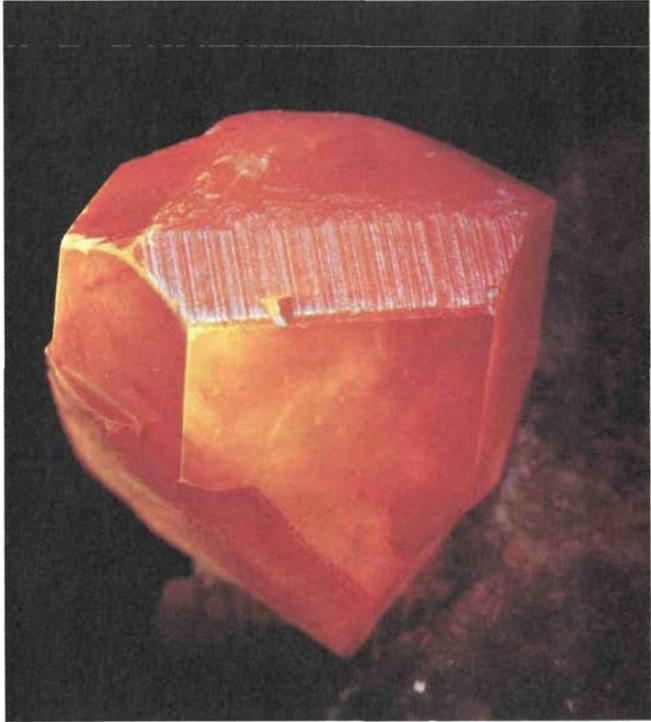


Zur Mineralogie und Geologie
der Umgebung von Göttingen
mit Westharz
und Teilen des nordhessischen Berglandes



Calcit-Kristall (Typ IIb – vgl. S. 100) mit Realgar-Überzug, 15 mm groß. Grube Gnade Gottes, St. Andreasberg, Harz (Zu GEBHARD, „Die Minerale der Silbererzgänge von St. Andreasberg S. 103).

Foto: V. BETZ

Zur Mineralogie und Geologie der Umgebung von Göttingen

**mit Westharz und Teilen
des Nordhessischen Berglandes**

Schriftleitung: Sigmund Koritnig, Göttingen

Herausgegeben von der Vereinigung
der Freunde der Mineralogie und Geologie (VFMG) e.V. Heidelberg.
Anläßlich der Sommertagung 1978 in Göttingen

Inhalt

Westharz

MOHR, K., Die geologische Gliederung, die paläogeographische Entwicklung und die Stratigraphie des Westharzes	1-11
SCHWAN, W., Geologische Stellung, Gliederung und Strukturtektonik des Oberharzes	12-24
MÜLLER, G., Zur Bildung der magmatischen Gesteine des Harzes	25-37
WINKLER, H. G. F., Der Pluton des Brockengranit	38-45
MÜLLER, G., Zur Geologie und Petrographie des Südharzer Rotliegenden	46-51
ERGIN, M., Über die Alkalirhyolithgänge im Gebiet des Großen Knollen, Harz	52-58
MOHR, K., Wichtige Mineralien-, Gesteins- und Fossilfundpunkte im Westharz und an seinen Rändern	60-74 59-69
ALBERTI, H., Ein Vertreter des Genus <i>Wolayella</i> ERBEN, 1966 (Trilobitae) aus dem Unter-Devon des Harzes	69-74
HÜTTENHAIN, H., Die Mineralführung der Oberharzer Blei-Zink-Erzgänge	75-85
SPERLING, H., Die Gangerz-Lagerstätte Grund (Harz)	86-93
WILKE, A., Die Erzgänge von St. Andreasberg	94-102
GEBHARD, G., Die Minerale der Silbererzgänge von St. Andreasberg	103-109
HARDER, H., Zur Mineralogie und Genese der Eisenerze des Oberharzer Diabas-zuges und ein Vergleich mit denen des Harzvorlandes	110-126
HANNAK, W., Die Rammelsberger Erzlager	127-140
HERRMANN, A., Gipslagerstätten und Gipskarst am südwestlichen Harzrand ..	141-145

Umgebung von Göttingen

LANGHEINRICH, G., Der Göttinger Leinetal-Graben in tektonischer Sicht ...	146-155
WEDEPOHL, K. H., Der tertiäre basaltische Vulkanismus der Hessischen Senke nördlich des Vogelsberges	156-167
KORITNIG, S., Die sekundäre Mineralbildung im Basalt der Bramburg bei Adelebsen	168-176
TADJERPISHEH, N., Der Basaltgang der Hünenburg im Auschnippetal NW Göttingens	177-181
SCHNEIDERHÖHN, P., Der Chloropal vom Meenser Steinberg	182-183
SCHNEIDERHÖHN, P., Beitrag zur Petrographie des „Mühlsteinquarzites“ vom Kattenbühl bei Hannoversch Münden	184-186

Nordhessisches Bergland

RITZKOWSKI, S., Geologie des Unterwerra-Sattels und seiner Randstrukturen zwischen Eschwege und Witzenhausen (Nordhessen)	187–204
RECHLE, W., Der Porzellanjaspis von Epteroide	205–207
HENTSCHEL, H., Der Basalt des Meißner	208–228
FINKENWIRTH, A., Die Braunkohle am Meißner	229–236
KORITNIG, S., Die „Blaue Kuppe“ bei Eschwege	237–247
ZIEHR, H., MATZKE, K., OTT, G., und SAWARY, E., Flußspat im Zechsteindolomit bei Eschwege, Hessen	248–259
STOPPEL, D. und GUNDLACH, H., Zur Geologie und Bergbaugeschichte der Schwerspat- und Kobalterzvorkommen im Unterwerra-Grauwackengebirge und Richelsdorfer Gebirge	261–285

Der Aufschluß, Sonderband 28 (Göttingen)
Schriftleitung: Prof. Dr. S. Koritnig, Mineralog.-Petrolog.
Institut der Universität Göttingen,
V. M.-Goldschmidt-Straße 1, D-3400 Göttingen

Umschlagbild: Fahrkunst auf der „Neunzehn-Lachter-Strecke“,
Grube Dorothea (Clausthal).
Erste Hälfte 19. Jahrhundert. Gez. v. W. RIPE, Stahlstich v. A. R. SCHULE.

Der ist der Herr der Erde
Wer ihre Tiefen mißt,
Und jeglicher Beschwerde
In ihrem Schoß vergißt

Wer ihrer Felsenglieder
Geheimen Bau versteht
Und unverdrossen nieder
Zu ihrer Werkstatt geht

NOVALIS (Friedrich von Hardenberg)
Aus „Heinrich von Ofterdingen“

Vorwort

Das 1968 zur VFMG-Sommertagung in Göttingen erschienene „Sonderheft 17“ ist lange vergriffen. Inzwischen sind weitere Aufschlüsse unseres Gebietes, einst Orte schöner Funde, zugeschüttet, verbaut oder begrünt worden. Trotzdem bleiben für den mit geschulten Augen durch das Gebiet Wandernden noch sehr viele Dinge zu sehen und aufzusammeln, wie dieser Sonderband deutlich zeigt.

Durch den Tod mehrerer Autoren, sowie dem Wunsch einiger, ihre damaligen Beiträge nicht mehr aufzunehmen, ist eine natürliche Änderung in der Zusammensetzung des neuen Bandes eingetreten. Elf Beiträge des alten Heftes fehlen hier, dafür sind dreizehn neue hinzugekommen. Alle wiederaufgenommenen Beiträge sind von den Autoren überarbeitet, z. T. merklich erweitert worden. Insgesamt wurde der neue Band um etwas mehr als die Hälfte umfangreicher als die 1. Auflage. Dadurch war es möglich, ihn noch ausgewogener zu gestalten.

Neue Einführungen sind: Für den Harz die Beiträge über seine Magmatite (MÜLLER) und den Brockengranit (WINKLER), für den Leinetalgraben die Arbeit von LANGHEINRICH, dazu der Basaltvulkanismus des Göttinger Raumes und der nordhessischen Senke von WEDEPOHL mit vielen z. T. unveröffentlichten neuesten Untersuchungsergebnissen, und schließlich die Geologie des Unterwerra-Sattels, die durch RITZKOWSKI instruktiv zusammengefaßt worden ist.

Bei den Harz-Lagerstätten kam durch SPERLING der noch fehlende wichtige Typ der Oberharzer Pb-Zn-Erzgänge hinzu. Zu den schon in der 1. Auflage durch HÜTTENHAIN behandelten Mineralen dieses Lagerstättentyps ist nun durch GEBHARD eine Zusammenstellung der Minerale der St. Andreasberger Silbererzgänge beigefügt worden. Die Eisenerze des Oberharzer Diabaszes haben durch HARDER in erweiterter Form einen neuen Bearbeiter gefunden. In der Arbeit von STOPPEL & GUNDLACH über die Schwespat- und Kobalterzgänge im nordhessischen Bergland konnten Grubenrisse und historische Fotos veröffentlicht werden, die nur in schwer zugänglichen Archiven vorliegen. Die neu aufgefundenen sedimentären Flußspatvorkommen des Meißnergebietes fanden durch ZIEHR eine Darstellung.

Allen Autoren dieses Bandes möchte ich an dieser Stelle für ihre bereitwillige Mitarbeit sehr danken, desgleichen Herrn Dr. H. FLICK, dem Redakteur des „Aufschluß“, für viele Ratschläge und Hilfe bei der Herausgabe dieses Sonderbandes.

S. KORITNIG

Gesamtherstellung: Göttinger Tageblatt GmbH & Co. – Druckhaus Göttingen
Nachdruck und Vervielfältigung einschl. Foto- und Mikrokopie nur mit ausdrücklicher Genehmigung des Herausgebers

Die geologische Gliederung, die paläogeographische Entwicklung und die Stratigraphie des Westharzes*)

Von Kurt MOHR, Clausthal-Zellerfeld

Der Harz wird von den Geologen in drei Haupteinheiten eingeteilt: in den Oberharz, Mittelharz und Unterharz. Die Grenze vom Oberharz zum Mittelharz ist identisch mit der östlichen Begrenzung des Ackerzuges (Acker-Hauptstörung). Die Grenze vom Mittel- zum Unterharz verläuft am Ostrand des Tanner Grauwackenzuges. Die drei Haupteinheiten werden weiter unterteilt in Bereiche, die jeweils eine stratigraphisch-tektonische Einheit bilden und ganz allgemein als „Geologische Harzeinheiten“ bezeichnet werden (DAHLGRÜN 1939, SCHWAN 1954). Eine mehr politische Bedeutung haben die Begriffe Westharz und Ostharz, wobei die Harzbereiche westlich bzw. östlich der innerdeutschen Grenze gemeint sind (s. Abb.).

Im folgenden werden die im westlichen Abschnitt des Harzes, d. h. im Verbreitungsgebiet der Bundesrepublik gelegenen geologischen Harzeinheiten besprochen. Auf die geo-

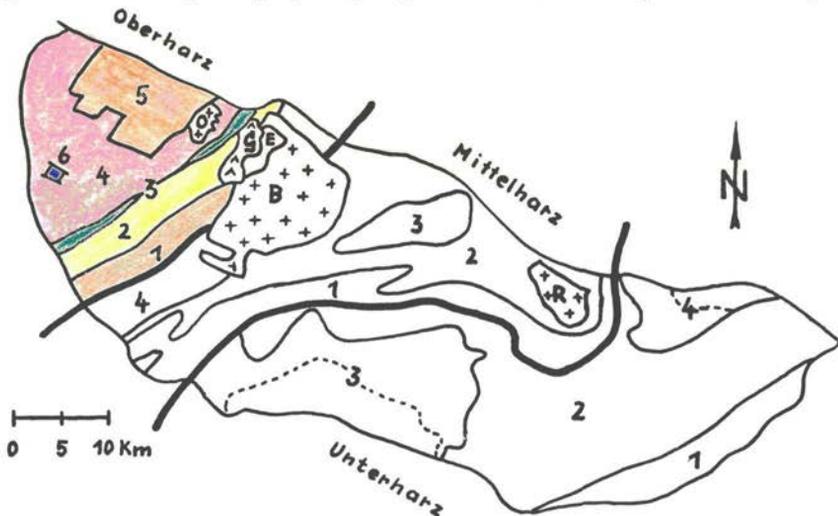


Abb.: Die geologische Einteilung des Harzes (nach DAHLGRÜN, SCHWAN u. a.):

Unterharz: 1. Wippraer Zone, 2. Unterharzer oder Harzgeröder Zone, 3. Südharz-Mulde, 4. Selke-Mulde.

Mittelharz: 1. Tanner Grauwackenzug, 2. Mittelharzer oder Blankenburger Faltenzone, 3. Elbinge-röder Komplex, 4. Siebermulde.

Oberharz: 1. Acker-Bruchbergzug, 2. Sösemulde, 3. Oberharzer Diabaszug, 4. Clausthaler Küm-faltenzone, 5. Oberharzer Devonsattel, 6. Iberg.

R = Ramberggranit, B = Brockengranit, E = Eckergneis, G = Harzburger Gabbro, O = Okergranit.

*) Überarbeitete Fassung aus dem Sonderheft 17 zum Aufschluß 1968.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Kurt MOHR, Geologisches Institut der Technischen Universität Clausthal – Lehrstuhl für Geologie und Paläontologie, D-3392 Clausthal-Zellerfeld.

logischen Verhältnisse im Ostharz wird nur dann eingegangen, wenn es die große Übersicht erfordert.

Beginnen wir mit der Geologie des Oberharzer Devonsattels. Gerade im Bereich dieser geologischen Harzeinheit kann das paläogeographische Geschehen des Oberharzes während der Devonzeit sehr gut rekapituliert werden. Bestimmend für die erdgeschichtliche Entwicklung war dort die sogenannte „Westharzschwelle“, ein Gebiet mit geringerer Absenkungstendenz in der einstigen variscischen Geosynklinale. Auf dem Schwelengebiet des damaligen Devonmeeres bildeten sich vorwiegend Kalkschichten. Die Schiefersedimentation war weitgehend unterdrückt. Die Kulmination der Westharzschwelle ist in der Gegend des Okertales zu suchen. Im nordwestlich anschließendem „Wolfshagen-Goslarer-Trog“ kam es dagegen zu mehr als 1000 m mächtigen Schieferablagerungen. Bemerkenswert ist auch, daß vulkanische Ablagerungen auf der Schwelle fehlen, die Diabase sind lediglich auf die Ränder der Schwelle (Oberharzer Diabaszug im SE, z. T. die Goslarer Diabase im NW) bzw. auf das Troginnere (Wolfshagener Diabase) beschränkt. – Nun einige Bemerkungen zum Aufbau und zur Schichtenfolge des Oberharzer Devonsattels. Diese geologische Harzeinheit hebt sich im Nordosten der Verbnungsfläche der Clausthaler Kulmfaltenzone morphologisch heraus. Im südöstlichen Drittel setzt sich der Oberharzer Devonsattel aus dem wohl 1000 m mächtigen unterdevonischen „Kahlebergsandstein“, im Westen dagegen aus mehr als 1000 m mächtigen mittel- und oberdevonischen Schiefen und Kalken zusammen.

Der Kahlebergsandstein wird nach verschiedenen Arbeiten (u. a. ZSCHEKED, 1955) wie folgt gegliedert:

Untere *speciosus*-Schichten (intermedius-Schichten)
Festenburger Schichten,
Schalker Quarzit und Schalker Schichten,
nessigi-Schichten,
Giengelsberg-Schichten,
Heiligenberger Grauwacke, an der Basis Tuffit,
Pfeiffenweg-Schichten,
Rauhflaser-Schiefer,
Kinderbrunnen-Quarzit.

Die Gesteinsfolge, die aus Tonschiefern, Sandsteinen, Kalksandsteinen und Quarziten besteht, ist aufgrund von Fossilfunden dem Oberems zuzurechnen.

Die *corbis-Bank* stellt den Übergang zum unteren Mitteldevon dar. Die Sedimentation beginnt dort mit den oberen *speciosus*-Schichten und den *Calceola*-Schichten. Zwischen Kalksandsteinen, Kalksteinen und Tonschiefern dieser Unterstufe treten Keratophyrtuffe auf. Die darüber folgenden bis 1000 m mächtigen schwarzblauen Wissenbacher Schiefer sind in ihren unteren Partien als Sandbandschiefer ausgebildet, in den höheren Lagen (Obereifel) schalten sich Kalklinsen und geschlossene Kalkbänke ein, die zum „Odershäuser Kalk“ und zum Stringocephalenkalk des mittleren Devons überleiten. Diese bis 15 m mächtigen Bildungen, am südöstlichen Rand des Devonsattels und in isolierten Devonaufbrüchen im Okertal auftretend (MOHR 1962), stellen die oben erwähnte Schwellenfazies dar, im Gegensatz zu grauen, bis >200 m mächtigen Tonschiefern und Kalkknottenschiefern im Nordwesten des Kahlebergsandsteins, die bereits die Übergänge zur Beckenfazies repräsentieren. Die Faziesdifferenzierungen sind im Oberdevon besonders ausgeprägt.

Die erzführenden Hydrothermen, die die Bildung der Rammelsberger Erzlager verursachen, sind evtl. im Grenzbereich Schwelle/Trog auf Zerspalten aufgestiegen (s. Beitrag HANNAK in diesem Heft).

Die unterschiedlichen Gesteinsausbildungen und Mächtigkeiten auf der Schwelle und im Becken des Oberharzer Devonsattels sind in folgender schematischer Tabelle dargestellt

(vorwiegend nach MÜLLER-STEFFEN, 1965, und STOPPEL, 1965). Der Gegensatz zwischen geringmächtiger kalkiger Schwellenfazies und mächtiger schiefriger Beckenfazies machte sich erst ab dem Mitteldevon bemerkbar. Der unterdevonische Kahlebergsandstein dagegen ist trotz Mächtigkeitsschwankungen faziell einheitlich ausgebildet.

Stufe	Schwellenfazies	Beckenfazies
Wocklum Dasberg	0,3–2 m Kalkstein	bis 90 m graue Tonschiefer mit Kalkknoten
Hemberg	bis 5 m Kalkstein	bis 150 m bunte Tonschiefer mit Kalkknoten und -bänkchen
Nehden	1–6 m Kalkstein	bis 80 m oben rote, unten graue und grüne Tonschiefer mit Kalkbänkchen und -knoten
Adorf	3–10 m Adorfer Kalk mit Kellwasser- kalken, 2–10 m Tonschiefer	über 100 m Kalkbänderschiefer, Bandschie- fer mit Kellwasserkalk, ob. Schmitzenstrei- fenschiefer
Givet	10–15 m Stringocephalen- und Odershäuser Kalk	200–300 m unt. Schmitzenstreifenschiefer und graue Tonschiefer
Eifel	bis 80 m Wissenbacher Schiefer	bis 1000 m Wissenbacher Schiefer, bis 400 m Sandbandschiefer
	40–130 m <i>Calceola</i> -Schiefer bis 30 m obere <i>speciosus</i> -Schichten	

Umfassende Untersuchungen zur Biostratigraphie und Fazies des höheren Mitteldevons und Oberdevons mit Hilfe der Conodonten- und Ostracodenchronologie erfolgten zuletzt durch STOPPEL & ZSCHEKED (1971).

Nördlich von Bad Grund erhebt sich am Westrand des ausgedehnten Grauwackengebietes der Clausthaler Kulmfaltenzone der 1,5 km lange und 1 km breite Kalkklotz des Iberges. Er baut sich aus Korallen- und Algenkalken mit zahlreichen rasenbildenden Korallen, sowie Hydrozoen, Kalkalgen, Schnecken und Brachiopoden auf, die einst ein devonisches Korallenriff besiedelten. Eine von der Bundesanstalt für Bodenforschung auf der Unterstrosse des Kalksteinbruches Winterberg niedergebrachte Tiefbohrung hat eine Teufe von 420 m erreicht und stand erstaunlicherweise immer noch in Riffgesteinen. Die durchbohrten Gesteine gehören der Adorf- und Givetstufe an. Aufgrund von Conodontenuntersuchungen scheint die Grenze Adorf/Givet in 250 m Teufe angetroffen worden zu sein. Zusammen mit der im Steinbruch erschlossenen 130 m mächtigen Kalksteinfolge ergibt sich für das Adorf allein eine Mächtigkeit von 380 m! Die große Mächtigkeit des Kalkklotzes kann evtl. nicht mehr allein durch eine Schwellenbildung erklärt werden, obwohl weitere Funde von Riffkalken zwischen dem Iberg und Goslar (z. B. PLESSMANN & WUNDERLICH 1959) für eine Bindung der Riffentstehung an den Westsaum der Westharzschwelle (FRÜH 1959) sprechen. Nach jüngsten Vorstellungen von FRANKE (1973) ist das Iberger Riff wahrscheinlich auf einem vulkanischen Sockel in einem „Westharz-Becken“, das die Westharzschwelle in einen nördlichen und südlichen Ast teilt, aufgewachsen.

Außer Adorf ist bis jetzt, abgesehen von Geisterfaunen des do II (KREBS 1963), noch kein höheres Oberdevon gefunden worden. – Mit größerer Schichtlücke wird der devonische Kalkkomplex von geringmächtigem tonig-kalkigem Unterkarbon überlagert. Bemerkens-

wert ist der Erdbacher Kalk, ein crinoidenreicher Korallen- und Goniatitenkalk, der von KREBS in das Unterkarbon II beta/gamma *anchoralis*-Zone eingestuft wurde. Über dem Erdbacher Kalk folgt das höhere Unterkarbon (*Goniatites*-Stufe), das mit einer kalkigen Sedimentation beginnt und bis zur Kulmstufe III beta 7 hinaufreicht. Dieser „Goniatites-Kalk“ zeigt ebenfalls noch die Sonderentwicklung des Kulms über dem Iberger Riff an. Erst im höheren Kulm III beta 7 wird der Iberg in die allgemeine Grauwacken-Sedimentation der Clausthaler Kulmfaltenzone einbezogen. Eine stark schematisierte und vereinfachte Tabelle (vorwiegend nach EICHENBERG & SCHNEIDER 1962) vermittelt im folgenden den stratigraphischen Aufbau des Iberges:

Kulm III beta 7:	Kulmgrauwacken
Kulm III alpha-beta 7:	Kulmtonschiefer und -grauwacken mit <i>Goniatites</i> -Kalk
Kulm (I) bis II:	Tonschiefer, Alaunschiefer, Grauwacken, Tuffe (Äquivalent des Deckdiabases), Erdbacher Kalk
Oberdevon (Adorf-Stufe):	Riffkalk (Iberger und Dorper Kalk)
Givet:	Riffkalk

Die Clausthaler Kulmfaltenzone setzt sich, wie der Name schon andeutet, vorwiegend aus klastischen unterkarbonischen Ablagerungen (Kulm) zusammen. Wie in der Sösemulde liegt auch dort eine Dreigliederung in Alaun- und Kieselschiefer (bis 50 m), Tonschiefer (50 bis mehr als 100 m) und Grauwacken mit Konglomeraten (mehr als 1000 m) vor. Im Laufe der Zeit konnte die auf rein petrographischen Gesichtspunkten beruhende Gliederung durch biostratigraphische und lithofazielle Untersuchungen weiter unterteilt und ausgebaut werden.

Die bis 5 m mächtigen Alaunschiefer und die rd. 40 m mächtigen Kulmkieselschiefer werden in das tiefere Unterkarbon (II alpha und II beta und gamma) gestellt (STOPPEL & ZSCHEKED 1967). Diesen Schichtenfolgen sind örtlich bis 4 m mächtige Grauwackenbänke und am Westrand des Oberharzer Devonsattels bis 60 m mächtige Diabaslager (Deckdiabas) eingeschaltet. Über den Kieselschiefern folgen die Kulmtonschiefer, die auch, wegen der leitenden Muschel *Posidonia becheri*, Posidonienschiefer genannt werden. Die vorherrschend aus Tonschiefern mit Kalkeinlagerungen bestehenden Lautenthaler-Schichten (bis 800 m mächtig) gehen zum Hangenden in die meist als Sandbandschiefer ausgebildeten Borberg-Schichten (bis 700 m mächtig) über (KOBOLD 1933). Die Wechsellagerungen sind vor allem nordwestlich des Oberharzer Diabaszuges verbreitet (VENZLAFF 1965). Die über 1000 m mächtigen derben Kulmgrauwacken werden durch das „Hauptkonglomerat“ in die Untere und Obere Grauwacke geteilt. Über den Kulmtonschiefern liegt örtlich das sog. „Basiskonglomerat“. Die Konglomeratgerölle können bis 20 cm Durchmesser erreichen und bestehen aus Granit, Porphy, Quarzite, Phyllite, Kiesel- und Tonschiefer, Grauwacke sowie Quarz. Den Konglomeratschüttungen wird kein Leitwert zugesprochen, da sie nicht horizontbeständig sind. Die lithofazielle Einteilung in Posidonienschiefer, Wechsellagerung und derbe Grauwacken entspricht nicht der biostratigraphischen Zonengliederung nach Goniatiten, „vielmehr sind Tonschiefer und Grauwacken Faziesbildungen, die sich horizontal (Becken – Küste) vertreten und vertikal infolge der nach NW wandernden Vorschüttung ablösen, wobei die Grauwacken, je weiter beckenwärts abgelagert, immer jüngeren Horizonten des Visé angehören“ (SCHNEIDER 1954).

Zuletzt führte RIBBERT (1975) im Unterkarbon des nordwestlichen Harzes stratigraphische und sedimentologische Forschungen durch. Er konnte das Schüttungsmodell SCHNEIDERs bestätigen und in einer verfeinerten Form wiedergeben. RIBBERT konnte u. a. zeigen, daß für den Zeitraum des Unterkarbon II und III vor Beginn der Grauwackenschüttung, d. h. zur Zeit der Bildung der Kieselschiefer und Tonschiefer die alte devonische Fazies-Differenzierung lokal erhalten blieb (Westharz-Schwelle, Iberger Riff). Aber auch während der Grauwackenschüttung machten sich noch die Einflüsse der alten paläogeographischen Gliederung bemerkbar.

Durch Fossilfunde konnte am Nordwestrand des Harzes bei Neuekrug erstmalig jüngstes Visé, vor allem aber tiefstes Namur in konkordantem Lagerungsverband mit Unterkarbon nachgewiesen werden (FIGGE, 1964). Der NW-Harz kann deshalb nicht sudetisch, sondern nur postnamurisch, wahrscheinlich aber asturisch gefaltet worden sein (BEDERKE 1962).

Der **Oberharzer Diabaszug**, früher auch Grünsteinzug genannt, erstreckt sich bei einer Breite von meist weniger als 1 km mit Unterbrechungen in nordöstliche Richtung von Osterode über Altenau bis Bad Harzburg. An seinem Aufbau beteiligen sich sedimentäre und besonders vulkanische Abfolgen. Den Sattelnern der außerordentlich stark verschuppten Zone bilden um 80 m mächtige **Wissenbacher Schiefer**, denen bis über 100 m mächtige Intrusivdiabase eingeschaltet sind. Die Stringocephalenstufe setzt sich aus über 100 m mächtigen Eruptiva mit geringmächtigen Sedimenteinschaltungen zusammen (Blattersteinzone v. GRODDECKS!). Die Eruptivserie besteht aus Diabastuffiten (Chlorit-, Calcit-Tuff-Fragmente und einer marin-sedimentär zu deutenden Calcitgrundmasse), aus Schalsteinen, Bombenschalsteine u. ä., sowie aus Mandelstein- und Kissenlaven (JORDAN 1963). In dieser Serie treten Roteisensteine auf, die ihre Entstehung, wie im Elbingeröder Komplex, dem Diabasvulkanismus verdanken (submarin-vulkanisch-exhalativ-sedimentäre Lagerstätten). Die Erze standen früher in Abbau. Die vielen Pingen im Oberharzer Diabaszug legen heute noch Zeugnis davon ab (vgl. HARDER d. H. S. 110). – Das Givet schließt örtlich nach oben hin mit einer 1 m mächtigen Lage aus Rotschiefern und 5 m mächtigen lockeren Tuffen und Tuffiten ab. Das Untere Oberdevon tritt bei Buntenbock und Osterode in schiefrieger Ausbildung auf („Büdesheimer Schiefer“). Adorfer Kalk wurde am Clausberg bei Buntenbock gefunden. Interessant ist ein stark reduziertes Oberdevon-Profil im Bachanriß der Huttaler Widerwaage. Dort konnten MEISCHNER & SCHNEIDER (1971) das gesamte Oberdevon in Form einer nur 75 cm(!) mächtigen Kalklage feststellen. Im benachbarten, heute nur 600 m entfernten Ladtlekental setzt sich der stratigraphisch gleiche Horizont aus 75 bis 80 m mächtigen Bandschiefern sowie roten, grünen und grauen Tonschiefern zusammen. Auch in diesem Abschnitt des Westharzes kann die paläogeographische Entwicklung, d. h. können die unterschiedlichen Faziesverhältnisse des Devons (Ostrand der Westharzschwelle → Übergangsfazies) gut beobachtet werden. Bemerkenswert ist auch der erstmalige Nachweis eines oberdevonischen Diabasvulkanismus im Bachanriß der Huttaler Widerwaage. Im Allgemeinen ist der 50–60 m mächtige Flecken- oder Deckdiabas kulmischen Alaun- und Kieselchiefern eingelagert. Der subeffusive im frühesten Karbon aufgedrungene Diabas ist kein variolitischer Diabas, die hellen Flecken und Knötchen sind Umwandlungsprodukte von Feldspat und Chlorit in Prehnit (MÜGGE 1926). Über den etwa 10 m mächtigen Alaunschiefern und Lyditen folgen die über 20 m mächtigen feingebänderten auffällig grünen – und roten Adinol- und Kieselkalkbänke. Die Adinole zeigen z. T. sehr hohen Natriumgehalt und oft tuffogenen Charakter. In die Porenräume von ursprünglichen Kristall-Tuffiten und tuffogenen Sedimenten sollen hydrothermale plagioklas-, plagioklas-quarz- und quarzablagernde Lösungen eingedrungen sein. Die hohe Natriumzufuhr ist mit der kräftigen Spilitisierung der Oberharzer Diabase in Zusammenhang zu bringen (EL-TARABILI 1962). Letzte Erscheinungen des unterkarbonischen Vulkanismus im Oberharzer Diabaszug sind bis 1 cm dicke, weiche violetttrüblige Tuffitlagen (z. B. Quarzkeratophyrtuffe) und fleischrote kieselige Tuffbänke, die Kieselchiefern bzw. Adinolen zwischengeschaltet sind. Grauschwarze Tonschiefer leiten schließlich über zu örtlich bunten, dann olivgrauen Kulmtonschiefern.

Die **Sösemulde** wird, wie die Siebermulde, vorwiegend von mächtigen Grauwacken und Tonschiefern aufgebaut. Das sog. II. Konglomerat trennt die hangende Derbe Grauwacke von der Oberen Wechsellagerung, darunter folgt das I. Konglomerat und die Untere Wechsel-

lagerung. Die mehreren hundert Meter mächtigen Wechsellagerungen bestehen aus einer Folge von Grauwackenbänken und Tonschieferlagen. Die „Liegenden Tonschiefer mit Alaunschiefer“ werden unterlagert von 3 m mächtigen grünen, roten und schwarzen Schiefern, die als „Grenzhorizont“ bezeichnet wurden. Darunter folgen Adinole, Lydite und Alaunschiefer. An der Grenze Devon/Karbon liegen 20 m mächtige helle und schwarze Schiefer, die sog. „Übergangsstufe“. Zusammen mit den Kieselschiefern tauchen als tektonische Aufbrüche und Schuppen inmitten des Kulmgebietes oberdevonische Cypridinschiefer auf. – Die stratigraphische Einstufung der einzelnen Zonen und Teilzonen ist durch Fossilien, in der Hauptsache durch Goniatiten gesichert. Die Kulmgesteine gehören von den Derben Grauwacken bis hinunter zur Unteren Wechsellagerung der Kulmstufe III gamma bis III beta 3 an. Die Gesteinspartie von den Liegenden Tonschiefern über die Kiesel- und Alaunschiefer bis zu den Übergangsgesteinen wurde in das Kulm II beta 2 bis Kulm I eingestuft (MEMPEL 1933).

Mit der sog. „Übergangsstufe“ beschäftigten sich in letzterer Zeit MEISCHNER & SCHNEIDER (1970). Das schon von MEMPEL (1933), SCHMIDT (1939) sowie SCHRIEL & STOPPEL (1960) bearbeitete, ca. 50 m lange Profil im großen Wiental, an der Ostflanke der Sösemulde, wurde neu aufgenommen. Die geringmächtige oberdevonische Schichtfolge wurde vom Nehden über Hemberg und Dasberg bis fragliches Wocklum nachgewiesen und reicht sicher bis in die *styriaca*-Zone. Auch dort wurde, wie an anderen Stellen im Westharz, keine primäre Schichtlücke zwischen Devon und Karbon nachgewiesen.

Um fast 300 m Höhe überragt der Acker-Bruchbergzug die Oberharzer Hochfläche. Zwischen Söse- und Siebermulde streicht er in nordöstliche Richtung, wird durch den Brokengranit unterbrochen und taucht am nordöstlichen Harzrand bei Ilsenburg wieder auf. Das lang umstrittene Alter der Gesteinsserie dürfte heute als gesichert gelten. Das Liegende bilden die sog. Ortberggrauwacken, die Plattenschiefer sowie Rot- und Kieselschiefer, die in das Oberdevon II bis V eingeordnet werden. Die Sedimentation des eigentlichen Acker-Quarzites oder Kammquarzites beginnt im Kulm II beta/gamma, vielleicht schon im II alpha oder sogar in der Gattendorfa-Stufe und läßt sich bis in das Kulm II delta nachweisen. Faziell vertreten wird der Kammquarzit durch Quarzitschiefer. Der Kammquarzit ist ein feinkörniger, hellfarbiger Quarzit mit oft streifenförmigen Einlagerungen von schwarzen und roten Tonschiefern, welche Conodontenfaunen für die Altersbestimmungen geliefert haben. Die „Löcherquarzite“ entstehen durch Verwitterung konglomeratischer Lagen (MEYER 1965).

Nach KOCHMANN (1968) haben die Kammquarzit-Bildungen sicherlich auch noch in der *Goniatites*-Stufe angehalten. Meterdicke Quarzitbänke stehen z. B. hoch über kulmische Kieselschiefer an der Böschung der Straße Dammschlacken an. KOCHMANN (1968) schreibt, wie MEISCHNER (1965), der primären Quarzitverbreitung einen gewissen Schwellencharakter zu. PUTTRICH & SCHWAN (1974) kommen aufgrund ihrer Untersuchungen zum Schluß, daß das Acker-Bruchberg-Gebiet eine lange, schmale Zone darstellte, „die zeitweilig den Charakter eines von Schwellen begleiteten Beckens oder eine Übergangstellung zwischen Schwellen und Becken hatte“. Der Acker-Bruchbergzug läßt sich nach Südwesten bis zum Kellerwald und zur Hörre sowie nach Nordosten bis Gommern im Flechtinger Höhenzug weiterverfolgen. Gerade am Beispiel des „Hörre-Gommern-Systems“ wird sehr deutlich das SW-NE-Fortstreichen der einstigen variscischen Geosynklinale quer durch Mitteleuropa demonstriert.

Vor allem unterkarbonische Wetz- und Kieselschiefer sowie mächtige Grauwacken setzen die Siebermulde zusammen. Am Ostrand beginnt die Sedimentation mit Schiefern, Quarziten und spätigen Kalken des unteren und oberen Mitteldevons (Eifel und Givet). Das gesamte Oberdevon von der Adorf- bis zur Wocklumstufe wurde dort ebenfalls inzwi-

schen nachgewiesen. Es handelt sich vorwiegend um Kiesel- und Wetzschiefer, schwarze und bunte Tonschiefer und kieselig-kalkige Bänke. Die Gattendorfia-Stufe des Kulm wird durch sandige Rotschiefer vertreten. Die Hauptmasse der Siebermulde machen aber, wie oben bereits herausgestellt, 800 bis 1000 m mächtige derbe Grauwacken aus, die heute nicht mehr, wie bislang in die *Goniatites*-Stufe, sondern in die Kulm-Stufe II alpha bis gamma eingestuft werden (WACHENDORF 1966). – Am Westrand der Siebermulde taucht der Lonauer Sattel auf, der sich aus unter- und mitteldevonischen Ablagerungen zusammensetzt.

