichen Höhlenteiles errichtet worden waren (Abb. 21). In der Kammer zwischen diesen Mauern wurden Skelettreste eines Mannes geborgen, der reichen Schmuck trug und nach den Fundumständen gewaltsam eingeschlossen worden war. Einen Hinweis auf die mögliche Identität des Toten aus vorchristlicher Zeit gibt E. HENNEBÖLE (1963: 38), indem er schreibt: „Nach der Soester Quelle der Nibelungensage wurde der böse König Attila von Susat – das ist der alte Name für Soest – von Hagens Sohn Aldrian, als er die den Nibelungen angetane Schmach rächen wollte, lebendig in einer Felsenkammer eingesperrt. Als Ort des Geschehens nennt die Heldensage einen „Hohlen Stein“ im Lürwald, wenige Wegstunden von Susat“.

Heldengesänge sind keine Geschichtsquelle, dienen aber der Verherrlichung großer Persönlichkeiten aus der Frühgeschichte unseres Landes und knüpfen vielfach an historische, mündlich überlieferte Ereignisse an.

Literatur: E. CARTHAUS (1890), E. HENNEBÖLE (1928, 1936, 1963, 1964), J. ANDREE (1931), W. GRIEPENBURG (1939), W. SÖNNECKEN (1966), H. STREICH (1967), A. RITZEL (1972).

6.2 Lörmecke-Bachhöhle

(Kat.-Nr. 4516/1)

Der Höhlenzugang, 1,3 m breit und 0,8 m hoch, liegt im anstehenden Massenkalk ca. 50 m westlich des Hohlen Steins, unmittelbar am rechten Bachufer. In dieser Spaltenhöhle (Ponorhöhle) versinkt ein Teil der Lörmecke. Eine Befahrung ist nur nach langer Trockenheit und erst nach Beseitigung eingeschwemmten Materials (Zweige, Laub, Sand) möglich. H. STREICH (1967) gibt die Länge der Höhle mit 28 m an. Ein Plan ist nicht vorhanden.

Nach E. HENNEBÖLE (1936) soll eine hydraulische Verbindung zu den Quellen im Westerbach-Tal bei Warstein bestehen.

Literatur: W. GRIEPENBURG (1933, 1939, 1973), E. HENNEBÖLE (1936), H. STREICH (1967), M. KOCH & G. MICHEL (1979).

6.3 Simonhöhle

(Kat.-Nr. 4516/6)

Der Höhleneingang liegt 110 m nordwestlich des Hohlen Steins, 20 m vom rechten Ufer der Lörmecke entfernt, in einer spaltenförmigen Einsenkung (ca. 355 m ü. NN). Die Höhle wurde 1932 durch A. RISSE (Dortmund) entdeckt. Sie ist ca. 50 m lang und endet in einer 12 m hohen Versturzhalle. Ein tiefziehender Spalt im westlichen Höhlenteil reicht bis auf den unterirdischen Lörmecke-Abfluß hinunter.

Es sind nur geringe Sinterbildungen entwickelt.

Literatur: W. GRIEPENBURG (1933, 1939, 1973), E. HENNEBÖLE (1936), H. STREICH (1967).

6.4 Schnöpers Hol

(Kat.-Nr. 4516/5)

Der Höhleneingang liegt etwa 300 m nordwestlich des Hohlen Steins, 25 m vom rechten Lörmecke-Ufer entfernt (ca. 350 m ü. NN). Eine Planskizze liegt nicht vor. Nach W. GRIEPENBURG (1973) beträgt die Länge der Höhle 40–50 m. Sie ist in zwei Etagen

gegliedert, deren untere 7 m unter die Eingangshöhe bis in das Abflubniveau der Lörmecke hinabreicht. Die Höhle ist überwiegend mit Versturzböcken ausgefüllt.

Im oberen Höhlenteil wurden früh-mesolithische Funde gemacht, die mit denen aus der unteren Kulturschicht im Hohlen Stein vergleichbar sind (E. HENNEBÖLE 1928).

Literatur: E. HENNEBÖLE (1928, 1936), W. GRIEPENBURG (1933, 1939, 1973), H. STREICH (1967).

6.5 Hundehöhle

(Kat.-Nr. 4516/2)

Die Hundehöhle liegt am Fuß einer Felswand unterhalb des Hohen Steins, vom rechten Ufer der Lörmecke etwa 4 m entfernt (ca. 350 m ü. NN). Sie ist nur etwa 10 m lang und stark verstimt. Bisher liegt kein Höhlenplan vor.

Literatur: W. GRIEPENBURG (1933, 1973), H. STREICH (1967).

6.6 Risseöhle

(Kat.-Nr. 4516/4)

Die Risseöhle ist die nördlichste der Kleinhöhlen im Lörmecke-Tal. Der Eingang liegt direkt am rechten Bachufer, 1 m über Bachniveau, 200 m nördlich des Hohen Steins (ca. 345 m ü. NN). Ein Plan liegt nicht vor. Die Höhle soll mit Nebengängen etwa 65 m lang und nur kriechend zu passieren sein (W. GRIEPENBURG 1933, 1973). Sie liegt im Niveau des Hochwasserabflusses der Lörmecke. Für Befahrungen muß der Eingangsschluf aufgedraben werden.

Literatur: W. GRIEPENBURG (1933, 1939, 1973), E. HENNEBÖLE (1963), H. STREICH (1967).

7. Höhle am Kattenstein

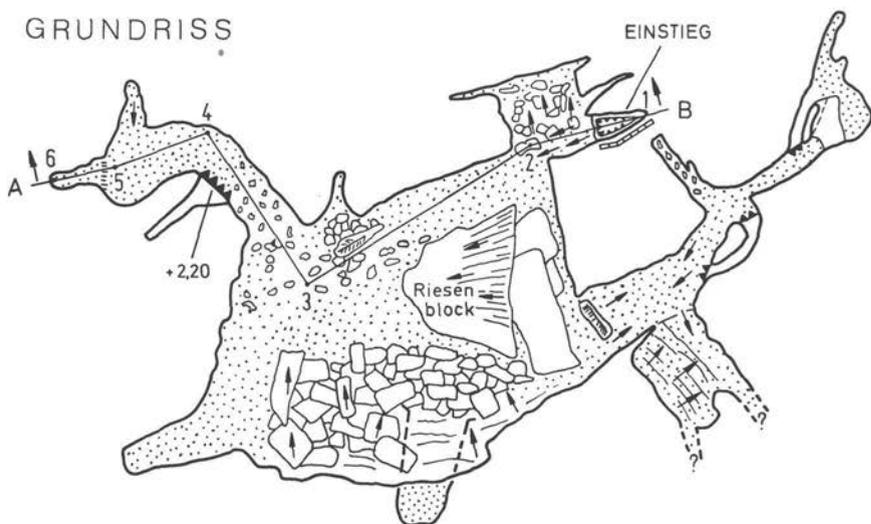
(Kat.-Nr. 4516/12)

Die Höhle am Kattenstein gehört keinem erkennbaren größeren Höhlensystem an. Der Höhleneingang liegt am Fuß des Kattensteins am östlichen Ortsausgang von Kallenhardt (ca. 370 m ü. NN). Die Planaufnahme erfolgte 1975 durch die Stammgruppe der Arbeitsgemeinschaft Höhle und Karst Sauerland (Abb. 23). Die Länge der Höhlenstrecken beträgt 147 m. Der Hauptteil der Höhle, der durch einen schräg aufwärts führenden Gang mit der Einstiegsöffnung verbunden ist, besteht aus einer überwiegend flachen Halle von 22 × 16 m Grundfläche. Der Boden wird, wie auch der in den anschließenden Seitengängen, von Blockschutt und/oder Höhlenlehm bedeckt. Die Versinterung ist gering. Eine Besonderheit stellen Lehm-Stalagmiten in einem Gang im Südteil der Höhle dar.

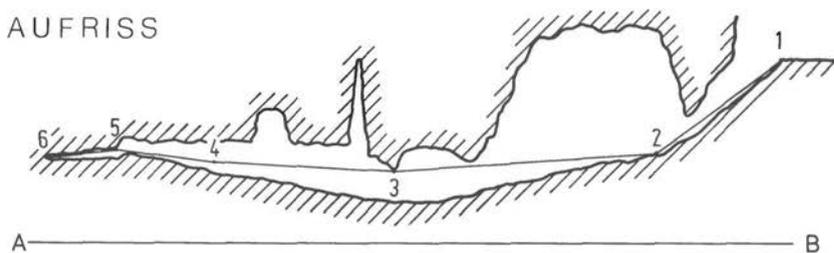
E. HENNEBÖLE (1936) berichtete von (heute nicht mehr sichtbaren) Dolinen östlich der Straße Kallenhardt – Rüthen, die auf eine verstimte Fortsetzung der Höhle hindeuten.

Die rezente Invertebraten-Fauna wurde von W. GRIEPENBURG (1939, 1973) untersucht.

Literatur: W. GRIEPENBURG (1933, 1939, 1973), E. HENNEBÖLE (1936, 1963), H. STREICH (1967).



AUFRISS



HÖHLE AM KATTENSTEIN

0 5 10 m

Abb. 23. Plan der Höhle am Kattenstein in Kallenhardt. Vermessung (1975): R. STOFFELS/Essen, W. HAKE/Hemer, D. BIERMANN/Iserlohn, G. KOSTEDDE/Mülheim a. d. Ruhr und D. STOFFELS.

8. Nachtrag: Genannte aber unbekannte Höhlen und Höhlennamen im Warsteiner Karstgebiet

Höhlen sind allgemein eine die Phantasie beflügelnde Naturerscheinung. Deshalb enthalten Berichte, die sich auf Aussagen Dritter berufen, gelegentlich Darstellungen, an denen Korrekturen notwendig werden. In der weit gestreuten speleologischen Literatur über den Warsteiner Raum finden sich Hinweise auf

- bekannte Höhlen, für die jedoch neue Namen erdacht worden sind,
- angeblich begehbare Verbindungen zwischen bekannten oder unbekanntem Höhlen oder Höhlenteilen, die sich als nicht begehbar erwiesen haben,
- Höhlen, deren Existenz nicht prüfbar ist, weil sie inzwischen zerstört, überbaut, verfüllt oder verstürzt sind,
- Höhlen, deren Existenz nicht bestätigt werden kann.

Der folgende, sicherlich unvollständige Nachtrag enthält hierzu einige Richtigstellungen.

Eppenlöcher Höhlen 1-4

Die Eppenlöcher Höhlen 1-4 bei Kallenhardt (W. SÖNNECKEN 1966) entsprechen möglicherweise den Höhlen im Lörmecke-Tal: Lörmecke-Bachhöhle (4516/1), Simonhöhle (4516/6), Hundehöhle (4516/2) und Rissehöhle (4516/4).

Hillenberg (-Höhle)

Es kann sich bei der im Westfälischen Höhlenkataster (W. GRIEPENBURG 1965) genannten Höhle um eine der beiden in der Nähe des Hittenberges gelegenen Fuchshöhlen (4516/17) handeln.

Kattenberg-Höhle

Mit der von W. SÖNNECKEN (1966) genannten Kattenberg-Höhle, 200 m nördlich (?) von Kallenhardt, ist vermutlich die östlich Kallenhardt gelegene Höhle am Kattenstein (4516/12) gemeint.

Klingelkuhle

Höhlennamen im Westfälischen Höhlenkataster für eine unbekannte Höhle (W. GRIEPENBURG 1965).

Höhle am Lehrerknapp

E. CARTHAUS (1890: 5) erwähnte mehrere spaltenförmige Höhlen am „Lehrerknapp“ (oder „Leerknapp“, bei E. CARTHAUS 1889: 45), aus denen Tropfsteine gebrochen worden sein sollen.

Lürneckhöhle

Die von H. W. HOLZ (1965) unter diesem Namen aufgeführte Höhle entspricht möglicherweise der Rissehöhle (4516/4) im Lörmecke-Tal.

Suttroper Höhle

Die von F. LOTZE (1961: 10/11) genannte Höhle nördlich des Hohlen Steins ist vermutlich mit der Höhle Schnöpers Hol (4516/5) identisch.

Wasserleitungsspalt

Nach E. CARTHAUS (1889: 23; 1890: 5) läuft ein von Warstein aus „schon auf hunderte von Metern durch dortige Einwohner begangener Spalt auf den Bilstein zu . . .“ Der Wasserleitungsspalt entspricht möglicherweise einer wasserführenden Spalte, die durch einen Schachtbrunnen an der Hauptstraße in Warstein angeschnitten wurde. Eine Begehbarkeit ist nicht bekannt, die angegebene Länge unwahrscheinlich.

Warsteiner Höhle

Der Name wird in der älteren Literatur mehrfach synonym für Bilstein-Höhle (4514/1), Kulturhöhle I (4514/5) oder Bilstein-Schauhöhle (Bilstein-Höhle und Kulturhöhle III) verwendet. W. SÖNNECKEN (1966: 103, 113) bezeichnet mit Warsteiner Höhle zum einen die Liet-Höhle (4516/9), zum anderen eine 1965 neu entdeckte Tropfsteinhöhle, von der jedoch nichts weiteres bekannt geworden ist.

Warthe (-Höhle)

W. GRIEPENBURG (mündliche Mitteilung) bestätigte eine im Westfälischen Höhlenkataster genannte „Höhle in der Warthe“ bei Kallenhardt. Die in einem Steinbruch gelegene Höhle soll eingestürzt sein.

9. Zusammenfassung

Der sauerländische Höhlenkataster führt für das Warsteiner Massenkalk-Gebiet 21 Groß-, Mittel- und Kleinhöhlen. Sie gehören überwiegend drei großen Karst- und Höhlensystemen an – Bilstein-, Liet- und Lörmecke-Höhlensystem – die sich in den tieferliegenden Teilen noch im Schwankungsbereich des Karstwasserabflusses befinden. Alle Höhlen treten in den Randbereichen des südlichen Warsteiner Massenkalk-Zuges auf, überwiegend in exponierter tektonisch bedingter Position.

Nach zahlreichen Höhlenbefahrungen im Warsteiner Raum und einer Auswertung der in der speläologischen Literatur weit gestreuten Beobachtungsergebnisse, können zu den meisten bekannten Höhlen Angaben über Lage, Dimension und Morphologie gemacht werden. Von 10 Höhlen, darunter alle zugänglichen Groß- und Mittelhöhlen, werden Pläne und Planskizzen vorgelegt. An mehreren Beispielen können die Beziehungen zwischen Tektonik und Höhlenmorphologie dargestellt werden. Die geospeläologischen Entwicklungsstadien im Höhlenbildungszyklus – Speläogenese, Speläostase und Speläolyse – sind, analog den Verhältnissen in und oberhalb der Liet-Höhle, auch im Bilstein-Höhlensystem exemplarisch in einer ausgeprägten Stockwerkgliederung und in verschiedenartigen korrosiv, erosiv oder tektonisch geprägten Hohlräumen dokumentiert.

Auf Speläotheme und klastische Höhlensedimente wird im allgemeinen nur kurz hingewiesen. Desgleichen werden zur vor- und frühgeschichtlichen Bedeutung der 6 Kulturhöhlen Warsteins nur kurze Angaben gemacht.

Ein bewußt umfangreiches Schriftenverzeichnis soll insbesondere den nicht immer einfachen Zugang zur speläologischen Literatur Warsteins erleichtern.

Dank

Die Verfasser danken für Vermessungshilfen in der Bilstein-Bachhöhle und der Höhle am Kattenstein den Herren R. STOFFELS/Essen, W. BIERMANN/Iserlohn, W. HAKE/Hemer und Fräulein G. KOSTEDDE/Mülheim a. d. Ruhr, für die Überlassung von Planaufnahmen und Fotomaterial von der Bilstein-Höhle den Herren J. DOLLE und F. A. ROTERS, beide Warstein, für die Hilfe bei der Beschaffung von Literatur Herrn U. WESTHOFF/Hagen, für Fotoarbeiten Frau M. DUKAT/Darmstadt und für Zeichenarbeiten Herrn E. WETTENGL/Darmstadt.



Abb. 24. Sinterfahnen im unteren Stockwerk der Liet-Höhle (nat. Größe; fot. Dr. G. F. TIETZ/Erlangen).

Schriftenverzeichnis

- ANDREE, J.: Altsteinzeitliche Funde aus Westfalen. II. Die Bilstein-Höhle bei Warstein i. W. – Mannus, Zeitschr. dt. Vorgesch., **19**, 1/2, 87–91, Leipzig 1927.
- ANDREE, J.: Die frühmesolithische Fauna aus dem Hohlen Stein bei Callenhardt. – Abh. Westf. Prov. Museum f. Naturk., 1931, 11 S., 4 Abb., Münster 1931.
- BINDER, H. & BLEICH, K. E.: Schauhöhlen in Deutschland. – 86 S., Stuttgart (Schwabenwerk) o. J.
- BÖGLI, A.: Mischungskorrosion – ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. – Erdkunde, **18**, 83-92, 5 Abb., 8 Tab., Bonn 1964.
- CARTHAUS, E.: Führer durch die Bilstein-Höhlen (Tropfstein- und Cultur-Höhlen) bei Warstein in Westfalen. – 48 S., 1 Taf., Warstein (O. Senfleben) 1889.
- CARTHAUS, E.: Die Bilsteinhöhlen bei Warstein. – Festschr. 21. Versammlung dt. Anthropol. Ges., 50 S., 2 Taf., Münster 1890.
- CARTHAUS, E.: Die Bilsteinhöhlen bei Warstein. – 64 S., 4 Abb., 1 Taf., Warstein (Hennecke) 1928.
- EBHARDT, G. & MEIBURG, P.: Beziehungen zwischen Tektonik und Karst im Warsteiner Raum (Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 93–111, 12 Abb., Heidelberg 1979.
- EBHARDT, G., MEIBURG, P. & TIETZ, G.: Kristallbildung in Höhlenseen (Liet-Höhle/Warstein). – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 179–192, 12 Abb., 2 Tab., Heidelberg 1979.
- FABRICIUS und PÖPPINGHAUS: Über die Tropfsteinhöhle bei Warstein. – Verhandl. Naturhistor. Verein preuß. Rheinlande u. Westfalens, **44**, Corr.-Blatt, 106–108, Bonn 1887.
- FELDMANN, R.: Ergebnisse zwanzigjähriger Fledermauskartierungen in westfälischen Winterquartieren. – Abh. Landesmuseum Naturkde. Münster, **35**, 1, 26 S., 8 Abb., Münster 1973.
- GRIEPENBURG, W.: Die Höhlen des Kreises Lippstadt. – Heimatblätter, Organ für den Heimatbund des Kreises Lippstadt, **12**, 46–48, 1933.
- GRIEPENBURG, W.: Die Tierwelt der Höhlen bei Callenhardt. – Mitt. Höhlen- u. Karstforsch., 17–26, 1939.
- GRIEPENBURG, W.: Die Tierwelt der Bilsteinhöhlen bei Warstein in Westf. – Z. Karst- u. Höhlenkde., **1**, 190–196, 1941.
- GRIEPENBURG, W.: Westfälischer Höhlenkataster. Vorläufige Liste der Höhlen. – 7 S., Gießen (unveröff.) 1965.
- GRIEPENBURG, W.: Die Ergebnisse der Höhlenforschung bei Callenhardt. – Heimatblätter Lippstadt, S. 5–8, 15–16, Lippstadt 1973.
- HEINE, F.: Darstellung der Bilstein-Höhle am Bilsteinfelsen zu Warstein in Westfalen (Maßstab 1:200). – Textheft, 18 Kartenblätter, Gladbeck (unveröff.) 1931.
- HENNEBÖLE, E.: Altsteinzeitliche Funde im Lürmecketal. – Mannus, Zeitschr. f. Vorgesch., **20**, 1–3 Leipzig 1928.
- HENNEBÖLE, E.: Höhlen im Flußgebiet der oberen Möhne. – Westfalen im Bild, **10**, 4, 8–10, 1936.
- HENNEBÖLE, E.: Die neuen Liethöhlen. – Heimatblätter, Beilagen zum Patriot, **1**, Lippstadt 1950.
- HENNEBÖLE, E.: Die Vor- und Frühgeschichte des Warsteiner Raumes. – Beiträge zur Warsteiner Geschichte, **2**, 52 S., 27 Abb., 12 Taf., Warstein 1963.
- HENNEBÖLE, E.: Das vor- und frühgeschichtliche Bild im Landkreis. – [In:] Der Landkreis Lippstadt, S. 18–19, 1 Abb., Oldenburg/Odbg. (G. Stalling) 1964.
- HERZOG, M.: Die Bilsteinhöhle in Warstein im Sauerland. – 18 S., Warstein (Hennecke) o. J.
- HOLZ, H. W.: Die Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges und ihre Entstehung. – Decheniana, **118**, 1, 85–92, 1 Abb., 1 Tab., Bonn 1965.
- HOSIUS: ... über die Bilstein-Höhlen – Verhandl. Naturhistor. Verein preuß. Rheinlande u. Westfalens, Corr.-Blatt, 33–36, 1889.
- KLIEBHAN, B., HENNE, P., KRAUTHAUSEN, B. & PERKUHN, E.: Der Bilsteinschacht bei Warstein. – Mitt. Verb. dt. Höhlen- u. Karstforscher, **12**, 2, 39–40, München 1966.
- KOCH, M. & MICHEL, G.: Der Warsteiner Massenkalk – Hydrogeologie und Wasserwirtschaft. – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 125–142, 9 Abb., 4 Tab., Heidelberg 1979.
- KOCH, M., MICHEL, G. & SCHRÖTER, H.: Zur Hydrogeologie des Warsteiner Massenkalk-Gebietes (Nordöstliches Sauerland). – Fortschr. Geol. Rheind. u. Westf., **20**, 195–214, 4 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Krefeld 1974.
- KOSTER, P.: Die Bilsteinhöhlen bei Warstein. [Nach E. CARTHAUS 1889, 2. Aufl.] – Warstein 1905.

- KREIS ARNSBERG (Kreisdirektor MÜHR): Verordnung zur einstweiligen Sicherstellung des Naturdenkmals „Liethöhle“, im Kreisgebiet Arnsberg. – Amtsblatt des Kreises Arnsberg, **5**, 20, 142–143, 1 Abb., Arnsberg 1974.
- LANGEMANN, F. & SPETTMANN, J.: Bericht über die Vermessung der Liet-Höhle in Warstein. – 9 S., 11 Anl., Aachen (unveröff. Gutachten) 1968 (mit Nachträgen von 1971).
- LOTZE, F.: Die neuen Tropfsteinhöhlen in der Hohen Liet bei Warstein. – Natur u. Heimat, **9**, 1–12, 6 Abb., Münster 1949.
- LOTZE, F.: Im Zauberreich der Zwerge und Feen. Höhlenforschung im Sauerland. – Merian, **7**, 9, Hamburg 1954.
- LOTZE, F.: Zur Geologie des Westfälischen Karstes. – Jhe. Karst- u. Höhlenkde., **2**, 3–28, 6 Abb., München 1961.
- LOTZE, W.: Beitrag zur Methodik der Karstuntersuchung auf geoelektrischer Basis. – Jhe. Karst- u. Höhlenkde., **2**, 113–147, 15 Abb., München 1961.
- MEIBURG, P., HÜGEL, P., MARZELA, C. & ROTERS, F. A.: Die geologische Entwicklung der Liet-Höhle im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, **28**, 457–507, 36 Abb., 1 Tab., Titelbild, Heidelberg 1977.
- N.N.: Die Warsteiner Tropfsteinhöhle. – Mitt. f. Höhlen- u. Karstforsch., **142**, 1937.
- NÖGGERATH, J.: Das Gebirge in Rheinland-Westphalen nach mineralogischem und chemischem Bezuge. Bd. 3. – Bonn (E. Weber) 1824.
- RICHTER, G. (mit einem Beitrag von A. MURTHUM): Zur Kennzeichnung unterirdisch fließender Wässer. Untersuchungen an der Range und anderen Karstquellen bei Warstein (Westfalen). – Abh. Reichsanst. f. Bodenforsch., N. F., **209**, 299–336, 8 Abb., 1 Taf., Berlin 1944.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Zur Tektonik des mitteldevonischen Massenkalkes (Beobachtungen aus dem Gebiet von Warstein, Westfalen). – Z. dt. geol. Ges., **104**, (1952), 94–98, 3 Abb., 2 Taf., Hannover 1953.
- RITZEL, A.: Der geologische Aufbau und die Oberflächengestaltung des Kreises Lippstadt. – 286 S., 170 Abb., 13 Tab., 1 Kt., Lippstadt (C. J. Laumanns) 1972.
- ROEBER, H.: Die Liethöhlen. – Westfälischer Heimatkalender, 1950.
- ROTERS, F. A.: Höhlenbildung im Massenkalk. Eine Betrachtung der Liet-Höhle. – Festschrift 100 Jahre Höhere Schule in Warstein 1869–1969, 65–79, 15 Abb., Warstein 1969.
- ROTERS, F. A.: Die Bilsteinhöhlen in Warstein. – 14 S., 4 Abb., Warstein (Hennecke) 1973.
- SIEGFRIED, P.: Die eiszeitliche Tierwelt nach Funden in Warsteiner Höhlen. – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 193–204, 5 Abb., 1 Tab., Heidelberg 1979.
- SÖNNECKEN, W.: Höhlen des Sauerlandes. – 115 S., 45 Abb., Lüdenscheid (Beucker) 1966.
- STOFFELS, D. & WEBER, H.-W.: Katasterlisten der Gebiete 2.3 Sauerland u. 2.4 Bergisches Land. – Der Antberg – Mitt. Karst- u. Höhlenkde. Nordrhein-Westfalen, **1**, 2, 15–28, Hemer 1975.
- STREICH, H.: Unterirdische Zauberreiche des Sauerlandes. Ein Exkursionsführer durch die Höhlen des Sauerlandes für Höhlentouristen, Natur- und Heimatfreunde. – 140 S., Altena (P. A. Santz) 1967.
- TRIMMEL, H.: Höhlenkunde. – 300 S., 88 Abb., Braunschweig (Vieweg) 1968.

Kristallbildung in Höhlenseen (Liet-Höhle/Warstein)

Von Götz EBHARDT, Peter MEIBURG und Gerd F. TIETZ

Einleitung

In der Liet-Höhle bei Warstein treten in zwei Stockwerken mehrere kleine Höhlenseen auf. Sie unterscheiden sich optisch vor allem dadurch, daß in einigen Wasserbecken ungewöhnlich große, teilweise hohle Calcitkristalle wachsen, während in anderen kein Karbonat abgeschieden wird. Im Anschluß an eine ausführliche geospeleologische Darstellung der Höhle (P. MEIBURG et al. 1977) wurden kristallographische und chemische Untersuchungen durchgeführt, um Zusammensetzung und Bildungsbedingungen dieser Sinter aufzudecken. Zum Vergleich werden entsprechende Daten aus Becken der Zoolithen-Höhle (Fränkische Alb) herangezogen.

Höhlenseen

In der oberen Etage der Liet-Höhle treten 4, in der unteren 11 Wasserbecken verschiedener Dimension auf (Abb. 1). Sie werden für die weitere Diskussion zu 7 Vorkommen (A bis G) zusammengefaßt.

Die Höhlenräume in der Liet-Höhle gehören entweder einem streng richtungsgebundenen, überwiegend an ac-Klüften orientierten Hohlraumtyp mit spaltenförmigem Schmalprofil an oder einem „mäandrierenden“, weitgehend spaltenunabhängigen Typ mit korrosiv entstandenem Flachprofil. Mit derselben Klarheit, mit der die beiden Hohlraumtypen morphologisch und speläogenetisch voneinander zu trennen sind, lassen sich auch die in den Höhlenstrecken liegenden Becken unterscheiden (Abb. 2).

In den **Wasserbecken der Schmalprofil-Strecken** fehlen Calcitkrusten oder isolierte Kristalle, statt dessen findet Korrosion statt, wenn auch in bescheidenem Umfang. Hierzu gehören die persistenten Höhlengewässer E und F, die ausschließlich durch Tropf- und Sickerwasser gespeist werden. Hinzu kommen temporäre Becken bei B, die im Schwankungsbereich des Karstwasserspiegels liegen. Sie sind durch wechselnde Spiegelstände und zeitweiliges Trockenfallen gekennzeichnet.

In den **Wasserbecken der Flachprofil-Strecken** treten dagegen ausnahmslos Calcitkristalle auf, die alle Wand- und Bodenflächen lückenlos besetzen (Abb. 3). Die größeren Höhlenseen dieses Typs liegen im unteren Höhlenstockwerk hintereinander aufgereiht (A, C und D). Sie weisen auf Grund mäßig wechselnder Sickerwasserzufuhr im allgemeinen geringe Spiegelschwankungen auf. Nur in langanhaltenden Trockenzeiten, wie im August 1978 (M. KOCH, mündl. Mitt.), können die Bassins vorübergehend austrocknen. Das kleine Becken (G) in der Rundprofilstrecke der oberen Höhlenetage liegt dagegen häufig trocken.

Beschreibung der Sinter

Im Wasserbecken A finden sich die schönsten Sinterbildungen. Schon F. LOTZE (1949) und später F. A. ROTERS (1969) haben den einzigartigen Gesamteindruck dieses „Kristall-

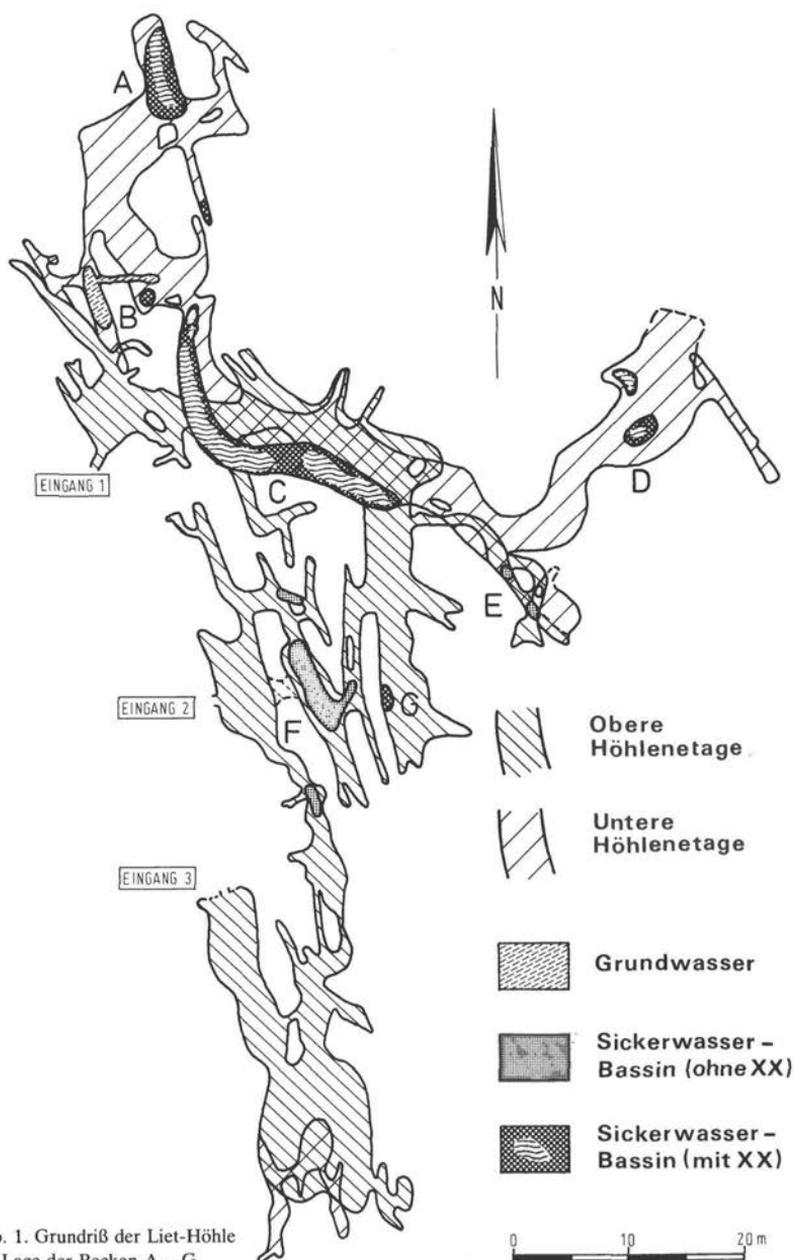


Abb. 1. Grundriß der Liet-Höhle mit Lage der Becken A - G.

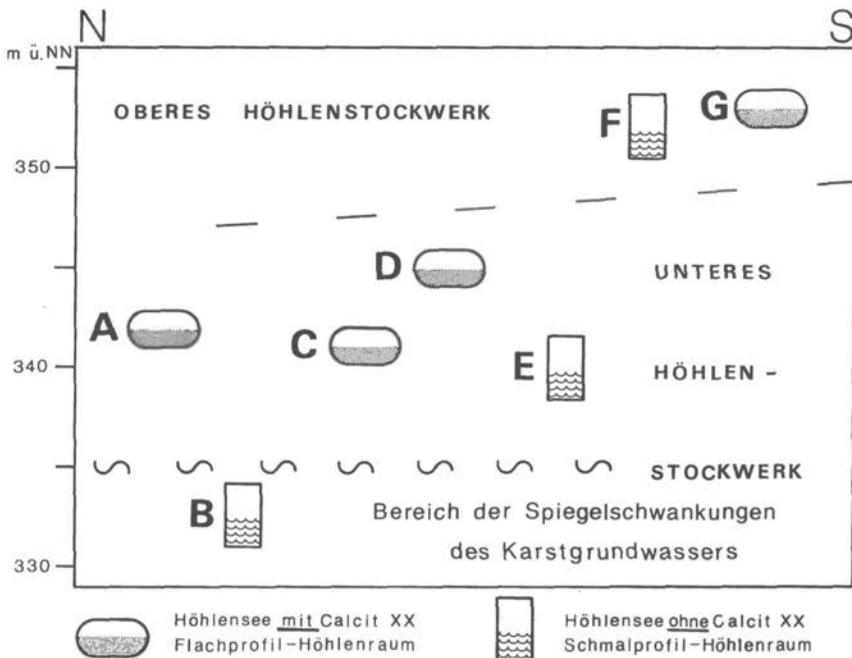


Abb. 2. Position und Typus der Höhlenseen in der Liet-Höhle.

sees“ hervorgehoben. Seine Länge beträgt rund 7 m bei einer Breite von 2 m und einer maximalen Tiefe von 0,5 m. Seeboden und Seitenflächen sind lückenlos mit Calcitkristallen (Kombinationen verschiedener Rhomboeder) besetzt. Die Kristallgröße nimmt zu den Beckenrändern auffällig zu. Am Seeboden werden Kantenlängen von 2 cm nicht überschritten. Im Bereich des Wasserspiegels werden Längen über 10 cm erreicht. Hier hat sich – begünstigt durch sehr geringe Spiegelschwankungen – eine bis 40 cm beckenwärts vorkragende stabile Plattform aus zusammengewachsenen Calcit-Rhomboedern gebildet (Abb. 4).

Beim Fehlen einer geschlossenen Plattform herrschen trichterförmige, meistens auf zwei oder drei Seiten durch Rhomboederflächen begrenzte Hohlformen von Calcitkristallen vor (Abb. 3). Besonders im Bereich der Spiegelschwankungen sind die Rhomboederflächen mehr oder weniger stark gestuft. Im Innern der „Hohlkristalle“ sind die Stufen ausgeprägter und deutlich parallel zueinander verschoben. Die Außenstufen sind vergleichsweise schmal und unscharf, sie lassen sich „horizontbeständig“ bei mehreren nebeneinander wachsenden Hohlkristallen beobachten. So ist anzunehmen, daß sie unterschiedlich starken Übersättigungen der Lösung und damit verschiedenen Wachstumsgeschwindigkeiten zuzuordnen sind. Unterhalb des Schwankungsbereichs des Wasserspiegels sind die Rhomboederflächen der Hohlkristalle glatt und gehen schließlich in das Kristallpflaster des Seebodens über.

Den äußerst flachen Beckenrand kennzeichnen häufig terrassenartig neben- und übereinander angeordnete Miniaturbecken, deren teilweise geradlinige Begrenzungswälle zukünftige große Hohl-rhomboeder erkennen lassen und daher als „status nascendi“ dieser Sinterform anzusprechen sind (Abb. 5). Daneben treten cm- bis mm-große Einkristalle auf (Abb. 6), deren



Abb. 3. Randliche Hohlkristalle (vorn) und normal entwickelte Bodenkristalle, diese teilweise von toniger Sedimentdecke überzogen. Höhlensee A; Bildbreite ca. 50 cm.

auffällige Wuchsform aus parallel angewachsenen Rhomboederflächen besteht. Das Innere dieser Kristalle wird – entsprechend ihrer geringen Größe – schon bei minimalen Wasserstandsänderungen mit frischer Lösung beliefert. Daher wächst die anfänglich vorhandene Hohlform allmählich mit kleinen Sekundär-Rhomboedern zu, wobei die größeren Individuen im Zentrum der Hohlkristalle zu finden sind (Abb. 6, 7).

Schwimmkrusten

Zusätzlich zu den beschriebenen Hohlkristallen konnten auf einigen Wasserbecken calcitische Schwimmkrusten beobachtet werden, die auf der Wasseroberfläche verdriften und an oder auf Hohlkristallen „stranden“. Abb. 9 zeigt einige auf Rhomboederstufen großer Hohlkristalle gestrandete Krusten. Sie bestehen aus zahlreichen 0,2 – 0,8 mm großen Kristallindividuen, die von steilen Rhomboedern, selten von Skalenoedern begrenzt werden. Am linken Bildrand der Abb. 9 ist zu erkennen, daß zumindest Teile ähnlicher Krusten als herausragende Einschlüsse in den Flächen der großen Kristalle eingewachsen sind. Auf Flächen, die tiefer unter dem Wasserspiegel lagen, konnten keine derartigen Einschlüsse mehr beobachtet werden.

Wasserchemie der Höhlenseen

Bevor die Bildungsbedingungen der Kristallsinter der Liet-Höhle diskutiert werden, seien zunächst die wichtigsten Faktoren aufgeführt, die die Abscheidung von Calcit in Höhlen steuern.

Das Reaktionssystem eines Höhlengewässers enthält in gelöster Form die Ionen Ca^{+2} , HCO_3^- und CO_3^{-2} sowie CO_2 . Unmittelbar beteiligt und im wesentlichen durch dieses System

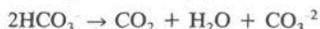
bestimmt ist auch der leicht meßbare pH-Wert. Er gibt zusammen mit der Calcium- oder Hydrogenkarbonat-Konzentration Auskunft über den Sättigungszustand der Lösung, falls der Fremdionen-Einfluß vernachlässigbar klein ist. Das Verhalten der Komponenten wird durch das Massenwirkungsgesetz bestimmt. Sobald das Produkt der Konzentrationen $[Ca^{+2}] \cdot [CO_3^{-2}]$ einen bestimmten Wert, das Löslichkeitsprodukt, überschreitet, kann $CaCO_3$ abgeschieden werden, bis dieses wieder erreicht ist. Temperatureinflüsse können angesichts der konstanten Verhältnisse in der Liet-Höhle vernachlässigt werden. Danach bleiben zwei Wege, auf denen das Löslichkeitsprodukt überschritten werden kann:

- **Einengung der Lösung durch Verdunstung**

Es steigt die Konzentration aller Inhaltsstoffe, bis ggf. das Löslichkeitsprodukt für Calcit erreicht wird.

- **Abgabe von Kohlendioxid an die Höhlenluft**

Zwischen dem CO_2 -Gehalt des Wassers und dem der überlagernden Höhlenluft besteht ein konstantes Gleichgewichtsverhältnis. Kommen CO_2 -reiche Wässer mit relativ CO_2 -armer Höhlenluft in Kontakt, so wird CO_2 an diese abgegeben. Durch die Folgereaktion



wird wiederum das Ionenprodukt des Calciumkarbonats u.U. bis über die Löslichkeit hinaus

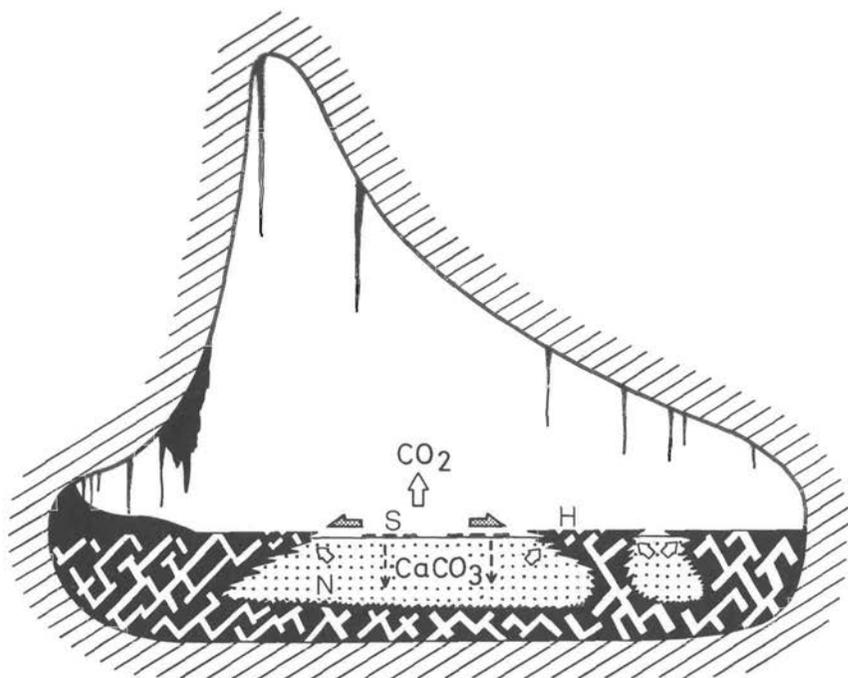


Abb. 4. Schema-Querschnitt durch Becken A. (H = Hohlkristalle, S = Schwimmkrusten, N = normale Bodenkristalle).



Abb. 5. Beginnende Hohlkristallbildungen als Begrenzungsleisten sehr flacher Wasserbecken. Bildbreite ca. 80 μ m.

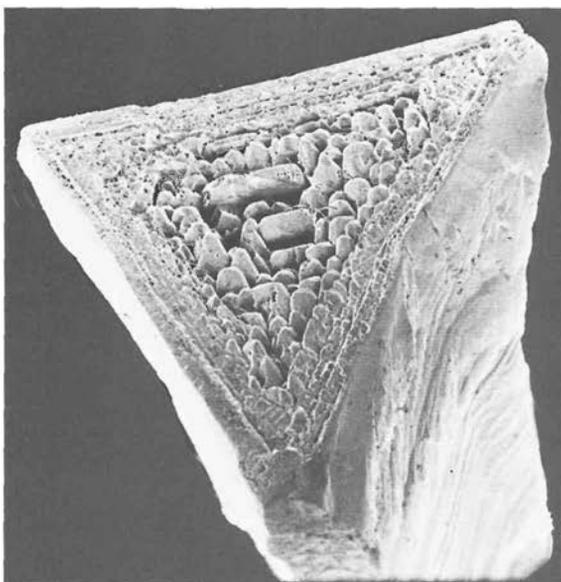


Abb. 6. Kleiner Hohlkristall aus flachem Miniaturbecken. Bildbreite 5,6 mm. (REM-Aufnahme).

erhöht. Auf diese Weise kann auch bei gleichbleibendem Wasservolumen Calcit aus stagnierenden Becken abgeschieden werden.

Da die Höhlenluft bei der statischen Bewetterung der Liet-Höhle annähernd mit Wasserdampf gesättigt und die Verdunstung dementsprechend gering ist, bleibt der Kohlendioxid-Haushalt ausschlaggebend für die Karbonat-Abscheidung aus Höhlenwässern. Mehrere, zu verschiedenen Jahreszeiten durchgeführte Befahrungen der Liet-Höhle ließen erkennen, daß Wasserumsatz, Wasserchemie und Kristallbildungen unmittelbar mit der Lage der Becken in der Höhle zusammenhängen.

Persistente Wasserbecken in Flachprofil-Strecken

Die Wasserzufuhr erfolgt nur untergeordnet durch direktes Abtropfen von der kluftarmen Höhlendecke, hauptsächlich jedoch durch seitlich in die Becken einmündende breitflächige Gerinne. Bereits während des langsamen Fließens als dünner Wasserfilm hat der CO_2 -Gehalt vor Erreichen des Höhlensees weitgehend Gleichgewicht mit der Höhlenatmosphäre erreicht. Wie die breite, ebenflächige Sinterterrasse in Abb. 8 zeigt, wird schon auf dem Weg zum Sammelbecken Karbonat aus der übersättigten Lösung ausgeschieden. Die Beckenwässer sind dementsprechend ebenfalls kalk-übersättigt (Tab. 1).

Tab. 1. Wasserchemie in verschiedenen Seen der Liet-Höhle (22. 2. 1979). + = übersättigt, - = untersättigt gegenüber Calcit.

	Ca^{2+}		Mg^{2+}		Mg/Ca	pH-Wert	Kalk-Sättigung
	mg/l	mval/l	mg/l	mval/l			
Becken in Flachprofil-Strecken							
A	80,2	4,00	0,69	0,057	0,014	7,8 - 8,0	+
D	82,5	4,12	1,36	0,111	0,027	7,8 - 8,0	+
Becken in Schmalprofil-Strecken							
B	68,6	3,42	0,78	0,064	0,019	7,0 - 7,2	-
E	92,2	4,60	2,03	0,167	0,036	7,2 - 7,4	-
F	56,9	2,84	0,69	0,057	0,020	7,8 - 8,0	+

Wasserbecken in Schmalprofil-Strecken

Die Becken in Schmalprofil-Strecken der beiden Höhlenstockwerke sind chemisch und hydrogeologisch nicht einheitlich. Das Wasser im Becken B (Schwankungsbereich des Grundwassers) liegt mit seinem Hydrogenkarbonat-Gehalt von 1,5 mval/l deutlich unter dem des normalen Karstgrundwassers (Range-Quelle 3,6 mval/l; Mai 1975). Nach pH-Wert und Calcium-Gehalt ist es klar untersättigt, d. h. kalkaggressiv (Tab. 1).

Die beiden anderen Becken liegen oberhalb des Karstwasserspiegels und werden durch Wandgerinne und Tropfwasser beliefert. Ihre Lage in kluftgebundenen Hohlräumen bedingt unmittelbare und starke Wasserzufuhr nach Schneeschmelzen oder längeren Niederschlägen. Bei schnellem Durchströmen des Kluftsystems ist zu erwarten, daß die Sickerwässer größtenteils noch untersättigt gegenüber Calcit sind, da sie im Boden CO_2 aufnehmen konnten, die Kontaktzeit mit dem Gestein jedoch nicht ausreichte, um Kalk bis zur Einstellung des Gleichgewichtes zu lösen. Zeiten erhöhter Wasserzufuhr machen sich also durch verstärkte Korrosion bemerkbar, dies zeigte sich am 22. 2. 79 infolge Schmelzwasserzufluß bei Becken E.

Nur nach länger anhaltenden Lieferpausen kann durch CO_2 -Diffusion aus dem stehenden Wasser heraus auch in diesen Becken eine Übersättigung gegenüber Calcit und damit eine geringe Sinterbildung eintreten. Becken F zeigt im Gegensatz zu E offenbar eine winterbedingte Lieferpause bzw. Sinterbildungsphase.

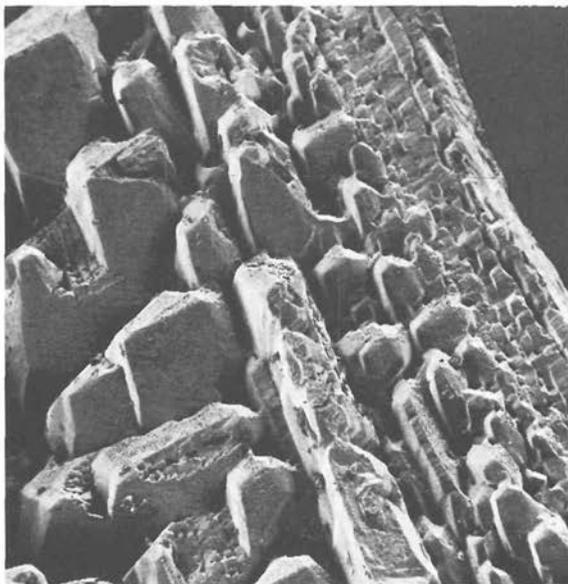


Abb. 7. Parallele Anlagerung von Rhomboederflächen (Ausschnitt aus Abb. 6). Bildbreite 0,52 mm. (REM-Aufnahme).

Bildungsbedingungen der Kristalle

Neben dem Grad der Übersättigung der Lösung ist das Vorhandensein oder Fehlen von Kristallkeimen und die unten besprochene Konzentration von Fremdionen für die Geschwindigkeit und Art der Sinterbildung entscheidend. Vor der Fällung muß Keimbildungsarbeit geleistet werden. Diese ist gering, wenn bereits Kristalle der gleichen Art vorhanden sind, auf denen sich das Karbonat als Anwachsschicht abscheidet. Andernfalls muß die Übersättigung der Lösung stark ansteigen, damit eine „spontane“ Keimbildung stattfindet. Drittens kann Karbonat an geeignetem Fremdmaterial, sogen. Kernen (K. MEYER 1968), abgeschieden werden, wobei der Arbeitsaufwand zwischen dem der ersten beiden Fälle liegt.

Entstehung der Makrokristalle

Die Voraussetzungen für die Bildung großer, störungsarmer Kristalle sind aus der Kristallzüchtung im Laboratorium bekannt:

- gleichbleibende, geringe Übersättigung der Lösung,
- geringe Konzentration störender Fremdionen,
- gleichbleibende Druck-Temperatur-Bedingungen.

Die Temperatur im unteren Liethöhlen-Stockwerk zeigt mit 9,2 – 9,6° C nur geringe jahreszeitliche Schwankungen. Die gleichbleibend geringe Übersättigung, bei der es weder zu spontaner Keimbildung noch zur Wiederauflösung vorhandener Kristalle kommt, wird durch mehrere Faktoren gesichert. Vor allem geben die zufließenden Sickerwässer bereits vor Erreichen der Seen wegen des deutlichen Unterschieds im CO₂-Gehalt zwischen rinnendem

Wasser (entsprechend 0,006 atm) und der Höhlenluft (0,0018 atm) CO_2 ab. Die so entstandene Übersättigung führt wegen Flachheit der Gerinne zur Karbonat-Abscheidung an vorhandenem Calcit. Mit abnehmendem Partialdruck-Gefälle wird die CO_2 -Diffusion langsamer (H. ROQUES 1969), so daß eine schwache Übersättigung im Becken über lange Zeit anhält.

Neben den genannten Faktoren ist die ungewöhnliche Kristallgröße auf die Magnesiumarmut der Höhlenwässer zurückzuführen. F. LIPPMANN (1960) und R. A. BERNER (1975) haben den Einfluß des Magnesiums auf das Wachstum von Calcit hervorgehoben. Damit Ionen in einem Kristall eingebaut werden können, müssen die Hydrathüllen, die sie in Lösung umgeben, entfernt werden. Die dazu notwendige Arbeit ist bei Mg^{+2} (501 kcal/Mol) wesentlich größer als bei Ca^{+2} (428 kcal/Mol, beide Werte nach F. LIPPMANN). Da ferner Mg^{+2} -Ionen das Bestreben haben, in Calcit eingebaut zu werden, wachsen größere Calcitkristalle bei hoher Mg^{+2} -Konzentration wesentlich langsamer als kleine, deren Fläche durch weniger Mg^{+2} -Ionen „vergiftet“ werden. Deshalb herrschen in Höhlen mit Mg^{+2} -reichen Wässern kleine Kristalle vor, in solchen mit Mg^{+2} -armen dagegen große. Leider liegen bis jetzt nur wenige Untersuchungsergebnisse über eine Korrespondenz zwischen Magnesiumgehalt der Höhlenwässer und Kristallgröße vor. Vergleiche zwischen Liet-Höhle und fränkischen Dolomit-Höhlen – Beispiel Zoolithen-Höhle (G. F. TIETZ 1978 a) – bestätigen diesen Zusammenhang (Tab. 2).

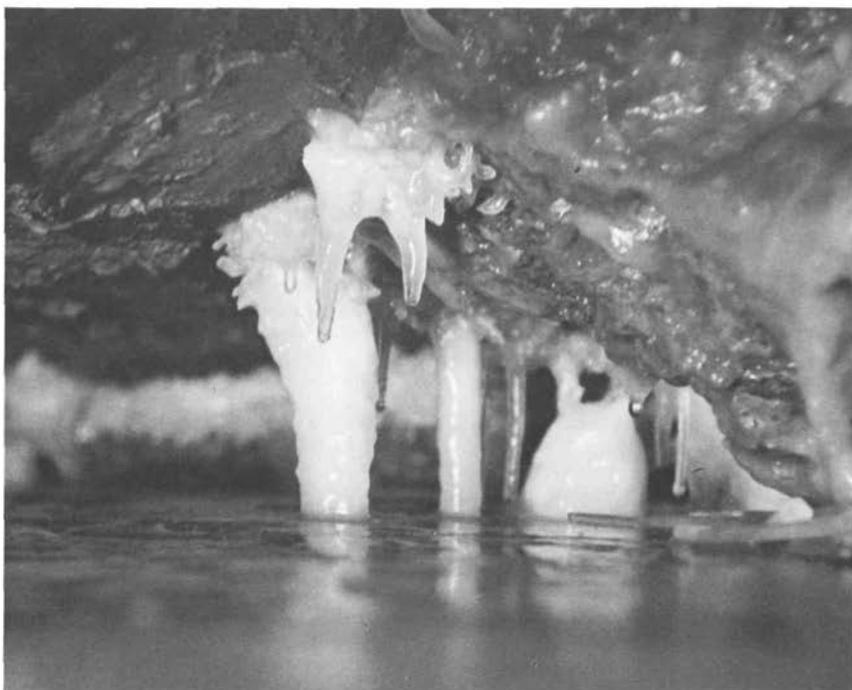


Abb. 8. Sickerwasserfilm am Rand des Sammelbeckens A; Bodensinter und darin „ertrunkene“ Stalaktiten. Flachprofil-Strecke, unteres Stockwerk. Bildbreite ca. 25 cm.

Tab. 2. Calcium/Magnesium-Verhältnisse in Kristallen, Höhlenwässern und Muttergestein der Liet-Höhle und Zoolithen-Höhle (Franken).

Calcitkristalle	Liet-Höhle			Zoolithen-Höhle		
	CaCO ₃ (%)	MgCO ₃ (%)	Mg/Ca	CaCO ₃ (%)	MgCO ₃ (%)	Mg/Ca
	99,89	0,066	0,00078	96,09	3,46	0,043
	99,09	0,087	0,00104	98,00	1,90	0,023
zugehörige Wässer						
	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Mg/Ca	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Mg/Ca
	80,2	0,69	0,014	45,3	60,6	2,4
	82,5	1,36	0,027	42,5	63,7	2,7
Muttergesteine der Höhlen ¹⁾						
	CaCO ₃ (%)	MgCO ₃ (%)	Mg/Ca	CaCO ₃ (%)	MgCO ₃ (%)	Mg/Ca
	97,5	1,36	0,016	52,6	40,9	0,92

1) Gesteinsanalyse Massenkalk nach A. RITZEL (1972), Gesteinsanalyse Frankendolomit nach G. F. TIETZ (1978 a)

Die Liethöhlen-Wässer haben etwa das gleiche Mg/Ca-Verhältnis wie ihr Muttergestein, während die Wässer der Zoolithen-Höhle durch Calcit-Abscheidung eine weitere Erhöhung des Mg/Ca-Verhältnisses erfahren haben. Der Magnesium-Überschuß verhindert Kristallgrößen von mehr als 2 mm.