Die Schichtenfolge beginnt in der **Mittelharzer- oder Blankenburger Faltenzone** ebenso wie im Unterharz mit silurischen Graptolithenschiefen. In schmalen tektonischen Spänen und Aufbrüchen kommen sie bei Thale, westlich von Wernigerode und nordöstlich von Herzberg, im Herzberger Sattel, zum Vorschein. Jungkaledonische Bewegungen machen sich durch Konglomerate bemerkbar, die sich – mit Graptolithenschiefen verschuppt – im Liegenden der unterdevonischen Kieselgallenschiefer finden. Im Siegen erscheinen neben den Kieselgallenschiefen die Kalkgrauwacken. Das Ems wird durch Kalkknollengrau- wacken, hercynische Brachiopodenkalke, dunkle Schiefer und durch Anteile des „Haupt- quarzites“ vertreten. Im Mitteldevon bilden die diabasdurchfluteten Wissenbacher Schiefer, der Flnz und die Buntschiefer mehr als 300 m mächtige Ablagerungen. Adorf-Kieselschiefer, Buntschiefer, Kalke und Grauwacken setzen das Oberdevon zusammen. – Stratigraphische Untersuchungen u. a. im Raum St. Andreasberg–Braunlage brachten anhand der Conodontenstratigraphie überraschende Ergebnisse und eine Revision der bisherigen Ansicht über die Schichtenfolge dieser Gegend: Anteile des bisherigen Unterems an der ehemaligen Zahnradbahn wurden als Adorf und Nehden eingestuft. In den meisten der untersuchten Profile hat sich der „Hauptquarzit“ (Oberems) als Obereifel herausgestellt. Das bisherige Obereifel rutschte z. T. ins Givet bzw. in die Nehdenstufe (STREHL 1976).

Der 4 km breite **Tanner Grauwackenzug**, die Tanner Zone, oder auch Tanner System genannt, setzt sich in der Hauptsache aus 500 m mächtigen Grauwacken, die als Flyschbil- dungen der variscischen Geosynklinale gedeutet werden, zusammen. Im Ostabschnitt der Tanner Zone beginnt die Sedimentation im tieferen Unterkarbon mit einem Basalkonglome- rat. Darauf folgen Plattenschiefer mit sehr seltenen Kalkeinlagerungen, aus denen eine Conodontenfauna gewonnen wurde, die eine Datierung in die obere *Pericyclus*-Stufe (Unter- karbon II beta/gamma) erlaubt. Bei den darüber folgenden *Cyclostigen*-Schichten handelt es sich um Grauwacken und Tonschiefer mit den namengebenden Pflanzenresten. Eine mächtige Grauwackenserie mit Tonschiefen, Grauwackenschiefen und Konglomeratlagen schließt die Schichtenfolge des Tanner Systems nach oben hin ab (REICHSTEIN 1961, HELMUTH 1963). Im westlichen Abschnitt des Grauwackenzuges werden die Plattenschiefer und *Cyclostigen*-Schichten in das Oberdevon und die Tanner Grauwacke an die Devon/ Karbongrenze verlegt. Diesen Bildungen wird die sog. „Muldengrauwacke“, die in die hochunterkarbonische *Goniatites*-Stufe eingeordnet wurde, gegenübergestellt (SCHRIEL & STOPPEL 1960).

Die Schichtenfolgen der **Südharz-** und der im Ostharz gelegenen **Selkemu- lde** setzen sich in der Hauptsache aus devonischen (bis unterkarbonischen) Grauwacken zusammen (HELMUTH 1963). Nach WACHENDORF (1968) beginnt die Sedimentation der Südharz- grau- wacke im Oberdevon II beta. Darunter folgt die oberdevonische Buntschiefer- Serie und der ins tiefe Oberdevon gestellte „Hauptkieselschiefer“. Mit dem Begriff „Stieger Schich- ten“ wird eine Serie aus Ton-, Kiesel- und Wetzschiefen sowie Kalksteinen obermittel- devonischen, neuerdings auch tiefoberdevonischen Alters (KNEIDL & WILD 1969) zu- sammengefaßt. Eingelagert sind den Stieger Schichten Diabase, Keratophyre und Tuffe, sowie Tuffite in Form von Schalsteinen. – Die Selkemu- lde ist das genaue Gegenstück der

Südharzmulde. Beide Mulden sind zwar gleichzeitig entstanden, bildeten aber nie eine Einheit, da sie wahrscheinlich immer durch eine Schwelle getrennt waren. Nach der Verfallung kam es in beiden Mulden zur Ablagerung von mächtigen Rotliegend-Sedimenten. Im Rotliegend-Becken von Ilfeld ist eine Eruptivgesteinserie in Form von Melaphyr-, Porphyrit- und Felsitporphyr (Rhyolith)-Decken verbreitet. Im Meisdorfer Rotliegend-Becken hingegen kommen, wie örtlich bei Ilfeld, lediglich Porphyrkonglomerate vor.

Die Schichtenfolge der **Unterharzer** oder **Harzgeröder Zone** beginnt mit silurischen Ablagerungen, den sog. Graptolithenschiefern. Diese erscheinen in zahlreichen Aufbrüchen, bei Bad Lauterberg beginnend über Hasselfelde bis zum nordöstlichen Harzrand bei Wollleben. Das Silur des Westharzes wurde in letzter Zeit von MARONDE (1968) und POLL (1970) untersucht. Es hat sich gezeigt, daß die auf den geologischen Karten als Unterdevon eingetragenen großen Areale sich in weiten Bereichen als Mitteldevon, auch Oberdevon und Kulm (u. a. Tanner Grauwacke!) herausgestellt haben (REICHSTEIN 1962, RUCHHOLZ 1962). Als die ältesten devonischen Gesteine werden Kalklinsen bei Harzgerode angesehen, die in das tiefere Unterdevon eingestuft wurden. Das Siegen wird vertreten durch Kieselgallenschiefer und/oder Kalkgrauwacken. Das Ems besteht aus einer Folge von Kalken, Schiefen, Quarziten und Grauwacken („Kalkknollengrauwacken“, „Geröllgrauwacken“, usw.), ebenso das Mitteldevon. Das Oberdevon setzt sich aus Kalken, Bunt- und Bandschiefern, Kieselschiefern und dem sog. Flinz (dunkle Kalke und Schiefer) zusammen. Die berühmten „Hercynschichten“ bestehen aus Sedimenten eines mehr küstenfernen, ruhigen Meeresteiles. Dort kamen „reine“ Kalke („Hercynkalke“) und „reine“ Tonschiefer zur Ablagerung, im Gegensatz zur rheinischen Fazies, die aus „unreinen“ Kalken (mit Ton- und Sandbeimengungen), groben Sandschüttungen, usw. besteht. – Die komplizierte Geologie des Mittel-, vor allem aber des Unterharzes wird heute vielfach durch die Erscheinungen frühorogener Olisthostrome und Gleitdecken erklärt (REICHSTEIN 1965, LUTZENS 1973).

Der Vollständigkeit halber sollen schließlich noch die insgesamt im Osthaz liegenden beiden „Geologischen Harzeinheiten“, nämlich der Elbingeröder Komplex und die Wippraer Zone besprochen werden.

Der östlich des Brockenmassivs gelegene **Elbingeröder Komplex** wird im Liegenden, neben dem Hauptquarzit und den Wissenbacher Schiefen (mit Keratophyrgüssen), in der Hauptsache von einer bis 1000 m mächtigen Schalsteinfolge des Givet aufgebaut. Zwischen bis 500 m mächtigen Stringocephalenkalken (Massenkalk) und den Schalsteinen liegen Roteisensteinlager, die ihre Entstehung der hydrothermalen Nachphase des Diabas- und Keratophyrvulkanismus verdanken. Die heute z. T. noch in Abbau stehenden Gruben fördern Eisenerze mit einem Eisengehalt von etwa 25%. Nach dem Iberg bei Bad Grund ist der über den Massenkalken des Givet liegende Iberger Kalk genannt, der in der unteren Adorf-Stufe einsetzt und bis in die höhere *Manticoceras*-Stufe (do I delta) hinaufreicht. Eine Abgrenzung zum liegenden Stringocephalenkalk ist nicht leicht und nur paläontologisch möglich, da es sich um gleiche Korallen- und Algenkalke, also um Riffkalke handelt. Clymenienkalke des höheren Oberdevon schließen die Kalkfolge nach oben hin ab. Fast allseitig wird der Elbingeröder Komplex von oberdevonischen Band- und Buntschiefern umgeben (REICHSTEIN 1959). Die Unterkarbonsedimente liegen in der bekannten Dreigliederung: Kieselschiefer, Tonschiefer und Grauwacke vor.

Wippraer Zone. Die Gesteine der am Südostrand des alten Gebirges gelegenen Geologischen Harzeinheit wurden wegen ihres metamorphen Charakters bislang als die ältesten Ablagerungen des Harzes betrachtet. Neuere Untersuchungen und Fossilfunde haben ergeben, daß lediglich fragliches Silur und Unterdevon sowie Mitteldevon vorliegen. Die vormalis in die Erdfrühzeit (Algonkium) gestellten metamorphen Grauwacken („Metagrauwacken“)

sind heute in der Alterseinstufung sogar mit Vorbehalt bis in das Oberdevon hinaufgerutscht! Bewegen wir uns von SE nach NW von der Metagrauwacken-Serie über die Grünschiefer-Serie, die Klippmühlquarzit-Serie, die Karpholitschiefer-Serie, die Quarzit-Serie bis zur phyllitischen Tonschiefer-Serie, so nimmt die epizonale Metamorphose ab, und das Alter der Schichtfolgen generell zu (MEISSNER 1959). Die letztgenannte Serie schließt an eine unter- bis oberdevonische Grauwacken-Kieselschiefer-Kalk-Einheit an, die bereits zur Unterharzer oder Harzgeröder Zone gehört. – In der Quarzit-Serie der Wippraer Zone fand neuerdings BURMANN (1973) Reste von sog. Phytoplankton, die auf ein ordovizisches Alter (Llanvirn) hinweisen. Es handelt sich also hierbei um die ältesten – durch Pflanzenfossilien belegten – Schichten des Harzes.

Wichtiges Schrifttum im Auszug:

- BEDERKE, E. (1962): Das Alter der Harzfaltung (Göttinger Notizen zur Harzgeologie V). – N. Jb. Geol. Pal., Mh., 1, S. 24–28, Stuttgart.
- BURMANN, G. (1973): Das Ordovizium der nördlichen Phyllitzone. Teil II: Wippraer Zone. – Z. geol. Wiss., Themenh. 1, 9–44, Berlin.
- DAHLGRÜN, F. (1939): Über die Grundlagen einer tektonischen Gliederung des Harzes. – Z. deutsch. geol. Ges. 91, S. 537–550, Berlin.
- EICHENBERG, W. & SCHNEIDER, H. (1962): Schichtenfolge und Fossilführung im Riffland des Iberges und Winterberges (Devon, Karbon) bei Bad Grund im Harz. – Sonderausgabe Paläont. Zeitschr. (H. Schmidt Festband), S. 25–28, Stuttgart.
- EL-TARABILI, E.-S. (1962): Geologie des Devons und Kulms im Nordwestflügel der Sösemulde (Oberharz) unter besonderer Berücksichtigung der Petrographie der Kulmkieselschiefer. – Roemeriana, 5, 114 S., Clausthal-Zellerfeld.
- FIGGE, K. (1964): Das Karbon am Nordwestende des Harzes. – Geol. Jb., 81, 771–808, Hannover.
- FRANKE, W. (1973): Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Rifflandes (Mitteldevon bis Unterkarbon III, NW-Harz, W-Deutschland). – Geol. Jb., A 11, S. 3–127, Hannover.
- FRÜH, W. (1960): Becken und Schwellen im Westharz-Abschnitt des Mittel- und Oberdevonmeeres. – Geol. Jb., 77, S. 205–240, Hannover.
- HELMUTH, H. J. (1963): Zum oberdevonischen Alter der Südharzgrauwacke. – Geologie, 12, S. 490–491, Berlin.
- HELMUTH, H. J. (1963): Zur Unterkarbon-Stratigraphie der Tanner Grauwacke des Harzes. – Geologie, 12, S. 1138–1152, Berlin.
- JORDAN, H. (1963): Profil durch den Nebenbug des Oberharzer Diabasbogens am Lattenbusch. – Roemeriana, 7, S. 19–30, Clausthal-Zellerfeld.
- KNEIDL, V. & WILD, R. (1969): Das Oberdevon in der westlichen Südharz-Mulde. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 134, S. 147–174, Stuttgart.
- KOBOLD, A. (1933): Die Gliederung des Oberharzer Kulms nach Goniatiten. – Jb. preuß. geol. L.-A., 53, S. 450–515, Berlin.
- KOCHMANN, G. (1968): Die oberdevonische Schichtenfolge und der Schuppenbau im NW-Bereich des mittleren Acker-Bruchberg-Zuges (Oberharz). – Diss. Univ. Erlangen.
- KREBS, W. (1963): Oberdevonische Conodonten im Unterkarbon des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes. – Z. deutsch. geol. Ges. (1962), 114, S. 57–84, Hannover.
- LUTZENS, H. (1973): Zur Altersstellung der Olithostrome und Gleitdecken im Harz unter besonderer Berücksichtigung der Initialmagmatite. – Z. geol. Wiss., Themenh., 1, S. 137–144, Berlin.
- MARONDE, H.-D. (1968): Geologische Untersuchungen im Grenzbereich Silur-Devon des Südwest-Harzes. – Geol. Jb., 86, S. 113–172, Hannover.
- MEISCHNER, D. (1965): Beitrag Huttal und Ladtalektal in: Schwebende Probleme des Harz-Paläozoikums. Exk. der Deutsch. Geol. Ges. z. 117. Hauptversammlung in Hannover.
- MEISCHNER, D. & SCHNEIDER, J. (1970): Ober-Devon und älteres Unter-Karbon zwischen Acker und Diabas-Zug im Oberharz. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 135, 1, S. 42–81, Stuttgart.
- MEISSNER, B. (1959): Ein Beitrag zur Geologie der metamorphen Zone des Südostharzes. – Freib. Forschungsh., C 74, S. 41–72, Berlin.

- MEMPEL, G. (1933): Die Gliederung des Kulms in der Sösemulde und die Kulmkonglomerate im Oberharz. – Abh. preuß. Geol. L.-A., N. F., **153**, 65 S., Berlin.
- MEYER, K. D. (1965): Stratigraphie und Tektonik des Allerzuges am Nordwestrand des Acker-Bruchberges bei Riefensbeek im Harz. – Geol. Jb. **82**, S. 385–436, Hannover.
- MOHR, K. (1962): Der Devonaufbruch im Langes-Tal/Oberharz. *Roemeriana*, **6**, S. 101–146, Clausthal-Zellerfeld.
- MOHR, K. (1969): Geologische Beobachtungen am kulmischen Deckdiabas im Innerstetal (NW-Harz). – Clausthaler Tektonische Hefte, **9**, S. 225–248, Clausthal-Zellerfeld.
- MOHR, K. (1969): Zur paläozoischen Entwicklung und Lineamenttektonik des Harzes, speziell des Westharzes. – Clausthaler Tekton. Hefte, **9**, S. 19–110, Clausthal-Zellerfeld.
- MOHR, K. (1971): Magmatismus. – Kap. 3.4. in: Die Blei-Zink-Erzgänge des Oberharzes, Beih. Geol. Jb., **118**, S. 45–52, Hannover.
- MOHR, K. (1971): Karbon-Perm und Mesozoikum. – Die jüngste Entwicklung des nordwestlichen Harzes (Tertiär und Quartär): Kap. 3.2.2. bis 3.2.4. in: Die Blei-Zink-Erzgänge des Oberharzes, Beih. Geol. Jb., **118**, S. 28–34, Hannover.
- MOHR, K. (1975): *Geologie und Lagerstätten des Harzes*. – Festband zur Zweihundertjahrfeier der TU Clausthal 1775–1975, S. 247–256, Clausthal-Zellerfeld.
- MÖBUS, G. (1966): Abriß der Geologie des Harzes. – 219 S., Berlin (Teubner).
- MÜGGE, O. (1926): Über die sogenannten Variolite des Oberharzer Diabaszones. – N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd., **55**, A, S. 47–59, Stuttgart.
- PLESSMANN, W. & WUNDERLICH, H. G. (1961): Faltung und Schieferung im Wissenbacher Schiefer südlich Goslar (Göttingen Notizen zur Harzgeologie IV). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **6**, S. 295–312, Stuttgart.
- POLL, K. (1970): Zur Geologie im Raum des Laddekenberges bei Wieda/Unterharz. – Z. deutsch. geol. Ges., **120**, (1968), S. 23–67, Hannover.
- PUTTRICH, I. & SCHWAN, W. (1974): Die Probleme der Paläogeographie und Faziesbildung in der Hörre-Gommern-Zone, spezielle am Acker-Bruchberg (Harz). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **146**, S. 347–384, Stuttgart.
- REICHSTEIN, M. (1959): Die fazielle Sonderentwicklung im Elbingeröder Raum des Harzes. – Geologie, **8**, **1**, S. 13–46, Berlin.
- REICHSTEIN, M. (1961): Die Tanner Grauwacke – eine unterkarbonische Fazies des Harzes. – Geologie **10**, **7**, S. 763–777, Berlin.
- REICHSTEIN, M. (1962): Die Stratigraphie der Hercynkalke bei Güntersberge im Unterharz und das Problem der Hercynkalkentstehung. – Beih. Geol., **34**, 73 S., Berlin.
- REICHSTEIN, M. (1965): Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellung für den Harz. – Geologie, **14**, S. 1039–1076, Berlin.
- RIBBERT, K.-H. (1975): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon nördlich des Oberharzer Diabaszones (NW-Harz). – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **18**, 58 S., Göttingen.
- RUCHHOLZ, K. (1962): Zum Alter devonischer Kalke und des „Hauptquarzits“ südlich Trautenstein (Harz). – Geologie, **11**, S. 173–180, Berlin.
- SCHMIDT, H. (1939): Zur Stratigraphie des Unterkarbon im Harz. – Z. deutsch. geol. Ges. **91**, 497–502, Berlin.
- SCHNEIDER, H. (1954): Teilprofile der Kulmstufe III (Visé) im Innerstetal bei Clausthal und Lautenthal (Oberharz). – *Roemeriana*, **1**, S. 103–132, Clausthal-Zellerfeld.
- SCHRIEL, W. & STOPPEL, D. (1958): Das Alter des sogenannten Hauptquarzites im südlichen Unterharz und in der Selkemuhe. – Z. deutsch. geol. Ges., **110**, S. 296–306, Hannover.
- SCHRIEL, W. & STOPPEL, D. (1960): Die Einstufung des Tanner Grauwackensystems im Harz aufgrund von Conodonten. – Z. deutsch. geol. Ges., **111**, S. 662–683, Hannover.
- SCHWAN, W. (1954): Zur geologischen Gliederung des Harzes. – *Roemeriana*, **1**, S. 49–62, Clausthal-Zellerfeld.
- SCHWAN, W. (1967): Zur Stratigraphie, Paläogeographie und Faziesbildung der Hörre-Gommern und Tanner Systeme. – Erlanger geol. Abh., **65**, 70 S., Erlangen.
- STOPPEL, D. (1965): Beiträge in „Schwebende Probleme des Harz-Paläozoikums“. – Exk. z. 117. Hauptversammlung der Deutsch. Geol. Ges., Hannover.

- STOPPEL, D. & ZSCHEKED, J. G. (1971): Zur Biostratigraphie und Fazies des höheren Mitteldevons und Oberdevons im Westharz mit Hilfe der Conodonten- und Ostracodenchronologie. – Beih. Geol. Jb., **108**, 84 S., Hannover.
- STREHL E. (1976): Stratigraphie und Tektonik der westlichen Mittelharzer Faltenzone zwischen St. Andreasberg und Braunlage (Harz). – Geol. Jb., A **36**, 43–73, Hannover.
- VENZLAFF, H. (1965): Zur Stratigraphie und Tektonik der Kulmstufe III westlich des Oberharzer Diabaszuges. – Geol. Jb., **82**, S. 243–270, Hannover.
- WACHENDORF, H. (1966): Das Devon und Karbon der Sieber-Mulde (Harz). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **126**, 2, S. 183–203, Stuttgart.
- ZSCHEKED, J. G. (1955): Zur Stratigraphie und Tektonik des Unterdevons im Westharz. – Dissertation, FU Berlin.

Geologische Stellung, Gliederung und Strukturtektonik des Oberharzes*)

Von Werner SCHWAN, Erlangen

I. Charakter und Gliederung des Gesamtharzes und Stellung des Oberharzes darin

Wie im Rheinischen und im Thüringer Schiefergebirge geht auch im Harz das paläozoische Grundgebirge zutage, umgeben von vorwiegend mesozoisch-känozoischem Deckgebirge. Alle drei Grundgebirgs-Komplexe sind Teile des variszischen Orogens Mitteleuropas. Dessen paläozoische Schichten wurden aus einer breiten Geosynklinalen bei der variszischen Gebirgsbildung vor allem während der Steinkohlenzeit emporgepreßt. Im Innern ist der Harz durch einen meist ENE (= erzgebirgisch) streichenden Falten- und Schuppenbau mit stark vorwiegender NW-Vergenz gekennzeichnet. Nach außen wird dieser Grundgebirgs-Komplex an den Längsseiten durch WNW (= herzynisch) verlaufende Brüche gegen das Deckgebirge abgegrenzt. Nur am SE-Rand hat der Harz eine erzgebirgisch streichende Kontur und am W-Rand eine N-S verlaufende (Abb. 1). Die letztgenannte Grenze hängt mit einem NNE (= rheinisch) verlaufenden Abbruch, der E-Randstörung des Gittelder Grabens (CARLÉ 1938), zusammen. Der Harz hat somit im Grundriß die Form einer „Schuhsohle“ (SIMON). Er ist eine große Quer- bzw. Diagonalscholle des variszischen Falten- und Schuppenbaues, die horstartig das mesozoisch-känozoische Deckgebirge durchragt.

Im Harzgebirge lassen sich drei Großbereiche erkennen (DAHLGRÜN 1928a, b, 1939; SCHWAN 1954b, 1956): Unterharz, Mittelharz und Oberharz, die durch die beiden variszischen Hauptstörungen dieses Gebirgsraumes von einander getrennt sind (Abb. 1). Dabei ist der Unterharz an der Tanner Hauptstörung auf den Mittelharz geschoben, und dieser erscheint an der Acker-Hauptstörung gegenüber dem Oberharz herausbewegt. Im Unterharz finden sich außer unterkarbonischen Ablagerungen die ältesten Gesteine des Harzes, ordovizische, silurische und devonische Schichten. Im Mittelharz kommen hauptsächlich Devon- und zum kleineren Teil Unterkarbonegesteine vor. Im Oberharz sind neben devonischen vor allem unterkarbonische, d. h. die jüngsten Ablagerungen im Harz, weit verbreitet; lokal treten noch tiefoberkarbonische Schichten auf. Die Sieber-Mulde mit ihrer Kulmfüllung zeigt eine Art Übergangsstellung zwischen Mittel- und Oberharz.

Bereits durch Verschiedenheiten in der geosynklinalen Relief-, Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung innerhalb der weithin im Harzraum verbreiteten Formationen des Devon und Unterkarbon differenzieren sich die drei Großbereiche des Harzes voneinander. Speziell in deren schmalen Grenzzonen kam es im Oberdevon und Unterkarbon zur Ausprägung der feinklastischen Sonderentwicklungen der Tanner und der Acker-Bruchberg- (= Hörre-Gommern-) Serien. Diese entstanden offenbar parallel zu Beckenrändern. Im Unterkarbon wurde die Hauptmasse der Schlammstrombildungen (= Olisthrome) im Unterharzraum und ein schwächerer Anteil davon im Mittelharzgebiet sedimentiert (SCHWAB 1977, Abb. 3). Die Großbereiche deuten sich also schon paläogeographisch-faziell an.

*) Überarbeitete Fassung aus dem Sonderheft 17 zum Aufschluß 1968.

Die drei Großbereiche des Harzes unterscheiden sich ferner nach den orogenen Deformations- und Vergenzgraden. Im Unterharz wiegen flache Gleitmassen und Schuppung vor, im Mittelharz dominieren mittelsteile Schuppen und Falten und im Oberharz schiefe bis aufrechte Falten. Die Pressungsbeanspruchungen sind offenbar im SE am stärksten und werden nach NW geringer, ohne dort auszuklingen.

II. Tektonische Baueinheiten (Spezialgliederung) des Oberharzes

Nachstehend wird der Oberharz als nordwestlicher Großbereich des Harzes näher betrachtet. Die Hauptschichtglieder der paläozoischen Serien sind aus Abb. 2 zu ersehen. Im Oberharz sind folgende Baueinheiten mit bestimmter Gesteinszusammensetzung und dementsprechend geprägtem Baustil vorhanden, die zunächst aufgezählt und danach beschrieben werden (Abb. 3): 1. Oberharzer Devonsattel mit höherem Unterdevon (= Oberems, Kahlebergsandstein) im Sattelnern und Mittel- und Oberdevon (Wissenbacher Schiefer mit Diabasen, Bidesheimer und Cypridinschiefer und Kalken) an den Flanken. 2. Clausthaler Kulmfaltenzone, vorwiegend mit Unterkarbon in Kulmfazies, lokal Namur. 3. Iberg-Sattelkomplex mit überwiegend tiefoberdevonischem Riffkalk. 4. Oberharzer Diabaszug als Schuppenzone mit Mittel- und Oberdevon- sowie Unterkarbonesteinen (Diabase, Kalke und Schiefer). 5. Sösemulde mit Unterkarbon, speziell Kulm-Wechsellagerungen. 6. Acker-Bruchbergzug mit Oberdevon- und Unterkarbonschichten in Sonderfazies (Glimmersandstein, Schiefer, Quarzite) und als fächerförmig verschuppte Großmulde. Acker-Bruchbergzug und Nachbareinheiten wurden im NE-Teil spät- bzw. nachorogen von den Granit-schmelzen des Brockenplutons durchdrungen.

Der Oberharzer Devonsattel ist 14 km breit, aber in der erzgebirgischen Achsenrichtung nur 10 km lang, da er im NE bei Goslar von der nordöstlichen Harzrand-aufschubung und im SW vom Lautenthaler und Schulenberger Gangzug abgeschnitten wird. Der SE-Teil des Sattels mit dessen Kern setzt sich fast nur aus eintönigem Kahlebergsandstein (Oberems) zusammen. Der Kern ist aus drei großen Spezialsätteln mit schmalen Zwischenmulden aufgebaut, die steile NW-Vergenz zeigen (Abb. 4). Die SE-Flanke des Sattels ist in Spezialfalten und -schuppen gelegt, die am Romkerhaller Wasserfall-Felsen und an der Rabenklippe gut aufgeschlossen sind (Abb. 6).

Der Kern des Oberharzer Devonsattels ist im NW auf den breiten NW-Flügel des Sattels aufgeschoben. Dieser Flügel ist eine vornehmlich aus Schiefnern (Wissenbacher Schiefer mit Diabasen) und Kalken des Mittel- und Oberdevon aufgebaute Partie mit schwach überkippten bis schiefen Spezialfalten, bei denen die Flügel z. T. nach entgegengesetzten Seiten einfallen (Abb. 5). Die Pressungsintensität wird somit nach NW etwas geringer, wie auch die dort z. T. steilere Stellung der Schieferungsflächen andeutet. Insgesamt bildet der erzgebirgische Oberharzer Devonsattel mit dem vorwiegend flachen südwestlichen Achsen-gefälle seiner Spezialfalten zugleich eine herzynische Achsenrampe im Sinne von H. CLOOS (1940). Nach seiner Position im Schollenbau ist er also eine NW streichende und schwach nach SW geneigte Kippscholle zwischen Harzrandstörung und Lautenthal-Schulenberger Gangzug.

Während der Oberharzer Devonsattel im SE und NW \pm normal von Kulmschichten überlagert ist, sind diese an seiner SW-Randstörung, dem Lautenthaler und Schulenberger Gangzug, bis 500 m vertikal und 700 m horizontal in NW-Richtung gegen den Sattel verschoben (JACOBSEN 1951; MOHR 1963). Die Kulmgesteine bauen das weite Gebiet der Oberharzer Kulmhochfläche oder, strukturell betrachtet, der Clausthaler Kulmfaltenzone auf. Sie stellt die größte tektonische Einheit des Oberharzes dar. Ähnlich wie der in ihrem NE-Fortstreichen gelegene Oberharzer Devonsattel zeigt die Clausthaler Kulmfaltenzone einen SE-Teil mit einigen Schubflächen und nach NW überkippten und schiefen Falten (Abb. 8), der sich vom Oberharzer Diabaszug bis zum Iberg erstreckt, und einen

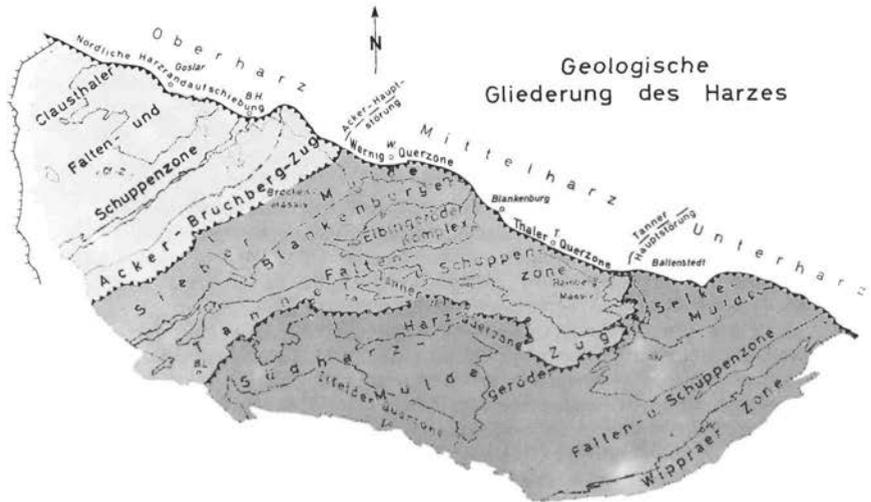


Abb. 1: Geologische Gliederung des Harzes in Großbereiche und geologische Einheiten.

NW-Teil, in dem schiefe Falten vorwiegen (u. a. FIGGE 1964; RIBBERT 1975) und die Vergenz mit $\pm 30^\circ$ nicht mehr sehr stark ist (Abb. 7). Die tektonischen Leitlinien des Oberharzer Kulmfaltenzonen, z. B. dessen Spezialsattel, setzen sich also nach SW in die Clausthaler Kulmfaltenzone fort (STAHL 1929). Deren innere Struktur ist vor allem durch den Oberharzer Erzbergbau und relativ wenige, aber vorzügliche Aufschlüsse in Steinbrüchen und an Straßenböschungen bekannt geworden, kommt sonst an der Tagesoberfläche infolge der eintönigen Entwicklung der mächtigen höheren kulkmischen Tonschiefer-Grauwackenserie jedoch kaum zum Ausdruck.

Die Clausthaler Kulmfaltenzone mit ihren erzbergirgischen Falten ist von herzynischen Erzgängen durchzogen, die meist an Verwerfungen auftreten. Neun größere Gangzüge (vor allem mit Zinkblende und Bleiglanz) sind bekannt. An den steil nach SSW einfallenden, mehrere km langen Verwerfungen erfolgt ein staffelförmiges, \pm synthetisches Absinken der Schollen vom Oberharzer Devonsattel nach SSW. Die Ganglagerstätten sind während der variszischen Hauptgebirgsbildung im Oberharz im Anschluß an die Faltung in der asturischen Phase (BEDERKE 1962) und an die Brockengranitintrusion entstanden. Im Zusammenhang mit diesen Vorgängen steht sowohl die herzynische Gangspalten- und Bruchbildung wie die Gangfüllung. Die Spalten- und Erzenstehung ist nach ihrer Anlage also relativ „alt“, wie bereits die herzynischen Granit- und Porphyrgänge zeigen. Jedoch sind die Gangspalten später, in saxonischer Zeit, mindestens teilweise reaktiviert worden, und es kam an ihnen wiederholt zu \pm vertikalen oder \pm horizontalen Verschiebungen der angrenzenden Schollen und zu erneuten Ausscheidungen von Mineralien auf den Bruchspalten (M. RICHTER 1941; JACOBSEN 1951). Die Oberharzer Ruscheln mit \pm erzbergirgischem

Abb. 2: Vereinfachte Darstellung der Stratigraphie und Faziesentwicklung der Schichtenfolge im Oberharz (nach FRÜH 1960; FUHRMANN 1954; KOCHMANN 1968; MEMPEL 1933; K.-D. MEYER 1965; MOHR 1963; MÜLLER-STEFFEN 1962; OPPERMANN 1964; H. SCHNEIDER 1954; SCHRIEL & STOPPEL 1958; SCHWAN 1958, 1967; SIMON & DAHMER 1954; FRANKE 1973). Der Massenkalk des Iberges reicht noch in das obere Mitteldevon hinunter.

	NW-Teil des Oberharzer Devonsattels (= Goslar-Wolfshagener Trog)	SE - Flanke des Oberharzer Devonsattels (= Oberharz - Haupt - Schwelle = Westharz - Schwelle)	Oberharzer Diabaszug	Acker - Bruchberg - Zug
	<p>Clausthaler Kulmfaltenzone</p>		<p>Söse - Mulde</p>	
Unter - karbon	<p>Kulmgrauwacke bis 1000m</p> <p>Kulmtonschf. bis 1580m</p> <p>Kulmkieselschf. ca.50m</p>		<p>Kulmgrauw. } 230 m</p> <p>Kulmtonschf. } Liegende Kulmtonschf. >100 m</p> <p>Kulmkieselschf. > 50m</p> <p>Deckdiabas bis 60m</p>	<p>Quarzitschf. ca. 50m</p> <p>Kammquarzit bis ca. 150m</p> <p>Plattenschiefer = ca. 50m</p> <p>Kulmkieselschf. = ca. 50m (= Schiffelborner Sch.)</p> <p>Deckdiabas ≠ 100m</p>
Ober - devon	<p>Cypridinenschf. 80 bis 250 m</p> <p>z.T. mit Kalkknollenschfn.</p> <p>Büdesheimer Schf. m. Kalk. 50 - 150m</p> <p>Iberger Kalk, bis 75m</p>	<p>Cypridinenschf. bis 10m</p> <p>Clymenienkalk bis 40m</p> <p>Cheiloceraskalk 15m</p> <p>Adorfer Kalk 3-9m</p> <p>Büdesheimer Schf. 10-30m</p>	<p>Cypr.-Schf. } 0 bis 50 m</p> <p>Clym.-K. } Cypridinen- schiefer 65m</p> <p>Büdesheimer Schiefer } 0-50m</p>	<p>Bunt- und Kieselschf. ± 70m</p> <p>Ortbergsschichten ca. 70m</p> <p>Büdesheimer Schiefer und Kellwasserkalk bis 50m</p>
Mittel - devon	<p>Wissenbacher Schiefer 900 bis 1200m</p> <p>Calceola - Schf. 65 bis 90 m</p> <p>Ob. Speciosus - Sch. 10m</p>	<p>Stringocephalen - kalk 8 m</p> <p>Wissenbacher Schiefer 150 bis 200 m</p> <p>Calceola - Sch. 50 m</p> <p>Ob. Speciosus - Sch. 1 bis 10m</p>	<p>Schalstein mit Kalk u. Fe - Erz 200 m</p> <p>Wissenb. Schf. mit Diabasen 60 m</p>	<p>Wissenbacher Schiefer (lokal)</p>
Höheres Unter - devon		<p>Unt. Speciosus - Sch. 20m</p> <p>Kahleberg - Sandstein > 500 m</p>		

Streichen stellen noch immer ein nicht eindeutig geklärtes Phänomen dar. In der Clausthaler Kulmfaltenzone vergittern sich also erzgebirgische Falten mit herzynischen Bruchschollen.

Aus dem Bereich der Clausthaler Kulmfaltenzone tritt außer einigen kleinen Devonvorkommen der ca. 1,5 km² große helle Kalkklotz des Iberges und Winterberges morphologisch stark hervor und wirkt dadurch fremdartig und isoliert inmitten der grauen Kulgesteine. Er besteht aus mitteldevonisch-tiefoberevonesischem Riffkalk, dem mit Schichtflücke stellenweise geringmächtige unterkarbonische Kalke und Schiefer auflagern (FRANKE 1973). Das massive Korallenriff liegt in einer Antiklinalachse. Über den Kalkkomplex ist infolge seines großen Faltungswiderstandes bei der orogenen Einengung unmittelbar die leicht bewegbare, mächtige, derbe Kulmgrauwacke als flache Abscherungsmasse von SE her vorgeglitten. Dabei sind die leicht deformierbaren tieferen Kulmschichten der Kiesel- und Tonschiefer zwischen dem starren Kalk unten und der festen Grauwacke oben z. T. ausgequetscht und abgesichert worden (Abb. 10). Z. T. wird Kulm auf dem Riff überhaupt nur wenig mächtig zur Ablagerung gekommen sein. Den Iberg-Winterberg-Komplex darf man somit wohl als zutage liegenden Teil eines partiell abgesicherten Sattelkerns ansehen. Vom Iberg nach SW verläuft eine \pm steile Aufsattelung von Kulmtonschiefern inmitten von Kulmgrauwacke; dort scheint das massive Iberger Riff keine wesentliche Rolle mehr zu spielen. Dagegen ist im NE des Iberges der Riffkalk-Komplex unter Tage noch stärker entwickelt, wie auch neuere Funde dieses Kalkes (PLESSMANN & WUNDERLICH 1959) bestätigen, und dadurch wird wohl die dortige flache Lagerung der Kulmgrauwacke bedingt (vgl. Abb. 10). Das Iberg-Winterberger Korallenriff ist einem Teilbecken einer ehemals submarinen, erzgebirgisch streichenden Schwelle aufgesetzt und somit paläogeographisch durch diese erklärbar (H. SCHMIDT 1931, S. 914; RIBBERT 1975, Abb. 1). Das Riff entspricht in seiner paläogeographischen und tektonischen Position weitgehend den ebenfalls an Schwellen gebundenen Korallenriffen von Erdbach-Breitscheid und von Langenaubach innerhalb der Dillmulde im Rheinischen Schiefergebirge. Diese sind 8 und 11 km und das Riff des Iberges ist 12 km vom NW-Rand des Hörre-Gommern-Zuges (= Acker-Bruchberg-Zug) entfernt. Es liegen dort also auf weite Strecken verfolgbare Schwellenzüge und Beckenzonen der variszischen Geosynklinale vor. Im Oberharz kommt eine dieser Schwellen besonders in den Kalken des Iberges und am SE-Rand des Oberharzer Devon-sattels zum Ausdruck; es ist die Oberharz-Hauptschwelle (SCHWAN 1967, S. 53–60, Abb. 1–3) bzw. Westharz-Schwelle (FRÜH 1960). Im Zuge dieser Schwelle wurde offenbar die erzgebirgische Antiklinalachse des Iberges später orogen ausgestaltet. Das Kalkmassiv des Iberges und Winterberges ist sowohl im SW wie im NE durch herzynische Verwerfungen gegen Kulmgesteine abgeschnitten und daher auch als Horst bezeichnet worden. Diese Bauform ist aber sekundär (STAHL 1929, S. 123), und ihre Bezeichnung bezieht sich auf den herzynischen Schollencharakter. So erscheint der Iberg-Winterberg-Komplex tektonisch wie ein Januskopf mit einem strukturellen Doppelcharakter, indem er einmal einen abgesicherten Sattelkern mit NE-SW-Achse und zum anderen eine Horstscholle mit NW-SE-Verlauf darstellt. Diesen beiden Hebungseffekten dürfte der Iberg seine Existenz als tektonisches Hoch verdanken. Dadurch kommt speziell am Iberg die Wirkung der Vergitterung der tektonischen Strukturen im Harz wieder besonders deutlich zum Ausdruck.

Nach SE wird die Clausthaler Kulmfaltenzone vom Oberharzer Diabaszug begrenzt, der mit erzgebirgischem Streichen, aber stellenweise und vor allem im Mittelteil unterbrochen, von Osterode im SW durch den ganzen Oberharz bis nach Bad Harzburg im NE verfolgbar ist. An seinem Aufbau nehmen teil: Untermitteldevonische Wissenbacher Schiefer mit Diabasen, obermitteldevonische Schalsteine mit Stringocephalenkalk und Rot-eisenerz, oberdevonische Budesheimer Schiefer und Cypridinenschiefer sowie unterkarbonischer Deckdiabas und Kulmkieselschiefer. Insgesamt wiegen die Magmatite gegenüber den Sedimenten vor. Die überwiegend devonischen Gesteine des Grünsteinzuges erscheinen

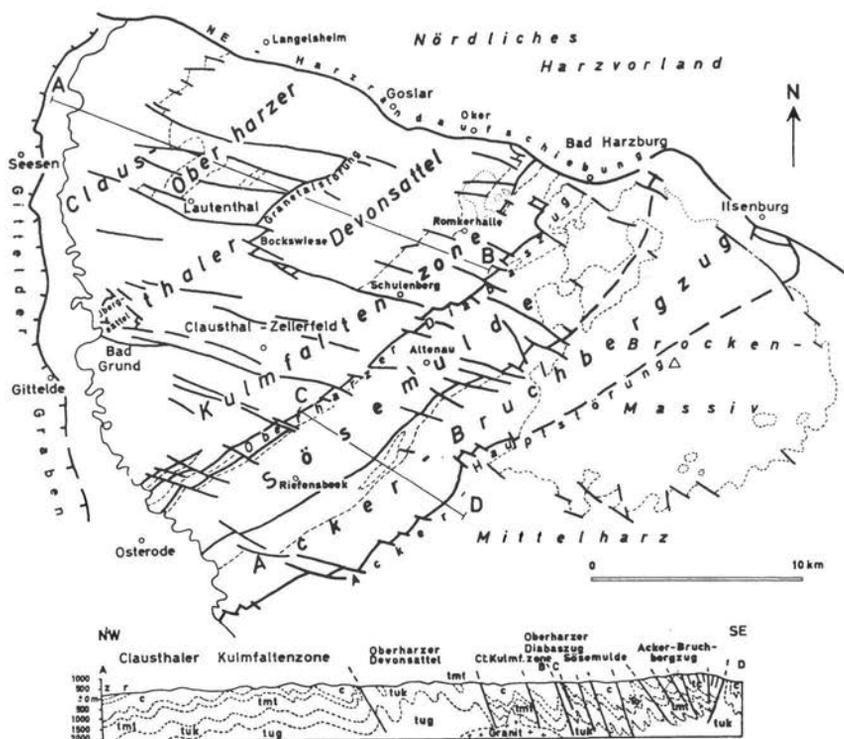


Abb. 3: Tektonische Spezialgliederung des Oberharzes in Baueinheiten, Karte und Profil; Legende: tug = Unterems, tuk = Oberems, tmt = Wissenbacher Schiefer, to = Oberdevon, tc = Oberdevon + Unterkarbon, c = Unterkarbon, r = Rotliegendes, z = Zechstein.

zwischen Kulfserien im NW und im SE. Der Oberharzer Diabaszug stellt eine verschuppte Sattelzone dar. Er bietet ein klassisches Beispiel für isoklinale Schuppenbau (Abb. 9). Steile NW-Vergenz ist typisch. Der Oberharzer Diabas- oder Grünsteinzug erscheint meist mit zwei größeren Schuppen aus Diabas, zeigt in sich aber mehrere Aufschiebungen. Durch herzynische Querstörungen ist er häufig in Teilstücke zerrissen, wobei in der Regel die SW-Schollen relativ nach NW und die NE-Schollen nach SE verschoben sind.

Im SE des Oberharzer Diabasuzuges folgt die Sösemulde, in der hauptsächlich die Serie der Kulfmtonschiefer, hier durch Tonschiefer, Grauwacken und Konglomerate vertreten, sowie mehrfach Kulfkieselschiefer vorkommen. Die Sösemulde ist eine z. T. in sich isoklinal gefaltete, aber vorwiegend verschuppte Großmulde, die hauptsächlich NW-Vergenz, lokal auch SE-Bewegung zeigt. Der NE-Teil der Sösemulde bei Altenau ist durch eine Kulfkieselschiefer-Schuppe in zwei Spezialmulden gegliedert. Auch sonst treten mehrfach Kulfkieselschiefer- oder sogar Cypridinschiefer-Aufbrüche aus der Söse-Kulfmulde hervor; Kulfgrauwacke ist nur relativ wenig vorhanden (MEMPEL 1933). An der Grenze gegen den südöstlich anschließenden Acker-Bruchbergzug hebt sich mehrfach ein

Oberdevonsattel mit Adorfer Schichten und Cypridinschiefern heraus (vgl. Abb. 3, rechter Teil des Profils).

Der Acker-Bruchbergzug liegt in der Grenzzone des Oberharzes gegen den Mittelharz. Er tritt vor allem infolge der Witterungswiderständigkeit seiner Quarzite als Höhenzug hervor („Kammquarzit“), der die benachbarten Kulmbereiche um etwa 300 m überragt. Im E von Osterode beginnend, streicht der Acker-Bruchbergzug in nordöstlicher Richtung bis an das Brockenmassiv und erscheint jenseits desselben mit seinen Gesteinen wieder bei Ilsenburg. Er ist lithofaziell außerordentlich wechselvoll zusammengesetzt. Als Sonderfazies ist dort das Acker-Bruchberg-System (= Hörre-Gommern-System) entwickelt, das Schichten vom Oberdevon II bis zum Unterkarbon III α enthält. Von unten nach oben folgen aufeinander: Ortbergsandstein, rote, grüne und graue Tonschiefer, Glimmerquarzit, Diabas, Pyrit-, Alaun- und Kieselschiefer, Plattenschiefer, Quarzitschiefer und Kammquarzit (die beiden letzten sind etwa gleichaltrig). Diese Altersfolge konnte nach langjährigen wiederholten Forschungen und Diskussionen in neuerer Zeit erst durch leitende Mikrofossilien und zwar durch Conodonten ermittelt werden (SCHRIEL 1933, 1954; MEMPEL 1934, 1950; SCHWAN 1950, 1958, 1967; BISCHOFF & STOPPEL 1957; SCHRIEL & STOPPEL 1958, 1961; K.-D. MEYER 1965; KOCHMANN 1968; PUTTRICH & SCHWAN 1974). Das über 100 Jahre alte, geologisch so vielseitige Acker-Bruchberg-Problem, eines der kompliziertesten im Harz, erscheint jetzt weitgehend gelöst. Die oberdevonisch-unterkarbonischen Acker-Bruchberg-Schichten werden mehrere hundert Meter mächtig und waren offenbar durch Schwellen von den gleichaltrigen Ablagerungen in der Nachbarschaft getrennt, die faziell anders ausgebildet sind. An der Entstehung der Acker-Bruchberg-Schichten in einem Spezialbecken oder Beckenrand ist daher wohl kaum zu zweifeln (PUTTRICH & SCHWAN 1974).

Tektonisch stellt der Acker-Bruchbergzug (ähnlich wie die nordwestlich anschließende Sösemulde) eine große Mulde mit Spezialschuppen dar, die überwiegend steil nach NW bewegt sind, im Zentralteil senkrecht stehen und in der schmalen SE-Randzone steil nach SE weisen (Abb. 11), so daß insgesamt ein Fächerbau vorliegt. Der großenteils starre Acker-Bruchberg-Komplex zeigt gegenüber den plastischer reagierenden, vorwiegend schiefriigen Bildungen seiner Nachbarschaft bei der Einengung ein disharmonisches tektonisches Verhalten, indem an seiner NW-Seite das Tiefoberdevon aufgesattelt und an seiner SE-Seite durch Rückstau das Unter- und Mitteldevon des Lonauer Sattels an der Acker-Hauptstörung stark emporgedrückt worden ist. Diese Störung hat den Charakter einer sehr steilen NW-Aufschiebung oder einer steilen SE gerichteten Unterverschiebung. Mit der Acker-Hauptstörung bzw. dem Lonauer Sattel beginnt der Mittelharz. Aber schon mit der für den

Auf nebenstehender Tafel: ►

Abb. 4: Bautypus des Oberharzer Devonsattelkerns. – Abb. 5: Falten auf der NW-Flanke des Oberharzer Devonsattels. – Abb. 6: Strukturen auf dessen SE-Flanke. – Abb. 7: Schiefe Falten im NW-Teil der Clausthaler Kulmfaltenzone (bei Seesen). – Abb. 8: Faltung und Schuppung in deren SE-Teil (am Oker-Stausee). – Abb. 9: Schnitt durch den Schuppenbau des Oberharzer Diabaszuges. – Abb. 10: Lagerungsverhältnisse im NE des Iberges (Profil im Liegenden des Zellerfelder Gangzuges). – Abb. 11: Fächerförmig stehender Schuppenbau des Acker-Bruchbergzuges (schematisches Profil). (Abb. 4–11 nach Darstellungen von FIGGE 1964; KOCH 1900; MOHR 1963; PLESSMANN & WUNDERLICH 1961; H. SCHNEIDER 1958; SCHWAN 1958, 1964; STAHL 1929). Stratigraphische Legende zu den Abb. 4–11: tuh = Hauptquarzit, tuk = Kahlebergsandstein, tmc = Calceola-Schichten, tmu = Wissenbacher Schiefer, tmo = Stringocephalenkalk, Dt = Devon-Diabas, tob = Büdesheimer Schiefer, toi = Iberger Kalk, toa = Adorfer und Kellwasserkalk, too = Ortbergsandstein, toc = Cypridinschiefer, tocl = Clymenienkalk, to = Schiefer und Kalk, Dc = Deckdiabas, cl = Kulmkieselschiefer, ct = Kulmtonschiefer, cpl = Plattenschiefer, cq = Kammquarzit, cqs = Quarzitschiefer, ctg = Kulmwesellagerungen, cg = Kulmgrauwacke und -konglomerate.

Oberharz neuartigen Fazies der Acker-Bruchberg-Gesteine kündigt sich der Mittelharz mit seinem stärkeren Fazieswechsel an.

III. Orogene Gestaltung der erzgebirgischen Falten und Schuppen und der herzynischen Bruchschollen im Oberharz

Nach der kurzen Darstellung der tektonischen Einheiten des Oberharzes ist nun auf deren Formung einzugehen. Der NE streichende Oberharzter Falten- und Schuppenbau ist wie auch sonst ein Orogen aus einer Geosynklinale, einem sehr langsam sinkenden, Sediment sammelnden großen Becken, durch relativ kurzfristige Zusammenpressung der darin entstandenen Gesteinsmassen hervorgegangen. Der Harz gehört zur renoherzynischen Zone des deutschen variszischen Gebirges (KOSSMAT 1927). Der Oberharz hat darin eine entsprechende regional-tektonische Stellung wie der Mittel- und der NW-Teil des Kellerwaldes und die Dillmulde im Rheinischen Schiefergebirge. Seine orogene Gestaltung entspricht der Formung dieser Bereiche und ist von folgender Art:

Die NE streichenden Einengungsstrukturen des Oberharzes sind – im Unterschied zu den tektonischen Formen einiger Mittel- und Unterharzbereiche – im großen ganzen immer als autochthone (bodenständig entstandene) Gebilde angesehen worden. Nur zwei Gesteinskomplexe des Oberharzes, nämlich der Kalkklotz des Iberges und der Quarzitzzug des Acker-Bruchberges, sind einmal wegen ihrer fremdartig wirkenden Erscheinungsweise (im Hinblick auf Geländeform und Lithofazies) inmitten der normal entwickelten Schichtfolgen als fernüberschobene Deckenreste gedeutet worden; speziell der Iberg erscheint äußerlich wie eine auflagernde „tektonische Klippe“ ähnlich dem Komplex der Mythen in der Schweiz. Die starken Gegensätze zwischen unmittelbar benachbarten Gesteinsmassen sind in den beiden Harzer Fällen aber nicht durch Fernschübe der fremdartig erscheinenden Fazies in den Raum der Oberharzter Normalfazies bedingt, sondern es liegen schroffe primäre Fazieswechsel vor, die bereits auf unterschiedliche Sedimentbildungen nebeneinander zurückgehen, welche u. a. durch besondere Reliefgegebenheiten des Meeresbodens (Iberg-Riff im Schwellenbereich, Acker-Bruchberg-Senke neben Schwellen) bedingt waren. Bei der nachfolgenden orogenen Zusammenpressung verhielten sich die verschieden bewegbaren und verschieden festen Sedimentkomplexe ungleich. Jeder entwickelt seinen eigenen Deformationsstil (Faziestektonik), so daß z. T. extrem disharmonische Bautypen und Abscherungsbahnen infolge ungleich reagierender Massen entstanden, die Deckenbau vortäuschen können. Tatsächlich sind aber größere Überschiebungen von mehr als 3 km Förderlänge im Oberharz bisher nicht festgestellt, so daß an der Bodenständigkeit der dortigen orogenen Formen heute keinerlei Zweifel mehr zu Recht besteht (SCHRIEL 1928; SCHWAN 1949; ALBERTI & WALLISER 1977).

Im Unterschied zum Oberharz sind im Mittel- und besonders im Unterharz die Auswirkungen tektonischer Energien jedoch größer gewesen. Es ist dort mit einer stärkeren Verbreitung von unterkarbonischen vor- und frühorogenen Trübe- und Schlammstromablagerungen (= Flysch und Olisthostrome) und darüber hinwegbewegten Gleitdecken (= sedimentäre Klippen) \pm oberdevonischer Gesteine der Südharz- und Selkemulden zu rechnen (REICHSTEIN 1965; LUTZENS & SCHWAB 1972; LUTZENS 1973; SCHWAB 1977; SCHWAN 1974). Alle diese Rutschungsphänomene wurden nach der Platznahme von der hochorogenen variszischen Kompression \pm ortsständig überprägt. Über die Art der Einordnung der Gebirgsbildung des Oberharzes wie überhaupt des Harzes in den Rahmen der Plattentektonik läßt sich heute noch nichts Definitives sagen, da z. Zt. mehrere verschiedenartige Modelle über die Geokinematik des variszischen Gebirges nebeneinander bestehen (vgl. SCHWAB 1977, S. 140–141). Das Primat der Horizontalpressung bei einer starken Gebirgsbildung (= Orthotektogenese) wird auch im Falle des Harzvarisikums nicht zu umgehen sein.

Die dögene Energie, speziell die Schubkraft, die zur Entstehung der Schuppen und Falten im Oberharz geführt hat, läßt sich am Ausmaß der NW-SE-Einengung der Schichten relativ gut abschätzen. Die Faltungsintensität nimmt im Oberharz von NW nach SE im allgemeinen zu. Vom NW-Rand bis zur Linie Goslar-Granetal-Bad Grund besteht ein schiefer bis schwach überkippter Faltenbau. Im SE dieser Linie bis zum Oberharzer Diabaszug treten etwas stärker überkippte Falten mit Schubstörungen auf, die sich zwischen Oberharzer Diabaszug und Acker-Bruchbergzug wohl besonders infolge der dort überwiegenden kompetenten (starrten) Gesteine zur Schuppung steigert. Offenbar als Ausdruck starker Rückstauwirkung ist im Acker-Bruchbergzug (z. T. schon in der Sösemulde) fächerförmiger Schuppenbau entstanden (vgl. Abb. 11). Innerhalb des Oberharzes ist demgemäß die Einengung der Schichten zu Falten bzw. Schuppen im SE (Acker-Bruchberg, Sösemulde, Diabaszug) mit rd. 60% am größten. Vom Oberharzer Diabaszug bis zur Linie Goslar-Bad Grund beträgt die erkennbare Krustenverkürzung etwa 50–40% und im nordwestlichen Oberharz in der Regel im Durchschnitt 30% (SCHWAN 1954a, S. 136; WUNDERLICH 1965, S. 870).

Schon während und nach der Entstehung des erzgebirgisch streichenden Faltenbaues kam es zur Ausbildung besonders von flachherzynischen (WNW-) Bruchspalten (DAHLGRÜN 1929; H. MÜLLER 1932; LOTZE 1933), die den Faltenwurf \pm quer zu seinem Achsenverlauf in streifenförmige Quer- und Diagonalschollen auflösten. Eine großangelegte Zerblockung des Gebirges in herzynischer Richtung trat ein (JACOBSEN 1951, S. 737). Das Auftreten des Ganggefüges des Brockengranitplutons (Granitapophysen und Erzgänge) auf Brüchen und Spalten mit herzynischem Streichen weist auf die alte, schon variszische (vielleicht z. T. noch ältere) Anlage der WNW-Bruchrichtung hin. Auch danach sind, selbst noch in saxonischer Zeit, die herzynischen Brüche (im Unterschied zu der variszischen Faltenbildung), wieder aufgelebt; es folgten daran mehrfach posthume Bewegungen. Schon die relativ große Menge herzynischer Störungen im variszischen Harzgrundgebirge im Verhältnis zu ihrer geringen Anzahl im umgebenden Deckgebirge belegt, daß ihre Hauptentstehungszeit bereits in die frühere Ära entfiel. Vermutlich lagen in den steil einfallenden, nach NW streichenden Brüchen ursprünglich mindestens teilweise zum variszischen Einengungsplan gehörige Scherflächen vor. Typenmäßig sind im Oberharz jetzt vor allem erzführende SSW-Abschiebungen entwickelt, an denen die Bruchschollen staffelförmig nach SW abgesunken sind, aber auch NNE-Aufschiebungen, wie z. B. die NE-Harzrandstörung, an der das Harzpaläozoikum dem Vorlandmesozoikum aufgeschoben ist. Ferner existieren Schrägabschiebungen, wie z. B. der Schulenberg-Gangzug (JACOBSEN 1951, S. 737) und schließlich Seitenverschiebungen (Blätter) mit \pm horizontaler Bewegung benachbarter Schollen an steiler Bruchstörung (vgl. FIGGE 1964, S. 790). Insbesondere die staffelförmigen SSW-Abschiebungen der Bruchschollen im Bereich der Clausthaler Kulmfaltenzone weisen auf eine gewisse NE-SW-Ausweitung hin, die in Anbetracht der Steilheit der Verwerfungen im Vergleich zur NW-SE-Einengung durch die Schuppung und Faltung nur wenige % ausmacht.

Auch anders gerichtete Störungen wie speziell rheinische Brüche spielen im Harz eine gewisse, wenn auch weniger bedeutende Rolle. Sowohl in der W-Begrenzung der Harzscholle (Gittelder Graben CARLÉS) wie stellenweise im Innern des Gebirges, wo ihr Einfluß neuerdings festgestellt wurde (MOHR & PILGER 1966), sind sie nachgewiesen.

IV. Vergitterung der NE- und der NW-Strukturen im Gesamtbild des Oberharzes

Die strukturellen Hauptzüge des Oberharzes sind teils durch erzgebirgische Falten und teils durch herzynische Bruchschollen bedingt, die wechselnd vorwiegen und dadurch individuelle Formungen im Gesamtbild des Oberharzes hervorrufen. Einige der Faltelemente durchziehen den ganzen Oberharz und lassen sich sogar noch weit darüber hinaus

verfolgen, wobei sie u. a. enge Zusammenhänge zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge anzeigen (H. SCHMIDT 1931). So ist der Acker-Bruchberg ein Teilstück einer viel längeren Einheit des Grundgebirges. Er gehört dem etwa 350 km langen und 3–4 km breiten Hörre-Gommernzug an, der sich von der Hörre im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge bis nach Gommern bei Magdeburg erstreckt. Auch der Oberharzer Diabaszug wie einige Kullmulden sind nur Teilstücke langer erzgebirgisch streichender Einheiten, die weit im SW im Rheinischen Schiefergebirge wieder auftauchen.

Demgegenüber sind andere erzgebirgische Faltenelemente durch herzynische Störungen versetzt oder gar zerstückelt. Einige dieser Falten, wie z. B. der große Oberharzer Devon-sattel, werden durch die herzynischen Verwerfungen so vollkommen abgeschnitten, daß sie im NE-SW-Fortstreichen im geologischen Kartenbild nur unvollkommen oder kaum noch zum Ausdruck kommen, wenngleich sie unter den jüngeren Gesteinen noch vorhanden sein dürften. Auch das Iberg-Winterberg-Massiv mit seinem erzgebirgischen Sattel- und herzynischen Horst-Charakter ist nach beiden Richtungen ausgestaltet. In solchen Fällen tritt die herzynische Schollentektonik, die im Gegensatz zu den erzgebirgischen Falten z. T. auch in jüngerer Zeit wiederbelebt wurde, besonders deutlich hervor. Dann erscheint – bedingt durch die Durchkreuzung der nordöstlichen Falten mit den nordwestlichen Schollen – die für das deutsche variszische Gebirge oft typische Schachbrett-Tektonik mit dem Wechsel \pm rechteckiger bis rhombischer Felder im geologischen Kartenbild.

Die nordwestliche Bruchschollenrichtung hat somit regionaltektonisch für den Bauplan des Harzes keineswegs geringere Bedeutung als die nordöstliche Faltenrichtung. Hängt doch mit ihr überhaupt die jetzige herzynische Umrandung der Harzscholle und deren Heraushebung zum heutigen Gebirge zusammen. Alt angelegte Lineamente (ein nördliches, ein mittleres und ein südliches) spielen hier eine Rolle und teilen den Harz in zwei große flachherzynische Schollen (SCHRIEL 1954, Abb. 142), wobei lokal ausgesprochene Querzonen, wie bei Wernigerode–Thale, Tanne und Ilfeld (vgl. Abb. 1), entstanden (SCHWAN 1956, S. 282). Vermutlich hängt mit den herzynischen Tiefenbruchzonen auch das reichliche Aufsteigen leichter Granitschmelzen im Harzraum zusammen, und zwar in Gestalt eines sehr ausgedehnten batholithischen Granitkörpers mit mehreren Aufwölbungen, die am Ramberg, am Brocken und in einem verdeckten Granitmassiv 5–10 km nordwestlich des Harzes vorliegen, wie JACOBSEN (1951, S. 757) auf Grund der Höhen der Erzlagerstättenstockwerke bzw. des primären Teufenspiegels ermittelte. Daneben haben auch rheinisch gerichtete Spalten für die Granitintrusionen möglicherweise eine Rolle gespielt (BENEK & CHROBOK 1965, S. 283). Nicht zuletzt mit dieser frühen Granitansammlung in hohem Niveau wird vermutlich auch die spätere Heraushebung des Harzes als herzynischer Gebirgskomplex zusammenhängen.

Auch andere Rumpfschollen des ehemals geschlossener hervortretenden, erzgebirgisch streichenden variszischen Falten- und Schuppengebirges, wie Flechtinger Höhenzug und Thüringer Wald, zeigen hauptsächlich herzynischen Umriß und liegen heute als Horst vor. Das Nebeneinander der beiden Hauptrichtungen NE und NW ist aber im Falle des Harzes besonders ausgeprägt, und so hat man hier schon seit langem vor allem den Gegensatz zwischen erzgebirgischer Struktur und herzynischer Kontur des Gebirges hervorgehoben.

Schriftenverzeichnis

- ABT, W. (1958): Ein Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätte des Rammelsberges auf Grund von Spezialuntersuchungen der Tuffe und der Tektonik. – Z. deutsch. geol. Ges., **110**, 152–204.
 ALBERTI, H. & WALLISER, O. H. (1977): Überblick über die paläogeographische und tektonische Entwicklung des Westharzes. – In: Exkurs.-Führer Geotagung '77, 173–178.
 BEDERKE, E. (1962): Das Alter der Harzfaltung. – N. Jb. Geol. Paläont., **Mh.**, **1962**, 24–27.

- BENEK, R. & CHROBOK, S. M. (1965): Bau und Bildung der Granite des Harzes. – Ber. geol. Ges. DDR, **10**, 279–283.
- BISCHOFF, G. & STOPPEL, D. (1957): Zum Alter des Wollenberg-Kellerwaldquarzits (Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1957**, 1, 14–24.
- CARLÉ, W. (1938): Die saxonische Tektonik westlich und nordwestlich des Harzes (Gittelder Graben und Lutterer Sattel). – Geotekt. Forsch., **3**, 33–72.
- CLOOS, H. (1940): Über Achsenrampen. – Geol. Rdsch., **41**, 227–229.
- DAHLGRÜN, F. (1928a): Analogien und Unterschiede im geologischen Bau des Ober- und Unterharzes. – Z. deutsch. geol. Ges., **79**, 73–121.
- DAHLGRÜN, F. (1928b): Untersuchungen zur tektonischen Gliederung des Harzes. – Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-A., **3**, 144–147.
- DAHLGRÜN, F. (1929): Zur Klassifikation der jungpaläozoischen Erzgänge des Harzes. – Jb. Hallesch. Verb., **8**, 163–171.
- DAHLGRÜN, F. (1939): Über die Grundlagen einer tektonischen Gliederung des Harzes. – Z. deutsch. geol. Ges., **91**, 537–550.
- FIGGE, K. (1964): Das Karbon am Nordwestende des Harzes. – Geol. Jb., **81**, 771–808.
- FRANKE, W. (1973): Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Rifles (Mitteldevon bis Unterkarbon III, NW-Harz, Westdeutschland). – Geol. Jb., A., **11**, 3–127.
- FRÜH, W. (1960): Becken und Schwellen im Westharz-Abschnitt des Mittel- und Oberdevonmeeres. – Geol. Jb., **77**, 205–240.
- FUHRMANN, A. (1954): Schichtenfolge und Fauna des Oberharzer Diabaszuges an der Huttaler Widerwaage (Bl. Riefensbeek). – Roemeriana, **1**, (Dahlgrün-Festschrift), 95–102.
- JACOBSEN, W. (1951): Die Erzgänge des nordwestlichen Oberharzes. Eine Erläuterung zur Gangkarte 1:25000 mit Ergänzungen von HARRAS SCHNEIDER. – Geol. Jb., **65**, 707–768.
- KOCH, M. (1900): Beiträge zur geologischen Kenntnis des Harzes. – Jb. preuß. geol. L.-A., **20**, (1899), 237–246.
- KOCHMANN, G. (1968): Die oberdevonische bis unterkarbonische Schichtenfolge und der Schuppenbau im NW-Bereich des mittleren Acker-Bruchberg-Zuges (Oberharz). – Diss. Erlangen.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. – Abh. Sächs. Geol. L.-A., **1**, 39 S.
- KOSSMAT, F. (1928): Zur Frage des Deckenbaues im Harz. – Z. deutsch. geol. Ges., **80**, 224–241.
- LOTZE, F. (1933): Das tektonische Bild des Brockenmassivs. – Cbl. Min., **1933 B**, 633–647.
- LUTZENS, H. (1973): Zur Altersstellung der Olisthostrome und Gleitdecken im Harz unter besonderer Berücksichtigung der Initialmagmatite. – Z. geol. Wiss., **1**, 137–144.
- LUTZENS, H. & SCHWAB, M. (1972): Die tektonische Stellung des Harzes im variszischen Orogen. – Geologie, **21**, 6, 627–641.
- MEMPEL, G. (1933): Die Gliederung des Kulms in der Sösemulde und die Kulmkonglomerate im Oberharz. – Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **153**, 65 S.
- MEMPEL, G. (1934): Zur Stratigraphie des Acker-Bruchbergsystems im Harz. – Z. deutsch. geol. Ges., **86**, 65–73.
- MEMPEL, G. (1950): Die Beziehungen der *Pericyclus*-Fauna des Gr. Schachttales zum Acker-Bruchbergssystem (Harz). – Abh. geol. L.-A., Berlin, N. F., **216**, 3–7.
- MEYER, K.-D. (1965): Stratigraphie und Tektonik des Allerzuges am Nordwestrand des Acker-Bruchberges bei Riefensbeek im Harz. – Geol. Jb., **82**, 385–436.
- MÖBUS, G. (1966): Abriß der Geologie des Harzes. – 219 S., Leipzig
- MOHR, K. (1963): Exkursionen durch den Oberharz. – Roemeriana, **7**, 119–158.
- MOHR, K. (1964): 400 Millionen Jahre Harzgeschichte. Die Geologie des Westharzes. – 92 S., Clausthal-Zellerfeld.
- MOHR, K. & PILGER, A. (1966): Über die Fortsetzung rheinisch streichender Schollengrenzen aus dem Harzvorland in den Harz. – Z. deutsch. geol. Ges., (1964), **116**, 731–752.
- MÜLLER, H. (1932): Die Gangverhältnisse des Blei- und Zinkbergwerks Hilfe Gottes bei Grund im Harz und ihr Zusammenhang mit der Tektonik. – Z. Berg-, Hütten-, Salinenwesen, **80**, 314–328.
- MÜLLER-STEFFEN, K. (1962): Stratigraphische Gliederung des Oberdevons im Innerste-Tal (NW-Harz). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1962**, 28–32.
- OPPERMANN, H.-U. (1964): Stratigraphische Untersuchungen im Mitteldevon des Harzes bei Goslar. – Diss., 41 S., Göttingen.
- PLESSMANN, W. & WUNDERLICH, H. G. (1959): Ein neues Vorkommen von Iberger Kalk im Oberharz südwestlich Goslar. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1959**, 433–436.