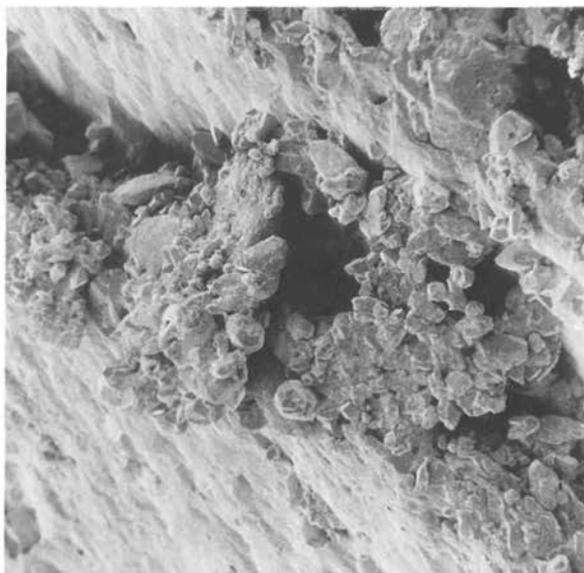
Deutung der Kristallformen

Der Habitus der meist länglichen Kristalle wird durch die beiden Rhomboeder ($h0\bar{h}l$) und ($0k\bar{l}$) bestimmt, wobei oft ($02\bar{2}1$) vorherrscht. Nach Experimenten von G. K. KIROV et al. (1972) ist die allgemeine Form ($0k\bar{l}$) typisch für Bildungen aus Lösungen, in denen – wie in den untersuchten Becken – Calcium im Überschuß gegenüber Hydrogenkarbonat vorliegt. Ferner ist bekannt (zit. n. P. RAMDOHR & H. STRUNZ 1967), daß das Auftreten des negativen Rhomboeders ($02\bar{2}1$) für Calcite niedriger Bildungstemperatur (um 10° C) kennzeichnend ist. Die Kristalle zeigen daher den normalen, den Bildungsbedingungen der Liet-Höhle entsprechenden Habitus.

Die am Boden und an den Wänden gefundenen nahezu störungsfreien Kristalle der oben beschriebenen Formen entstanden durch langsames gleichmäßiges Wachstum, da dort infolge langsamer CO₂-Diffusion zur Wasseroberfläche eine geringe und konstante Übersättigung herrscht. Die an der Wasseroberfläche auftretenden Hohlkristalle sind darauf zurückzuführen, daß dort der CO₂-Entzug infolge des kurzen Diffusionsweges maximal ist, so daß bei ± gleichbleibender Übersättigung ein rasches Wachstum resultiert. Dadurch werden schnell wachsende Flächen wie die Hauptrhoeder-Fläche ($h0\bar{h}l$) begünstigt, die sich jedoch nur als etwa zweidimensionale Kante im Bereich der Wasseroberfläche bilden kann. Es entstehen geradlinige Leisten, die nicht der Morphologie des Beckenrandes, sondern kristallographischen Richtungen folgen. Leisten, die in Richtung auf das offene Becken wachsen, schaffen damit die Voraussetzung für die Entstehung von Plattformen.

Diese Leisten werden bereits in sehr flachen Teilbecken gebildet (Abb. 5). Das Weiterwachsen an der Grenzfläche Wasser/Luft führt zur raschen Stabilisierung der anfänglich dünnen

Abb. 9. „Gestrandete“ Teile von Schwimmkrusten auf Stufen eines großen Hohlkristalls. Bildbreite 0,9 mm. (REM-Aufnahme).



Leiste durch parallele Anlagerung. Bei Leisten über tieferem Wasser verwachsen die teilweise gestuften Rhomboederflächen nach unten hin allmählich zu einer einheitlichen Fläche der Form (h0hl). Gleichzeitig schließt sich die Hohlform im unteren Teil, so daß nur in Höhe des Wasserspiegels ein Hohlkristall vorliegt, während zur Tiefe hin ein massiver glattflächiger Kristall entstanden ist (Abb. 6). Da Zu- und Ablauf der Becken ziemlich konstant sind, erhält die noch vorhandene Hohlform keinen oder nur geringen Lösungsnachschub und kann so über lange Zeit erhalten bleiben.

Entstehung der Schwimmkrusten

Schwimmkrusten sind aus zahlreichen Höhlen der Frankenalb bekannt (G. F. TIETZ 1978 b) und auf kurzzeitig sehr hohe Calcit-Übersättigungen der Lieferlösungen zurückzuführen. Solche Lösungen werden nach Einsetzen der Tauwetterperiode im Frühjahr durch Schmelzwasser in die Höhlen „gedrückt“. Es handelt sich um Wässer, die über den Winter im teilweise gefrorenen Boden, u. U. auch im Kalk eingeschlossen waren, sodaß sie bei langer Verweildauer und tiefer Temperatur viel CO_2 und entsprechend auch Kalk aufnehmen konnten. Rasch einsetzende CO_2 -Diffusion nach Erreichen des Höhlensystems führt zu so starken Übersättigungen, daß spontane Keimbildung an der Oberfläche von Wasserbecken erfolgt (Abb. 10). Zumindest vereinzelt muß auch damit gerechnet werden, daß in tropfwasserarmen Wintermonaten Staubpartikel auf stehende Höhlengewässer absinken und beim Eintreffen stark übersättigter Lösungen der Kristallbildung als Kerne dienen. Nach Beobachtungen an fränkischen Höhlen entstehen zuerst winzige Einkristalle (Kantenlänge bis 100μ), die sich zu filigranartigen Netzen zusammenfügen und schließlich kohärente Krusten bilden.

Auftropfende Wässer zerschlagen diese Krusten, einzelne Teile sinken ab und unterliegen in tiefen Becken (<20 cm) häufig der Mischungskorrosion, die im μ -Bereich beim Durchteufen unterschiedlich konzentrierter Wasserlagen einsetzen kann (G. F. TIETZ 1978 b).



Abb. 10. Rezente Schwimmkrusten auf der Wasserfläche eines Sinterbassins; Breitenwinner-Höhle (Kastner-Höhle) bei Velburg/Opf. (Kat.-Nr. F 1). Bildbreite ca. 1 m.

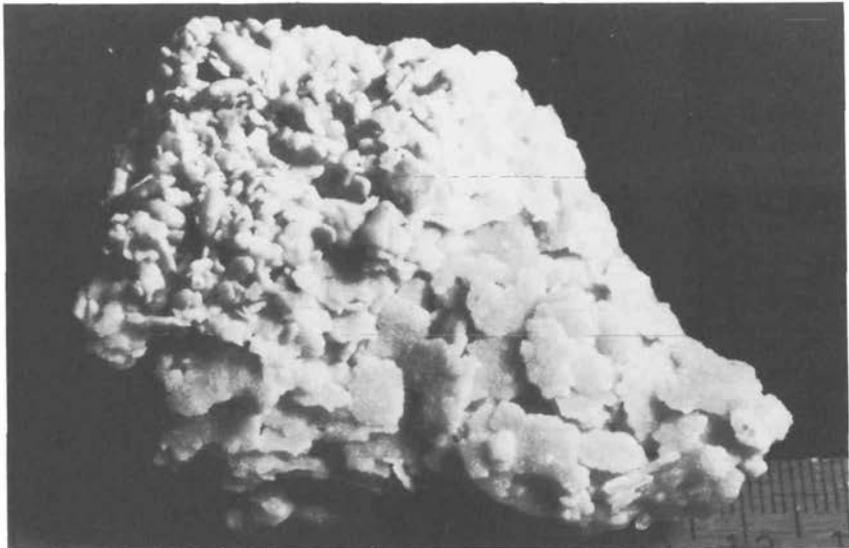
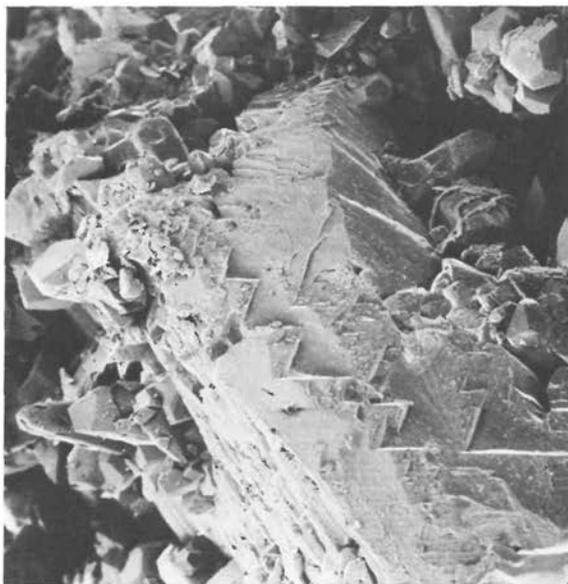


Abb. 11. Fossile Schwimmkrusten als schwach verfestigtes Sediment vom Boden eines bis 10 cm tiefen Wasserbeckens (oben: Überlagerung durch fossile Höhlenperlen); Zoolithen-Höhle bei Ebermannstadt/Franken (Kat.-Nr. D 109).

Abb. 12. Teilweise eingewachsene Schwimmkrustenteile auf großem Hohlkristall. Bildbreite 1 mm. (REM-Aufnahme).



In der Liet-Höhle – bei Beckentiefen um 40 cm – wurden auf den Beckenböden keinerlei Krustenreste gefunden. Nur in flachen Randbereichen fanden sich auf großen Calcit-Kristallen unkorrodierte große Krustenteile. An den Kristallen wurden Kombinationen von Rhomboedern mit Prismen nachgewiesen, daneben Skalenoeder und einfache Rhomboeder (Abb. 12).

Zusammenfassung

In mehreren Wasserbecken der Liet-Höhle bilden sich Calcitsinter. Am Boden und an den Wänden bestehen sie aus Kombinationen verschiedener Rhomboeder. An Beckenrändern herrschen große Hohlkristalle vor, die sich zu Plattformen im Wasserspiegelniveau formieren können. Als Voraussetzungen für ihre Bildung werden diskutiert:

- Lage der Becken in Flachprofil-Strecken mit indirektem Zufluß, die infolge CO_2 -Abgabe an die Höhlenluft kalk-übersättigt sind,
- nahezu konstantes Höhlenklima mit geringem jährlichem Temperaturgang,
- geringe Spiegelschwankungen durch hohe Luftfeuchtigkeit und geringe Verdunstung,
- niedriger Magnesiumgehalt der Höhlenwässer.

Zum letzten Punkt wurden Vergleichswerte aus der Zoolithen-Höhle (Dolomit, Frankenalb) mit feinkristallinem Sinter herangezogen.

Das gelegentliche Vorkommen von Schwimmkrusten aus Calcitkristallen wird durch starke Übersättigung und spontane Keimbildung erklärt.

Dank

Für Diskussionen und Literaturhinweise danken wir Herrn Prof. Dr. P. PAULITSCH, Darmstadt. Wertvolle Hilfen und Anregungen verschiedener Art verdanken wir den Herren J. DOLLE und F. A. ROTERS, Warstein, und R. APFELBACH, R. NITSCHKE und H. VAHLBRUCH, Darmstadt.

Schriftenverzeichnis

- BERNER, R. A.: The role of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite from sea water. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 489-504, London 1975.
- GÈZE, B.: *La spéléologie scientifique*. - Paris (du Seuil) 1965.
- KIROV, G. K., VESSLINOV, I. & CHERNEVA, Z.: Conditions of formation of calcite crystals of tabular and acute rhombohedral habits. - *Kristall u. Technik*, **7**, 497-509, 1972.
- LIPPMANN, F.: *Versuche zur Aufklärung der Bildungsbedingungen von Kalzit und Aragonit*. - *Fortschr. Mineral.*, **38**, 156-161, Stuttgart 1960.
- LOTZE, F.: Die neuen Tropfsteinhöhlen in der Hohen Liet bei Warstein. - *Natur u. Heimat*, **9**, 2, 1-12, 6 Abb., Münster 1949.
- MEIBURG, P., HÜGEL, P., MARZELA, C. & ROTERS F. A. : Die geologische Entwicklung der Liet-Höhle im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge).- *Aufschluss*, **28**, 457-507, 36 Abb., 1. Tab., Titelbild, Heidelberg 1977.
- MEYER, K.: *Physikalisch-chemische Kristallographie*. - 337 S., Leipzig (VEB Deutscher Verl. f. Grundstoffindustrie) 1968.
- RAMDOHR, P. & STRUNZ, H.: *Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie*. - 820 S., 580 Abb., Stuttgart (Enke) 1967.
- RITZEL, A.: Der geologische Aufbau und die Oberflächengestalt des Kreises Lippstadt. - *Beitr. z. Heimatkd. d. Kreises Lippstadt*, **4**, 286 S., Lippstadt 1972.
- ROQUES, H.: A review of present-day problems in the physical chemistry of carbonates in solution. - *Transl. f. French by BARRINGTON, R. & PICKNETT, R. G.* - *Trans. Cave Research Group of Great Britain*, **11**, 3, 139-163, Ledbury/Engl. 1969.
- ROTERS, F. A.: *Höhlenbildung im Massenkalk. Eine Betrachtung der Liet-Höhle*. - *Festschr. 100 Jahre Höhere Schule in Warstein 1869-1969*, 65-79, 15 Abb., Warstein 1969.
- TIETZ, G. F.: *Untersuchungen zur Genese und Mineralverteilung rezenter Karbonate in Dolomithöhlen Frankens unter besonderer Berücksichtigung jahreszeitlicher Konzentrationsänderungen in Höhlenwässern*. - *Habilitationsschr. Univ. Erlangen-Nürnberg*, 138 S., Erlangen (unveröff.) 1978 (1978a).
- TIETZ, G. F.: *Rezente Karbonatbildungen in fränkischen Höhlen*.-*Fortschr. Mineral.*, **56**, Beih. 1, 124-125, Stuttgart 1978 (1978b).
- TRIMMEL, H.: *Höhlenkunde*. - 300 S., 88 Abb., Braunschweig (Vieweg) 1968.

Die eiszeitliche Tierwelt nach Funden in Warsteiner Höhlen

Von Paul SIEGFRIED, Münster

Die erste Mitteilung über die Entdeckung einer Höhle im Bilstein bei Warstein erfolgte 1887 durch N. FABRICIUS auf der Herbstversammlung des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens (FABRICIUS 1887: 106–108): Im bekannten, zerklüfteten Berghang blieb eine „in der Felswand befindliche Öffnung von 40 cm Durchmesser ununtersucht, bis unlängst ein herzhafter Knabe aus Neugierde sich hineinwagte und Wunderdinge erzählte . . .“ Schönste Tropfsteingebilde und Knochen vom Höhlenbär, der Höhlenhyäne, von Feliden und Caniden waren die ersten, Aufsehen erregenden Entdeckungen.

Gleichzeitig mit der Entdeckung der Bilstein-Höhle begannen hier auch die Ausgrabungen, die von dem Geologen E. CARTHAUS geleitet wurden. Im Höhlensystem wurden drei sog. Kulturhöhlen und eine Tropfsteinhöhle festgestellt. Aus den Bilstein-Kulturhöhlen I und III wurde der Höhlenlehm „vollständig ausgeräumt“ (CARTHAUS 1890: 13). Es wurde dabei ein reiches Knochenmaterial geborgen, allerdings ohne eine horizontierte Entnahme. So bietet die Fauna ein buntes Bild der Kälte angepaßter, warmzeitlicher und indifferenter Arten aus dem fossilen wie auch aus dem rezenten Bereich.

Die Hauptmenge (nach CARTHAUS mindestens 90%) aller Knochenfunde gehört dem Höhlenbär an. Es kann wohl angenommen werden, daß die Kulturhöhlen lange Zeit hindurch Bärenhöhlen waren, dafür spricht auch das fast gänzliche Fehlen von Funden der Höhlenhyäne. Höhlenlöwe und Wolf indessen sind als Zeitgenossen des Höhlenbären und Mitbewohner der Höhlen vertreten. Zu allen Zeiten, vielleicht vorwiegend in jüngerer Zeit, haben Fuchs, Wildkatze, Dachs und Iltis die Höhlen aufgesucht und mit ihren Bauen die Ablagerungen durchwühlt. Der während der Kaltzeiten überall herumstreunende Eisfuchs wagte sich auch in die Höhlen und mag hier vom Menschen erschlagen worden sein. An Beutetieren des Menschen sind neben dem Höhlenbären vertreten: Fellnashorn, Wildpferd, Wildschwein, Ur und in großen Mengen das Ren.

Die Zeit der Besiedlung der Bilstein-Höhlen durch höhlenbewohnende Tiere kann nur in großen Zügen bestimmt werden. Die Gletscher der Saale-Vereisung, die bis an den Haarstrang und stellenweise bis über die Ruhr vordrangen, dürften eine Bewohnbarkeit der Höhlen im Warsteiner Raum ausgeschlossen haben. Erst im Eem-Interglazial (rd. 140 000 bis 70 000 Jahre vor heute) waren die Lebensbedingungen hier für Tier und Mensch günstig. Die Weichsel-Eiszeit, in der das ganze NW-deutsche Gebiet bis zur Elbe ins Periglazial gehörte, brauchte die Besiedlung nicht vollständig zu unterbrechen. Tundra und Steppe boten noch zahlreichen Tieren einen ihnen zusagenden Lebensraum, und der Mensch des Jung-Paläolithikums wußte schon, sich in Kälteperioden zu schützen. Zudem gab es in den insgesamt 60 000 Jahren der Weichsel-Eiszeit mindestens sechs Interstadiale mit einer jeweiligen Dauer von rd. 1 000 bis 6 000 Jahren. Das sind Zeitspannen, in denen das Klima ein Vordringen reicherer Vegetation und damit einer anspruchsvolleren Tierwelt ermöglichte (vgl. Tab.). Somit spiegelt sich in der Fauna der

Bilstein-Höhlen der ganze Wechsel von Stadialen und Interstadialen der Weichsel-Eiszeit, ohne daß aufgrund der Tierfunde eine genauere Einstufung der Ablagerung in die einzelnen Zeitabschnitte möglich wäre. Hier können nur die auf Artefakte gegründeten Angaben der Vorgeschichte weiterhelfen.*)

Aus dem Mittel-Paläolithikum, der Kulturstufe des Moustérien, im Frühglazial, liegen keine Funde in den Höhlen vor. Von der Tierwelt können jedoch Höhlenbär, Höhlenlöwe, Wolf, Fuchs und Höhlenhyäne schon in dieser Zeit die Höhlen aufgesucht bzw. bewohnt haben. Außerhalb der Höhlen waren schon im Frühglazial in der Tundra und Steppe Mammut, Fellnashorn, Ren, Wildpferd und Eisfuchs verbreitet. Das gleiche gilt für die Zeit des Hochglazials einschließlich des Paudorf-Interstadialen, einer Periode von rd. 5000 Jahren mit subarktischem bis borealem Klima, die zwar neue Biotope erschloß, dank der morphologischen Vielfalt der Landschaft aber kaum zu größeren Verschiebungen der Fauna geführt haben dürfte. Ins Paudorf-Interstadial fällt auch der Höhepunkt des Aurignacien, aus dem jedoch keine sicheren Nachweise von Spuren des Menschen in den Warsteiner Höhlen vorliegen.

In der Kulturhöhle I im Höhlensystem des Bilstein wird aus dem Hauptarm in ungestörten Ablagerungen eine kaltzeitliche Fauna genannt mit Höhlenbär, Fellnashorn, Höhlenlöwe, Eisfuchs, Ren und Schneehuhn, die von ANDREE (1927: 91) mit typischen Gerätefunden ins Magdalénien eingestuft wird. Das entspricht dem Abschnitt am Ende des Glazials, in dem die Tundrenzeiten vom Bölling- und vom Alleröd-Interstadial unterbrochen wurden. Außer den Kaltformen der Fauna sind hier auch Ur, Wildschwein, Dachs, Marder, Iltis u. a. vertreten, die nicht als Tundrenbewohner gelten können und entweder in die Zeiten der Interstadiale gehören oder schon das Postglazial anzeigen.

Ähnlich läßt sich die Fauna aus dem „Höhlen Stein“ bei Kallenhardt in den Ablauf des Weichsel-Glazials einordnen. Die Grabungen erfolgten hier in den Jahren 1928 bis 1934 durch E. HENNEBÖLE und J. ANDREE (ANDREE 1931, HENNEBÖLE 1963). Zu den Gerätefunden des Mesolithikums in Schicht II gehören hier die Funde von Vertretern einer Kaltzeit, Eisfuchs, Schneehuhn und vor allem das Ren, die die Ablagerungen in die jüngere Tundrenzeit, das End-Magdalénien, einstufen lassen (ANDREE 1931). Vom Höhlenbär liegen nur wenige Zahnfunde und einige Fußknochen vor, Mammut und Fellnashorn fehlen vollständig. Damit ist nicht gesagt, daß sie in der Landschaft der jüngeren Tundrenzeit überhaupt fehlten, sie gehörten aber wohl nicht mehr zur Jagdbeute des Menschen, der jetzt das Ren bevorzugte. Jedoch auch in dieser Höhle finden sich in derselben Schicht Edelhirsch, Ur und Wildschwein, die entweder aus einem Interstadial oder aus dem Postglazial stammen müssen (vgl. GÜNTHER 1961: 278).

Die wichtigsten Vertreter der eiszeitlichen Fauna

Höhle:

- Höhlenbär *Ursus spelaeus* ROSENMÜLLER
- Höhlenlöwe *Panthera leo spelaea* (GOLDFUSS)
- Wolf *Canis lupus* L.
- Fuchs *Vulpes vulpes* (L.)
- Wildkatze *Felis silvestris* SCHREBER
- Höhlenhyäne *Crocuta spelaea* (GOLDFUSS)

*) Für Auskünfte über vorgeschichtliche Funde bin ich Herrn Dr. K. GÜNTHER vom Landesmuseum für Vor- und Frühgeschichte, Außenstelle Bielefeld, zu Dank verpflichtet.

Tundra und Steppe:

- Mammut *Mammonteus primigenius* (BLUMENBACH)
 Fellnashorn *Coelodonta antiquitatis* (BLUMENBACH)
 Ren *Rangifer tarandus* L.
 Wildpferd *Equus* sp.
 Eisfuchs *Alopex lagopus* (L.)
 Schneehase *Lepus timidus* L.
 Schneehuhn *Lagopus lagopus* L.

Wald und Sumpf:

- Elch *Alces alces* (L.)
 Biber *Castor fiber* L.

Offenes Waldgelände:

- Ur *Bos primigenius* BOJANUS
 Wildschwein *Sus scrofa* L.
 Ittis *Mustela putorius* L.

Das **Fundmaterial** aus den Warsteiner Höhlen, den Bilstein-Höhlen und dem „Hohlen Stein“, wird heute in mehreren Sammlungen verteilt aufbewahrt:

1. im Städtischen Museum „Haus Kupferhammer“ in Warstein,
2. im Städtischen Gymnasium in Warstein,
3. im Kreisheimatmuseum in Lippstadt („Hohler Stein“),
4. im Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum der Universität in Münster,
5. an unbekannter Stelle in Berlin (z. Z. nicht zugänglich).

***Ursus spelaeus* ROSENMÜLLER**

Die Knochenfunde des Höhlenbären stammen sowohl aus der Bilstein-Höhle (Tropfsteinhöhle) als auch aus den Bilstein-Kulturhöhlen I–III. Das Skelettmaterial liegt fast vollständig vor und zeigt auch die große Variabilität der Höhlenbären des letzten Glazials. Mehrfach sind Deformationen an den Knochen festzustellen. Eine rechte Mandibelhälfte (ohne gesicherten

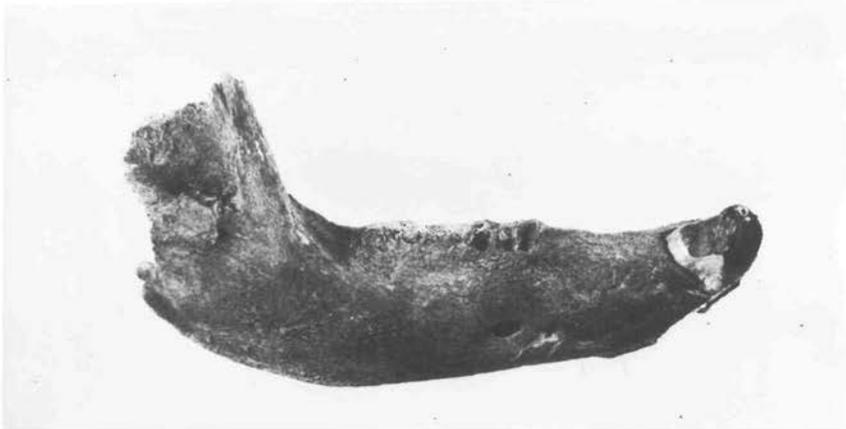


Abb. 1. *Ursus spelaeus* ROSEN. Mandibula dextra 1:2. GIM Nr. A 5.134. Ansicht labial, schräg von oben.

Fundpunkt) aus den Sammlungen des Geologisch-Paläontologischen Museums in Münster sei hier vorgestellt (Abb. 1).

Erhalten ist der *Corpus* mit abgebrochenem *Ramus ascendens*. Der starke *Caninus* des offensichtlich adulten Bären weist hinten eine tiefe, nach außen gewendete Kerbe auf, als Schleifmarke vom oberen *Caninus*. Vorne außen ist der *Caninus* abgesplittert, so daß die Pulpahöhle offen liegt. Die Alveolen der Incisiven sind kulissenförmig versetzt: I_1 steht vor C , I_2 hinten, I_3 vorne (vgl. BACHOFEN-ECHT 1931: 577). Die Länge der Backenzahnreihe beträgt 8 cm. Vom P_4 sieht man eine flache Alveole mit 2 Wurzelhöhlen, vom M_1 ist nur der Rest einer Wurzelalveole erhalten. Die Alveolen von M_2 und M_3 sind von Knochensubstanz überwuchert, die linguale Kante der Mandibel ist verdickt, labial liegt eine dünne Knochenlamelle der Kante dicht an. Eines der *Foramina mentalia* ist stark vergrößert.

Der Unterkiefer zeigt Degenerations- und Krankheitserscheinungen. Die Länge seiner Zahnreihe von 8 cm, gegenüber der Durchschnittslänge beim Höhlenbär von 11–12 cm, weist auf Zwergwuchs und die typische Schädelverkürzung, die zur „Mopsköpfigkeit“ führte (ein Analogon zu Domestikationserscheinungen). Die kulissenförmige Stellung der Incisiven ist in gleicher Weise die Folge des Platzmangels im verkürzten Schädel. Die Erscheinungen sind die gleichen wie bei den Bären der Drachenhöhle bei Mixnitz und können mit ABEL (1931) damit erklärt werden, daß nach dem Existenzoptimum im Eem-Interglazial im Weichsel-Glazial Nahrungsmangel für die herbivoren Tiere eintrat und lange Winter die Höhlenbären zwangen, zwei Drittel des Jahres in der Höhle zu verbringen. Die Molaren sind offensichtlich infolge eines osteomyelitischen Prozesses (Aktinomykose) ausgefallen, der *Corpus* der Mandibel ist weitgehend hohl, das vergrößerte *Foramen mentale* wäre als Fistel zu deuten (vgl. BREUER 1931, 1933). Da die Zahnalveolen, bis auf den P_4 , noch von Knochenmasse überwuchert wurden, muß der Bär trotz der schweren Schädigung noch weiter am Leben geblieben sein.

Panthera leo spelaea (GOLDF.)

Zwei Unterkieferfragmente, Zähne und Extremitätenknochen weisen in den Bilstein-Höhlen das Vorkommen des Höhlenlöwen nach (CARTHAUS 1890: 13). Die lange umstrit-



Abb. 2. *Panthera leo spelaea* (GOLDF.) Mandibula sin. 2:3. GIM Nr. A 5.90. labial, P_3 – M_1 (fragm.)



Abb. 3. *Panthera leo spelaea* (GOLDF.) Mandibula dextr. 2:3. GIM Nr. A 5.62. labial mit P_4 u. M_1

tene Frage, ob der eiszeitliche „Höhlenlöwe“ ein Löwe oder ein Tiger war, ist nach Untersuchungen an umfangreichem fossilen und rezenten Material zugunsten einer Unterart des Löwen entschieden worden (vgl. SCHÜTT 1969). Die Unterkiefer aus den Bilstein-Höhlen können den Befund bestätigen. Die bei allen Katzenartigen verkürzte Zahnreihe zeigt beim Höhlenlöwen hinter dem Caninus nur 2 Prämolaren, P_3 und P_4 und den großen Reißzahn M_1 mit zwei scharfen Schneidhöckern. Die mittleren Längenmaße der Zähne übertreffen zwar um einiges die Längen des rezenten Löwen, stehen diesem aber näher als dem rezenten Tiger. An den Unterkiefern aus den Bilstein-Höhlen (Abb. 2 u. 3) betragen die Zahnängen in mm:

	Nr. A 5.90, Abb. 2	Nr. A 5.62, Abb. 3	Mittelmaß
für den P_3	– 17,5	—	17,9
für den P_4	– 26	28	27,2
für den M_1	– 28	30	29,0

Mittelmaße nach SCHÜTT (1969: Tab. 3)

Damit ordnen sich die Zahnängen gut in ihre Variationsbreite beim Höhlenlöwen ein. Die typischen Merkmale eines Löwen-Unterkiefers finden sich an den Stücken aus den Bilstein-Höhlen ebenfalls bestätigt: der Kieferast mit einer leicht konvexen Unterkante nimmt aboral um einiges an Höhe zu, die Kante am Diastem ist gerundet und die Fossa masseterica auf der Labialseite erstreckt sich bis unter die Mitte des Reißzahns.

Canis lupus L.

Der Wolf ist in allen Abschnitten der Bilstein-Höhlen und ebenso im „Hohlen Stein“ in zahlreichen Resten gefunden worden. Ein „sehr großer“ Schädel wurde „in den tiefsten Lagen“ der Kulturhöhle I gefunden (CARTHAUS 1890:17). Als starkes Raubtier scheute der Wolf die

Nachbarschaft des Höhlenbären nicht, und als Hauptfeind und Begleiter der Rentierherden erscheint er häufig in den Tundragebieten.

Vulpes vulpes (L.)
Felis silvestris SCHREBER

Die zahlreichen Knochenfunde in den Höhlen, die vom Rotfuchs und von der Wildkatze stammen, sind zeitlich nicht genauer einzustufen. Die beiden Raubtiere waren schon in der Eiszeit verbreitet und konnten sich wechselnden klimatischen Verhältnissen anpassen. Ein großer Teil der Funde aus den Warsteiner Höhlen dürfte aber rezent sein.

Alopex lagopus (L.)

Ein Vertreter der kaltzeitlichen Fauna des Weichsel-Glazials ist der Eisfuchs. Er dürfte dem rezenten, als widerstandsfähig und anspruchslos aber auch als zudringlich bekannten Eisfuchs entsprechen. Vom Bilstein liegen einige Kieferfragmente nur aus einer Kulturhöhle vor, aus dem „Hohlen Stein“ ist er ebenfalls bekannt. Ungeachtet ihrer unvollständigen Erhaltung lassen die Unterkiefer den Eisfuchs erkennen. Seine Kiefer sind wesentlich kürzer als die des Rotfuchses, trotzdem ist die Zahnreihe wie beim Rotfuchs vollständig mit der Zahnformel $\frac{3}{3}\frac{1}{1}\frac{4}{4}$.

Der untere Reißzahn M_1 mit scharfkantigen Spitzen ist groß, seine Länge beträgt beim vorliegenden Fundstück aus der Bilstein-Kulturhöhle 13,4 mm, die beiden letzten Molaren sind stark zurückgebildet, der M_3 sehr klein und einwurzelig. Auch bei fehlenden Zähnen ist ihre Besetzung an den Alveolen des Unterkiefers abzulesen (Abb. 4).



Abb. 4. *Alopex lagopus* (L.) Mandibula 1:1. GIM Nr. 9582; erhalten sind P_2 und M_1

Crocota spelaea (GOLDF.)

Von der Höhlenhyäne liegt nur ein Unterkieferast und ein oberer Reißzahn P^4 aus einer der Bilstein-Kulturhöhlen vor. Für den Charakter der Höhlen als Bärenhöhlen ist das bezeichnend.

Nach SOERGEL (1937) können die Reißzähne der Höhlenhyäne M_1 und P^4 durch ihre Maßzahlen über ihr mittel- oder jungpleistozänes Alter Auskunft geben. Der vorliegende P^4 aus der Bilstein-Kulturhöhle zeigt folgende Maße:

Abb. 5 *Crocota spelaea* (GOLDF.) P⁴ dextr. lingual 1:1. GIM Nr. 9475

Crocota spelaea P⁴ in mm (Abb. 5).

	Bilstein-Kulturhöhle	Mittelwerte nach SOERGEL (1937)	
		mittelpleistozän	jungpleistozän
1 Länge des P ⁴	40,9		
2 Länge d. vord. Lobus	9,0		
3 Dsgl. in % von 1	22,0	22,6	21,2
4 Länge d. mittl. Lobus	14,5		
5 Dsgl. in % von 1	35,4	36,0	35,3
6 Länge d. hint. Lobus	17,7		
7 Dsgl. in % von 1	43,2	42,3	44,4
8 Breite d. hint. Lobus	13,7		
9 Dsgl. in % von 1	33,5	31,4	30,5
10 Dsgl. in % von 6	77,0	74,6	68,8

Mit einer Länge von 40,9 mm ist der Zahn verhältnismäßig groß und weist auch eine sehr große Breite von 13,7 mm auf. Die Verhältniszahlen tendieren teils zu den jungpleistozänen Formen, weisen aber im Verhältnis der Breite zur Gesamtlänge und zur Länge des hinteren Lobus deutlich auf das Mittelpleistozän. Zur Verbreitung der Höhlenhyäne besagen die Fundstücke aus der Bilstein-Kulturhöhle nichts. In anderen Höhlen des Sauerlandes und besonders im Hönnetal sind die widerstandsfähigen Zähne und Kiefer der Höhlenhyäne häufig anzutreffen. Die Rösenbecker Höhle bei Brilon kann als Hyänenhorst gelten (SIEGFRIED 1961: 178).

Als Reste der Jagdbeute von Mensch und Raubtier finden wir in den Warsteiner Höhlen eine Reihe von Tierarten, die vorwiegend in den Kaltzeiten des Weichsel-Glazials in der Umgebung der Höhlen, in der Tundra und Steppe vertreten waren. Aber auch in den Interstadialen werden sie in der Landschaft mit lichten Gehölzen und grasreichen Talauen nicht weit abgewandert sein.

Mammonteus primigenius (BLUMENB.)

Coelodonta antiquitatis (BLUMENB.)

Das Mammut fehlt unter den Knochenfunden aus den Bilstein-Höhlen und aus dem „Hohlen Stein“ völlig. Der im Haus Kupferhammer in Warstein aufbewahrte Backenzahn eines

juvenilen Mammut gehört offensichtlich nicht zu den Höhlenfunden. Er ist deutlich abgerollt und enthält keine Spur von Höhlensedimenten in den tiefen Wurzelhöhlungen.

Vom Fellnashorn stammen aus „tiefer Lage“ (CARTHAUS 1890: 24) der Bilstein-Kulturhöhle I ein oberer Molar, ein bearbeitetes Scapula-Fragment und ein Pelvis-Fragment.

Berücksichtigt man die reicheren Funde aus dem älteren Weichsel-Glazial anderer Höhlen (z. B. der Balver Höhle), so ist festzustellen, daß zum Ausgang des Weichsel-Glazials Mammut und Fellnashorn hier seltener geworden waren. Der große Nahrungsbedarf zwang das Mammut schon immer zu jahreszeitlichen Wanderungen, und da seine Nahrung vorwiegend aus Gramineen bestand, kann angenommen werden, daß es zum Ende des sich erwärmenden Weichsel-Glazials in die im Osten gelegenen Lößsteppen und grasreichen Urstromtäler ausgewichen ist. Aus der Zeit des Alleröd sind letzte Mammute noch aus N-Sibirien (Taimyr-Halbinsel) bekannt (POLUTOFF 1955).

Rangifer tarandus L.

Das Ren, das im Spätglazial bevorzugte Jagdobjekt des Magdalénien-Menschen, war in der Tundra zuhause. Sowohl aus den Bilstein-Höhlen als auch aus dem „Hohlen Stein“ liegen Knochen und Geweihreste vom Ren in großer Zahl vor. Die Röhrenknochen sind durchweg zerschlagen und zum Teil angebrannt, Geweihreste sind überaus zahlreich.

Das Ren verschwindet aus Mitteleuropa im Laufe des Mesolithikums und zieht sich immer mehr nach Norden zurück. Daß es im Magdalénien noch in großen Herden seine jahreszeitlichen Wanderzüge ausführte, wird unter anderem durch eine schöne Ritzzeichnung einer Rentierherde aus der Grotte de La Mairie in der Dordogne belegt. Eine Trennung in die heute unterschiedlichen Unterarten, Waldren und Tundraren, wird es in der Eiszeit noch nicht gegeben haben. Das Vorkommen von vorwiegend schwachen Geweihstücken in den Warsteiner Höhlen muß auf weibliche und junge Tiere zurückgeführt werden, wie auch in den Bilstein-Höhlen die Unterkieferfunde größtenteils ein Milchgebiß aufweisen. Keinesfalls ist die Erscheinung der schwachen Geweihe auf eine „Degeneration zum schwachen Waldrentier“ (HENNEBÖLE 1963: 16) zurückzuführen. Das Ren, das in der Tundra einen ihm voll zusagenden Lebensraum fand und schließlich auch Wald-Ökotypen entwickelte, hat sich ungeschwächt bis in die Gegenwart erhalten. Nach Beobachtungen an rezenten Rentieren werfen die Hirsche ihr Geweih im Spätherbst ab, die weiblichen Stücke und die Jungtiere im frühen Frühjahr. Danach lassen sich an verschiedenen Fundstellen Anhäufungen von verschiedenartigen Geweihen erklären, wie an eiszeitlichen Funden in der Dordogne und in England festgestellt wurde (ZEUNER 1967: 108).

Tab.: Gliederung der Weichsel-Eiszeit.

Die Tabelle soll in zeitgerechten Abschnitten die Dauer der Stadiale und Interstadiale in ihrem gegenseitigen Verhältnis verdeutlichen. Hierbei ist im Spätglazial die schnelle Folge von kurzzeitigen Kalt- und Warmzeiten beachtenswert. Sie fällt ins Magdalénien, den Zeitabschnitt, aus dem der größte Teil der Funde aus den Bilstein-Höhlen stammen dürfte.

Die Folge von interstadialen Wärmeperioden verdichtet sich noch durch das „Meiendorf-Interstadial“ in Holstein (MENKE 1968), das in die Älteste Tundrenzeit fällt.

Die absoluten Zeitangaben schwanken bei den einzelnen Autoren beträchtlich. So wird für das Alleröd-Interstadial auch eine Dauer von nur 800 Jahren angegeben und für das Bölling-Interstadial nur 400 Jahre (ZAGWIJN & PAEPE 1968).

Dem Lascaux-Interstadial entspricht das Blankenberg-Interstadial in Mecklenburg, dem Paudorf das Denekamp in den Niederlanden.

Gliederung der Weichsel-Eiszeit (zusammengestellt FRENZEL 1967, GROSS 1964, MANIA 1973) nach:				
Zeit vor heute Dauer in Tausend Jahren	Stadiale	Interstadiale	Vegetationsbild im Vorland des Sauerlandes	Kulturen
10	Holozän			
10/8	0,8	jüngere Tundrenzzeit	subarktische Parktundra	Magdalénien
12	1,2	/// Allerröd	Birke, Kiefer-lichte Gehölze, Moore (Loachersee-Tuff)	
12,5	0,8	ältere Tundrenzzeit	Zwergstrauch-Tundra	
14,5	0,7	/// Bölling	Parktundra - Birkenphase	
16	2,5	älteste Tundrenzzeit	Baumlose Tundra (Pommersches Stadium) u. Lößsteppe	
17	1	/// Lascaux	Kiefer, Fichte, Talaun mit Erlen und Weide	
10	Hochglazial B		Lößtundra (Brandenburger Stadium)	
27				Aurignacien
5	///	Paudorf	Waldsteppe - Kiefer, Fichte, Erle, Hasel	
32				
21	Hochglazial A		Tundra und Kaltsteppe Oszillationen: Kiefer (= „Göttweig-Interstadial“)	
45				
46	1	/// Oäderade	Birke, Kiefer, Fichte	
53				
6	///	Brérup	Waldsteppe - Birke, Kiefer, Fichte, Lärche, Erle Jahresmittel 2° kälter als heute Klima Kontinental	
59				
62	Frühglazial 2		Tundra und Steppe	
64	2	/// Amersfoort	Birke, Kiefer, Fichte - kühl, trocken	
6	Frühglazial 1		Tundra u. Steppe	Moustérien
70				
70	Eem-Interglazial		Eichenmischwald	

Auch in der Öger-Höhle bei Hohenlimburg wurden massenhaft schwache Rentierstangen von weiblichen Tieren gefunden (BRANDT 1961: 288), was auf eine Abwurfzeit beim Frühjahrszug im Gebiet des Lenne-Tals hinweisen dürfte. Daß Geweihstangen der Rentiere vom Menschen als willkommenes Material zur Werkzeugherstellung aufgesammelt wurden, ist anzunehmen.

Equus sp.

Obgleich man annehmen darf, daß das Wildpferd im Weichsel-Glazial in Steppe und Tundra weit verbreitet war, sind die Funde von Pferderesten in den Warsteiner Höhlen spärlich. Nur in der Kulturhöhle I des Bilsteins sind nach CARTHAUS (1890: 23) wenige Knochen und Zähne gefunden worden. Das flüchtige Pferd entzog sich der Jagd des Menschen erfolgreicher als das Ren. Ein unvollständiger Unterkiefer, 6 einzelne Backenzähne, das Fragment eines Radius und einige Metapodien reichen nicht aus, um eine artmäßige Bestimmung der Pferde zu ermöglichen. CARTHAUS stellt die Reste trotzdem zu *Equus germanicus* NEHRING, womit sie ins frühe Weichsel-Glazial und ins Moustérien gehören müßten. Die Zugehörigkeit zum jüngeren Pferd des Magdalénien, das als *Equus przewalskii* POLIAKOFF bezeichnet wird, ist jedoch nicht auszuschließen, auch wenn die Funde aus tiefen Lagen der Höhle stammen sollen (s. LEHMANN 1954: 85).

Lepus timidus L.

Lagopus lagopus L.

Der Schneehase und das Moorschneehuhn gehören in die Landschaft einer Parktundra und sind sowohl vom Menschen als auch von Füchsen gejagt und in die Höhlen verschleppt worden. In den Bilstein-Höhlen und im „Hohlen Stein“ sind von Hasen und Schneehühnern fast sämtliche Knochen des Skeletts in großer Zahl gefunden worden.

Alces alces (L.)

Castor fiber L.

Seltene Funde aus dem „Hohlen Stein“ gehören dem Elch und dem Biber an (ANDREE 1931). Ihr Biotop setzt die Existenz von Baumbeständen, Sumpf und Wasser voraus. Diese Bedingungen dürften im Alleröd-Interstadial erfüllt gewesen sein. Die Fauna im „Hohlen Stein“ weist jedoch mehrere Vertreter einer Kaltzeit auf (Eisfuchs, Ren u. a.). Die Ablagerung wird mit mesolithischen Artefakten ins End-Magdalénien, die jüngere Tundrenzzeit, eingestuft. Die Landschaft muß in der Zeit eine subarktische Parktundra dargestellt haben (s. Tab.). Elch und Biber, die heute noch im hohen Norden ihren Lebensraum haben, müssen auch in der jüngeren Tundrenzzeit im Warsteiner Raum vertreten gewesen sein und werden sich bis ins Holozän gehalten haben.

Bos primigenius BOJANUS

Sus scrofa L.

Offenes Waldgelände und Auewälder sind der Lebensraum des Ur und des Wildschweins, deren Knochen ebenfalls zahlreich aus den Warsteiner Höhlen als Beutereste des Menschen vorliegen. Für den Biotop dieser Tiere bietet sich das Eem-Interglazial an, aus dem an anderen Stellen der Ur in starken Exemplaren bekannt ist. Auch in Interstadialen des Weichsel-Glazials wie z. B. im Brørup-Interstadial, das immerhin rd. 6 Jahrtausende lang ein milderes Klima hatte, waren die Lebensbedingungen für den Ur und das Wildschwein günstig. Da aber der Neandertaler des Moustérien die Höhlen bei Warstein nicht bewohnt hat und die meisten

anderen Höhlenfunde auf die Jagd des Magdalénien-Menschen hinweisen, müßten Ur und Wildschwein auch im Bölling- und im Alleröd-Interstadial im Warsteiner Raum zu finden gewesen sein und waren im Postglazial sicher weit verbreitet.

Mustela putorius L.

Verhältnismäßig häufig sind Reste vom Iltis in den Warsteiner Höhlen gefunden worden. Aus den Bilstein-Höhlen liegen unter anderem 4 Schädel vor, aus dem „Hohlen Stein“ 2 Schädel. Sie sind in ihren Abmessungen eindeutig zur Art *M. putorius* zu stellen, indem ihnen die starke Einschnürung der Schädelbreite an den Frontalia, wie sie für den Steppeniltis *M. eversmanni* (LESSON) charakteristisch ist, fehlt (Basilarlänge 56–64 mm, Breite der postorbitalen Einschnürung 16–18 mm). Der europäische Iltis, *M. putorius*, bewohnte das Gebiet offenen Waldgeländes in den Interstadial-Zeiten.

Der Steppeniltis, *M. eversmanni*, der in Europa nur aus dem Weichsel-Glazial bekannt ist, wäre in den kalt-trockenen Stadien in den Gebieten des Periglazials zu erwarten. Der am weitesten im NW liegende Fundpunkt eines Steppeniltis befindet sich bei Hannover. Hier wurde ein Schädel in der Niederterrasse der Leine gefunden (SICKENBERG 1968). Da der Steppeniltis in unterirdischen Bauen haust, ist sein Fehlen in unserem Gebiet wohl mit dem Dauerfrostboden zu erklären, der in den Steppengebieten der Stadiale weit verbreitet war.

Zusammenfassung

Die Funde von Resten eiszeitlicher Säugetiere in den Warsteiner Höhlen weisen auf eine Fauna der Weichsel-Eiszeit.

Die „Höhlenbewohner“, die richtiger als Tiere, die zeitweilig die Höhlen aufgesucht haben, zu bezeichnen sind (Höhlenbär zum Winterschlaf, Höhlenlöwe, Höhlenhyäne, Wolf und Fuchs vorwiegend als Wurfplatz), gehören zur Fauna des gesamten Glazials und zum Teil wohl auch schon des Eem-Interglazials. Daß die Höhlen im Saale-Glazial bewohnbar waren, ist wegen der Nähe des Saale-eiszeitlichen Gletscherrandes nicht anzunehmen. Von den Carnivoren war der Höhlenbär im Weichsel-Glazial weitgehend zum Pflanzenfresser geworden und zeigt häufig Degenerationserscheinungen. Der Höhlenlöwe war noch verbreitet, die Höhlenhyäne mied die von Bären besetzten Höhlen. Wolf, Fuchs und Wildkatze waren von klimatischen Einflüssen kaum berührt, während der Eisfuchs als Charaktertier der Kaltzeit zu gelten hat.

Die Funde von Tieren, die außerhalb der Höhlen, in Tundra, Steppe und Wald ihren Lebensraum hatten und größtenteils als Jagdbeute des Menschen anzusehen sind, sind zeitlich ins Ende des Weichsel-Glazials, die Zeit des Magdalénien, einzustufen. Wie im gesamten Weichsel-Glazial ist auch in seinem letzten Abschnitt mit einer Folge von Stadien und Interstadien zu rechnen, die in verhältnismäßig kurzzeitigem Wechsel aufeinander folgten (Tab.). So ist es zu erklären, daß in den Höhlenablagerungen von geringer Mächtigkeit Tiere der Kaltzeiten mit wärmeres Klima beanspruchenden Tieren zusammen gefunden wurden.

Die Großtiere Mammut und Fellnashorn waren anscheinend im Endabschnitt des Weichsel-Glazials im vorliegenden Raum schon seltener geworden und gehörten nicht mehr in nennenswertem Maße zu den Jagdobjekten des Menschen. Wie an anderen Stellen war auch hier das Ren jetzt bevorzugtes Wild, während das Wildpferd zurücktrat. Die Bewohner von Wald- und Sumpfgelände, Ur, Wildschwein, Elch und Biber bevölkerten das Gebiet auch noch im Postglazial.

Alle abgebildeten Stücke stammen aus den Bilstein-Höhlen. Sie werden im Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum in Münster (GIM) aufbewahrt.

Schriftenverzeichnis

- ABEL, O.: Die Degeneration des Höhlenbären von Mixnitz und deren wahrscheinliche Ursachen. – [In:] ABEL, O. & KYRLE, G.: Die Drachenhöhle bei Mixnitz. – Speläol. Monogr., 7 u. 8, 719–744, Wien 1931.
- ANDREE, J.: Altsteinzeitliche Funde aus Westfalen II. Die Bilsteinhöhle bei Warstein i. W. – Mannus, 19, 87–91, Leipzig 1927.
- ANDREE, J.: Die frühesolitische Fauna aus dem Hohlen Stein bei Callenhardt. – Abh. Westf. Prov. Museum f. Naturk., 1931, 11 S., 4 Abb., Münster 1931.
- BACHOFEN-ECHT, A.: Beobachtungen über die Entwicklung und Abnutzung der Eckzähne bei *Ursus spelaeus* und seiner Urform. – [In:] ABEL, O. & KYRLE, G.: Die Drachenhöhle bei Mixnitz. – Speläol. Monogr., 7 u. 8, 574–580, Taf. 79–81, Wien 1931.
- BRANDT, K.: Die Öger-Höhle bei Hohenlimburg. – Jhe. Karst- u. Höhlenkde., 2, 285–290, München 1961.
- BREUER, R.: Zur Anatomie, Pathologie und Histologie der Zähne und der Kiefer von *Ursus spelaeus*. – [In:] ABEL, O. & KYRLE, G.: Die Drachenhöhle bei Mixnitz. – Speläol. Monogr., 7 u. 8, 581–610, Taf. 82–101, Wien 1931.
- BREUER, R.: Über das Vorkommen sogenannter keilförmiger Defekte an den Zähnen von *Ursus spelaeus* und deren Bedeutung für die Paläobiologie. – Palaeobiologica, 5, 103–114, Taf. 6–10, Wien 1933.
- CARTHAUS, E.: Die Bilstein-Höhle bei Warstein. – Festschr. Deutsch. Anthropol. Ges., 1890, 48 S., Münster 1890.
- DÜCKER A.: Interstadiale Bodenbildungen als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. – Fundamenta, B 2, 30–73, Köln 1967.
- FABRICIUS, N.: Über die Tropfsteinhöhle bei Warstein. – Verh. Nat. Ver. Bonn, 44, Korr. Bl., 106–108, Bonn 1887.
- FRENZEL, B.: Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. – 296 S., 107 Abb., 23 Tab., Braunschweig 1967.
- GROSS, H.: Das Mittelwürm in Mitteleuropa. – Eisz. u. Gegenw., 15, 187–198, Öhringen 1964.
- GÜNTHER, K.: Vorgeschichtliche Funde aus den westfälischen Höhlen. – Jhe. Karst- u. Höhlenkde., 2, 261–283, 10 Abb., München 1961.
- HENNEBÖLE, E.: Die Vor- und Frühgeschichte des Warsteiner Raumes. – Beitr. z. Warsteiner Geschichte, 2, 52 S., 27 Abb., 12 Taf., Warstein 1963.
- HERRE, W.: Rentiere. – Die Neue Brehm-Bücherei, 180, 47 S., 22 Abb., Wittenberg 1956.
- LEHMANN, U.: „Die Fauna des Vogelherds“ bei Stetten ob Lontal (Württemberg). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 99, 33–146, 7 Abb., Taf. 4–7, Stuttgart 1954.
- MANIA, D.: Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften. – Beih. Geologie, 78/79, 175 S., 14 Abb., 33 Tab., Berlin 1973.
- MENKE, B.: Das Spätglazial von Glüsing. – Eisz. u. Gegenw., 19, 73–84, Öhringen 1968.
- POLUTOFF, N.: Das Mammut von Taimyr. – Eisz. u. Gegenw., 6, 153–158, Öhringen 1955.
- SCHÜTT, G.: Untersuchungen am Gebiß von *Panthera leo fossilis* ... – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 134, 192–220, Taf. 23, 24, Stuttgart 1969.
- SICKENBERG, O.: Der Steppeniltis *Mustela (Putorius) eversmanni soergeli* EHIK in der Niederterrasse der Leine und seine klimageschichtliche Bedeutung. – Eisz. u. Gegenw., 19, 147–163, 2 Abb., Öhringen 1968.
- SIEGFRIED, P.: Pleistozäne Säugetiere in westfälischen Höhlen. – Jhe. Karst- u. Höhlenkde., 2, 177–191, 6 Abb., 3 Tab., München 1961.
- SOERGEL, W.: Die Stellung der *Hyæna spelaea* GOLDF. aus der Lindentaler Hyänenhöhle bei Gera. – Beitr. Geol. Thür., 4, 171–189, Jena 1937.
- ZAGWIJN, W. & PAEPE, R.: Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. – Eisz. u. Gegenw., 19, 129–146, 6 Abb., Öhringen 1968.
- ZEUNER, F.: Geschichte der Haustiere. – 448 S., 331 Abb., München 1967.

Aufschluss	Sonderband 29 (Warstein)	205–231	13 Abb.	Heidelberg 1979
------------	--------------------------	---------	---------	-----------------

Die Quarzmineralisation vom Typ Suttrop am N-Rand des rechtsrheinischen Schiefergebirges

Von Hansjürgen BEHR, Göttingen, Hubertus HESS, Göttingen, Georg OEHLSCHEGEL,
Bochum, und Hans Georg LINDENBERG, Berlin

Einführung

Über die für jeden Mineralkenner reizvollen und daher weitbekannteren idiomorphen Quarzkristalle („Doppelender“) des Warsteiner Karbonatkomplexes ist wiederholt im „Aufschluss“ berichtet worden (d. k. 1951; K. OBENAUER 1954, 1973; S. KORITNIG 1961). Auf Grund der schlecht aufgeschlossenen Verbandsverhältnisse und spärlicher kristallchemischer Daten waren bisher nur unvollkommene Angaben über die Genese und das Alter der Mineralisation möglich. Die Verfasser haben sich im Rahmen eines größeren Programmes zur Quarzmineralisation auch mit den Quarzen vom Typ Suttrop beschäftigt und teilen hier vorab einige der neugewonnenen Daten und ihre Interpretation mit.

Quarz-Mineralisationstypen und lithologisches Milieu

Eine erste Unterscheidung muß getroffen werden zwischen Quarzmineralisationen, die im silikatischen oder im karbonatischen Nebengesteinsmilieu erfolgten. Bei den silikatischen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges handelt es sich mit Ausnahme der nördlichen Phyllitzone der Mitteldeutschen Schwelle um sehr schwachmetamorphe pelitische und quarziti-sche Schiefer, Quarzite, Lydite und basische Magmatite vom „very low grade“-Typ, in denen bisher als höchstes die Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies nachgewiesen ist. Nach Illitkristallisation, Inkohlung und mineralfaziellen Kriterien dürften die Metamorphosetemperaturen etwa zwischen 300–350°C gelegen haben (K. WEBER 1972; H. AHRENDT et. al. 1978).