- PLESSMANN, W. & WUNDERLICH, H. G. (1961): Faltung und Schieferung im Wissenbacher Schiefer südlich Goslar (Göttinger Notizen zur Harzgeologie IV). – N. Jb., Geol., Paläont., Mh. **1961**, 6, 295–311.
- PUTTRICH, I. & SCHWAN, W. (1974): Die Probleme der Paläogeographie und Faziesbildung in der Hörre-Gommern-Zone, speziell am Acker-Bruchberg (Harz). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **146**, 347–384.
- REICHSTEIN, M. (1965): Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz. – Geologie, **14**, 1039–1076.
- RIBBERT, K.-H. (1975): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon nördlich des Oberharzer Diabaszuges (NW-Harz). – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **18**, 58 S.
- RICHTER, M. (1941): Entstehung und Alter der Oberharzer Gänge. – Geol. Rdsch., **32**, 93–105.
- SCHMIDT, H. (1931): Die ursprünglichen Zusammenhänge zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. – Naturwiss., **19**, 911–916.
- SCHNEIDER, H. (1954): Teilprofile der Kulmstufe III (Visé) im Innerste-Tal bei Lausthal und Lautenthal (Oberharz). – Roemeriana, **1**, 103–132.
- SCHNEIDER, H. (1958): In: SCHRIEL, W., SCHNEIDER, H. & SIMON, W.: Exkursion durch das Paläozoikum des Südwestharzes (Mittelharz, z. T. Unterharz) und Oberharzes zwischen Walkenried und Goslar. – Z. deutsch. geol. Ges., **109**, 2, 294–305.
- SCHRIEL, W. (1928): Läßt sich im Harz Deckenbau nachweisen? Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-A., **3**, 1–9.
- SCHRIEL, W. (1933): Stratigraphie und tektonische Stellung des Acker-Bruchbergsystems im Harz. – Jb. preuß. geol. L.-A., **53**, (1932), 157–176.
- SCHRIEL, W. (1954): Die Geologie des Harzes. – Wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachs., N. F., **49**, 308 S., Hannover.
- SCHRIEL, W. & STOPPEL, D. (1958): Acker-Bruchberg und Kellerwald – Stratigraphie und Tektonik. – Z. deutsch. geol. Ges., **110**, 260–292.
- SCHRIEL, W. & STOPPEL, D. (1961): Fazies, Paläogeographie und Tektonik im Mittel- und Oberdevon des Harzes. – Geol. Jb., **78**, 719–760.
- SCHWAB, M. (1977): Zur geologischen und tektonischen Entwicklung des rhenoharzynischen Variszikums im Harz. – Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, **44**, 117–147.
- SCHWAN, W. (1949): Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik im Mittelharz. – Geol. Rdsch., **37**, 51–60.
- SCHWAN, W. (1950): Die Acker-Bruchbergsschichten des Harzes. – Abh. Geol. L.-A. Berlin, N. F. **216**, 9–47.
- SCHWAN, W. (1954a): Tektonische Stellung und Faltenbau des Oberharzes. – Der Aufschluß, **5**, H. 7/8, 129–136.
- SCHWAN, W. (1954b): Zur geologischen Gliederung des Harzes. – Roemeriana **1**, (DAHLGRÜN-Festschrift), 49–62.
- SCHWAN, W. (1956): Gliederung und Faltung des Harzes in Raum und Zeit. – Geotekt. Sympos. zu Ehren von H. STILLE, 272–288.
- SCHWAN, W. (1958): Zur Neugliederung der Acker-Bruchbergsschichten nach Conodonten, speziell bei Harzburg. – Geologie, **7**, 991–1017.
- SCHWAN, W. (1964): Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen. – Geotekt. Forsch., **19**, 47 S.
- SCHWAN, W. (1967): Zur Stratigraphie, Paläogeographie und Faziesbildung der Hörre-Gommern- und Tanner Systeme. – Erlanger geol. Abh., **65**, 70 S.
- SCHWAN, W. (1974): Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Harz. – Z. deutsch. geol. Ges., **125**, 253–264.
- SIMON, W. (1954): Ein Querschnitt durch die Erdgeschichte in Aufschlüssen des westlichen Harzes. – Der Aufschluß, Sonderh. **1**, 24–38.
- SIMON, W. & DAHMER, G. (1954): *Zygobolba corbis* (Ostrac.), Leitmarke für den Beginn des Mitteldevons im Oberharz. – Senckenbergiana, **34**, 235–245.
- STAHL, A. (1929): Zur Tektonik des westlichen Oberharzes. – Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-A., **4**, 118–126.
- STAHL, A. & EBERT, A. (1952): Das Paläozoikum in Niedersachsen. (Teil 1: Silur, Karbon, Devon, Perm und vorpaläozoische Formationen). – Schrift. wirtschaftswiss. ges. Stud. Niedersachs., N. F. **1**, 156 S.
- WACHENDORF, H. (1961): Neue Ergebnisse tektonischer Untersuchungen in der Umgebung von Romkerhalle/Harz. (Göttinger Notizen zur Harzgeologie III). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1961**, 262–267.
- WUNDERLICH, H. G. (1965): Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes. – Geol. Rdsch., **54**, 861–882.

Zur Bildung der magmatischen Gesteine des Harzes

Von Georg MÜLLER, Clausthal

Übersicht

Die geologische Entwicklung des Harzes ist durch drei magmatische Epochen gekennzeichnet.

a) Das eugeosynklinale Stadium wurde über die lange Zeit von 80 Millionen Jahren vom Silur bis Unterkarbon von der Förderung magmatischer Schmelzen begleitet. Diese wurden als Tuffe ausgeblasen, flossen untermeerisch aus oder intrudierten als Lagergänge im seichten Niveau in noch nicht verfestigte Sedimente. Sämtliche eugeosynklinale Magmatite des Harzes wurden in die variscische Faltung einbezogen und liegen anchi- bis epimetamorph vor.

b) Nach der Faltung wurden im Oberkarbon stark differenzierte Schmelzen von ultrabasischen bis hin zu ultrasauren Chemismen von isostatischen Hebungsbewegungen erfaßt und aus einem tiefen anatektischen Krustenniveau in hochkrustale Bereiche gepreßt. Dehnungstektonik schuf den Raum für die Platznahme der lagergangartigen Intrusionskörper. Im Kleinbereich schneiden die Intrusionskontaktflächen den Faltenbau diskordant, im Großbereich ergeben sich jedoch Abhängigkeiten der Tektonik des Intrusivkörpers vom Faltenbau des sedimentären Rahmens.

c) Nach dem Aufstieg des Orogens aus dem Meer wurden im Permosiles Bruchzonen vulkanisch aktiv, welche die erzgebirgische Hauptstreichrichtung des Faltensystems in verschiedenen Richtungen schneiden. Am häufigsten streichen die Förderspaltan dieser Vulkanite annähernd Nord, am nächst wichtigsten sind die WNW streichenden.

Auf terrestrische Sedimente wurden eine Serie differenzierter Ergußgesteine latitischer bis alkalirhyolithischer Zusammensetzung und deren Tuffe abgelagert.

Vulkanische Gesteine des Geosynkinal-Stadiums

Durch den Einbruch langgestreckter Krustenteile und die Ausbildung eugeosynkliner Tröge mit erzgebirgischem Streichen kam es vor allem im oberen Eifel bis unteren Givet und im Dinant auf tiefgreifenden Bruchzonen zur Förderung von Schmelzen aus dem oberen Mantel. Ein Blick auf die geologische Karte des Harzes genügt, um die vornehmlich dem Hauptstreichen SW-NE folgenden Vulkanitzüge zu erkennen.

Schon die älteren Bearbeiter, wie LOSSEN, ERDMANNSDÖRFFER und FISCHER, hatten die innige Vergesellschaftung der keratophyrischen, diabasisch-spilitischen und vulkanochemischen Gesteine erkannt. ERDMANNSDÖRFFER (1909 a, S. 37f.) beschrieb bereits Typen von plagioklasführenden Keratophyren, die nach seiner Meinung einen Übergang zu den Diabasen bilden.

Durch ein großes Bohrprogramm im Bereich der alten Eisenerzgruben des Elbingeröder Komplexes sind diese Beobachtungen engster Verzahnung von keratophyrischen und diabasischen Vulkaniten ausgezeichnet bestätigt und in einer Reihe von Profilzeichnungen durch MUCKE (1973) dargestellt worden. Vulkanoklastika und Laven der beiden Ge-

steinstypen überlagern sich wechselseitig und scheinen den gleichen Aufstiegskanälen zu entstammen.

MUCKE (1973) vertritt daher die Meinung, daß sowohl die Schmelzen der Keratophyre als auch die der Diabase durch partielle Schmelzprozesse von Mantelgesteinen entstanden sind.

In diesem Zusammenhang erscheint es auch von Interesse, daß die große vulkanische Epoche des Harzes im Mitteldevon durch Keratophyre eingeleitet wird, diese aber in der zeitlichen Entwicklung bis hin zum Unterkarbon immer stärker zugunsten der Diabase zurücktreten. Das könnte auf ein frühes Ausschmelzen alkalireicher Schmelzen im Mantel hindeuten, dem dann basischere höherschmelzende Anteile folgen.

Bemerkenswert erscheint hier die Tatsache, daß beide Gesteinsgruppen gerade SiO_2 -gesättigten Magmen entsprechen.

Die Keratophyre bilden besonders im Gebiet von Elbingerode intrusive Lagergänge, die, wie auch die Diabas-Lagergänge, in wasserreiche unverfestigte Sedimente eingedrungen sind und diese kontaktmetamorph verändert haben. Sie kommen aber auch als submarine Ergußdecken vor, an deren Deckenstirn es zur Ausbildung von schwach entwickelten pillow-Strukturen, häufiger aber zu solchen von Brekzien und Agglomeraten gekommen ist. Starke Gasgehalte führten analog zu den Diabasen zur Mandelsteinbildung. Die Tuffe des Keratophyrvulkanismus sind mehr oder weniger stark mit sedimentären Materialien vermischt.

Die in Gang- und Schlotfüllungen auskristallisierten Keratophyrschmelzen entsprechen nach MUCKE (1973) den Syenitporphyren LOSSENS (1882) und den Mikrosyeniten ERDMANNSDÖRFFERS (1926).

Die Keratophyre sind hell gefärbt mit teilweise blaßgrünlichen und rötlichen Farbönen. Sie sind engklüftig und brechen splittrig. Die Grundmasse ist gewöhnlich sehr feinkörnig mit vorherrschenden Korngrößen von 80–120 μm . Oftmals werden in der Grundmasse Fließgefüge beobachtet.

Als Einsprenglinge bis zu mehreren Millimetern Größe werden beobachtet: Mikropertit, Albit z. T. als Schachbrett-Albit, Plagioklas, diopsidischer Augit, Aegirin und verschiedene nicht näher bestimmte Amphibole. Die Einsprenglinge sind meist stark verändert. So wurden die Feldspäte durch Calcit und die Pyroxene durch Chlorite der Delessit-Diabantit-Reihe verdrängt.

In der Grundmasse dominiert entmischter Hochtemperatur-Alkalifeldspat. Daneben treten Quarz, Chlorit und Calcit auf. Apatit, Pyrit und Magnetit bilden die Akzessorien.

KNAUER (1958) hat den modalen Mineralbestand des Keratophyrs vom Büchenberg bei Elbingerode bestimmt. Die Ergebnisse sind in der 1. Vertikalspalte der Tab. 1 enthalten. Auch MUCKE (1973) gibt 80% Alkalifeldspat für die Keratophyre des Harzes an.

Tab. 1. Petrographische Kennwerte der Keratophyre

Modus (6392 Pkt.)		berechnet (n = 1)		CIPW (n = 73)			
Feldspat		Albit (An 3)	48	Quarz	8,0	Magnetit	2,4
Grundmasse	79	Sanidin	33	Korund	3,3	Ilmenit	1,7
Einsprenglinge	2	Quarz	9	Orthoklas	30,9	Apatit	0,8
Quarz	8	Chlorit	6	Albit	38,2	Pyrit	0,4
Chlorit	9	Calcit	1	Anorthit	0,5	Calcit	3,9
Calcit	1	Erz	3	Enstatit	3,1	Magnetit	0,3
Erz	1			Ferrosilit	6,4		

Die eigene Berechnung des mittleren Feldspatgehaltes im Mittel von 73 Keratophyr-Analysen des Harzes ergibt 70% (3. Vertikalspalte), die RITTMANN-Norm dieses Mittels von 73 Proben ergibt 71% Alkalifeldspat.

Die qualitativen und quantitativen mikroskopischen Untersuchungen von LOSSEN, ERDMANNSDÖRFFER, KNAUER und MUCKE zeigen eindeutig, daß die Keratophyre des Harzes starke Veränderungen ihrer Mineralbestände, aber auch ihrer chemischen Zusammensetzung erfahren haben. So sind die ehemaligen Hochtemperatur-Alkalifeldspäte entmischt, triklinisiert und durch Albit verdrängt worden.

Der jetzt vorliegende Feldspatbestand wurde vom Autor nach der RITTMANN-Norm aus 73 Keratophyr-Analysen berechnet. Diese gemittelte Feldspatzusammensetzung ist: Orthoklas 41,6, Albit 57,2 und Anorthit 1,2%.

Von allen Autoren wird die Umwandlung der Pyroxene und der Erzkomponenten unter Wasseraufnahme und Oxidation in Chlorite und in Limonit beschrieben (Modus Tab. 1). In den Mikrosyeniten fand MUCKE (1973) auch Stilpnomelan.

Verbreitet ist ferner die sekundäre Bildung von Calcit und Dolomit. Das Mittel von 73 Keratophyren ergibt einen normativen Karbonatanteil von 4,2 Gewichtsprozent.

Aus den mikroskopischen Untersuchungen wenig veränderter Keratophyre ergibt sich der ursprüngliche Mineralbestand: Alkalifeldspat, saurer Plagioklas, Pyroxen, Alkali-Hornblende, Quarz und Erz.

64 der 73 Keratophyre sind nach STRECKEISEN als Alkalitrachyte zu bezeichnen. Die restlichen 9 Proben fallen in das Feld der Alkalirhyolithe.

Die Förderung der basischen Schmelzen beginnt nach ERDMANNSDÖRFFER (1926) und FISCHER (1934) im Mitteldevon und reicht im nordwestlichen Harz und im Gebiet um Elbingerode (PETERS 1955, MUCKE 1973) bis in das Unterkarbon.

Die Lagerungsverhältnisse sind am eingehendsten bei MUCKE (1973) beschrieben. Die Diabase bilden im Unterkarbon von Elbingerode mehrere zehner Meter mächtige Lagergänge. Die zentralen Teile eines solchen Lagergangs weisen gröber körnige Grundmassegefüge auf, während zu den hangenden und liegenden Kontakten hin der Diabas in feinkörnigen Spilit übergeht. An der Stirn des Lagergangs verschwindet der Zentraldiabas unter Vereinigung des liegenden und hangenden Spilits.

Der liegende Endokontakt ist brekziös ausgebildet, der hangende zeigt hingegen 10–15 cm lange Entgasungsspindeln, die senkrecht zur Kontaktfläche orientiert und vorwiegend mit Calcit gefüllt sind. Am Kontakt befindet sich oft eine mehrere Zentimeter breite Adinolzone, auf die spilitotisch oder desmositisch veränderte Schiefer folgen.

Die Intrusionsbahnen der basischen Laven folgten vorzugsweise den Bankungsflächen von Tonschiefer-Kieselschiefer-Wechsellagerungen. Während die Schiefer offenbar verdrängt oder rückstandslos resorbiert wurden, finden sich mechanisch zerteilte Schollen von Kalken in den Lagergängen.

Bei Neuwerk liegt ein stockförmiger Diabas von mindestens 100 Meter Mächtigkeit, der ein gabbroartiges Gefüge besitzt. Seine kontaktnahen Bereiche sind in Spilitdiabas umgewandelt.

Genauere Untersuchungen der Diabas-Spilit-Mineralie mithilfe des U-Tisches und von Lichtbrechungsmessungen nahmen PETERS (1955), DAUBE (1960) und KOPF (1967) vor. Daneben enthalten die Diabase diopsidischen Augit und titanhaltige Augite. Die primären Einsprenglings-Plagioklase liegen nach TRÖGER (1954), PETERS und KOPF zwischen 48 und 56% Anorthitgehalt.

Tab. 2. Modalanalysen Harzer Diabase und Spilitite [Vol.-%]

Nr. 1)	D1	D2	D3	D4	K1	K2	HW	T1	T2
Olivin	0,0	0,0	0,0	0,0	1	0	0	0	0
Pyroxene	0,0	0,0	7,2	18,7	38	0	26	15	9
Chlorite	34,1	35,7	26,2	22,2	5	39	7	14	16
Feldspäte	45,1	42,5	47,2	42,3	54	47	48	62	50
Carbonate	8,0	9,2	8,7	1,4	0	7	1	1	4
Ska/Pre/An ²⁾	0,0	0,0	0,0	6,7	0	0	15	0	12
Erzminerale ³⁾	10,3	10,2	10,7	6,6	2	7	5	} 8	9
Akzessorien	2,5	2,4	2,9	1,8	0	0	1		

¹⁾ D1 = Mittelwert Sülteberg (DAUBE 1960), D2 = Mittelwert Heimberg,

D3 = Mittelwert Huttal, D4 = Mittelwert Acker-Bruchberg,

K1 = frischer Diabas Rappbodetalsperre (KOPF 1967), K2 = zersetzter Diabas W Königsrode,

HW = Huneberg (HERRMANN & WEDEPOHL 1970), T1 = Mittelwert Kl. Latjental

(TRÖGER 1954), T2 = Mittelwert Acker-Zug.

²⁾ Skapolith, Prehnit, Analcim in der Reihenfolge der Zahlen von links nach rechts.

³⁾ Titanomagnetit, Ilmenit, Titanit und teilweise Apatit.

Auch ERDMANNSDÖRFFER beschrieb bereits 1909 stark verglimmerten Labrador. ERDMANNSDÖRFFER, TRÖGER und PETERS charakterisierten die Grundmasse-Feldspäte als Andesine. DAUBE (1960) fand bei U-Tisch-Messungen in den von ihm untersuchten Proben jedoch nur Anorthit-Werte bis maximal 19%.

Reliktischer Olivin wird von KOPF (1957) angegeben (Tab. 2). KOCH (1906) und PETERS (1955) beobachteten zahlreiche Pseudomorphosen von Chlorit-Calcit-Serpentin nach Olivin.

Sekundäre Minerale sind: Albit, Chlorit, – nach DAUBES Messungen Delessit/Diabantit, Pennin/Klinochlor und Fe-Prochlorit, Chrysotil, – nach PETERS in Pseudomorphosen nach Olivin, Leukoxen, Sericit, Carbonate, Epidot, Skapolith, Limonit, Prehnit, Quarz, Hornblende, Biotit, Zeolithe, Tonminerale, Ilvait und Stilpnomelan. In Diabasen des Ackerzuges fand TRÖGER (1954) bis zu 12% Analcim.

Die wegen der geringen Korngrößen der Grundmasse und der Sekundärminerale recht sporadischen Modalanalysen sind in Tab. 2 zusammengefaßt. Wenn man berücksichtigt, daß auch die Feldspäte weitgehend sekundär verändert wurden, sind meist nur noch weniger als 30% primären Mineralbestandes erhalten.

Über die petrographische und chemische Zusammensetzung der Ausgangsgesteine der Diabase und Spilitite des Harzes bestehen sehr unterschiedliche Meinungen, da alle bisher untersuchten Vorkommen dieser Gesteine starke Veränderungen aufweisen.

HERRMANN & WEDEPOHL (1970) und HERRMANN, POTTS & KNAKE (1974) kommen aufgrund mineralogischer und geochemischer Untersuchungen zu dem Schluß, daß die Spilitite der variscischen Geosynklinale aus basaltischen Ausgangsgesteinen hervorgegangen sind.

Da nunmehr mehr als 100 chemische Analysen von Diabasen und Spilititen des Harzes zur Verfügung stehen, wurden diese mithilfe von Computer-Programmen (MÜLLER & BRAUN 1977) normativ ausgewertet. Die Ergebnisse sind jedoch sehr komplex und werden vom Autor in einer umfangreicheren Abhandlung publiziert werden. Doch kann hier soviel mitgeteilt werden, daß die Ergebnisse der oben zitierten Autoren bezüglich des basaltischen Ursprungs der Diabase und Spilitite gestützt werden.

Vulkanoklastische Gesteine entstehen, wenn der Dampfdruck in der Lava größer ist

als die Kohäsion der Schmelze. Die Schmelze zerspritzt beim explosiven Austritt, wird durch das umhüllende Meerwasser intensiv fragmentiert und dann sedimentiert. Diese Lockermaterialien werden leicht umgelagert, mit älteren vulkanischen Materialien und mit Anteilen normaler Lockersedimente vermischt und zersetzen sich wegen ihrer großen Oberfläche/Masse-Verhältnisse relativ schnell. Gemeinhin werden derartige Gesteine als Tuffe und Tuffite bezeichnet.

Vulkanochemische Gesteine entstehen durch Ausfällungsprozesse in Bereichen des Austritts von Gasen im Zusammenhang mit vulkanischen Ereignissen oder bei der Metasomatose von Gesteinen durch vulkanogene Hydrothermen.

Sehr häufig sind Vulkanoklastite durch vulkanochemische Zemente verkittet, so daß die beiden Gesteinstypen ineinander übergehen.

Die bisher ältesten Vulkanoklastite des Harzes hat HOPPE (1967) aus einer bis zu 20 cm mächtigen Lage in silurischen Schiefen bei Hasselfelde petrographisch beschrieben. Vulkanischen Ursprungs sind korrodierte Porphy Quarze und Plagioklase in einer granophyrtartigen Grundmasse. Die Hälfte der akzessorischen Zirkone besitzt die für Vulkanite typischen Formen. Der tuffogene Anteil des mit marinen Sedimentanteilen vermischt Gesteins wird von HOPPE den sauren Alkalivulkaniten zugeordnet.

Aus dem Unter- und Mitteldevon von Goslar haben KRAUME & JASMUND (1951), ABT (1958) und GÖRZ (1962) Vulkanoklastika untersucht. Vom primären Mineralbestand sind nur noch kantengerade Quarze (KRAUME & JASMUND, 1951), Apatit, Zirkon und Turmalin übriggeblieben. Im Mittel sind mehr als 80% des Gesteins in Chlorit und Hellglimmer umgewandelt worden. Bemerkenswert ist die sekundäre Anatasbildung in diesen Gesteinen.

Auch aus dem Devon des Elbingeröder Komplexes sind chlorit- und muskovitreiche Vulkanite untersucht worden, die von MUCKE (1973) als Derivate splitischer Magmen angesehen werden.

Außerdem haben ERDMANNSDÖRFFER, KNAUER und MUCKE Brocken- und Lapillituffe des Devons und Karbons beschrieben, ferner vulkanische Brekzien (MUCKE) und Vulkanochemite (HOSS 1957 und MUCKE).

Da die Vulkanoklastika des Harzes sehr variabel zusammengesetzt sind und alle Übergänge zu kieseligen und carbonatischen Vulkanochemiten zeigen, kann die mit 74 chemischen Analysen belegte Gruppe in ihrer Komplexität hier nicht diskutiert werden.

Die vom Autor berechneten normativen Mineralanteile ergeben sowohl tuffogene Abkömmlinge von den Alkalitrachyten wie auch von den Basalten. Andererseits kommen aber auch carbonatische und kieselige chemische Zemente mit Calcitanteilen bis zu 82,5 und Quarz-Chalcedon-Gehalten bis zu 46,3% vor, die als vulkanochemische Gesteine bezeichnet werden.

Zu den Vulkanochemiten des Geosynklinalvulkanismus gehören auch die haematitischen Eisenerzlager des Harzes. Sie bilden mit den kieseligen Ausfällungsprodukten der Exhalationen den sogenannten „roten Stein“ und in Paragenese mit Carbonaten den „blauen Stein“ des früheren Eisensteinbergbaus im Harz. Es wird auf die ausführlichen jüngeren Arbeiten zu diesem Themenkreis von DAUBE (1960), KNAUER (1969) und MUCKE (1973) verwiesen, in denen auch die ältere lagerstättenkundliche Literatur zitiert ist. Vgl. auch dieses Heft S. 110.

KNAUER (1969, S. 53) vertritt die Meinung, daß der „Keratophyr“-Vulkanismus des oberen Mitteldevons der Produzent der Fe-Thermen zur Bildung der Roteisenstein-Lager von Elbingerode gewesen ist.

Intrusivgesteine des Harzes

Die ultrabasischen und basischen Intrusivgesteine sind von LOSSEN (1883), von ERDMANNSDÖRFFER (1909, 1927) und von SOHN (1957) geologisch-petrographisch untersucht worden. Abgesehen von einigen gabbroiden Schlieren in den Dioriten am Ost- und Nordrand der Brocken-Granite befindet sich die Hauptmasse dieser kieselsäurearmen Intrusivgesteine in einem 6 km langen und maximal 3 km breiten Gebiet, das sich von Bad Harzburg nach SSW bis an den Nordhang des Lerchenberges erstreckt.

Alle Bearbeiter betonen den sehr engen schlierigen Verband dieser Gesteine von den ultrabasischen Olivin-Pyroxeniten über Norite und Gabbros bis hin zu hybridisierten Orthoklas- und Quarz-führenden Dioriten. Hierbei ergibt sich nach ERDMANNSDÖRFFER & SCHRÖDER (1927) und SOHN (1957) eine grobe Zweiteilung des Gebietes. Im südlichen Teil herrschen Norite vor, die bis zu 500 Meter lange Schlieren von Olivin-Pyroxen-Akkumulaten enthalten (Harzburgite, Bronzite).

Im nördlichen Teil dominieren Gabbros, denen diese ultrabasischen Einschaltungen fehlen.

Aber auch zwischen den Gabbros und Noriten gibt es alle Übergangsglieder. Das gilt nicht nur für die mineralogischen Zusammensetzungen dieser Basite, sondern auch für ihre räumliche Verteilung. So treten im südlichen Teil beachtliche Gabbrokörper zwischen dem Radau- und dem Marienbruch auf. Im Norden ist der große Noritkörper des Winterberges von Gabbro umschlossen.

Der primäre Mineralbestand aller Basite und Ultrabasite von Bad Harzburg setzt sich aus unterschiedlichen Mischungen von vier Komponenten zusammen, wobei manchmal die eine oder andere ganz fehlt. Es sind dies die Silikate der Olivin-Reihe, der Orthopyroxen-Reihe, der Klinopyroxen-Gruppe und der basischen Plagioklasse.

Wichtig ist, daß von den 132 Modalanalysen der Harzburger Intrusiva (SOHN 1957) sich nur eine einzige Probe, nämlich ein Harzburgit von der Kohlebornskehre, als feldspatfrei erweist. Alle übrigen Proben enthalten Plagioklasse.

Neben diesen primären Mineralen treten Sekundärbildungen pneumatolytisch-hydrothermalen Metasomatosen auf. So sind die Olivine und Orthopyroxene mehr oder weniger stark serpentinisiert und teilweise durch Mg-reichen Biotit verdrängt worden. Pseudomorphosen von Serpentin nach Enstatit sind in die Literatur als Bastit eingegangen.

Häufig beobachtet man auch Kelyphitsäume von Pyroxenen und verschiedengefärbten Amphibolen um die Olivine herum.

Akzessorisch treten der gelbbraune chromhaltige Spinell Picotit vorwiegend in den Olivin-Noriten am Radaubuch und Fe-, Ni- und Cu-Sulfide in den Gabbros auf.

Vor allem in den nördlichen und westlichen Randbereichen ist eine zunehmende Hybridisierung (SOHN 1957) gegen die Hornfelse des sedimentären Rahmens zu beobachten. So enthalten dort vor allem die Gabbros Anteile von Orthoklas und Quarz. Vereinzelt treten dioritische Schlieren auf, wie z. B. an der Hühnerbornsschneise: Plagioklas (An 30) 29,5%, Augit 29,5%, Hornblende + Biotit 21%, Hypersthen 10%, Orthoklas + Quarz 10% (SOHN 1957).

Die Plagioklasse des Harzburger Intrusivkomplexes variieren von 95 Mol.-% Anorthit in den Olivin-Noriten und Harzburgiten bis 50% herunter in den Gabbros. Analog hierzu haben sich die Orthopyroxene entwickelt, die in den Harzburgiten und Noriten mit Enstatit und Bronzit vertreten sind, in den Gabbros jedoch als zum Teil sehr eisenreiche Hypersthen vorliegen. Ähnlich wie die Orthopyroxene verhalten sich die Olivine bezüglich ihrer Mg/Fe-Verhältnisse in den unterschiedlichen Gesteinstypen.

Aufgrund der wechselnden Verhältnisse der vier Hauptkomponenten Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Plagioklas haben ERDMANNSDÖRFFER & SCHRÖDER (1927) und SOHN (1957) acht charakteristische Gesteinstypen für das Harzburger Gebiet ausgeschieden. Tatsächlich gibt es aber eine Vielzahl von Mischtypen. Betrachtet man jedoch alle vorhandenen Modalanalysen vergleichend, so stellt man fest, daß eine ausgeprägte Tendenz zu den unterschiedlichsten Mischungsverhältnissen von Orthopyroxen mit Plagioklas und Olivin besteht, daß jedoch die Anteile des Klinopyroxens auf ein relativ kleines Feld beschränkt sind.

Quarzdiorite sind seit den Kartierungsarbeiten LOSSENS (1883) und ERDMANNSDÖRFFERs (1909b) aus den nördlichen Teilen der Okerintrusion, dem Westrand des Harzburger Komplexes, aus der nördlichen Granit-Diorit-Zone zwischen Ilsestein- und Brockengranit und aus der östlichen Dioritzone bei Hohne bekannt. Im Harzburger Intrusivkomplex beobachtete ERDMANNSDÖRFFER (1909b) den Übergang von basischen Glimmer-Augit-Dioriten zwischen Abbenränke und Bastebeck in gabbroide Gesteine, und SOHN (1957) fand in den Gabbros des Riefenbachtals und an der Hühnerbornsschneise Diorite.

Die Varianz solcher Diorite des Harzburger Gebietes ist nach den obengenannten Autoren und den aus chemischen Analysen berechneten normativen Mineralanteilen recht groß. Quarz schwankt zwischen 0 und 25 %, Kalifeldspat zwischen 0 und 10 %, Plagioklas zwischen 26 % (An 30) und 54 % (AN 48), diopsidischer Augit (max. 30 %) überwiegt Orthopyroxen (max. 15 %). Biotit + Hornblende können mehr als 20 % ausmachen.

In den mit Graniten vergesellschafteten Quarzdioriten (Tab. 3) bilden zonierte Plagioklase die wichtigste Komponente. Nach U-Tisch-Messungen von FUCHS (1969) erreichen die basischen Kerne max. An 47, die Hüllen besitzen min. An 26. TRÖGER (1954) bestimmt in einem Quarzdiorit von der Gruhe (Tr in Tab. 3) den Plagioklas zu An 49.

In den quarzärmeren Dioriten (Tab. 3 Probe 460) des Oker-Gebietes liegen die entsprechenden Werte bei An 64 und An 16. Die gleichen Werte fand SEIM (1963) in einem Ostrand-Diorit (Probe 434 A), nämlich Plagioklas Kern An 65, Hülle An 15.

Die Feldspäte der Diorite sind infolge Entmischungen und Verdrängungen durch Glimmer- und Epidotminerale verändert worden. Der Quarz bildet xenomorphe Zwickelfüllungen oder Aggregate von xenomorphen Körnern.

Tab. 3. Modale und normative Mineralbestände Harzer Quarzdiorite [%]

Proben-Nr.	Tr	418	434	435	460	430	431	432	433	434A	439
Quarz	23	32,4	34,1	29,0	14,1	17,1	25,4	19,3	9,4	12,9	2,7
Plagioklase	56	43,5	47,6	47,8	42,7	50,7	38,3	46,4	54,3	41,6	54,0
K-Feldspäte	2	8,6	5,1	5,0	0,2	11,3	8,6	12,4	10,9	13,9	6,3
Pyroxene	9	0,0	0,0	0,0	7,2	17,2	17,0	15,9	16,0	25,8	31,3
Hornblendes	0	0,0	0,0	0,0	26,8	m	m	0,0	m	0,0	0,0
Biotit	8	3,4	3,3	11,2	2,4	m	m	m	m	m	m
Chlorit	0	4,1	5,7	6,7	4,9	0,0	m	0,0	m	0,0	m
Muskovit	0	6,1	5,3	0,0	0,0	0,0	m	0,0	0,0	0,0	m
Akzessorien	2	1,9	1,9	0,3	1,7	3,7	10,7	6,0	9,4	5,8	5,7

m = modal vorhanden

Während in der Nord- und Ostrandzone des Brockens in den Dioriten Orthopyroxen neben diopsidischem Augit und Diopsid beobachtet wird (LOSSEN, ERDMANNSDÖRFFER, SEIM), ist nach FUCHS im Okergebiet nur noch diopsidischer Augit als Relikt in verdrängender grüner gemeiner Hornblende nachzuweisen.

Der Biotit ist unter Titanit-Ausscheidung stark chloritisiert worden.

Als Akzessorien werden in den Dioriten Apatit (bis 2,1 %, Vorderer Schmalenberg), Zirkon, Magnetit, Haematit und Pyrit beobachtet.

Die Granite des Harzes wurden im Rahmen der geologischen Landesaufnahme von LOSSEN (1883) und von ERDMANNSDÖRFFER (1909, 1926) petrographisch untersucht. Jüngere petrographische Bearbeitungen von einzelnen Gebieten der sauren Intrusivgesteine erfolgten durch FUCHS (1969) für den gesamten Oker-Granit, für Teile des Brockenkomplexes von TRÖGER (1954), NIEMANN (1958), BABINECZ (1959), SINGH (1960), CHROBOK (1965), THIEKE (1969), SEIM & EIDAM (1974) und für den Ramberg-Pluton durch BENEK (1965) und EIDAM & SEIM (1971).

Der geologische Bau und die räumliche petrographische Gliederung der verschiedenen Granit- und Diorit-Typen in den drei Intrusivkomplexen Oker, Brocken und Ramberg kann nicht abschließend behandelt werden, da die Abtragung der sedimentären Hüllgesteine noch nicht weit genug fortgeschritten ist. Jedoch lassen sich in allen drei Intrusivkomplexen Randfazies-Granite ausscheiden, die durch verschiedene Eigenschaften charakterisiert sind: graphophyrische Verwachsungen, mikropegmatitische drusige Gefüge oder abweichende Korngrößen und Gefüge.

Nach WILKE (1952) und CHROBOK (1965) sollte der Kerngranit ERDMANNSDÖRFFERS wegen seiner Vielzahl von Nebengesteinseinschlüssen besser als Dachgranit aufgefaßt werden.

Schlierige Einlagerungen von Dioriten in kilometerlangen Zonen, wie sie im Nord- und Nordostbereich der Brockengranite und in geringer Größe im Okergranit aufgeschlossen sind, fehlen bisher im Ramberggranit.

Die petrographische Zusammensetzung der Granite ist bezüglich der Hauptgemengteile sehr einfach. Es dominiert der Orthoklas vor dem Quarz. Oligoklas und Albit machen meist weniger als die Hälfte des Orthoklases aus. Die dunklen Gemengteile Biotit, Chlorit, Apatit, Erz und gelegentlich auch Bronzit, Augit und Hornblende bleiben unter 10, meist sogar unter 5 Prozent.

Orthoklas ist mehr oder weniger stark in Mikroklin umgewandelt und zeigt stets perthitische Entmischungen. Die geringen Anorthit-Gehalte der Plagioklase haben Anlaß für eine sehr schwache Saussuritierung gegeben.

Auf die autometasomatische Umwandlungen des primären Mineralbestandes während der pneumatolytischen Spätphasen der Kristallisation weist auch die meist sehr intensive Chloritisierung der Biotite hin. In den dachnahen Regionen enthalten die Granite relativ viel Turmalin und typische Drusenminerale, wie z. B. Zeolith.

Die Pyroxene der Granite Bronzit-Hypersthen und Diopsid-Augit und die grünen und braunen Amphibole sind nach Untersuchungen von SEIM & EIDAM (1974) reliktsicherer Natur. Sie entstammen offensichtlich hybridisierten Gesteinen. Somit müssen die Augitgranite ERDMANNSDÖRFFERS, die er auffallenderweise nur aus den Diorit- und Gabbrozonen (Ilsetal, Plessenburg, Gruhe, Schmalenberg) beschrieben hat, in Zusammenhang mit der Dioritgenese gesehen werden.

Ferner finden sich, von ERDMANNSDÖRFFER (1909 b) für das Brockengebiet und von EIDAM & SEIM (1971) für den Ramberg beschrieben, Relikte typisch metamorpher Minerale in den Harzer Graniten, nämlich Cordierit, Granat und Andalusit. Bezeichnenderweise ergibt sich bei der Berechnung der CIPW-Norm eines andalusitführenden Randgranits (LOSSEN, Steinkopf zwischen Hohne und Schierke, Chem. Anal. bei ERDMANNSDÖRFFER 1909 b) ein Al_2O_3 -Überschuß von 9,2 Gew.-%.

Insgesamt stehen durch die eingangs zitierten neueren Bearbeitungen 89 Modalanalysen der verschiedenen Granittypen und -areale zur Verfügung. Hinzu kommen 19 Modalanalysen von Apliten. Die Tab. 4 enthält diese Modalanalysen.