Die Quarzmineralisation in diesen silikatischen Gesteinen läßt sich durch ihr Verhältnis zur Deformation (Schieferungen, Faltung, Überschiebungsflächen und Störungen) z. T. gut datieren. So ist die frühsynkinematische variszische Quarzmineralisation in den Lagenharnischen ebenso klar ansprechbar wie die auf den Verschiebungsflächen an der überkippten NW-Flanke des Ostsauerländer Hauptsattels ausgebildeten mehrphasigen syn- bis spätkinematischen variszischen Quarz-Pb-Zn-Mineralisationen der Lagerstätte Ramsbeck (K. WEBER 1977). Auch für die meisten schieferungsparallelen, teils gefalteten Quarztrümmchen mit ihrem häufig wandständigen Faserwachstum und Boudinage-Quarz ist eine Zuordnung zur variszischen SiO₂-Mobilisierung und Kristallisation eindeutig.

Unsicher ist dagegen die zeitliche Stellung jener Gangmineralisationen, die die Faltenstrukturen schneiden. Permische, kretazische und tertiäre Mineralisationen und/oder Rekrystallisationen, Mobilisationen aus dem Nebengestein oder Neuzufuhren aus hypothetisch tiefer gelegenen magmatischen Quellen werden von verschiedenen Autoren diskutiert.

Adressen der Autoren: Prof. Dr. Hansjürgen BEHR, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Goldschmidtstraße 3, D-3400 Göttingen; Dr. Hubertus HESS, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Goldschmidtstraße 3, D-3400 Göttingen; Dr. Georg OEHLSCHEGEL, Institut für Mineralogie der Ruhr-Universität, Postfach 10 21 48, D-4630 Bochum; Dr. Hans Georg LINDENBERG, Institut für Geologie der Freien Universität, Altensteinstraße 34a, D-1000 Berlin 33.

Von den karbonatischen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges sind es besonders die mitteldevonischen Massenkalken, die für die Quarzmineralisation interessant sind. Eine ausführliche Beschreibung der weitverbreiteten Verquarzungerscheinungen in den Karbonaten am N-Rand des Rheinischen Schiefergebirges gab auf der Grundlage der damaligen Aufschlußverhältnisse F. M. BEHR (1916). Zu unterscheiden sind mehrere genetisch verschiedene Typen:

I. Authigene Quarze

Es sind dies spätdiagenetisch im Sedimentgefüge gewachsene Quarzkristalle, in der Regel kleiner als 0,5 cm Länge, weiß, rötlich, meist jedoch durch Bitumen- und Karbonateinschlüsse grau, braun oder schwarz gefärbt und daher mit der Lupe erkennbar. Stets sind sie zonar gebaut und treten oft in mehreren, nach dem Habitus unterscheidbaren lang- bis kurzprismatischen Generationen auf. Das SiO_2 entstammt organischen Kieselskeletten oder wird bei der Illitbildung aus Tonmineralien freigesetzt. Als Transport- und Kristallisationsmedium dienen die als Porenlösungen migrierenden sedimentär-diagenetischen wässrigen Phasen. Neben den unregelmäßig im Karbonatgefüge eingesproßten Kristallen tritt auch Kristallisation in Netzwerken von gekrümmten unregelmäßigen Haarrissen und in wolkigen bis faustgroßen Anreicherungen auf (z. B. Stbr. Hessenkamp R 34 64 950, H 57 00 000 im Karbonatvorkommen Scharfenberg, s. Abb. 1 und Abb. 9).

Mit den authigenen Quarzen des Rheinischen Schiefergebirges haben sich besonders W. SCHNEIDER (1973, 1977) und G. MATTHESIUS & W. SCHNEIDER (1974) beschäftigt. Von W. D. GRIMM (1962), G. NACHSEL (1969) und D. K. RICHTER (1974) ist versucht worden, den Habitus der authigenen Quarze als Faziesindikator zu diskutieren, doch gibt es dafür noch keine schlüssigen kristallchemischen Beweise.

II. Syndolomitische Hydrothermal-Quarze

Aus dem Hagen-Iserlohner Massenkalk sind von O. H. ERDMANNSDÖRFFER (1908) Quarzkristalle mit „Fossilresten“ beschrieben worden, die analog der von F. M. BEHR (1916), H. UDLUFT (1929) und R. GOTTHARDT (1962) im Dornaper Massenkalk gefundenen Vorkommen in Höfen vor hydrothermalen Dolomitiserungsfronten kristallisierten. Der Dolomitiserungsprozeß erfolgte von Längs- und Querstörungen aus, die jünger als die Faltung, also postkarbonisch sind. Diese im Karbonatgefüge blastisch gewachsenen, meist rauchbraunen Doppelender erreichen Längen bis 2 cm. Sie sind zonar gebaut, gefüllt mit Kalziteinschlüssen und sollen in der nachrückenden Dolomitfront wieder korrodiert worden sein (s. a. D. K. RICHTER 1974).

III. Postdolomitische Hydrothermal-Quarze (Typ Suttrop)

Dieser Quarztyp wächst blastisch in Kalzit-Dolomit-Gängen von geringer streichender Länge und schlotartigen, unregelmäßigen Gangerweiterungen, die vorzugsweise in NW-SE-Richtung angeordnet sind. Grobspätiger Kalzit wird von idiomorphen Dolomithomboedern bis zu 2 mm Kantenlänge verdrängt. Der nachfolgende Quarz verdrängt nur den Kalzit, schließt aber die Dolomitkristalle ein. Anschließend erfolgt eine Dedolomitierung durch mikrokristallinen Kalzit. Die dabei freigesetzten Fe- und Mn-Gehalte des Dolomites werden als Oxidsäume am Außenrand der Kalzitpseudomorphosen konzentriert. Der feinkörnige Dedolomitisierungskalzit wird später weitgehend gelöst und weggeführt, so daß die Dolomithomboeder im Kalzit und Dolomit nunmehr als Negative vorliegen und dem Gangmaterial eine schwammig-poröse Beschaffenheit verleihen. Die Fe- und Mn-Oxide werden durch jüngere Lösungsprozesse umverteilt und verursachen oft eine bunte gelb-braun-rot-schwarz-Fleckigkeit der Gangfüllung. Zersetzt sich das karbonatische Bindemittel, liegen die Kristallpackungen frei im lettigen Gangrückstand bzw. im Boden unter der Rasensohle.

Weitere charakteristische Unterschiede zu den beiden oben beschriebenen Quarzgenerationen sind:

- Stets ist ein meist sehr hoher Gehalt an Anhydriteinschlüssen vorhanden (S. KORITNIG 1961a).
- Kalziteinschlüsse treten hier sehr selten auf.
- Der Gehalt an fluiden Einschlüssen ist extrem hoch.
- Die Quarze liegen in dichten Kristallpackungen vor. In der Größenklasse von 1–2 cm häufen sich die Kristalle, es werden aber auch Längen bis über 4 cm erreicht.
- Die milchigweiß-trübe Färbung wird umso kräftiger, je vollständiger der Anhydrit gelöst ist und luftgefüllte Porenräume zurückbleiben (s. a. R. BRAUNS 1906, K. OBENAUER 1973).
- Fe-Mn-Oxideinlagerungen in den äußeren Zonen färben gelegentlich etwas rötlich, gelblich oder grauschwarz. Rauchfarben treten nie auf. Kleine Kristalle sind auch klar oder durch Fe-Oxid rot gefärbt (Eisenkiesel).
- Alle Kristalle besitzen Zonarbau.
- Der Kristallhabitus wird durch nahezu gleiche Prominenz von $\{10\bar{1}1\}$ und $\{01\bar{1}1\}$, fast hexagonalem Querschnitt von $\{10\bar{1}0\}$ und dem Fehlen von Trapezoedern bestimmt; die $\{10\bar{1}0\}$ -Flächen sind gestreift.
- Auf Bruchflächen gibt die Schilderhausstreifung eine intensive R/L-Verzwilligung zu erkennen. Dauphineér Verzwilligung folgt aus den Ätzfiguren. Japaner-Zwillinge sind selten. Häufig treten hingegen Kontaktzwillinge mit parallelen Hauptachsen auf, gelegentlich kommen Heterozwillinge mit gekreuzten oder geneigten Hauptachsen vor. Auf diesen komplizierten Zwillingsbau der Suttroper Quarze hat bereits A. BÖMER (1891) hingewiesen.
- In Kristallschnitten gibt sich durch schwache Doppelbrechungsunterschiede in den einschlußfreien Zonen ein mimetischer Lamellenbau parallel $\{10\bar{1}0\}$ und $\{10\bar{1}1\}$ zu erkennen, der den von H. U. BAMBAUER et al. (1961) beschriebenen niedrigsymmetrischen Lamellen gleicht (Abb. 2).

Die Quarze vom Typ Suttrop sind aus allen Karbonatkomplexen am N-Rand des Schiefergebirges bekannt und zeigen enge genetische Beziehungen zu jüngeren Quarz-Chalzedon-Hämatit-Gängen. Folgende Vorkommen wurden untersucht (s. Abb. 1):

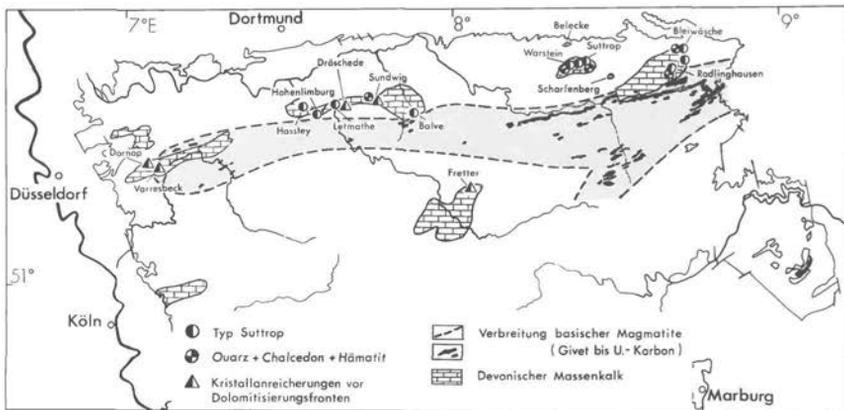


Abb. 1. Vorkommen von Quarzkristallen des Typ Suttrop im Rheinischen Schiefergebirge.



Abb. 2. Doppelbrechende Lamellen parallel $\{10\bar{1}0\}$ in der Randzone eines Kristalls von Suttrop/Stbr.

a. Karbonatkomplex Warstein

- Namengebendes Vorkommen „Suttrop Vogelstange“, R 34 56 950, H 57 01 800. Es ist heute von einer Reithalle überbaut. Zur Verfügung standen zwei Monte-Carlo-Proben aus abgiesebtem Boden und Bruchstücke des primären Gangmaterials.
- Stillgelegter Steinbruch im Massenkalk an der Straße Suttrop–Warstein. R 34 56 150, H 57 01 800. Im NW-Bereich des Bruches sind noch verstürzte Reste einer mehrere Meter breiten schlotenartigen Gangerweiterung zu erkennen mit kubikmetergroßen Blöcken, die nur aus Quarzkristallen bestehen. Das weggelöste karbonatische Bindemittel ist durch ein quarzitisches ersetzt. In den Zwickeln befindet sich illitreicher Ton (Abb. 3). Im Schlottenzentrum existiert eine ca. 1 m breite Partie mit Kristallen $\geq 1,5$ cm Breite, dann folgt mit scharfer Grenze eine Zone mit Kristallen von ca. 1 cm und am Rande eine solche mit Kristallen < 4 mm Breite. Die Gangfüllung ist mehrfach aufgerissen, dabei zerbrochene Kristalle werden bei der nächsten Mineralisationsphase wieder verheilt und ergänzt. Durch Verkarstung am Salband kommt es zum Nachsturz jüngeren kretazischen Oberflächenmaterials, vor allem Mergelscherben, seltener Glaukonitsand. Eine letzte SiO_2 -Zufuhr verkittet diese Brekzie mit einem dichten, quarzitähnlichen Gangquarz, der in wenigen kleinen Drusenräumen wasserhelle wandständige Bergkristalle führt.
- Kirche bei Warstein, R 34 54 875, H 57 01 650. Von K. OBENAUER (1954, 1973) wurde dieses heute nicht mehr zugängliche karbonatverkittete gangförmige Quarzvorkommen beschrieben. Die Autoren danken für die Überlassung unveröffentlichter Originaldaten von 350 Kristallen.

Dolomitnegative sind in den Quarzen des Warsteiner Raumes nur an der Vogelstange häufiger.

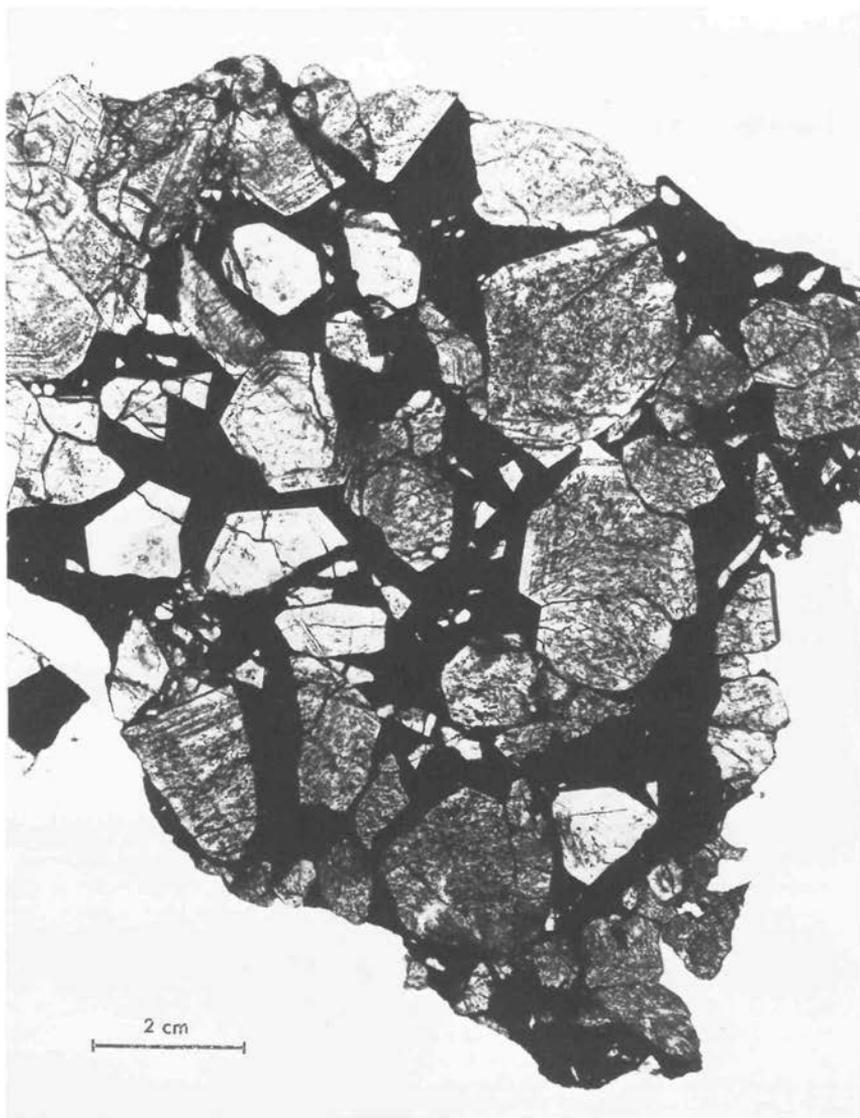


Abb. 3. Zerbrochene, anhydritreiche Kristalle, verkittet mit feinkörnigem drusigen Gangquarz und verkieseltem Mergel (schwarz); Suttrop/Stbr.

b. Karbonatkomplex Brilon

- Radlinghausen, Dorfteich. R 34 77 16, H 56 99 80. Dieses öfter erwähnte aber nie genau beschriebene und unzugängliche Vorkommen (s. a. W. SCHRIEL 1952) wurde neu unmittelbar südlich der am Teich vorbeiführenden Straße mit einem 3 m tiefen Graben aufgeschürft. Angetroffen wurde eine als Karstbrekzie gedeutete Schuttmasse aus Massenkalk, Kreidemergel, großen Blöcken einer mächtigen Gangfüllung der oben beschriebenen Kalzit-Dolomit-Quarz-Abfolge; Blöcke, die nur aus silikatisch oder mit Hämatit verkitteten Eisenkiesel-Doppelendern bestehen (ca. 2 mm Durchmesser) und Gangbrekzie, die durch weiße drusige Quarztrümer verheilt wurde. Mehrere Blöcke waren vollständig dekarbonatisiert, so daß bis zu 1 m mächtige Linsen gefunden wurden, die sich ausschließlich aus freien Quarzkristallen zusammensetzen. Die verkittenden Letten waren durch Fe- und Mn-Oxide kräftig braun und schwarz gefärbt. Ein Lackabzug dieses Profils wird im Geologischen Institut Göttingen aufbewahrt.

Die Angaben von W. SCHRIEL (1952) und W. SCHNEIDER (1977), daß die Kristalle im Grünsand (Kreide) vorkämen und daher tertiären Alters seien, konnten nicht bestätigt werden. Glaukonit ist in Spuren jedoch in den nachgestürzten Kreidesedimenten enthalten und befindet sich, wie der Quarz, auf sekundärer Lagerstätte.

Unzersetzt sind Gangblöcke, in denen die kalzitische Grundmasse vollständig durch Chalcedon verdrängt wurde. Dieser wächst in Lagen feinfaserig senkrecht auf den Kristallflächen der Quarze auf und geht dann in schalig gebaute, nierige und kugelförmige Strukturen über. Die Dolomitidioblasten werden nicht chalcedonisiert, der Dolomit ist jedoch später gelöst worden und hinterläßt negative Hohlformen. In den Zwickeln der nierigen Strukturen rekristallisiert der Chalcedon zu rosettigen Quarzaggregaten (Abb. 4). Bis 3 mm breite, weiße Chalcedontrümer durchschlagen fiederförmig das Gangmaterial. Die idioblastischen Großquarze enthalten Zonen mit dichtgepackten kugeligen Hämatitrosetten von 5–10 µm Durchmesser. Partienweise erfolgt ein vollständiger Übergang zu Eisenkiesel-Kristallagglomeraten, in die Hämatit und derber Roteisenstein bis zu faustgroßen Linsen eingeschaltet ist. Viele dieser Blöcke sind in der Oxidationszone zu zelligen Brauneisenerzen umgesetzt worden.

Zwischen Radlinghausen und dem E-Rand des Briloner Karbonatkomplexes wurden weitere kleine Streufelder von Quarzen des Typ Suttrop gefunden.

- Kalkschotterwerk ca. 1 km südlich Bleiwäsche, R 34 79 20, H 57 03 43. Im Eingang zum Bruch ist am Hang neben der Brecheranlage eine ca. 5–7 m breite und 10 m hohe schlotenartige Gangerweiterung aufgeschlossen. An den Salbändern sind palisadenartige Kalzitgroßkristalle wandständig aufgewachsen und bilden jeweils eine ca. 1 m breite Zone. Die restliche mächtige Gangfüllung besteht ausschließlich aus locker verbackenen Quarz-Doppelendern mit Breiten von 1,5–3,0 mm. Nur sehr selten sind größere Kristalle sporadisch eingelagert. Der größte Teil der Kristalle ist durch Hämatiteinschlüsse rötlich gefärbt, sonst aber klar; ein kleiner Teil ist ungefärbt und klar. Alle Kristalle führen Anhydrit in wechselnden Mengen sowie häufiger Chalkopyrit-, Sphalerit- und Pyrit-Einschlüsse. Zonarbau und Milchtrübung tritt nur in sehr vereinzelt Großkristallen auf, dagegen ist Lamellenbau allgemein entwickelt.

In der Gangmitte sind sehr zähe, bis Metergröße messende, konkretionsartige Kalzitkörper eingeschaltet. Der Kalzit ist hellgelb bis gelbbraun, z. T. auch rot und wird sekundär wiederum von radialen Rissen aus von weißem grobkörnigen Kalzit verdrängt. In Drusen treten wasserhelle Bergkristalle mit Kalziteinschlüssen auf. Das Zentrum der Kalzitkörper ist braun, zellig-porös und mulmig zersetzt. Im Grenzbereich zwischen Kalzit und Quarzgang verdrängt reichlich Bleiglanz, z. T. in cm-großen Würfeln, den Kalzit. Die Baryt-Gänge im

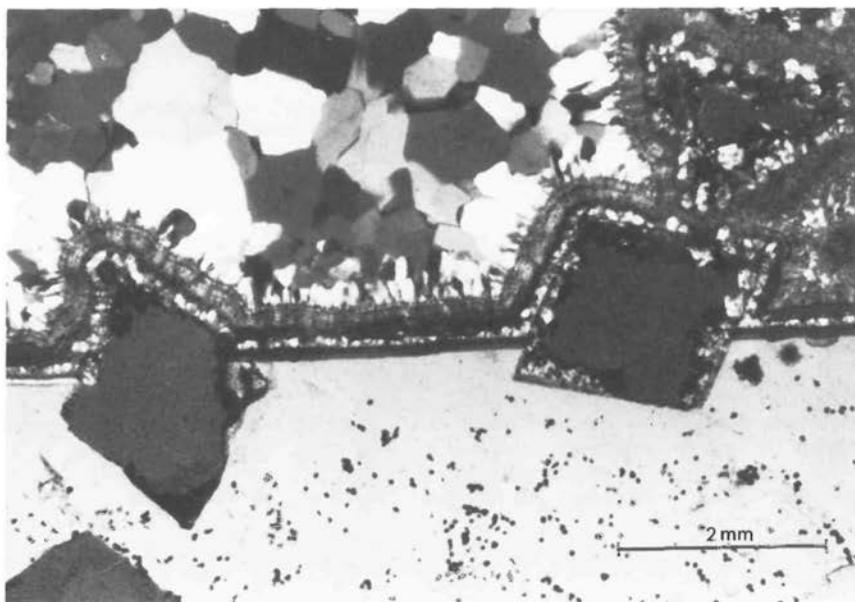


Abb. 4. Randzone eines Quarzgroßkristalls mit eingewachsenen Dolomitekristallen, die sekundär dedolomitiert wurden und jetzt als Negative vorliegen. Kleine Hämatitrosen innerhalb des Quarzkristalls (schwarze Pünktchen). Jüngerer Chalzedon umwächst den Quarzkristall und Dolomit. Darüber Quarzabscheidungen in Kornmosaiken (links oben); Radlinghausen.

gleichen Bruch und in der weiteren Umgebung sind jünger, vermutlich tertiären Alters, da sie im alten Grubengebiet von Bleiwäsche Kreide-Grünsande metasomatisch verdrängen (W. SCHRIEL 1952).

c. Karbonatkomplex Balve-Hohenlimburg

– Hohenlimburger Kalksteinwerk, R 34 10 25, H 56 92 00.

Nahe der Oberfläche des Massenkalkes ist eine Gangbrekzie von ca. 2 m Mächtigkeit aufgeschlossen, deren Salband aus grobspätigem Kalzit (mehrere cm Korndurchmesser) besteht. Der Gang selbst wird durch eine verquarzte Karbonatbrekzie gefüllt. Primärer spätiger Kalzit wird von idiomorphen Dolomithomboedern verdrängt. Quarzblasten vom Typ Suttrop übernehmen den Dolomit, der später dedolomitiert wurde. Der Quarz ist rein weiß und neigt zur Kappenbildung. In kleinen Nestern bis zur Faustgröße tritt eine weitere, kräftig rosa gefärbte Quarz-Doppelendergeneration mit sehr kleinen Durchmessern auf.

In Karstspalten sind von der Oberfläche Blockschutt, kretazischer Grünsand und tertiäre bis glaziale Lehme nachgestürzt. Die Gangbrekzie zeigt an der Oberfläche Verkarstung. Die Sammler H. HÖGER und D. MEYER fanden 1978 in einer Karstspalte einen stark beschädigten Ammoniten der Oberkreide, den A. DÜRKOOP als *Pachydiscus* sp. (?) bestimmte. Im Bruch sind weiterhin in Zerrüttungszonen Drusen der Mineralabfolge Dolomit→Kalzit→Quarz (idiomorph, klar, oft gelbe Einschlüsse von Eisenoxid/-hydroxid: „Citrin“) sowie ein Baryt-Quarzgang aufgeschlossen.

- Höveler Knapp bei Balve. Es standen einige Kristalle vom Typ Suttrop mit rhomboedrischen Dolomitnegativen aus der Sammlung des Mineralogischen Institutes Göttingen zur Verfügung.
- Fundpunkt nordöstlich Hassley am Wege von Hagen nach Limburg. Dieses Vorkommen wurde von W. v. d. MARK (1855) und F. M. BEHR (1916) näher beschrieben. Danach handelt es sich ebenfalls um Suttroper Quarz mit Dolomitnegativen, der aus einem Karbonatgang stammen soll. Gleiches soll für ein Vorkommen am Burgberg von Letmathe gelten.

IV. Quarz (Eisenkiesel) – Chalcedon – Hämatit – Gänge

Aus dem Warsteiner Karbonatkomplex sind Eisenkieselerze bekannt, die z. T. auch abgebaut wurden. Daran gebunden sind Quarz-Chalcedon-Hämatit-Paragenesen, wie sie oben von Radlinghausen beschrieben wurden. R. BRAUNS (1906) hat Material aus einem Vorkommen an der Straße Warstein-Hirschberg bearbeitet und völlig analoge Mikrostrukturen beobachtet. Aufgrund einer scheinbaren Übergangszone vom Quarz in den Chalcedon nahm er sogar eine pseudomorphosenartige Chalcedonisierung des Quarzes an. Gleichartiges Material fanden die Verfasser im Bereich einer alten Eisensteingrube östlich der Hohen Liet. Es ist anzunehmen, daß es sich um unregelmäßige hydrothermale Gangvererzungen entlang stark absetziger NW-SE-Störungszonen handelt. Diese Gänge sind jünger als die Quarzbildung vom Typ Suttrop, da sie diese schneiden.

Aus den Eisenkiesel- und „Citrin“-kristallen sind bisher keine Anhydriteinschlüsse bekannt.

V. Quarz auf hydrothermalen Pb-Zn-Cu-Gängen

Jünger als die Suttroper Quarzbildung, vermutlich kretazisch bis tertiär, sind die zahlreichen hydrothermalen Gangbildungen in den Galmeibezirken von Brilon, Iserlohn, Schwelm und Langerfeld. Hinzuzurechnen sind auch die drusigen Massenkalkverquarzungen mit Sulfiden im Belecker Sattel und im kleinen Scharfenberger Karbonatvorkommen. Der Quarz ist in der Regel Drusenquarz, klar, ohne Anhydrit, zeigt aber stets die Tendenz zur Bildung von Doppelendern.

VI. Quarz-Baryt-Gänge

In den sehr zahlreichen tertiären Barytgängen sitzt teilweise viel Quarz auf, der nur schwachen Zonarbau, keinen Anhydrit und nur wenige Flüssigkeitseinschlüsse aufweist. An der Straße Madfeld – Bleiwäsche sind kubikmetergroße Blöcke aus dicht miteinander verwachsenen reinen Quarzkristall-Agglomeraten mit Doppelendern bis über 5 cm Breite zu finden.

VII. Verkieselte Sedimente aus klastischen Suttroper Quarzen

Am S-Rand des Warsteiner Karbonatkomplexes ist auf den Feldern quarzitähnliches Blockmaterial verstreut. Es besteht aus zerbrochenen Suttroper Quarzen, linsigen Anreicherungen von schwarzem authigenem Quarz, verkieselten Massenkalkbrekzien, Schwermineralanreicherungen und Quarzsand, die durch erneute SiO₂-Zufuhr verkieselt wurden. Es ist anzunehmen, daß es sich um Verwitterungsrückstände einer paläozoischen oder kretazischen Verkarstung handelt (s. a. C.-D. CLAUSEN et al. 1978), denn die Kristallbruchstücke sind kaum transportiert. Ob die Verkieselung allein auf Verwitterungslösungen zurückgeführt werden kann, ist noch unklar.

Zonarbau der Quarze vom Typ Suttrop

1. Die primär idiomorphen Anhydriteinschlüsse sind vorzugsweise mit (100) parallel zu (10 $\bar{1}$ 1) des Quarzes geregelt eingewachsen (S. KORITNIG 1961a) [azimutal – eindimensionale Orientierung im Sinne von A. NEUHAUS (1951)]. Die gut geregelten Anhydrite sind meist in einem späteren genetischen Abschnitt ausgelaugt worden (H. BEHR et al. 1977), die weniger geregelten sind ganz oder teilweise erhalten. Das durch Laugung entstandene Hohlraumgefüge bedingt die milchig-trübe Färbung der entsprechenden Zonen. Die noch vorhandenen Anhydritmengen wurden über S-Bestimmungen für eine Reihe von Kristallen aus Suttrop/Stbr. mit 1.9 – 3.0 Gew.-% berechnet. Im Vorkommen von Hohenlimburg sind nur noch Anhydritspuren erhalten geblieben.

Einen Überblick über den Grad der Auslaugung und die Gesamtmenge an Einschlüssen erhält man durch Dichtebestimmungen. Aus den Differenzen zur normalen Quarzdichte von 2.65 g/cm³ läßt sich folgender Porenraum abschätzen:

Fundpunkt	D(g/cm ³)	offener Einschlußraum in Vol. %
Bleiwäsche	2.55	3.8
Warstein	2.51	5.3 (K. OBENAUER 1973)
Suttrop Vogelstange	2.49	6.0
Radlinghausen	2.40	9.4
Hohenlimburg	2.32	12.5

Das maximale Einschlußvolumen ist um den Prozentsatz der noch geschlossenen Fest- und Flüssigkeitseinschlüsse zu erweitern. Als primäres Einschlußvolumen können (mit Ausnahme von Bleiwäsche) 15 – >20% angenommen werden.

Eine einschlußreiche Zone beginnt im allgemeinen mit zahlreichen gut geregelten Anhydriteinschlüssen (scharfe untere Grenze). Bei fortschreitender Kristallisation nimmt die Übersättigung an CaSO₄ und damit die Anzahl der Einschlüsse kontinuierlich ab; das führt zu einer unscharfen oberen Grenze.

2. Es treten eng begrenzte (μ m-Bereich) Verunreinigungszonen auf, meist aus Eisenoxiden/-hydroxiden bestehend, die eine Unterbrechung der SiO₂-Abscheidung durch wachstumshemmende Belegungen der gesamten Kristalloberfläche oder durch Versiegen der SiO₂-Zufuhr anzeigen.

3. Mehr oder weniger breite, verwaschene Verschmutzungszonen (mm-Bereich), die dicht mit winzigen opaken Einschlüssen durchstäubt sind, werden auf Bruch- und Ausheilungsvorgänge zurückgeführt. Makroskopisch erkennt man bereits häufig ein Abplatzen von Partien konkordant oder diskordant zum Zonarbau, das auf Bewegungsphasen schließen läßt. Zusätzlich sind Kristallanlösungen beim Durchlaufen einer retrograden SiO₂-Lösungsphase während des Wachstumsprozesses möglich.

4. Die einschlußarmen, klaren Zonen können durch rhythmisch auftretende Sequenzen von doppelbrechenden Lamellen gegliedert werden. Bei Anwendung von Kathodenlumineszenz (U. ZINKERNAGEL 1978) sind diese Lamellen durch braunrote/rotgelbe Lumineszenzfarben gut zu unterscheiden.

5. Zonarbau kann einmal durch rhythmisches Wachstum in einem geschlossenen System gesteuert durch Adsorptions-Desorptionsprozesse entstehen, zum anderen durch Änderung von Temperaturen, Lösungsgenossen, Redoxpotential, pH-Wert usw. in einem offenen System migrierender Lösungen (O. W. FLÖRKE, persönliche Mitteilung). Im zweiten Fall repräsen-

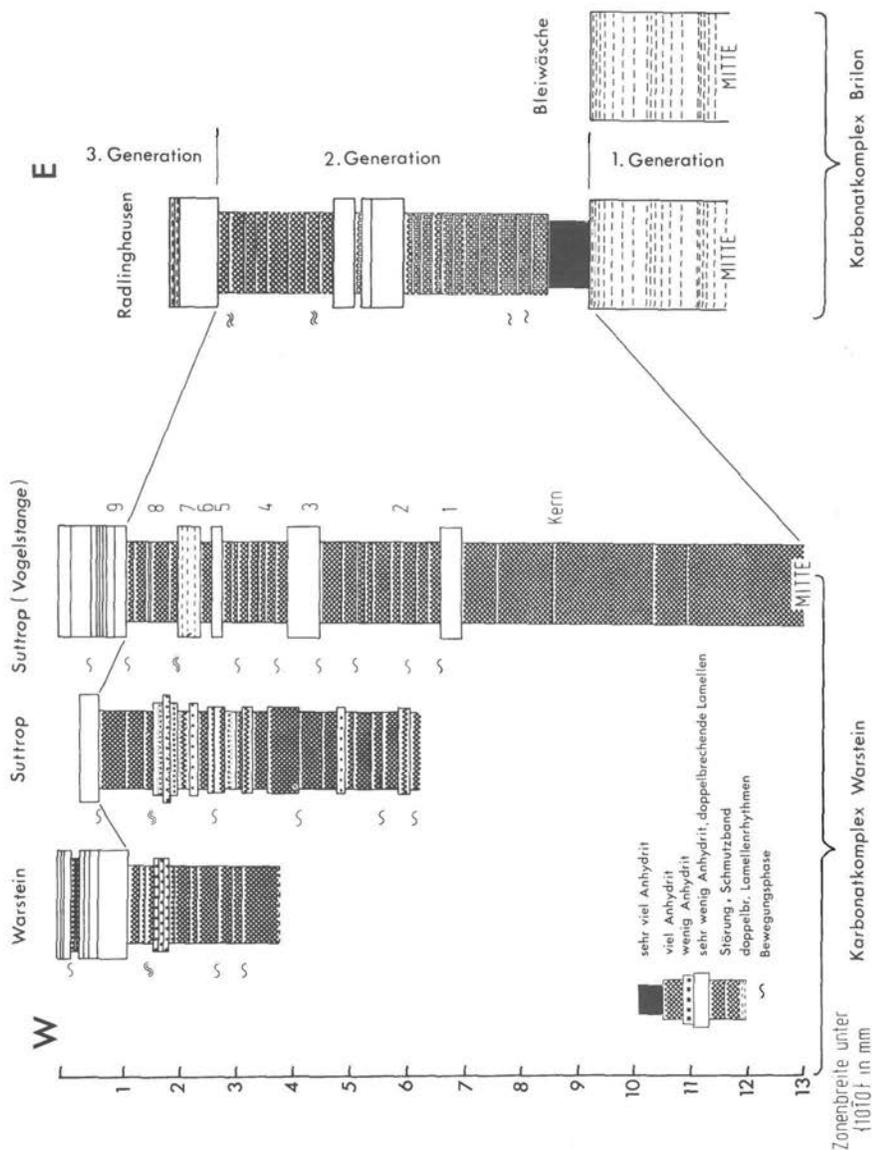


Abb. 5. Schematische Normalprofile des Zonarbaus einzelner Vorkommen, gemittelt durch die Auswertung verschiedener Kristallgrößen.

tiert das Zonenwachstum geologische Ereignisfolgen, die z. B. temperaturgesteuerte Lösungspulsationen oder Zumischungen von Oberflächen- zu hydrothermalen Wässern, tektonische Öffnungsphasen der Migrationskanäle widerspiegeln und ihre Ursache in magmatischen oder tektonischen Krustenprozessen haben. Es erscheint daher sinnvoll, Normalprofile des Zonarbaus für die verschiedenen Lagerstätten aufzustellen und miteinander zu vergleichen.

Da die Kristallgrößen über ein bedeutendes Spektrum variieren, muß angenommen werden, daß Keimbildung oder Wachstumsbeginn zu verschiedenen Zeiten einsetzen. Die Diskussion der Zonenstratigraphie wird durch eine Reihe von Störfaktoren kompliziert: Wachstumsunterbrechung, Verlust von Zonen durch Abplatzen während der Bewegungsphasen, Verhältnis von homogener zu heterogener Keimbildung, Temperatur- und Übersättigungsgradienten im Lagerstättenkörper (die zu unterschiedlichen SiO_2 -Abscheidungsbeiträgen und damit Zonendicken führen könnten) sowie Parallelisierungsprobleme, die durch die Anisotropie der Flächenverschiebungsgeschwindigkeiten hervorgerufen werden.

6. In Abb. 5 sind die Normalprofile des Zonarbaus der folgenden verschiedenen Vorkommen schematisch dargestellt:

Bleiwäsche: Es herrschen gleichgroße Kristalle um 2 mm Breite vor, die nur undeutlich einen Zonarbau mit schwach geregelter Anhydrit erkennen lassen. Dafür treten intensive, scharf begrenzte doppelbrechende Lamellen auf, die Kristalle lumineszieren blauviolett. Nur in den wenigen Großkristallen, die um derartige kleine Kristallkeime weiterwachsen, folgt auf eine schmale, äußerst anhydritreiche Zone eine breite Zone mit gut geregelter Anhydrit und verwaschenen doppelbrechenden Lamellen. Diese äußere Zone luminesziert braunrot.

Radlinghausen: Fast alle Kristalle > 3 mm Breite entsprechen in ihrem Aufbau den Großkristallen von Bleiwäsche. Sie besitzen zusätzlich noch eine klare Randzone. Ihre Anhydriteinschlüsse sind größer, es treten zahlreiche eng begrenzte Verunreinigungszone auf.

Suttrop/Stbr. und Warstein/Kirche: Hier liegen bereits Normalprofile vor, die aus mehreren Kristallen zusammengestellt worden sind. Im Gegensatz zu Bleiwäsche fehlt die Generation der kleinen Innenkristalle. Für eine Parallelisierung der Zonen dienen daher der klare Rand und Bewegungsphasen als Bezugsniveau. Rasch wechselnde Verunreinigungszone, doppelbrechende Lamellen und intensive, fast gelbweiße Lumineszenz charakterisieren den Rand. Der restliche Kristallkörper, aus mehreren anhydritreichen Großrhythmen aufgebaut, luminesziert braunrot. Die Kristalle < 3 mm Breite sind meist klar, ihr Wachstum könnte überwiegend während der Bildung des einschlußarmen Randes größerer Kristalle erfolgt sein.

Für Suttrop/Vogelstange läßt sich ein verwandtes Profil aufstellen, jedoch setzt hier die Kristallisation mit einem anhydritreichen Kern noch eher ein.

7. Insgesamt ist für den Warsteiner Komplex ein Grobbau von ca. zehn verschiedenen Großrhythmen des Wachstums zu unterscheiden. Aus dem Profilvergleich in Abb. 5 ist zu entnehmen, daß die Kristallisation in Suttrop/Vogelstange beginnt, erst später in Suttrop Stbr. einsetzt und zu einem noch späteren Zeitpunkt in Warstein.

Im Komplex von Brilon setzt die Mineralisation mit der ersten Generation zeitiger ein als im Warsteiner Raum. Während jedoch in Bleiwäsche die Mineralisation mit der ersten Generation erlischt (nur 1% wächst weiter), setzt sie sich in Radlinghausen und Warstein fort. Insgesamt treten drei Mineralisationsgenerationen besonders hervor:

1. Generation: Anhydritarmer, sulfideinschlußreicher, klarer Quarzkern (Subtyp Bleiwäsche).
2. Generation: Anhydritreicher, polyzonierter Quarz; in den Zonen von Rhythmus 8 sind Kupferkies und viel Hämatit angereichert.
3. Generation: Anhydritarmer klarer Quarzrand.

Diese Heterogenität des Zonarbaus kann nur mit einer Kristallisation in einem offenen System bei ständigem Wechsel der Lösungszusammensetzung und des Redoxpotentials erklärt werden.

Kristallstatistik und Wachstumskurven

Um Beziehungen zwischen den im Zonarbau zum Ausdruck kommenden Mineralisationsgenerationen und der Kristallgröße zu prüfen sowie nach allgemeinen Gesetzen für das Quarzwachstum unter natürlichen Bedingungen zu suchen, wurden von den verschiedenen Fundpunkten repräsentative Proben quantitativ gewonnen und aufbereitet. Da die Isolierung der meist vollständig erhaltenen Kristalle keine Schwierigkeiten bereitet, liefern diese Vorkommen ideales Material für statistische kristallmorphometrische Untersuchungen. Es wurden sowohl die Länge von Spitze zu Spitze in Richtung [00.1] als auch die Breite zwischen den Prismen $\{10\bar{1}0\}$ von über 10 000 Quarzen je nach ihrer Größe mit der Schublehre oder mit dem Meßmikroskop gemessen. Die Meßdaten wurden auf Lochkarten übertragen, um sie mit einer Großrechenanlage weiter verarbeiten zu können. Die folgende Tabelle gibt einen Überblick über die Fundpunkte und einige spezielle Daten.

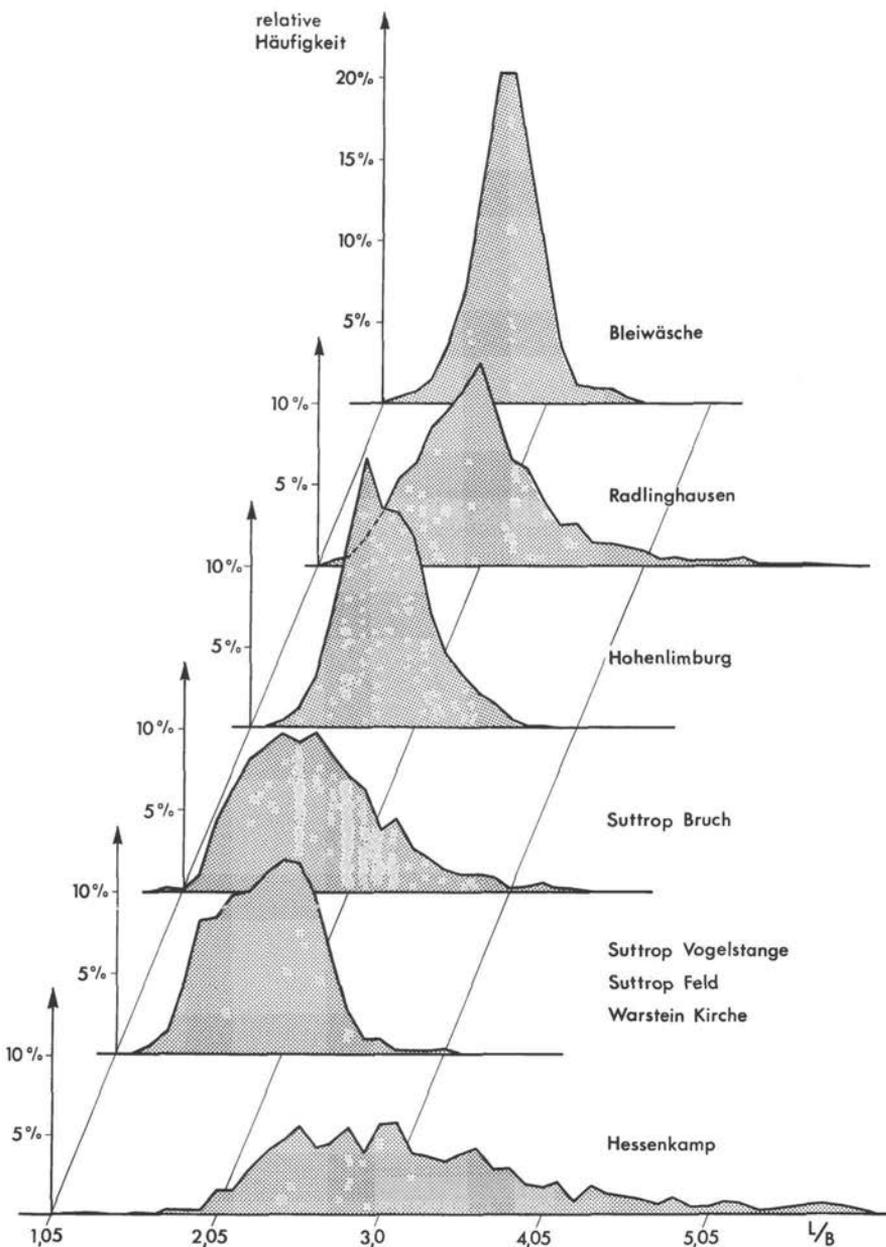
Vorkommen	Anzahl	B (mm)		L (mm)		L/B
		min	max	min	max	
Suttrop Vogelstange	743	1,30	2,95	26,70	51,00	1,90
Suttrop Feld	781	2,62	5,05	29,90	49,70	1,81
Suttrop/Stbr.	2331	0,11	0,26	15,05	29,95	1,87
Warstein/Kirche	350	1,57	3,26	11,96	18,81	2,09
Radlinghausen	2873	0,60	0,13	19,38	36,00	2,10
Bleiwäsche	2689	0,36	0,64	7,62	15,90	1,82
Hohenlimburg	2448	0,36	0,61	22,70	36,00	1,90
Hessenkamp	1007	0,03	0,06	0,29	1,66	3,52

Zunächst wurden die Längen und die Breiten in mehrere Klassen eingeteilt. Die Häufigkeitsverteilung der Längen- und Breitenwerte sind der Form nach mit lognormalen Verteilungen zu vergleichen; bei genauerer statistischer Betrachtung ergab sich, daß sowohl die Unterschiede in der Probenahme (monte carlo, gesiebte Fraktion, handgelesen) als auch der Einfluß des Zonarbaues auf die Kristallbreite (Abplatzen/Ausheilen, Einfluß heterogener Quarzkeime, Verzerrung durch anisotrope Lösungszufuhr) einen zu großen Einfluß auf die Form der Häufigkeitsverteilungen haben, als daß direkte Schlußfolgerungen auf Wachstumsergebnisse selbst bei einer derartigen Anzahl von Meßwerten möglich sind.

Im folgenden wurde für jeden Quarz der Quotient L/B aus Länge und Breite gebildet, diese L/B-Werte wurden in mehrere Klassen eingeteilt. In Abb. 6 sind die Histogramme nach Fundpunkten getrennt dargestellt. Deutlich ist der Unterschied zwischen den authigenen Quarzen des Fundpunktes Hessenkamp und denen der anderen Fundpunkte. Der Mittelwert der authigenen Quarze ist größer, der Habitus gestreckter, außerdem ist die Verteilung stark auseinandergezogen.

Bei allen Häufigkeitsverteilungen ist einerseits ein Ausläufer zu größeren L/B-Werten zu beobachten, andererseits wurden aber auch Quarze gefunden, deren L/B-Wert unter einem theoretischen Minimalwert von 1.27 (Kombination von $\{10\bar{1}1\}$ und $\{10\bar{1}\bar{1}\}$ ohne Prisma) liegt. Diese in Suttrop/Stbr. besonders häufigen (ca. 4%) Kristalle sind Kontaktzwillinge mit parallelen Hauptachsen.

Abb. 6. Häufigkeitsverteilung des Quotienten L/B der verschiedenen Fundpunkte. ▶



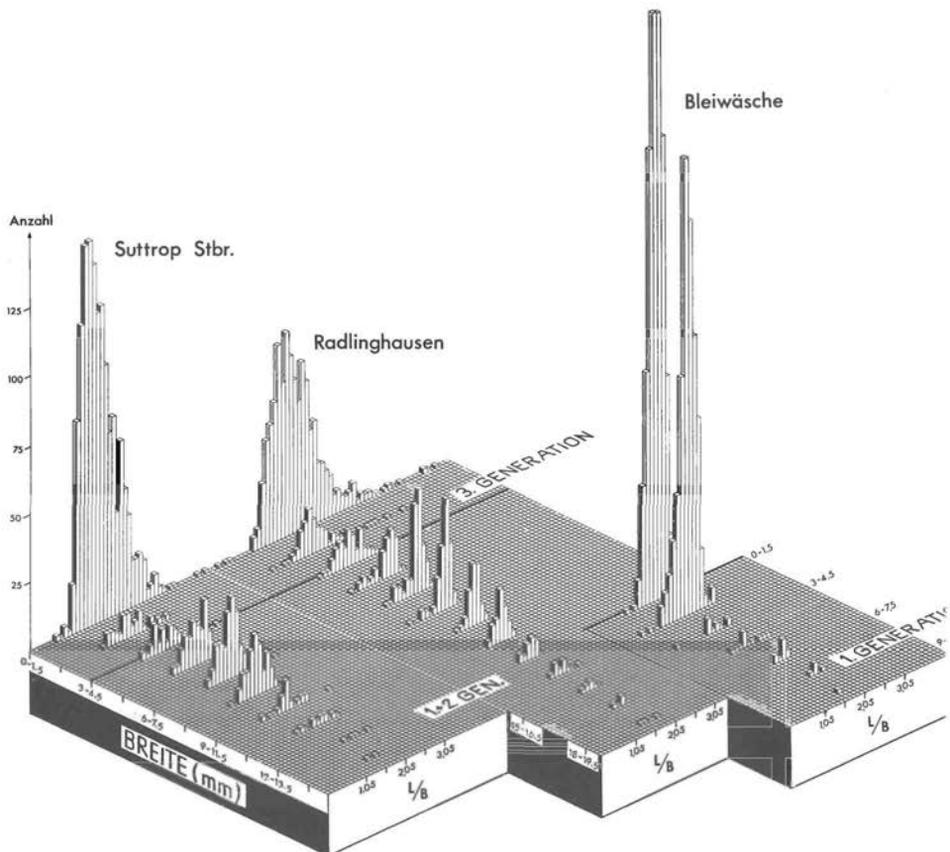


Abb. 7. Zusammenstellung der computererstellten dreidimensionalen Häufigkeitsverteilungen nach der Breiten-Klasseneinteilung. Nach oben ist die absolute Häufigkeit der Quarze in Abhängigkeit von der Breite und dem Quotienten L/B aufgetragen.

Keine der vorliegenden Häufigkeitsverteilungen ist eine Normalverteilung, wenn die berechneten Mittelwerte und Standardabweichungen zur Berechnung einer Gaußkurve verwendet werden. An die L/B-Werte der Quarze vom Fundpunkt Bleiwäsche läßt sich eine Normalverteilung anpassen, wenn alle jene Quarze unberücksichtigt bleiben, deren Klassenhäufigkeit kleiner als $\frac{1}{2}\%$ ist. Dieses Verfahren führt bei den Verteilungen der L/B-Werte für die anderen Fundpunkte nicht zum Erfolg.

Betrachtet man den Quotienten L/B in Abhängigkeit von der Größe der Quarze, so stellt sich heraus, daß der Ausläufer zu den gestreckteren Quarzen hin im wesentlichen von den kleineren Quarzen herrührt ($B < 1,5\text{mm}$). Es wurde ein Computerprogramm in der Programmiersprache FORTRAN entwickelt, das zunächst die Quarze der Breite nach mit vorgebar

Schrittweite in Klassen eingeteilt und innerhalb der einzelnen Klassen jeweils die statistischen Grunddaten sowie ein Histogramm berechnet und plottet.

Für die dreidimensionale Darstellung der Histogramme in Abb. 7 der Fundpunkte Bleiwäsche, Suttrop/Stbr. und Radlinghausen wurde der gleiche Maßstab und die gleiche Schrittweite für die Einteilung in die verschiedenen Breitenklassen gewählt. Es wird deutlich, daß die Extremwerte von L/B , d. h. von Kristallen mit fehlendem oder besonders gestrecktem Prisma, nur bei den kleineren Quarzen auftreten.

Eine Gegenüberstellung von Zonarbau und kristallmorphometrischen Daten ermöglicht folgende Aussagen:

1. Die Kristalle von Bleiwäsche entsprechen einem abgeschlossenen Mineralisationszyklus (einfaches Häufigkeitsmaximum der Breite = 1. Generation).

2. Die mehrgipfeligen Überlagerungen der Breite der anderen Vorkommen werden durch zusätzliche Überlagerungen der 2. Generation und der 3. Generation hervorgerufen. Das breite, inhomogene Verteilungsfeld der Breite $> 3\text{mm}$ umfaßt Quarze, deren Hauptvolumen in der 2. Generation gewachsen ist. Infolge mehrfacher Bewegungsphasen kommt es in dieser Zeit immer wieder zu heterogener Keimbildung, d. h., es entstehen ständig neue Keime sehr unterschiedlicher Größe. Der häufige Wechsel des geochemischen Milieus (z. B. CaSO_4 -Übersättigung und -Verarmung) und vielfache Wachstumsunterbrechungen (z. B. Verunreinigungs-zonen) beeinflussen das weitere Wachstum dieser Keime stark. Eine direkte Zuordnung einzelner Häufigkeitsgipfel zu Zonenrhythmen ist deshalb nicht möglich und entspricht bei dieser Zahl von gemessenen Exemplaren immer noch Zufälligkeiten.

3. Die kleineren Kristalle $<< 3\text{mm}$ der Fundpunkte Suttrop und Radlinghausen besitzen fast lognormale Verteilung der Kristallbreite und entsprechen einem deutlich abgetrennten, selbständigen Ereignis (3. Generation). Man könnte bei einem Vergleich der Häufigkeiten des Quotienten L/B an eine Verwandtschaft mit den authigenen Quarzen vom Hassenkamp denken. Der Unterschied der beiden genetisch verschiedenen Mineralisationen wird jedoch bei der Übertragung der Daten in die von G. MATTHESIUŠ & W. SCHNEIDER (1974) gewählte Darstellungsform deutlich (Abb. 8). Die authigenen Quarze des Stbr. Hassenkamp haben gleiche Eigenschaften wie andere, von diesen Autoren untersuchte Kollektive aus devonischen Massenkalken: Bei zunehmender Länge werden die Kristalle gestreckter. Die Quarzkollektive der Fundpunkte Radlinghausen und Suttrop/Stbr. zeigen dagegen eine trompetenförmige Verteilung, bei der sich mit der Längenzunahme bald ein gleichbleibendes L/B -Verhältnis einstellt.

4. Wächst ein Quarzkristall in einem gleichbleibenden geochemischen Milieu (z. B. authigene Quarzbildung im karbonatischen Milieu der Diageneseaktivität, Stoffzufuhr durch Porenmigration), so wird er sein L/B -Verhältnis mit fortschreitendem Wachstum gesetzmäßig zu einem Grenzwert (stationäre Wachstumsform mit konstantem Habitus) hin verändern. Dabei spielt die Größe des Keimes eine wesentliche Rolle und kann zu erheblichen Schwankungen in der Häufigkeitsverteilung des Quotienten führen.

Ganz anders liegen die Verhältnisse bei ständigem Wechsel des geochemischen Milieus (z. B. Zonarbau mit unterschiedlicher CaSO_4 -Übersättigung).

Durch Überlagerung zweier Wachstumskurven kann sich ein Mittelwert einpendeln, der nicht der stationären Wachstumsform mit konstantem Habitus einer der definierten Übersättigungen entsprechen muß. Ist der Keim relativ klein gegenüber der aufgewachsenen Zone eines definierten Milieus, so kann sich ein Extremwert – z. B. einer der beiden Flügel der dargestellten Trompetenform – einstellen. Besonders gedrungene Quarze (hohes B/L) sind in Suttrop und

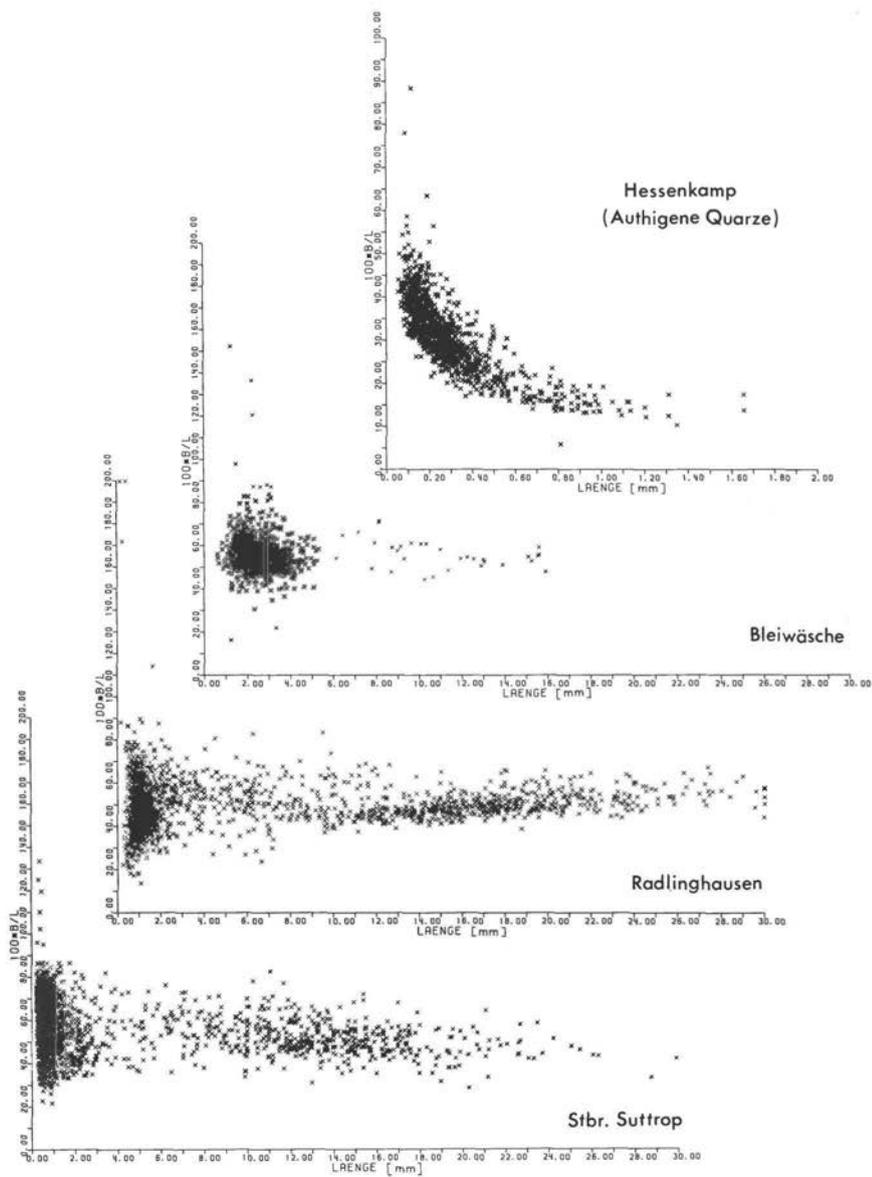


Abb. 8. B/L-Index nach MATTHESIUS & SCHNEIDER (1974) als Funktion der Länge der Kollektive Suttrop/Stbr., Radlinghausen, Bleiwäsche (gleicher Maßstab) und Hessenkamp (vergrößerter Maßstab).

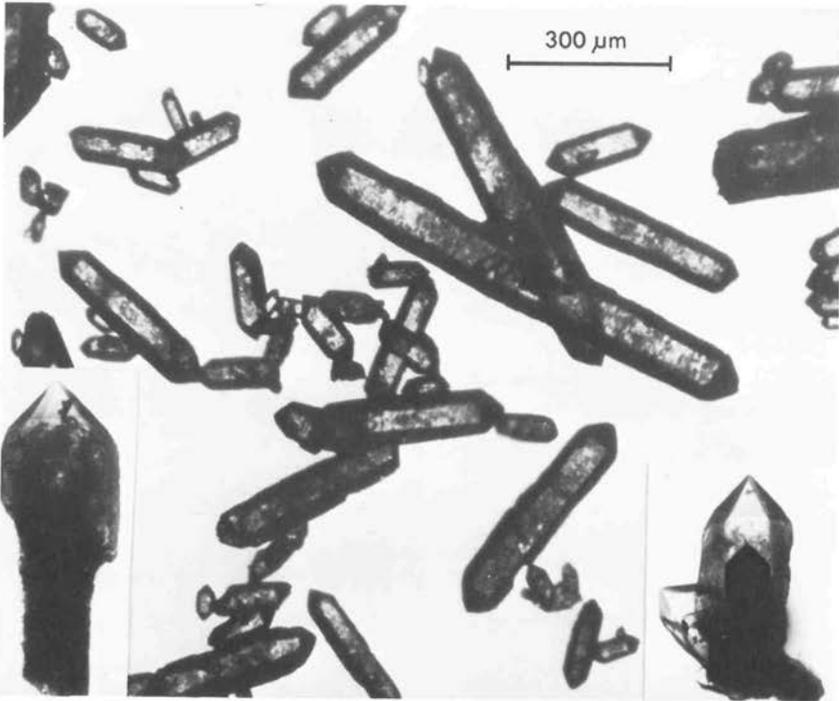


Abb. 9. Authigene Quarzkristalle mit Kalziteinschlüssen aus Lösungsrückstand von Massenkalk (Stbr. Hessenkamp). Hydrothermale Quarzkappen mit Anhydriteinschlüssen auf authigenem Quarz als Keim (Suttrop) unten links und rechts.

Radlinghausen deshalb überwiegend klar, besonders gestreckte Quarze (kleines B/L) bestehen hingegen fast nur aus einschlußreichen Zonen. Ein Beispiel derartiger Beeinflussung zeigt Abb. 9: Die an Kalziteinschlüssen reichen authigenen Kristalle des Stbr. Hessenkamp entsprechen genetisch den authigenen, durch zusätzliche bituminöse Einlagerungen dunkelgefärbten Kernen der am unteren Bildrand eingblendeten Szepterquarze von Suttrop. Die hydrothermal aufwachsende, klare, an Anhydriteinschlüssen arme Zone strebt einem niedrigen L/B-Wert (gedrungener Habitus) zu, der durch den Einfluß des relativ gestreckten Keimes nicht erreicht wird.

Eine theoretische Berechnung und experimentelle Reproduktion derartiger Wachstumskurven wird zur Zeit versucht.

Fluide Einschlüsse

Fluide Einschlüsse enthalten eine liquide Phase \pm Gas \pm auskristallisierte Minerale. Der ursprüngliche Volumenanteil an fluiden Einschlüssen läßt sich für den Typ Suttrop mit mindestens 6–10% abschätzen. Dies ist gegenüber 0,1–1,0% (sehr selten bis 5%), wie er für Quarze allgemein bekannt ist, ein außerordentlich hoher Anteil, der auf ein rasches Wachstum schließen läßt. Die Einschlußgröße verteilt sich von ca. 1 mm bis zur unteren Grenze der

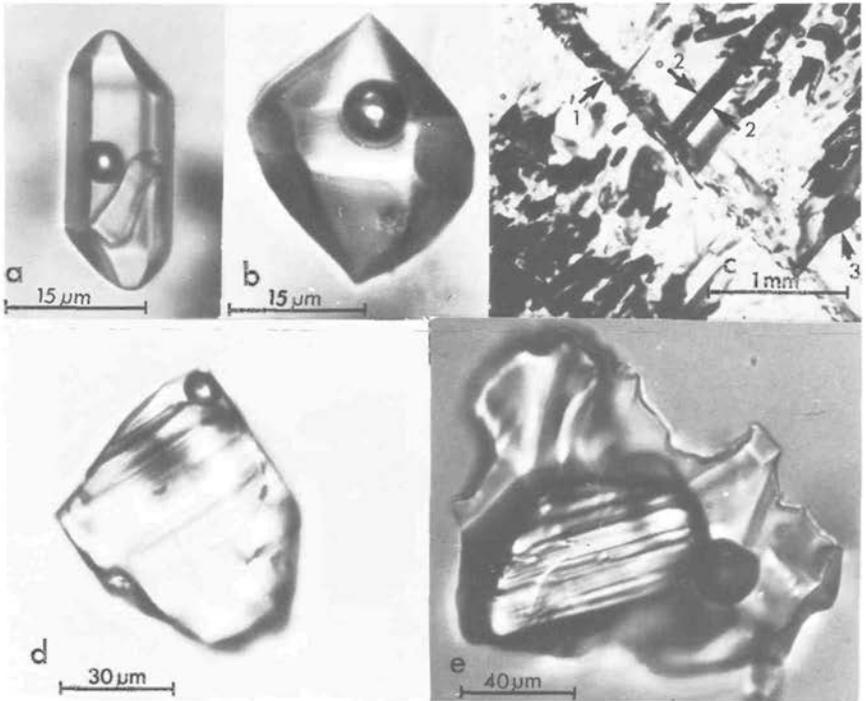


Abb. 10. Fluide Einschlüsse

- a) primärer Dreiphaseneinschluß mit Anhydrit
- b) primärer Zweiphaseneinschluß
- c) Öleinschlüsse als Film auf Verschmutzungszonen des Zonarbaues (1), in Spaltrissen (2) und sekundär in angelösten Anhydriteinschlüssen (3)
- d) primärer Anhydriteneinschluß mit Resten zweiphasiger Mutterlösung am Rande
- e) pseudosekundärer vom Anhydritrand in den Quarz aufgebrochener Einschluß, Anhydritkristall angelöst

optischen Auflösbarkeit. In den authigenen Quarzen konnten dagegen überhaupt keine fluiden Einschlüsse gefunden werden, in den anderen genannten genetischen Typen beträgt ihr Anteil weniger als 1%. Die Zonen mit Anhydrit sind gegenüber den klaren Zonen stets auch an fluiden Einschlüssen angereichert. Folgende Einschlußtypen sind zu unterscheiden (s. a. Abb. 10):

1. Primäre, syngenetische Einschlüsse, die während des Kristallwachstums in den Wachstumsebenen eingefangen wurden und deren Lösungszusammensetzung der Mutterlauge entspricht, aus der die jeweilige Zone auskristallisierte. Sie finden sich als

- liquide Phase mit Gaslibelle in unregelmäßigen Räumen zwischen den Anhydriteinschlüssen und der Quarzwandung,
- als liquide Phase mit Gaslibelle (1–3 Vol % Gas) mit oder ohne ausgeschiedenem Anhydrit in den Einschlußräumen mit der Form von Doppelendernegativen,
- als liquide Phase mit Gaslibelle in stark verzerrten Negativkristallen, einfachen rundlichen Hohlräumen oder solchen von unregelmäßiger Gestalt, aber überwiegend konvexen Wänden.

2. Pseudosekundäre Einschlüsse von z. T. beträchtlicher Größe und vorwiegend unregelmäßigen, bizarren Formen. Oft sehr flache Hohlräume mit überwiegend konkaver Randlinie. Sie sind durch sekundäres Aufplatzen des Quarzes in der (100)-Ebene ehemaliger Anhydrittäfelchen entstanden, von denen häufig noch Reste vorhanden sind. An Stelle von Anhydrit treten selten auch feinnadelige Kristallaggregate auf, die als Strontianit angenommen werden. Das Sr wird bei der Anhydritauflösung freigesetzt. Diese Einschlüsse sind sekundär in einer früheren Wachstumsphase, aber vor Abschluß der Kristallbildung, entstanden und wurden durch Wärmedehnungsspannungen, die zwischen geregelttem Anhydrit und dem Quarzwirt auftraten, ausgelöst (H. BEHR et al. 1977). Ihr primärer fluider Inhalt wurde dabei über ein zeitweise existierendes kommunizierendes Porensystem mit neuer hydrothormaler Lösung anderer Zusammensetzung ausgetauscht oder gemischt.

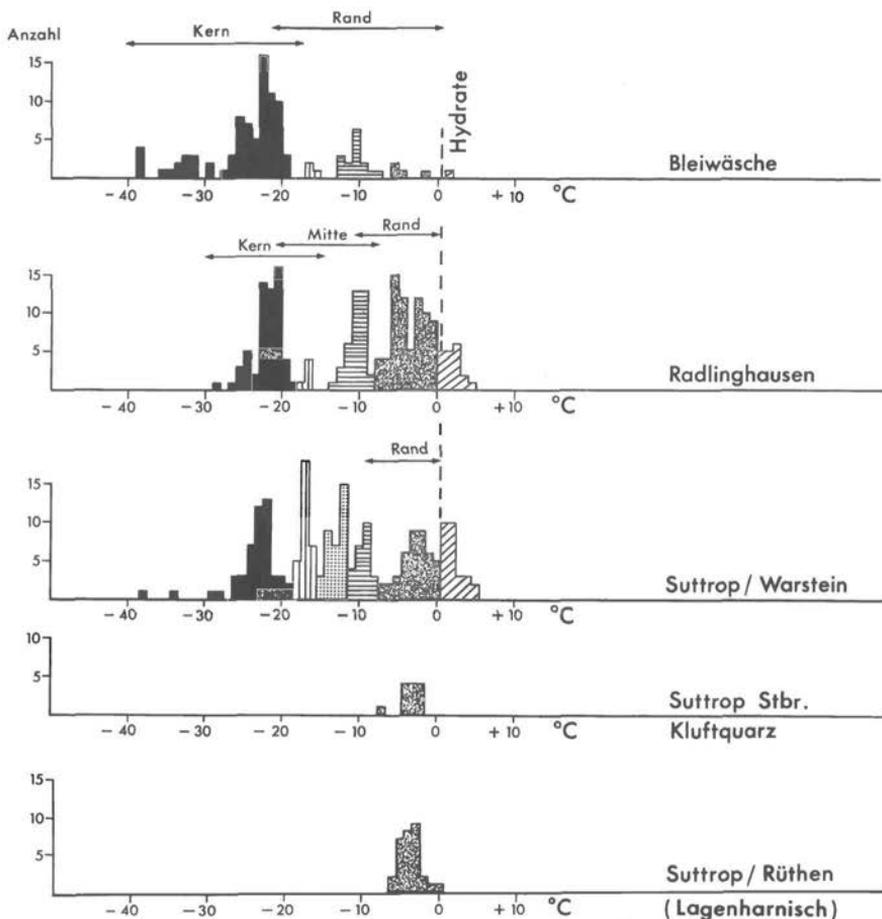


Abb. 11. Schmelztemperaturen der fluiden Phasen (vollständiges Schmelzen) in Abhängigkeit von ihrer Verteilung im Kristall.

3. Sekundäre Einschlüsse auf Rissen und parallel zu aufgeplatzten Grenzen zwischen Wachstumszonen, die nach Abschluß der Kristallbildung entstanden. Ihre Füllung erhielten sie durch freigesetzte und umverteilte ältere fluide Phase. Meist haben sie sehr unterschiedliche Füllungsgrade.

4. Im Vorkommen Suttrop Stbr. finden sich zwischen den Wachstumszonen häufig braune Filme flüssiger Kohlenwasserstoffe. Wahrscheinlich sind diese Öleinschlüsse primär und verweisen auf die sehr frühe Kristallbildung in zeitlicher Nähe zur Spätdiagenese.

Die stoffliche Zusammensetzung der fluiden Phase wurde z. T. direkt mit der Protonenmikrosonde bestimmt, die von F. BOSCH et al. (1978) beschrieben wird (für die Meßmöglichkeit und Unterstützung bei den Messungen danken die Autoren dem Max-Planck-Institut für experimentelle Kernphysik in Heidelberg). Es konnten die Elemente K, Ca, Cl, S, Sr, Fe, Zn, Cr nachgewiesen werden. Indirekt über Messung der kritischen Temperaturen und der Schmelztemperaturen mit einem Gefrier/Heizmikroskop wurden H_2O , Na^+ , CH_4 , CO_2 nachgewiesen. Die Schmelztemperaturen der ausgefrorenen fluiden Einschlüsse der 1. Generation und der anhydritreichen Zonen der 2. Generation liegen meist weit unterhalb von $-20^\circ C$. Bei $-21,1^\circ C$ liegt der eutektische Punkt im System $H_2O-NaCl$, bei $-22,9^\circ C$ der von $H_2O-NaCl-KCl$, d. h. wenn die Schmelzpunktniedrigung allein auf $NaCl$ zurückgeführt wird, müßten unterhalb $-21,1^\circ C$ Salzkristalle ausgeschieden werden. Dies ist in den Quarzen vom Typ Suttrop aber nicht einmal beobachtet worden. Die niedrigen Schmelztemperaturen werden durch die zusätzliche Anwesenheit von Ca^{++} und vermutlich Mg^{++} in größeren Konzentrationen verursacht.

Die unterschiedlichen Schmelztemperaturen der Einschlüsse sind nicht willkürlich im Kristall verteilt, sondern an die Wachstumszonen gebunden (Abb. 11).

Die 1. und teilweise auch die 2. Generation (Kernzone von Suttrop) haben Schmelztemperaturen zwischen -18 bis $-38^\circ C$ (Schmelzbeginn zwischen -50 bis $-60^\circ C$), d. h. 22–30 Gew. % $NaCl$ -Äquivalente.

Die 2. Generation umfaßt mehrere Maxima des Temperaturintervalls von -17 bis $-8^\circ C$ (Schmelzbeginn zwischen -45 bis $-25^\circ C$), d. h. 11,5 bis 20,5 Gew. % $NaCl$ -Äquivalente.

Die 3. Generation zeigt Schmelztemperaturen zwischen -7 bis $0^\circ C$ (Schmelzbeginn zwischen -30 bis $-18^\circ C$), d. h. 0 bis 10 Gew. % $NaCl$ -Äquivalente.

Eine 5 cm breite Quarzkluft im Massenkalk vom Stbr. Suttrop mit wandständig-fasrigem Wachstum hat ebenso wie der Quarz in den Lagenharnischen von Suttrop-Rüthen fluide Einschlüsse, deren Salinitäten denen der 3. Generation entsprechen.

Von besonderem Interesse sind die Homogenisierungs-Temperaturen, bei denen Flüssigkeit und Gas in den einphasigen Zustand übergehen. Im vorliegenden Fall homogenisiert stets das Gas in die liquide Phase. Die Homogenisierungs-Temperaturen entsprechen gleichzeitig den minimalen Bildungs-Temperaturen des Kristalls (Abb. 12 und 13). Das komplizierte Einschlußgefüge der Suttroper Quarze erfordert sehr sorgfältige Messungen. Es wurden nur mehrfach reproduzierte Temperaturen verwendet, die an absolut dichten Einschlüssen gemessen worden sind. Dies trifft nur auf etwa 50% der Einschlüsse zu. Die 1. Generation hat ihr Maximum zwischen $+70^\circ C$ bis $+120^\circ C$, wobei in den anhydritreichen Zonen die hohen Temperaturen von ca. $+100^\circ C$ bis $+120^\circ C$ konzentriert sind.

Die 2. Generation umfaßt den Temperaturbereich von $+110^\circ C$ bis $+180^\circ C$ mit zwei Teilmaxima zwischen $+120^\circ C$ bis $+140^\circ C$ und $+150^\circ C$ bis $+180^\circ C$.

Die 3. Generation liegt oberhalb von $+150^\circ C$ und erstreckt sich bis über $+300^\circ C$.

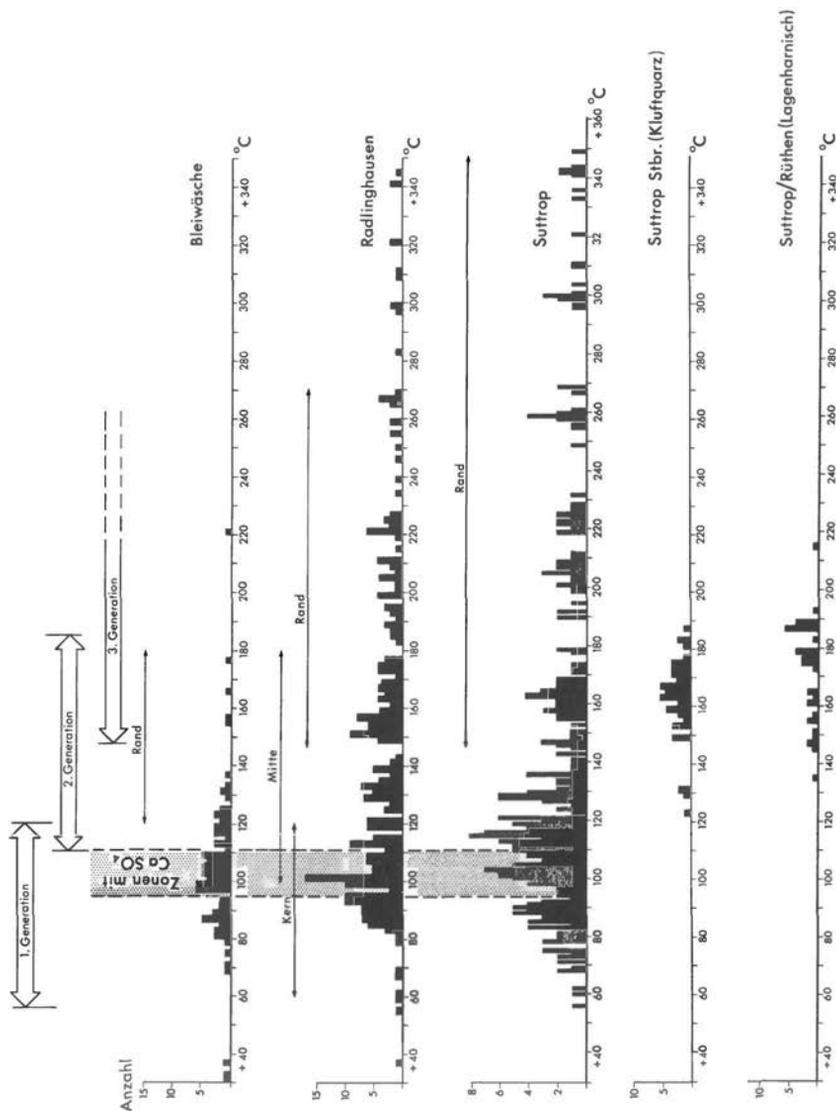
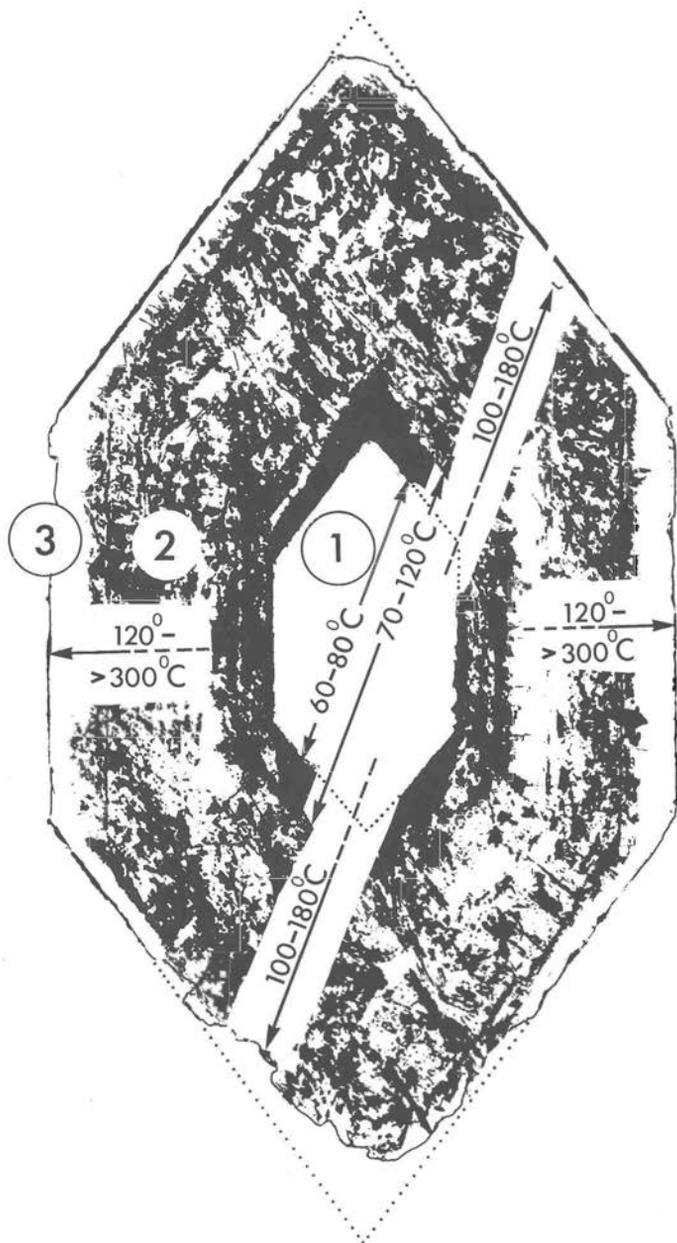


Abb. 12. Homogenisierungs-Temperaturen der fluiden Phasen.



Die Spaltung in mehrere, scharf ausgebildete und deutlich voneinander getrennte Teilmaxima zeigt, daß es sich um reale Homogenisierungs-Temperaturen handelt, necking-down und undichte Einschlüsse sind auszuschließen. Am kompliziertesten ist das Temperaturbild von Suttrop. Lösungszusammensetzung und Homogenisierungs-Temperaturen des Kernbereichs entsprechen dem Mineralisationszyklus des Typs Bleiwäsche, obwohl die 1. Generation hier nicht als klarer, anhydriteinschlußarmer Kern deutlich zu erkennen ist. Die 2. Generation gleicht den anderen beiden Vorkommen. Die hohen Temperaturen der 3. Generation treten in der Form pseudosekundärer Einschlüsse auch in den inneren Kristallbereichen auf. Die primären Einschlüsse mit Anhydritregelung wurden während der 3. Generation getempert und dabei durch Auswirkung der Wärmedehnung rissig und durchlässig für fluide Phase. Sie tauschten den eingeschlossenen Inhalt bis zum Gleichgewicht mit den neuen Bildungsbedingungen aus und wurden durch erneute SiO_2 -Abscheidung wieder versiegelt (H. BEHR et al. 1977). Die in der 3. Generation ohne orientierte Anhydritabscheidung kristallisierten Kluffquarze und Lagenharnische besitzen deshalb keine pseudosekundären Einschlüsse, die eine nachträgliche Temperung erkennen lassen.

Zur Ermittlung der wahren Bildungstemperatur ist eine Druckkorrektur vorzunehmen. Der Druck, aus dem sich die Krustentiefe des Kristallisationsraumes ableiten läßt, kann aus den cogenetischen H_2O - und CO_2 -Einschlüssen berechnet werden. Leider sind CO_2 -Einschlüsse sehr selten und nur im Warsteiner Komplex ausgebildet. Sie enthalten außerdem ca. 15% wässrige Phase. Die erhaltenen Isochorenschnitte (Linien gleicher Dichte) von CO_2 und den salinaren Lösungen ergeben daher keine genauen Daten, sondern nur Größenordnungen von ca. 40–60 bar für die 2. Generation und 150 bis 300 bar für die 3. Generation. Demnach würde die Mineralisation bei zunehmender Versenkung bis ca. 2,5 km Tiefe erfolgen. Dieser Wert würde auch der geologisch abschätzbaren maximalen Überdeckung des Warsteiner Komplexes im Oberkarbon entsprechen.

Zonares Quarzwachstum bei sinkender Kristallisationstemperatur wurde schon häufiger über fluide Einschlüsse nachgewiesen, hier liegt jedoch der selten nachweisbare umgekehrte Fall vor.

Die fluiden Phasen der jüngeren Baryte aus den tertiären Gängen der Umgebung haben Schmelztemperaturen zwischen 0 bis -14°C , d. h. bis max. 18 Gew. % NaCl-Äquivalente und Bildungstemperaturen zwischen 120 – 140°C . Eine umfangreiche Quarzbildung setzt nach der Barytmineralisation ein. Sie verdrängt den Baryt pseudomorph und bildet großkristalline Quarzaggregate und Quarzgänge, die in der Kreide aufsitzen, mit Bergkristallen bis zu 10 cm Länge. Diese jüngste Quarzgeneration hat fluide Einschlüsse mit Schmelztemperaturen zwischen -15 bis -25°C , d. h. 19 bis 25 Gew. % NaCl-Äquivalente und Bildungstemperaturen von 70 – 100°C .

Genetische Schlußfolgerungen

Für den Suttroper Quarz ist in der Literatur sowohl authigene wie hydrothermale Entstehung paläozoischen, kretazischen und tertiären Alters vermutet worden. Bis heute fehlen eindeutig Verbandsverhältnisse, die eine klare Beantwortung zulassen. Die vorgelegten Daten erlauben jedoch eine erneute Diskussion.

1. Der Suttroper Quarz ist hydrothermal entstanden und in drei Generationen bei steigender Temperatur kristallisiert. Die Fällungsbedingungen für CaSO_4 aus hydrothermalen Lösungen werden von zahlreichen Faktoren beeinflusst. Für das System CaSO_4 -NaCl- H_2O

◀ Abb. 13. Verteilungsbild der Homogenisierungs-Temperaturen in einem Kristall von Radlinghausen mit den Generationen 1 bis 3. Breite des Kristalls: 1,5 cm.

liegen für die Bedingungen zwischen 100–450° C und 1–1000 bar Ergebnisse vor, die mit den hier aufgefundenen Verhältnissen vergleichbar sind (C. W. BLOUNT & F. W. DICKSON 1969).

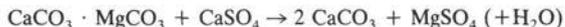
Die Wachstumszonen mit Anhydrit sind nach den Befunden aus den fluiden Einschlüssen aus 20–30° C wärmeren Mutterlösungen mit höherer Salinität als die klaren Quarzonen ausgeschieden. Da die Unterkante der Anhydritzonen meist sehr scharf ist, muß auf jeden Fall mit einem stoßweisen Zusetzen der zur Übersättigung führenden Lösungen gerechnet werden.

Es kann z. B. angenommen werden, daß durch Zumischen wärmerer Hydrothermallösungen (ca. 120–180° C) zu entsprechend NaCl/KCl-salinaren, an CaSO₄ gesättigten Formationswässern um 100° C die Sättigung überschritten und Anhydrit gefällt wird. Ist die SO₄-Quelle aber aus oxidiertem Sulfidschwefel abzuleiten, kann auch die Druckerniedrigung in den aufsteigenden Lösungen Ursache der Sulfatfällung sein. Allerdings müßte dann ein ständiger Wechsel der chemischen Zusammensetzung der zugeführten Hydrothermallösungen vorliegen. Eine Sulfatfällung oxidierten Sulfidschwefels mit stoßweisem Zusatz einer CaSO₄-gesättigten, heißen Lösung in ein Gebiet von NaCl-KCl-reichen, wenig kälteren Formationswässern erklärt das allmähliche Ausklingen der Anhydriteinschlüsse einfacher. Eine hohe Sauerstoffkonzentration in den Lösungen verschiebt nicht nur das Gleichgewicht zwischen S²⁻ und SO₄²⁻ zugunsten des letzteren, auch das während der gesamten Mineralisation vorhandene Fe wird oxidiert (Hämatit und Goethit). Ein Wechsel im Redoxpotential tritt gelegentlich ein, wie die Sulfidspuren der 1. Generation und in den letzten Rhythmen der zweiten Generation zeigen. Mit einer Untersuchung der S- und O-Isotopen wird gegenwärtig versucht, diese Fragen zu klären.

Die Anhydritfällung kann schließlich auch durch die Mischung von Wässern mit hohen Ca-Gehalten und solchen mit hohen SO₄-Gehalten ausgelöst worden sein, so daß die hydrothermale Zufuhr auf SiO₂ beschränkt bleibt. Der hohe Anteil an fluiden Einschlüssen in den Anhydritzonen verweist auf rasche SiO₂-Fällung.

2. CH₄ kommt vorzugsweise in den primären fluiden Phasen von Anhydriteinschlüssen vor und dürfte aus den nachgewiesenen flüssigen Kohlenwasserstoffen abzuleiten sein. Diese Kohlenwasserstoffe wiederum dürften während der Diagenese aus dem Karbonatnebengestein mobilisiert und die Quarzkristallisation der 1. und der 2. Generation deshalb eng an die Diagenese anzuschließen sein.

3. Die Dedolomitierung im Gangkarbonat wird auf die Sulfatlösungen nach der von G. V. CHILINGAR (1956) beobachteten Reaktion zurückgeführt:



4. Außerordentlich zahlreich sind die verschiedensten Bewegungsphasen, die zu verschiedenen Zeiten Kristalle abbrechen oder Zonen herausplatzen lassen, die von der nächsten Mineralisationsphase wieder verheilt und ergänzt werden.

5. Aus einem Vergleich zu den fluiden Phasen der anderen Quarz-Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge (silikatisches Nebengesteinsmilieu, Lagerstätten-Quarz verschiedenen Alters – in Vorbereitung) ergibt sich die Einmaligkeit der Suttroper Verhältnisse.

6. „Doppelender“, doppelbrechende Lamellen und die beschriebene komplexe Zwillingbildung sind neben anderen Merkmalen charakteristisch für Quarzmineralisation in karbonatischem Nebengesteinsmilieu und werden z. B. von R. RYKART (1977) direkt als BAMBAUER-Quarz in Gegensatz zu den anders gebauten FRIEDLÄNDER-Quarzen gestellt, die in nichtkarbonatischem Milieu wachsen.

7. Quarze vom Typ Suttrop treten gangförmig im Massenkalk auf, sind demnach frühestens im Oberen Mittel-Devon gebildet. Klastische Suttroper Quarze in kretazischen Sedimenten zeigen, daß die aufgearbeitete Mineralisation älter sein muß. Da die Suttroper Quarze authigene Quarze einschließen können, müssen sie post-spätdiagenetisch gebildet sein. Die abschließende 3. Generation stimmt in Salinität und Bildungstemperatur mit dem Kluftquarz und den synkinematischen oberkarbonischen Lagenharnischen überein.

8. Die verschiedenen Kristallkammern liegen nördlich des Zuges basischer Magmatite des Givet und Unter-Karbon (Abb. 1), die eine bedeutende lineamentäre Bruchzone markieren. Chemismus und Temperaturentwicklung der 1. und der 2. Generation sowie die Nachbarschaft zu kleinen stratiformen kieseligen Roteisenstein-Mineralisationen im Unter-Karbon und zu mit Hämatit-Eisenkiesel-Chalcedon vererzten gangförmigen Trümmer- und Störungszonen legen bei Betrachtung aller Fakten die Wahrscheinlichkeit nahe, daß es sich um Zufuhrkanäle geothermaler Tiefenwässer vom Typ der „hot brines“ handelt. Diese Thermen sollten im Zusammenhang mit erhöhtem Wärmefluß während des Deckdiabas-Vulkanismus gesehen werden. Zur gleichen Zeit entstanden die kieseligen Roteisenstein-Lagerstätten im Lahn-Dill-Gebiet.

Folgender Entstehungsmechanismus der Quarze vom Typ Suttrop wird deshalb als Arbeitshypothese angenommen: In Störungen parallel der lineamentären Bruchzone steigen Oberflächen- und chloridreiche Formationswässer ab, fließen der Wärmequelle zu, werden erhitzt, laugen das Nebengestein aus und steigen als „hot brines“ wieder auf. Eine Wanderung der Wärmequelle oder der Öffnung von Migrationskanälen von E nach W findet im Lauf der Zeit statt. Die schlotartigen Zufuhrkanäle in den Kalken erweitern sich in Oberflächennähe kessel- und trichterförmig. Dort lief die Kristallbildung ab. SiO_2 -reiche, Fe-, Pb-, Zn- und Cu-haltige Lösungen werden aber auch den Meeressedimenten zugeführt (Schwarzschiefer, Lydite, Kieselkalke mit Fe-Mn-Karbonat und Sulfiden), denn die Quellaustritte lagen auf den Karbonatkomplexen vermutlich in maximal 100 m Wassertiefe. Die Pulsationen der Lösungszufuhr können von einem Geysir-Mechanismus durch überhitzte Lösungen gesteuert sein oder mit magmentektonischen Erscheinungen zusammenhängen. In beiden Fällen wird die Verbreitung der Bruch- und Ausheilungsprozesse in den Kristallen verständlich. Bereits W. KREBS (1966) und W. FRANKE (1973) wiesen auf spaltenförmige Bruchbildungen im Unter-Karbon für den Harz und die Dill-Mulde hin und diskutierten u. a. eine Genese durch Seebeben. Die von C.-D. CLAUSEN et al. (1979) und H. UFFENORDE (1976) beschriebenen Unter-Karbon-Rutschungen am Rande des Warsteiner Komplexes werden ebenfalls mit magmentektonischer Unruhe in Verbindung gebracht. Das Zonarprofil der Suttroper Quarze wäre dann gleichzeitig ein fossiles Seismogramm.

Während des Höhepunktes der variskischen Metamorphose erreichen die hydrothermalen Lösungen im Oberkarbon das Maximum ihrer Temperatur mit ca. 300°C und durchlaufen das Minimum der Salinität. Die starke Beeinflussung der Mineralisationen während des Geosynklijalstadiums durch hochsalinare Formations- und Porenwässer hat sich während der Metamorphose zugunsten von niedrigrsalinaren Wässern verschoben, die bei der Metamorphose freigesetzt werden und sich mit vom meteorischen Kreislauf gespeisten Kluft- und Spaltenwässern mischen.

Im umgekehrten Sinne entwickeln sich die hydrothermalen Lösungen am Ende des saxonischen (kretazisch-tertiären) Mineralisationszyklus. Die Bildungstemperaturen sinken nach den $120^\circ\text{--}140^\circ\text{C}$ temperierten Barytmineralisationen unter 100°C , der Anteil an Formationswässern, der dem Lösungskreislauf zugemischt wird, erhöht sich, die Salinitäten steigen und die weitverbreiteten Barytgangtrümer werden z. T. wieder gelöst und von Quarz verdrängt. Die fluiden Einschlüsse dieser Paragenesen bestätigen die experimentellen Ergebnisse von H. GUNDLACH et al. (1972) zur hydrothermalen Löslichkeit von Baryt.

In den sehr zahlreichen, meist wenig ansehnlichen Quarzmineralisationen ist eine Fülle von Informationen über die geologische Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges enthalten, von denen hier nur einige dargestellt wurden, die sich auf das Kristallwachstum und die fluiden Einschlüsse stützen.

Dank

Ein Teil dieser Arbeit ist innerhalb des DFG-Projektes „GEOKRIST“ entstanden; die Verfasser danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft für finanzielle Unterstützung.

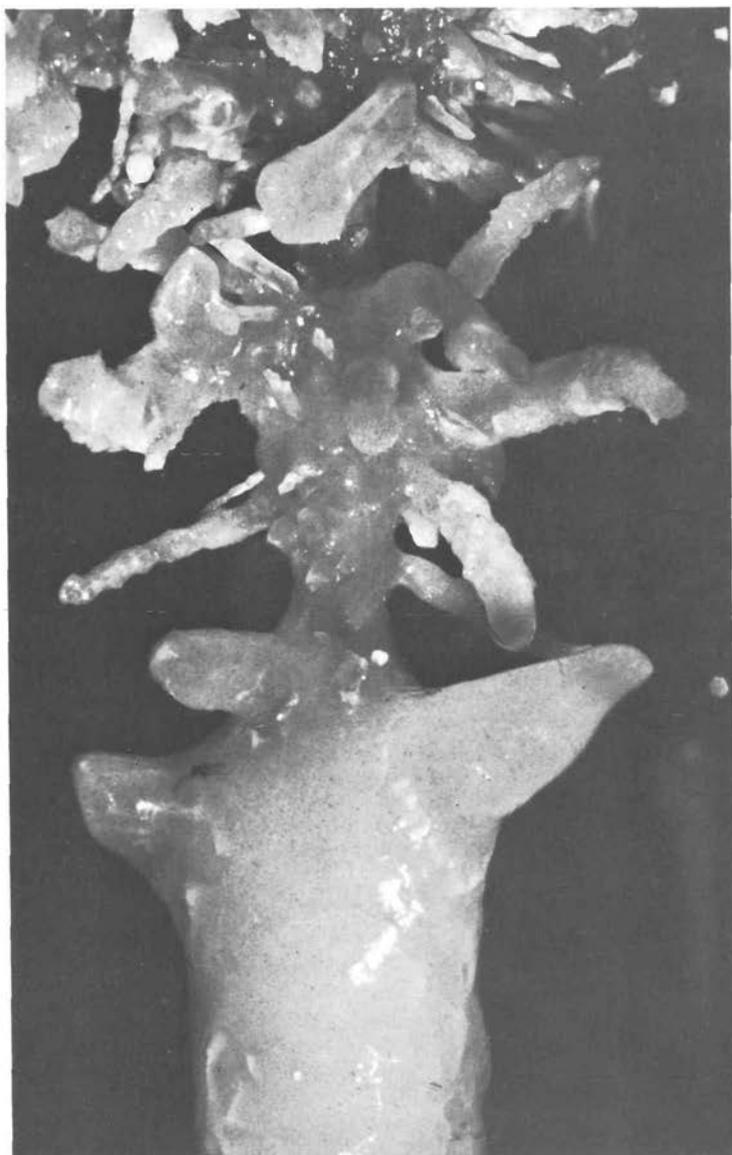
Für hilfreiche Diskussionen und kritische Durchsicht des Manuskriptes danken wir ganz besonders Herrn Prof. Dr. O. W. FLÖRKE, Bochum. Wertvolle Hinweise bei der Erstellung der Computerprogramme gab Herr cand. geol. J. F. ADAM. Die Ausführung der Programme geschah an der UNIVAC-1108-Anlage der Gesellschaft für Wissenschaftliche Datenverarbeitung Göttingen.

Für ihre Mitarbeit danken wir Dipl.-Geol. Sabine SATTLER, Dipl.-Min. Ingrid TÖNGES, Dipl.-Geol. M. KOSINOWSKI, Dipl.-Min. P. TUR und cand. geol. A. ROTH.

Schriftenverzeichnis

- AHRENDT, H., HUNZIKER, C. & WEBER, K.: K/Ar-Altersbestimmungen an schwach metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **129**, 229–247, Hannover 1978.
- BAMBAUER, H. U., BRUNNER, G. O. & LAVES, F.: Beobachtungen über Lamellenbau an Quarzkristallen. – Z. Kristallogr., **116**, 173–181, Frankfurt a. M. 1961.
- BEHR, F. M.: Über Dolomitisierung und Verquarzung in Kalken des Mitteldevons und Karbons am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **67**, 1–46, Berlin 1916.
- BEHR, H., OEHLSCHEGEL, G. & RUMMEL, F.: Thermally induced deformations in quartz single crystals with oriented anhydrite inclusions. – N. Jb. Miner. Mh., **1977**, 320–323, Stuttgart 1977.
- BLOUNT, C. W. & DICKSON, F. W.: The solubility of anhydrite (CaSO₄) in NaCl–H₂O from 100 to 450° C and 1 to 1000 bars. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **33**, 227–245, 1969.
- BÖMER, A.: Beiträge zur Kenntnis des Quarzes. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **7**, 516–555, Stuttgart 1891.
- BOSCH, F., EL GORESY, A., MARTIN, B., POVH, B., NOBILING, R., SCHWALM, D. & TRAXEL, K.: The Proton Microprobe: A Powerful Tool for Nondestructive Trace Element Analysis. – Science, **199**, 765–768, 1978.
- BRAUNS, R.: Über Eisenkiesel von Warstein i. W. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beil.-Bd., **21**, 447–467, Stuttgart 1906.
- CHILINGAR, G. V.: Dedolomitization: A Review. – Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., **40**, 762–778, Tulsa/Okl. 1956.
- CLAUSEN, C.-D., GREBE, H., LEUTERITZ, K. & WIRTH, W.: Zur Altersstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978**, 10, 577–589, Stuttgart 1978.
- CLAUSEN, C.-D., KORN, D. & UFFENORDE, H.: Das Devon/Karbon-Profil am alten Schiefstand bei der Bilstein-Höhle (Blatt 4515 Hirschberg, Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, Sonderband **29** (Warstein), 47–68, 4 Abb., 1 Taf., Heidelberg 1979.
- d. k.: Die Quarzlagerstätten von Suttrop. – Aufschluss, **2**, 157, Roßdorf 1951.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Quarzkristalle mit Fossilresten aus dem westfälischen Massenkalk. – Z. dt. geol. Ges., **60**, Monatsber. 2, 32–35, Hannover 1908.
- FRANKE, W.: Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mitteldevon bis Unterkarbon III, NW-Harz, W-Deutschland). – Geol. Jb., **A 11**, 3–127, Hannover 1973.

- GOTTHARDT, R.: Geologie des Dornaper Massenkalkes. – Diss. TH Aachen, 107 S., Aachen 1962.
- GRIMM, W. D.: Idiomorphe Quarze als Leitminerale für saline Fazies. – Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie, **15**, 880–887, Hamburg 1962.
- GUNDLACH, H., STOPPEL, D. & STRÜBEL, G.: Zur hydrothermalen Löslichkeit von Baryt. – N. Jb. Miner. Abh., **116**, 3, 321–338, Stuttgart 1972.
- KORITNIG, S.: Einschlüsse in schwebend gebildeten Quarzen von Suttrop/Warstein und Dietlingen/Pforzheim. – Aufschluss, **12**, 298–300, Göttingen 1961 (1961a).
- KORITNIG, S.: Einschlüsse in Suttroper Quarzen. – Beitr. Miner. Petr., **8**, 21–27, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1961 (1961b).
- KREBS, W.: Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. senckenb. naturf. Ges., **511**, 1–105, Frankfurt a. M. 1966.
- MARK, W. v. d.: Die Quarzkristalle von Haßberg, deren Umhüllung und Entstehung. – Verh. Nat. Ver. Rheinl. Westf., **12**, 291–292, Bonn 1855.
- MATTHESIUS, G. & SCHNEIDER, W.: Statistische Untersuchungen für abhängige Beobachtungsmerkmale am Beispiel authigener Quarze. – Geol. Rdsch., **63**, 1232–1248, Stuttgart 1974.
- NACHSEL, G.: Idiomorphe Quarze und Vertaubungen im Kaliflöz „Staßfurt“ des Südharz-Kalireviere. – Z. ang. Geol., **15**, 420–425, Berlin 1969.
- NEUHAUS, A.: Orientierte Substanzabscheidung (Epitaxie). – Fortschr. Miner., **29/30**, 136–296, Stuttgart 1951.
- OBENAUER, K.: Über schwebend gebildete Quarze von Warstein im Sauerland. – Aufschluss, **5**, 178–185, Göttingen 1954.
- OBENAUER, K.: Zum Aufbau der Warsteiner Quarze. – Aufschluss, **24**, 269–273, Göttingen 1973.
- RICHTER, D. K.: Entstehung und Diagenese der devonischen und permotriassischen Dolomite in der Eifel. – Contr. Sedimentology, **2**, 1–101, Stuttgart 1974.
- RYKART, R.: Bergkristall – Form und Schönheit alpiner Quarze. – Thun (Schweiz) 1977.
- SCHNEIDER, W.: Ein weiterer Beitrag zur Entstehung verschiedener Generationen authigener Quarze in der Umgebung von Suttrop/Sauerland. – Aufschluss, **24**, 33–38, Göttingen 1973.
- SCHNEIDER, W.: Die Genese devonischer Karbonat-Komplexe Mitteleuropas. – Geol. Jb., **D 21**, 107 S., Hannover 1977.
- SCHRIEL, W.: Der Briloner Galmey-Distrikt. – Z. dt. geol. Ges., **106**, 308–349, Hannover 1956.
- UDLUFT, H.: Die Genesis der flächenhaft verbreiteten Dolomite des mitteldevonischen Massenkalkes, insbesondere des Schwelmer Kalkes der Gegend von Elberfeld-Barmen – Jb. preuß. geol. L.-A. Berlin, **50/1**, 396–436, Berlin 1929.
- UFFENORDE, H.: Zur Entwicklung des Warsteiner Karbonatkomplexes im Oberdevon und Unterkarbon (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **152**, 75–111, Stuttgart 1976.
- WEBER, K.: Kristallinität des Illites in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141**, 333–363, Stuttgart 1972.
- WEBER, K.: Bau und tektonische Entwicklung des Ostsauerländer Hauptsattels und der variskischen Ramsbecker Blei-Zinklagerstätte. – Fortschr. Miner., **55**, Beiheft 2, 48–63, Stuttgart 1977.
- ZINKERNAGEL, U.: Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. – Contr. Sedimentology, **8**, 1–69, Stuttgart 1978.



Röhrchen-Stalaktit mit Excentriques und distalem Dickenwachstum; Liet-Höhle, unteres Stockwerk; etwa nat. Größe (zum Beitrag P. MEIBURG & D. STOFFELS 1979:167).

Aufschluss	Sonderband 29 (Warstein)	233–240	3 Abb.	Heidelberg 1979
------------	--------------------------	---------	--------	-----------------

Bleiglasurerzgänge im Warsteiner Karbonatgebiet und seiner näheren Umgebung, Gangausbildung und Mineralführung

Von Reinhard SCHAEFFER, Braunschweig

Gangausbildung

Bleiglasurerzgänge treten im Warsteiner Raum im Massenkalk-Komplex wie auch in den ober-devonischen und karbonischen Schiefen und Sandsteinen seiner Umrandung auf.

Dabei handelt es sich um einfach gebaute, echte Gänge, deren streichende Längen bis zu einigen hundert Metern betragen können, meist aber kleiner sind.

In ihren Streichrichtungen zeigen die Bleiglasurerzgänge eine auffällige Bevorzugung der Richtung der „Querstörungen“, \pm senkrecht zur Streichrichtung der variszischen Faltenachsen. Grundsätzlich fallen die Bleiglasurerzgänge steil ein (60° – 90°).

Die Ausdehnung der einzelnen Erzmittel auf den Gängen ist gering, sie sind im Streichen und Einfallen außerordentlich absetzig. Ansonsten besteht die Gangausfüllung aus Calcit, Baryt, Dolomit, Quarz, Nebengesteins-Bruchstücken, zähen Letten, Lehmen und Sanden mit einzelnen eingesprengten Erznestern. Die Mächtigkeiten der Gänge können an einzelnen Stellen wohl bis auf 2–3 Meter anschwellen, im allgemeinen betragen sie jedoch nur einige Dezimeter.

Die einzelnen Gangmittel sind nur unwesentlich von einer späteren Tektonik mit Zerreibung und Brekzierung der vorher ausgeschiedenen Minerale beeinflusst worden. Es handelt sich bei der Gangbildung offensichtlich um relativ kurzzeitige Bildungen.

Von SCHRIEL (1959) wird aufgrund von Funden verzerrter Tertiär- und Oberkreide-Sande tertiäres Alter der Bleiglasurerzgänge im nördlichen Sauerland angenommen.

In Anlehnung an SCHRIEL können auch im Warsteiner Raum vier verschiedene Ausbildungsformen der Gänge unterschieden werden:

1) In Tonschiefern und Sandsteinen des Karbons: regelmäßige, geringmächtige Gänge mit Quarz, Dolomit, Baryt, Calcit als Gangart; Nebengesteins-Bruchstücke und Letten als weitere Gangfüllungen sind häufig (Grube „Hubert“ bei Kallenhardt).

2) Unregelmäßige, linsige Erzmittel von relativ geringer Ausdehnung auf Klüften innerhalb des Massenkalks, mit teilweise vorhandener Umwandlung des Nebengesteins in ausgedehnte Calcitmassen mit eingesprengten Bleiglanzwürfeln (im Warsteiner Raum allgemein weit verbreitet).

3) Mehrfach umgelagerte, örtlich reiche Erzmittel ebenfalls meist geringer Ausdehnung, in Karstschloten und Dolinen mit bedeutenden Quarzanreicherungen, ausgedehnten Lehm- und Limonitmassen, Letten und Sanden (z. B. Kallenhardt).

4) SCHRIELs Typ „Bleiwäsche“ mit Barytmassen und spärlicher Bleiglasurerzführung innerhalb von Grünsanden der oberen Kreide scheint im engeren Warsteiner Raum bisher noch nicht festgestellt worden zu sein.

Mineralführung

Bleiglanz

Die Kristalle des grundsätzlich „grobspätig“ bis idiomorph auftretenden Glasurbleiglanzes erreichen in der Regel Kantenlängen bis zu einigen Zentimetern, im Extremfall konnten Kantenlängen bis zu 12 Zentimetern beobachtet werden. Unter den auftretenden Kristallformen fällt neben dem „normalen“ Würfel die Bevorzugung der Kombination Würfel – Oktaeder auf, die noch kompliziert wird durch eine häufige „Streckung“ der Kristalle nach einer Oktaederfläche mit Parallelverwachsung mehrerer Individuen, was im Extremfall zur Ausbildung der bekannten „Gonderbacher Platten“*) führt.

Die Silbergehalte des Glasurbleiglanzes im Warsteiner Raum betragen meist wenige bis unter 100 g Ag/t Bleiglanz, im Gegensatz z. B. zu dem variszischen Bleiglanz der Ramsbecker Gänge oder der Siegerländer und Oberharzer Lagerstätten mit Gehalten von 200–1000 g Ag/t Bleiglanz. Glasurbleiglanz gibt sich durch seine Ausbildung und die Art seines Auftretens durchweg als „gereinigtes“ Umlagerungsprodukt zu erkennen.

Kupferkies

Im gesamten Warsteiner Raum sind Verwachsungen Glasurbleiglanz - Kupferkies im Zentimeterbereich häufig anzutreffen, dabei tritt der Kupferkies im Gegensatz zum Bleiglanz meist derb auf.

In Kallenhardt wurden dagegen in jüngster Zeit in etwa 1 cm großen Glasurbleiglanzkristallen orientiert gewachsene Einlagerungen von kleinen Kupferkieskristallen gefunden.

In einigen Fällen waren in früherer Zeit Kupferkiesmittel auf den Warsteiner Gängen bauwürdig, so im Bereich der „Kupferkaule“ bei Warstein sowie bei Rüthen und Kallenhardt. Im Bereich der Kupferkaule wurden vor etwa 10 Jahren beim Steinbruchbetrieb neben etwa 1 cm großen Kupferkieskristallen auch in Kupferkies eingeschlossene Pyritkristalle als Würfel und Pentagondodekaeder bis 1 cm Größe gefunden; Pyrit und Kupferkies waren hier meist in Brauneisen umgewandelt. Ob es sich bei diesen Pyritkristallen analog des Auftretens in der Lagerstätte Maubach/Eifel ebenfalls um Nickelpyrit (Bravoit) gehandelt hat, ist nicht mehr festzustellen.

Zinkblende

Zinkblende ist auf den Warsteiner Gängen offenbar eine relativ seltene Bildung, erwähnt werden Funde von „heller Honigblende“ und „brauner Blende“; bauwürdig schien Zinkblende an keiner Stelle gewesen zu sein. Auch Schalenblende scheint im Gegensatz zu dem sehr häufigen Auftreten im Briloner Raum (SCHRIEL 1954a) hier bisher nicht gefunden worden zu sein.

Markasit und Pyrit

Markasit tritt hin und wieder auf, einerseits in bis zu einem Zentimeter großen Kristallen als „Kammkies“, andererseits in knollig-kugeligen Aggregaten in Calcit eingewachsen. Diese Aggregate enthalten teilweise auch Pyrit; ansonsten ist Pyrit, abgesehen von seinem Auftreten in idiomorphen Kristallen im Kupferkies, selten.

*) benannt nach dem ersten genau beobachteten Auftreten auf der Bleierzgrube Gonderbach bei Fischelbach-Banfe im Wittgensteiner Land.