Tab. 4. Modalanalysen von Graniten und Apliten des Harzes in [Vol.-%]

Typ ¹⁾ Probenzahl	BD	BR	BP	ON	OR	IG	RK	RP	AP
	17	9	2	11	9	10	17	14	19
Quarz	33,1	30,1	29,2	36,3	38,8	33,9	39,3	37,2	33,3
Orthoklas	41,7	46,7	32,6	31,3	42,5	49,6	40,1	36,5	51,1
Plagioklas	19,7	18,2	30,1	23,9	13,8	13,7	15,6	18,6	12,8
Mafite	5,5	5,0	8,1 ²⁾	8,5 ³⁾	4,9	2,8	5,0	7,7	2,8

¹⁾ B = Brocken, D = Dachgranit, R = mikropegmatitische Randgranite, P = Pyroxen-führende Granite; O = Oker, N = Normalgranite, R = graphophyrische Randgranite; IG = Ilsesteingranite; R = Ramberg, K = klein-mittelkörnige Außenbereiche, P = porphyrischer Zentralgranit; AP = Brocken-, Ilsestein- und Okergranit-Apliten.

²⁾ 1,6% Opx + Kpx; ³⁾ 2,0% Kpx.

Kennzeichnend für alle Harzer Granite sind die relativ hohen Quarzgehalte und die Dominanz des Alkalifeldspats über den Plagioklas. Die Anteile der dunklen Gemengteile sind gering.

Da der Orthoklas Entmischungen von Albit zeigt, wurde der normative Mineralbestand nach BARTH für das Mittel von 60 Harzer Graniten berechnet: Quarz 36,8, Orthoklas 31,5, Albit 24,8, Anorthit 3,0, Mafite 3,9%.

Im Vergleich mit den Feldspatwerten der Tab. 4 sieht man, daß doch ganz erhebliche Teile des Albits im Orthoklas enthalten sind, die mikroskopisch nicht erfaßbar sind.

K/Ar- und Rb/Sr-Modellaltersbestimmungen an Biotiten und Rb/Sr-Gesteinsisochronen ergaben für alle Harzer Intrusivgesteinskörper konkordante Werte (SCHOELL 1970, BENEK 1965). Vor etwa 290 Millionen Jahren waren die Intrusionen der Schmelzen abgeschlossen und die Temperaturen soweit abgesunken, daß aus den Biotiten keine Diffusionen der radiogenen Isotope mehr erfolgten. Das gilt für alle untersuchten Gesteine von den Noriten bis zu den Graniten. Lediglich ein von SCHOELL untersuchter Aplit des südlichen Brockengebietes ergab eine Sr-Homogenisierung vor 250 Millionen Jahren, was durch den permischen Rotliegend-Vulkanismus verursacht sein müßte.

Vulkanische Gesteine nach der Auffaltung des Harzes

Im Oberkarbon (Siles) und im unteren Perm (Autun) war das Gebiet des Harzes in Hebung begriffen. Die Verwitterung erfolgte unter wechselnden klimatischen Bedingungen vorwiegend kontinental arid.

Mit dem Aufstieg verbunden war eine germanotype Dehnungstektonik, deren Bruchstrukturen zum Aufstieg magmatischer Schmelzen dienten. Bei diesen Bruchspalten dominieren zwei Richtungen, nämlich die NW streichende hercynische und die NNW streichende eggische.

Die auf diesen Spalten geförderten und ausgeflossenen Laven sind bis auf geringe Reste abgetragen worden. Lediglich im Südhaz in der Nähe des mesozoischen Deckgebirges sind noch Deckenergüsse oder deren Rudimente im Gebiet von Ilfeld-Stolberg, von Bad Sachsa und Bad Lauterberg und mit dem Auerberg erhalten. Nur dort läßt sich nach SCHRIEL (1954) das Alter der Extrusion und der Mittelharzer Gangfüllungen eindeutig als Rotliegend (Autun) nachweisen.

Die permischen Ergußgesteine des Südh Harzes sind um 1860 von NAUMANN, ROSE und STRENG und erneut von BÖTTCHER (1920), MÜLLER (1962) und SCHNEIDER (1963) petrographisch untersucht worden. Die Tuffe dieses Vulkanismus bearbeiteten im Ilfelder Becken MÜLLER (1962) und im Meisdorfer Becken STEINER (1966).

Die Untersuchung der Spaltenfüllungen des Mittelharzes erfolgte durch KOCH (1887), SOLGER (1901) und ERDMANNSDÖRFFER (1926), die des NW-Harzes (sog. Kersantit) durch von GRODDECK (1882) und GABERT (1959).

Eingeleitet wurde der permische Vulkanismus im Harz durch Ergüsse intermediärer Laven östlich von Ilfeld und bei Großbörner (Blatt Leimbach). Diese von NAUMANN und STRENG als Melaphyre bezeichneten Ergußgesteine besitzen eine teilweise fluidal geregelte Grundmasse aus Feldspatleisten, Bronzit- und Augitkörnchen, Quarz, Apatit und Magnetit.

Als Einsprenglinge treten Bronzit, Plagioklas und bereichsweise Biotit in idiomorphen Kristallen bis zu 3 mm Größe auf.

MÜLLER (1962) hat aus einem Rotliegend-Konglomerat (ru 7) Gerölle der intermediären Ergußgesteine untersucht. Er fand in den basischen Plagioklasen An-Gehalte von 45%. Am häufigsten waren jedoch solche mit An 26. In anderen fanden sich Werte zwischen An 20 und An 15. STRENG (1875) beobachtete Andesin, ROSE (1859) hingegen Oligoklas. Der aus chemischen Analysen mithilfe der RITTMANN-Norm berechnete An-Gehalt beträgt maximal 37,2%.

Die Südh Harzer Melaphyre sind nach STRECKEISEN den quarzführenden Latiten zuzuordnen. Ihnen entsprechen die Enstatitporphyrite in den Mittelharzer Gängen. Die Gangspalten stellen offensichtlich Förderkanäle der latitischen Schmelzen dar.

Ein Areal von wesentlich größerer Fläche nehmen im Hangenden die durch einen Sedimenthorizont (ru 6 SCHRIELs) von den Latiten getrennten und mehrere hundert Meter mächtig werdenden sogenannten Ilfelder Porphyrite ein. Leider gibt es keine neuere petrographische Untersuchung dieser Gesteine. Der Mineralbestand wird von SCHRIEL (1954) nach den Arbeiten des vorigen Jahrhunderts wie folgt angegeben:

In einer Grundmasse von Plagioklas, chloritisiertem Augit, Quarz, Magnetit, Haematit, Ilmenit, Apatit und Zirkon befinden sich Einsprenglinge von Plagioklas, Bronzit und etwas Quarz. SCHNEIDER (1963) hat im „Porphyrit“ von der Ruine Hohnstein neben dem Plagioklas auch Sanidin nachgewiesen. Desgleichen enthalten die Laven vom Ehrenplan nach eigenen Untersuchungen Sanidin.

Die Südh Harzer Porphyrite gehören nach STRECKEISEN zu den Rhyolithen. Sie entsprechen den Granitporphyren des Mittelharzer Gangsystems.

Die Ilfelder Decke ist von einem Kranz von Tuffen und Tuffiten umgeben, welche in einem anderen Beitrag dieses Heftes S. 46 beschrieben werden.

Die letzten und sauersten Vulkanite des Perms sind die Auerbergporphyre, die Felsitporphyre von Bad Sachsa und Bad Lauterberg und Gangspaltenfüllungen, wie die beim Scharzfelder Zoll. Diese Gesteine wurden von SCHNEIDER (1963) untersucht. Ihr Mineralbestand besteht aus Quarz, Sanidin, Biotit, Chlorit, Muskovit, Haematit, Magnetit und Zirkon. Der Anteil von Quarz-Sanidin-Einsprenglingen schwankt zwischen 0 und 25%. Ihre Größe überschreitet kaum 1 mm.

Sekundär gebildeter grüner und blauer Turmalin in Einzelkristallen und Rosetten des Gr. Knollen und des Auerberges sowie idiomorphe Pyritwürfel im Auerbergporphyr deuten neben dem Muskovit in den Feldspäten und von SCHNEIDER nachgewiesenem Kaolinit auf eine intensive Durchgasung hin.

Die Ergußgesteine des Auerberges und von Bad Sachsa – Bad Lauterberg sind nach STRECKEISEN Alkalirhyolithe. Alle Südharzer Vulkanite des Perms lassen sich der Kali-Reihe NIGGLIs zuordnen.

Im nordwestlichen Harz zieht westlich von Langelshem über eine streichende Länge von 8 km ein sog. Kersantingang nach Lautenthal hin, der mehrfach durch hercynisch streichende Störungen versetzt wird. Er durchschneidet in eggischer Richtung den Faltenbau. Ob er oberkarbonischen oder permischen Alters ist, ist umstritten.

Der Mineralbestand von 7 Proben aus den verschiedenen Abschnitten der Gangfüllung wurde 1959 von GABERT publiziert. Die dunkelgraublauen Gesteine besitzen porphyrische Gefüge. Die Grundmasse besteht aus verzwillingtem Plagioklas, Biotit, Chlorit, Calcit und Quarz in vorwiegend mikrogranularem Verband; seltener sind Intersertalgefüge. Die Grundmasse nimmt 85 bis 90 Vol.-% des Gesteins ein. Das restliche Volumen nehmen Einsprenglinge von Quarz, Feldspat und Glimmern und Pseudomorphosen von Calcit + Chlorit + Erz + Quarz nach mafischen Mineralen ein. GABERT (1959) kam aufgrund von Winkelmessungen an den Umrissen der Pseudomorphosen zu der Ansicht, daß primär Olivin vorgelegen habe. Akzessorisch treten Zoisit, Klinozoisit, Titanit, Zirkon und Magnetit auf.

Die Plagioklasgehalte schwanken nach GABERTs Bestimmungen zwischen 38,6 und 22,5 Vol.-%. Sie sind direkt abhängig von der Menge des sekundären Calcits, der den Plagioklas verdrängt. So besitzt die Probe aus dem Gegental mit 38,6% Plagioklas nur 4,5% Calcit, die von der Spielmannshöhe mit 22,5% Plagioklas aber 34,1% Calcit. Der primäre Plagioklasgehalt muß bei etwa 40% gelegen haben.

Chlorit, Biotit und Opake nehmen ebenfalls etwa 40% ein. Während der Anteil der Quarz-Einsprenglinge nur wenige Prozent ausmacht, steigt sein Gesamtanteil bis auf 16,4% an. Das Mittel der Quarzgehalte liegt bei 10%.

Schriftenverzeichnis

- ABT, W. (1958): Ein Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätte des Rammelsberges auf Grund von Spezialuntersuchungen der Tuffe und der Tektonik. Z. deutsch. geol. Ges. **110**, 152–204.
- BABINECZ, W. (1959): Die Granite des Brockenmassivs. Geologische und gesteintechnische Untersuchung, technologische Aufnahme der Brüche, Bd. I u. Bd. II. Dipl.-Arb. Hochschule Architektur u. Bauwesen Weimar, Fak. Baustoffingenieurwesen.
- BENEK, R. (1965): Der Bau des Ramberg-Plutons im Harz. Diss. Humboldt-Univ. Berlin.
- BENEK, R. & CHROBOK, S. M. (1965): Bau und Bildung der Granite des Harzes. Ber. geol. Ges. DDR, **10**, 279–283.
- BISCHOFF, G. (1951): Tektonik, Gefüge und Erzzonen des Ramberggranits im Harz. *Geologica*, **10**, 1–41.
- BÖTTCHER, H. (1920): Die Porphyrite des Ilfelder Beckens. Diss. Math.-Naturw. Fak. Univ. Halle.
- CHROBOK, S. M. (1965): Untersuchungen zur Geologie des Brockenmassivs (Harz). *Geologie*, **48**, 1–82.
- DAUBE, F. (1960): Die Bildung von Erzparagenesen im Zusammenhang mit dem initialen hercynischen Magmatismus. Diss. Clausthal, Fak. Natur- u. Geisteswiss.
- DENGLER, H. (1957): Der Okergranit im Harz. *Geol. Jb.*, **72**, 85–116.
- EIDAM, J. & SEIM, R. (1971): Zur Geochemie und Genese des Rambergmassivs (Harz). *Chemie der Erde*, **29**, 278–341.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1908): Über Bau und Bildungsweise des Brockenmassivs. *Jb. kgl. preuß. geol. Landesanstalt*, **26**, 379–405.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1909a): Über die systematische Stellung der Harzer Keratophyre. *Cbl. Min. Geol. Paläont.*, 33–41.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1909b): Petrographische Mitteilungen aus dem Harz II. Beiträge zur chemisch-petrographischen Kenntnis des Brockenmassivs. *Jb. kgl. preuß. geol. Landesanstalt*, **27**, 341–373.

- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1926): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Blätter Elbingerode und Wernigerode. Preuß. geol. Landesanstalt, Berlin.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. & SCHRÖDER, H. (1927): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Blatt Harzburg. Preuß. geol. Landesanstalt, Berlin.
- FISCHER, G. (1934): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen. Blatt Leimbach. Preuß. geol. Landesanstalt, Berlin.
- FUCHS, W. (1969): Untersuchungen zur Geologie und Petrographie des Okerplutons im Harz. Clausth. Tekt. Hefte, **9**, 111–185.
- GABERT, G. (1959): Petrologische Beziehungen des Oberharzer Kersantits zu Gang- und Tiefengesteinen des Harzes. Geol. Jb., **75**, 79–114.
- GÖRZ, H. (1962): Zur Petrographie des Unterdevons im Westharz. Beitr. Mineral. und Petrogr., **8**, 232–266.
- GRODDECK, A. von (1883): Der Kersantitgang des Oberharzes. Jb. kgl. preuß. geol. Landesanstalt, 1882, 68–95.
- HERRMANN, A. G. & WEDEPOHL, K. H. (1970): Untersuchungen an splitischen Gesteinen der variscischen Geosynklina in Norddeutschland. Contr. Mineral. and Petrol., **29**, 255–274.
- HERRMANN, A. G., POTTS, M. J. & KNAKE, D. (1974): Geochemistry of the rare earth elements in splites from the oceanic and continental crust. Contr. Mineral. and Petrol., **44**, 1–6.
- HOPPE, G. (1967): Die Zirkone eines pyroklastischen Gesteins aus dem Silur von Hasselfelde (Harz). Geologie, **16**, 542–549.
- HOSS, H. (1957): Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieselschiefer. Beitr. Mineral. und Petrogr., **6**, 59–88.
- KNAUER, E. (1958): Ein Beitrag zur Petrographie des „Keratophyr“ vom Büchenberg bei Elbingerode im Harz. Geologie, **7**, 629–638.
- KNAUER, E. (1969): Quantitativ-mineralogische Untersuchungen an den mitteldevonischen Roteisenerzen am Büchenberg bei Elbingerode im Harz. Geologie, **9**, Beiheft 29, 1–75, Akademie Verlag Berlin.
- KOCH, M. (1887): Die Kersantite des Unterharzes. Jb. kgl. preuß. geol. Landesanstalt, 1886, 44–104.
- KOCH, M. (1906): Mitteilung über Olivindiabase aus dem Oberharz. Harry-Rosenbusch-Festschrift, 184–202, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- KOPF, M. (1967): Die Dichte von Gesteinen des Harzes. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. B. Miner. Lagerstättenf., **12**, 279–305.
- KRAUME, E. & JASMUND, K. (1951): Die Tufflagen des Rammelsberges bei Goslar. Heidelberg. Beitr. Mineral. und Petrogr., **2**, 443–454.
- LOSSEN, K. A. (1882): Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntnis des Harzes II. Über den Zusammenhang von Falten, Spalten und Eruptivgesteinen im Harz. Jb. kgl. preuß. geol. Landesanstalt, 1881, 1–50.
- LOSSEN, K. A. (1883): Über die Zusammengehörigkeit der Granitmassen des Westharzes und der übrigen Gesteine der Granit-Gabbro-Reihe. Jb. kgl. preuß. geol. Landesanstalt, 1882, XX–XXII.
- LOSSEN, K. A. (1885): Mitteilung über die Lagerungsverhältnisse im O und NO des Ober- und Mitteldevonischen Elbingeröder Muldensystems (Section Blankenburg am Harz) und die daselbst auftretenden Eruptivgesteine. Jb. kgl. preuß. geol. Landesanstalt, 1884, XXI–XL.
- MUCKE, D. (1973): Initialer Magmatismus im Elbingeröder Komplex des Harzes. Freibg. Forschungsheft, **C 279**, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- MÜLLER, G. (1962): Klastische und pyroklastische Sedimente des Südharzer Rotliegenden. Beitr. Mineral. und Petrogr., **8**, 440–490.
- MÜLLER, G. & BRAUN, E. (1977): Methoden zur Berechnung von Gesteinsnormen. Clausthal-Zellerfeld (E. Pilger).
- NAUMANN, C. F. (1858): Über den Ilfelder Melaphyr und Porphy. N. Jb. Min. etc., 808–809.
- NIEMANN, H. (1958): Chemische Analysen und Dünnschliffmessungen am Granit vom Wurmberg und Königskopf im Harz. Beitr. Mineral. und Petrogr., **6**, 96–99.
- PETERS, V. (1955): Der devonische und unterkarbonische Diabas-Vulkanismus im nördlichen Oberharz. Diss. Clausthal, Fak. Natur- u. Geisteswiss.
- PREUL, F. (1943): Tektonik und Plutonismus im Ramberg-Gebiet des Harzes. Diss. Berlin.
- ROSE, G. (1859): Bemerkungen über die Melaphyr genannten Gesteine von Ilfeld am Harz. Z. deutsch. geol. Ges., **11**, 280–309.

- SCHNEIDER, A. (1963): Rhyolithischer Vulkanismus des Südhärzer Rotliegenden. *Beitr. Mineral. und Petrogr.* **9**, 148–174.
- SCHOELL, M. (1970): Untersuchungen zur Altersstellung des Brocken-Intrusions-Komplexes im Harz. Anwendung und Interpretation von Rb/Sr- und K/Ar-Altersdatierungen. *Diss. Clausthal, Fak. Natur- u. Geisteswiss.*
- SOLGER, F. (1901): Über ein Enstatitporphyrit führendes Gangsystem im Mittelharz. *Z. deutsch. geol. Ges.*, **53**, 253–286.
- SCHRIEL, W. (1954): Die Geologie des Harzes. *Schriften wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsens, N.F.*, **49**, 1–308.
- SEIM, R. (1963): Petrographische Untersuchungen an kontaktmetasomatischen Gesteinen vom Ost-rand des Brockenmassivs (Harz). *Geologie, Beiheft* **37**, 1–66.
- SEIM, R. & EIDAM, J. (1974): Vergleichende geochemische Untersuchung der Granite des Brocken- und Rambergmassivs im Harz. *Chemie der Erde*, **33**, 31–46.
- SINGH, D. P. (1960): Petrographische und gefügekundliche Untersuchungen am Brockengranit vom Wurmberg und Königskrug (Harz). *Diss. Clausthal, Fak. Natur- u. Geisteswiss.*
- SOHN, W. (1957): Der Harzburger Gabbro. *Geol. Jb.*, **72**, 117–172.
- STEINER, W. (1966): Das Rotliegende des Ilfelder Beckens und seine Beziehungen zu benachbarten Rotliegend-Vorkommen. *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A. Geol. Paläont.*, **11**, 67–118.
- STRECKEISEN, A. L. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* **107**, 144–240.
- STRENG, A. (1861): Beitrag zur mineralogischen und chemischen Kenntniss der Melaphyre und Porphyrite des südlichen Harzrandes. *Z. deutsch. geol. Ges.*, **13**, 64–95.
- STRENG, A. (1875): Mikroskopische Untersuchungen der Porphyrite von Ilfeld. *N. Jb. Mineral. etc.*, 785–811.
- THIEKE, H. (1969): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Ilsesteingranit-Komplex (Harz). *Geologie*, **18**, 400–431.
- TRÖGER, W. E. (1954): Die magmatischen Gesteine des Oberharzes. *Der Aufschluß*, **5**, 139–144.
- WILKE, A. (1952): Die Erzgänge von St. Andreasberg im Rahmen des Mittelharz-Ganggebietes. *Geol. Jb., Beiheft* **7**, 1–228.

Eine ausführliche Darstellung zum vorstehenden Thema ist soeben erschienen:

- MÜLLER, G. (1978): Die magmatischen Gesteine des Harzes. *Clausthaler Geol. Abh.* **31**, 95 S., 15 Bilder, 17 Tab. im Text, Geochemischer Tabellenanhang.

Der Pluton des Brockengranit

Von Helmut G. F. WINKLER, Göttingen

Geologische Stellung und Alter

Das Brockenmassiv und das ostwärts gelegene Rambergmassiv des Harzes sind die nördlichsten an der Oberfläche aufgeschlossenen Intrusivkörper des variscischen Gebirges. Eine tektonische Analyse des Brockengranits hat CHROBOK (1965) durchgeführt. Geophysikalische Untersuchungen und die Verbreitung hydrothermaler Erzgänge weisen darauf hin, daß der aufgeschlossene Brockenpluton nur der sichtbare Teil eines größeren Brocken-Oberharzer-Plutons darstellt. Nach BEDERKE (1962) hat die Hauptfaltung der Harzgesteine nicht (wie man früher meinte) vor dem Oberkarbon, sondern erst im späten Oberkarbon stattgefunden. Posttektonisch, zum Ausklang der „asturischen“ Phase, fanden die Intrusionen der Plutonite des Harzes statt. Diesen geologischen Befund bestätigen die absoluten Altersbestimmungen (SCHOELL, 1970): Es wurde für den Brockengranit ein Biotit-Alter nach der K/Ar-Methode von 293 Millionen Jahren bestimmt; nach der Rb/Sr-Methode ergab sich ein Biotit-Alter von 288 und am Gesamtgestein ein Alter von 282 Millionen Jahren. Somit liegt eine zuverlässige Altersbestimmung vor, die fast dieselben Werte auch für den Okergranit und den Harzburger Gabbro erbrachte. – Bezüglich der Geologie sei auf die zusammenfassenden Arbeiten von SCHRIEL (1954), MÖBUS (1966) und MOHR (1973a, 1973b) verwiesen.

Der Brockengranit ist ein posttektonischer, intrusiver Hochpluton, d. h. er ist unter nur geringer Bedeckung kristallisiert. Dies wird vor allem aus der Tatsache geschlossen, daß der Pluton von einer etwa 1–2 km breiten Zone metamorpher Gesteine umgeben ist, die nach außen zu in unmetamorphe Gesteine übergeht (siehe die Karte, Abb. 1).

Ein so ausgebildeter Kontakthof kann nur in relativ geringer Tiefe entstanden sein; denn wenn die Intrusion des granitischen Magmas in großer Tiefe steckengeblieben wäre, dann würden an den Kontakthof nach außen zu nicht unmetamorphe, sondern mindestens niedriggradige, regionalmetamorphe Gesteine angrenzen.

Die Grenze zwischen dem Granit und den kontaktmetamorphen Gesteinen (welche meistens fast schwarze, dichte, aus Tonschiefern entstandene Hornfelse sind) kann man an mehreren Stellen gut beobachten, so am Achtermann (die Kuppe des markanten Gipfels besteht aus Hornfels, der den Granit überlagert), am Königskopf und am Goetheplatz, am Spazierweg des Rehberger Grabens; siehe Abb. 2. Von dieser Stelle gibt es den historisch interessanten Bericht des Fr. W. H. von TREBRA (vgl. SCHMID 1947) über den Besuch der Rehberger Klippen mit seinem Freunde GOETHE im September 1783. Goethe hatte sich auf die Schultern von TREBRAs geschwungen und hatte so „das seltene Vergnügen, den merkwürdigen Abschnittsstrich von hier eingewurzelt dem Urgebirge roten Granits und daraufstehendem dunkel-, fast schwarzblauen Tongestein (das ist der metamorphe Hornfels) nahe zu sehen, sogar mit Händen zu greifen“.

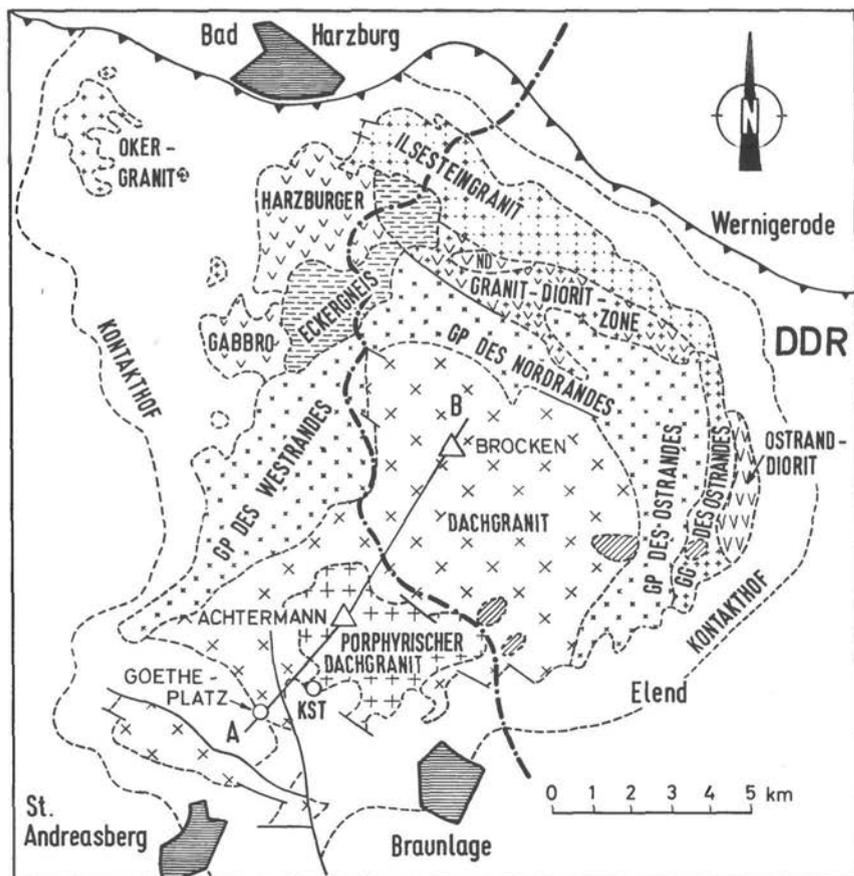


Abb. 1. Der Brockenpluton und seine Untergliederung (nach CHROBOK 1965). GG = grobkörniger Granit, GP = mikropegmatitischer Granit, schräg schraffiert = Dachschollen. A - B Profil der Abb. 2, KST = Steinbruch am Königskopf.

Tiefenlage und Temperatur des Plutons

Der Brockengranit ist ein Hochpluton, und Abb. 2 zeigt, daß seine unmittelbare Dachregion heute z. T. aufgeschlossen ist. Das dokumentiert auch eine große, dunkle Hornfelscholle im Granit-Steinbruch am Königskopf. Diese Scholle ist von dem hangenden kontaktmetamorphen Hornfels abgebrochen und eine kleine Strecke in das granitische Magma eingesunken.

Über die ehemalige Tiefenlage des Granits nach Abschluß seiner Intrusion gibt es einige Abschätzungen aus geologischer Sicht: So schreibt BEDERKE (1962), daß das Intrusionsniveau des Brockengranits erheblich mehr als 600 Meter unter der damaligen Oberfläche gelegen haben kann. DAHLGRÜN (1950) und RICHTER (1953) schätzen die

Tiefenlage der Granitoberfläche an der Grenze des Kontakthofes auf etwa 1000 Meter. Dieser Tiefenlage entspricht ein Belastungsdruck durch das überlagernde Gestein von etwa 250 Bar, das sind etwa 250 atü. Wir dürfen annehmen, daß das granitische Magma bei diesem geringen Druck 2 Gew.-% H_2O gelöst enthalten hat*); dann war das Magma an H_2O gesättigt und der Belastungsdruck ist gleich dem H_2O -Druck. Bei Wassersättigung und einem H_2O -Druck von 250 Bar beträgt die Solidustemperatur granitischer Magmen nach TUTTLE & BOWEN (1958) $810^\circ C$; d. h. das granitische Magma muß die Temperatur von $810^\circ C$ um einige Zehnergrade überschritten haben. (Wir kommen hierauf noch zurück). Diese Aussage gilt unter der sehr wahrscheinlichen Annahme, daß die Intrusion langsam erfolgt ist, so daß die im Magma gelöste H_2O -Menge sich der vom thermodynamischen Gleichgewicht geforderten H_2O -Menge anpassen konnte. (Das ist z. B. bei einer explosionsartigen, schnellen Förderung vulkanischen Rhyoliths nicht der Fall.)

Einen bisweilen möglichen Hinweis auf die Temperatur und/oder die Tiefenlage eines Granitplutons aufgrund seiner kontaktmetamorphen Wirkung auf das angrenzende Nebengestein können wir im vorliegenden Falle nicht gewinnen; denn die chemische Zusammensetzung der metamorphisierten Gesteine ist (nach unserer bisherigen Kenntnis) leider derart, daß keine der mannigfachen petrogenetisch signifikanten Reaktionen während der Metamorphose erfolgen konnte (vgl. WINKLER, 1976). Wir haben in den bisher untersuchten Hornfelsen keine aussagekräftige Mineralparagenese gefunden.

Varietäten des Brockengranits

Das Brockenmassiv ist ein komplexer Pluton, an dem außer überwiegend granitischen Gesteinen untergeordnet auch gabbroide Gesteine im Harzburger Gabbro und gabbroide/dioritische Gesteine in der Nähe des Nordrandes und am Ostrand teilhaben. Die granitischen Gesteine sind alles Biotit-Granite, welche in mehrere Teilmassive untergliedert werden; dies zeigt die Karte, Abb. 1. Diese Unterteilung beruht auf strukturellen und geographischen Verschiedenheiten, und man hat bis vor kurzem geglaubt, daß die unterschiedenen Teilgebiete auch substantielle Unterschiede aufweisen würden.

Der klein- bis mittelkörnige „Dachgranit“, der von ERDMANNSDÖRFFER (1909) „Kerngranit“ genannt wurde, wird unterschieden vom mikropegmatitischen Granit des Westrandes, des Nord- und des Ostrand. Außerdem wird vom Dachgranit noch eine porphyrische Varietät auskartiert. Man unterscheidet ferner den Okergranit im NW und

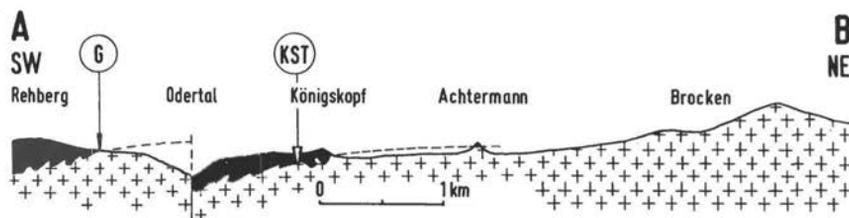


Abb. 2. Profil vom Rehberg (A) zum Brocken (B) unter Verwendung einer Abbildung bei MOHR (1973a). Kreuze = Granit, schwarz = Hornfels, (G) Goetheplatz am Rehberger Graben, (KST) Granitsteinbruch am Königskopf.

*) In größerer Tiefe, aus der das Magma aufgestiegen ist, könnten durchaus auch mehr Prozente H_2O im Magma gelöst gewesen sein. Mit dem Aufstieg, also mit Verminderung des Drucks, wird dann H_2O abgegeben, bis in ca. 1 km Tiefe nur noch 2% H_2O gelöst bleiben.

den Ilsesteingranit im N und NE des Brockenmassivs. Außerdem tritt eine nicht gesondert auskartierte grobkörnige Granitvarietät am Ostrand, z. B. in der Nähe von Elbingerode auf.

Im Bereich des mikropegmatitischen Granits tritt untergeordnet eine ungewöhnliche, intensiv dunkelgrün aussehende Granitvarietät auf, welche von ERDMANNSDÖRFFER (1926) als „Augitgranit“ bezeichnet worden ist. Nach SEIM & EIDAM (1974) treten in dieser pyroxenführenden Granitvarietät neben wenigen Prozent Biotit auch Resorptionsrelikte von Bronzit und Diopsid in geringer Menge auf, aber weitere Unterschiede im Mineralbestand konnten zu den anderen Granitvarietäten nicht festgestellt werden.

SEIM & EIDAM (1974) haben von einer größeren Zahl von Gesteinsproben des Brockengranits den Modalbestand ermittelt und eine weitere Bestimmung am grobkörnigen Granit vom Steinbruch Knaupsholz bei Elbingerode wurde am hiesigen Institut von GERMANTZIDIS (unveröffentlicht) durchgeführt*).

Hieraus ergibt sich, daß die (an sich kleine) Variationsbreite der Zusammensetzungen des mittel- bis feinkörnigen Granits bereits alle anderen Granitvarietäten mit umfaßt. Das bedeutet also, daß die strukturell unterschiedlichen Granit-Varietäten keine signifikanten mineralogisch-stofflichen Unterschiede aufweisen.

Es ist allgemein so, daß die Gesteine eines größeren Granitplutons nicht eine gleiche Zusammensetzung haben, vielmehr liegen die Zusammensetzungen der Gesteinsvarietäten in einem Bereich. Im Falle des Brockengranits ist dieser Bereich recht eng. Er betrifft im wesentlichen nur eine Veränderung des Verhältnisses von Alkalifeldspat zu Plagioklas. Dieses liegt zwischen 77 und 67 Vol.-% Alkalifeldspat zu entsprechend 23 und 33 Vol.-% Plagioklas. (Lediglich im Ilsesteingranit gibt es Granitvarietäten, welche einen noch höheren Anteil an Alkalifeldspat haben; dennoch bestehen auch dort Übergänge zu den überwiegend vorkommenden Zusammensetzungen des Brockengranits.) Der Anteil des Quarzes an den drei Hauptgemengteilen des Granits, nämlich an Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas, beträgt zwischen 30 und 36 Vol.-%. – Biotit tritt mit 3 bis 6 Vol.-% auf; hier ist zu bemerken, daß der Biotit meistens teilweise, bisweilen sogar vollständig in Chlorit umgewandelt ist. – Bei allen Varietäten des Brockengranits haben wir es mit einem Biotitgranit zu tun, der nach der Nomenklatur der IUGS (STRECKEISEN, 1973) im Feld der „Syenogranite“ liegt und bis an das Feld der „Monzogranite“ heranreicht.

Um für den besseren Überblick eine Angabe von der Zusammensetzung zu machen, wurde aus den vorliegenden Daten eine mittlere Modalanalyse der Granite des Brockengranits berechnet:

Alkalifeldspat	44 ± 3 Vol.-%
Plagioklas	21 ± 4 Vol.-%
Quarz	31 ± 4 Vol.-%
Biotit	4 ± 1 Vol.-%

In diesem Mittelwert ist der Ilsesteingranit nicht berücksichtigt, der – wie bereits gesagt – oft mehr Alkalifeldspat und entsprechend weniger Plagioklas enthält, obwohl auch Übergänge zu der gewöhnlichen Zusammensetzung des Brockengranits vorhanden sind. Der Anteil des Quarzes ist im Ilsesteingranit nicht höher als in den übrigen Brockengraniten, so daß die bisherige Annahme einer ausgesprochen „sauren“ Variante des Brockengranits für den Ilsesteingranit keineswegs zutrifft (SEIM & EIDAM, 1974).

*) Zwei weitere Modalanalysen liegen von NIEMANN (1957/1958) vor, nämlich vom Wurmberg und vom Königskopf. Diese Modalanalysen geben jedoch ca. 10% weniger „Orthoklas“ und ca. 10% mehr Plagioklas an als chemisch sehr ähnliche, neuerdings untersuchte Proben. Es wird ein prinzipieller Fehler beim point-counting der sehr unterschiedlich großen Minerale vermutet. Deshalb wurden jene beiden Modalanalysen hier nicht berücksichtigt.