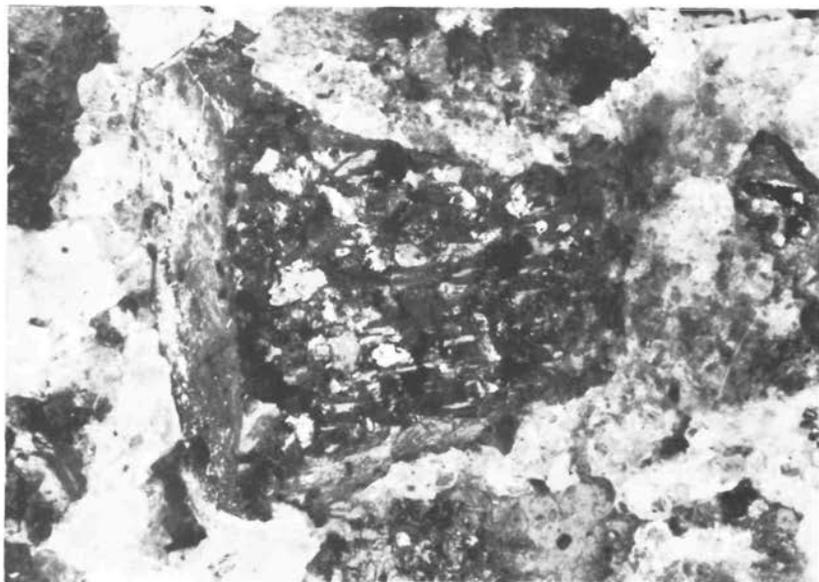


Abb. 1. Bleiglanzkristall, Kombination Würfel – Oktaeder, darin eingelagert kleine Kupferkieskristalle (sehr hell); Fundort Kallenhardt. Vergrößerung 7:1, Sammlung Paul HEIN/Arnsberg-Bruchhausen.

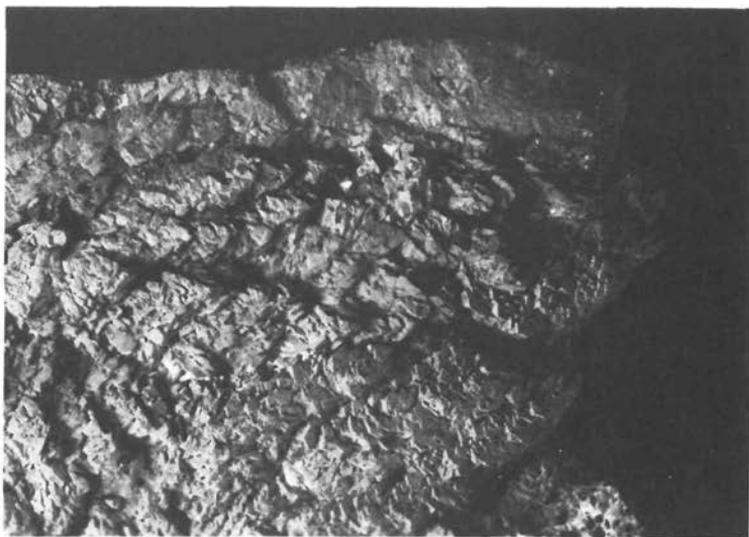


Abb. 2. Kupferkieskristalle, in Limonit umgewandelt; Fundort Kupferkaule bei Warstein. Lange Bildkante 9 cm.

Gangarten

Calcit ist die weitaus häufigste Gangart auf den Gängen des Warsteiner Raums. Er tritt meist formenarm in Skalenoedern und Rhomboedern auf, dabei erreichen die einzelnen Kristalle zuweilen beträchtliche Größen. Meist ist der Calcit milchig-trüb, gelblich oder bräunlich gefärbt, untergeordnet treten auch fast klare „Doppelspäte“ als relativ große, durch zusätzliche Flächen komplizierte Rhomboeder auf. Besonders schön ist diese Bildung in der Form der „Fischmaul-Zwillinge“.

Calcit ist innerhalb des Warsteiner Massenkalkkomplexes als „topomineralische Bildung“ bzw. durch Umlagerung bei der Einwirkung der Hydrothermen auf den Massenkalk entstanden. Auf den Gängen in den randlichen Schiefer-Sandsteinschichten des Karbons und Ober-Devons tritt er naturgemäß daher weit seltener auf.

Quarz

Seltener als der Calcit ist Quarz als Gangart vertreten, häufig ist er auf den Gängen jünger als Calcit. Kleine klare Quarzkristalle sitzen häufig auf großen Calcit-Skalenoedern.

Umfangreiche Quarzmassen, teilweise durch Eisenlösungen gelb bis braun gefärbt („Eisenkiesel“) sind häufig in Dolinen, Karstschloten und lehrerfüllten Spalten dicht unter der Erdoberfläche anzutreffen. Zusammen mit den Quarz-Doppelendern des Typs „Sutrop“ verdanken sie ihre Entstehung komplizierteren Vorgängen und mehrfacher Umlagerung, wohl in Zusammenhang mit lateritischer Verwitterung. In den Eisenkieseln finden sich hin und wieder Flüssigkeitseinschlüsse sowie eingeschlossene Apatit- und Hämatitkristalle.

Baryt

Wiederum seltener als Quarz ist Baryt auf den Gängen des Warsteiner Raums vorhanden. Meist derb ausgebildet, erreichen hin und wieder tafelige, undurchsichtige, graue bis weißliche Barytkristalle Größen bis zu 10 Zentimetern (Kallenhardt). In Kallenhardt wurden ebenfalls Pseudomorphosen von Quarz nach Baryt gefunden.

Dolomit und Ankerit treten vor allem auf den Gängen der karbonischen Sandsteinserien auf. Teilweise werden gebogene Rhomboeder bis 1 cm groß. Ihre Farbe reicht von weiß über gelblich bis rötlich. Unter Einfluß der Verwitterung bilden sich auf ihnen Limonithäute.

Sekundärbildungen

Deutlich ausgebildete Zementationszonen sind im Warsteiner Karbonatgebiet wegen des häufig wechselnden Grundwasserspiegels nicht zu erwarten. Auf Kupferkies finden sich lediglich hin und wieder bunte Bornit-Covellinanflüge, aus dem alten Bergbau wird das Auftreten von „Buntkupfererz“ erwähnt.

Unter den Bildungen der Oxidationszone der Erzgänge überwiegen hier naturgemäß die Karbonate.

Cerussit tritt häufig in Kristallen bis zu einigen Millimetern Größe sowie in Krusten auf, die den Bleiglanz umhüllen. Häufiger ist auch das grau-glänzende „Schwarzbleierz“ mit Bleiglanz zusammen anzutreffen.

Anglesit kommt selten in unscheinbaren, kleinen grauen Kristallen sowie in Krusten auf Bleiglanz vor.

Malachit tritt auf den Gängen des Warsteiner Raums relativ häufig auf; es finden sich nadelige Kristalle bis über 1 cm Größe und daraus zusammengesetzte Rosetten und Büschel sowie radiaalfaserige traubig-nierige Überzüge auf Kupferkies, Limonit, Calcit oder Quarz.

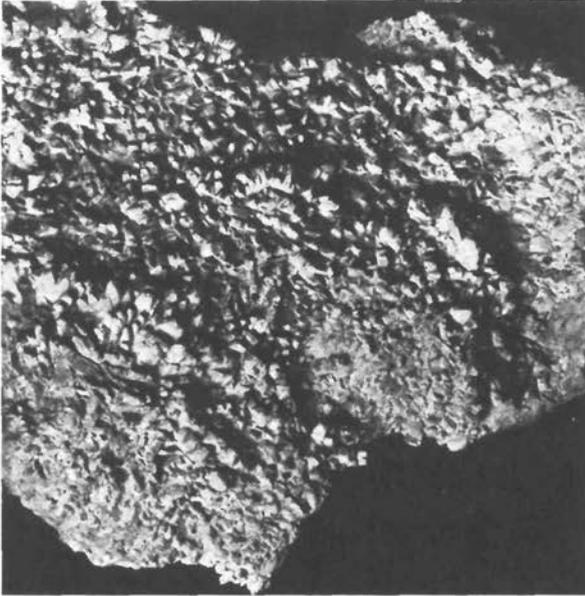


Abb. 3. Markasitkristalle („Kammkies“), in Limonit umgewandelt; Fundort Bestwig. Bildkanten 8 cm.

Azurit scheint dagegen wiederum selten und nur in Krusten auf Limonit ausgebildet zu sein.

Smithsonit bildet ebenfalls graue Krusten oder „glaskopffartige“ kugelige Überzüge von gelblich-grünlicher und weißer bis brauner Farbe auf Bleiglanz, zersetztem Calcit und Limonit.

Limonit ist als Sekundärbildung weitverbreitet; er tritt in derben Massen, in sehr unterschiedlichen stalaktitischen und glaskopffartigen Formen sowie als erdiger Mulm auf.

Eine spezielle Ausbildung ist bemerkenswert: Innerhalb des Massenkalkkomplexes und des Sparganophyllumkalkes finden sich in der Oxidationszone der Gänge Pseudomorphosen von Limonit nach Kupferkies, Markasit und Pyrit. Das kalkige Nebengestein „pufferte“ die bei der Verwitterung freiwerdenden stark sauren Lösungen, eventuell dabei entstehende leichtlösliche Sulfate wurden weggeführt. Im Kallenhardter Raum ist weiterhin das häufige Auftreten von „Ziegelerz“, einem Gemenge von Limonit und Cuprit, bemerkenswert.

Roter Eisenrahm (ein feinkristalliner Hämatit) und Manganoxid finden sich als Bildungen der Oxidationszone nur sehr untergeordnet.

Alter Bergbau

Sämtliche Grubenbetriebe, meist „Familienbetriebe“ mit sehr kleiner Belegschaft, bauten in früherer Zeit im Tagebau oder im Stollenbetrieb in geringen Teufen. Erst im 19. Jahrhundert wurden einige Schächte abgeteuft.

Infolge der Unregelmäßigkeit der Erzmittel lieferten diese Kleinbetriebe höchstens einige 100 bis 1000 Tonnen Erze innerhalb ihrer gesamten Betriebszeit.

Die zuletzt noch betriebene Grube Hubert bei Kallenhardt scheint die bedeutendste Grube gewesen zu sein. Der Betrieb kam dort 1890 wegen Vertaubung der Gänge in der Teufe zum Erliegen. Selbst hier sind genauere Förderziffern nicht mehr festzustellen gewesen.

In der „Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Olpe, Waldeck und Pyrmont“ (OBERBERGAMT BONN 1890) wird diese Grube erwähnt:

„Das Bleierzvorkommen auf der Grube Hubert bei Kallenhardt setzt gangartig im flözleeren Sandstein auf. Es werden daselbst von einem zur Förderung und Wasserhaltung eingerichteten Maschinenschachte aus drei Gänge bebaut, der Auerhahn-Gang, der Birkhahn-Gang und der sogenannte neue Gang. Die beiden ersteren sind in der 10- und 40-Meter-Sohle aufgeschlossen, dagegen ist der neue Gang nur in der 40 Meter-Sohle bekannt. Die erzführende Länge des Auerhahn-Ganges in der 10 m-Sohle beträgt 280 Meter, diejenige des Birkhahn-Ganges 100 Meter. In der 40 m-Sohle ist der Auerhahn-Gang auf eine Länge von 245 Metern erzführend aufgeschlossen, während der Birkhahn-Gang auf dieser Sohle erst in jüngster Zeit erzführend angefahren wurde. Der neue Gang ist in der 40 m-Sohle 50 m lang erzführend bekannt. Der Auerhahn-Gang streicht in Stunde 12 (Anm.: in nord-südlicher Richtung) und hat ein östliches Einfallen von 80°.

50 Meter westlich vom Auerhahn-Gang setzt der Birkhahn-Gang mit einem Streichen in Stunde 12 und östlichem Einfallen von 70° auf. Der neue Gang liegt 15 m östlich vom Auerhahn-Gang, streicht in Stunde 2,4 (ostnordost) und hat ein östliches Einfallen von 60°. Die Gänge besitzen deutliche Salbänder, ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 1 und 2,5 Metern. Die Ausfüllungsmasse derselben besteht aus Bruchstücken des Nebengesteins verschiedenster Größe, durchsetzt und unter sich fest verbunden durch Bleiglanzschüre, die stellenweise eine Stärke von 5 Zentimetern erreichen. Die Gangmasse enthält im Durchschnitt nur 5 Prozent Bleiglanz, scheint aber nach den neuesten Aufschlüssen in der 40 m-Sohle nach der Teufe zuzunehmen.

Das Erzhaufwerk wird auf einer im Jahre 1883 erbauten Aufbereitungsanstalt verarbeitet, welche aus: 1 Steinbrecher, 3 Walzwerken, 9 Separationstrommeln, 8 Setzmaschinen, 2 Spitzkastenapparaten, 1 Trichterherd und 1 Kegelherd besteht und durch eine 30-pferdige Dampfmaschine bewegt wird.“

Auf den übrigen Gängen des Warsteiner Raums scheint indes nur ein sporadischer Betrieb stattgefunden zu haben. In den bergamtlichen Felderverleihungskarten werden folgende weitere Gruben erwähnt:

Grube *Jupiter* bei Antfeld, Feld verliehen auf Blei, Zink, Kupfer und Schwefelkies,

Grube *Martha* bei Nuttlar, 2 Felder verliehen auf Blei und Zink und Blei, Zink und Schwefelkies,

Grube *Philippine* nördlich von Bestwig, Feld verliehen auf Blei,

Grube *Kupferrose* bei Eversberg, Feld verliehen auf Kupfer.

Ob es sich bei den im Raum Bestwig-Nuttlar gemachten Schwefelkiesfunden, die zur Verleihung der Felder „Drei Kronen“, „Kronenfeld“, und „Fortuna II“ führten, um Bleiglasurergänge handelt, ist nicht sicher zu beantworten.

Einige weitere Grubennamen werden in einer „Beschreibung der Sammlungen der Bergreviere Arnsberg und Brilon“ (1938) erwähnt:

Grube *Ludwig* bei Kallenhardt: „Buntkupfererz“, Malachit, Azurit und Quarz,

Grube *Selinde* bei Warstein: Bleiglanz und „braune Blende“,

Grube *Kupferberg* bei Rühren: „Buntkupfer“ mit Malachit, Azurit und Quarz.

Auch die alte Flurbezeichnung „Kupferkaule“ bei Warstein deutet auf alten Bergbau hin.

Heute sind Gänge immer wieder durch den intensiven Kalksteinabbau im Raum Warstein-Kallenhardt sowie beim Straßenbau aufgeschlossen. Geringe Haldenfunde, besonders von Bleiglanz-Sandsteinverwachsungen, sind auf dem Gelände der Grube Hubert an der Landstraße Kallenhardt-Nuttlar möglich.

Genetische Zusammenhänge Bleiglasurerzgänge – variszische Gänge des Ramsbecker Bezirks

Nach SCHRIEL (1952, 1954, 1959) ist das variszische Ramsbecker Blei-Zink-Areal von einem „Kranz“ junger Bleiglasurerzgänge umgeben.

Auch innerhalb des Ramsbecker Erzbezirks tritt auf NNW-SSE streichenden und steil einfallenden Querklüften eine Bleiglasurerzparagenese auf (MÜLLER & SCHERP 1967). Auf diesen, die Ramsbecker Erzgänge verwerfenden und somit jüngeren Störungen sind nun neben Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies zwei weitere, auf den Warsteiner Gängen nicht bekannte Mineralabfolgen vorhanden:

1) eine Nickel – Kobalt – Antimon – Arsen – Paragenese mit Gersdorffit – Korynit – Ullmannit, Bourbonit, Boulangerit, Millerit, Rotnickelkies und Linneit.

2) eine Silbererzparagenese mit gediegen Silber, Silberglanz, Proustit, Pyrargyrit, Stephanit und Sternbergit.

Diese beiden artenreichen und im nördlichen Sauerland ungewöhnlichen Mineralparagenesen befinden sich zusammen mit den überhaupt reichsten Vererzungen der jungen Gänge nur auf den Kreuzungsstellen der jungen Querklüfte mit den älteren Ramsbecker Gängen: hydrothermale, aber sehr geringkonzentrierte Lösungen aus dem tieferen Untergrund griffen die in den Ramsbecker Gängen abgeschiedenen Erzminerale an; Bestandteile daraus wurden aufgelöst und umgelagert.

Blei, Zink, Kupfer, Antimon, Arsen und Silber entstammten dabei den Mineralen der variszischen Ramsbecker Gänge, die Elementkombination Nickel – Kobalt – Calcium – Barium – Magnesium wurde „frisch“ herangeführt. Die Geochemie dieser Elemente verweist auf eine Herkunft von basischen Magmatiten. Da von SCHRIEL (1954, 1959) ein tertiäres Alter der gesamten Bleiglasurerzgänge wahrscheinlich gemacht wird, könnten diese „jungen“ Hydrothermen mit dem weiter östlich vorhandenen tertiären Basaltvulkanismus in Verbindung gebracht werden.

Noch heute treten am Nordostrand des Sauerlandes Thermen aus, die Gehalte an Blei, Zink und Kupfer führen.

Diese gesamte, seit dem Tertiär wirksame Thermaltätigkeit steht nach SCHRIEL im Zusammenhang mit der tertiären Bruchtektonik, vertikalen Schollenbewegungen und Aufwärtsbewegungen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. SCHRIEL (1959), KRAUSSE & PILGER (1969) sowie WETTIG (1974) schließen aus dem Auftreten der jungen Bleiglasurerzgänge in relativ geschlossenen Arealen im Norden und Nordosten des Ramsbecker Reviers, über dem in Ramsbeck „erzführenden“ unteren Mittel-Devon, auf eine weitere Fortsetzung der Ramsbecker Vererzungen nach Norden hin. Durch die tertiäre thermale Aktivität sollen Metallgehalte der im tieferen Untergrund vorhandenen variszischen Lagerstätten zusammen mit den „jungen“, geringkonzentrierten Lösungen bis in das darüberliegende kalkige Deckgebirge „durchgepaust“ worden sein.

Die vermuteten variszischen Primärlagerstätten sollen im Norden des Ramsbecker Reviers in Teufen von 500–1500 Metern liegen.

Inwieweit ein Zusammenhang zwischen variszischer Vererzung, Bleiglasurerzgängen und den wohl ebenfalls „jungen“ Antimonvererzungen der Grube „Paßauf“ nördlich von Nuttlar besteht, bleibt vorerst unklar.

Weitere Vorkommen bisher unbekannter Zuordnung wären auch die Quarzgänge mit Baryt und Tetraedrit und artenreicher Sekundärparagenese nordöstlich von Bebecke und ein von RAMDOHR (1975) erwähntes Vorkommen von Rotnickelkies, Rammelsbergit, Skutterudit und Breithauptit bei Nuttlar.

Zusammenfassung

Die Benennung „Bleiglasurerzgänge“ erfolgte von WETTIG (1974) in Anlehnung an ältere Arbeiten von BORNHARDT (1910, 1912), SCHRIEL (1952, 1954, 1959) und MÜLLER & SCHERP (1967), um einen eigenständigen und eigenartigen Lagerstättentyp zu kennzeichnen, der im nördlichen Sauerland neben seinem Auftreten in den alten Bergbauzentren Iserlohn und Brilon auch im Raum Beleecke – Nuttlar – Rüthen früher Gegenstand eines lokal bedeutsamen Bergbaus war.

Der alte bergmännische Ausdruck „Bleiglasurzerz“ (auch „Glasurbleiglanz“ und „Lasurbleiglanz“) bezeichnet dabei einen sehr reinen, silberarmen bis -freien Bleiglanz, der früher vorwiegend für keramische Glasuren verwendet wurde.

Dieser Bleiglanz stellt auf den „Bleiglasurerzergängen“ – neben Kupferkies und Zinkblende – die wirtschaftlich wichtigste Mineralführung dar.

Die Gänge sind tertiären Alters und stehen mit den variszischen Lagerstätten des Ramsbecker Erzbezirks in genetischem Zusammenhang.

Dank

Ich bedanke mich bei Frl. Renate MIHM, Essen, für die Anfertigung der Fotografien, bei Herrn Paul HEIN, Arnsberg-Bruchhausen, für die leihweise Überlassung der Bleiglanzstufe (Abb. 1) und bei Herrn F. ADEMME, Warstein, für Literaturhinweise.

Schriftenverzeichnis

- BEHREND, F. & PAECKELMANN, W.: Der geologische Bau und die Lagerstätten des Ramsbecker Erzbezirkes. – Archiv Lagerst.-Forschung, **64**, 198 S., 61 Abb., 18 Taf., Berlin 1937.
- BORNHARDT, W.: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umrandung. Teil I. – Archiv Lagerst.-Forschung, **2**, 415 S., 81 Abb., 3 Taf., Berlin 1910. Teil II. – Archiv Lagerst.-Forschung, **8**, 483 S., 57 Abb., 14 Taf., und Anhang mit 1 Abb., 5 Taf., Berlin 1912.
- KRAUSSE, H.-F. & PILGER, A.: Möglichkeiten der Rejuvenation von Pb-Zn-Lagerstätten im Saxonikum. – Meeting on Remobilization of ores and minerals, 101–127, 3 Abb., 1 Taf., Cagliari 1969.
- MÜLLER, D. & SCHERP, A.: Die tertiäre Mineralisation auf der Blei-Zink-Erzlagerstätte Ramsbeck/Sauerland und ihre Genese. – N. Jb. Min. Abh., **106**, 2, 131–157, 14 Abb., Stuttgart 1967.
- OBBERBERGAMT BONN: Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe sowie der Fürstenthümer Waldeck und Pyrmont. – 252 S., 6 Abb., 2 Kt., Bonn 1890.
- RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 4. Aufl. – 1270 S., 637 Abb., Berlin 1975.
- SCHAEFFER, R.: Zinkerzlagerstätten im Massenkalk von Iserlohn/Sauerland. – Aufschluss, **26**, 3, 114–118, 1 Abb., Heidelberg 1975.
- SCHRIEL, W.: Die gegenseitigen Beziehungen der Erzparagenese variszischen und tertiären Alters erläutert an der Stellung des Bensberger und Ramsbecker Erzbezirkes zur Paffrather Kalkmulde und dem Massenkalksattel von Brilon nebst einem Vergleich mit andern Gebieten. – N. Jb. Min. Mh., **1952**, 239–253, Stuttgart 1953.
- SCHRIEL, W.: Der Briloner Galmey-Distrikt. – Z. dt. geol. Ges., **106**, 308–349, 7 Abb., 5 Taf., Hannover 1954 (1954a).
- SCHRIEL, W.: Alter und Vererzung des Westheimer Abbruchs am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Roemeriana, **1**, (Fritz-Dahlgrün-Festschrift), 241–272, 3 Abb., Clausthal-Zellerfeld 1954 (1954b).
- SCHRIEL, W.: Zusammenhänge alter (variszischer) und junger (tertiärer) Erzparagenesen, geschildert anhand von Blei-Zinklagerstätten am Nord- und Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Freiburger Forsch. H., C **57**, 125–150, 19 Abb., Freiberg 1959.
- WETTIG, E.: Die Erzgänge des nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirges, ihr Inhalt und ihre tektonischen Zusammenhänge. – Clausthaler Geol. Abh., **19**, 363 S., 158 Abb., 129 Tab. i. Text, 16 Tab. i. Anl., 6 Kt., Clausthal-Zellerfeld 1974.
- Verzeichnis der Sammlungen der Bergreviere Arnsberg und Brilon, 1938 – (Abschrift eines handschriftlichen Verzeichnisses, welches der im Arnsberger Heimatmuseum untergebrachten Sammlung beigegeben war).

Aufschluss	Sonderband 29 (Warstein)	241—246	3 Abb.	Heidelberg 1979
------------	--------------------------	---------	--------	-----------------

Geschichte des Eisenerzbergbaus in Warstein

Von Franz ADEMMEER und Franz A. ROTERS, Warstein

Historische Entwicklung

Der Bergbau im Warsteiner Raum beruhte auf leicht zugänglichen Eisenerzen, die in Verbindung mit dem Holzreichtum des Gebiets schon in vorgeschichtlicher Zeit zur Anlage von einfachen Schmelzöfen geführt hatten. Eine derartige Rennfeueranlage wurde bei Kallenhardt wiedergefunden. In ihr wurde unter Ausnutzung des Talwindes auf primitive Weise das Erz zu Eisen reduziert, das durch Ausschmieden zu einer brauchbaren Qualität veredelt wurde.

In historischer Zeit wurde die Eisengewinnung im Sauerland mit sogenannten Stücköfen oder Handhütten in unmittelbarer Nähe der Erzlagerstätte betrieben. Schlackenhalde und Ofenreste einer sogenannten „Waldschmiede“ im Bilstein-Tal bei Warstein sind wahrscheinlich Spuren dieser frühen Verhüttungsweise. Zu Beginn des 14. Jh. wurden diese von Hüttenwerken mit verbesserten Gebläsen abgelöst, die wegen der dazu benötigten Wasserkraft in den Tälern angelegt wurden. Im Zuge der weiteren Entwicklung entstand 1739 im Westerbach-Tal zwischen Warstein und Suttrop mit einer Konzession des Kurfürsten Clemens August von Köln die Suttroper Eisenhütte.¹⁾ Mit ihrer Errichtung nahm der Warsteiner Erzbergbau einen plötzlichen Aufschwung. Die zur Hütte gehörenden Erzgruben sind bei Besitzerwechsel in den Kaufverträgen öfters mit aufgeführt. Zu ihnen gehörte die unmittelbar angrenzende Grube „Rom“, auf der im Tage- und später im Stollenbau hochprozentiger Roteisenstein gewonnen wurde (Abb. 1). Weitere wichtige und sehr alte Tagebaue, die schon seit Beginn des 19. Jh. aktenkundig sind, waren „Suttbruch“ und „Rothland“. Nach der Ausweitung der Hüttenkapazität auf 2 (geplant 3) Hochöfen mit einem geschätzten Bedarf von 30.000 t Erz jährlich konnten diese drei ältesten Gruben den Bedarf nicht mehr decken und so setzte eine intensive und erfolgreiche Erzsuche ein.

1849 wurde das Distriktfeld „Sauerland“ verliehen, das etwa das Gebiet zwischen Meschede, Brilon, Rützen und Hirschberg umfaßte und in dessen Zentrum Warstein lag. In rascher Folge wurde nun eine Vielzahl von Gruben beim Bergamt registriert, von denen allerdings nur wenige längeren Bestand hatten. Es waren dies in der Regel kleinere Tagebaue mit 3 – 5 Mann Belegschaft. Die Erze wurden nach Handscheidung mit Pferdefuhrwerken zur Hütte transportiert, dort mit Holzkohlenfeuerung verhüttet, mit Siegener Roheisen verbessert und in offenen überwölbten Herden mit Steinkohlenfeuerung weiterverarbeitet (Puddlingsverfahren). Die geförderte Gesamterzmenge betrug z. B. 1851 bei einer Belegschaft von 2 Steigern, 30 Hauern und 15 Mann in der Aufbereitung ca. 13000 t. Die steigende Förderung machte in den bedeutenderen Gruben Rom, Suttbruch, David, Martinus, Hirschfeld, Siebenstern nach Erschöpfung der oberflächennahen Vorräte den Übergang zum Stollen- und Schachtbau notwendig, der nun zunehmend an Bedeutung gewann.

¹⁾ Eine Vorstellung davon, wie eine derartige Hütte aussah und arbeitete, vermittelt die als Kulturdenkmal restaurierte „Luisenhütte“ in Wocklum (Hönnetal).



Abb. 1. Der historische Eisenerzbergbau in Warstein (Übersicht). Entwurf J. DOLLE/Warstein.

Der allgemeine technische Fortschritt in den Verhüttungsverfahren brachte aber bald darauf die hoffnungsvolle Entwicklung des Warsteiner Eisenerzbergbaus jäh zum Stehen. 1881 kam die St. Wilhelmshütte (vorm. Suttroper Eisen-Hütte) durch die Konkurrenz der mit Steinkohlenkoks betriebenen Hochofenanlagen des Ruhrgebiets ebenso zum Erliegen wie vor und nach ihr die benachbarten Hütten in Olsberg, Hoppecke, Bredelar und Wocklum. In der Folge wurden auch die meisten Erzgruben geschlossen.

Der weitere technische Fortschritt ermöglichte wenig später jedoch die Fortführung des Erzbergbaus. Nach der Fertigstellung des Eisenbahnanschlusses 1883 kam dem Warsteiner Erzrevier seine verkehrsgünstige Lage zum Ruhrgebiet (Entfernung 90 km) zugute. Außerdem machte der relativ hohe Gehalt an Phosphor und Mangan die Warsteiner Erze für die Verhüttung nach dem im Jahre 1878 erfundenen Thomasverfahren besonders geeignet. 1889 wurde die „Warsteiner Gruben- und Hüttenwerke AG“ nach größeren Transaktionen in die Gewerkschaft „Sauerland“ umgewandelt, die mit wechselndem Erfolg die Erzförderung weiterführte. Der Abbau konzentrierte sich dabei allein auf das Gebiet der Grube „David“ (Abb. 2).

Zwar konnte man 1920 wenigstens die Grube „Suttbruch“ mit ihren großen nachgewiesenen Vorräten wieder aufwältigen und die Förderung kurzzeitig aufnehmen (1921: 3000 t), aber im Frühjahr 1923 ersoff die Grube endgültig, als infolge der Ruhrbesetzung durch die Franzosen die Kohlezufuhr für die Dampfmaschinen der Pumpen stockte. Das Ende des Bergbaubetriebs drohte auch der Grube „David“, als die Gewerkschaft „Sauerland“ 1931 in Konkurs ging. Die



Abb. 2. Betriebsleiter HERZOG (Dritter von rechts) und Belegschaft vor dem Schacht der Grube David (etwa 1932).

Grube kam damit in den Besitz der Gewerkschaft „Christiansglück“, einer Tochter der Deutsch-Niederländischen Schiffahrtsgesellschaft. Mit einer Belegschaft bis zu 40 Mann und einer Jahresförderung zwischen 15000 und 20000 t erreichte die Grube unter dem neuen Eigentümer die Grenzen ihrer bescheidenen Möglichkeiten. Der Transport per Achse zum 3 km entfernten Bahnhof wurde 1938 durch die Errichtung einer 1,5 km langen Transportseilbahn-Verbindung verbessert, mit der die Erze direkt zur Bahnverladung am Hillenberg gelangten (Abb. 3). Die Verarbeitung erfolgte in den Klöcknerwerken Hagen-Haspe, die seit 1935 Alleinabnehmer waren. Der relativ geringe Erzgehalt (25%), starke Wasserführung, ungeeignete Arbeitskräfte, Kapitalmangel, mangelnde Kenntnis der Lagerstätte und unzureichende Vorrichtungsarbeiten stellten Eigentümer und Betriebsführung in der Folgezeit jedoch vor immer neue Probleme, so daß die Erlöse zumeist gerade kostendeckend waren. Der Vorschlag



Abb. 3. Grube David (Christiansglück) mit Seilbahn, im Bau (1938).

des Betriebsleiters, die Förderung auf die aufgelassenen Gruben Hirschfeld oder Martinus zu verlegen (15% höherer Fe-Gehalt) konnte schon wegen der inzwischen erfolgten Überbauung dieser Grubenfelder nicht ernsthaft erwogen werden. Ein anderer Plan, den Fe-Gehalt der gefördert Erze durch eine Naßaufbereitung an der Grube zu verbessern, wurde wegen der mulmigen Beschaffenheit der Erze wieder fallengelassen. Kennzeichnend für das damalige Zeitgeschehen war der 1940 gestellte „Antrag auf Änderung des nichtarischen Grubennamens „David“ in „Christiansglück“.

Die Autarkiebestrebungen bei der Rohstoffversorgung des III. Reiches und der kriegsbedingte Eisenerzbedarf hatten das Ende der Grube herauszögern können. Nach einer nur viermonatigen Pause bei Kriegsende wurde die Förderung noch vier Jahre weitergeführt, doch der folgende Strukturwandel im Hüttenwesen mit seiner Umstellung auf Auslandserze führte 1949 zur endgültigen Stilllegung der letzten Warsteiner Eisenerzgrube. Pläne, die noch vorhandenen Vorräte (gesichert: 100 000 t, vermutet: 1 Mill. t) durch eine Vertiefung des Schachtes auf 110 m und eine Aufwältigung des Feldes in Richtung NE (Platte, Grube Kunigunde) zu erschließen, kamen nicht mehr zur Durchführung.

Da das Grubengelände in den 60er Jahren als Müllkippe diente und anschließend bepflanzt wurde, sind heute die letzten Spuren des Bergbaus in Warstein verschwunden.

Beschreibung der Lagerstätten

Die Eisenerzlager im Distriktfeld „Sauerland“ sind an den Warsteiner Sattel gebunden. Vor allem Schichten des Ober-Devon wurden in Störungsbereichen – speziell an Überschiebungszonen – metasomatisch vererzt, während der unter- bzw. überlagernde mittel-devonische

Massenkalk unvererzt blieb. Der Abbau erstreckte sich auf einzelne Erzkörper von beträchtlicher Größe (10–20 000 t), aber sehr unterschiedlicher Ausdehnung. Schon bei der Verleihung des Distrikfeldes wurde abweichend von der üblichen Geviertmessung die Grenzlinie beschrieben, da die „aufgeschlossenen Lagerstätten Ton- und Brauneisenstein in unregelmäßigen, unterbrochenen, inner- und äußerartigen Vorkommen führen“²⁾. Die nester- bzw. linsenförmigen Erzkörper waren im Streichen und wahrscheinlich auch in der Tiefe abgeschnürt und durch größere taube Lücken voneinander getrennt. Ein geschlossenes Hinabsetzen des Erzes nach der Tiefe konnte jedenfalls an keiner der zahlreichen Gruben nachgewiesen werden. Eine ursprüngliche Schichtung war nirgendwo sicher zu erkennen. Vielmehr waren die Erzkörper völlig brekziiert und zum Teil mulmig ausgebildet (Dislokationsbrekzie). Die ursprünglich erzführenden Schichten sind durch nachfolgende tektonische Vorgänge ausgewalzt, zerbrochen und mit unvererztem Nebengestein intensiv vermengt worden. Einschlüsse von Gesteinsbrocken verschiedenen Alters sprechen für diese Deutung. Die Genese der Lagerstätte ist aufgrund der verwickelten tektonischen Verhältnisse noch immer stark umstritten (vgl. HASEBRINK 1924, H. SCHMIDT 1922: 306, 318; W. PAECKELMANN & G. RICHTER 1944).

Als Erzarten kamen heller Toneisenstein (Weißerz), Rot- und Brauneisenstein vor. Dabei dürfte der primär vorherrschende Toneisenstein in oberflächennahen Bereichen durch eindringende CO₂-haltige Tageswässer in Rot- und Brauneisenstein überführt worden sein (Bildung eines Eisernen Hutes). Das Vorkommen des besonders leicht zu reduzierenden Brauneisensteins erklärt vielleicht die frühen Anfänge des Bergbaus und der Verhüttung in diesem Gebiet.

Die Beschaffenheit der Erze war auf den verschiedenen Gruben nicht einheitlich. So führten die im 19. Jh. wichtigen Gruben Rom und Suttrbruch vorwiegend hochwertigen Roteisenstein mit Fe-Gehalten von 40–60%. Auf den Gruben David und Siebenstern machte dagegen Weißerz den größeren Teil der Förderung aus. Brauneisen fand sich untergeordnet auf fast allen Gruben.

Analysen³⁾ : Weißerz : 26–30% Fe; 3–4% Mn; 1–2% P; 18–23% SiO₂; 6–8% CaCO₃
 Roterz : 35–40% Fe; 0,2% Mn; 0,5% P; 23–40% SiO₂;
 Braunerz : 35% Fe; 1,5% Mn; 1,2% P; 20–25% SiO₂.

Der Mn-Gehalt nahm nach der Tiefe hin deutlich zu und erreichte Werte von über 4%.

Abbauverfahren

Der Abbau folgte zunächst den zu Tage tretenden Erzstöcken im Tagebau. Der älteste Stollen „Rothland“ wird gegen Ende des 18. Jh. erwähnt. Um 1850 besaßen Suttrbruch und Martinus bis zu 28 Lachter tiefe Schächte. Vornehmlich zur Wasserlösung wurde auf „David“ der 400 m lange David-Stollen vom Schorenbach-Tal bis in den Bereich der Lagerstätte getrieben und brachte dort 33 m Teufe ein. Von ihm führten Querschläge in die einzelnen Lager: Eugen, Flora und David. Die Erze wurden hier zunächst durch einen tonnlägigen Schacht aus Tage- und Tiefbau zur Rasenhängebank gezogen. Zu Beginn des 20. Jh. wurde dann aber ein saigerer Schacht auf 33 m abgeteuft und schrittweise entsprechend der Aufschließung neuer Abbausohlen bis 80 m vertieft.

Der Abbau im relativ standfesten Weißerz erfolgte in der Art, daß zunächst eine Abbauförderstrecke in Längsrichtung des Erzkörpers vorgetrieben wurde und vom Ende der Strecke her im Firstenquerbau einzelne vertikale Scheiben von 5 m Breite hereingenommen wurden. Der Ausbau erfolgte mit Stempeln und Firsthölzern. Die Hohlräume wurden teilweise mit Bergen verfüllt. Die Bewetterung wurde auf natürliche Weise durch zu Tage gehendes Überhauen hergestellt.

²⁾ Verleihungsurkunde Distr. Feld Sauerland

³⁾ Gutachten des Oberbergamtes Bonn (unveröff.) 1936

Dank

Für freundliche Unterstützung, Hinweise, Überlassung von Akten und Fotos danken wir herzlich: Bergamt Siegen, Herrn J. DOLLE (Amt Warstein), Firma Niederrhein. Gas und Wasserwerke A.G. Duisburg, Frau Dr. M.-L. SCHEIBNER-HERZOG und Herrn Dr. G. STADLER (Geol. Landesamt, Krefeld).

Verzeichnis der ehemaligen Gruben und Schürfe :

Grube :

David (*Christiansglück*) mit den Lagern bzw. Betriebspunkten : David, Flora, Eugen, Rothland, Christian, Caroline, Vereinigte Trum, Künigunde.

Georg und Hohofen (am grünen Ufer)

Hirschfeld

Martinus

Rom

Siebenstern

St. Christoph (am Schorenbach)

Suttbruch mit: Aloysia, Knick, Wilhelm, Carl, Elisabeth, Leander, Sophia, Philemon, Kleist, Hoffarth, Kutusow, Drigalski.

Schurf:

Forsthaus Körtlinghausen, Josephine, Frankenberg.

Schriftenverzeichnis

DECHEN, H. v.: Geognostische Übersicht des Reg.-Bez. Arnsberg.-Verh. Naturwiss. Ver. f. Rheinl.-Westf., **12**, 117-225, Bonn 1855.

HASEBRINK: Die Eisenerzvorkommen des Distrikfeldes Sauerland – 21 S., 12 Anl., Duisburg (unveröff.) 1924.

KROPP & WIEMEYER, B.: Die alte Waldschmiede am Bilsteinfelsen. – [In:] CARTHAUS, E.: Die Bilsteinhöhlen bei Warstein – S. 61–63, Warstein (C. Hennecke) 1928.

KUKUK, P.: Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 743 Abb., 48 Tab., 14 Taf., Berlin 1938.

OBERBERGAMT BONN: Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe sowie der Fürstentümer Waldeck und Pyrmont – 177 S., 8 Kt., Bonn (unveröff.) 1890.

PAECKELMANN, W. & RICHTER, G.: Bericht über die Geologie und Tektonik der Eisenerzgrube Christiansglück in Warstein. – Bochum (unveröff.) 1944.

REIMERDES: Gutachten über Erzvorkommen im Eisensteindistriktsfelde Sauerland in Warstein – 18 S., Unna (unveröff.) 1924.

SCHMIDT, H.: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. – Jb. preuß. geol. L.-A., **41/1**, (1920), 254–339, 7 Abb., 2 Taf., Berlin 1922.

SCHRIEDER, E.: Die Luisenhütte in Wocklum – 26 S., 8 Abb., Balve o.J.

Die geowissenschaftlichen Sammlungen im Städtischen Museum Warstein

Von Peter MEIBURG, Darmstadt/Essen

„Haus Kupferhammer“ – Städtisches Museum Warstein

Am nördlichen Stadtrand von Warstein (an der Bundesstraße 55 in Richtung Ortsteil Belecke) liegt „Haus Kupferhammer“, seit 1962 Museum der Stadt Warstein (Abb. 1). Haus Kupferhammer, das im 18. Jahrhundert errichtet und im 19. Jahrhundert zu seiner heutigen Form umgebaut wurde, ist eng mit der Entwicklung der Warsteiner Schwerindustrie verbunden. Der Geheime Kommerzienrat Wilhelm BERGENTHAL (1805–1893), Industrieller, Mitbegründer des Bochumer Vereins und einer der Pioniere der sauerländischen Eisenindustrie, erwarb Mitte des vorigen Jahrhunderts im Zuge der Arrondierung seines Unternehmens das Gebäude als Wohnhaus. Unter der Geschäftsleitung seiner Nachkommen setzte der Niedergang des Unternehmens ein. In den Jahren 1948–1951 übertrug Frau Otilie BERGENTHAL durch Verkauf und Schenkung von Todes wegen das gesamte in der Gemarkung Warstein liegende Grundvermögen und das Haus Kupferhammer mit Nebengebäuden, Park- und Gartenflächen der Stadt (G. SANDGATHE o.J.; H. STIEGEMANN 1976).



Abb. 1. „Haus Kupferhammer“ – Städtisches Museum Warstein.

Haus Kupferhammer dokumentiert neben einer hundertjährigen Familiengeschichte beispielhaft Aufstieg und Wandlung der kulturellen und industriellen, eng mit den Erfolgen des Bergbaus verknüpften Entwicklung im nördlichen Sauerland – zugleich ein Stück Heimatgeschichte und Heimatmuseum.

Für städtische Repräsentation und die Durchführung kultureller Veranstaltungen steht ein Festsaal zur Verfügung. Mehrere herrschaftliche Räume ermöglichen Ausstellungen des vielfältigen Sammlungsgutes aus dem Nachlaß der Industriellenfamilie.

Die mineralogisch-geologischen Sammlungen

Der Fundus des Museums an Mineralien, Gesteinen und Fossilien besteht aus drei Sammlungen:

- Sammlung Bergenthal
- Sammlung Wiemeyer
- Sammlung Schulverein

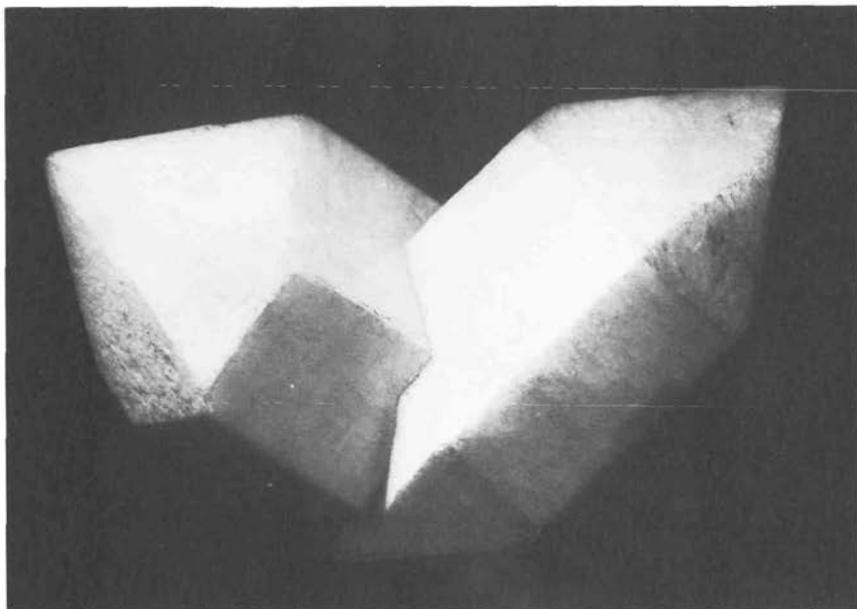


Abb. 2. Hydrothermal-Quarze (Typ Suttrop). Warstein-Suttrop („Vogelstange“); Sammlung Bergenthal (2 ×).

Sammlung Bergenthal

Wilhelm BERGENTHAL hinterließ eine umfangreiche Mineral-, Gesteins- und Fossil-sammlung. Die Bestände wurden jedoch nicht sachgerecht bewahrt, so daß erhebliche Verluste eingetreten sind. Wert und Bedeutung der Sammlung Bergenthal beruht heute vorzugsweise auf dem Fundmaterial aus dem vor allem im 19. Jahrhundert im Warsteiner Raum umgehenden Eisenerz-Bergbau.

Von nachgeordnetem Rang sind

- eine nach systematischen Gesichtspunkten angelegte Mineralien-Sammlung, darunter mehrere herausragende Schaustufen,
- eine kleine Kollektion von Kreide-Fossilien aus Karstschlotten des Warsteiner Massenkalkes.

Sammlung Wiemeyer

Die Sammlung wurde von B. WIEMEYER/Warstein in einer über 40jährigen Sammelperiode (1887–1929) zusammengetragen. Sie war zuerst, wie einem Hinweis bei E. CARTHAUS (1928: 57) zu entnehmen ist, in einem kleinen Museum an der Bilstein-Höhle, westlich Warstein, untergebracht. 1960 wurde die Sammlung der Stadt Warstein vertraglich als Leihgabe zur Verfügung gestellt und 1978 von dieser durch Kauf erworben.

Die Sammlung Wiemeyer umfaßt etwa 1400 katalogisierte Mineralien oder Mineralstufen und etwa 400 Fossilien. Hervorzuheben sind

- eine Kollektion nahezu aller systematisch wichtigen Mineralarten von vielen bekannten europäischen und außereuropäischen Fundorten,
- mehrere hundert idiomorphe Quarzkristalle („Doppelender“) vom Typ „Suttopf“ sowie einige Kristallpackungen in primärem Gangmaterial (Abb. 2, 3),
- zahlreiche Mineralisationstypen aus Quarz-Chalcedon-Hämatit-Gängen des Warsteiner Raumes (Abb. 5),
- Gastropoden und Brachiopoden des oberen Mittel-Devon der Zeche Schwelm,

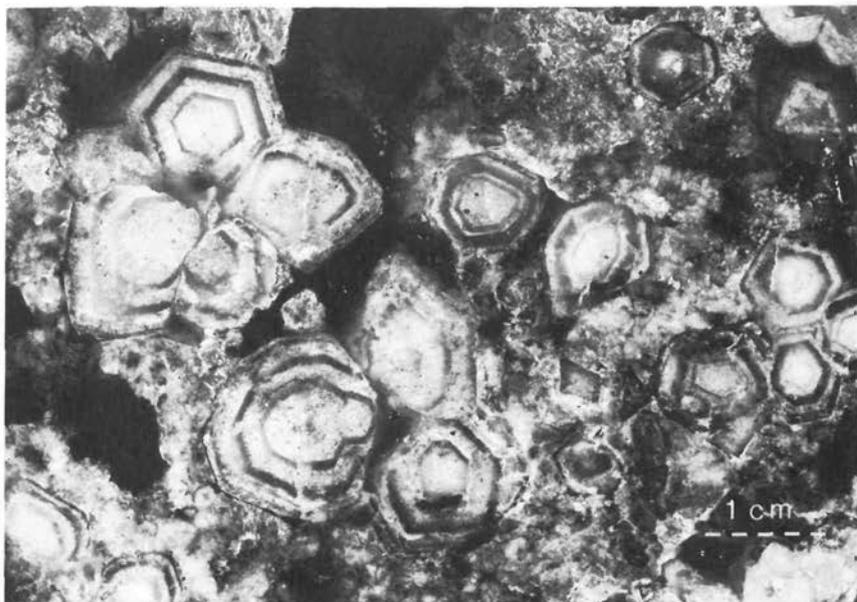


Abb. 3. Dichte Kristallpackung Suttopfer Quarze (Zonarbau) in sekundär verkieseltem Gangmaterial (mit Pseudomorphosen nach Dolomit); vgl. H. BEHR et al. (1979). Sammlung Wiemeyer.

- Mollusken aus dem Lias und Dogger von Bethel bei Bielefeld,
- kleinere Kollektionen aus dem Mittel-Devon der Eifel (Brachiopoden, Trilobiten), der tieferen Ober-Kreide des südlichen Münsterlandes (Inoceramen, Echinoideen), dem Oligozän des Dobergs bei Bünde/Westf. (Echinoideen, Muscheln).

Sammlung Schulverein

Die Sammlung der Höheren Schule in Warstein hat durch Auslagerung und unsachgemäße Magazinierung erheblich gelitten. Wichtiger Bestandteil ist eine nach pädagogischen Gesichtspunkten angelegte Gesteinssammlung. Hervorzuheben sind mehrere unbeschädigte Minerale und Mineralaggregate vorwiegend von ausländischen Fundorten.

Ausstellung

- Im Haus Kupferhammer werden in einer Dauerausstellung in 10 Vitrinen gezeigt
- Systematik der Mineralien auf kristallchemischer Grundlage,
 - Mineralien des Warsteiner Raumes,

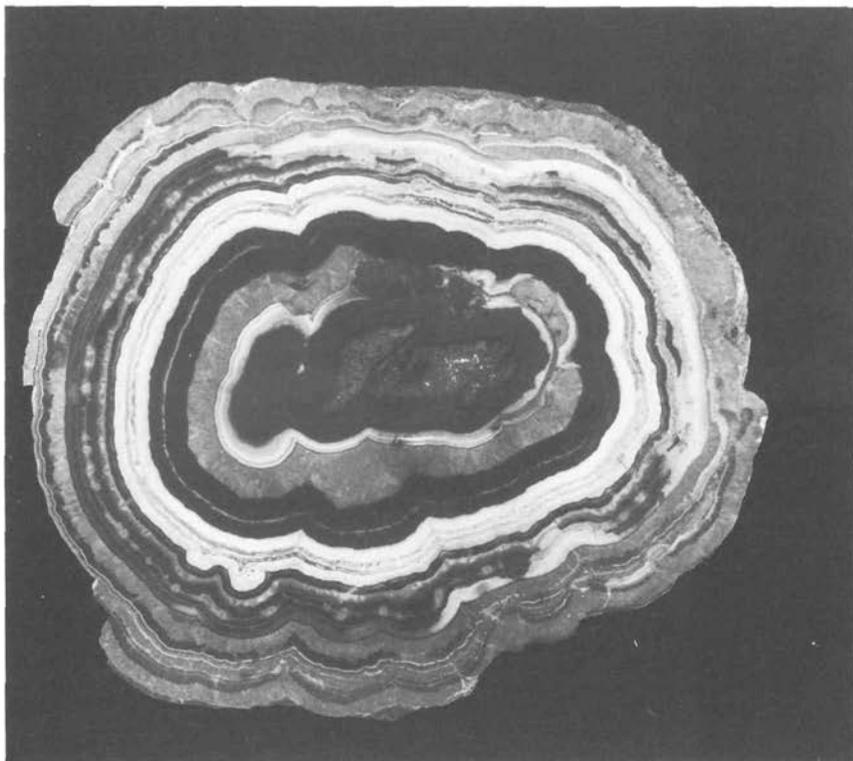


Abb. 4. Markasit, Melnikovit-Pyrit und Wurtzit-Zinkblende (Schalenblende); im Kern: Dolomit und Bleiglanz. „Stalagmit“ aus der Grube Schmalgraf/Eschbroich, Aachener Bezirk West. Original Städt. Museum Warstein, (Durchmesser: 17 cm).

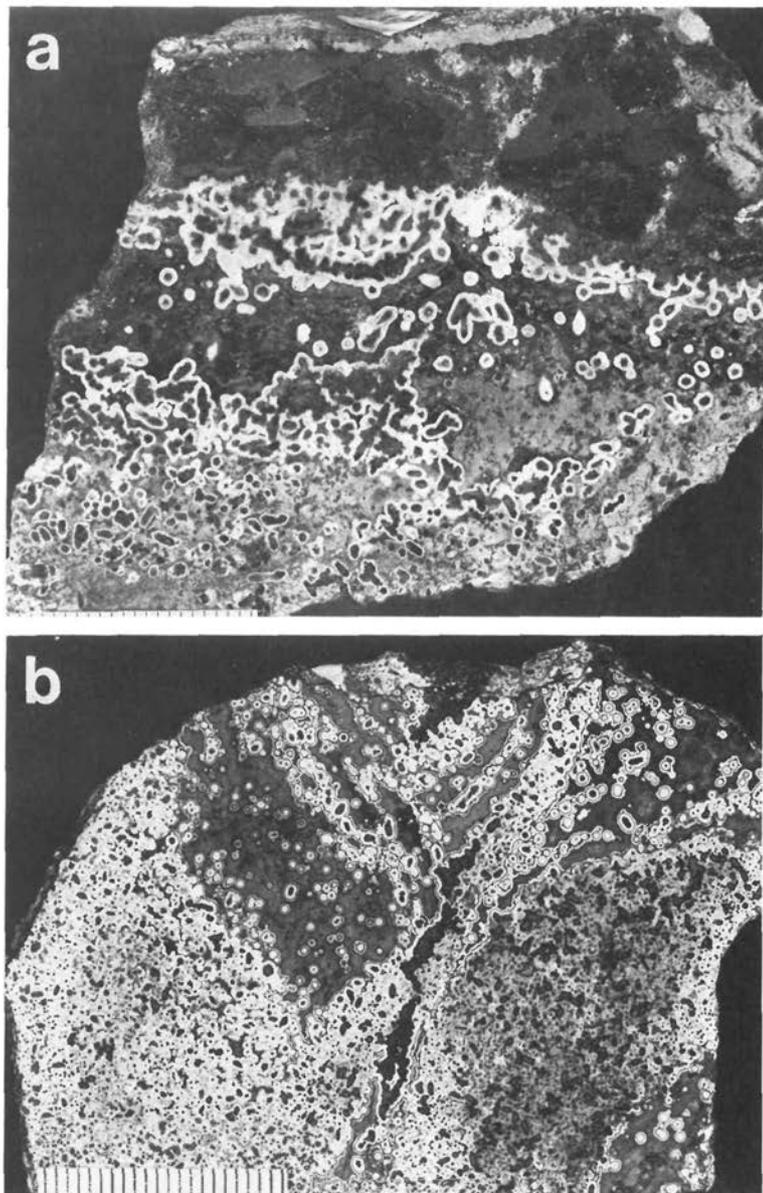


Abb. 5. Quarz-Chalzedon-Hämatit-Paragenese aus hydrothormaler Gangvererzung; Grube David (Christiansglück) bei Warstein (Maßstab: Teilstrich 1 mm). Sammlung Wiemeyer (Städtisches Museum Warstein).

- Speläotheme aus Warsteiner Höhlen,
- Leitfossilien aus der weiteren Umgebung Warsteins, vorzugsweise aus Mittel-Devon, Lias, Dogger, Ober-Kreide und Oligozän.

Eine geologische Zeittafel (nach einem Entwurf von Prof. Dr. P. SIEGFRIED gezeichnet von A. MAZZOTTI/Münster) sowie einige (erneuerungsbedürftige) Bilder aus Warsteiner Höhlen ergänzen die Ausstellung.

Vor- und frühgeschichtliches Fundmaterial aus den Warsteiner Kulturhöhlen

Grabungen in den Kulturhöhlen des Warsteiner Massenkalk-Gebietes - Bilstein-Kulturhöhlen I bis III, Eppenloch, Hohler Stein - durch E. CARTHAUS, J. ANDREE und E. HENNEBÖLE, waren sehr erfolgreich (vgl. P. MEIBURG & D. STOFFELS 1979). Das umfangreiche Fundgut ist auf verschiedene Museen verteilt worden (P. SIEGFRIED 1979). Nur ein Teil befindet sich im Haus Kupferhammer: Knochen jagdbarer pleistozäner Beutetiere, Stein- und Knochenwerkzeuge des Magdalénien bis Tardenoisien sowie Bronze- und Eisengeräte, -waffen und -schmuck der Hallstadt- bis Latène-Zeit.

Schlußbemerkung

Die mineralogisch-geologische Ausstellung wurde bereits 1967 durch den Verf. (damals Geologie-Student in Münster) bearbeitet. Das übrige in Sammlungsschränken untergebrachte Material wurde kürzlich durch Fräulein cand. geol. U. ANHALT (Darmstadt) geordnet und katalogisiert.

Es ist vorgesehen, die Schausammlungen museumstechnisch zu verbessern und weitere Ausstellungsräume einzurichten.

Schriftenverzeichnis

- BEHR, H., HESS, H., OEHLSCHEGEL, G. & LINDENBERG, H. G.: Die Quarzmineralisation vom Typ Suttrop am N-Rand des rechtsrheinischen Schiefergebirges. - Aufschluss, Sonderband 29 (Warstein), 205-231, 13 Abb., Heidelberg 1979.
- CARTHANUS, E.: Die interessanten u. selteneren zoologischen, botanischen und mineralogischen Naturvorkommen bei Warstein. - [In:] Die Bilsteinhöhlen bei Warstein. - S. 43-57, Warstein (Hennecke) 1928.
- MEIBURG, P. & STOFFELS, D.: Die Höhlen im Warsteiner Massenkalk. - Aufschluss, Sonderband 29 (Warstein), 143-178, 24 Abb., 1 Titelbild, Heidelberg 1979.
- SANDGATHE, G.: Städt. Museum „Haus Kupferhammer“. - 8 S., 1 Abb., Warstein (o. J.).
- SIEGFRIED, P.: Die eiszeitliche Tierwelt nach Funden in Warsteiner Höhlen. - Aufschluss, Sonderband 29 (Warstein), 193-204, 5 Abb., 1 Tab., Heidelberg 1979.
- STIEGEMANN, H.: Haus Kupferhammer. - [In:] 700 Jahre Stadt Warstein 1976, 98-100, 2 Abb., Warstein (Hennecke) 1976.

Lohnende Exkursionsziele im Warsteiner Raum

Von Claus-Dieter CLAUSEN und Klaus LEUTERITZ, Krefeld

Im Folgenden werden, getrennt nach Meßtischblättern, einige gute Aufschlüsse beschrieben, welche zum geologischen Studium des Warsteiner Sattels und seiner näheren und weiteren Umgebung sehr geeignet sind. Die Aufschlüsse informieren in anschaulicher Weise über Lithologie, Stratigraphie, Tektonik, Fossil- und Mineralienführung des genannten Gebietes. Fast alle Aufschlüsse sind mit PKW gut erreichbar. Die Aufschlußpunkte sind in der diesem Band beigegebenen geologischen Übersichtskarte des nordöstlichen Sauerlandes (CLAUSEN, von KAMP & LEUTERITZ 1979) eingetragen.

Zunächst seien einige Erläuterungen zur **Geologischen Übersichtskarte des nordöstlichen Sauerlandes 1 : 50 000** (Anlage) vorangestellt. Diese Karte umfaßt einen Ausschnitt von 858 km². Sie enthält teilweise oder vollständig die publizierten Kartierergebnisse der Blätter Arnsberg (früher: Arnsberg-Süd), Meschede, Olsberg (früher: Eversberg), Brilon, Möhnesee (früher: Arnsberg-Nord) und Alme. Außerdem wurden die noch unveröffentlichten Neuaufnahmen der Blätter Hirschberg und Warstein (früher: Rüthen) sowie ältere Manuskriptkartierungen der Blätter Soest, Anröchte, Effeln und Büren berücksichtigt. Insofern konnte eine gegenüber der von EBERT (1957) herausgegebenen „Geologischen Übersichtskarte des Sauerlandes“ wesentlich verfeinerte und genauere Darstellung gegeben werden. Die Karte füllt somit eine für diesen Raum noch bestehende Lücke aus.

Auch die nun vorliegende Karte hat bewußt den Übersichtscharakter beibehalten. Mittel- und Oberdevon, Unter- und Oberkarbon sind zum Teil stärker generalisiert. Das noch unbefriedigend gegliederte und mit anderen Gebieten noch nicht genau parallelisierbare höhere Mitteldevon östlich der Altenbürener Störung auf Blatt Brilon wurde als „Mitteldevon, ungegliedert“ zusammengefaßt.

Die einzelnen Schichteneinheiten, auf der Übersichtskarte größtenteils zu mehreren Schichtengruppen zusammengefaßt, sind in ihrer genauen stratigraphischen Abfolge wiedergegeben (siehe Tab.). Um dem mit der Geologie des Sauerlandes weniger vertrauten Benutzer der Karte eine Vorstellung vom Sedimentgehalt dieser Einheiten zu vermitteln, werden hiervon nachfolgend Kurzbeschreibungen gegeben.

Fredeburger Schichten: Tonsteine, schwarzblau bis blaugrau, oft fein gebändert (sandstreifig), mild bis rau, eben bis flaserig, schluffig bis sandig. Gelegentlich dachschieferartige Partien. Einlagerung von Keratophyren, Keratophyrtuffen und -tuffiten. Untergeordnet quarzitisches Sandsteine bis Quarzite.

Ramsbecker Schichten: Tonsteine, blaugrau, rau, sandflaserig, hart und kompakt, zum Teil aber auch bänderstreifig und mild. Ferner Sandsteine, quarzitisches Sandsteine bis Quarzite, hart, dickbankig, ebenplattig, mit Rippelmarken, Fließwülsten und Kriechspuren.

Selscheider Schichten: Tonsteine, blaugrau bis blauschwarz, mild bis rau, gebändert durch dünne sandige bis quarzitisches Lagen, gelegentlich Einschaltung von dünnplattigen bis flaserigen

quarzitischen Sandsteinen. Im höheren Teil treten bereichsweise Kalkflaserschiefer und Mergelschiefer auf.

Tentaculiten-Schichten: Tonsteine bis Alaunschiefer, schwarz bis blaugrau, dünn- bis dünschiefrig, ebenflächig spaltend, mild. Bankige, linsen- bis knollenförmige Kalksteineinschaltungen. Tonsteine mit höherem Kalkgehalt, großem Fossilreichtum und einer charakteristischen ockrigen Verwitterungsfarbe werden als „Ockerschiefer“ abgetrennt.

Wiedenester Schichten: Tonsteine, blaugrau, mild bis rauh, flaserig, dünn- bis dickschiefrig, intensiv gebändert durch scharf begrenzte Anreicherung des Sandgehaltes in dünnen Streifen, uneben aufspaltend. Gelegentlich Ausbildung von homogenen feinsandigen Tonsteinen und Mergeltonsteinen.

Grevensteiner und Newberrien-Schichten:

- a) **Grevensteiner Schichten:** Tonsteine, blaugrau, mild bis schwach feinsandig, dünn- bis dickschiefrig, zum Hangenden hin stärker sandig, flaserig, stückig zerfallend. Infolge gleichmäßiger Verteilung von Sand- und Kalkgehalt Schichtung kaum sichtbar.
- b) **Newberrien-Schichten:** Tonsteine, blaugrau, stark sandig, flaserig; ferner Kalksandsteine und quarzitisches Sandsteine, dickbankig bis grobflaserig, zum Teil plattige Absonderung, Diagonalschichtung, Rippelmarken. Im mittleren Teil der Newberrien-Schichten treten blaugraue flaserige Mergeltonsteine auf (= Blessenohler Schichten). Typisch sind bank-, knollen- oder linsenförmige Einschaltungen von Kalksteinen.

Sparganophyllumkalk: Kalkstein, hell- bis dunkelgrau, massig bis dickbankig, zum Teil flaserig und knollig ausgebildet, verkarstet. Der Sparganophyllumkalk ist ein Korallenriffkalk. Er ist stellenweise fossilreich (Korallen, Stromatoporen, Crinoiden, Brachiopoden, Schwämme). Seine durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 30 m.

Wallener Schiefer: Tonsteine, mergelig, schwarzblau bis blaugrau, gelegentlich sandgebändert, auch helle kalkige Lagen treten auf. Örtlich linsige Kalksteineinschaltungen. Kompakt, dickschiefrig, flaserig, aber auch mild, dünn- bis dünschiefrig, blättrig.

Flinzkalke mit Hauptgrünsteinzug:

- a) **Flinzkalke:** Kalksteine, schwarzblau bis dunkelgrau, dünn- bis dickbankig, flaserig-knollig, dicht bis feinkörnig, zum Teil bituminös. Gradierte Schichtung. Verkarstet. Eingeschaltet sind örtlich milde bis kalkige Tonsteine und Mergel (Flinzschiefer).
- b) **Hauptgrünsteinzug:** Sehr wechselnd zusammengesetzt aus Spiliten (basisches alkalisches Ergußgestein mit Feldspateinsprenglingen und Chlorit-Calcit-Mandeln), stark porphyrisch ausgebildeten Spiliten (= Diabasporyryrit) und Tuffen bis Tuffiten (geschieferte Tuffe mit Gesteinstrümmern = Schalstein; Feldspatkralltuffe).

Nuttlarer Schiefer: Tonsteine, dunkelgrau bis blaugrau, mild, meist dünn- bis dünschiefrig, aber auch flaserig. Vereinzelt Einlagerung von Flinzkalkbänkchen. Örtlich als Dachschiefer ausgebildet.

Mitteldevon, ungegliedert: Tonsteine, dunkelgrau bis schwarz, mild bis rauh. An der Basis und in den stratigraphisch höchsten Anteilen kalkreicher durch Einschaltung von schwarzen Kalksteinbänken, -knollen und -flasern. Von PAECKELMANN (1936) auf Blatt Brilon als „Tentaculitenschiefer (tm2t)“ bezeichnet. Die stratigraphische Reichweite muß noch geklärt werden (? = tieferer Teil der Givet-Stufe).

Massenkalk: Kalkstein, grauschwarz bis blaugrau. Gut gebankt bis massig, geschiefert und geklüftet. Riffgestein mit zahlreichen Korallen und Stromatoporen. Gelegentlich dünne Einschaltungen von Schwarzschiefern. Der Kalkstein ist stark verkarstet mit Spalten, Schlotten,

Tab. Stratigraphische Stellung der in der „Geologischen Übersichtskarte des nordöstlichen Sauerlandes“ genannten präquartären Schichtfolgen

Oberkreide	Turon	Turon-Schichten	
	Cenoman	Cenoman-Schichten*	
Oberkarbon	Hagener Schichten		
	Arnsberger Schichten*		
Unterkarbon	Unterkarbonische Schichten*		
Oberdevon	Oberdevon am Südrand der Nuttlarer Mulde		Oberdevon im Warsteiner Raum*
Mitteldevon	Givet-Stufe	Nuttlarer Schiefer*	Massenkalk*
		Flinzkalke mit Hauptgrünsteinzug*	
		Wallener Schiefer	
		Sparganophyllumkalk*	
		Newberrien- und Grensteiner Schichten	
		Wiedenester Schichten	Mitteldevon, ungegliedert
		Tentaculiten-Schichten	
	Eifel-Stufe	Selscheider Schichten	
		Ramsbecker Schichten	
		Fredeburger Schichten	

* Die auf S. 257 ff. genannten Aufschlüsse ermöglichen ein näheres Studium dieser Schichtfolge.

Schluchten und Höhlen (zum Teil mit Tropfsteinbildungen). Der Massenkalk ist im Warsteiner Raum verbreitet. Er gehört größtenteils dem Mitteldevon an und reicht örtlich in das tiefere Oberdevon hinein.

Oberdevon im Warsteiner Raum:

- a) **Beckenfazies:** Tonsteine, mild, blaugrau, schwarzgrau bis schwarz, zum Teil flinzig, bänderstreifig und karbonathaltig. Übergang in Kalkknottenschiefer und Kalkknollenschiefer. Die Karbonatkonzentration kann so zunehmen, daß dezimetermächtige Kalksteinbänke mit Tonsteinen wechsellagern.
- b) **Schwellenfazies:** Es überwiegen Kalksteine, zum Teil gut gebankte reine Kalksteine, zum Teil kramenzelartige verwitternde Kalkknollenschiefer und Kalkbänderschiefer.

Oberdevon (Beckenfazies am Südrand der Nuttlarer Mulde): Tonsteine, mild, zum Teil schluffig, schwarzgrau bis blaugrau, im höheren Teil bunt gefärbt (rot, rotbraun, hellgrün). Zum Teil bänderstreifig ausgebildet. Einlagerung plattiger bis gewulsteter Sandsteine. Im tieferen Abschnitt Einlagerungen von Flinzkalksteinen, im höheren Abschnitt Einlagerungen von Kalksteinlinsen bis -bänkchen. Bildung von Kalkknottenschiefern.

Unterkarbonische Schichten: Tonsteine, blaugrau, zum Teil gebändert, mild bis splitterig, rau; Alaunschiefer, schwarz, mild, dünnstriefig; Kieselschiefer, schwarz bis schwarzgrau, rau, spröde, zum Teil dünnplattig absondernd; Lydite, dunkelgrau, glasig, hornsteinartig, spröde, muschelartig brechend; Kieselkalk, blaugrau bis weißgrau, mehr oder weniger verkieselt; Hellefelder Kalk, blaugrau, aus gut sortiertem Kalkdetritus bestehend, vorwiegend grob gebankt, verkarstungsfähig, in Kieselkalk eingeschaltet, auf den Blättern Meschede und Arnsberg vorhanden; Plattenkalk, dunkel- bis hellgrau, feindetritisch, zum Teil bituminös, mit Tonsteinen wechsellagernd. Auf den Blättern Möhnesee, Arnsberg und Meschede vorhanden. Auf Blatt Meschede verzahnt sich der Plattenkalk zum östlichen Blattrand hin zunehmend mit Tonsteinen und keilt dann aus.

Arnsberger Schichten: Sandsteine und Grauwacken, blaugrau bis graugrün, fein- bis mittelkörnig, glimmer- und feldspathaltig, mit Toneisensteingeoden und Tonsteinfragmenten. Schichtunterseiten zum Teil gewulstet; Schluffsteine, blaugrau bis graugrün, dicht bis feinkörnig; Tonsteine, schwarz, blaugrau, dünn- bis dickschiefrig; Konglomerate, fein- bis grobkonglomeratisch, zum Teil in grobkörnige Grauwacken übergehend; eingebettet in eine sandig-tonige Grundmasse sind vor allem mehr oder weniger gut gerundete Quarz- (hauptsächlich Gangquarz) und Lyditgerölle. Weitere Einschlüsse und Fragmente von quarzitären Sandsteinen, Grauwacken, Keratophyren, Kalksandsteinen und Kalksteinen.

Hagener Schichten: Gesteinszusammensetzung im allgemeinen wie bei den Arnsberger Schichten. Die Sandsteine und Grauwacken sind durch eine auffallend starke Glimmerführung gekennzeichnet.

Cenoman-Schichten: Grünsandstein, tiefgrün bis olivgrün, aus Quarz- und Glaukonitkörnern zusammengesetzt. Bei Verwitterung wird der Glaukonit in Brauneisen verwandelt, der Sandstein erhält dann eine schmutzig braungrüne Farbe; Plänerkalksteine (Kalkstein bis Mergelkalkstein), hell- bis blaugrau, massig bis gebankt, teils plattig, teils knollig ausgebildet, feinsandig, schwach glaukonitisch. Kieselsäureanreicherungen führen zu Hornsteinknollen.

Turon-Schichten: Mergel, blaugrau bis grüngrau, mürbe, leicht verwitternd (*labiatus*-Mergel); Plänerkalksteine (Kalkstein bis Mergelkalkstein), gelbgrau bis weißlich, vorwiegend dickbankig, fest, rau, mit harten Hornsteinknollen (*lamarki*-Pläner).

Blatt 4514 Möhnese

1. **Steinbruch** ca. 400 m westlich des **Hevers-Berges** (R 35 600, H 04 600). Der Steinbruch ist über einen am Südufer der Möhnetsperre vorbeiführenden Weg zu erreichen. Es stehen Grauwacken, Schluff- und Tonsteine der Oberen Arnsberger Schichten mit Pflanzenresten und Strömungsmarken an. Der Aufschluß ist bei SCHMIDT & PLESSMANN (1961: 58, Aufschluß 1) beschrieben.
2. **Aufschluß** 100 m nördlich der B 516 westlich **Delecke**, an dem von Haus Delecke nach Nordosten abzweigenden Weg (R 35 950, H 06 750).
Aufgeschlossen ist die über Schluff- und Tonsteinen der Hagener Schichten transgredierende Oberkreide. Über einem geringmächtigen Transgressionskonglomerat folgen mergelige glaukonitische Grünsandsteine und sodann Plänerkalke. Der Aufschluss ist bei SCHMIDT & PLESSMANN 1961: 58, Aufschluß 3) beschrieben.
3. **Ruhrerweg in Arnsberg**, Wegböschung am Osthang des Lügen-Berg. Das Ruhrer-Profil erstreckt sich von Blatt Möhnese (R 35 950, H 96 730) nach Blatt Arnsberg (R 36 300, H 96 300). Es handelt sich um ein mit Goniatiten gegliedertes Profil in Ton- und Schluffsteinen sowie Grauwacken des tiefsten Namur. Locus typicus des Arnsbergiums bzw. der Arnsberger Schichten.

Blatt 4515 Hirschberg

1. Aufgelassener Steinbruch am **Westhang der Hohen Bracke** (R 44 760, H 98 780). Tonsteine, Schluffsteine und Sandsteine der Oberen Arnsberger Schichten mit gut ausgebildeter Spitzfalte.
2. **Aufschluß „am alten Schießstand“** (Zentraler R/H-Wert: R 53 210, H 98 930). Aufgeschlossen sind verkieselte Kalksteine der Hemberg- bis Wocklum-Stufe sowie splinterige Tonsteine, Tuffe, verkieselte Kalksteine (Erdbacher Kalk) und Kieselschiefer des Unterkarbons. Der Aufschluß ist in diesem Band ausführlich bei CLAUSEN, KORN & UFFENORDE (1979: 47 ff.) behandelt. Die oberdevonischen verkieselten Kalksteine liefern zahlreiche Clymenien, der Erdbacher Kalk enthält Trilobiten.
3. **Bilstein-Felsen mit Bilstein-Höhle** (Zentraler R/H-Wert: R 52 980, H 99 260). Die Bilstein-Felsen bilden den westlichsten Massenkalkabschnitt des Warsteiner Sattels. Der Kalkstein ist in erstaunlich enge Falten gelegt. An mehreren Stellen sind Faltenumbiegungen (Muldentäler, Sattelscheitel) gut erkennbar (vgl. RICHTER-BERNBURG 1953). Besonders bekannt sind die Bilstein-Felsen durch die Tropfsteinhöhle (MEIBURG & STOFFELS 1979). Daneben befinden sich am Fuß der Bilstein-Felsen drei Kulturhöhlen, welche tierische und menschliche Knochenrelikte geliefert haben. Ein Teil der Fossilien befindet sich heute im Haus Kupferhammer.
4. **Steinbruch** 300 m westlich des **Kahlenberg-Kopfes 485,7 m** (R 51 690, H 99 610). Es handelt sich um eine Wechsellagerung von Lyditen, Kieselkalken und Alaunschiefern. Die Gesteine der rechten Steinbruchhälfte (mit der *crenistria*-Kalkbank) fallen einsinnig nach Südosten ein, die der linken sind stark spezialgefaltet mit nach Nordwesten überkippten Falten.
5. Aufgelassener **Steinbruch** 450 m östlich des **Kahlenberg-Kopfes 467,0 m** (Zentraler R/H-Wert: R 52 470, H 00 170). Der tiefere Teil des Bruches enthält unverkieselten Kalkstein der Oberen Nehden-Stufe. Darüber folgen an der hinteren Wand des Bruches gelbbraune, glimmerhaltige Tonschiefer und Schluffsteine, welche stark geschiefert und von eisenhaltigen Lösungen durchtränkt sind.

6. Aufgelassener **Steinbruch** 130 m **südöstlich des Kahlenberg-Kopfes 447,8 m** (Zentraler R/H-Wert: R 52 060, H 00 650). Es stehen blaugraue, außen weißgrau verwitternde, stark verkieselte Kalksteine der Oberen Nehden- bis Hemberg-Stufe an. Trotz ihrer Verkieselung enthalten die quarzitisch wirkenden Gesteine eine reichhaltige, aus Trilobiten, orthoconen Cephalopoden, Clymenien, Goniatiten und Lamellibranchiaten bestehende Fauna, welche bei H. SCHMIDT (1922: 278 ff.) beschrieben wird.
7. **Kurve an der Straße Hirschberg–Warstein**, an der nordwestlichen Parkplatzecke des Hotels Bilstein-Höhle (Zentraler R/H-Wert: R 52 950, H 99 590). Gebänderte Tonsteine der höchsten Adorf- bis Nehden-Stufe. Kalksteinbänkchen und Kalkknollen sind eingelagert, zum Teil in die Schieferungsebene eingeregelt und länglich ausgezogen. Auf einigen Schichtoberseiten tritt eine feine Runzelung auf, welche von Rieselmarken herrühren kann. In den Gesteinen ist ein über mehrere Zehner Meter sich erstreckender überkippter Sattel zu erkennen.
8. Tagebaugelände der ehemaligen **Eisenerzgrube Christiansglück** (= Grube David), (Zentraler R/H-Wert: R 53 400, H 99 600). Das Tagebaugelände ist inzwischen völlig verfüllt; es wird jedoch randlich von einem Haldenkranz umgeben, welcher noch reichlich die typischen Erzstücke (Rot- und Brauneisenstein) liefert. Seltener treten die sog. „Weißerze“ auf, welche durch eine Eisenmetasomatose von Kalksteinen zustandekamen.
9. Gesteinswand an der **Kaiser-Heinrich-Quelle bei Belecke**, in unmittelbarer Nähe der Einmündung der B 516 in die B 55 (Zentraler R/H-Wert: 53 550, H 06 520). Es steht ein das höhere Oberdevon und das tiefere Unterkarbon umfassendes Profil an. Die oberdevonischen Kalksteine sind völlig verkieselt. Sie werden von Liegenden Alaunschiefern überlagert, deren durchschnittliche Mächtigkeit hier 4,4 m beträgt. Darüber folgen Erdbacher Kalk (schwarze Schiefer und eigelbe, mulmig verwitternde Kalksteinbänke; insgesamt bis 1,5 m mächtig) sowie Kieselschiefer, Lydite und Kieselkalke. Die unterkarbonischen Schichten lagern zum Teil diskordant über dem verkieselten Oberdevon (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: 21).
10. Aufgelassener Steinbruch bei km 17,5 an der **Straße Hirschberg–Warstein**, gegenüber dem Dimbruch (Zentraler R/H-Wert: R 52 260, H 99 160). Von der Hauptstraße aus führt ein Zufahrtsweg zu dem etwa 150 m weiter nördlich gelegenen Steinbruch. Die hintere, ca. 8–10 m hohe, steil aufragende und zum Teil etwas überhängende Wand dieses Bruches zeigt stark verkieselte, hornsteinartige, gut geklüftete Gesteine. Nach GRÜNHAGEN handelt es sich um einen durch Implikationsstruktur ausgezeichneten verkieselten Kalkstein. Die durch die Einkieselung entstandenen Quarzkristalle enthalten noch winzige rundliche, selten auch rhomboedrische Calciteinschlüsse. Verkieselte Fossilien (vermutlich Brachiopoden und Calcisphären) befinden sich in illitreicheren Gesteinspartien. Die verkieselten Kalksteine gehören vermutlich der Nehden- bis Hemberg-Stufe an. Conodonten ließen sich nicht gewinnen. Der Aufschluß ist bei SCHMIDT & PLESSMANN (1961: 68, Aufschluß 18) erwähnt.

Blatt 4516 Warstein

1. **Massenkalksteinbruch Albers** unmittelbar östlich der B 55 (Zentraler R/H-Wert: 55 100, H 00 200). Kalksteinbänke mit Korallen und Stringocephalen, Karsttaschen mit Rühthener Grünsandstein, Calcitgänge, intensiv tektonisch beanspruchter (geschieferter und geklüfteter) Massenkalk.
2. **Massenkalksteinbruch Hillenberg** der H. Brühne GmbH, Dortmund–Aplerbeck (Zentraler R/H-Wert: R 55 600, H 00 300). Kalksteinbänke mit Korallen und Stringocephalen. An

der Südwand Spalte mit Blockschuttfüllung (vgl. CLAUSEN 1979: 115); an der Ostwand ein fast horizontal im Kalkstein befindlicher Hohlraum, weitgehend durch Kalksinter und Kalkspat verfüllt (vgl. CLAUSEN 1979: 117).

3. **Massenkalksteinbruch „Hohe Liet“** der Steinwerke F. J. Risse GmbH und der Hartsteinwerke F. Köster (Zentraler R/H-Wert: R 56 050, H 00 800). Stark geschieferter und geklüfteter Massenkalk. In der nördlichen Hälfte des Steinbruchbetriebes sind Flinzschichten eingemuldet. Der Südflügel dieser Mulde ist von Massenkalk überfahren. Die Sedimente der Mulde sind stark beansprucht, schöne Faltenbilder sind am Zugang zum Hauptbruch der Fa. Köster zu beobachten (Titelbild dieses Bandes). An der Südwand des Steinbruches Risse befindet sich eine Spalte mit Kreideresten (Seeigel, Inoceramen, Sporen, Foraminiferen; vgl. CLAUSEN 1979: 122).
4. Aufgelassener **Massenkalksteinbruch der Warsteiner Kalkwerke** (Gebr. Feldmann), (Zentraler R/H-Wert : R 56 600, H 00 400). Nach Süden einfallende Kalksteinbänke mit gelegentlichen Schwarzschiefereinlagerungen. Nord-Süd streichende, spaltenartig erweiterte Klüfte, welche mit Calcit und Kalksinter plombiert sind. An der Westwand befindet sich eine aus Kalksteinbruchstücken und Knochenrelikten (Höhlenbär) bestehende Spaltenfüllung (vgl. CLAUSEN 1979: 128). Im Steinbruch liegen die Zugänge zur Liet-Höhle (vgl. MEIBURG et al. 1977).
5. Aufgelassener **Massenkalksteinbruch der Fa. Risse** an der B 55 in Warstein (Hauptstraße), (Zentraler R/H-Wert: R 55 420, H 01 500). Der Steinbruch erschließt querschlägig den gesamten nördlichen Massenkalkzug. Ganz im Süden im Bereich des Bahneinschnittes wird Massenkalk von Flinzschichten überlagert. Starke Klüftung und Schieferung der Kalksteine. An der Ostwand des Bruches ist besonders schön zu sehen, wie Stringocephalen in die Schieferungsebene eingeregelt, ausgelängt und bis zum Zehnfachen ihrer ursprünglichen Größe ausgezogen sind (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: Abb. 2, 3, 6 u. 7). Der Massenkalk ist, wie sich mit Hilfe der Stringocephalen gut erkennen läßt, zu einem weit gespannten Sattel zusammengeschoben. Die Sattelnordflanke im Bereich der Umbiegung ist überkippt.
6. Aufgelassene **Erzgrube Oberhagen (Grube „Rom“)**, ca. 230 m östlich des Massenkalksteinbruches Risse/Hauptstr. (R 55 690, H 01 780). Neben mehreren Pinggen bietet heute vor allem ein großer ovaler Tagebautrichter mit einige Zehner Meter steil abfallenden Wänden den besten Einblick in den vererzten Massenkalk. In einer den Massenkalk durchziehenden Störungszone wurde vor allem der Roteisenstein (mit bis zu 60% Fe) gebildet. Auf der Erzbasis dieser Grube wurde die schon im vorigen Jahrhundert wieder stillgelegte Wilhelmshütte gegründet. Die Halden rund um den Tagebautrichter enthalten reichlich Roteisenstein, Brauneisenstein und Eisenglanz (vgl. ADEMME & ROTERS 1979).
7. **Massenkalksteinbruch „Am Oberhagen“**, ca. 600 m südwestlich Suttrop (Zentraler R/H-Wert: R 56 200, H 01 750). Im tieferen Teil des Bruches treten bituminöse, sehr gut gebankte Kalksteine auf, die zum Hangenden hin von blaugrauen, massigen, undeutlich geschichteten Kalksteinen abgelöst werden. Der Steinbruch zeigt sehr schöne Spezialfaltung im Meterbereich. Die nördlichen Sattelschenkel liegen zum Teil invers, die Mulden sind abgeschert. In einer mit Lehm gefüllten Karsttasche am nordwestlichen Steinbruchende lassen sich sehr zahlreiche kleine Suttroper Quarze finden.
8. **Massenkalksteinbruch „Auf dem Stein“** der Fritz Weiken KG, Suttrop (Zentraler R/H-Wert: R 57 500, H 02 300). Im tieferen Teil treten dunkle gebankte Kalksteine mit Stringocephalen auf. Der höhere Teil wird von graublauen gebankten bis massigen Kalksteinen mit Korallen und Crinoidenschuttlagen eingenommen. Rasenriffe lassen sich

beobachten. Die Kalksteine sind stellenweise spezialgefaltet, sonst bilden sie einen einheitlich aufgebauten Sattel mit gut ausgebildeter Nord- und Südflanke. Mehrere Kalkspatgänge durchschlagen querschlägig den Massenkalk. An mehreren Stellen können sehr schöne große Kalkspatkristalle gewonnen werden.

9. **Osthang des Wester-Baches**, westlich des Landeskrankenhauses Stillenberg (Zentraler R/H-Wert: R 54 700, H 02 900). Es ist ein ca. 600 m langes Profil parallel zum Uferweg aufgeschlossen, welches aus Kalkknotenschiefern und knolligen Kalksteinen der Adorf- bis Nehden-Stufe besteht. Die Kramenzelstrukturen der verwitterten Schichten lassen sich sehr gut studieren.
10. Mehrere kleine, zum Teil etwas verwachsene **Aufschlüsse am Stillenbergs-Kopf**, östlich der Kapelle (R 56 100, H 03 430). Mehrere kleine Aufschlüsse mit Kalksteinen und Mergeln der Hemberg-, Dasberg- und Wocklum-Stufe. Zahlreiche Cephalopoden. Fossilisten befinden sich bei H. SCHMIDT (1922).
11. Aufgelassener Steinbruch an der B 55 am **nördlichen Ortsausgang Warstein** (R 54 650, H 02 700). Es handelt sich um eine ca. 8 m hohe Gesteinswand vor der Häuser gebaut sind. Aufgeschlossen sind Kalksteinbänke, welche mit feingebänderten splitterig brechenden Tonsteinen wechsellagern. Die Schichten gehören der höchsten Adorf-Stufe an und enthalten Ostracoden und Tentaculiten.
12. **Gesteinswand an der alten Wassermühle**, an der B 55 in Beleck (R 53 960, H 05 800). Erschlossen sind spezialgefaltete Obere Arnsberger Schichten mit Tonsteinen, Schluffsteinen und plattigen quarzitischen Sandsteinen. An einen Spezialsattel (nordwestlicher Eckpunkt der Wand) schließen sich flexurartig gebogene und weit geschwungen verlaufende Schichten an, welche am südöstlichen Ende der Wand unvermittelt in Spitzfalten (Mulde und Sattel mit steilen Lagerungswerten) übergehen.
13. **Naturschutzgebiet der Külbe-Steine** (Zentraler R/H-Wert: R 53 800, H 06 500). Verkieselte Kalkknotenschiefer, Knollenkalksteine und Flaserkalksteine der Nehden- bis Hemberg-Stufe im Kern des Beleck Sattels. Die Verkieselung ist uneinheitlich; zum Teil lassen sich aus den Kalksteinen ohne Mühe Conodonten gewinnen. Die hochaufragenden Külbe-Steine sind sehr stark silifiziert und blieben deshalb bei den früher hier umgegangenen Steinbrucharbeiten ausgespart.
14. Aufgelassener **Steinbruch nordwestlich der Straße Beleck – Drewer** (Zentraler R/H-Wert: R 54 400, H 06 530). Im hinteren Teil des Steinbruches folgen übereinander verkieselte oberdevonische Kalksteine, liegende Alaunschiefer, Erdbacher Kalk und Kieselschiefer sowie Lydite. Diese Einheiten fallen, da sie dem Nordflügel des westlichen Beleck Teilsattels angehören, nach Nordwesten ein. Die oberdevonischen Kalksteine enthalten vor der Verkieselung (Tertiär ?) entstandene Karsthohlräume mit idiomorph ausgebildeten, tapetenförmig angeordneten Quarzkristallen. Die Quarze haben eine gelbe bis bräunlich-gelbe Färbung.
15. **Westlicher Provinzialsteinbruch Drewer** (Zentraler R/H-Wert: R 54 990, H 06 730). Der Steinbruch enthält mehrere Schichteinheiten, die vom tiefsten Oberdevon (Adorf-Stufe) bis zum mittleren Unterkarbon (Kieselige Übergangsschichten) reichen. Die Steinbruchsohle ist ersoffen (mineralhaltiges Wasser); die Nordwand des Bruches kann deswegen zu Fuß nicht erreicht werden. An der Südwand des Bruches befindet sich eine große Störung (Abschiebung, vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: 21). An dieser Störung sind unterkarbonische Schichten gegen oberdevonische verworfen.

16. **Östlicher Provinzialsteinbruch Drewer** (Zentraler R/H-Wert: R 55 500, H 06 710). Die in diesem Steinbruch erschlossene Schichtenfolge ist ausführlich bei CLAUSEN & LEUTERITZ (1979: 12) beschrieben. Interessant sind einige vor allem an der Nord- und Nordostwand gut sichtbare disharmonische Kleinfalten, die als Rutschfalten gedeutet werden (vgl. CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: 21). Die Verkieselung tritt selektiv auf. Die Nordostwand zeigt dort, wo die tiefere Steinbruchsohle in die höhere übergeht, einen hochragenden „Verkieselungsdom“. Mit einem Übergangsbereich von nur wenigen Metern stoßen hier karbonatische und verkieselte Gesteine aneinander. Im Bereich stärkerer Verkieselung sind die internen Gefüge (Kalkknollen, Bänderung) vollkommen überprägt, allerdings ziehen noch die größeren Schichtfugen durch.
17. Aufgelassener **Steinbruch Kattensiepen** an der Straße Rüthen – Suttrop (Zentraler R/H-Wert: R 57 930, H 03 680). Weitgespannter, asymmetrisch aufgebauter Sattel in Kalkknottenschiefern und Knollenkalksteinen des Oberdevons (aufgeschlossen ab Nehden-Stufe bis Wocklum-Stufe). Die Kalksteine zeigen zahlreiche Querschnitte von Goniatiten und Clymenien. Ein dünnes, gut erkennbares, 25 – 30 cm mächtiges Schwarzschieferband mit bituminösen Kalksteinknollen (*annulata*-Horizont, do IV) hat zahlreiche Clymenien geliefert. An der Sattelnordflanke reicht das Profil vom Oberdevon lückenlos in das Unterkarbon (Hangenberg-Schichten, Hauptphosphorit-Lage, Erdbacher Kalk, Lydite und Kieselschiefer sowie Kieselkalke).
18. Aufgelassener **Steinbruch Eulenspiegel**, 1,7 km südlich Rüthen, an der alten Straße Kallenhardt–Heide–Rüthen bei Höhenpunkt 399,0 m (Zentraler R/H-Wert: R 61 370, H 04 120). Weitgespannter Sattel in Kalkknottenschiefern und Knollenkalksteinen des Oberdevons (Abb. 4). Die Schichtenfolge beginnt in der Oberen Nehden-Stufe und reicht in den Devon/Karbon-Grenzbereich. In der Mitte der Aufschlußwand ist eine deutliche Fuge erkennbar, welche durch die Herauswitterung mürber schwarzer, gelbbraun verwitternder Tonschiefer entstanden ist (= *annulata*-Horizont, do IV). Am nördlichen Ende der Steinbrucheinfahrt sind Hangenberg-Kalk und Erdbacher Kalk aufgeschlossen, im Streichen jedoch nur auf kurze Erstreckung zu verfolgen.
19. **Kalksteinklippen am Kruhberg** (Höhe 400,3 m), zwischen Kruhbergs-Siepen und Bibertal, ca. 500 m südsüdwestlich Jagdhaus Bibertal (Zentraler R/H-Wert: R 61 930, H 03 990). Im Kern eines nach Ostnordosten abtauchenden Sattels treten flaserig bis knollig ausgebildete, kramenzelartig verwitternde, graue bis grau-rote Kalksteine auf, die mit dünnen Tonsteinbändern wechsellagern und dem Oberdevon (Untere Nehden-Stufe bis Wocklum-Stufe) angehören. Die Kalksteine treten klippenförmig im Bereich der Kruhberg-Anhöhe auf. Die Kalksteine stoßen nach Westen an einer Querstörung gegen Arnsberger Schichten, nach Osten hin werden sie im Streichen normal von unterkarbonischen Kieselschiefern, Kieselkalcken und Tonschiefern überlagert. Eine hier vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (Hannover) im Jahre 1975 durchgeführte Bohrung durchteufte bis zur Endteufe von 103 m vorwiegend gebänderte Tonsteine mit Kalkstein-Einschaltungen. Die Bohrung erreichte in den letzten Bohrm Metern den Mittel/Oberdevon-Grenzbereich, ohne Massenkalk anzutreffen.
20. Lokalität „**Kalvarienberg-Klippe**“, nordöstlich Kallenhardt, am Westhang des Kalvarienberges (424,7 m), (R 61 100, H 03 180). Mehrere Klippen aus oberdevonischen Kalkknottenschiefern und Knollenkalksteinen. Zahlreiche ac- und bc-Spalten mit in das höhere Oberdevon (do III bis do VI) bis Unterkarbon II datierbaren Spaltenfüllungen. Eine größere, 35 m lange ac-Spalte ist schon durch H. SCHMIDT (1922: 283) beschrieben worden.

21. **Steinbruch am Fuß des Kalvarien-Berges** (Südseite), nordöstlich Kallenhardt (R 61 050, H 02 560).

An der Basis des Steinbruches sowie an seiner Nordwestseite stehen graubraune bis schwarzgraue Tonsteine der Flinzschichten mit detritischen schwarzen, im Zentimeter- bis Dezimeterbereich gebankten Kalksteinen an (Untere- bis Mittlere Adorf-Stufe). Darüber folgt eine 7 m mächtige fanglomeratartige Partie, bestehend aus vollkommen aus dem Schichtenverband gelösten Relikten von Geröll- bis Blockgröße. Außerdem sind die Gesteine verkieselt, so daß bisher keine vollständige Conodontenfauna gewonnen werden konnte. Darüber folgen wenige Dezimeter einer stark verkieselten Brekzie, die sich bisher ebenfalls noch nicht genau stratigraphisch datieren ließ. Normal ausgebildete unterkarbonische Kieselgesteine schließen das Profil nach oben ab.

22. Aufgelassener **Steinbruch** an der alten Straße Kallenhardt–Heide–Rüthen, **östlich Kallenhardt** (R 60 800, H 02 170).

Dieser Steinbruch ist die **Typuslokalität der Schlagwasser-Brekzie sensu H. SCHMIDT** (vgl. H. SCHMIDT 1922: 305).

Der heute stark verwachsene Steinbruch zeigt an seiner Westseite Massenkalk, der sich mit überlagernden Flinzschichten durch Faltung „verzahnt“. Der Massenkalk ist autochthon und kein „hausgroßes“ Geröll (vgl. H. SCHMIDT 1922: 305). Die Flinzschichten, welche teilweise überkippt liegen, werden von der Schlagwasser-Brekzie überlagert. Massenkalk und Flinzschichten umfassen die Givet- bis Mittlere Adorf-Stufe, während die stratigraphische Reichweite der Schlagwasser-Brekzie Adorf-Stufe bis Unterkarbon II umfaßt.

23. Böschung am nördlichen Zufahrtweg zum **Campingplatz Kallenhardt** (Zentraler R/H-Wert: R 61 020, H 02 170).

Dieses Profil zeigt in seinem zentralen Teil Massenkalk (nach Osten abtauchend), der von Cephalopodenkalken der Adorf-Stufe und der Schlagwasser-Brekzie überlagert wird. Die kalkigen Sedimente werden zum Hangenden hin ohne erkennbare Schichtlücke von zuerst tonig-schluffigen und später kieselligen Gesteinen des Unterkarbon II überlagert. Arnberger Schichten mit dünnbankigen Grauwacken (= Untere Arnberger Schichten) bilden die Ummantelung der Sattelstruktur.

24. **Steinbruch Kallenhardt** der Firmen Fritz Weiken KG, Suttrop (westlicher und mittlerer Teil des Steinbruches) und H. Brühne GmbH., Dortmund-Aplerbeck (östlicher Teil des Steinbruches), (Zentraler R/H-Wert: R 59 300, H 01 900).

Aufgeschlossen ist hier der nördliche Teil des südlichen Warsteiner Massenkalkzuges. Der in Schwelm-Fazies ausgebildete Massenkalk bildet im Steinbruch einen Großsattel mit nach Osten abtauchender Achse. An der Nordwand ist der Übergang des Massenkalkes an einem tektonischen Kontakt zu den hangenden Flinzschichten gut erschlossen. Nach Osten bricht der Massenkalk nicht – wie bisher angenommen – an einer Nord-Süd verlaufenden Störung ab, sondern läßt sich (durch mehrere kleine Aufbrüche belegt) bis östlich der Straße Rüthen–Nuttlar nachweisen. Besonders auffällig sind in diesem Bruch **a c o r i e n t i e r t e** **G r o ß s p a l t e n** mit unterschiedlich alten Füllungen. Von Westen nach Osten sind besonders bemerkenswert:

a) **Steinbruch Weiken:** Eine im Querschnitt asymmetrische, bis unter die tiefste Abbausohle hinabreichende Spalte an der Nordwand. Die Füllung besteht von unten nach oben aus schlecht sortierten Kalksteinfragmenten, Flinzschichten, Schlagwasser-Brekzie (mit teilweise dezimetergroßen Geröllen), einem aus Massenkalkgeröllen bestehenden Konglomerat mit sandigem Bindemittel und schließlich graugrünen Kreidesandsteinen.

Eine weitere trichterförmige Schlotte an der Westwand enthält an der Sohle Kalksteine der Adorf- bis Hemberg-Stufe. Den jüngsten verfestigten Anteil dieser Spalte bildet ein brauner Lehm mit zahlreichen Suttroper Quarzen.

An der Südwand befindet sich eine Doppelspalte, ausgefüllt mit glaukonitführenden graugrünen Kreidesandsteinen, welche an den Seiten zum Massenkalk hin Anlagerungsgefüge zeigen.

b) **Westlicher Abschnitt des Steinbruches Brühne:** Hier befindet sich eine schüsselförmig angelegte Schlotte mit einem Durchmesser von ca. 35 m. Es kann die Abfolge (von unten nach oben): Massenkalk – Flinzschichten – Schlagwasser-Brekzie – graugrüne Kreidesandsteine beobachtet werden.

c) **Mittlerer Abschnitt des Steinbruches Brühne:** An der Südwand ist eine schüsselförmige Schlotte mit einem Durchmesser von ca. 40 m zu sehen. Hier besteht die Abfolge (von unten nach oben) aus: Massenkalk-lithoklastreichen Kreidesedimenten mit tonigem oder karbonatischem Bindemittel sowie glaukonitführenden Kreidesandsteinen mit Pflanzenresten (Hölzern). Besonders auffällig sind an der Westwand Anlagerungsgefüge der Kreidesandsteine zu den seitlich begrenzenden Massenkalkwänden hin (Winkel von 45° bis 60°).

25. **Massenkalk-Klippen** am östlichen Lörmecke-Ufer (= **Naturdenkmal „Hohler Stein“**), ca. 100 m südsüdwestlich Höhe 380,2 m (R 58 560, H 00 400).

Der zum Naturdenkmal erklärte Felsen enthält eine Höhle, welche durch ihre Funde an Artefakten und Werkzeugen aus der Mittelsteinzeit („Kallenhardt-Stufe“, vgl. HENNEBÖLE 1963, MEIBURG & STOFFELS 1979) und jüngeren Eisenzeit (Latène-Stufe) bekanntgeworden ist.

Aufgeschlossen sind ca. 35 bis 40 m mächtige, zum Teil gebankte Kalksteine, die – wie fast überall am Südrand des Warsteiner Massenkalkes – tektonisch stark überprägt sind. Der Felsen des Hohlen Steins weist die für den am Südrand des Warsteiner Sattels gelegenen Massenkalk typischen stratigraphischen Eigenschaften auf: Einerseits ist seine Reichweite größer als sonst im Warsteiner Raum üblich (Givet-Stufe bis Untere, zum Teil Obere Adorf-Stufe), andererseits enthalten die Kalksteine Mikropalten, die vorwiegend während der Zeit des Unterkarbon II von kalkigen Sedimenten ausgefüllt wurden.

26. **Steinbruch am Hessenkamp** westlich Scharfenberg (R 64 950, H 00 000).

Aufgeschlossen sind einige Meter Massenkalk aus dem Grenzbereich Mittel/Oberdevon in Bankfazies. Der Massenkalk wird überlagert von einer Brekzie, die altersmäßig und dem Typ nach der Schlagwasser-Brekzie entspricht (vgl. HEINKE et al. 1979: 75). Darüber folgen stellenweise oberdevonische Cephalopodenkalke, die zum Teil verkieselt sind, und unterkarbonische kieselige Gesteine.

Eine vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung im Jahre 1975 in diesem Steinbruch niedergebrachte Bohrung durchteufte bis 224,2 m Massenkalk (Dorp-Fazies, Hinterriff) in zunächst steiler, dann flach überkippter Lagerung und erreichte dann bis zur Endteufe von 233,3 m schwarze bis grauschwarze pyritreiche Tonsteine des Unterkarbons mit einzelnen Kalksteinbänkchen, Grauwackebänkchen und Phosphoritknollen.

Nähere Angaben zu den geologischen Verhältnissen dieses Steinbruches und der Bohrung befinden sich bei HEINKE et al. (1979: 80).

27. **Steinbruch** ca. 250 m nordwestlich Jagdhaus Hirschbeck, ca. 100 m östlich der Schlagwasser (R 62 000, H 00 000).

Neu angelegter, zeitweise genutzter Steinbruch in den Oberen Arnsberger Schichten. Aufgeschlossen sind eine ca. 25 m mächtige Wechselfolge von Ton- und Schluffsteinen sowie im Zentimeter- bis Dezimeterbereich gebankten, hellgrauen, feldspatführenden Grauwacken. Gelegentlich sind Lagen mit Pflanzenhäcksel aufgeschlossen.

28. **Steinbruch westlich der Glenne**, im Jagen 238 (R 64 220, H 99 750).
In der Fortsetzung des Scharfenberger Sattels sind in diesem Steinbruch nach Westsüdwesten abtauchende Spezialfalten innerhalb der Kieselligen Übergangsschichten zu beobachten. Aufgeschlossen sind die beiden *crenistris*-Bänke, die hier in verkieselter Form vorliegen. Der Steinbruch zeichnet sich weiterhin durch einen besonderen Fossilreichtum an Posidonien im Liegenden und Hangenden der *crenistris*-Bänke aus.
29. **Straßenaufschluß an der Straße Rüthen-Nuttlar**, in der Nähe von Kilometerstein 7,3 (R 59 750, H 89 200).
Grauwacken, Schluff- und Tonsteine der Oberen Arnberger Schichten mit eng spezialgefalteten Schichtbänken. Es sind alle Übergänge von Falte über flexurartige Knickung bis zur schwach wellenartigen Verbiegung der Bänke vorhanden (CLAUSEN & LEUTERITZ 1979: Abb. 9).
30. **Aufgelassener Steinbruch Kirsch**, Nordwestrand von Rüthen (R 34 600, H 57 070).
Über Grauwacken, Schluff- und Tonsteinen der oberkarbonischen Arnberger Schichten folgt, diskordant überlagernd, mit einem geringmächtigen Basiskonglomerat der Rühener Grünsandstein (ca. 6,5 m mächtig). Eine dünne Schicht mit lagenweise angeordneten Phosphoritknollen leitet zu der 1,35 m mächtigen „Hangenden Mergellage“, bestehend aus glaukonitischen sandigen Mergeln und bunten Quarzgeröllen, über. Die Mergellage wird zum Hangenden hin von Plänerkalken des Cenomans abgelöst. Das Profil ist bei SPEETZEN et al. (1974: Abb. 2, Prof. 2) beschrieben.
31. **Westliche Böschung an der neuen Straße Kallenhardt-Nuttlar**, unmittelbar östlich des Eulenspiegel-Steinbruches (Zentraler R/H-Wert: R 61 580, H 04 130).
Dieses Straßenprofil zeigt an der Westseite der Straßenböschung einen weitgespannten Sattel mit dem Devon/Karbon-Grenzbereich im Kern. Nach Norden hin folgen Liegende Alaunschiefer und Kieselschiefer des Unterkarbon II, die vom Erdbacher Kalk überlagert werden. Die darüberfolgenden, ebenfalls nach Norden einfallenden Schichten (bis zum cu III β) sind nur noch sporadisch aufgeschlossen.

Blatt 4517 Alme

1. Aufgelassener Steinbruch an der **Wildfütterung Boxen** des Jagdhauses Flick (R 65 570, H 00 080).
Der Steinbruch ist ziemlich verfallen. Das Profil wurde 1965 von W. KREBS beschrieben (vgl. Subkommission Karbonstrat., Exkursionsführer 1977: 15). Über dichtem, fossilreichem Riffkalk lagern spätige Kalksteine und Schuttkalke mit bis kopfgroßen Geröllen aus Massenkalk sowie eckigen bis gerundeten Geröllen von Tonsteinen und Kalksteinen. Die Kalksteine gehören dem Unterkarbon II an und sind etwa 40 cm mächtig.
Darüber folgen mit einer 1,5 m zum Teil übersteigenden Mächtigkeit spätige Schutt-kalksteine in Wechsellagerung mit braungrauen mürben Tonsteinlagen. Die Gesteine enthalten örtlich Gerölle von Massenkalk und schwarzen Lyditen, ferner Phosphoritknollen sowie linsige flache Tonsteinflatschen.
2. Straßeneinschnitt mit kleinen Steinbrüchen **unmittelbar südöstlich Scharfenberg**, an der Straße nach Brilon (R 67 670, H 98 630).
Das ungefähr senkrecht zum Schichtstreichen orientierte Profil vermittelt einen Einblick in die Sedimente des höheren Oberdevons (Dasberg- bis Wocklum-Stufe) bis höheren

Unterkarbons. Das Profil wurde abschnittsweise in der Erläuterung zu Blatt Alme durch PAECKELMANN & KÜHNE (1936: 23–26) beschrieben.

Die graugrünen milden, zum Teil auch feinsandigen Tonsteine mit Kalksteinknollen und -bänken (höheres Oberdevon) werden von Tonsteinen mit Kalksteinknollen (cu I), splittiger brechenden Tonsteinen, Alaunschiefern mit Phosphoritknollen, Kieselschiefern, Lyditen und Kieselkalcken (cu II), Kieselkalcken, Alaunschiefern, Tonsteinen (zum Teil „Posidonienschiefer“) und Kalksteinen (u. a. *crenistria*-Kalkbank, cu III) überlagert.

Mehrere Gesteine (Kieselkalke, Tonsteine) dieses Gebietes sind so kräftig und auffallend gebändert, daß PAECKELMANN & KÜHNE (1936: 24) von einer „Lydite-Bänderschieferfazies“ und „Kalkbänderschiefer-Fazies“ sprechen.

Blatt 4614 Arnsberg

1. **Steinbruch am Südhang des Lüssen-Berges**, westlich Mittelberge (R 40 900, H 89 200).
Kieselschiefer und Kieselkalke des Unterkarbons mit sehr großen kieseligen und karbonatischen Konkretionen (Durchmesser über 1 m).

Blatt 4615 Meschede

1. **Steinbruch am Sägewerk Freienohl** an der B 7 (R 42 450, H 92 660).
Es stehen Ton- und Schluffsteine sowie Grauwacken der Arnsberger Schichten an. Die nördliche Steinbruchwand zeigt Schichtflächen mit gut ausgebildeten Sedimentationsmarken (Schleifspuren).
2. **Eisenbahneinschnitt am Südfuß des Heim-Berges**, gegenüber von Haus Laer (R 48 565, H 90 920).
In geschichtete Lydite und Kieselkalke des Unterkarbons sind detritische Bänke des Hellefelder Kalkes (= Westenfelder Kohlenkalk) eingeschaltet. Es sind zwei bis zu 8 m tiefe Erosionsrinnen erschlossen, wobei die jüngere die ältere angeschnitten hat.

Blatt 4616 Olsberg

1. **Steinbruch an der Westseite des Stein-Berges** (R 59 600, H 91 650).
Die Ostwand des Steinbruches zeigt eine zur Givet-Stufe gehörende Abfolge von Diabas, Grünsteinhorizont und Nuttlarer Schiefer mit Flinz.
2. **Klippen an der Südseite des Breberges** (R 59 180, H 91 180).
Die Klippen werden aus *Sparganophyllum*-Kalkstein der Givet-Stufe aufgebaut.

Dank

Herrn Dr. von KAMP, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, danken wir herzlich dafür, daß er uns für die geologische Übersichtskarte seine noch nicht publizierten Kartenentwürfe zur GK 100 Arnsberg überließ.

Schließlich gilt unser Dank dem Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, welches die druckfertige Reinzeichnung der Übersichtskarte ermöglichte.