Die Zusammensetzung der Feldspäte wurde am hiesigen Institut von GERMANTZIDIS vor kurzem von zwei grobkörnigen Granitvarietäten vom Knaupsholz bei Elbingerode und vom Wasserfall der Steinernen Renne bei Wernigerode bestimmt: Der Plagioklas ist ein Oligoklas mit $18 \pm 2\%$ Anorthit-Komponente; dies ist eine für Granite durchaus übliche Zusammensetzung. Eine oft starke Sericitisierung des Plagioklases ist verbreitet. – Der Alkalifeldspat ist ein perthitischer, monokliner Orthoklas; seine Zusammensetzung ist nicht ganz gewöhnlich wegen einer ziemlich großen Menge an Albit-Komponente. Der Alkalifeldspat (nach seiner Homogenisierung, also vor seiner perthitischen Entmischung im Laufe der Abkühlung des Plutons) setzt sich nämlich zusammen aus nur 72 Mol.-% KAlSi_3O_8 und folglich dem recht hohen Anteil von 28% $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ -Komponente.

SEIM & EIDAM (1974) haben auch 10 verschiedene Proben von Granitvarietäten des Brockengranits auf Haupt- und Spurenelemente analysiert. Wie zu erwarten, bestätigen die Gehalte an Hauptelementen den petrographischen Befund, daß nämlich zwischen den von ERDMANNSDÖRFFER und späteren Bearbeitern aufgrund von Gefügemerkmalen abgegrenzten Gesteinsvarietäten keine wesentlichen Unterschiede bestehen. Dieses Ergebnis wird nun auch durch die Analysen von Spurenelementen erhärtet. Somit dürfen wir eine einheitliche Intrusion eines in sich nur etwas variablen Magmas im ganzen Gebiet des Brockengranits mit sehr großer Wahrscheinlichkeit annehmen.

Die Kristallisation des granitischen Magmas

Den Verlauf der Kristallisation eines granitischen Magmas kann man seit einigen Jahren experimentell bei jeweils einem gewünschten H_2O -Druck ermitteln. Man geht dabei methodisch folgendermaßen vor: Man läßt in einem Autoklaven unter einem festgelegten H_2O -Druck nicht das völlig erschmolzene Gestein, also das Magma, langsam abkühlen und dadurch auskristallisieren, sondern man verfährt (zum Zwecke einer viel besseren Einstellung des thermodynamischen Gleichgewichts zwischen verschiedenen Kristallarten, der jeweils verbliebenen Schmelze und der Gasphase) gerade umgekehrt: Eine Probe des feingepulverten Gesteins wird in Gegenwart von H_2O in einem Druckgefäß von Versuch zu Versuch schrittweise einer höheren Temperatur ausgesetzt. Die Temperatur, bei der das Gesteinspulver in Gegenwart von überkritischem H_2O -Gas zu schmelzen beginnt, ist die sogenannte Solidus-Temperatur. In Gegenwart von H_2O , was in der Natur bei granitischen Magmen immer zutrifft, ist die Solidustemperatur (also die Temperatur des Beginns des Aufschmelzens, die gleich der Temperatur des Endes der Kristallisation des natürlichen Magmas ist) um so höher, je niedriger der H_2O -Druck ist! Der Druck ist bedingt durch die Mächtigkeit der über dem Magmakörper liegenden Gesteinsmasse.

Die niedrigsten möglichen Solidustemperaturen granitischer Magmen sind in der folgenden Tabelle nach den experimentellen Untersuchungen von TUTTLE & BOWEN (1958) und von LUTH et al. (1964) angegeben.

Wasserdruck in Bar	Solidustemperatur in °C
1	960
500	770
1000	720
2000	680
4000	655
5000	650
10000	625

Diese Solidustemperaturen gelten für alle granitischen Gesteine, sofern sie neben Quarz nicht nur Plagioklas, sondern auch Alkalifeldspat als Hauptgemengteil enthalten. Da der Plagioklas meistens sehr Albit-reich ist, liegen die Solidustemperaturen meistens bei oder ganz in der Nähe der oben angegebenen Mindesttemperaturen.

Um nicht bei zu hohen Temperaturen experimentieren zu müssen, haben wir bei 5000 Bar H_2O -Druck gearbeitet. Bei diesem Druck beträgt die niedrigst mögliche Solidustemperatur $650^\circ C$. Für unseren Brockengranit ist als Solidustemperatur auch $650^\circ C$ bestimmt worden; die Fehlergrenze der Bestimmung beträgt $\pm 6^\circ C$.

Das Laborprotokoll der schrittweise mit steigender Temperatur von Herrn GER-MANTZIDIS am hiesigen Institut durchgeführten Experimente ergab folgendes für den Brockengranit vom Steinbruch Knaupsholz bei Elbingerode; der H_2O -Druck betrug 5000 Bar:

Solidustemperatur	
Beginn des Schmelzens	$650^\circ C$
Plagioklas	
völlig aufgeschmolzen	$672^\circ C$
Alkalifeldspat	
völlig aufgeschmolzen	$677^\circ C$
Quarz	
völlig aufgeschmolzen	$682^\circ C$

Aus den obigen experimentell festgestellten Beobachtungen ergibt sich folgender Kristallisationsverlauf des granitischen Magmas bei 5000 Bar H_2O -Druck:

Wenige Procente Biotit schwammen in dem Magma, bzw. sind bei noch etwas höherer Temperatur kristallisiert. Im Lauf der sehr langsamen Abkühlung des Plutons begann dann (neben fortgesetzter Ausscheidung von sehr wenig Biotit) die Kristallisation von Quarz bei $682^\circ C$. Nachdem nur etwa 8% Quarz über einen Temperaturbereich von ca. $5^\circ C$ kristallisiert war, begann bei $677^\circ C$ Alkalifeldspat gemeinsam mit Quarz zu kristallisieren; und dazu gesellte sich bei um wenige Grade niedrigerer Temperatur von ca. $672^\circ C$ auch Plagioklas. Alle diese drei Hauptgemengteile des Granits kristallisierten nun gemeinsam über einen Temperaturbereich von etwa $20^\circ C$ bis schließlich bei $650 \pm 6^\circ C$ die Solidustemperatur erreicht, bis also das Magma völlig kristallisiert war. Innerhalb jener $20^\circ C$ der gemeinsamen Kristallisation von Quarz + Alkalifeldspat + Plagioklas kristallisiert die bei weitem größte Menge des Magmas aus, nämlich – in diesem Falle – mehr als $\frac{3}{4}$ der magmatischen Schmelze.

Das granitische Magma des Brockengranits hat also eine derartige chemische Zusammensetzung, die bewirkt, daß das Magma vom völlig (oder fast völlig) flüssigen Zustand zum vollständig kristallisierten Zustand nur einer Temperaturniedrigung um einen kleinen Bereich von maximal $32^\circ C$ bedarf. Das ist bei granitischen Magmen keinesfalls immer so; viele granitische Magmen benötigen einen zwei- bis dreifach so großen Temperaturbereich. Aber in allen Fällen ist es so, daß erst in den letzten 20 – $30^\circ C$ des Kristallisationsgeschehens etwa $\frac{2}{3}$ bis $\frac{3}{4}$ des Gesteins kristallin geworden ist.

Aufgrund unserer laufenden Arbeiten an verschiedenen Granitplutonen scheint sich abzuzeichnen, daß solche Plutone wie der Brockengranit, die als Hochplutone weit in der Erdkruste nach oben steigen konnten, solch eine besondere Zusammensetzung haben, die innerhalb eines kleinen Temperaturbereichs von nur ca. $30^\circ C$ kristallisiert. Hierbei handelt es sich keinesfalls nur um eine bestimmte chemische Zusammensetzung des Magmas, sondern um einen Bereich von Zusammensetzungen, die wir aus dem „Granit“-System SiO_2 — $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ — H_2O gut kennen (siehe WINKLER, 1976, S. 295 ff.).

Wir haben unsere Experimente mit dem Brockengranit bei einem H_2O -Druck von 5000 Bar durchgeführt; wir wissen aber, daß der Brockengranit als ein Hochpluton bei ca. 250 Bar, d. h. in nur ca. 1 km Tiefe erstarrt ist. Folglich müssen wir fragen, ob bzw. wie der Kristallisationsvorgang verändert wird, wenn ein wesentlich geringerer Druck herrscht

hat als in unseren Experimenten. Die Antwort, die wir aus unserer Kenntnis des oben angegebenen „Granit“-Systems (welches bei verschiedenen Drucken untersucht worden ist) geben können, ist folgende:

Der geringere Druck im Falle der tatsächlichen Kristallisation des Brockengranits hat einen Einfluß auf den Kristallisationsverlauf, aber dieser ist gering und kann gut abgeschätzt werden. Der wesentliche Einfluß des geringeren Drucks besteht in der erheblichen Erhöhung der Kristallisationstemperaturen. Bei 5000 Bar ist die Solidustemperatur 650°C, aber bei nur 250 Bar ist sie um etwa 160°C höher. Die Kristallisation des Brockengranits wird an dem Ort seiner ursprünglichen Intrusion zwischen etwa 840 und 810°C erfolgt sein; der Temperaturbereich seiner Kristallisation bleibt auch bei dem niedrigeren Druck nahezu der gleiche wie bei dem hohen Druck der Experimente; aber eine kleine Korrektur kann im folgenden gemacht werden:

Der Einfluß des wesentlich geringeren Drucks auf den Ablauf der Kristallisationsfolge kann aufgrund der Kenntnis des genannten Granitsystems folgendermaßen abgeschätzt werden: Während bei dem hohen Druck der Experimente Quarz zuerst in geringer Menge zu kristallisieren begann, wird bei dem niedrigen Druck des Brockengranits die Kristallisation mit der gleichzeitigen (oder nahezu gleichzeitigen) Ausscheidung von allen drei Hauptgemengteilen Quarz + Alkalifeldspat + Plagioklas begonnen haben. Dadurch wird der Temperaturbereich noch etwas verengt, so daß es sehr wahrscheinlich ist, daß der gesamte Kristallisationsbereich des Brockengranits nicht von 840°C, sondern nur von 830°C bis 810°C gereicht hat.

Zum Abschluß muß noch auf einen anderen Vorgang im Verlaufe des Kristallisierens hingewiesen werden: In der Regel wird nicht die gesamte im Magma gelöste Menge an H₂O als (OH)-Gruppe in Minerale (vor allem Glimmer) eingebaut. Folglich wird mit zunehmender Kristallisation und vor allem dann, wenn große Mengen an Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas gemeinsam kristallisieren, Wasser in Gasform abgegeben. Dieses heiße, gasförmige Wasser kann aus der größeren Tiefe des dort ja später erstarrten Plutons nach oben, vorzugsweise über Klüfte, in die Dachregion aufsteigen und dort hydrothermale Veränderungen des vorher kristallisierten Granits verursachen (Chloritisierung des Biotits, Sericitisierung des Plagioklases). Das überkritische H₂O, welches bei der Kristallisation des Granits abgegeben wird, kann aber auch auf Klüften das Nebengestein des Granits durchströmen und dort bei niedrigerer Temperatur das an Gelöstem absetzen, was es bei höherer Temperatur in größerer Nähe bzw. im Granit selbst gelöst hat. Auf diese Art sind die hydrothermal entstandenen Erzgänge in der Umgebung des Brockengranits verständlich.

Schriftenverzeichnis

- BEDERKE, E. (1962): Das Alter der Harzfaltung. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 24–27.
- CHROBOK, S. M. (1965): Untersuchungen zur Geologie des Brockenmassivs (Harz). – Geologie **48**, 1–82.
- DAHLGRÜN, F. (1950): Zonale Verbreitung der Gangformationen des Brocken-Plutons. – Erzmetall **3**, 150–153.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1909): Beiträge zur chemisch-petrographischen Kenntnis des Brockenmassivs. – Jb. Preuß. Geol. Landesamt **27**, 431–473.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1926): Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Elbingerode, Blatt Wernigerode. – Preuß. Geol. Landesamt, Berlin 1926.
- LUTH, W. C., JAHNS, R. H. & TUTTLE, O. F. (1964): The granitic system at pressures of 4 and 10 kilobars. – J. Geophys. Res. **69**, 759–773.
- MÖBUS, G. (1966): Abriß der Geologie des Harzes. – 219 S., B. C. Teubner, Leipzig 1966.
- MOHR, K. (1973a): Harz. Westlicher Teil. – Sammlung Geologischer Führer, Bd. **58**, 200 S., Berlin-Stuttgart

- MOHR, K. (1973b): Die Geologie des Westharzes. – 95 Seiten, Clausthal-Zellerfeld
- NIEMANN, H. (1957/58): Chemische Analysen und Dünnschliffausmessungen am Granit vom Wurmberg und Königskopf im Harz. – Beitr. Miner. Petrol. **6**, 96–99.
- RICHTER, M. (1953): Metallogene und Tektonik westdeutscher Blei-Zink-Erzlagerstätten. – Geol. Rdsch. **42**, 79–90.
- SCHMID, G. (Herausgeber) (1947): J. W. v. GOETHE, Die Schriften zur Naturwissenschaft, Bd. 1, Schriften zur Geologie und Mineralogie 1770–1810. S. 55–57, H. BÖHAUS Nachf., Weimar.
- SCHOELL, M. (1970): K + Ar and Rb/Sr age determinations on minerals and total rocks of the Harz Mountains, Germany. – Ecl. geol. Helv. **63**, 299.
- SCHRIEL, W. (1954): Die Geologie des Harzes. – Schriften wissenschaftl. Ges. Stud. Niedersachs., N. F. **49**, 308 S.
- SEIM, R. & EIDAM, J. (1974): Vergleichende geochemische Untersuchung der Granite des Brockens- und Rambergmassivs im Harz. – Chemie der Erde, **33**, 31–46.
- STRECKEISEN, A. L. (1973): Classification and nomenclature of plutonic rocks. – N. Jb. Miner., Mh., 149–164.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . – Geol. Soc. Amer., Memoir **74**.
- WINKLER, H. G. F. (1976): Petrogenesis of metamorphic rocks. – fourth edition, 334 pp., Springer-Verlag, New York–Heidelberg.

Zur Geologie und Petrographie des Südharzer Rotliegenden*)

Von Georg MÜLLER, Clausthal

Abgesehen von älteren geognostischen Beschreibungen setzte vor 120 Jahren die geologisch-petrographische Erforschung der Ilfelder Rotliegendmulde sehr plötzlich ein. Von 1858 bis 1862 erschienen zahlreiche Publikationen u. a. von A. BÄNTSCH, J. JASCHE, C. F. NAUMANN, F. A. ROEMER, G. ROSE und A. STRENG. Die erste Spezialkarte 1:25000 wurde von E. BEYRICH und v. ECK (1870) mit den Blättern Benneckenstein, Ellrich, Nordhausen-Nord und Zorge vorgelegt. Neubearbeitungen dieser Blätter und ihrer Erläuterungen erfolgten 1893 durch E. BEYRICH und 1928-1934 durch W. SCHRIEL und R. v. GAERTNER.

Während SCHRIEL (1928-1934) die ganze Schichtfolge des Ilfelder Beckens in das Unterrotliegende stellte und in 12 Stufen gliederte (ru 1 - ru 12), ist die Zugehörigkeit der unteren und der obersten Glieder der Serie stets umstritten gewesen. Die Ergebnisse der Bearbeitung der Fossilien der untersten Schichten ließen lange Zeit auch ein oberkarbonisches Alter zu (E. WEISS 1881). Erst STERZEL (1901) erhärtete wieder ihr Unterrotliegendalter. Die stratigraphisch höchsten Schichten galten früher (BEYRICH 1870, 1893) und auch heute wieder nach KÖCKE (1959) und STEINER (1966) als Oberrotliegendes.

Da die bisher gefundenen Fossilien meist auch oberkarbonisches Alter zulassen, die übrigen Sedimente jedoch fossilieer sind, schlägt SCHWAB (1970) vor, anstatt einer Pseudostratigraphie der Sedimente besser ihre Gliederung nach der tektonofaziellen Entwicklung des Saar-Saale-Troges vorzunehmen. Damit wird die jeweilige Sedimentbildung auf den zu dieser Zeit erreichten Entwicklungsstand der intermontanen Senke innerhalb des variscischen Orogens bezogen.

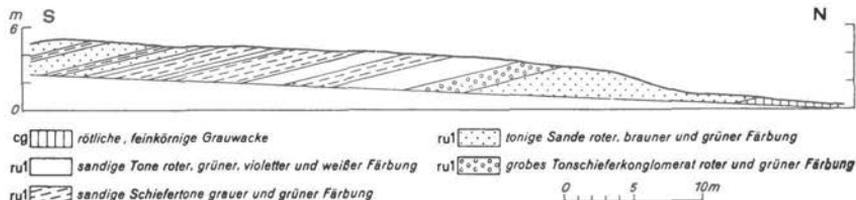
Die petrographische und petrochemische Bearbeitung der Gesteine der Ilfelder Mulde beschränkte sich im vorigen Jahrhundert, abgesehen von kurzen Kennzeichnungen in den Erläuterungen zu den Kartenblättern, auf die gründlichen Untersuchungen der Ergußgesteine von A. STRENG (1858-1875) und von G. ROSE (1859).

Eine über qualitative Befunde hinausführende eingehende petrographisch-gesteinschemische Untersuchung der klastischen und pyroklastischen Sedimente des Ilfelder Rotliegenden erfolgte erstmals durch Georg MÜLLER (1962). Gleichzeitig erfuhren die Felsitporphyre eine moderne petrologische Bearbeitung durch Alfred SCHNEIDER (1963). Von SCHRIEL (1928) stammt die petrographische Dreiteilung der Ilfelder Schichten in die Ältere Konglomeratserie, die Zone der eruptiven Decken und die Jüngere Konglomeratserie. Diese Dreiteilung ist von allen späteren Bearbeitern bestätigt worden.

Wie stellt sich aber nun die Sedimentationsgeschichte der Ilfelder Becken nach dem heutigen Stand der Untersuchungen im kurzen Überblick dar?

Am Ende des Oberkarbons bildete sich mit dem Aufstieg der Unterharzschwelle westlich des Saar-Saale-Troges eine Nebensenke aus, der Saar-Selke-Trog. Teile dieses Troges

*) Überarbeitete Fassung aus dem Sonderheft 17 zum Aufschluß 1968.



1. Aufschluß im ru 1 am Forstweg im Kl. Kunzental zwischen Gr. Kunzental und Ehrenplan, si. Zorge.

sind das Ilfelder und das Meisdorfer Becken, deren Sedimente auf das engste genetisch verwandt sind. Erst durch den späteren Aufstieg des Harzes und die nachfolgende Abtragung wurde die Verbindung zwischen den beiden Teilbecken unterbrochen.

Die tiefsten Teile des Ilfelder Beckens sind mit fanglomeratischen Sedimenten ausgefüllt. Die Korngrößenverteilung, Zusammensetzung, Art der Wechsellagerungen, Bindemittel und Färbungen der sandigen Tone, Sande, Arkosen und Konglomerate weisen auf semi- bis vollaride Klimabedingungen hin (Abb. 1). Die kaum gerundete Schuttfracht entstammt dem unmittelbar benachbarten Bereich des heutigen Oberharzes.

Ein vorübergehender Klimawechsel schuf bereichsweise üppigen Pflanzenwuchs in sumpfigen Niederungen. Pyrithaltige Schiefertone mit reicher fossiler Flora und ein Flöz sehr aschenreicher Steinkohle von geringer Verbreitung und Mächtigkeit kennzeichnen diese Stufe. Über den Bergbau, der durch die Konkurrenz der hochwertigen Ruhrkohle zum Erliegen kam, und vor allem über die geologischen Verhältnisse in den Stollen unterrichteten Publikationen von WEIGELT (1922) und SCHARF (1924).

Die Rückkehr zum ariden Klima zeigen bereits das Konglomerat und die roten Arkosen im unmittelbaren Hangenden des Kohlenhorizontes an. Die maximale Mächtigkeit der Serie der Fanglomerate mit den eingelagerten kohleführenden Horizonten (SCHRIELS ru 1 – ru 4) beträgt im obersten Elsachtal zwischen 150 und 200 m, nimmt jedoch zu den Rändern des Beckens hin schnell ab. Die Gliederung der unteren Sedimente in 5 Stufen (ru 1 – ru 5 nach SCHRIEL 1928) ist nicht für das ganze Ilfelder Becken repräsentativ. Deshalb unterscheidet STEINER (1966) im Anschluß an V. KÖCKE (1959) nur 3 Stufen, nämlich die steinkohlenführende Stufe – ru 2, die sie unterlagernden Sedimente – ru 1 und die die Kohle bis zum Melaphyrerguß überlagernden Sedimente – ru 3.

Im Ostteil der Ilfelder Mulde liegt auf dieser Serie klastischer Sedimente eine Ergußgesteinsdecke von Metalatiten bis max. 90 m Mächtigkeit (Ilfelder Melaphyre). Im Westen hingegen ist eine kräftige epirogenetische Ausdehnung des Beckens über das Zorgetal hinaus bis in den Raum von Bad Sachsa festzustellen (Abb. 2)¹⁾. Die Sedimentation klastischen Materials unter ariden Verhältnissen dauerte an (SCHRIELS ru 6) und überdeckte schließlich auch die Melaphyre (Zwischensedimente). In die roten Sandsteine eingeschaltet finden sich partiell verkieselte Kalkkrusten von mehreren Metern Mächtigkeit.

Die Auffüllung des Ilfelder Troges mit Abtragungsschutt wurde nun erneut durch vulkanische Ereignisse unterbrochen. Im alten Zentrum des Beckens wurde eine Folge differenzierter Schmelzen gefördert, die die sog. Porphyritdecke (max. 300 m Mächtigkeit) aufbauen. Es handelt sich hierbei um autometasomatisch veränderte latitische Ergußgesteine, deren Tuffe im weiten Kranz die Ergußdecken umspannen. Wahrscheinlich erst gegen Ende

¹⁾ Nach neuesten Untersuchungen von VIERECK (1978) konnte die Ausdehnung bis in den Bereich des Gr. Knollen nachgewiesen werden (Anm. d. Red.).

der Eruptionen rissen am westlichen Rande des Troges Spalten auf, die alkalirhyolithische Magmen förderten (Felsitporphyre westl. Bad Sachsa). Gegenüber der älteren Vorstellung soll ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß die Rhyolithe von Bad Sachsa und die Latite bis Rhyolithe der Ilfelder Decken petrogenetisch (MÜLLER 1962, SCHNEIDER 1963) nicht voneinander getrennt werden dürfen und mit dem sogenannten Zwischensediment (SCHRIELS ru 6) auch stratigraphisch das gleiche Liegende besitzen (Abb. 2). Alle Vulkanite des Ilfelder Rotliegenden einschließlich der unteren Serie von Basiten sind durch sehr hohe Kalium-Gehalte gekennzeichnet und zeigen hierin eine deutliche Verwandtschaft zu den Ganggesteinen des Mittelharzes (Siehe auch dieses Heft S. 25).

Die latitischen bis rhyolithischen Glas- und Kristalltuffe wurden zum großen Teil als Lockermassen umgelagert, partiell mit brecciösem Schutt und anderem klastischen Material vermischt und füllten als Schuttströme die Senke zwischen der Decke im Osten und dem Beckenrand mit den Alkali-Rhyolithen im Westen (Abb. 2).

Die Gliederung der pyroklastischen Sedimente von SCHRIEL in 4 Stufen (ru 7–10) hat nur begrenzten Wert. Nach den Mineralbeständen lassen sich zwei Arten von Tuffen unterscheiden. Die zuerst gefördertten Glastuffe (ru 7 und 8 SCHRIELS) enthalten Andesin-Oligoklaseinsprenglinge in einer heute rekristallisierten kalifeldspathaltigen Grundmasse. Die typischen Strukturen der ehemaligen Glaspartikel sind teilweise noch sehr gut erhalten (Abb. 3).

In den Tuffen, die vorwiegend das ru 9 und 10 SCHRIELS ausmachen, fehlen hingegen die Plagioklaseinsprenglinge gänzlich. Dafür treten in den Kristalltuffen bis zu 60 Vol.-% idiomorphe Sanidinkristalle auf. Ferner sind für sie bis zu 5 mm große korrodierte Quarzeinsprenglinge typisch, die teilweise Gas-Flüssigkeitseinschlüsse enthalten (Abb. 4).

Alle diese Tuffe stammen ihren mineralogischen und petrographischen Merkmalen entsprechend aus den gleichen Förderstellen, die die Schmelzen der Ilfelder Ergußgesteinsdecken lieferten. SCHRIELS Meinung, daß die Tuffe des ru 9 und 10 von den Felsitporphyren bei Bad Sachsa herkommen, wurde schon von KRUCKOW (1952) bezweifelt und konnte auch von MÜLLER (1962, 1965) nicht bestätigt werden.

Nach dem Abklingen der vulkanischen Tätigkeit wurden die oberen Teile der Decken denudiert. Ihre Schuttmassen bilden das Porphyrkonglomerat (SCHRIELS ru 11, STEINERS

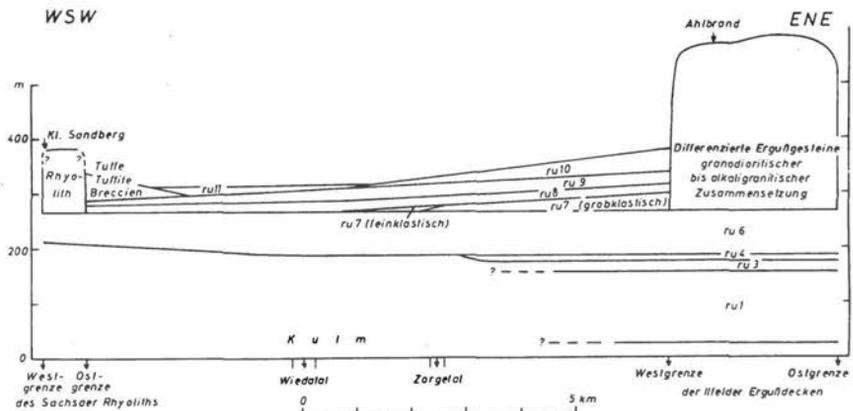


Abb. 2. Schematischer Schnitt des Südharzer Rotliegenden (10fach überhöht).

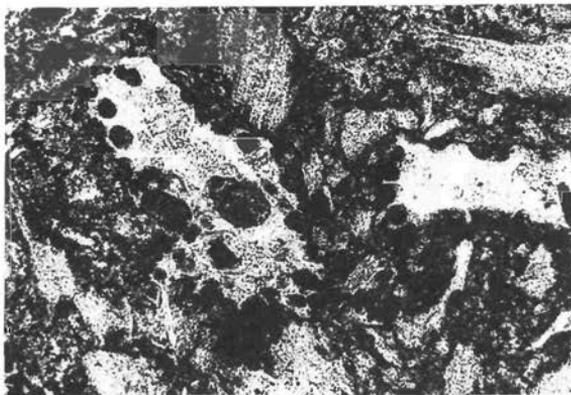


Abb. 3. Strukturen rekristallisierter Glaspartikel in einem Tuff an der Straße Unterzorge-Wieda zwischen km 3,0 und 3,2. Vergrößerung: 54-fach.

ro 1). Anschließend wurde die weitgehend eingeebnete Landschaft von Flugsanden überdeckt (Walkenrieder Sand) und vom Zechsteinmeer überflutet.

Exkursionsroute (siehe Karte der Abb. 5)

Ausgangsort: Waldschwimmbad Zorge im Kunzenbachtal, Nordausgang des Ortes Zorge. 2,5 Stunden Fußmarsch oder Befahrung der gesperrten Forstwege mit Sondergenehmigung des Forstamtes Walkenried.

Das Kunzenbachtal aufwärts bis zur Einmündung des Kl. Kunzenbachs in den Gr. Kunzenbach. Rechts ab in das Tal des Kl. Kunzenbachs. Vorsicht! Im Kl. Kunzenbach verläuft die Grenze zur DDR.

(1) Nach 500 m auf der rechten westlichen Seite kleiner Steinbruch in der Südharz-Grauwacke, welche die Rotfärbung der präpermischen Landoberfläche zeigt. Es folgt schon stark überwachsen das Profil der fanglomeratischen Sedimente des ru 1 (Abb. 1). Bemerkenswerterweise enthalten die Fanglomerate Tonhorizonte, deren Corrensit-Anteile trotz ihres hohen Alters von 250 Millionen Jahren noch quellfähig sind. Sie wurden aus Gruben 150 m oberhalb des Forstweges gewonnen und unter anderem als Bett zur Abdichtung des Schwimmbades Zorge verwendet. Blick nach Osten über die Grenze zum Gr. Ehren-Berg, der aus mächtigen Ergußgesteinsdecken des Perm aufgebaut wird.

(2) Nach 800 m Wanderung bachaufwärts am Ehrenplan Rhyolith der Ilfelder Decken (Probe 813 Chem. Anal. in A. SCHNEIDER 1963).

(3) Nun nach W in das obere Elsachtal. Nach 1 km Aufschlüsse rechts des Forstweges mit weißfleckigen roten und grünen Sandsteinen des ru 6 (Zwischensediment-Hangendes der basischen unteren Ergußdecke und Liegendes der oberen sauren Ergußdecken). Im hangenden Grenzbereich sind in die Sandsteine partiell verkieselte Kalke einer Eindampfungspfanne eingelagert, deren Blöcke am Forstwege liegen.

(4) Im Elsachtal und an der nördlichen Bachschulter kohlenstoff- und pyrithaltige Schiefertone (Brandschiefer des ru 2 als Vertreter der Kohleflöze). Diese Schiefertone enthalten zahlreiche Pflanzenfossilien (STERZEL 1901, SCHRIEL 1954), vor allem Arten von *Callipteris*, *Calamites*, *Pecopteris*, *Walchia*, *Cordaitea* u. a.

Rückkehr durch das Gr. Tränkenttal zum Ausgangsort.

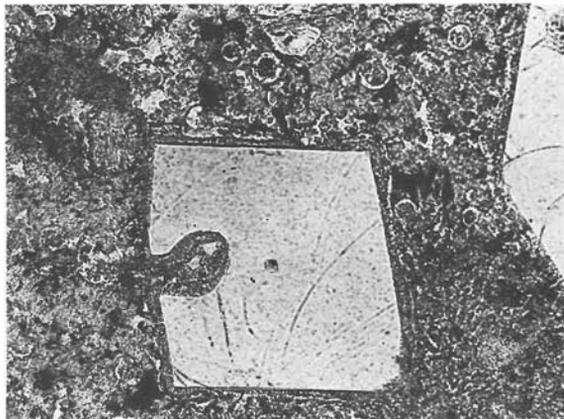


Abb. 4. Korrodiertes Quarzeinsprengling in einer Porphyrbrekzie, der einen Gas-Flüssigkeitseinschluß zeigt. Ostertal, Bad Sachsa. Vergrößerung: 54-fach.

Vom Nordausgang Zorge nach Süden durch den Ort Zorge hindurch bis nach Untorzorge, rechts abbiegen auf die Straße nach Wieda.

(5) Nach 300 m sind links an der bis zu mehr als 10 m hohen Straßenböschung auf eine Länge von 200 m rekristallisierte Glastuffe des ru 7 und ru 8 aufgeschlossen (MÜLLER 1962, 1965).

(6) Nach weiteren 400 m Richtung Wieda rechts in der Straßenböschung gegenüber einem großen Parkplatz ein geschichtetes Porphyrkonglomerat mit Ergußgesteinsgeröllen bis zu 300 mm \varnothing . Die mürben Zwischenmittel sind tuffogener Natur (SCHRIELS ru 11, ro 1 nach STEINER 1966).

Fahrt zum nördlichen Ortsausgang von Walkenried. Abbiegen nach Osten ehemalige Straße nach Ellrich (jetzt DDR).

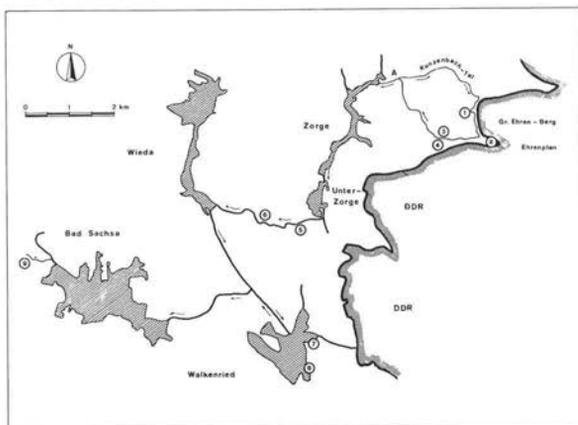


Abb. 5. Exkursionsroute durch das Südharzer Rotliegende.

(7) S der Straße liegen am östlichen Ortsende von Walkenried am Nordhang des Kupferberges aufgelassene Sandgruben, welche Formsande für die Eisengießereien in Wieda, Zorge und Bad Lauterberg geliefert haben. Der Walkenrieder Sand (ru 12 SCHRIELS, ro 1 nach STEINER 1966) zeigt in 10 m hohen Aufschlüssen schöne Kreuzschichtungen. Es handelt sich um terrestrische Flugsande, die im Grenzbereich des Meeres abgelagert wurden analog zu den heutigen Verhältnissen im Küstenbereich der Sahara gegen den Atlantik. Tatsächlich handelt es sich um einen gering verfestigten Sandstein, dessen Formqualität durch den Gehalt von Kaolinit und Illit im Bindemittel bestimmt wird (11,6% Ton im Sandstein dieses Aufschlusses). Zur Kloosterruine Walkenried im Ortskern. Hinter der Ruine im Bachbett der Wieda findet sich der nächste Aufschluß.

(8) Dort wird mit einer gut sichtbaren Diskordanz der Walkenrieder Sand transgressiv vom Zechsteinkonglomerat, dem Kupferschiefer und dem Zechsteinkalk überlagert. Dieser Aufschluß wurde als Fundort von gut erhaltenen Exemplaren des Fisches *Palaeoniscus freieslebeni* bekannt (Aufschluß 29 mit schematischer Skizze der Geolog. Wanderkarte Harz).

(9) Hinter dem Kurpark von Bad Sachsa am Tennisplatz biegt von der Straße zum Katzenstein das Kuckanstal in westl. Richtung ab. Dort finden sich nach 250 m rechts und links des Weges Aufschlüsse in Felsklippen feinlamellar ausgeflossener Rhyolithschmelzen. In den Felswänden zeigen sich die Hohlräume großer ehemaliger Gasblasen, die von den Lamellen umflossen werden (SCHNEIDER 1963).

Schriftenverzeichnis

- MÜLLER, G. (1962): Klastische und pyroklastische Sedimente des Südharzer Rotliegenden. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **8**, 440–490.
- MÜLLER, G. (1965): Beiträge zur Stratigraphie des Südharzer Rotliegenden. Geol. Jb. **82**, 755–770.
- SCHNEIDER, A. (1963): Rhyolithischer Vulkanismus des Südharzer Rotliegenden. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **9**, 148–174.
- SCHWAB, M. (1970): Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Permosiles Mitteleuropas. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A. Geol. Paläont. **15**, 29–45.
- STEINER, W. (1966): Das Rotliegende des Ilfelder Beckens und seine Beziehungen zu benachbarten Rotliegendevorkommen. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A. Geol. Paläont. **11**, 67–118.
- VIERECK, L. (1978): Geologische Untersuchungen im Gebiet des Gr. Knollen mit besonderer Berücksichtigung der Rotliegend-Vulkanite. Dipl.-Arbeit (unveröffentl.), Geologisches Institut Univ. Göttingen.

Auf eine ausführliche Literaturangabe muß aus räumlichen Gründen verzichtet werden, jedoch findet sich die ältere Literatur sämtlich in den oben zitierten Publikationen, vor allem in der umfassend referierenden Arbeit von W. STEINER (1966).

Über die Alkalirhyolithgänge im Gebiet des Großen Knollen, Harz

Von Mustafa ERGIN, Göttingen

Im Raum nördlich von Bad Lauterberg im Harz befinden sich eine Reihe sog. „Quarzporphyrgänge“ (vgl. Blatt Bad Lauterberg, SCHRIEL 1938). Sie haben außer einer geologischen Bearbeitung (SCHRIEL 1939, 1954) nie eine petrographische Untersuchung erfahren. Eine neue geologische Kartierung des Gebietes findet sich bei VIERECK (1978).

Zwei Gänge von dort wurden petrographisch untersucht. Eine Probe (Nr. 184) entstammt dem großen, neu aufgeschlossenen Porphyrgang, der am Waldweg 170 m südlich des Aussichtsturms des Großen Knollen in 610 m Höhe ansteht, die andere (Nr. 192), einem Porphyrgangvorkommen unterhalb der Knollenstraße in 580 m Höhe, 525 m NW des Aussichtsturms (vgl. Abb. 1). Nach VIERECK (1978) beträgt die maximale Breite der „Porphyr“-Gänge etwa 25–30 m, und ihre maximale Einsprenglinggröße (Feldspäte) mit etwa 15 mm nimmt zum Rande der Gänge hin kontinuierlich ab. Die eigentlichen Randzonen haben ungefähr 0,5–1 Meter Mächtigkeit, wobei sich der Grundmassefarbton von Violettbraun im inneren Teil des Ganges bis zu grünlichen Farben im Kontaktbereich mit dem Nebengestein verändert. Die Gänge sind nach VIERECK (1978) durch postpermiische (vermutlich oberkretazische) Bewegungen stellenweise bis maximal 40 m versetzt.

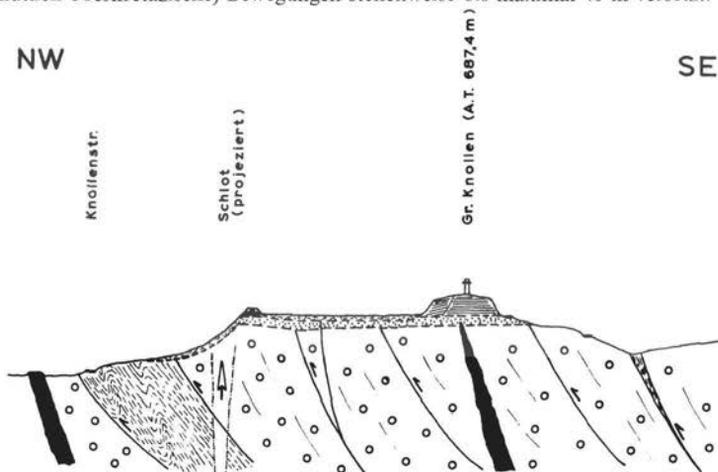


Abb. 1. Schematisches Profil des Gr. Knollen aus VIERECK (1978). Horizontale Schraffen: Alk.-Rhyolith-Decke (Reste); schwarz: Alk.-Rhyolith-Gänge; fein punktiert: Rotliegend-Sedimente; offene Kreise: Tanner Grauwacke; fein gestrichelt, z. T. gefaltet: pelitisch-carbonatisches Devon; kurze wirre Striche: Hangschutt und -gleitschollen. Die Lage des eingezeichneten Schlotes (Pfeil) ergab sich aus Gelände- und vulkanotektonischen Untersuchungen. Dem linken Porphyrgang entstammt Probe Nr. 192, dem rechten Probe Nr. 184.

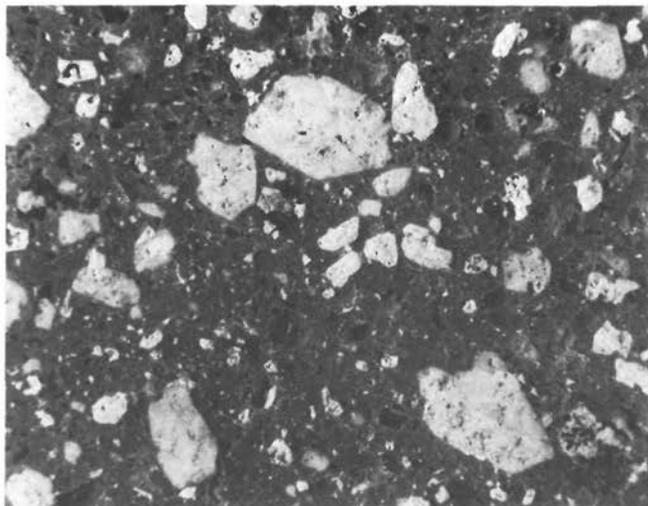


Abb. 2. Gesteinsanschliff von Probe Nr. 184 südl. des Gr. Knollen. Einsprenglinge: hell Kalifeldspäte, dunkelgrau bis schwarz Quarz. Maßstab 2,5:1.

Abb. 2 zeigt, wie reich diese grobporphyrischen Ganggesteine an Einsprenglingen sind. Ihre Grundmasse ist aber so feinkörnig, daß sie optisch nicht ausgezählt werden kann. In ihr befinden sich bis 3 mm messende Hohlräume.

Die Quarz-Einsprenglinge, meist um 2 mm, aber auch bis 4 mm messend, sind überwiegend xenomorph bis hypidiomorph ausgebildet und zeigen deutliche Korrosionserscheinungen. Fast sämtliche Quarzeinsprenglinge sind durch einen dünnen Chalcedon-Saum umgeben, dessen Dicke um 0,06 mm beträgt. Häufig enthalten die Quarze Einschlüsse von Alkalifeldspat, Biotit, und bei starker Vergrößerung werden winzige Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse sichtbar.

Zwei Generationen von Alkalifeldspat-Einsprenglingen – die eine kleiner (1–4 mm), die andere größer (3–12 mm messend) – werden beobachtet (vgl. Abb. 2). Sie sind idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet und häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Die größeren sind stark korrodiert, wodurch Löcher von 0,05–2,0 mm entstanden, die in einigen Fällen bis 50 Vol.-% des Gesamtkristalls ausmachen können (Abb. 3). Eine solche Erscheinung ist bei den Kalifeldspat-Kleinkörnern selten zu beobachten. Eine weitere bemerkenswerte Beobachtung bei den Kalifeldspat (KF)-Großeinsprenglingen ist, daß sie aus zwei KF-Arten bestehen, wobei sich die eine als primärer, ursprünglicher Kristall, und die andere als spätere, sekundäre Bildung erweist. In den Hohlräumen und Rissen der KF-Einsprenglinge sind oft faserige Quarzin-Ausscheidungen zu beobachten. Die Kalifeldspäte sind z. T., meist die kleineren, autohydrothermal umgewandelt. Als Umwandlungsprodukte entstanden Sericit und auch etwas Chlorit. In manchen Fällen geht die Sericitisierung so weit, daß jetzt nur mehr eine Sericit-Pseudomorphose nach Feldspat vorliegt.

Biotit-Einsprenglinge sind in der Regel bis knapp einen mm groß und finden sich außer in der Grundmasse auch als Ein-schluß in Quarz- und KF-Einsprenglingen. Nach der Lichtbrechung handelt es sich um einen Lepidomelan mit etwa $\text{Fe}_{40}\text{Mg}_{60}$ -Zusammensetzung. Ausgehend von Spaltrissen und vom Rand erfolgt eine Opazitisierung durch Haematit.

Als Akzessorien treten Zirkon, Apatit und Erz auf. Kleine Bruchstücke von Feldspat-Biotit-Glimmerschiefern aus dem tieferen Untergrund werden als Fremdeinschlüsse beobachtet.

Chemismus der Alkalirhyolith-Gänge

Die Ergebnisse der chemischen Analysen der beiden untersuchten „Porphyrgänge“ sind in Tab. 1 einer Analyse der Rhyolith-Decke des Großen Knollen (SCHNEIDER 1963) gegenübergestellt. In Tab. 2 ist die chemische Zusammensetzung der Grundmasse allein und in Tab. 3 die Durchschnittszusammensetzung der KF-Einsprenglinge aufgeführt. Wie die Analysen der Tab. 1 und 2 zeigen, handelt es sich bei den beiden Ganggesteinen, wie auch der Rhyolith-Decke des Großen Knollen um extrem Natron-arme und sehr Kalium-

Tab. 1. Chemische Analysen der zwei untersuchten „Porphyrgänge“ und der Rhyolith-Decke (SCHNEIDER 1963) des Großen Knollen.

	„Porphyrgang“ Probe 184 südl. Gr. Knollen Gew.-%	„Porphyrgang“ Probe 192 NW Gr. Knollen Gew.-%	Decke Gr. Knollen SCHNEIDER (1963) Gew.-%
SiO ₂	70,19	73,47	75,22
TiO ₂	0,62	0,30	0,13
Al ₂ O ₃	14,45	12,47	12,75
Fe ₂ O ₃	1,36	1,27	1,10
FeO	1,06	1,04	0,17
MnO	0,07	0,01	0,02
MgO	0,49	0,57	0,49
CaO	0,09	0,20	0,29
Na ₂ O	0,52	0,41	0,82
K ₂ O	10,12	9,02	7,53
H ₂ O ⁺	n. best.	0,80	0,93
H ₂ O ⁻	0,40	0,57	0,73
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,03
CO ₂	n. gef.	n. gef.	n. gef.
Summe	99,41	100,18	100,21

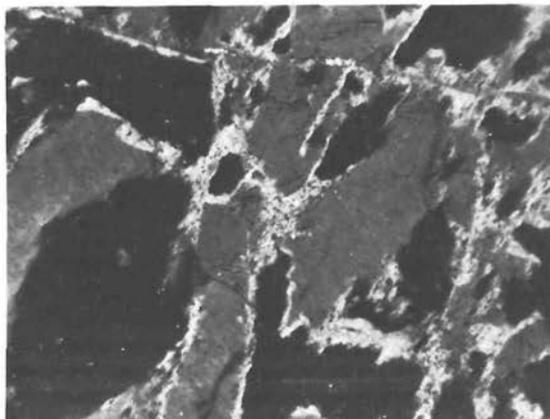


Abb. 3. Dünnschliff von Probe Nr. 184, gekreuzte Polarisatoren. Schwammartig korrodierter Sanidin-Großeinsprengling mit Or₈₁Ab₁₈An₁ (grau) mit beginnender Umwandlung in Orthoklas mit Or₉₂Ab₇An₁ (hell). Schwarz: Löcher. Maßstab 35:1.

Tab. 2. Chemismus der Grundmasse der beiden untersuchten „Porphyrgänge“.

	„Porphyrgang“, Probe 184 südl. Gr. Knollen Gew.-%	„Porphyrgang“, Probe 192 NW Gr. Knollen Gew.-%
SiO ₂	75,42	75,17
TiO ₂	0,61	0,56
Al ₂ O ₃	11,49	11,96
Fe ₂ O ₃	1,60	1,44
FeO	0,28	0,51
MnO	n. gef.	n. gef.
MgO	n. gef.	n. gef.
CaO	0,03	0,04
Na ₂ O	0,44	0,36
K ₂ O	9,91	9,52
H ₂ O ⁺	n. gef.	n. gef.
H ₂ O ⁻	0,13	0,30
P ₂ O ₅	0,05	0,10
CO ₂	n. gef.	n. gef.
Summe	99,96	99,96

Tab. 3. Durchschnittliche Zusammensetzung der Kalifeldspateinsprenglinge der beiden „Porphyrgänge“. Aus chemischen Teil-Analysen bestimmt.

Probe	Klein-Körner			Groß-Körner		
	Or	Ab	An	Or	Ab	An
Nr. 184, Gang südlich des Großen Knollen	95,1	3,5	1,4	86,0	13,0	1,0
	einheitliche Orthoklase			Sanidin und Orthoklas verwachsen		
Nr. 192, Gang NW des Großen Knollen	93,3	4,3	2,4	87,0	12,0	1,0
	einheitliche Orthoklase			Sanidin und Orthoklas verwachsen		

reiche Gesteine, wie sie so nur selten zu beobachten sind. Sehr interessant ist, daß von Ost nach West der geringe CaO-Gehalt in den Gängen zuzunehmen scheint. Im Gang südlich des Gr. Knollen (Probe Nr. 184) ist kein Plagioklas enthalten. Bei Probe Nr. 192 sind Spuren und noch weiter westlich, an der Pagelsburg, eine deutliche Plagioklas-Führung zu beobachten.

Der modale Mineralbestand

Der Gesamt-Mineralbestand der beiden Ganggesteine war wegen der äußersten Feinkörnigkeit der Grundmasse, die bis zu 60 Vol.-% ausmacht, nur aus den chemischen Bauschanalysen zu berechnen. Die Einsprenglinge wurden jedoch an 12 × 12 cm messenden Gesteinsplatten optisch ausgezählt (vgl. Abb. 2). Die Ergebnisse sind in der Tab. 4 zusammengestellt. Dabei wurde zwischen ursprünglichem und jetzigem Mineralbestand unterschieden, da, wie eingangs erwähnt, ein Teil der Kalifeldspäte jetzt sericitisiert vorliegt und der Biotit opazitisiert wurde.

Zur Nomenklatur

Aus dem modalen Mineralbestand der drei hellen Gemengteile – vgl. Tab. 5 – ergibt sich im STRECKEISEN (1967)-Diagramm, daß die beiden Ganggesteine, wie auch die Rhyolith-Decke des Großen Knollen, ins Feld der Alkalirhyolithe fallen. Da in den drei Fällen der

Tab. 4. Modaler Mineralbestand der beiden Alkalirhyolithgänge und der Alkalirhyolith-Decke des Großen Knollen.

	Probe 184 (südl. Gr. Knollen)		Probe 192 (NW Gr. Knollen)		Große Knollen-Decke (SCHNEIDER 1963)	
	urspr.	jetzt	urspr.	jetzt	urspr.	jetzt
	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%
Quarz (z. T. Einspr.)	21,5	32,3	30,6	38,1	31	41
Kalifeldspat (z. T. Einspr.) v. Orthoklas Or ₉₅ Ab ₀₄ An ₀₁ und Sanidin Or ₈₁ Ab ₁₈ An ₀₁)	73,4	50,7	63,4	49,7	65	43
					Sanidin Or ₈₀ Ab ₁₈ An ₀₂	
Muskovit (pseud. n. KF)	—	11,8	—	7,4	—	12
Biotit (als Einspr.)	4,1	3,2	4,9	3,1	3,5	3,5
Erz (z. T. Haematit),	1,0	2,0	1,1	1,7	0,5	0,5
Zirkon u. Apatit						
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Dichte*), gem.	2,46 g · cm ⁻³		2,45 g · cm ⁻³		—	
Dichte, berechnet	2,64 g · cm ⁻³		2,63 g · cm ⁻³		—	

*) Einschl. etwa 4 Vol.-% Hohlräume.

Tab. 5. Mineralbestand (Vol.-%) der hellen Gemengteile (Alkalifeldspat, Plagioklas, Quarz) der drei Gesteine von Tab. 1 für das STRECKEISEN (1967)-Diagramm der Vulkanite.

	Probe Nr. 184 S Gr. Knollen	Probe Nr. 192 NW Gr. Knollen	Decke Gr. Knollen
Quarz	22,8	31,6	31,7
Alkalifeldspat	77,2	68,4	68,3
Plagioklas	0,0	Sp.	Sp.

Plagioklasgehalt höchstens Spuren ausmacht, liegen die Projektionspunkte im STRECKEISEN'schen Dreiecksdiagramm aller drei Gesteine direkt auf der Verbindungslinie AKF-Q. Da, wie weiter unten noch ausgeführt, in den Gängen ein Teil (Groß-Einsprengl.) und in der Decke alle Kalifeldspäte noch als Sanidin (SCHNEIDER 1963) vorliegen, sollten diese Gesteine als Alkalirhyolith bezeichnet werden.

Die Kalifeldspäte

Wegen der Bedeutung der Einsprenglingsfeldspäte für die Gesteine wurden diese noch besonders detailliert untersucht. Es wurden dabei optische Bestimmungen, röntgenogr. Pulveraufnahmen, naßchemische Teilanalysen, Mikrosondenanalysen und IR-spektroskopische Methoden angewendet. Die Feldspäte der Grundmasse konnten nur röntgen-diffraktometrisch bestimmt werden. Auf die Einzelergebnisse kann hier nicht eingegangen werden, sie finden sich in ERGIN (1978).

Zusammenfassend kann gesagt werden: Die (131)-Reflexe aller Feldspäte sind nicht aufgespalten. Ihre Triklinität Δ beträgt 0,0 (GOLDSMITH & LAVES 1954). Nach dem Drei-

Tab. 6. Zusammensetzung und optische Daten der untersuchten Kaliefeldspäte.

Kali-Feldspat	Probe 184 südl. des Gr. Knollen	Probe 192 NW des Gr. Knollen
Klein-Einsprenglinge 1. Generation, einheitliche Orthoklase	Or ₉₅ Ab ₄ An ₁ 2 V _x 53° AE ⊥ (010)	Or ₉₄ Ab ₄ An ₂ 2 V _x 55° AE ⊥ (010)
Groß-Einsprenglinge 2. Generation, Verwachsung zweier Feldspäte		
Sanidin (Tief-), primär	Or ₈₁ Ab ₁₈ An ₁ 2 V _x 37° AE ⊥ (010)	Or ₈₁ Ab ₁₈ An ₁ 2 V _x 34° AE ⊥ (010)
Orthoklas (Hoch-), sekundär	Or ₉₂ Ab ₇ An ₁ 2 V _x 51° AE ⊥ (010)	Or ₉₂ Ab ₇ An ₁ 2 V _x 50° AE ⊥ (010)
Grundmasse-Feldspat	Or ₉₅ (Ab + An) ₅ Opt. Daten nicht bestimmbar	Or ₉₅ (Ab + An) ₅ Opt. Daten nicht bestimmbar

Peak-Diagramm ($\bar{2}01$, 060 , $\bar{2}04$) von WRIGHT (1968) haben – Einsprenglinge wie Grundmassefeldspäte – alle anomale Zelldimensionen. Die weiteren Daten sind in Tab. 6 zusammengefaßt.

Zur Genese der Gesteine

Die Alkalirhyolith-Decken und -Gänge gehören genetisch sicher zusammen, wie ihr Chemismus zeigt. Nach VIERECK (1978) wurde auch bei der neuen Kartierung keine direkte Verbindung eines Ganges mit einer Decke gefunden, jedoch konnte der östliche Gang (vgl. Abb. 1) bis in die Rotliegendesedimente, ca. 5 m unterhalb der Alkalirhyolithdecke des Großen Knollen verfolgt werden. Der Gang zeigt dabei bis oben hin keine textuellen und mineralbestandsmäßigen Änderungen. Er unterscheidet sich damit stark von der darüberliegenden Alkalirhyolithdecke, die nur Sanidin als Einsprenglinge hat.

Aus experimentellen Untersuchungen im Granit-System (TUTTLE & BOWEN 1958, LUTH et al. 1964, JAMES & HAMILTON 1969, WINKLER 1976 und WINKLER et al. 1975) geht hervor, daß Schmelzen von der Zusammensetzung, wie sie diese Alkalirhyolithe haben, nicht als Differentiationsprodukt, z. B. vom Brockengranit-Magma, ableitbar sind. Sie können nur anatektisch aus K-reichen und sehr Na-armen Ursprungsgesteinen (Arkosen, Biotit-reiche Schiefer usw.) abgeleitet werden, wie es SIGHINOLFI & CONCEAÇO (1975) für ihre ähnlich Na-armen Alkalirhyolithe von West-Bahia, Brasilien, angenommen haben.

Die Anatexis zur Bildung solcher K-reicher Schmelzen benötigt, wie aus dem Granit-System ersichtlich, aber merklich höhere Temperaturen, als sie sonst für eine normale Granit-Bildung ausreichen. Auch für den Erguß einer granitischen Schmelze an der Oberfläche als Rhyolith werden höhere Ausgangstemperaturen der Schmelze als sie bei normalen Graniten vorhanden sind, verlangt (WINKLER 1962). Daß solche höheren Temperaturen tatsächlich im tiefen Untergrund des Harzes generell geherrscht haben müssen zeigt, daß wir es beim Brocken-Granit mit einem Hochpluton zu tun haben (DAHLGRÜN 1950, WINKLER d. H. S. 38).

Die Kristallisations-Verhältnisse der Alkalirhyolith-Gänge lassen sich aus dem Granit-System gut verstehen. Auf sie kann aber im Einzelnen im Rahmen dieser Arbeit nicht eingegangen werden. Siehe dazu ERGIN (1978).

Es wird dort folgender Ablauf abgeleitet: Bei etwa 940°C und etwa 250 Bar Druck (etwa 1 km Tiefe) haben sich die KF-Klein-Einsprenglinge mit Or_{95} auszuscheiden begonnen, zu denen nach Erreichen der kotektischen Linie Quarz-Einsprenglinge hinzukamen. Beim endgültigen Aufdringen in die heutige Lage und Druckentlastung – die Probenentnahmen liegen etwa 100 m unterhalb der ehemaligen Landoberfläche, was Drücken von rund 26 Bar entspricht – werden Quarz und KF-Klein-Einsprenglinge instabil und besonders der Quarz stark korrodiert. Dann kristallisiert weiterer Kalifeldspat, nun offensichtlich unter neuer Keimbildung mit Or_{81} (Groß-Einsprenglinge, Tief-Sanidin) aus. Sie sind jünger als die Klein-Einsprenglinge, die oft als Einschlüsse in ihnen auftreten.

Die 1. Generation (Klein-Einsprenglinge) hat hohen Or-Gehalt (Or_{95}) und fällt in den Bereich, bei dem selbst bei niederen Temperaturen keine Entmischung auftritt. Die Groß-Einsprenglinge mit $Or_{81}Ab_{18}An_1$ konnten sich wegen der schnellen Abkühlung nicht entmischen. Bemerkenswert bei den Groß-Einsprenglingen (Tief-Sanidin) ist ihre Korrosion zu schwammartigen Gebilden und die teilweise Umwandlung derselben längs Spalttrissen und den Löcher-Grenzen in einen Or-reichen (Or_{92}) Orthoklas (siehe Abb. 3). Diese Erscheinung kann verschieden gedeutet werden. Sie wird hier einer K-Metasomatose K-reicher autohydrothormaler Lösungen zugeschrieben.

Herrn Prof. KORITNIG sei für die Anregung zu dieser Arbeit und wertvolle Diskussionen gedankt. Herrn Dipl.-Min. MIELKE für die Unterstützung bei den chemischen Analysen.

Schriftenverzeichnis

- DAHLGRÜN, F. (1950): Die zonale Verbreitung der Gangformationen des Brockenplutons im Harz. Z. Erzbergbau, Metallhüttenw., 3, H. 4.
- ERGIN, M. (1978): Mineralogisch-petrologische Untersuchungen der sog. „Quarzporphyrgänge“ des Südharzer Rotliegenden aus der Umgebung des Großen Knollen. Unveröffentl. Dipl.-Arbeit, Univ. Göttingen.
- GOLDSMITH, J. R. & LAVES, F. (1954): The microcline-sanidin stability relations. Geochim. Cosmochim. Acta 5, 1–19.
- JAMES, R. S. & HAMILTON, D. L. (1969): Phase relations in the system $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ — SiO_2 at 1 kb water vapour pressure. Contr. Miner. Petrol. 21, 111–141.
- LUTH, W. C., JAHNS, R. H. & TUTTLE, O. F. (1964): The granite system at pressures of 4 to 10 kb. J. Geophys. Research 69, 759–773.
- SCHNEIDER, A. (1963): Rhyolithischer Vulkanismus des Südharzer Rotliegenden. Beitr. Miner. Petrogr. 9, 148–174.
- SCHRIEL, W. (1938): Geol. Karte von Preußen 1:25000 Blatt Bad Lauterberg Nr. 4328.
- SCHRIEL, W. (1939): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25000 Blatt Bad Lauterberg Nr. 4328 Berlin.
- SCHRIEL, W. (1954): Die Geologie des Harzes. Wirtschaftswiss. Ges. z. Studium Niedersachsens E. V., Hannover.
- SIGHINOLFI, G. P. & CONCEÇÃO, T. M. L. (1975): Petrology and Chemistry of Precambrian Alkaline Rhyolites from Western Bahia (Brazil). Tschermaks Min. Petr. Mitt. 22, 218–235.
- STRECKEISEN, A. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Miner. Abh. 107, 144–240.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O . Geol. Soc. Amer. Mem. 74.
- VIERECK, L. (1978): Geologische Untersuchungen im Gebiet des Gr. Knollen mit besonderer Berücksichtigung der Rotliegend-Vulkanite. Unveröffentl. Dipl.-Arbeit, Univ. Göttingen.
- WINKLER, H. G. F. (1962): Viel Basalt wenig Gabbro – wenig Rhyolith und viel Granit. Beitr. Miner. Petrogr. 8, 222–231.
- WINKLER, H. G. F. (1976): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag New York–Heidelberg–Berlin.
- WINKLER, H. G. F., BOESE, M. & MARCOPOULOS, T. (1975): Low temperature granitic melts. N. Jb. Miner. Mh. 245–268.
- WRIGHT, T. L. (1968): X-ray and optical study of alkali-feldspar; II. Amer. Miner. 53, 88–104.

Wichtige Mineralien-, Gesteins- und Fossilfundpunkte im Westharz und an seinen Rändern*)

Von Kurt MOHR, Clausthal

Der Harz und seine unmittelbare Umgebung ist, im Gegensatz zu anderen deutschen Mittelgebirgen, sehr reich an guten Aufschlüssen mit stellenweise ausgezeichneter Mineralien-, Gesteins- und Fossilführung. So schrieb denn auch der große Harzgeologe K. A. LOSSEN (1889) in Harzburg: „Der Harz gilt nach Heinrich von DECHENs erprobtem Urteil seit Anbeginn der Geologie als ein Kleinod unter den Gebirgen der Erde und wird, wie ich hinzu- setze, diesen Rang stets behaupten. Denn in ihm hat uns der Schöpfer das Buch der Natur in knapper modellklarer und meisterhaft vollendeter Form überreich an Inhalt aufgeschlagen“. Auch die Bezeichnung „Goldene“ oder „Klassische Quadratmeile der Geologie“ für das Gebiet zwischen Langelsheim-Goslar und Bad Harzburg ist nicht übertrieben, wenn man bedenkt, daß dort auf engstem Raum die geologischen Ablagerungen vom Unterdevon bis hinauf zum Pleistozän beobachtet werden können. Dazu gesellen sich noch weitere interessante geologische Phänomene, wie Transgressionen, die Harzaufschubung mit der Aufrichtungszone, und noch andere mehr.

Die nachfolgend aufgeführten Lokalitäten sollen zunächst einen Querschnitt durch die Schichten- folge, den Bauplan (Tektonik) und den Magmatismus des Westharzes vermitteln. Der unmittelbare mesozoische Harzrand wurde in die Aufschlußbeschreibung mit einbezogen. Vor allem aber werden die in den Aufschlüssen vorkommenden Mineralien, Gesteine und Fossilien erwähnt und kurz beschrieben. Die Aufschlüsse wurden, nach ihrer regionalen Verbreitung in den geologischen Harzeinheiten gegliedert, in einzelne Abschnitte zusammengefaßt. Die Nummern der Lokalitäten beziehen sich auf die Nummern in der Abb. 1. Für geologische Exkursionen werden die einschlägigen topographischen und geologischen Karten empfohlen. Als geographisch-topographische Übersichtskarte kann u. a. die Harzkarte des Harzklubs (M. 1:50000) benutzt werden. Zum Aufsuchen der Lokalitäten sind die topographischen Meßtischblätter gut geeignet. Die geologischen Übersichtskarten (M. 1:200000) von DAHLGRÜN (1933) und SCHRIEL (1956) sind leider vergriffen, ebenso die meisten der geologischen Meßtischblätter (M. 1:25000). Neu erschienen ist das geologische Meßtischblatt Clausthal-Zellerfeld, HINZE (1971); Bl. Osterode, JORDAN (1976), Bl. Seesen, HINZE (1976) und eine geologische Wanderkarte des West- harzes im Maßstab 1:100000, HINZE (ohne Jahr).

Oberharzer Devonsattel

1. Schalker Mulde, zwischen Oberschulenberg und Festenburg. Östlich des Damms des Schalker Teiches verlassener Steinbruch in unter- und mitteldevonischen Schiefen und Kalksandsteinen (Festenburg Schichten und obere *speciosus*-Schichten.). In der stark aufgeschürften braunen Bank langflügelige Spiriferen (*Spirifer paradoxus*), Trilobiten, Brachiopoden und Muscheln. Weiter auf der Forststraße nach Festenburg. An der rechten Straßenböschung Ostflügel der Schalker Mulde: *Calceola*-Schiefer mit *Calceola sandalina* und zahlreichen weiteren Korallen. Unter der kleinen Brücke schwarze Wissenbacher Schiefer, etwa 200 m weiter westlich stark Trilobiten-führend (*Phacops*, z.T. zahlreiche einzelne Facettenaugen!). Im Westflügel der Mulde wieder *Calceola*-Schiefer und obere *speciosus*-Schichten. Die Grenze Mittel-/Unterdevon bildet die 1 m mächtige, dunkelbraune *corbis*-Bank mit der Ostracode *Koslowskiella corbis* sowie Trilobiten usw. Weiter folgen die unteren *speciosus*-Schichten und die Festenburg Schichten. Zwischen der zweiten

*) Überarbeitete Fassung aus dem Sonderheft 17 zum Aufschluß 1968.

Brücke und dem Festenburger Forsthaus wieder lange Aufschlüsse an der Straßenböschung in außerordentlich fossilreichen *Calceola*-Schiefern.

2. Schalke, 5 km nordöstlich von Clausthal-Zellerfeld. An der Forststraße vom Auerhahn zum Gipfel unterdevonische Sandsteine und Quarzite (Schalker Schichten) mit Brachiopoden (vor allem *Spirifer lateiniscus*), Seelilienstielglieder, Schnecken u. a.

3a. Unteres Kellwassertal, an der Okertal-Vorsperre nördlich von Altenau. Locus typicus des Kellwasserkalkes. Z. Zt. Schurf am nördlichen Berghang 300 m SE der Vorsperre.

3b. Langes-Tal, Devonaufbruch mit Wissenbacher Schiefern, Stringocephalen- und Clymenienkalk. In kulmischen Alaunschiefern große Posidonien. Schuppentektonik!

4. Birkenburg, 10 m hohe Steilwand 1 km unterhalb der Sperrmauer an der Straße nach Oker. Kontaktmetamorphe *Calceola*-Schichten mit zahlreichen Korallen.

5. Rabenklippen, östlich der Birkenburg. Devonprofil von den Festenburger Schichten bis zum Clymenienkalk. In Rollstücken an der Straße kleine grüne Granate (Grossulare) in kontaktmetamorphem „Kramenzelkalk“.

6. Romkerhaller Wasserfallfelsen, Mittel- und Oberdevonkalke. Überkippte Falten und Aufschiebung. Im tektonisch Liegenden (auf der Talsohle) Grenze Kulm (Alaunschiefer) – Oberdevon (hellgraue Kalke).

7. Talbett der Oker, am Westhang löcherige Kalkknotenschiefer und Knollenkalke („Kramenzelkalk“).

8. Oker, südlicher Ortsausgang, Straßenschnitt. Hohe Aufschlüsse im Kahleberg-sandstein.

9. Erzbergwerk Rammelsberg, südlich Goslar. Am Westhang des Rammelsberges in überkippter Lagerung von unten nach oben: Wissenbacher Schiefer, *Calceola*-Schichten, Festenburger Schichten, am Fuße des Communion-Steinbruches dünne Lage aus synsedimentären sulfidischen Erzen (Pyrit, Kupferkies, Zinkblende u. a.).

10. Dachschieferbergwerk Glockenberg an der „Alten Chaussee“. Bis vor einigen Jahren Dachschiefergewinnung sowie Schiefersplitt und -Mehlherstellung.

11. Granetalsperre. 600 m langer und 61 m hoher Erdschüttungsdamm. Gewaltige Aufschlüsse in Wissenbacher Schiefern. Talaufwärts mit Diabaseinlagerungen (Kissen- und Mandelsteindiabase).

12. Hahnenklee, Hühnertalskopf, Cypridinschiefer mit Ostracoden, Kieselschiefer, Posidonienschiefer mit Posidonien.

13. Devonprofil nördlich Lautenthal. Großfalte am östlichen Innerste-Ufer. Satteln: Wissenbacher Schiefer (alter Dachschiefer-Bruch). Sattelflanken: Mittel- und Oberdevon (Kalkknollenschiefer, Kellwasserkalkbänke, Sedifluktionerscheinungen usw.) sowie Kulmkieselschiefer.

14. Devonprofil 2 km NW von Lautenthal, an der Straße Lautenthal-Seesen. Aufschlüsse in Kulmkieselschiefer und langes Devonprofil. In oberdevonischen Plattenkalken und Schiefern dunkle Kellwasserkalkbänke.

15. Wolfshagen. Großer Diabassteinbruch an der Grenze Eifel/Givet.

16. Sülte-Berg bei Langelsheim. Großer Diabassteinbruch an der Grenze Eifel/Givet. Sehr grobporphyrische Entwicklung des Diabases mit großen Feldspat- und Augit-Komponenten.

17. Innerste-Talsperre. Durch Eisenbahn- und Straßenverlegung neue große Aufschlüsse in Schiefern des Eifel bis höheren Oberdevon. Tonschiefer, Kalkbänderschiefer, Kalkknotenschiefer der Beckenfazies. 750 m langer und 32 m hoher Erdschüttungsdamm mit wasserseitiger Asphaltbetonschürze.

Iberg

1. Iberger Tropfsteinhöhle: Durch Sickerwässer und unterirdische Flußläufe in der Tertiär- und Quartärzeit durch Kalkauflösung entstanden. Weitere zahlreiche Erdfälle oder Dolinen.

2. Iberger Kaffeehaus. An der Auffahrt rotgefärbte Kulmgrauwacken (Einfluß der permischen Landoberfläche oder Beeinflussung durch Hydrothermen). An den Waldwegen Fossilauflösungen möglich (Korallen, Algen, Schnecken usw.).

3. Kalksteinbruch Winterberg. Bekannte Fossilfundpunkte auf der Oberstroße und Unterstroße Süd. Zahlreiche Vertreter der ausgestorbenen Tierwelt des ehemaligen Korallenriffes. Fundpunkte von Impsonit (Pyrobitumen) und Schwerspat.

Clausthaler Kulmhochfläche oder Kulmfaltenzone

1. Clausthal-Zellerfeld. Im Stadtgebiet und Umgebung zahlreiche alte Halden und Pingen des ehemaligen Blei-Zinkerzbergbaues. In der Umgebung der Stadt alte Grauwacke-Steinbrüche. Im Zellerfelder Kurpark Aufschlüsse im Posidonienschiefer.

2. Schröterbacher Teich bei Erbprinzentanne. Bei abgelassenem Wasser am nördlichen Ufer schön herausgewitterte Faltenstruktur im Posidonienschiefer mit fast vollständigem tektonischen Inventar (Schichtung, Schieferung, Lineationen, verschiedene Störungen und Klüfte u. a.).

3. Oberschulenberg. Am nordöstlichen Hang Ausbiß eines Erzganges des Bockswiese-Festenburger-Schulenberg Gangzuges.

4. Neu-Schulenberg. In einem Hohlweg, 250 m südlich des Ortes, steht eine sehr gut aufgeschlossene, ca. 25 m breite Muldenstruktur in kulmischen Posidonienschiefern an (Schichtung, Schieferung, Störungen).

5. Tal der großen Bramke, östlich von Neu-Schulenberg. 200 m vom Parkplatz an der Brücke entfernt Grenze Posidonienschiefer/Grauwacke. Reiche Fossilführung (Posidonien, verschiedene Goniatitenarten).

6. Okertalsperre. Moderne Schwergewichts-Bogenmauer (70 m hoch, 260 m lang). Zahlreiche neue Aufschlüsse durch Straßenverlegungen. Tektonik in Kulmtonschiefern und -grauwacken.