Schriftenverzeichnis

- ADEMMEER, F. & ROTERS, F. A.: Geschichte des Eisenerzbergbaus in Warstein. – Aufschluss, Sonderband 29 (Warstein), 241–246, 3 Abb., Heidelberg 1979.
- CLAUSEN, C.-D.: Über kreidezeitliche bis pleistozäne Karstfüllungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, Sonderband 29 (Warstein), 113–124, 4 Abb., Heidelberg 1979.
- CLAUSEN, C.-D., KORN, D. & UFFENORDE, H.: Das Devon/Karbon-Profil am alten Schießstand bei der Bilstein-Höhle (Blatt 4515 Hirschberg, Warsteiner Sattel, Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, Sonderband 29 (Warstein), 47–68, 4 Abb., 1 Taf., Heidelberg 1979.
- CLAUSEN, C.-D. & LEUTERITZ, K.: Übersicht über die Geologie des Warsteiner Sattels und seiner näheren Umgebung. – Aufschluss, Sonderband 29 (Warstein), 1–32, 9 Abb., 1 Tab., Heidelberg 1979.
- EBERT, A.: Geologische Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes, 1:250 000. – [In:] Übersicht über die Geologie des nördlichen Sauerlandes. – Geol. Jb., 72, 435–438, 5 Tab., Hannover 1957.
- GRÜNHAGEN, H.: Petrographische Untersuchung von 15 Sedimentgesteinen aus dem Bereich der Blätter 4515 Hirschberg und 4516 Warstein der TK 25. – Manusk. Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. Krefeld, 16 S., 2 Tab., Krefeld (unveröff.) 1977.
- HEINKE, H.-J., LEUTERITZ, K. & STOPPEL, D.: Zur Stratigraphie und Fazies des Scharfenberger Sattels auf Blatt 4516 Warstein. – Aufschluss, Sonderband 29 (Warstein), 69–84, 4 Abb., 3 Taf., 1 Tab., Heidelberg 1979.
- HENNEBÖLE, E.: Die Vor- und Frühgeschichte des Warsteiner Raumes. – Beiträge zur Warsteiner Geschichte, 2, 52 S., 27 Abb., 12 Taf., Warstein 1963.
- MEIBURG, P., HÜGEL, P., MARZELA, C. & ROTERS, F. A.: Die geologische Entwicklung der Liet-Höhle im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluss, 28, 12, 457–507, 36 Abb., 1 Tab., 1 Titelbild, Heidelberg 1977.
- MEIBURG, P. & STOFFELS, D.: Die Höhlen im Warsteiner Massenkalk. – Aufschluss, Sonderband 29 (Warstein), 143–178, 24 Abb., 1 Titelbild, Heidelberg 1979.
- PAECKELMANN, W., mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Brilon Nr. 2659. – Geol. Kt. Preußen und benachb. deutsch. Ländern 1:25 000, 67 S., 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Berlin 1936.
- PAECKELMANN, W. & KÜHNE, F., mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Alme Nr. 2585. – Geol. Kt. Preußen und benachb. deutsch. Ländern 1:25 000, 61 S., 1 Abb., 1 Taf., Berlin 1936.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Zur Tektonik des mitteldevonischen Massenkalkes (Beobachtungen aus dem Gebiet von Warstein, Westfalen). – Z. dt. geol. Ges., 104, (1952), 94–98, 3 Abb., 2 Taf., Hannover 1953.
- SCHMIDT, H.: Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Beleecke. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., 41 (f. 1920), 254–339, 7 Abb., 2 Taf., Berlin 1922.
- SCHMIDT, H. & PLESSMANN, W.: Sauerland. – Samml. geol. Führer, 39, 151 S., 8 Abb., 24 Taf., 1 Kt., Berlin (Borntraeger) 1961.
- SPEETZEN, E., EL-ARNAUTI, A. & KAEVER, M.: Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kreide-Basisschichten am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 145, (2), 207–241, 9 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1974.
- Subkommission für Karbonstratigraphie: Exkursionen in das nordöstliche Sauerland, Warstein-Hirschberg, 19.–21. Mai 1977. Nach Unterlagen von HEUSER, H., KREBS, W., SCHÄFER, W., UFFENORDE, H. & STOPPEL, D.: 27 S., 12 Abb., 1 Tab., Hannover (unveröff.) 1977.

Orts- und Sachregister

- Aachener Bezirk West 250
 Abbauförderstrecke 245
 – kapazität 141
 – verfahren 245
 Abflußmessung 128, 160
 – niveau 172
 – überschuß 129
 – system des Bilstein-Baches 154, 159
 Absenkung des Karstwasserspiegels 161
 Absenkungsgeschwindigkeit 36
 Absterben der Riffe 72
 Abtragungsresistenz 96, 97
 – schutt 115
Acanthoceras 87
 Achsenabtauchen 21, 262
 – kulmination 22
 ac-Spalte 107, 109, 115, 116, 262
Actinopteria-Bänke 78
Actinopteria persulcata 78
 Adonis, Grube 26
 adorfischer Massenkalk 83
 Adorfer Schiefer 74/75
 Adorf-Schichten 12/13
 – Stufe 5, 6, 7, 9, 10, 12, 12/13, 14, 15, 21, 28,
 34, 35, 41, 71, 72, 74, 74/75, 75, 81, 82, 114,
 115, 258, 260, 262, 263
 Adsorptions-Desorptionsprozesse 213
 älteres Mesozoikum 24
Aequipecten 87
 Agglutinantia 122
 Aktinomykose 196
 aktive(s) Doline 100
 Karstsystem 160
 Aktiv-Kohlefilterung 132
 Alaunschiefer 8, 10, 12/13, 13, 25, 49–51, 62, 63,
 76, 78, 81, 83, 115, 254, 256, 257, 260, 264,
 265
 Hangende 8
 Liegende 7
 Alb 12/13, 24, 85, 86/87, 87, 88/89, 90, 90/91,
 92/93
 Alb/Cenoman-Grenze 24, 123
 Alb-Gliederung 86/87
 Alb/Unter-Coniac-Zeit 87
Alces alces 195, 202
 Alleröd-Interstadial 194, 200–203
Allocioceras 88
 allodapische Einschaltungen 83
 Kalke 76
Alopecurus lagopus 195, 198
 Altenbekener Grünsand 90
 Altenbürener Störung 19, 22, 253
 Alter des Grundwassers 140
 Alter Schießstand 9, 10, 21, 47, 257
 Altes Feld 9, 11
 altpaläozoische Gewölbekuppel 23
 altvariszische Bewegung 69
 Amersfoort 201
 Am Hohlen Stein 40
 Ammoniten 24, 211
 Amphiporen 38, 40
 – Rasen 80
 Anatas 48, 49
anchoralis bilineatus-Interregnum 74/75
anchoralis-Zone 50, 74/75, 114
Ancyrodella lobata 80
 A. rotundiloba 80
 Anglesit 236
 Anhydrit 207, 210, 212, 214, 215, 222, 223, 228
 – abscheidung 227
 – auflösung 223
 – einschlüsse 207, 212, 213, 215, 221, 222, 228
 – fällung 228
 – regelung 227
 – spuren 213
 – zonen 228
 anhydritreiche(r) Großrhythmen 215
 Kristalle 209
 Quarzsand 215
 Zone 215, 224
 Ankerit 236
 Anlagerungsgefüge 263
 sedimentäres 37
 anisotrope Lösungszufuhr 216
 Anisotropie der Flächenverschiebungsgeschwindig-
 keiten 215

- Bergamt Siegen 246
 Bergbau 236, 237, 240, 241, 244, 248
 Bergbaubetrieb 242
 Bergbauzentrum Brilon 240
 Iserlohn 240
 Bergkristall 208, 227
 mit Calciteinschlüssen 210
 Bergrevier Arnberg 238
 Brilon 238
 Olpe 238
 Pyrmont 238
 Waldeck 238
 Bernstein-Schmuck 153
 Beschaffenheit der Erze 245
 des Grundwassers 137, 138
 Besiedlung der Bilstein-Höhlen 193
 Bestwig 237, 238
 Bethel bei Bielefeld 250
 Beutetiere des Menschen 193, 202
 Bewegungsbahnen 44
 – phase 213–215, 219, 228
 Bewetterung 185, 245
 Bewohnbarkeit der Höhlen 193
 Biber 195, 202
 Biberberg 81
 Bibertal 261
 Biegefallen 61
 – gleitung 37
 Bildungs-Temperatur 224, 227, 229
 Bilanz des Wasserwirtschaftsjahres 1971 129
 Bilanzierung 94
 des Massenkalk-Grundwassers 97
bilineatus-bilineatus-Zone 74/75
 Bilstein 95, 97, 145, 148/149, 152, 161, 193–195,
 198, 202
 Bilstein-Bach 9, 10, 95, 97, 128, 137, 143, 144/145,
 147, 148, 152, 159, 160, 162
 Bilsteinbach-Quelle 132
 – Schwinde 159
 – Tal 97, 145
 – Ufer 10
 Bilstein-Bachhöhle 144/145, 147, 148/149, 150,
 158
 – Felsen 17, 144/145, 152–154, 157, 257
 – Höhle 9, 11, 16, 34, 47, 49, 60, 62, 64, 144/
 145, 146, 147, 148/149, 150, 154, 157–160,
 162, 163, 175, 195–197, 199, 200, 242, 249,
 257
 – Höhlensystem 27, 97, 143, 144/145, 145, 154,
 155, 157, 159, 160–162, 175, 193, 194, 202,
 203
 – Kulturhöhlen 144/145, 152–155, 157, 158,
 193, 195, 198–200
 – Nebenhöhlen 155
 – Ponorhöhle 144/145, 148, 152
 – Quelle 128, 137, 138
 – Schachthöhle 144/145, 150, 151, 157, 160, 161
 – Schauhöhle 144, 147, 148/149, 157, 175
 – Tal 36
 Biochronologie 90
 Bioherm 3, 14
 biohermale Riffentwicklung 28
 Bioklasten 73
 Bioklastkalkstein 14
 Biomikrosparit 5
 Biosparit 5
 Biostratigraphie 87, 90
 biostratigraphische Gliederung 85, 86/87, 87
 Biostrom 71
 biostromale(s) Riffwachstum 4, 5
 Plattformstadium 3
 Riffentwicklung 28
 Bioturbation 71
 bipyramidale Quarzadeln 79
 Birkhahn-Gang 238
Bispathodus aculeatus 51
B. stabilis 50
bisulcatum-Kieselschiefer 8
 bituminöse Kalksteinbank 5
 Kalksteinknollen 261
 Bitumeneinschlüsse 206
 Bivalven 76
 Blankenberg-Interstadial 200
 Blankenrode 90, 91
 Blatt Alme 9, 24, 69, 82, 253, 264
 Anröchte 85, 253
 Arnberg 253, 256, 257, 265
 Arnberg-Nord 9, 253
 Arnberg-Süd 253
 Benninghausen 85
 Brilon 253, 254
 Büren 143, 253
 Effeln 85, 253
 Eversberg 253
 Gütersloh 86/87
 Hirschberg IX, 5, 8, 10, 12, 16, 26, 85, 143, 253,
 257
 Lippstadt 85
 Meschede 253, 256, 265
 Möhnesee 9, 253, 257
 Olsberg 253, 265
 Rüthen 253
 Soest 86/87, 143, 253

- Warstein IX, 10, 12, 19, 26, **69**, 75, 85, 113–115,
 143, 253, **258**
 Blattverschiebung 19
 Blaue Werksteinbank 89
 Blei 238, 239
 Bleich-Quelle 128, **132**, **138**, **139**
 Bleierz 238
 – grube Hubert 26
 – grube Gonderbach 234
 Bleiglanz 210, 233, **234**, 236–240, 250
 silberarmer 240
 – kristall **235**
 – Sandsteinverwachsungen 238
 Bleiglasurerzführung 234
 – gänge 26, **233**, 238, **239**, 240
 – paragenese 239
 Bleiwäsche 207, **210**, **213–220**, **223**, **225**
 Blessenohler Schichten **254**
 B/L-Index **220**
 Blockbrekzie, tektonische 127
 Blockschutt 115, 146, 172
 – füllung 116, 259
 – komponenten 123
 Bochumer Grünsand 88
 Verein 247
 Bodenabsenkung 6
 – kristalle 183
 – nutzung 137
 – sinter 144, 145, 150, 159, 187
 – zapfen 148
 Bölling-Interstadial 194, 201, 203
 Bohnenburg 21
 Bohrung 13, 137, 261, 263
 Boxen **80**, 81
 Eilern-Friedrichsgrund 90
 Lörmecke 11
 Rüthen-Drewer 71
 Scharfenberger Wald **80–82**
 Soest-Erwitte 23, 64
 Warstein 11, 20
 boreales Klima 194
 Bornit-Covellinanflüge 236
Bos primigenius **202**
 Boudin 40
 Boudinage-Gefüge **39**, 44
 – Körper 37
 – Quarz 205
 Boudinierung 39, 40
 Boulangerit 239
 Bournonit 239
 Brachiopoden 4, 6, 24, 48, 51, 63, 71, **87**, 88/89, 89,
 90, **90/91**, 249, 250, 254, 258
 Brandenburger Stadium 201
 Brauerei Warstein 20
 Brauneisen 26, 234, 256
 – stein 6, 210, 245, 258, 259
 Braunerz 210, **245**
 – lehm 102, 103
 Bravoit 234
 Breberg-Klippen 265
 Breitenklassen 219
 Breitenwinner-Höhle 190
 breitflächige Gerinne 185
 Breithauptit 239
 Brekzie 15, 69, 75, 96, 120–123
 Brekzierung 233
 bretonische Faltung 21, 61, 62
 Brilon 35, 91, 140, 199, 240, 241
 Briloner Massenkalk 24, 74, 139, 210
 Riff 22, 82
 Sattel 12, 15, 22
 Scholle 22
 Bronzegeräte 153, 252
 – schmuck 153, 252
 – waffen 153, 252
 – zeit 164
 Brörup-Interstadial 201, 202
 Bruch- und Ausheilungsprozeß 213, 229
 Bruchbildung, spaltenförmige 229
 Bruchschieferung 42, 43
 Bruchtektonik, mehrphasige 113
 tertiäre 239
 Bruchzone, lineamentäre 229
 Büdesheimer Schiefer 6
 Büren 86, 91
 Bürener Konglomerat 86–93
 Bullerteich 100, 128, 129, 131, **132**, **133**, 134, **138**
 Bünde/Westf. 250
 Buntkupfererz 236, 238
 Burgberg/Letmathe 212
 Bürnheims-Quelle 135

¹⁴C-Altersbestimmung 140
 calcifizierte Knochenreste 122
 Calcisphären 71, 258
 Calcit 233, **236**
 – Dolomit-Gänge 206
 – Dolomit-Quarz-Abfolge 210
 – einschlüsse 207, 221

- gänge 123
- generation 115
- großkristalle, palisadenartige 210
- krusten 179
- pseudomorphosen 206
- Rhomboeder 181
- sinter 190
- Skalenoeeder 236
- Übersättigung **189**
- Calcium/Magnesium-Verhältnis **188**
- Caniden 193
- Canis lupus* 194, **197**
- Carbonatkomplex 5
 - plattform 6, 11, 23, 24
- Carnivoren 203
- Caroline, Grube 246
- CaSO₄-Übersättigung 219
 - Verarmung 219
- Castor fiber* 195, **202**
- Cenoman 12/13, 86/87, 87, 88/89, 90/91, 92/93, 123, 255, 264
- cenomane Wiedereindeckung 93
- Cenoman-Gliederung 86/87, 87
 - Meer 24
 - Plänerkalk 12/13
 - Relikte 25
 - Sandstein 96
 - Transgression 24, 91, 96
 - Turon-Grenze **88**
- Cephalopoden 48, 65, 75-77, **87-90, 90/91, 258, 260**
 - Querschnitte 15
- Cephalopodenkalk 7, 9, 10, 12, 12/13, 15, 18, 19, 33-35, 37, 40, 42, 44, 62, 63, **72, 77, 113, 114, 128, 262, 263**
 - kondensierter 9
 - verzerrter 10
 - Plattform, Rütthener 7
- Cerussit **236**
- Chalcedon 210-212
 - trümer 210
- Chalcedonisierung, pseudomorphoseartige 212
- Chalkopyriteinschlüsse 210
- Chaunoproetus palensis* 50
- Cheiloceras* sp. 72
- Chlorid-Gehalte 99, 129, 135, **137, 139**
- Chlorierung 132
- Chlorit-Calcit-Mandeln 254
- Christian, Grube 242
- Christiansglück, Grube 244, 246, **258**
- Citrin 211, 212
- Clymenia laevigata* 58, 59
- Clymenien 9, 47, 50, 51, 59, 61, 257, 258, **261**
 - Fundpunkt **47, 64**
- Coccolithen-Kalke 89
- Coelodonta antiquitatis* 195, **199**
- Collignoniceras* 88
- Computerprogramm 218
- Coniac **85, 86/87, 87, 88/89, 90, 90/91, 91, 92/93**
- Conodonten 5, 9, 34-37, 43, 49-51, 62, 64, 72, 75-77, 80, 114, 260, 262
 - Chronologie 64, 113
 - Mischfauna 114
 - Zonen **74/75, 83, 114**
- Conulus* 88
 - C. subrotundus* **90/91**
- costatus-Zone 50, **74/75**
- Cravenoceras* cf. *cowlingense* 78
 - Cravenoceratoides edalensis* 78
- crenistrìa-Bänke 8, 78, 257, 264, 265
- crenulata-Zone 50, **74/75**
- crepida-Zone **74/75**
- Cretrirhynchia* 87
 - C. plicatilis* **90/91**
- Crickites* 14
- Crinoiden 4, 5, 48, 71, 254
 - Fazies 35, 36
 - Kalk 37, 80
 - Schutt 5, 259
 - Stielglieder 4
- crinoidenführende Spaltenfüllungen 43
- Crocota spelaea* 194, **198, 199**
- Cu-Erze 22
- Cu-haltige Lösungen 229
- Cuprit 237
- Cyclothyris* 87
 - C. latissima* **88/89**
- Cymaclymenia* 50
 - C. barbarae* 52
 - C. camerata* 53
 - C. compressa* **52-54, 58, 59**
 - C. costata* 53
 - C. involvens* **52-54, 59**
 - C. obesa* 53
 - C. striata* **51, 52-54, 59**
 - C. warsteinensis* n. sp. **52, 54, 57, 59, 65**
 - C. n. sp.* **52-54, 59**
- Cypridinenschiefer 6, 7, 33, 34, 36, 128
- Cyrtoclymenia* sp. 59
- Cyrtoclymeniidae 51
- Cyrtosymbole gotica* 72
 - C. (Waribole) eulenspiegelia* 50

- Dachs 193, 194
 Dachschiefer 253, **254**
 Dasberger Kalk 48
 Dasberg-Stufe 7, 9, 12/13, 50, 53, 54, 58–61, **74/75**,
 75, 260, 264
 Dasberg/Wocklum-Stufe 61
 Dasycladaceen 71
 Dauerausstellung 250
 Dauerfrostboden 26, 203
 Dauphinéer Verzwilligung 207
 David (Christiansglück), Grube 26, 242, 244–246,
258
 David-Stollen 245
duplicata-Zone **74/75**
Dechenella-Bank 13
 Deckdiabas-Vulkanismus 64, 229
 Deckensinter 144, 145, 150, 170
 – verbruch 155, 159, 169
 Dedolomitisierung 206, 228
 Dedolomitierungsalcit 206
 Deformationsplan des Massenkalkes 107
 Deformationsstil 42
 des Massenkalkes 37
deformis-Zone 87
 Degenerationserscheinungen 203
 Dehnungstektonik, submarine 115
 synsedimentäre 115
 vororogene 113, 123
 Delecke **257**
 Deltaachsen 19, 21
 – Kulmination **21**
Deltocymatoceras 88
 dendroide Stromatoporen 72
 Denekamp 200
 Denudationsniveau des Massenkalkes 10
 Depression, lagunenartige 4
 descendente Verwitterungslösungen 26
 detritischer Muskovit 120
 Detritus-Kalk 76
 Deutsch-Niederländische Schiffahrtsgesellschaft 243
 Devon/Karbon-Grenze 7, 21, 22, 75, 261, **264**
 – Profil 60, 64
 Diabas 265
 – porphyrit **254**
 Diagenese 228
 – aktivität 219
 Diagonalschichtung 254
 Dichtebestimmung 213
 Diffraktometerbestimmung 103
 Dill-Mulde 229
 Dimbruch **258**
 Dinant 83
Disaccites indet. 122
Discoclymenia cucullata 59
Discoidea 88
 disharmonische Kleinfalten 261
 diskordante Anlagerungsstruktur 62
 Dislokationsbrekzie 245
 distales Dickenwachstum 232
 Distrikfeld Sauerland 241, 244, 245
 Doberg 250
 Dogger 250, 252
 Doline 26, 93, 95, 97, 101, 102, 110, 144/145, 162,
 170, 172, 233, 236
 Dolinenreihe **101**
 Dolomit 206, 210, 211, 233, **236**, 250
 – Boudins 39
 – idiolblasten 210
 – rhomboeder, idiomorphe 206, 211
 Dolomitisierung 40, 71, 206
 Dolomitisierungsfrent 206, 207
 Dolomitnegative 208
 mit Suttroper Quarz 212
 rhomboedrische 212
 doppelbrechende Lamellen 208, 213–215, 229
 Doppelbrechungsunterschiede 207
 Doppelender 205, 206, 212, 229, 249
 – negative 222
 Doppelmulde 17
 Doppelspat 236
 Dordogne 200
 Dornap 207
 Dornaper Massenkalk 206
Dorothia gradata 122
 Dorp-Fazies 3, 13, 28, 33–35, 42, 69, 72, 75, 83,
 263
 – Kalk **71**
 Dorpke 143
 – Quelle 128, **132**, **138**
 Drachenhöhle bei Mixnitz 196
 Dreiphaseneinschluß, primärer 222
 Drenthe-Stadium 161
 Drewer XI, 62, 90, 91, 139
 Drewerheide 21
 Druckerniedrigung 228
 – korrektioin 227

- lösung **94**
- röhren **94**
- Drusenquarz **212**
 - raum **208**
- drusige(r) Quarztrümer **210**
 - Gangquarz **209**
- Durchtrümmerung **11**
- Ebermannstadt/Franken **190**
- Echinocorys* **88**
 - E. gravesi* **88/89**
- Echinodermen **48**
- Echinoideen **88–90, 90/91, 250**
- Edelhirsch **194**
- Eder-Gebiet **83**
- Eem-Interglazial **193, 196, 201–203**
- Effenberg **55, 56**
- EGge-Bucht **24, 91**
 - Gebirge **85, 90**
- Eichenberg **13**
- Eichenmischwald **201**
- Eifel **250**
- Eifel-Stufe **255**
- Einengungstektonik, orogene **113**
- Eingangsbereich der Schauhöhle **154, 155**
 - schluf **172**
- eingewachsene Dolomitkristalle **211**
- Einkieselung **14, 258**
- Einkristalle **181**
- Einschlüsse von Eisenoxid/-hydroxid **211**
- Einschlußgefüge **224**
 - raum **213**
 - volumen **213**
- Einsturzdolinen **102**
- Eintiefung der Täler **126/127**
- Einzugsgebiet **98**
- Eisenbahneinschnitt Heim-Berg **265**
- Eisenerz **241**
 - bedarf **244**
 - Bergbau **241, 242, 248**
 - grube Christiansglück **258**
 - grube David **26, 242, 244–246, 258**
 - lager **244**
 - vorkommen **26**
- Eisengeräte **153, 252**
- Eisengewinnung **241**
- Eisenglanz **259**
- Eisenhydroxid-Anreicherungen **48**
- Eisenkiesel **115, 119, 120, 123, 207, 236**
 - Doppelender **210**
 - erz **212**
 - Kristallagglomerate **210**
 - kristalle **212**
- Eisenmetasomatose **258**
- Eisenoxid/-hydroxid **213**
- Eisenschmuck **153, 252**
- Eisensteingrube Hohe Liet **212**
- Eisenwaffen **153, 252**
- Eiserner Hut **245**
- Eisfuchs **193–195, 198, 202, 203**
- Eisrand **26**
- eiszeitliche Säugetiere **194, 203**
- Elch **195, 202, 203**
- embryonale Faltungskerne **22**
- End-Magdalénien **194, 202**
- Enke-Bach **95, 98–100, 126, 128, 143**
 - Ponorhöhle **164, 167**
 - Schwinde **99, 100, 128**
 - Tal **97**
 - Versinkung **128, 164, 165**
 - Zufluß **100**
- Enkeberg-Kalk **6, 139**
- Enkebruch **5, 10, 11**
- Enke-Range-System **107**
- Entnahmestellen **133**
- Entogonites grimmeri* **76**
- epirogene Bewegungen **19**
 - Hebungen **26**
- Eppenloch **27, 164, 252**
- Equisetites* sp. **122**
- Equus germanicus* **202**
 - E. przewalskii* **202**
 - E.* sp. **195, 202**
- Erdbach-Breitscheid **48**
- Erdbacher Kalk **7, 10, 13, 14, 28, 33, 35–37, 42, 43, 48, 49, 51, 59, 61, 63, 64, 114, 257, 258, 260, 261, 264**
- Erdbebenwellen **123**
- Erdfälle **126**
- Ergußgestein, basisches **254**
- Erlöschchen des Riffwachstums **114**
- Erosion **162**
- Erosionsbasis **26**
 - rinnen **265**
- Erwitte **85, 89, 91, 125**
- Erzarten **245**
 - bergbau **242**

- förderung 242
- gänge 236
- grube **242, 259**
- körper 10, 245
- lagerstätte 241
- mittel 233, 237
- nester 233
- stöcke, metasomatische 25
- suche 241
- Essentho 91
- Esshoff 75
- Etroeungt 48, 59
- Eulenspiegel, Steinbruch 19, 264
- Eumorphoceras*-Stufe 12/13
- eustatische Meeresspiegelschwankungen 6
- eutektischer Punkt im System H₂O-NaCl 224
- Eutrophoceras* 87
- euxinischer Meeresboden 13
- Evakuationsraum 150, 160
- Eversberg 238
- Excentriques **XII, 166, 167, 232**
- Exkursionsführer 13
 - ziele 253
- Exogyra* 87
- Extremitätenknochen 196

- Fällungsbedingungen für CaSO₄ 227
- Färbeversuch 97, 99
- Fahrenberg 81
- Falken-Quelle **132**
- Faltenachse 19, 25
 - achsenebene 15, 17
 - bau 37
 - bilder 46, 259
 - rumpf 24
 - spiegel 18
 - umbiegungen 267
- Faltung 46, 205, 262
- Faltungskern 62, 64
 - embryonaler 22
- Faltungsphase 61
 - marsische 61
 - nassauische 61
- Famenne 6
- Faserwachstum, wandständiges 205
- Fauna in Kreidetaschen 103
- Faunen-Migration 90
- Faziesäquivalent des Massenkalkes 5
 - entwicklung 43

- indikator 206
- scheidung 19
- steuerndes Hochgebiet 14
 - Typen 90
 - wechsel 114
- Fe-Erze 22
- Fe-haltige Lösungen 229
- Fe-Lager 74/75
- Felder Drei Kronen 238
- Felderverleihungskarte, bergamtliche **238**
- Feldspateinsprenglinge 254
 - kristalltuffe 254
- Feliden 193
- Felis silvestris* 194, **198**
- Fellnashorn 193–195, **200, 203**
- Felsbildungen 97
 - klippen 126
 - sicherung **112, 170**
- Fe-Mn-Karbonat 229
- Fe-Mn-Oxide 207, 210
- Feuerstein 88
- Firstenquerbau 245
- Firstlinie 162
- Fischelbach-Banfe 234
- Fischmaul-Zwilling 236
- flache Überschiebungsbahn 41
- Flachprofil 159
 - Höhlenraum **181**
 - Strecke XII, 154, 167, **179, 185, 187, 191**
- Flachwassersediment 89, 90
- flächenhafter Bodenabtrag 101
- Flaserkalk 7, 35, 260
- Fledermausarten 153
- FlieBerde 115, 116
 - geschwindigkeit **131**
 - richtung der Oberflächengewässer 140
 - tektonik 43, 44
 - wülste 253
- Flint 88/89, 90/91
- Flinzfazies 5, 33, 35, 36, 71, 72
 - kalk 5, 12/13, 35, 40–42, 44, 82, **254, 255, 265**
 - kalk-Einlagerungen 74/75
 - kalk-Phacoid **43**
 - mulde 17
 - schichten **5, 6, 9, 12/13, 13, 16, 17, 19, 46, 128, 259, 262, 263**
 - schiefer 5, 34, 36, 41, 42, 44, 82, **254**
 - sedimentation 5
- Flözleeres 33, 36, 37, 42

- fluide Einschlüsse (Flüssigkeitseinschlüsse) 207,
212, 213, **221**, **222**, 224, 228, 230, 236
Phase **223**–225, 227, 228
- Flur Fürstenkamp 10
Kupferkaule 238
- Flußschotter 150, 152
– netz 26
- Flyschsedimente 23
- Foraminiferen 71, 90 **90/91**, 122, 259
agglutinierende 122
- fore-reef facies **71**
- Formationswässer, chloridreiche 229, 230
- Forschungsbohrung 69, 80, 83
- Forst Körtlinghausen 11, 16
- Forsthaus Freedfeld 11
Grube 242
Körtlinghausen 246
- Fortuna II 238
- Fossilien 4, **248**
– Darstellung 88/89, 90/91
– führung **253**
- fossile Karstwasserwege 93
Seismogramme 229
Wasserwaage 77
- Fränkische Alb 179, 189, 191
- fränkische Höhlen 187, 189
- Frankenburg, Grube 242
Schurf 246
- Frankendolomit **188**
- Fredeburger Schichten **253**, **255**
- Freienohl, Steinbruch 265
- Fremdionen-Einfluß 183
- Fremdwasser 129, **139**
– abfluß **129**, 140
- Fretter 207
- Friedländer-Quarz 229
- Froductularia angusta* **90/91**
F. sp. 122
- frühdigenetische Gleitfaltung 64
Verformung 62
- Frühgeschichte 153, 171
- Frühglazial 194, 201
- frühsynkinematische Quarzmineralisation 205
- Fuchs 193, 194, 203
- Fuchshöhlen 97, 143, **161**, 163, 174
- Füllenstall 76
- Fürstenberg 90, 91
- Fundmaterial 248
aus Warsteiner Höhlen 195
frühgeschichtliches **252**
vorgeschichtliches **252**
- Galmeibeizirk Brilon 212
Iserlohn 212
Langerfeld 212
Schwelm 212
- Galmeierzgänge 26
- Gangarten **236**
– ausbildung **233**
– brekzie 210, 211
– erweiterung, schlotartige 210
– förmige Trümmer- und Störungszonen 229
– karbonat 228
– mineralisation 205
– quarz 208, 256
– vererzung, hydrothermale 212
- Gastropoden 4, 9, 50, 249
- Gattendorfia*-Stufe 12/13, 13, 61, **74/75**, 75
- Gault-Sandstein 90, 91
- Gavellinella?* sp. 122
- Gavellinopsis?* sp. 122
- gebogene Rhomboeder 236
- Gefährdung des Karstwassers 109
- Gefrier/Heizmikroskop 224
- Gefügemessung 157
- Geländeform 27
- Geländeplateau Platte 10
- generelles Achsenabtauchen 19
- Geochemie 239
geochemisches Milieu 219
geodynamisches Bewegungsbild **41**
- Geologische Karte IX, 74, 253, 255, Anl.
- geologische Landesaufnahme 12, 19, 69
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen IX,
69, 113, 131
- geologische(s) Naturdenkmal 144/145, 147
Zeittafel 252
- Geopetalgefüge 77
- Georg, Grube 26, 246
- geospäliologische Entwicklungsstadien 159, **162**,
175
- Geosynklinalentwicklung 61, 65, 229
- geosynklinaler Deckdiabas-Vulkanismus 64
- geothermale Tiefenwässer 229
- Gerätefunde 194
- Geröllablagerung in Talsohlen 27
– feld 10, 11

- Gersdorffit 239
 gesättigte Formationswässer 228
 Gesamtabfluß **129**
 – konzentration 159
 – mächtigkeit 23
 geschieferter Massenkalk 258, 259
 Geseke 22
 Geseker Sattel 64
 Gesteine **248**
 Gesteinsammlung 250
 – zerrüttung 114
 gestufte Rhomboederflächen 189
 Gewässer 97
 des Massenkalkes 129
 Gewässernetz 12/13, 26, 96
 Geweihreste 200, 202
 Gewerkschaft Christiansglück 243
 Sauerland **242**
 Gewölbekuppel, altpaläozoische 23
 Geysir-Mechanismus 229
Gibbithyris 87
G. buplicata **88/89**
G. turonica **90/91**
 gigas-Zone 72, **74/75**
 Givet-Stufe 5, 9, 12/13, 14, 19, 28, 70, **74/75**, 75,
 80, 81, 229, 254, 255, 262, 263, 265
 Glasurbleiglanz 234, 240
 Glaukonit 24, **88/89**, 90/91, 122, 210, 256, 263
 glaukonitischer Kalk 89
 Sandstein 88, 103, 115–117, 208, 257
 Glazial 203
 glaziale Lehme 211
 Gleitfaltung 61
 frühdiagenetische 64
 gravitative 22, 63, 64
 Gleittektonik 42
 Glenne 7, 11, 12/13, 16, 26, 74, 76, 81, 95, 127,
 128, 143, 242
 Glensberg 6
 Glimmerführung 8, 256
Globotruncana paraventricosa **90/91**
Gnathodus antetexanus 76
G. punctatus 35, 50
G. texanus 76
G. sp. 50, 51
 Goethit 105, 119, 228
 Göttweig-Interstadial 201
 Gondersbacher Platten 234
 Goniatiten 5, 6, 8, 9, 48, 50, 51, 78, 257, 258, **261**
Goniattes crenistria 76
G. granosus 78
 Goniattes-Stufe 12/13, **74/75**, 76, 78
Goniclymenia 52
G. plana 59
G. subcarinata 59
G. sp. 58, 59
 Grabgänge 119
 Grabungsfunde 155
 gradierte Schichtung 78, 254
 Gramineen 200
 granitoide (s, r) Magma 22
 Tiefengesteinskörper 22
granosus-Subzone 78
 Grauwacken 8, 78, 80, 81, 256
 gravitative Gleitfalten 22, 63
 Grenzbank 8
 Grenzbereich Cenoman/Turon **88**
 Dasberg-/Wocklum-Stufe 61
 Mittel-/Oberdevon 263
 Tournai/Visé 80
 Unter-/Mittel-Turon 88
 Unter-/Oberkreide 122, 123
 Grevensteiner Schichten **254, 255**
grimmeri-Bank
 – Subzone 78
 grobknollige Mergelkalksteine 12/13
 Großhöhle 175
 – rechenanlage 216
 – Kristalle 210
 Grotte de La Mairie/Dordogne 200
 Grube Caroline 246
 Christian 242
 Christiansglück **244, 246, 251, 258**
 David 10, 241–**244**, 245, 246, 251, **258**
 Forsthaus 242
 Frankenburg 242
 Georg 246
 Hirschfeld 241, 242, 244, 246
 Hohofen 246
 Hubert 233, 238
 Josephine 242
 Jupiter 238
 Kupferberg 238
 Kupferrose 238
 Kunigunde 242, 244, 246
 Ludwig 238
 Martha 238
 Martinus 241, 242, 244, 246
 Paßauf 239
 Philippine 238
 Rom 241, 242, 245, 246, **259**
 Selinde 238
 Schmalgraf/Eschbroich 250

- Siebenstern 241, 242, 245, 246
 St. Christoph 246
 Suttbruch 242, 245, 246
 Vereinigte Trum 246
- Grubenbetriebe **237**
 – gebiet Bleiwäsche 211
- Grüne Werksteinbank 89
- Grünalgen 71
 – sandstein 24, 85, 88/89, 90, 90/91, 91, 210, 234, 256, 257
 – schiefer 6
 – steinhorizont 265
 – steinzug 70
- Grundlagenforschung 69
- Grundquelle 133
- Grundwasser 93, 94, 97, 125, 131, 133, 135, 139, 140
 – absenkung 137
 – dargebot 135
 – fließrichtung 130
 – haushalt 125, 140
 – körper 94
 – leiter 125, 127, 140, 141
 – neubildung **129**
 – nutzung 129
 – spiegel 94, 100
 – stollen 131, 136
 – überschuß 140
 – übertritt 97
 – verhältnisse 125
 – vorkommen 125
- Guerichien 6
- Gütersloh 86/87
- Haarstrang 26, 94, 96, 125, 161, 193
- Hämatit 119, 120, 210, 215, 228, 237
 – einschlüsse 210
 – kristalle 236
 – rosetten 210, 211
- Hämatit-Eisenkiesel-Chalcedon 229
- Häufigkeitsverteilung 89, 216–219
- Hagen **212**
- Hagen-Iserlohner Massenkalk 206
- Hagener Schichten **9, 256, 257**
- Haifischzähne 87
- Halden 109, 258
- Hallstadt-Zeit 153, 252
- Handhütten 241
- Handscheidung 241
- Hangenberg-Kalk 7, 12/13, 28, 261
 – Schichten 7, 10, 12/13, 51, 74/75, 76, 261
 – Schiefer 12/13, 75
- Hangende Alaunschiefer 8
 Mergellage 12/13, 24, 123, **264**
- Hangleitung 114
 subaquatische 61
- Hangneigung 85
- Hannover 203
- Hartsteinwerke Köster 17, 46, 259
- Harz 62, 229
- Hassley **212**
- Hauptentwässerungsrichtung 94
 – grünsteinzug **254, 255**
 – kluftrichtung 15, 154, 157
 – phosphorit-Lage **7, 12/13, 13, 14, 261**
 – vorfluter 97, 163
- Haus Delecke 257
 Eickhoff 128, 130
 Kupferhammer 195, 199, **247, 248, 250, 252, 257**
 Laer 265
- Hauterive 12/13
- Hebungstendenz 114
- Heimatgeschichte 248
 – museum 248
- Heim-Berg **265**
- Heldengesänge 171
- Hellefelder Kalk **256, 265**
- Hellweg 139
 – Niederung 140
- Hemberg-Buntschiefer 12/13
 – Schiefer 74/75
 – Stufe 7, 12/13, 15, 50, 74/75, 75, 113, 114, 257, 258, 260, 263
- Hemmern 88
- Hemmerner Grünsand 86–93
- Hengelbachtal 81
- hermanni-cristatus-Zone* **74/75**
- herzynische Fazies 62
- Hessenkamp **14, 15, 71, 72, 75, 76, 79, 81, 83, 216, 217, 219, 220**
 – Sattel 74/75
- heterogene Keimbildung 215, 219
- Heterozwillinge 207
- Hevers-Berg, Steinbruch **257**
- Hillenberg 10
 – Bahnhof 242
 – Quelle 128, 131, **132–134, 135, 138, 139**
 – Steinbruch 107, 135
- Hinterriff 3, 73, 263
- Hirschberg 1, 19, 47, 241

- Hirschberger Blöße 1
 Kirche 19
 Senke 6
- Hirschfeld, Grube 26, 242, 246
- Histogramm 216, 219
- Hochfläche 96
- Hochflächenlehm 26, 27
- Hochglazial 194, 201
- Hochsauerland 94
- Hochscholle, tektonische 22
- Hochwasser 100
 – abfluß 169
- Hochzone, stabile 22
 synsedimentäre 22
- Höhenterrasse 12/13
- Höhle 26, 93, 96, 97, 100, 101, 107, 110, 126, **143**,
 167, 169, 170, 194, 256
 am Hohlen Stein 168, 170
 am Kattenstein 172–174
 am Lehrerknapp 174
 im Lörmecke-Tal **168**, 174
 in der Warthe 175
- Höhlenatmosphäre 185
 – bär 121, 193–196, **198**, 203, 259
 – bären-Knochen 123
 – befahrung 175
 – bildung 94, 159
 – bildungszyklus 159, **162**, 175
 – boden 152, 169
 – fauna 155
 – fluß 144/145, 148/149, 160, 162
 – funde 200
 – gewässer **126**, 179, 182, 189
 – hyäne 121, 193, 194, **198**, 199, 203
 – kataster 93, **143**
 – klima 191
 – lehm 12/13, 141, 146, 150, 172, 193
 – löwe 193, 194, **196**, 197, 203
 – luft 183, 185
 – morphologie 157, 169, 175
 – namen **174**
 – perlen 190
 – plan **144/145**, 145, 147, **148/149**, 150, 153,
 154, **164**, 168, **172**, 175
 – raum 179
 – sediment 153, 163
 – see **179**, 181, **182**, 185
 – stockwerk 146, 150, **165**, 179, 181, 185
 – strecke, vermessene 147
 – system **143**, 163, 175, 193, 194
 – vermessung 148/149, 150
 – volumen 153
 – wasser 187, **188**
- Höhlen- und Umgebungsplan **144/145**, 145
- Hönnetal 199, 241
- Höveler Knapp **212**
- Hohe Bracke, Steinbruch **257**
- Hohe Liet 95, 99, 126, 212
- Hohenlimburg 202, 207, **213**, **216**, **217**
- Hohenlimburger Kalksteinwerk **211**
- Hoher Stein 5, 9, 11, 172
- Hohler Stein 9, 10, 27, 34, 95, 97, 98, 112, 128, 130,
 143, **168**–172, 174, 194–200, 202, 203, 242,
 252, 263
- Hohlformen 101
 im Massenkalk 100
 von Calcitkristallen 181
- Hohlkristalle 181–**184**, 188–191
- Hohlraum, plombierter 117
- Hohlraumachse 157, 160
 – bildung 123, 169, **170**,
 – gefüge 213
 – längsachse 118, 157, **158**
 – morphologie **158**
 – Querprofil 157
 – system 100, 109, 114
 – typ **162**, 179
 – volumen 157
- Hohlrhomboeder 181
- Hohofen, Grube 246
- Holaster* 88
H. subglobosus **88/89**
- Holozän 27, 201, 202
- Holstein-Interglazial 161
- horizontale Lösungshohlräume 109
- Horizontalhöhle 107
 – stollen 154
- Hornstein 24
 – knollen 256
- Holzkohlenfeuerung 241
- Homöomorphie 56
- homogene Keimbildung 215
- Homogenisierungs-Temperatur **224**, **225**, **227**
- Honigblende 234
- Honseler Schichten 33
- hot brines 229
- Hütte Bredelar 242
 Hoppecke 242
 Olsberg 242
 Wocklum 242
- Hüttenkapazität **241**
 – werk 241
- Hufeisen-Quelle 128, **132**, **136**
- Hundehöhle **172**, 174

- Hyänenhorst 199
 hydraulische Verbindung 94, 99, 140, 171
 Hydrogenkarbonat-Konzentration 183
 Hydrogeologie **109, 125, 128**
 Hydrographie 95
 hydrothermale Entstehung 227
 Gangbildung 212
 Gangvererzung 212, **251**
 Lösung 223, 229
 Mineralisation 123
 Pb-Zn-Cu-Gänge 212
 Quarzkappen 221
 Wasser 215
 Hydrothermallösungen 228
 – Quarze **206, 248**
 Hydrothermen 11
Hyphantoceras 88
H. reussianum **90/91**
Hypoturrilites 87
 Iberg 35
 idioblastische Großquarze 210
 idiomorphe Anhydriteinschlüsse 213
 Dolomitrhomboeder 206
 Quarzkristalle 119, 205, 249
 Illitbildung 206
 – kristallinität 105, 205
 illitreicher Ton 208
 Iltis 193–195, **203**
Imitoceras cf. *intermedium* 59
I. lineare 59
 Implikationsgefüge 48, 49, 258
 In der Bache 19
 In der Günsse 40
 inkohlte Holzreste 103
 Inkohlung 62, 205
 Inkohlungshoch **22, 23, 28**
 Innenkristalle 215, 227
 innere Deformation 33, 37
 Inoceramen 89, 122, 250, 259
Inoceramus 87, 90
I. labiatus **88/89**
I. lamarcki **88/89**
I. striatoconcentricus **90/91**
 Interstadiale 193, 194, 199, 201–203
 intraformationale Falten 64
 Gleitung 63
 Lithoklast-Kalke 74/75, 88
 Rutschfalten 21
 Verformung 62
 intermittierende(r) Karstquelle 99
 See 150
 Invertebraten-Fauna 133, 172
 Iserlohn 240
 Isochorenschnitte 227
 Isopachen 85, 91
 Intrusion im höheren Oberdevon 22
 Isotopenmethode 140
 IUGS-major-project 85
 Jagdhaus Bibertal 261
 Boxen 80, 81
 Flick 264
 Hirscheck **263**
 Jahresförderung **125, 243**
 Japaner-Zwillinge 207
 Josephine, Grube 26, 242
 Schurf 246
 jüngere Eisenzeit 27
 Eiszeit 263
 Tundrenzeit 194
 junge Karsterscheinungen **97**
 Jung-Paläolithikum 161, 193
 – Tertiär 25
 Kälteperioden 193
 Kahlenbergs-Köpfe 6, 8, 18, 19, **257, 258**
 Kaiser-Heinrich-Brunnen (-Quelle) 21, 61, **139, 141, 258**
 kaledonisch(e) Orogenese 64
 konsolidiertes Prädevon 23
 kalkaggressives Oberflächenwasser 160
 Kalkbänderschiefer-Fazies 256, 265
 Kalkdetritus 256
 Kalkfiaserschiefer 254
 Kalkknollen 6, 88, 88/89, 90/91, 254, 258, 261
 – bänke 88
 – Dachbank 86/87, **88, 88/89, 90/91**, 92/93
 – lage 88
 – schiefer **6, 9, 12/13, 16, 19, 256**
 Kalkknotenlagen 75
 – schiefer 12/13, 13, 14, 16, 28, 75, 256, 260, 261
 Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht 94
 – Reaktion **94**
 Kalkkonglomerat 11
 Kalkkorrosion 93
 Kalksandstein 254, 256
 – Fazies 85

- Kalkschlamm-Sedimentation 91
 Kalkschotterwerk Bleiwäsche **210**
 Kalksinterlagen 118, 123, 259
 Kalkspatgänge 260
 – kristalle 118, **260**
 – sinter 119
 Kalkstein 254
 – abbau 110, 125, 164, 238
 – brekzie 100
 – gewinnung 126, **141**
 – klippen am Kruhberg **261**
 – knollen 265
 – linsen 256
 – Plattform, biostromale 3
 – rippen Hoher Stein 9
 Kallenhardt 1, 5, 7, 9, 11, 12, 19, 24, 26, 34–37, 41,
 43, 44, 95, 101, 113, 125, 128, 130, 136, **138**,
 143, 168, 172–175, 194, 233–236, 238, 241,
 242, **261**, 262
 Campingplatz **262**
 – Heide 12
 – Kalk 36, 43
 – Stufe **263**
 Kallenhardter Kulturstufe 170
 Raum 237
 Teilkomplex 168
Kaloclymenia brevispina 58, 59
K. subarmata 55, 58
K. wocklumensis 59
K. cf. wocklumensis 59
 Kaltsteppe 201
 Kalt- und Warmzeiten 26
 kaltzeitliche Fauna 194, 198
 Kalvarienberg 113, **261**
 – Klippe **261**
 – Steinbruch **262**
 Kammkies 234, **237**
Kamptoclymenia endogona 58
 Kaolinit 105
 – Pseudomorphosen 49
 Kapelle Altenwarstein 10
 Kappenbildung 211
 Karbonatabscheidung 187
 aus Höhlengewässern 185
 Karbonateinschlüsse 206
 karbonatisches Nebengesteinsmilieu 205, 229
 Karbonathärte 94
 Karbonatkomplex 94
 Balve-Hohenlimburg **211**
 Brilon 210, 214
 Warstein 208, 214
 Karren 26, 97
 – bildung 126
 karrenbedeckte Massenkalk-Oberfläche **103**
 Karst 93
 – bildende Vorgänge **93**
 – brekzie 210
 – erscheinungen 95, 105, 126
 – füllung **113**, **115**, 123, 126
 – grundwasser 94, 99, 126, **127**, 129, 132, 135,
 136, 151, 159, 185
 – grundwasser auf Steinbruchsohle 130
 – grundwasserneubildung 127, **129**
 – grundwasser-Oberfläche 129, 130
 – grundwasserspiegel 126, 130
 – höhlen-System 126
 – hohlformen 97, 109, 110, 123
 – hohlräume 107, 109, 260
 – hydrologie 145
 – körper 127, 129, 131
 – quellen 26, 93, 95, 97
 – röhrensystem 25
 – schloten 24, 117, 233, 236, 249
 – sedimente 25, 123
 – spalten 94, 97, 101, **107**, 126, 141, 211
 – system 94, 96, 98, 145, 164, 167, 168, 175
 – tasche 10, 24, 94, 96, **101–103**, 107, 258, 259
 – taschen-Sediment 105
 – wasser 159
 – wasserabfluß 99, 159
 – wasserabhängige Quellen 131
 – wasserbewegung 109
 – wasserspiegel 99, 107, 150, 185
 – wasserstand 99
 – wasserweg 93–95
 – wirksame Trennfläche 157
 Kartierergebnisse 253
 Kastner-Höhle 190
 Katasteraufmessung 145
 Kathodenlumineszenz 213
 Kattensiepen 7
 Kattenstein 143, 172
 Keimbildung 186, 215, 219
 Kellwasserkalk 6, 7, 13, 14
 Keratophyr 8, 253, 256
 – tuff 8, 253
 Kerbtäler 26
 Kernsedimente, zentrale 3
 Keuper-Sporen 24
 Kieferfragmente 198
 Kieselige Übergangsschichten 7, 8, 12/13, 14, 18,
 74, 74/75, 76, 81, 83, 260, 264
 Kieselkalk 7, 10, 12/13, 13, 21, 42, 47–51, 63, 229,
256–258, 261, 265

- Kieselschiefer 7, 8, 10-13, 15, 18, 19, 21, 25, 51, 63, 76, 78, 115, 122, **256-258**, 260, 261, 264, 265
 - schutt 117
- Kieselsinter 119
- Kieselskelette, organische 206
- Kingena* 87
- Kirche bei Warstein 208
- Kippscholle 36, 43
- Klassenhäufigkeit 218
- klastische Höhlensedimente 107, 145, 150, 154
 - Schelfablagerungen 33
- Kleinfalten 21
 - höhle 175
- Klippen des Breberges 265
 - züge 97
- Klößnerwerke Hagen-Haspe 243
- Kluft 108
 - diagramm 107
 - fugenhöhle 150
 - gebundene Hohlräume 185
 - netz 107
 - quarz **223, 225**, 227, 229
 - richtung 107
 - wasser 229
- Knochenbrekzie 121
 - epiphysen 121
 - fragmente 153, 155
 - funde 195, 198, 199
 - jagdbarer Tiere 153, 164
 - lehm 153
 - relikte 78, 121, 122, 257, 259
 - relikte, menschliche 257
 - sediment 152
 - werkzeuge 153, 252
- Knollenkalk 7, 12/13, 13, 14, 21, 24, 35, 49, 75, 260, 261
 - bildung 77
- Kobalt 239
- koeni-Zone* 87
- kohärente Krusten **189**
- Kohlendioxid-Haushalt 185
 - Konzentration 94
- Kohlenkalk 36
- Kohlenwasserstoffe 224, 228
- Kolke 26
- koloniebildende Korallen 72
- kommunizierendes Porensystem 223
- Komplex von Brilon 215
- kompressive Verformung 33
- Kondensation 74
- kondensierter Cephalopodenkalkstein 9
- Konfliktsituation Kalksteinabbau/Wassernutzung 141
- Konglomerat 8, 12, 83, 88, 256, 262
- Konkretion, karbonatische 210, 265
 - kieselige 265
- Kontaktzwillinge 216
- Konzentration an Mineralstoffen 137
- Korallen 3-5, 36, 51, 63, 71, 122, 254, 258, 259
 - koloniebildende 72
 - Rasen 71
 - riffkalk 254
 - rugose 4
 - schutt 4
 - stock 73
 - tabulate 4, 40
- Korngrößenanalyse 103
 - verteilung 105
 - zunahme 8
- korrodierte Kluffflächen 150
- Korrosion(s) 93, 94, 101, 159, 162, 179
 - erscheinungen 167
 - formen 159, 163
 - hohlräume 109
 - kolke **148**
 - leistung 159
 - spuren 150, 160, 170
 - vorgänge 94
- Korynit 239
- Kosmoclymenia bisulcata* 59
 - K. sp.* 59
- Kramenzelkalkstein 15
 - strukturen 6, 260
- Kreide 24
 - Bedeckung 25
 - Fossilien 249
 - Grünsand 211
 - Karst 93, **113**
 - Mächtigkeiten 85
 - mergel 210
 - Profil 24
 - reste 259
 - sandstein 262, 263
 - Schichten 25
 - sedimente 115, 210
- Kreisheimatmuseum Lipstadt 195
- kretazische(r) Ablagerungsraum 85
 - Mineralisation 205
 - Grünsand 211
 - Sedimente 102, 229
 - Verkarstung 212
- Kriechspuren 253

- Kristallanlösung 213
 – anreicherungen vor Dolomitierungsfronten 207
 – bildung 185, **189**, 223, 224, 229
 – bildung in Höhlenseen **179**
 – formen 188
 – größen 214–216
 – habitus 207
 – kammer 229
 – keim 186, 215
 – morphometrie 216, 219
 – packungen 206, 207, 249
 – pflaster 181
 – see 179
 – sinter 182
 – statistik **216**
 – wachstum 230
- Kristalle vom Typ Suttrop 212
- Kristallisation(s) 205, 215, 216
 in Netzwerken 206
 – medium 206
 – raum 227
 – temperatur 227
- kritische Temperatur 224
- Kronenfeld 238
- Kruhberg 7, 19, 261
- Kruhbergs-Siepen **261**
- Krustentiefe 227
 – verkürzung, vororogene 23
- Kuckucks-Berg 7, 14, 18
- Külbe-Steine, Naturschutzgebiet **260**
- Kulm 10
 – Fazies 7, 10, 13, 23, **35**, 50, 61, 63, 83
 – kieselkalk 12/13, 74/75
 – kieselschiefer 41, 74, 81, 83
 – lydite 12/13, 74/75
 – tonschiefer **8**, 10, 11, 12/13, 14, 19, 27, 42, 74, 74/75, 78, 81
- Kulmiella westfalica* 78
- Kulminationslinie 21
- Kulturdenkmal Luisenhütte 241
- Kulturhöhle 112, 147, 148/149, **152**, 153, 157, 160–162, 164, 168–170, 175, 193–195, 197, 198, 202, 257
- Kulturperiode Latène 171, **263**
 – reste 161
 – schichten 170–172
 – stufe 194
- Kunigunde, Grube 242, 244, 246
- Kupfer 238, 239
- Kupferkaule 234, **235**, 238
- Kupferkies 10, 215, **234**–236, 239, 240
- Kurfürst Clemens August von Köln 241
- Laachersee-Tuff 201
- labiatus*-Mergel 256
 – Zone 87
- Längsstörung 10, 20, 28, 206
- Lagenharnisch 205, 224, **225**, 227, 229
- Lager David 245
 Eugen 245
 Flora 245
- Lagerstätte Maubach / Eifel 234
 Ramsbeck 205
- Lagerstätten 26, 215
 – bildung 28
 – körper 215
 – Quarz 228
 – typ 240
- Lagopus lagopus* 195
- Lagune 4, 71, 89
- Lahn-Dill-Gebiet 229
- lamarcki*-Pläner **256**
 – Schichten, – Zone 87
- Lamellen, doppelbrechende 215, 229
- Lamellenbau 210
 mimetischer 207
- Lamellenrhythmen, doppelbrechende 214
- La mellibranchiaten 5, 6, 9, **87**–**91**, 258
- Lamination, tektonische 43, 44
- Landesaufnahme IX, 113
 – heilanstalt 133, 135
 – krankenhaus Stillenberg 260
 – museum für Vor- und Frühgeschichte Münster 169
- Landschaftsgeschichte **96**
 – verband Westfalen-Lippe 133
- Langenaubach 35
- Langenberg-Siepen 128
- Langer Bach 95, 98, 128, 143, 161
- Lapilli-Tuff 35, 62
- Lascaux 201
- Lasurbleiglanz 240
- Latène-Zeit 27, 153, 169–171, 252, **263**
- laterale Korrosion 157
- lateritische Verwitterung 236
- Lehm 115–117, 119, 233
 – marken 150
 – Spalten 236
 – Stalagmiten **172**
- Leine-Niederterrasse 203
- Leithorizont 78
- Lenneschiefer-Fazies 33
- Lenne-Tal 202

- Lenticulina* sp. 122
Lepus timidus 195, **202**
L. cf. timidus 121
 Letmathe 207, 212
 Letten 233
 lettiger Gangrückstand 206
Lewesiceras 88
 Lias 250, 252
 Lichtenau 91
 Liefergebiet 8
 Liegende Alaunschiefer 7, 8, 13, 33, 35, 41, 50, 62, 74 / 75, 76, **258**
 Liet-Höhle II, XII, 93, 99, 107, 120, 121, 123, 143, 154, 164–167, 175, 176, **179**–182, 185, 187, 188, 191, 232, 259
 – Höhlensystem **164**, 175
 – Schachthöhle **167**
Lima 87
 Limburg 212
 Limonit 233, **235–237**
 Lineament 19
 Linearerosion 26
 Linneit 239
 Linien gleicher Dichte 227
 Inkohlung 21, 22
 linsenförmige Erzkörper 245
 linsige Phacoide 42
Liobole glabroides 48, 51
 Lippisch-Westfälische Schwelle 85
 Lippstadt 22, 86
 Lippstadt-Ramsbecker Querzone 22
 Lippstädter Gewölbe **22**, 23, 64
 liquide Phase 221, 222, 224
 listrische Überschiebung 33, 42
 Lithofazies-Typ 89, 92 / 93
 Lithoklasten 73, 79
 Lithoklast-Kalk 73–75, 83
 listoklastreiches Kreidesediment 263
 Resediment 28
 Lithologie **253**
 Lithostratigraphie 88, 90
Lituola nautiloidea 122
 Lockergesteinsfüllung 117
 Lörmecke 9, 11, 12, 16, 95, **97, 98**, 128, 130, 135, 136, 143, 168, 171, 172, **263**
 – Abfluß 171
 – Bachhöhle **171**, 174
 – Höhlensystem **168**, 175
 – Quellen 97, 128, **132, 134, 135, 138**
 – Tal 97, 112, 135, 136, 143, 168, 172
 – Wasserwerk 125, 128, 130, 131, 133, 136
 Löß 12/13, 26, 115
 – lehm 26
 – steppe 200, 201
 – tundra 201
 Löslichkeit von Baryt, hydrothermale 230
 Löslichkeitsprodukt 183
 Lösungsdolinen 102
 – erscheinungen 97
 – genossen 213
 – gleichgewicht 159
 – hohlräume 109
 – kapazität 159, 160
 – kreislauf 230
 – prozesse 206
 – pulsation, temperaturgesteuerte 215
 – rückstand 93, 221
 – spuren 93
 – transport 44
 – zufuhr, anisotrope 216
 Löwen-Unterkiefer 197
 lognormale Verteilung 216, 219
 Lüdenscheider Mulde 76
 Lüssen-Berg **257**, 265
 Luftbildauswertung 108
 luftgefüllte Porenräume 207
 Luisenhütte, Kulturdenkmal 241
 Lumineszenz 213, 215
 Lydit 7, 12/13, 13, 25, 42, 74/75, 76, 205, 229, **256–258**, 260, 261, 265
 – Bänderschieferfazies 265
 – Gerölle 80, 256
 Magdalénien 27, 153, 164, 194, **200–203**, 252
 – Mensch 200, 203
 magmatische Aufheizung 23
 Krustenprozesse 215
 magmentektonische Unruhe 229
 Magnesium 239
 – armut 187
 – gehalt der Höhlenwässer 187, 191
 – Überschub 188
 Makrofossil-Gruppen 88/89, 89
 Malachit **236**, 238
Mammütes 88
 M. nodosoides **88/89**
Mammonteus primigenius 195, **199, 200**
 Mammut 194, 195, **199, 200**, 203
 Manganoxid 237

- Mantelliceras* 87
M. mantelli **90/91**
- Manticoceras* 5, 14
- Marder 194
- marginifera*-Zone **74/75**
- Markasit 119, **234, 237, 250**
- Markierungsmittel Uranin 131
 – versuch 94, 95, 99, 131
- Marsberg 91
- marssische Faltungsphase 21, 61, 62
- Marssonella trochus* 122
- Martinus, Grube 26, 242, 245
- Massenkalk **3**, 9, 10, 12/13, 14, 20, **34**, 42, 69, **71**,
 74, 74/75, 75, 79–82, 96, 97, 99, 108, 109, 114,
 115, 128, 168, **188**, 207, 210, 237, **254–256**,
 259, 262, 263
 – Aufwölbung 14
 – Brekzie 102, 212
 – Faziesäquivalent 5
 – Gerölle 75, 80, 262
 – Grenze, südliche 128
 – Grundwasser 139, 140
 – Hochfläche 47, 132
 – Klippen 115, **263**
 – Komplex 132, 233
 – Lagerstätte IX
 oberdevonischer 9
 – oberfläche 26
 – Plateau 96
 – Profil 36
 – Pseudolaminit **38**
 – Quellen 132
 – Rand 97, 98, 159
 – Randstörung am Bilstein 157
 – Sattel 17, 80
 – Steinbruch 102, 109
 Albers/Dyckerhoff 10, **258**
 Am Oberhagen **259**
 auf dem Stein **259**
 Brühne/Hillenberg 10, 115–**118**
 Hillenberg 10, 115, **116**, 119, 123, **258**
 Hohe Liet 10, 122, **259**
 Köster 46, 122
 Risse 3, 4, 18, 20, 121, 122
 Risse/Hauptstraße **259**
 Warsteiner Kalkwerke 120, 259
 – Stockwerk 42
 – Südrand 98, 110
 – verquarzung, drusige 212
 – Vorkommen 126
 – Wasser 132
- Maubach/Eifel 234
- maximale Überdeckung 227
 Versenkungstiefe 23
- Max-Planck-Institut für experimentelle Kernphysik
 in Heidelberg 224
- mechanisch(e) Ablöseflächen 170
 wirksame Stockwerke **34, 44**
- Meeresarm 24
 – spiegelschwankungen, eustatische 6
- mehrphasige Spaltentektonik 113
- Meiendorf-Interstadial 200
- Melnikovit-Pyrit **250**
- menschliche Skelettreste 152, 169, 257
- Mergelkalkstein 7, 256
 – schiefer 35, 254
 – tonstein 254
- Meschede 2, 6, 70, 241
- Mesolithikum 194, 200
- mesolithische Artefakte 202
- Mesozoikum, älteres 24, 25
- Messing-Quelle 128, **132, 135, 138**
- Meßmikroskop 216
- Metamorphose 64, 229
 – alter 64
 – temperaturen **205**
- metasomatische Erzstöcke 26
- meteorischer Kreislauf 229
- Mg/Ca-Verhältnis 188
- Micraster* 88
M. cortestudinarium **90/91**
M. leskei **88/89**
- Michelinoceras* sp. 72, 77
- Mid-Cretaceous Events 85
- Migrationskanäle 215, 229
- migrierende Lösungen 213
- Mikrospatit 12
- Milchtrübung 210
- Millerit 239
- metemorphischer Lamellenbau 207
- Mindestmächtigkeit 34
- Mineralabfolge Dolomit→Calcit→Quarz 211
 – aggregate 250
 – fazies 205
 – führung **233, 234, 240, 253**
 – lösungen, ascendente 115
 – paragenese 239
 – stufen 249
 – wasser 139, 260
- Mineralien **248**
 des Warsteiner Raumes 250
 – Sammlung 248, 249

- Mineralisation 117, 205, 215, 219, 227–229
 aufgearbeitete 229
 des Warsteiner Grundwassers 97, 137, 140
 hydrothermale 123
 kretazische 205
 permische 205
 Mineralisationsgeneration **215**, 216
 – phase 25, 208, 228
 – typen 249
 – zyklus 219, 227, 229
 Miniaturbecken 181, **184**
 Minimum der Salinität 229
 Miozän 26
Miroclymenia interpres 58
 Mischungskorrosion **94**, 150, 159, 189
 Mittelalb **88**, 123
 Mittelberge 265
 Mittelcenoman 24, **87**, **88**
 Mittelconiac **87**, 89
 Mitteldeutsche Schwelle 205
 Mitteldevon 5, 12/13, 23, 33, 41, 43, 74/75, 81, 114,
 229, 239, 249, 252–255
 Mittelhöhle 175
 Mittel-Kreide **85**, 86/87, 87
 – Paläogeographie 92/93
 Mittel/Oberdevon-Grenze 5, 13, 261
 Mittelpleistozän 199
 Mittelsteinzeit 194, 263
 Mittelturon **87**–89
 Mn-Fe-Vererzung 72
 Mn-Lager 74/75
 Mobilisation, tertiäre 205
 Möhne 11, 12/13, 21, 24–27, 81, 94, 127, 242
 – tal 81, 96
 – talsperre 257
 Molaren 196
 Mollusken 122, 250
 Monte-Carlo-Proben 208, 216
 Moorschneehuhn **202**
 Mopsköpfigkeit 196
 Morphogenese 170
 Morphologie 95, 96, 110
 morphologische Entwicklungsstadien **162**
 Moustérien 194, **201**
 Münsterland 85–87, 91, 92/93, 250
 Münstersches Kreide-Becken 22, 85, 139, 140
 Müschede-Berg 11
 Muldentäler 257
 Muscheln 24
 Museum 24, 249
 Muskovit, detritischer 120
Mus sp. 121
Mustela eversmanni 203
 M. putorius 195, **203**
 Mutterlösung 228
 zweiphasige 222
 NaCl-Äquivalent 224, 227
 Naherholungsgebiet **144/145**
 Namur 33, 36, 70, 74/75, 80, 81, 83, 257
 – Trog 8
 Naßaufbereitung 244
 nassauische Faltungsphase 61
 Natrium-Chlorid-Wasser 139, **141**
 Natrium-Gehalte 129
 natürliche Karstentwässerung 133
 Naturdenkmal XI, **263**
 – laboratorium
 – park Arnberger Wald 144/145
 – raum IX
 – schutzgebiet Külbe-Steine 260
 Nautiloideen 5, 50
 Neandertaler des Moustérien 202
 Nebengesteinsmilieu, karbonatisches 205, 229
 silikatisches 205, 228
 Negativkristalle, verzerrte 222
 Nehden-Stufe **6**, 7, 10, 12/13, 15, 18, **72**, 74/75, 75,
 77, 82, 257, 258, 260, 261
 – Schichten 12/13, 74/75
Neithea 87
 nesterförmige Erzkörper 245
 Neubildungsrate 129
 Newberrien-Schichten 33, **254**, **255**
 Nibelungensage 171
 Nichtsedimentation 72
 Nickel 239
 Nickel-Kobalt-Antimon-Arsen-Paragenese **239**
 Nickelpyrit 234
 Niedermoor 27
 Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung
 69, 80, 82, 83, 261, 263
 Niederschlagsgebiet 140
 – menge 135
 – wasser 93
 Niederterrasse 27
 niedrigsalinare Wässer 229
 Niveau des Hochwasserabflusses 150, 172
 des Karstwasserabflusses 146

- Nodosaria rephanus* **90/91**
nodosus-Zone **74/75**
 notorische Hochlage 43
 Nordflügel Warsteiner Sattel 7, 12/13, **18**
 Nördlicher Massenkalkzug **16**, 104, 259
 nördliches Schiefergebirge 42, 76, 78
 Nordabdachung des Sauerlandes 96
 Nordwestvergenz 23, 42, 43
 Normalprofile des Zonarbaus 214, 215
 – verteilung 218
 – wasserspiegel 169
 Notwasserversorgung 135
 Nuttlar 21, 238, 239
 Nuttlarer Hauptmulde **2**, 6, 10, 12/13, 21, 69, 70,
 74/75, 83, 255
 Schiefer **254**, **255**, 265
 Nutzungsansprüche, konkurrierende IX
- Oberalb 24, **88**
 Oberbergamt Bonn 245
 Obercenoman **87**–90, 123
 Oberdevon 5, 7, 10, 12–14, 16, 21, 24, 25, 28, 36,
 69–71, 73, 74/75, 80–82, 114, 115, 123, 244,
 253, 255, **256**, 258, 260, 261, 264, 265
 oberdevonische Dorp-Fazies 35
 Schwellensedimente 72
 Oberdevon/Unterkarbon-Profil **XI**, 62, 64
 Obere Arnsberger Schichten **8**–10, 12/13, 15, 19,
 27, 74/75, **78**, 257, 260, 263, 264
 Obere Mittelterrasse 26
 Oberflächenform, -gestalt 27, 28
 oberflächennahe Hohlräume 161
 Oberflächenwässer 94, 110, 137, 140, 159, 229
 Oberharzer Lagerstätten 234
 oberirdische(s) Karstform 100
 Verkarstung 26
 Zuflußgebiet 131
 Oberkarbon 10, 12/13, 15, 23–25, 42, 74/75, **78**,
 81, 83, 122, 253, 255
 – Grauwacke 116
 Oberkreide 12/13, 211, 250, 252, 255, 257
 Südgrenze **2**
 oberkretazische Karstsedimente 25
 Oberturon **87**, **89**
 Ockererde-Abbau 72
 Ockerschiefer 254
 Odderade 201
 Öleinschlüsse 222, 224
- Öger-Höhle 202
 Ökofaktoren 89, 90
 Ökofazies-Typ 92/93
 ökologische Valenz 90
 ökomorphologische Variation 90
 Ökostratigraphie 88/89, 90
 offene Hohlformen 101
 öffentliche Wasserversorgung **129**, 134, 135
 Old Red-Kontinent 4
 Olpe, Bergrevier 238
 Oligozän 252
 des Dobergs 250
 Olsberger Hütte 135
 O-Isotope 228
 opake Einschlüsse 213
Orbirhynchia 87
 Ordovizium 23
 organischer Kohlenstoff 118, 119
 Orogenese, asturische 10
 orogene Beanspruchung 33
 Bewegungen 83
 Einengungstektonik 23, 64, 113, 114
 Orthoceren 8, 9, 50
 Osning-Sandstein 12/13, 24
 östliches Schiefergebirge 76, 78, 83
 Ostracoden 6, 48, 71, 75, 122, 260
Ostrea 87
 Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges 239
 Warsteiner Sattels 12/13, 15, **19**, 22, 28, 35, 69
 Ostsauerländer Hauptsattel 42, 205
 Osthang des Wester-Baches **260**
 Östricher Kalk 6
 Oxidationszone 210, 236, 237
- Pachydiscus* sp. 211
 Paderborn 91
 Paläogeographie 61, 85
 paläogeographische(r) Deutung 81
 Position 64
 Entwicklungsgang 41
 Paläo-Höhlenflüsse, Fließrichtungen 167
 Paläokarst 126
 Paläolithikum 27
 Paläomorphologie Warsteiner Riff 23
 paläozoische Verkarstung 212
Palmatolepis glabra lepta 72
 P. glabra prima 51, 72
 P. gracilis 50

- P. quadrantinodosa inflexa* 72
P. quadrantinodosa marginifera 72
P. rhomboidea 72
P. subrecta 80
- Panthera leo spelaea* 194, **196, 197**
- Paragnathodus homopunctatus* 76
- Parallelisierungsprobleme 215
- Parallelverwachsung 234
- parautochthoner Blockschutt
- Parawocklumeria distorta* 58, 59
P. paradoxa 59
- Parktundra 202
 – Birkenphase 201
- Paudorf-Interstadial 194, 201
- Pb-Erze 22
- Pb-haltige Lösungen 229
- Pelvis-Fragment 200
- Pericyclus*-Stufe 12/13, 64, 74/75, 75, 76
- Periglazial 161, 193, 203
- Perm 24
- permische Mineralisation 205
- Peroniceras* 88
- persistente Höhlengewässer 179, **185**
- Pflanzenhäcksel, -reste 8, 9, 78, 80, 257, 263
- Phacoid 41, 44
 – Gefüge 40, 44
 linsiges 42
 rhomboidal geformtes 40
- Phacoidisierung 37
- Phacops (Phacops) wedekindi* 50
- Phase der Hohlraumbildung 159
- Phillipsien-Bank 13, 47
- Phosphatknollen 13
- Phosphorit-Gerölle 80
 – Knollen 24, 41, 48–50, 62, 75, 80, 83, 263–265
 – Knollenlage 86/87, **88–90/91**, 91, 92/93
- phreatische Zone 162
- Phyllitzone der Mitteldeutschen Schwelle 205
- phylogenetische Trends 90
- Phylostratigraphie **90**, 90/91
- pH-Wert 182, 185, 213
- Pinch and swell structure 39
- Pingenzug am Hessenkamp 77
- Piricylmenia* 50
P. ? ornata 54, 56, **58**, 59
P. piriformis 54, **56**, 58, 59
- Piusberg 115
- Plänerkalk 13, 24, **256**, 257, 264
- Planaufnahme 145, 172
 – skizze 169, 175
- Platte (Flur) 10, 11, 47, 244
- Plattenkalk **256**
- Plattform 4, 5
 – hang 9, 63
 – kalk 34, 36, 43, 71, 81
 – Nordrand 5
 – oberfläche 5
 – stadium, biostromales 3
 – Südrand 5, 9
 zentrale 5
- plattige Absonderung 254
- Platyclymenia annulata* 75
P. annulata-Horizont 7, 12/13, 13, **16**, 261
- Plectina cf. ruthenica* 122
- Pleistozän 26
- pleistozäne Beutetiere 252
 Karstfüllung **113**
 Wirbeltiere 167
- Pliozän 96
- plombierte Höhlen (Hohlräume) 26, 107, 117
- Pluton 22
- Polpunktdiagramm 108, **109**
- Polygnathus communis communis* 35
P. dubius 80
P. inornatus 50, 51
P. linguiformis mucronatus 80
P. radinus 50
P. cf. strongi 80
- polymikte Brekzie 35, 73, 119
- Pommersches Stadium 201
- Ponor 26, 160
 – höhle 152, 153, 157, 159, 160, 162, 167, 171
- Porenlösungen 206, 229
 – raum 213
- porphyrische Spilite 254
- Posidonia becheri* 78
- Posidoniella laevis* 78
- Posidonien 8, 264
 – schiefer **8**, 265
- postdolomitische Hydrothermal-Quarze **206**
- Postglazial 194, 203
- postorogene Spaltenfüllungen 115
- postpaläozoische Entwicklung **24**
- P. triangularis*-Zone **74/75**
- Prädevon, kaledonisch konsolidiertes 23
- prädiabasische Faltung 19

- präorogene(s) Spaltenfüllungen 115
 Stadium 33
 Trennflächen 123
- präpermische Primär-Rumpffläche 96
praesulcata-Zone **74/75**
- Primärerzlagerstätte, variszische 25
 – Rumpffläche, präpermische 96
- primäres Gangmineral 208, 249
Prionoceras (Kensyoceras) rostrata 59
- Probeloceraten 5
- Programmiersprache FORTRAN 218
- Protognathodus* 74/75
P. kuehni 50
- Protonenmikrosonde 224
- Proustit 239
- Provinzialsteinbruch Drewer XI, 13, 21, 47, 61, 63,
 71, **260, 261**
- proximale Teile von Riffschuttströmen 72
- Pseudoclymenia* 55, 58
- Pseudolaminiten 42
- pseudomorphosenartige Chalcedonisierung 212
- Pseudomorphosen nach Dolomit 249
 von Limonit nach Kupferkies 237
 von Quarz nach Baryt 236
- Pseudopolygnathus triangulus pinnatus* 51
P. sp. 50
- pseudosekundärer Einschluß 222, **223, 227**
- Pterinopecten*-Bank 78
- Pteronites lepidus* 78
- Puddlingverfahren 241
- Pulsationen der Lösungszufuhr 229
- Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies 205
- Pumpversuche 134
- Puzosia* 87, 88
- Pycnodonta* 87
- Pyrgaryit 239
- Pyrit 239, **234, 237**
 – bänder 80
 – einschlüsse 210
 – konkretionen 80
- pyritreiche Tonsteine 263
- Pyrmont, Bergrevier 238
- Quartär 11
- Quarz 208, 229, 230, 233, 236, 238
 anhydritreicher 215
 authigener 105, 219–222, 229
 kryptokristalliner 118
 polyzonierter 215
 subangularer 105
 Typ Suttrop 205, **206, 210, 213**
- Quarzabscheidung 211
 – aggregate 227
 – anreicherung 233
 – Baryt-Gänge **212**
 – blasten 211
 – bildung 123, 227
 – Chalcedon-Hämatit-Gänge 207, 249
 – Chalcedon-Hämatit-Paragenese **212, 251**
 – dichte 213
 – Doppelender 210, 236
 – Doppelendergeneration 211
 (Eisenkiesel)-Chalcedon-Hämatit-Gänge **212**
 – gänge 227
 – gänge mit Baryt 239
 – generation 207, 227
 – großkristalle **211**
 – kluft 224
 – kollektiv 219
 – kristalle 119, 205, 206–208, 212, 258, 260
 – kristalle mit Fossilresten 206
 – kristallisation 228
 – mineralisation **205, 206, 228–230**
 – Mineralisationstypen **205**
 – Pb-Zn-Mineralisation, spätkinematische 205
 – typ 206
 – vorkommen, gangförmige 208
 – wachstum 216
 – wirt 223
 – zonen 228
- Quarzit 205, 253
- quarzitische Sandsteine 253, 254
- Quelle(n) 125, **131, 132**
 der Unreinen Birke **138**
 des Lörmecke-Tales 133
 des Warsteiner Massenkalkes 133
 des Westerbach-Tales 128, 133
 im Stadtkern von Warstein 100
 intermittierende 132
 perennierende 132
- Quellenaustritt 130, 229
 – fassung 134, 135
 – fassung Hillenberg 135
 – niveau 131
 – nutzung 137
 – schacht 135
 – schüttungen 135, **137**
 – teich 134
 – zone 128, 131
 – zone Eickhoff **138**
- Querklüfte 239
 – störung 11, 15, 16, 18, 20, 28, 97, 99, 107, 116,
 126, 206, 233
 – tal 97, 109
 – zone Lipstadt-Warstein **22**

- radiometrisches Metamorphose-Alter 64
 Radlinghausen 207, **210–220**, 221, **223**, **225**, **227**
 Ramsbecker Erzbezirk 205, 239, 240
 Blei-Zink-Areal 239
 Gänge 239
 Schichten **253**, **255**
 Vererzungen 239
 Ramsbeck-Lippstädter Scholle 22
 Rammelsbergit 239
 Rand des Massenkalkes 101
 Münsterlandes 88
 Warsteiner Komplexes 229
 Randstörung 21
 Range 12, 95, 107, 143
 – Quelle 98–100, 126, 128, 130–**132**, 138, 164, 185
 – System 110
 – Tal 11, 97, **98**, 100, 164
Rangifer tarandus 195, **200**
 Rasenhängebank 245
 Rasenriff 259
 Raumachse 152, 157
 Raum Belecke-Nuttlar-Rüthen 240
 Bestwig-Nuttlar 238
 Warstein-Kallenhardt 238
 unterschiedlicher Subsidenz 33
Rectithyris becksi **90/91**
 Redoxpotential 213, 216, 228
 regionale Geosynklinalentwicklung 61
 Regression 91, 92/93
 reguläre Seeigel 89
 Reihung von Karsttaschen 102
 Reinigung im Karstkörper 109
 Rekristallisation 205
 rekultivierte Steinbrüche 109, 141
 Remscheid-Altener Sattel 15, 22, 33
 Ren 154, 193–195, **200**, 202, 203
 Rennfeuranlage 241
 Rentierherden 198
 – stangen 202
Reophax sp. 122
 reproduzierte Temperatur 224
 Resedimentation 12, 15, 28, 36, 62, 72, 114
 Resthohlraum 109
 retrograde SiO₂-Lösungsphase 213
 rezente Höhlenfauna 147
 Karsterscheinungen 110
 Karstwasserwege 93
 Rheinischer Trog 65, 71
 Rheinisches Schiefergebirge 6, 62, 69, 75, 205–207, 228
 Rhomboederflächen 181, **186**
 rhomboedrische Calciteinschlüsse 258
 rhomboidal geformte Phacoide 40
rhomboidea-Zone **74/75**
rhotomagensense-Zone 87
 rhythmisches Wachstum 213
 Richtung des tektonischen Transportes 43
 Richtungsdiagramm **158**
 – geometrie der Raumachsen 157
 – rose 109
 Rieselmarken 258
 Riff 3, 71, 81, 82, 254
 – Außenseite 13
 – bauten, biostromale 4
 – bildner, autochthone 3, 5
 – detritus, -schutt 5, 12/13, 13, 79, 80
 – entwicklung, biostromale 28
 – Fazies 34, 36, 81
 – flanken 13, 23
 – kalk 13, 23, 71, 264
 – kern 3
 – körper, -komplex 3, 72
 – schuttstrom, -schuttmantel 3, 72
 – schwelle 23
 – sediment 3
 – wachstum, biostromales 5
 Rinnen auf der Plattform 9
 Rippelmarken 253, 254
 Rissehöhle **172**, 174
 Risse-Quelle **132**
 Rixen 80
 R/L-Verzwilligung 207
 Röhrenknochen 200
 Röntgenbeugungsanalyse 48, 49
 Rösenbecker Höhle 199
 Rohstoffgewinnung IX
 – versorgung des III. Reiches 244
 Rollblöcke 11
 rosettige Quarzaggregate 210
Rotalipora cushmani 123
R. cf. cushmani 122
 Roteisenstein 26, 210, 241, 245, 258, **259**
 – Lagerstätten, kieselige 229
 – Mineralisation, stratiforme 229
 Roter Eisenrahm **237**
 Roterz **245**
 Rotfuchs 198
 Rothland 241

- Rotliegendes 22
 Rotnickelkies 239
 Rotschiefer 6
 Rom, Grube 26, 242, 246, **259**
 Romecke-Tal 18
 rückschreitende Erosion 99
 Rühren 24, 85, 91, **223**, 234, 238, 241, 242, 261, 264
 Rührer Cephalopodenkalk-Plattform 7
 Grünsand 12/13, 24, 86/87, **88/89**, **90/91**, 92/93, 122, 123, **258**, **264**
 rugose Korallen 4
 Ruhr 193
 – besetzung 242
 – gebiet 85, 88, 242
 – Tal 96
 – ufer-Profil **257**
 Rumpffläche 96
 rundbogenartige Querprofile 157
 Rundprofil-Strecke 153, 154, 159, 160, 162, 179
 Runzelung 258
 Rutschfallen 21, **261**
 – masse 43
 Rutschung 115, 123
 subaquatische 62
 submarine 114
 synsedimentäre 36, 62

 Saale-Glazial 161, 193, 203
 saalekaltzeitliche(r, s) Gletscherrand 203
 Inlandeis 161
Salenia 88
 salinare Lösung 227
 Salinität 228–230
 Salzbornchen **132**
 Salzkristalle 224
 Salzwasser 140
 – einbrüche 139
 – führung 140
 – zuflüsse 140
 Sammlung Bergenthal **248**
 Geologisches Institut Göttingen
 Geologisches Museum der Universität Münster 153, 195
 Mineralogisches Institut Göttingen 212
 Schulverein **248**, **250**
 Wiemeyer **248**, **249**, 251
sandbergi-Zone **74/75**
 Sattel, asymmetrischer 261
 – flanke 4, **5**, **9**, **11**, 259
 – kern 81
 – scheidel 257
 Sauerland 96, 233, 239–241
 Übersichtskarte 253, Anl.
 sauerländische(r) Eisenindustrie 247
 Höhlenkataster 93, 175
 Sauerstoffkonzentration 228
 saxonischer Mineralisationszyklus 229
Scaliognathus anchoralis 51, 64
 Scaphiten-Schichten 87
Scaphites 87, 88
 S. geinitzi **88/89**
 Scapula-Fragment 200
 Schachtbau 241
 – höhle 157, 159, 162, 167
 Schädelkunde 121, 153
 Schalenblende 234, **250**
 Schalstein **254**
 Scharfenberg 6, 12, 14, 81, 206, 207, 212, **263**, **264**
 Riff 82
 Sattel 1, 12, 12/13, **14**, 15, 23, 28, **69–71**, 74, 75, 80, 81, 83, 264
 Wald 80
 Schalengrus-Kalk 88
 Schauhöhle **147**, **148/149**, 154, 157, 159, **161**
 – *sammlung* **252**
 Schelf 4
 – Milieu 91
 – Randbereich 113
 Schichtenausfälle 11
 – repetition 17
 – vergleich, internationaler XI
 Schichtflächen 108
 – *maxima* 158
 – messung 157
 – pole 109
 Schichtlücken 9, 12/13, 61, 63, 114
 schichtparallele Trennflächen 170
 Schichtstufenlandschaft der Haar 27
 Schiefer-Cephalopodenkalk-Folge 36
 Schieferung 3, 15, 18, 20, 23, 117, 205, 259
 Schießstand Bilstein-Höhle 35, 49, 60, 62
 Schilderhausstreifung 207
 Schlagwasser 11, 12, 34, 95, 128, 130, 263
 – Brekzie 9, **11**, 12, 12/13, 15, 19, 28, **35**, **40**, **41**, 44, 69, 74/75, **75**, 82, 83, **262**, 263
 – Steinbruch 34
 – Tal 36, 97

- Schlammkalk 71
 Schleifspuren **265**
Schloenbachia 87
S. varians **88/89**
schloenbachi-Schichten 87
 Schloß Körtinghausen 75
 Welschenbeck 12
 Schlotten 26, 80, 113, 115–118, 122, 123, 125, 254, 263
 – bildung 123
 – füllung 75, 115
 – züge 115
 schlottenartige Gangerweiterung 206, 208
 Zufuhrkanäle 229
 Schlüsselloch-Profil 154, **155**, 157
 Schmalprofil 162
 – gang 157
 – Höhlenraum **181**
 – Strecke 144, 154, 160, 167, **179**, 185
 Schmelzbeginn 224
 – öfen 241
 – punkterniedrigung 224
 – temperatur **223**, 224, 227
 – wasserzufluß 185
schmidianus-Zone 78
 Schmidt'sches Netz 108
 Schneehase 195, **202**
 Schneehuhn 194, 195, 202
 Schnöpers Hol 171, 174
 Schollenkipfung 62
 Schoren-Bach 95, 143, 246
 – Tal 245
 Schotter 115
 Schrägschüttungen 89
 Schubspannung
 Schüttungsmenge 132, 136
 Schuppenstruktur 33
 Schuppung 17, 34
 Schuttbildung 83, 210
 – kalk 69, **72**, 74/75, 83, 264
 – strom 5
 Schüttung der Bullerteich-Quelle **133**
 Schutz des Grundwassers 109
 Schwämme 254
 Schwalgen im Bachbett der Lörmecke 128
 im Schlagwasser 128
 im Wester-Bach 128
 Schwankungsbereich des Grundwassers 185
 des Karstwasserspiegels 145, 157, 162, 169, 179
 des Karstwasserabflusses 175
 Schwarzbleierz 236
 Schwarzschiefer 4, 6, 12/13, 13, 75, 81, 229, 254, 259, 261
 Schwefelkies 5, 10, 238
 Schwelle 6, 74/75
 synsedimentär aufsteigende 23
 Schwellen-Becken-Modell 63
 – fazies 13, 63, 72, 75, **256**
 – kalk **75**, 82
 – randbereich 63
 – rücken 23
 Schwelm-Fazies 3–5, 18, 20, 28, 33, 34, 36, 42, 63, 262
 – Kalk **71**
 Schwemmkegel 27
 Schweremaximum **23**, 28
 Schwermineralanreicherungen 212
 Schwimmkrusten **182**, **183**, **189**–191
 Schwinde 93, 97, **98**, 126, 159, 160, 163
 Bilsteiner Bach **138**
 Unreine Birke 128
 Schwindenkessel 100
 – zone 128
 Schwunddolinen 102
 Sedifluktion 12, 62
 sedifluktive Fältelung 62
 sedimentäre Anlagerungsgefüge 37
 sedimentär-diagenetische Phasen 206
 Sedimentationsbecken 23
 – gefüge 89
 – marken **265**
 – phase 83
 Sedimentgänge 35, 36, 62, 113, 114
 – gleitung 63
 – mächtigkeit 23
 – typen 103
 – zufuhr 6
 Seebeben 229
 See des Drewer Steinbruches 139
 Seeigel 24, 89, 259
 – stacheln 122
 Sekundär-Rhomboeder 182
 Seitendehnung am Talhang 159
 – erosion 26
 Sekundärbildungen 236
 sekundäre Einschlüsse **224**
 Selscheider Schichten **253**, **255**
 Senken auf der Plattform 9
 Senkungstendenz 114
 – zone 83

- Setzung 123
 Sibirien 200
 Sickerwasser 93, 94, 159, 160, 179, 185, 186
 – bassin **180**
 – film
 – weg 170
 – Zufuhr 179
 Siddingshausen 91
 Siebenstern, Grube 26, 242, 245, 246
 Siegener Roheisen 241
 Siegerländer Lagerstätten 234
 Silber, gediegen **239**
 – erzparagenese **239**
 – gehalte des Glasurbleiglanzes 234
 – glanz 239
 silifizierte Knochenreste 122
 silikatisches Nebengesteinsmilieu 205, 228
 Simonhöhle **171**, 174
 Sinter 94
 – bassin 167, 190
 – bildung 145, 146, 150, 157, 167, 170, 171, 179, 185, 186
 – bildungsphase 185
 – fahnen II, 176
 – form 181
 – tapeten 121
 – terrasse 185
 SiO₂-Lösungsphase, retrograde 213
 – Mobilisierung 205
 Siphongang 144/145, 148, 148/149, 159, 162
Siphonodella cooperi 50
 S. duplicata 50
 S. cf. isosticha 50
 S. sulcata 35
 S. sp.
Siphonodella crenulata-Zone 64
Siphonodella-Zone 51
 S-Isotope 228
 Skalenoeber 182
 Skelettreste 27, 171, 195
 Skutterudit 239
 Smithsonit **237**
 Soest 22, 86, 86/87
 Soester Anomalie 140
 Grünsand 86/87, **88/89**, **89**, **90/91**, 92/93
 – tal 26
 Soleverbreitungsgrenze, südliche 139
 solifluktuiver Bodenabtrag 12/13, 26
 Sonnenknapp 75
 Spätdiagenese 224
 Spätglazial 200
 Spalten 26, 108, 110, 113–115, 170, 254, 259
 – bildung 36, 43, 113
 – brekzie 120, 121
 – füllung 12, 35–**37**, 42, 43, 69, 83, 114, 115, 117, 119, 120, 122, 123, 261
 – höhle 100, 161, 171
 – öffnung 159
 – system 105, 107
 – tektonik, mehrphasige 113
 – wasser 229
 – züge 103
 spaltenförmiger Höhlenraum 153, 163, 167
 Spaltrisse 222
 Sparganophyllumkalk 237, **254**, **255**, 265
 Sparit 12
 Speichergestein, verkarstetes 125
 speläofluviatile(r) Abflutkanal 161
 Sedimente 160
 Speläogenese 145, **159–162**, 169, 175
 Speläolyse **161**, **162**, 167, 175
 Speläostase **160–163**, 170, 175
 Speläotheme 107, **145**, 146, 150, 154, 160, 162, 175, 252
 Spezialfalten 15, 264
 – faltung 25, **27**, 34, 80, 259
 – kartierung 12, 15, 69, 83
 – sattel 16, 260
 Sphaleriteinschlüsse 210
 Spiegelschwankung 150, 151, 159, 179, **181**, 191
 Spilite **254**
 spitzbogenartiges Querprofil 157
 Spitzfalte 257, 260
 Splitterschiefer 13
Spondylus 87
 S. spinosus **88/89**
 S. ex gr. striatus/latus **90/91**
 Spongien 122
 spontane Keimbildung 189, 191
Sporadoceras **50**
 S. sp. 59, 72
 Sporen 259
 – gemeinschaft höheres Wealden/Valendis 24
 Spülmulde 25, 26
 Staatliches Amt für Wasser- und Abfallwirtschaft
 Lippstadt 131
 stabile Hochzone 22
 Stadiale 194
 Stadium der Speläogenese 160, 161

- Stadt Warstein 131, 133, 135, 145, 247
 Städtisches Gymnasium Warstein 195
 Museum 147, 153, 164, 195, **247**, 250, 251
 Staffelbrüche, antithetische 114
 Stalagmiten **163**
 Stalaktiten XII, 121, 187
 stationäre Wachstumsform 219
 Staubbuff 49
 St. Christoph, Grube 246
 Stefan 24, 28
 Stein-Berg, Steinbruch 265
 Steinbruch Brühne 116, **263**
 Drewer 14, 21, 35, 61, 75, 141
 Eulenspiegel 7, 15, **16**, **261**, 264
 Feldmann 167
 Fuchslöcher 161
 Hessenkamp 12, 14, 69, 73–75, 80, 82, 83, 206,
 219, 221, **263**
 Hevers-Berg **257**
 Hohe Bracke **257**
 Hohe Liet 10, 11, 123
 in der Günne 34, 37, 39
 Jagdhaus Boxen 71
 Jagdhaus Hirscheck **263**
 Hillenberg 107
 Kahlenberg-Kopf 8, 25, **257**, **258**
 Kaiser-Heinrich-Quelle 14
 Kallenhardt 41, 114, **262**
 Kalvarienberg 34, 41, 43, **262**
 Kapelle nördlich Belecke 47
 Kattensiepen 7, 15, 35, **261**
 Kirsch 24, 264
 Köster 46, 126
 Korff 6
 Lüsen-Berg 265
 nördl. Ortsausgang Warstein **260**
 Risse 3, 16, 122, 123, **259**
 Sägewerk Freienohl 265
 Scharfenberg **264**
 Stein-Berg 265
 Straße Belecke–Drewer **260**
 Straße Hirschberg–Warstein **258**
 Straße Suttrop–Warstein 208
 südlich Warstein 106
 Suttrop 208, 209, 213, **215–220**, **223–225**
 Warsteiner Hauptstraße 3, 4
 Warte 38
 Weiken 12, 130, **262**
 westlich der Glenne **264**
 Wildfütterung Boxen **264**
 Steinkohlenfeuerung 241
 Steinwerke Risse 259
 Steinwerkzeuge 153, 164, 171, 252
 steinzeitliche Kulturrückstände 164
 Stephanit 239
 Steppe 193–195, 199, 201–203
 Steppeniltis 203
 Sternbergit 239
Sternotaxis 88
 Stillenbergs-Kopf 21, **260**
 Stockwerkgliederung **33**, 159, 167, 175
 Stoffzufuhr durch Porenmigration 219
 Störfaktoren 215
 Störungslinie 20
 Stollen Rothland 245
 – bau 241
 – betrieb 237
 Straße Drewer-Belecke **260**
 Hirschberg – Warstein 147, 212, **258**
 Kallenhardt-Heide – Rüthen 261, **262**
 Kallenhardt – Nuttlar 238, **264**
 Kallenhardt – Rüthen 172
 Madfeld – Bleiwäsche 212
 Rüthen – Nuttlar 8, **27**, **262**, **264**
 Rüthen – Suttrop 224, **225**, **261**
 Suttrop – Kallenhardt 136
 Stratigraphie **253**, 255
 stratigraphische Kondensation 35
 Streckungshöfe mit Calcit 39
 streichende Aufschiebung 18, 107
 striatoconcentricus-Zone 87
 striatus-Subzone 78
 Stringocephalen 4, 18, 20, 258, 259
 ausgelänge 37, 259
Stringocephalus sp. 80
 Strömungsmarken 257
 Störungszone 259
 Stomatoporen 3–5, 36, 38, 40, 71–73, 79, 80, 254
 Strontianit 223
 Strukturkarte des Warsteiner Sattels 107
 – schema 170
 – wandel im Hüttenwesen 244
 Stücköfen 241
 Styliolinen 5
 – schiefer **5**, 9, 12/13
 styriacus-Zone 50, **74/75**
 subangularer Quarz 105
 subaquatische Hanggleitung 61
 Rutschung 21, 62
 subarktisches Klima 194
 Parktundra 201, 202
 Subfluenz-Zone 64
 Subkommission für Karbonstratigraphie 36

- submarine Fugen 114
 Rutschungen 114
 Schlottenfüllung 82
 Spalten 114
 – synsedimentäre Dehnungstektonik 115
 subrezente Fauna 152
 subsequenter Trog 85
 Subsidenz 6, 33
 Subsolution 63
 Subtyp Bleiwäsche 215
 Subzonen-Leitart 78
 Südadhang am Fuß der Haar 27
 Südgrenze der Oberkreide 2
 südlicher Plattformhang 9
 Warsteiner Massenkalk-Zug **16**, 46, 97, 98, 104, 145, 163, 168, 175, **262**
 südöstliches Münsterland 87
 Südrand des Warsteiner Massenkalkes 9–11, 12/13, **20**, 21, 24, 28, 96, 97, 100, 114, 167, 212, 263
 Südrandstörung **11**, 20, 28, 97
sulcata-Zone **74/75**
Sulcoclymenia sulcata 56, 58
 Sulfatfällung 228
 – gehalt 139
 – lösungen 228
 Sulfidschwefel, oxidierter 228
 – spuren 228
 Sundwig 207
 Suspensionsstrom 8
Sus scrofa 195, **202**
 Suttbruch, Grube 26, 241, 242, 245, 246
 Suttrop 6, 7, 14, 16, 18, 43, 101, 125, 128, 133, 136, 143, 207, **214**, 219, **221**, **223–225**, 227, 228, 242, 259
 Feld **216**, **217**
 Vogelstange 208, **213–217**
 Suttroper Eisenhütte 241, 242
 Mulde **16**, 17, 94, 96, 100
 Quarz 26, 88, **205**, 207, **212**, 224, 227, 229, 249, 259
 Quarz mit Dolomitnegativen 212
 Quarzbildung 212
 Weg 9–11
 syndolomitische Hydrothermal-Quarze **206**
 syngenetische Einschlüsse, primäre **222**
 synorogene Trennflächen 123
 synsedimentär(e, es) Abschiebungen 42
 aktive Brüche 36, 43
 aufsteigende Schwelle 23
 Bewegungen 23
 Brekzien 114
 Hochzonen 22
 Rutschungen 36
 Scharnier 36
 Schollenbewegungen **36**
 Zerrüttung 36
 System migrierender Lösungen 213
 Szepterquarze **221**
 tabulate Korallen 4, 40
 Tagebau 237, 241, 245, **258**, 259
 Taimyr-Halbinsel 200
 Talbildung 96
 – böden 26
 – entwicklung, epigenetische 97
 – schluß 27
 – system 94, 96
 – zuschub 107, 159
 talartige Spülmulden 26
 Tardenoisien 153, 252
 Taschenfüllungen 110
Tawstockia nasifrons 51
 Tektonik 158, **253**
 des Warsteiner Sattels 15
 tektonische Blockbrekzie 127
 Bruchlinie 22
 Deutung 21
 Durchbewegung 37
 Flächen 114, 169
 Hochscholle 22
 Krustenprozesse 215
 Lamination 37, 43, 44
 Öffnungsphasen 215
 Richtungen 101
 Schwächegefüge 11
 Skizze 108
 Stockwerke 21, 43, 44
 Trennflächen 162
 Vorzeichnungen 109
 tektonisierter Massenkalk 40
 Temperatur 227
 – einfluß 183
 – entwicklung 229
 – intervall 224
 – gradient 215
 temporäre Becken 179
 Tentaaculiten 5, 6, 260
 – Schichten **254**, **255**
 – Schiefer 5, 6, 9, 12/13, 16, 19, 75, 128, 254
 Terrassen 12/13
 – leisten 26
 – reste 26
 – system 96

- Terebratulina* 87
T. rigida **88/89**
- terrestrische Relikte 24
- Tertiär 11, 12/13, 25, 96, 123, 260
- tertiäre Karstsedimente 25
 Lehme 211
 Mineralisation 205
- Tetraedrit 239
- Teutoburger Wald 85
- thermale Wässer 22
- Therme 229, 239
- thermometamorphe Beeinflussung 23
- Thomasverfahren 242
- Tiefbau 245
- Tiefenerosion 26
 – gesteinskörper, granitoide 22
 – grundwasser 99
- Tieferlegung des Vorfluters 161
- Tiefschwelle 75
- Tierknochen 171, 257
- Toneisenstein 26, 245
 – geoden 256
- Tongallen 80
- Tonschiefer 8, 75, 261
- Tonschlamm, bituminöser 5
- Ton-Siltstein-Brekzie 102, 105
- Tonstein 5, 8, 253, 254, **256**, 264
- topomineralische Bildung 236
- Tournai-Stufe 48, 64, 82, 83
- Transgression(s) 91, 92/93
 – fläche 24
 – fläche, cenomane 96
 – konglomerat **257**
- Transportmedium 206
 – seilbahn-Verbindung 243
- Transversalschieferung 23
- Treise-Quelle 128, **132**, **135**, **138**
- Trennflächen 113
 – gefüge 114, 117, 120, **158**
 präorogene 123
 synorogene 123
 – system 115
- triangularis*-Zone **74/75**
- trichterförmige Karsttasche (Schlotte) **102**, 115, 116
- trikliner Bauplan 107
- Trilobiten 48, 50, 51, 63, 250, 257, 258
- Trimerocephalus mastophtalmus* 72
- Trinkwasser 125
 – versorgung IX
- Tritaxia pyramidata* 122
- Trockelsknäppchen-Quelle 128, **132**, **135**, **139**
- trockene Zone 160, 169
- Trockenjahr 135
 – tal 26, 98, 99, 126
 – wetterabfluß 129
- Trog 8
 – rand 8
 – sedimente 13
- Tropfsteinbildung 26, 145, 256
 – höhle 17, 160, 175, 193, 195, 257
 – röhren **166**, 232
 – schmuck 147
- Trümmerbrekzie, verkieselte 98
 – zone, – zug **11**, 28, 96, 99, 127
- Tuff 7, 78, 254
- Tuffit 7, 48–50, 59, 76, 254
 – Einschwemmungen 63
- tuffitische Tonsteine 8
- Tundra 193–195, 199–203
 – ren 200
- Tundrenbewohner 194
 – gebiete 198
 – zeit 194, 201, 202
- tunnelförmige Höhlenräume 157
- Tunnenborn-Quelle 128, **132**, **136**, **138**
- Turon 86/87, 87, 88/89, 90/91, 92/93, 255, **256**
- Turrilites* 87
- Tylocidaris* 88
- Typ (Quarz) Bleiwäsche 227, 234
 Suttrop 107, 207, 211, 212, 221, 224, 229, 236, **248**, 249
- überhitzte Lösung 229
- überkippte(r) Falten **257**
 Lagerung 21, 263
 Sattel **258**
- Übersättigungsgradient 215
- Überschiebung 17, 114
 listrische 33
- Überschiebungsbahn 17, 41, 42, 205
 – tektonik 33, 42, 44
- Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes **253**, Anl.
- Ullmannit 239
- ultimus*-Zone 87
- unbedeckter Karst 140
- Unreine Birke 128

- Untercenoman 24, **87**, 88, 91
 Unterconiac **87**, **89**
 Untere Arnsberger Schichten **8**, 10, 11, 12/13, 19,
 74/75, **78**, 262
 Untere Mittelterrasse 26
 Unterdevon 253
 unterirdische(r) Hohlformen 102
 Karstform **100**, 110
 Karstwasserabstrom 100
 Unterkarbon 5, 10, 12/13, 15, 19, 21, 35–37, 41, 43,
 48, 62–64, 69, 70, 74/75, 76, 78, 80, 81, 83, 96,
 114, 115, 122, 123, 229, **255**–258, 260–265
 – Rutschungen 229
 – Schiefer 44
 unterkarbonische Spaltenfüllung 42
 Unterkiefer 196, 200
 Unterkreide 12/13, 24
 unter-kretazische Landschaft 96
 Unter/Oberkarbon-Grenze 8
 Unter/Oberkreide-Grenze 122, 123
 Untertageaufnahmen 10
 Unterturon **87**, **88**
 Ur 193–195, **202**, 203
 Uranin 131
 Urstromtal 200
Ursus spelaeus 121, 161, 194, **195**
- vadose Zone 162
varcus-Zone **74/75**
varians-Zone 87
 variszische Gänge 239
 Hauptfaltung 19
 Metamorphose 229
 Primärerzlagerstätte 26, 239, 240
 Velburg/Opf. 190
velifer-Zone **74/75**
 Vereinigte Trum, Grube 246
 Vererzung 10, 12/13, 26, 36, 62
 ascendente 25
 Verformungsverhalten, mechanisches 34
 Verhüttungsverfahren 242
 verkarstete(s) Kalksteinmassiv 125
 Massenkalkflächen 26
 Speichergestein 125
 Verkarstung 12/13, 24, 25, 82, 93, 94, 96, 110, 114,
 115, 123, 126, 211
 am Salband 208
 kretazische 212
 oberdevonische 93
- paläozoische 212
 postorogene 115
 unterkarbonische 93
 verkieselte(r, s) Brekzie 212, 262
 Fossilien 258
 Massenkalk 11, 212
 Mergel 209
 Gangmaterial 249
 Trümmerbrekzie 98
 Verkieselung 7, 10, 11, 12/13, 26, 28, 33, 36, 48, 62,
 71, 72, 74/75, 79, 123, 127, 212, 258, 260, 261
 Verkieselungsdom **261**
 – zone 11
 verlehmt Brekzie 105
 verquarzte Karbonatbrekzie 211
 Verquarzung 206
 versalztes Grundwasser 139
 Verschönerungsverein Warstein 147
 Verschmutzungszone 213, 222
 Versenkungstiefe, maximale 23
 Versickerungsrate **129**
 Versickerung von Niederschlägen 127, **129**
 Versinkung von Oberflächenwasser 127, **129**, 135
 Versinterung 145, 172
 Versturzböcke 172
 – brekzie 105, 146
 – halle 171
 – material 159, 160, 169
 Vertebraten-Reste 121
 Vertikalbewegung 115, 123, 239
 – höhle 109
 Verunreinigungszone 213, 215, 219
 Verwachsungen Glasurbleiglanz – Kupferkies 234
 Verweildauer des Wassers 99, 137
 Verwitterungslösungen 25, 212
 very low grade-Typ 205
 Visé-Stufe 48, 83
 Vogelstange 48, 208
 Volksloh 80
 Volumenindex 157
 Vorderriff 3
 Vorflutniveau 96
 des Bilstein-Baches 150, 154
 Vorgeschichte 194
 vorkarbonische Faltung 61
 Vorlandsenke 83
 vororogene Dehnungstektonik 62, 64, 113, 123
 Krustenverkürzung 23
Vulpes vulpes 194, **198**

- Wachstumsebene 222
 – kurve **216**, 221
 – phase 223
 – prozeß 213
 – unterbrechung 215, 219
 – zonen 224, 228
- Wärmedom 22
 – dehnung 227
 – dehnungsspannung 223
 – fluß 64, 229
 – quelle 229
 – strom 22
- Wäsche-Graben 95, 98–100, 126, 128, 143
 – Schwinde 99–101, 128, 164
- Wäsche-Enke-Ränge-System **99**
- Waldeck, Bergrevier 238
- Waldecker Upland 76
- Wallener Schiefer **254**, **255**
- Wald-Ökotypen 200
 – ren **200**
 – schmiede im Bilstein-Tal **241**
 – steppe 201
- Wandern der orogenen Faltung 64
- Wandgerinne 185
 – sinter 144, 145, 150
 – verbruch 159
- Warstein 2, 34, 53, 54, 70, 91, 95, 101, 105, 107,
 125, 126, 128, 135, 140, 143, 161, 164, 168,
 171, 179, 193, 207, **213–215**, **223**, 234, **235**,
 238, **241**, 242, 247
 – Battenberger Bruch 22
 – Belecker Inkohlungshoch **21**, 23
 – Suttrop **248**
 – Suttroper Braun- und Roteisenerzbezirk 26
- Warsteiner Brauerei 135
 Bucht 89, 91
 Carbonatplattform 8, 9, 12, 20, 22, 23, 26, 61, 62,
 64, 65, 93, 114, 123
 Eisenerzbergbau 241, 242
 Erzgrube 244
 Erzrevier 242
 Gänge 234, 239
 Gruben- und Hüttenwerke AG **242**
 Hauptstraße 16, 18, 20
 Hochscholle 22
 Höhlen 175, 194, 195, 198–200, 200, 202, 203,
 252
 Hügelland 1,6
 Hütte 135
 Kalkwerke 120
 Karbonatkomplex 34–37, 41–44, 132, 157, 159,
 205, 212, 227, **233**
 Karstgebiet 174
 Kippscholle 44
- Komplex im vororogenen Stadium 33
 Kulturhöhlen 27, 252
 Landeskrankenhaus 21
 Landschaft 27
 Massenkalk 5, 33, 34, 74, 94, 100, 108, **113**, 123,
 125, 127, 134, 143, 170, 249
 Massenkalk-Züge 93, 94
 Raum 22–24, 94, 115, 123, 193, 203, 208, 253,
 255, 256
 Riff 3, 4, 9, 13, 62, 63
 Sattel IX, 1, **2**, 3, 6–9, 12–14, 21–23, 28, 35, 43,
 47, 62, 64, 70, 76, 81, 93, 96, 102, 107, 113,
 123, 244, 253
 Schwerindustrie 247
 Sedimentationsgebiet 6
 Stadtkirche 16, **215–217**
 Trümmerzug **11**, 36, 96
- Warte-Anhöhe 9, 10
- Wasserbecken 179, 182, 185, 189–191
 – bedarf 125
 – beschaffungsverband Bullerteich 133
 – bohrung Boxen 80, 81
 – chemie der Höhlenseen **182**, 185
 – gewinnungsstollen 128, 130, 135
 – mühle **260**
 – leitungsspalt 175
 – scheide 96
 – scheide Ruhr/Möhne 27
 – temperaturen 139
 – tiefen 92/93, 229
 – umsatz 185
 – versorgung 93, **129**
 – versorgung der Stadt Warstein 125
 – wirtschaft **125**
 – wirtschaftsjahr 1971 128, 129
- Weichkalkgerölle 12, 15
- Weichsel-Glazial 161, 171, 193, 194, 196, 198–203
- Weißerz **245**, 258
- Werl 125
- Westende Warsteiner Sattel **18**
- Westenfelder Kohlenkalk **265**
- Wester-Bach 9, 95, **97**, 98, 100, 107, 127, 128, 130,
 133, 135, 163, 242
 – Tal 10, 18, 97, 102, 134, 171, 241
- Westernkottener Sprung 22
- Westfal 22, 24, 28
- Westfal/Stefan-Wende 123
- Westfälischer Höhlenkataster 174, 175
- Westrand Briloner Riff 22
 Warsteiner Sattel 12/13, 143
- Widey-Bach 128, **138**, 143, 161
- Wiedenester Schichten **254**, **255**
- Wildfütterung Boxen, Steinbruch **264**

- Wildkatze 193, **198**, 203
 Wildpferd 193–195, **202**, 203
 Wildschwein 193–195, **202**, 203
 Wilhelms-Hütte 242, 259
 Wirbeltier-Knochen 120
 Wittgensteiner Land 234
 Wocklum 241
 – Buntschiefer 12/13
 – Stufe **7**, 12/13, 13, 35, 50, 53, 54, 58, 59, 61,
 74/75, 113, 115, **257**, 260, 261, 264
Wocklumeria plana 59
 W. sphaeroides 59
 Wolf 193, 194, **197**, 203
 Wühlspuren 78
 Wünnenberg 91
 Wurmbauten 119
 Wurtzit-Zinkblende **250**

 Zahnformel 198
 Zeche Schwelm 249
 Zementationszone 236
 Zementindustrie 141
 Zentrale Kernsedimente **3**
 Plattform 5

 Zerrüttungszone 211
 zerscherte Flinzkalke 41
 Cephalopodenkalke 41
 Ziegelerz 237
 – schiefer **9**
 Zink 238, 239
 Zinkblende **234**, 239, 240
 Zn-Erze 22
 Zn-haltige Lösungen 229
 Zonarbau 207, 210, 212, **213**, 215, 216, 219, 222,
 249
 zonares Quarzwachstum 227
 Zonendicke 215
 – Parallelisierung 215
 – rhythmien 219
 – stratigraphie 215
 – wachstum 215
 Zoolithen-Höhle (Franken) 179, 187, **188**, 191
 Zuflußgebiet 132, 159
 Zweckverband Lörmecke-Wasserwerk 125
 Zweiphaseneinschluß, primärer 222
 Zwergstrauch-Tundra 201
 Zwillingsbau 207
 – bildung, komplexe 229

Beilage: Geologische
Übersichtskarte
des nordöstlichen
Sauerlandes