7. Ahrendsberger Aussichtspunkt. Kontaktmetamorphe Kulmgesteine. Hervorragender Rundblick, Morphologie und Geologie des Westharzes.

8. Sparenberg NE von Lautenthal. In kulmischen Alaunschiefern massenweise Anhäufungen von bis 5 cm großen Posidonien und Goniatiten.

9. Innerstetal. Zahlreiche Grauwackenbrüche. Im verlassenen Bruch bei der Straßenabzweigung nach Bad Grund Fundstellen von *Asterocalamites*-Reste!

10. Teufelsecke, 1,5 km N von Lautenthal. An der Straßenböschung in kulmischen Kieselschiefern stark zersetzter, sehr pyritreicher Split-Diabas. Wird von hercynisch streichender Störung durchschlagen!

11. Steinbruch am Junkernberg, SW von Langelsheim, Kulmischer Deckdiabas, Kulmkieselschiefer, Kalkknotenschiefer des Unterkarbons (und Oberdevons?).

12. Kersantitgang E Seesen. Eruptivgesteinsgang ist u. a. im Rosenthal und am E-Hang der Spielmannshöhe gut aufgeschlossen. Frische Stücke klingen beim Anschlagen!

13. Großer Bullars E Seesen. Am E-Hang verlassener Steinbruch im kulmischen Deckdiabas.

14. E Seesen und Neuekrug. Zahlreiche Steinbrüche in der höheren derben Kulmgrauwacke, z. B. im Kaltebach-Tal, großen Steinkerbach-Tal und Steiger-Tal. Schöne Faltenstrukturen.

15. Oberkarbon bei Neuekrug. Etwa 500 m südlich vom Bahnhof Neuekrug-Hahausen in einem Bachanriß anstehende rötliche Grauwacken des Namur A.

Oberharzer Diabaszug

1. Lerbacher Hüttenteich. An der Böschung der Straßenkurve grün und rot gefärbte Adinole. Mehrere „fleischfarbene“ Tuffitbänkchen („Jaspis“).

2. Roteisensteinhalde am Brunnenhaus NE von Lerbach. Lesesteine aus Roteisenstein (z. T. Haematit), Diabasmandelstein und Tuffite der Springocephalenstufe. Am gegenüberliegenden Hang altes Stollenmundloch des alten Eisenerzbergbaus.

3. Huttaler Widerwaage. Querschnitt durch den Oberharzer Diabaszug am Huttaler Wasserlauf und im Wasseranriß, der in das Huttal hinunterführt. Wissenbacher Schiefer mit reicher Fossilführung (Trilobiten, Korallen, Muscheln, Schnecken, Brachiopoden und Goniatiten). Intrusiv- und Mandelsteindiabase, Tuffe und Tuffite, Roteisensteinvererzung, Kulmschiefer mit reicher Posidonien- und Goniatitenführung.

4. Altenauer Silberhütte. Am östlichen Talhang über der Straße ein verlassener Steinbruch in körnigen Diabasen und Kulmkieselschiefern.

5. Spitzenberg. Kontaktmetamorphes Roteisensteinlager. Magneteisenstein, Haematitquarzite, Tonschieferhornfelse, Tuffhornfelse, große Pyritkristalle.

6. Huneberg. Großer Diabassteinbruch. Die Bruchsteine wurden mittels Drahtseilbahn über das Okertal hinweg zur Brecheranlage hinter der Birkenburg befördert.

Sösemulde

1. Sösetalsperre. Größte Trinkwassertalsperre Deutschlands. 200 km lange Fernleitung nach Bremen. Erdschüttungsdamm mit Betonkern.

2. Sösekonglomerat. Verlassener Steinbruch am Südufer des Stausees, 300 m vom Damm entfernt. In Kulmgrauwacken der Sösemulde mächtige Konglomeratlager, die sich vorwiegend aus Gangquarz-, Grauwacke-, Gneis-, Phyllit- und Granitgeröllen zusammensetzen.

3. Sösetal-Vorsperre. Am Nordende der Sösevorsperre stehen an der Böschung rote Cypridinschiefer an.

4. Sperberhaier Dammgraben. 1 km langer Erdschüttungsdamm, über den der Dammgraben führt. 1732 bis 1734 von Oberharzer Bergleuten erbaut.

5. Kurhaus Stadt Hannover in Altenau (am südlichen Ortsausgang an der Straße nach Damms Haus). Im Hof Steilwand mit stark gefalteten Kieselschiefern der Sösemulde.

Acker-Bruchbergzug

1. NW-Hang des Ackers. Zahlreiche, Hunderte von Meter lange neue Aufschlüsse in der Schichtenfolge des Acker-Systems.

2. Hanskühnenburg. Auf dem Kamm des Ackers zahlreiche Klippen, an den Hängen Blockfelder aus Kammquarzit. Beim Aussichtsturm konglomeratische Quarzite („Löcherquarzite“).

3. Stieglitzecke. An den Straßenböschungen anstehender Kammquarzit. Darüber Torfmoor-Bildungen. 750 m südwestlich davon die Felsbildungen der Hammersteinklippe und ausgedehnte Blockfelder (ebenfalls Kammquarzit).

4. Wartenberg und Umgebung. Gesteine des Acker-Bruchberges nördlich des Brockenmassivs. Am Weg vom Wolfstein zum Wartenberg stehen Kulmgrauwacken, Kiesel-schiefer, Buntschiefer, Grauwacken und Quarzite an. Die „Kattnäse“ besteht aus Kammquarzit.

Siebermulde

1. Unteres Siebertal. Zahlreiche Aufschlüsse in der Siebergrauwacke.
2. Pagelsburg. An den neuen Forststraßen zahlreiche Profile im Mitteldevon (Schiefer, Quarzite), Oberdevon (bunte Schiefer, Kiesel- und Wetz-schiefer) und im Kulm (Rotschiefer und darüber derbe Siebergrauwacke). Dazwischen Porphyrdurchbrüche des Rotliegenden.
3. Oberes Siebertal. Grauwackenbänke, z. T. konglomeratische Grauwacke. Grauwackenschiefer des Kulm.
4. Schneewittchenklippen. 1 km SW vom Sonnenberger Wegehaus Klippenbildungen in kontaktmetamorphen, stark gefalteten Siebergrauwacken und Tonschiefern.

Mittelharzer Faltenzone

1. Großes Rothäusertal, 6 km nordwestlich von Bad Lauterberg. In der unterdevonischen Kalkgrauwacke oder Rothäusergrauwacke über 50 Fossilarten, vor allem Spiriferen und andere Brachiopoden sowie Muscheln.
2. Schwerspatgruben in den Tälern der Graden und Krumpfen Lutter. Auf den Halden Schwerspat, roter Glaskopf, Flußspat, Kupfererze.
3. St. Andreasberg. Am Westfuß des Galgenberges altes Stollenmundloch mit dem mächtigen Gangart (Kalkspat usw.). Talabwärts an der rechten Straßenböschung Nehden-Tonschiefer.
4. Wäschegrund südlich von St. Andreasberg. Kissendiabase an der Straßenböschung. Diabaslavaströme an den Talhängen.
5. St. Andreasberg. Im Stadtgebiet und in der Umgebung alte Pingens und Halden des ehemaligen Blei-, Zink- und Silberbergbaues. Im Norden der Stadt tertiäre und pleistozäne Schuttbildungen.
6. Odertal östlich St. Andreasberg. Erzreste an den Pingens des Oderstollens (Zinkblende, Bleiglanz, Weißbleierz, Schwefelkies, Kupferkies). Talaufwärts Seiten-, End- und Grundmoränen des Odertalgletschers.
7. Braunlage, nördlicher Ortsausgang. Zwei verlassene Steinbrüche in Hornfelse des „Hauptquarzits“.

Tanner Grauwackenzug

1. Steinbrüche in Tanner Grauwacke, 2 km westlich von Bad Lauterberg. An der Böschung der Straße nach Scharzfeld anstehende Tanner Grauwacke. Mehrere Steinbrüche im großen Andreasbach-Tal. Fundstellen von *Cyclostigmen* und von Impsonit (ein Pyrobitumen).
2. Straße Bad Lauterberg–St. Andreasberg. Tanner Grauwacke an den langen Straßenanschnitten.

3. Straßenanschnitt 3 km südlich Braunlage, bei Punkt 543, Grauwacken, Grauwackenschiefer und Plattenschiefer des Tanner Systems.

Südharzmulde

1. Andreasberger Tal, 500 m nördlich Zorge am Straßenanschnitt Stieger Schichten. 1 km nördlich Zorge Diabassteinbruch mit Einschlüssen von rotem Eisenkiesel, Haematit, Kalksilikathornfelsen usw.

2. Lampertsberg, Nordseite, an der Straße von Zorge nach Hohegeiß. Unterhalb des Steinbruches bei Punkt 554 Aufschluß im Grenzbereich Stieger Schichten-Südharzgrauwacke.

3. „Kupferhütte“ im Lutter-Tal nördlich Bad Lauterberg. Nördlich des Sportplatzes beim Schießstand am Fußsteig 20 m über der Talsohle anstehendes Silur mit Graptolithenführung.

Unterharzer Faltenzone

1. Wieda, bei der Kirche an der alten Bahnlinie Adorf-Kieselschiefer mit Conodontenführung.

2. Wiedatal, unterhalb der Einmündung des Weinglastales. Linse aus Silurkalk. Der graue, körnige Crinoidenkalk steckt voller Fossilien (u. a. Trilobiten!).

3. Weinglastal. Talaufwärts bis zum Haltepunkt Stöberhai Schiefer und Kalke des devonischen Flinz.

4. Oberes Wiedatal, enge Straßenkurve gegenüber den Steigertalsköpfen. Aufschlüsse im Unteren Mitteldevon in hercynischer Fazies („Jüngeres Hercyn“).

5. Andreasberger Tal, 2 km nordnordwestlich von Zorge. Silurschiefer mit Graptolithen, Trilobiten, Zweischaler und Psilophyten (Pflanzenreste).

6. Andreasberger Tal, bei km 33,3. *Princeps*-Schichten (Unterems in hercynischer Fazies). Grauwacken, Tonschiefer und Kalklinsen.

Rotliegendes im Ilfelder Becken

1. Ravensberg bei Bad Sachsa. Bergkegel aus Felsitporphyr (Rhyolith). An der Straßenauffahrt Grauwacken der Südharzmulde.

2. Bad Sachsa, Westertal. Felsitporphyr mit schönen Fließgefügen.

3. Walkenried, Steilufer der Wieda hinter den Ruinen des Zisterzienserklosters: Auflagerung des Zechsteins (Zechsteinkonglomerat, Kupferschiefer, Zechsteinkalk) auf dem oberrotliegenden Walkenrieder Sand. Im Kupferschiefer Fundstelle von fossilen Fischen.

4. Sandgruben bei Walkenried, an der Straße nach Ellrich. Ehemalige Gewinnung von Walkenrieder Sand (Verwendung als Hütten-Formsand). Darüber Auflagerung des Unteren Zechstein.

5. Straße Unterzorge-Wieda. An der Straßenböschung rote Porphyrtuffe, Porphyrkristalltuffe und Porphyrkonglomerate des Unterrotliegenden.

Brockenmassiv

1. Oberes Siebertal. Im Talabschnitt „Großes Sonnenthal“ drusige Randfazies des Brockengranits. Am Forstort Waage rötlicher Dachgranit. Kontaktmetamorphe, gebänderte Kieselschiefer.

2. Hohe Klippen am Hang des Odertales, 2 km NE von St. Andreasberg. Flache Auflagerung von Kulmgrauwackenhornfels auf Granit. Von Goethe aufgesucht, daher Name „Goetheplatz“.

3. Sonnenberg, „Zinngruben“. 1 km SE vom Sonnenberger Weghaus. In zersetztem Granit bis 1 cm große schwarze Turmalinkristalle (Schörl).

4. Oderteich. Die älteste Talsperre Deutschlands. 1714–1721 von Oberharzer Bergleuten erbaut. Zyklopenmauerwerk mit dazwischenliegendem festgestampftem Granitgrus. Versorgte St. Andreasberger Grubenrevier mit „Aufschlagwasser“.

5. Achtermannshöhe. Kulmgrauwackenhornfels, darunter porphyrischer Granit.

6. Granitsteinbruch bei Königskrug. Rötlicher, drusiger und grauer Dachgranit. In der Abbauwand Hornfelscholle, von Aplitgängen durchädert. Im Granit Drusen mit kleinen Kristallen aus Feldspat, Quarz, Turmalin, Epidot, Desmin, u. a.

7. Granitsteinbruch am Wurmberg. Rötlicher Dachgranit des Brockenmassivs. In Drusen größere Feldspat-, Quarz-, Flußspat- und Epidotkristalle.

8. Rabenklippen, oberhalb des Eckertales. Roter Ilsesteingranit.

Harzburger Gabbro

1. Gabbrosteinbruch am Bärenstein. Mannigfaltigkeit der Gesteinsarten und Mineralien. Assimilierte Dachgesteine.

2. Koblebornskehre. An der Straße vom Radauwasserfall zum Molkenhaus. Anstehender Harzburgit, Noritpegmatit, Nephrit, Faserserpentin, Bastit.

Eckergneis

1. Oberes Radautal, 500 m SSW der Koblebornskehre. Klippen aus Eckergneis. Am Wege Lesesteine aus Leukogabbro („Forellenstein“).

2. Straßenkehre im Fulelohnsbach. Anstehender Eckergneis.

Randgebiete des Westharzes

1. Butterberg und Wolfsstein. In der Umgebung des Butterberges bei Bad Harzburg Oberemscher-Transgression auf Malm, weiter östlich auf Dogger und Lias. Am Wolfsstein anstehendes Oberemscherkonglomerat. 300 m weiter östlich nordöstlicher Vorsprung des Harzkerngebirges.

2. Schlewecke. Am Ostende des Langenberges und SE von Schlewecke großer Steinbruch im oberen und mittleren Kimmeridge. Darüber Unterkreide-Transgression aus eisensteinreichem Konglomerat mit zahlreichen Bruchstücken von Jura-Ammoniten. Nordöstlich am Scharenberg transgredierte Oberemscher über Cenoman und Turon.

3. Harlingerode. Im 2. Steinbruch am Langenberg steil nach Südwest einfallende, überkippte Kalkbänke des unteren und oberen Kimmeridge. Es lohnt dort die Suche nach der leitenden Schnecke *Pteroceras oceani*. An der Nordseite des Steinbruches fast senkrecht stehendes Emscherkonglomerat und Emschermergel.

4. Oker. Kiesgrube an der nördlichen Zufahrt zum Kalkwerk Oker mit „Nordischen Geschieben“. Im Kalksteinbruch Oker werden Kimmeridge-Kalke und der Korallenoolith abgebaut.

5. Sudmerberg bei Oker. Große Steinbrüche in den konglomeratischen Lagen des Oberemscher („Kalksandstein“).

6. Ziegeleigrube am Osterfeld bei Goslar. Tone und Mergel des Keupers und des unteren und mittleren Jura. Juraschichten mit reichlicher Ammonitenführung. Im Keuper eiszeitliche Frostböden („Brodelkessel“).

7. Ratsandgrube am Osterfeld bei Goslar. Steil zum Harz einfallende überkippte Jura- und Kreideablagerungen sowie Transgression des Hilssandsteins über unterem Kimmeridge.

8. Ruine Petersberg, Clus-Klippe. Schwärzlich verwitterte Hilssandsteinfelsen. Fußsteig in nordöstliche Richtung führt durch Flammenmergel, Cenomanmergel und Turonkalke in einen Steinbruch mit Turonplänen (zahlreiche Fossilien).

9. Herzog Juliushütte. Vor einigen Jahren Abbau mächtiger eiszeitlicher Schotter für die Dammaufschüttung der Granetalsperre. Schotter bestehend aus Geröllen von Harzgesteinen sowie aus mesozoischem und nordischem Material.

10. Kanstein bei Langelsheim. Am Südwesthang Transgression des Hilssandsteins auf Lias. Darüber Minimuston, Flammenmergel sowie Cenoman- und Turonmergel. Auf dem Kanstein prähistorische Ausgrabungen.

11. Neuekrug und Seesen. Am Harzrand Ablagerungen des Oberrotliegenden. Rote Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone, meist aus abgetragenen Harzgesteinen.

12. Westrand des Harzes. Die Zechsteinkalke und -gipse neigen zu starker Auslaugung und Verkarstung. Die Auslaugungs- und Erdfallfront, verursacht durch die Sicker- und Ablaufwässer des Harzes, rückt immer weiter vom Harz weg nach W bzw. nach SW vor! In den Wäldern und auf den Feldern am westlichen Harzrand zahlreiche Erdfälle (Einsturztrichter oder Dolinen).

13. Gittelde. Hinter dem Gehöft Allershausen kleiner Steinbruch. Über steilgestellten Kulmgrauwacken-Bänken das Zechsteinkonglomerat, der Kupferschiefer und der Zechsteinkalk der Werra-Serie.

14. Gipsbrüche nördlich Osterode. An km-langer hoher Steilwand zahlreiche Gipsbrüche. Bändergips, Anhydrit, Marienglas usw.

15. Fuchshalle bei Osterode. An der Straße zum Krankenhaus links alter Steinbruch mit stark gefalteten Kulmkieselschiefern. Darüber Transgression des Unteren Zechsteins (Konglomerat, Kupferschiefer, Zechsteinkalk).

16. Teufelslöcher. 2 km SE von Osterode an der Straße nach Herzberg. Sumpf- und Weiher-Bildungen über Senkungsfelder des ausgelaugten Gips. In verlassenen Gipsbruch oberhalb der Straße Gips der Werra-Serie. Im Dolomit Brachiopoden und Muscheln der Staßfurtserie. Rauchwacken und Zellenkalke. Steinbruch heute teilweise als Müllhalde genutzt.

17. Scharzfeld. Am Ortsausgang an der Straße nach Herzberg verlassener Steinbruch in Hauptdolomit (Staßfurtserie). Verschiedene Muschelarten. Im Dolomitwerk Scharzfeld wird reiner Dolomit abgebaut.

18. Einhornhöhle bei Scharzfeld. Höhle in Zechsteindolomit. Im Höhlenlehm Knochen ehemaliger Höhlenbewohner: Höhlenlöwe, Wolf, Dachs, Riesenhirsch, Nashorn, Höhlenbär u. a.

19. Bartolfelde. An der Straße nach Bad Lauterberg tauchen inmitten von Zechsteinablagerungen Tanner Grauwacken auf, die von einem Bryozoen-Riff des Zechstein überlagert werden. Neben Bryozoen-Skeletten zahlreiche Brachiopoden und Muscheln. Tanner Grauwacke bildete Brandungs-Kliff im Zechsteinmeer.

20. Römersteinriff. 2 km NE von Tettenborn Riff der Staßfurtserie. Vorwiegend aus Stromarien und Bryozoen aufgebaut.

Schriftenverzeichnis

- DAHLGRÜN, F. (1933): Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200000, Blatt Halberstadt, Berlin.
- HINZE, C. (1971): Geol. Karte von Niedersachsen 1:25000, Bl. Clausthal-Zellerfeld Nr. 4128 mit Erläuterungen, Hannover.
- HINZE, C. (1976): Geol. Karte von Niedersachsen 1:25000, Bl. Seesen Nr. 4127 mit Erläuterungen, Hannover.
- HINZE, C. (ohne Jahr): Geolog. Wanderkarte 1:100000 Harz, mit Erläuterungstext, Hannover.
- JORDAN, H. (1976): Geol. Karte von Niedersachsen 1:25000, Bl. Osterode Nr. 4227 mit Erläuterungen, Hannover.
- LOSSEN, K. A. (1889): Handschriftlich niedergelegter Satz, im Geol. Inst. der TU Clausthal als Foto vorhanden.
- SCHRIEL, W. (1956): Geolog. Übersichtskarte des Harzes 1:200000, 2. verb. Auflage, Hannover.

Weiterführende Schriften

- MOHR, K. (1975): 400 Millionen Jahre Harzgeschichte. Die Geologie des Westharzes. – 95 Seiten, 7. Auflage, Clausthal-Zellerfeld (Verlag Pieper).
- MOHR, K. (1975): Geologische Wanderungen rund um die Westharzer Talsperren. – 80 Seiten, 2. Auflage, Clausthal-Zellerfeld (Verlag Pieper).
- MOHR, K. (1975): Harz, Westlicher Teil. – Sammlung Geologischer Führer, Bd. 58, 200 Seiten, 2. Auflage, Berlin-Stuttgart (Verlag Gebr. Borntraeger).
- MOHR, K. (1978): Geologie und Minerallagerstätten des Harzes – 384 Seiten, Berlin-Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchh.).

Ein Vertreter des Genus *Wolayella* ERBEN, 1966 (Trilobitae) aus dem Unter-Devon des Harzes

Von Helmut ALBERTI, Göttingen

Echter Zeitmessung macht man immer mehr die feine Entwicklung einiger Gruppen der ausgestorbenen Lebewesen, z. B. der Trilobiten, dienstbar. Die anhand einer Gruppe der Lebewesen gewonnenen Ergebnisse versucht man mit der Entwicklung einer oder mehrerer anderer etwa gleichzeitig im Entwicklungsprozeß stehender Gruppen von Lebewesen zu vergleichen. Im Augenblick erforschen in einem derartigen internationalen Programm eine Anzahl stratigraphisch arbeitender Paläontologen besonders die Trilobiten-Entwicklung. Von ihrer Erforschung erhoffen die Paläontologen und Geowissenschaftler sich neue, bisher unbekannte Bausteine für eine weltweit gültige Zeitskala zur Datierung geologischer Vorgänge und Ereignisse. Die Grundlage für das Gelingen dieser Aufgabe hängt aber stark von der systematischen Einzelerfassung der Trilobiten in ihrem ehemals spezifischen Lebensraum und in ihren größeren zoogeographischen Regionen ab. Bei den mancherorts neuen Untersuchungen lassen sich naturgemäß auch noch neue Arten finden. Sie erweitern unseren Kenntnisgrad über die Verteilung einzelner Arten und damit Gattungen im Paläo-Raum und in der -Zeit.

Hier soll sowohl über eine neue Art von *Wolayella* ERBEN, 1966, als auch den damit ersten Nachweis dieser Gattung in unterdevonischen Schwellenkalken hercynischer Fazies des Harzes berichtet werden. Man kann wohl sagen, jeder dem speziellen Kenner einer bestimmten, fossilen Tiergruppe vorgelegte Fund ist in irgendeinem Punkt wichtig, weil neu und möglicherweise aussagekräftig. Deshalb sollten sich die Außenseiter unter den Sammlern nicht scheuen, ihre Funde dem Wissenschaftler vorzulegen, da nur er um die womöglich wertvolle Aussagekraft der Beute weiß und dazu berufen ist, diese Daten zu sammeln und international zu verwerten. Durch den Katalysator Wissenschaftler kann der Einzelsammler zum Mitforscher auf hoher Ebene werden.

Der durch Tentakuliten und Trilobiten anderer Gattungen stratigraphisch fixierte Schwellenkalk steht auch heute noch an einer seit langem bekannten Lokalität im Bachbett „ca. 10 m unterhalb der Einmündung des Weinglas- in das Wieda-Tal“ an (Fdpkt. W. SCHRIEL's von 1925; GK 25 Zorge). Die als ca. 0,5 m mächtig und ca. 1,5 m lang beschriebene „Kalklinse“ (SCHRIEL 1928, S. 531) galt seit Anfang der 30-iger Jahre unseres Jahrhunderts als „verlorengegangen“ – man vermutete, daß die Linse bei der Gewinnung der aus dem einzigen im Harz bekannten „e₂-Schwellenkalk“ beschriebenen Faunen total abgebaut worden sei. Von diesem paläozoogeographisch so wichtigen Fundpunkt wurden durch W. KEGEL (1928) „e₂-Trilobiten“ und F. HERITSCH (1930) „e₂-Brachiopoden, -orthokone Cephalopoden und-Nebenfaunen“ bekanntgemacht. Daß die Vermutung über den Verlust des Fundpunktes nicht stimmt, konnte vom Verf. durch die Meldung des „Wiederfundes“ des oberilurischen „e₂-Schwellenkalkes“ berichtigt werden (H. ALBERTI 1977). Der blaugraue, pyritreiche, flaserige und mikritische Unter-Devon-Schwellenkalk liegt an obiger Lokalität mit übergreifendem Überlagerungskontakt auf etwas dunkleren, aber auch blaugrauen, sehr ähnlichen „e₂-Schwellenkalken“ der Pridoli-Stufe, also allerhöchstem Silur (H. ALBERTI 1978). Dieser Pridoli-Kalk wiederum lagert mit ähnlichem Kontakt auf tieferen „e₂-Schwellenkalken“, die sich durch ihre feldgraue Farbe und Spätigkeit sowie massenhafte Fauna auszeichnen. Zwischen die beiden letztgenannten „e₂-Kalke“ schalten sich bis 2 cm dicke Algenkrusten ein.

Das gesamte Kalkprofil ist, wie dies MARONDE (1968) nach Lesesteinen und Sammlungsmaterial des Geologisch-Paläontologischen Instituts und Museums der Georg-August-Universität zu Göttingen schon treffend darzustellen vermochte, ein stratigraphisch äußerst stark kondensiertes Profil von wenigen „dm“ Mächtigkeit, welches aber trotzdem relativ gute Schichtung und darin jeweils Makro- und Mikrofauna aufweist.

Systematische Beschreibung:

Subfamilie Tropidocoryphinae PRIBYL, 1946 – emend.

Gattung *Wolayella* ERBEN, 1966

Typ. Spez. *Wolayella wolayae* ERBEN, 1966

Umfang der Gattung mit stratigraphischer und regionaler Verbreitung:

Wolayella wolayae ERBEN, 1966

Helle Crinoidenkalke des tieferen Unter-Devons (Schutthalde!) aus der *Karpinskia conjugala*-Zone – nach VAI (1963) im ?hohen Ober-Siegenium – nach ERBEN, FLÜGEL & WALLISER (1962) im Unter-Emsium. Nordwand der Seewarte – Karnische Alpen, Österreich.

Wolayella maura G. ALBERTI, 1966

Sowohl im *Princeps*-Kalk der Prager Stufe des Unter-Devons als auch im graublauen Bou Regreg Kalk (G. ALBERTI 1969) ca. gleichen Alters. E Ufer des Qued Grou SE von Rabat – NW-Marokko.

Wolayella ramuncula CHLUPÁČ, 1971

Oberer Teil der Lochkow-Stufe im frühen Unter-Devon.

Sowohl bei Kosor im Tal von Černá rokle in der *Monograptus hercynicus*-Zone als auch bei Velká Chuchle-Přidolí.

Barrandeum, Umgebung von Prag – Tschechoslowakei.

Wolayella wieda n. sp.

(Abb. 1)

Holotypus: Das in Abbildung dargestellte Cranium.

Locus typicus: Bachbett der Wieda; ca. 10 m unterhalb der Einmündung des Weinglas- in das Wieda-Tal.

Stratum typicum: Schwellenkalke hercynischer Fazies des fraglich Lochkow/Prag-Stufen-Grenzbereiches.

Derivatio nominis: Nach dem Bach „Wieda“ (weibl.), in dem die Kalke anstehen.

Material: Der Holotypus; im Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum der Georg-August-Universität zu Göttingen unter der Orig.-Nr. 752-1 hinterlegt.

Diagnose: Eine Art von *Wolayella* ERBEN, 1966, mit folgenden Besonderheiten: Randwulstbereich des Craniums nicht abgesetzt, sehr flach; mit zwei deutlich hervortretenden, randparallel verlaufenden Außensaumleisten, die eine feine Furche einfassen, ausgestattet. Breite, kaum gewölbte vordere Festwangen. Occipital-Furche unterschiedlich tief eingeschnitten.

Gedrungene Glabella, die nach ihrem Außenmaß noch als birnenförmig bis fast trapezförmig anzusprechen ist. Glabellarseitenfurchen 1p stärker als die 2p in die Glabella eingesenkt. Konvergierende Dorsal-Furchen nur unmerklich im vorderen Bereich eingezogen, aber eingetieft. Profil des Präfrontal-Raumes in der Seitenansicht leicht konvex gewölbt; Post- und Praetropidial-Räume etwa gleich breit.

Präglabellar-Furche unmerklich ausgebildet.

Filigran-förmige, in ihrem Verlauf kaum abgesetzte Leistchen-Skulptur sowohl auf der Glabella als auch auf allen anderen Teilen des Cephalons. Besonders zierlich und auffallend erscheint im Zentrum zwischen Präglabellar-Raum und nicht abgesetztem Randwulstbereich – auf beide übergreifend – eine aus der soeben beschriebenen Skulptur bestehende Ellipsen-Verzierung.

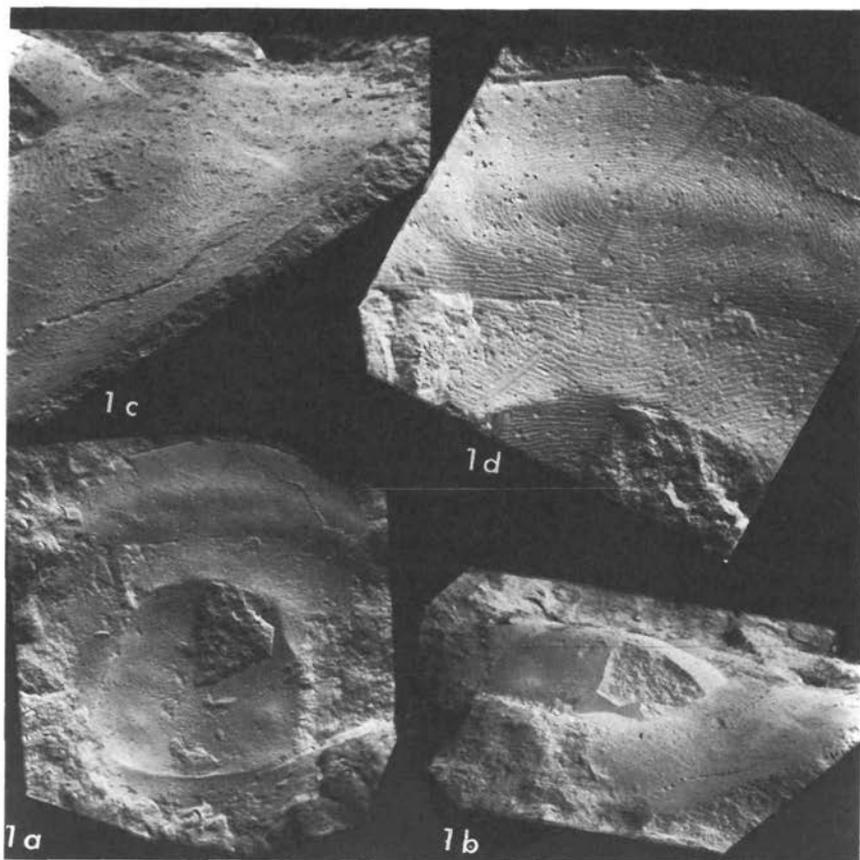


Abb. 1. *Wolayella wieda* n. sp., Holotypus (Gö 752-1) vom Fundpunkt Wieda-Bachbett (GK 25 Zorge). a. Aufsicht; b. Seitenansicht; c. Ausschnitt, Präfrontal-Raum und Außensaum – fein skulpturierte Oberseite –, Seitenansicht; d. Ausschnitt, wie vorher – elliptisch-angeordnete Filigran-Skulptur –, Ansicht von oben.

(Raster-Elektronen-Mikroskop-Aufnahmen, Au-Bedampfung).

Tab. 1

Maße des Cranidium in mm:

Länge (L)	4,50	Breite (B) des Präfrontal-Raumes (trans.)	3,80
L der Glabella	2,40	B zwischen den γ -Wendepunkten der Sutura (trans.)	2,80
L des Präfrontal-Raumes	1,10	B zwischen der größten B der Palpebralloben	3,10
L des Prätropidial-Raumes	0,55	B der Glabella bei γ -Wendepunkten der Sutura	2,00
L des Posttropidial-Raumes	0,55	B der Glabella zwischen der größten B des Cranidium	2,30
L des Außensaumes	0,55	B der Glabella an ihrer Basis	3,00

Beschreibung:

Cranidium: Eine flach-bogenförmige Vorderbegrenzung faßt die nach den Seiten ausladenden, vorderen Teile der Festwange gleichmäßig ein. Im vorderen Teil gerundete Gesichtsnähte begrenzen die ausladenden Teile der Festwangen bis zu den γ -Wendepunkten der Sutura-Linien. Die Gesichtsnähte bilden als Außenbegrenzung der Augendeckel nur flache Bögen (an der rechten Seite des vorhandenen Cranidiums schlecht erhalten). Die Bögen biegen zu den ε -Wendepunkten der Sutura nach innen stärker ein. Die Gesichtsnähtabschnitte zwischen ε und ζ der Sutura sind nur sehr kurz, fast punktförmig. Daraus resultiert, daß ehemals lange Augendeckel vorhanden waren, denen auf der Librigena wohlausgebildete Seitenaugen folgten (trans.).

Beide Hintersäume der Gesichtsnäht sind stark beschädigt, weshalb über den Verlauf der Sutura in diesem Abschnitt keine Aussage getroffen werden kann.

Tab. 2. Stratigraphische Position von *Wolayella wieda* und einiger Brachiopoden, Graptolithen und Trilobiten zu einander.

Unter-Devon	Ob.- Ems - U.-	g α Zl.-Stufe			Hercyn-Kalke
	?	r		<i>yukonensis</i> ;	<i>princeps</i> -Kalk
	Siegen	Prag-	<i>Karpinskia conjugula</i> ↑ <i>Novakia acuarria</i>	<i>Mimospinctes</i> ↑ <i>Anetoceras</i>	
Ob.- Gedinne - U.-	ey Lochkov-	?		<i>hercynicus</i> ;	? <i>Wolayella</i> <i>wieda</i> ?
	405 Mill. Jahre	e β_2		<i>Monograptus</i> <i>praehercynicus</i> <i>uniformis</i>	Kalke
Ob.-Silur	Pridoli-	Pridoli-		↑	<i>Cromus krolmusi</i> Ober-Silur- Kalke

Der Occipital-Ring ist im hinteren Bereich ebenfalls beschädigt, eine ungefähre Beurtelung seiner Breite (sag.) ist aber an der rechten Seite (exsag.) möglich. Hier mißt die Breite weniger als ein Drittel der Länge der Glabella (exsag.).

Außensaum-Breite (sag.) zu Prätropidial-Breite (sag.) zu Posttropidial-Breite (sag.) verhalten sich wie 1:1:1. Der nicht abgesetzte Außensaum ist flach und leicht nach vorn oben aufgerichtet. Der Außensaum wird von zwei deutlich hervortretenden, randparallelen Außensaumleistchen, die eine feine Furche einfassen, verziert. Der Außensaumbereich geht nach hinten unmerklich in den Prätropidial-Bereich über. Anstelle einer klaren Tropicidia findet man eine unterbrochene, schwache Leiste (sie ist auf der linken Seite gut sichtbar).

Die Festwange ist am γ -Wendepunkt der Sutura etwa ein Viertel so breit wie die Glabella (trans.).

Glabella: Gedrungen mit noch fast birnenförmigem, jedoch eher trapezförmigem Umriss. Vorder-Begrenzung ein weiter flacher Stirnbogen. Am Schnittpunkt von unmerklich ausgebildeter Präglabellar-Furche und gut kenntlicher Dorsal-Furche ist leichte „Eckenbildung“ zu vermerken. Die Occipital-Furche ist nur in ihrem Mittelstück und an den Seiten scharf eingeschnitten, dazwischen ist sie seicht ausgebildet. Das Mittelstück der Occipital-Begrenzung ist kaum nach vorn ausgebuchtet (sag.). An der Basis ist die Glabella etwas breiter (trans.) als ihre Länge (sag.) mißt. Konvergierende Dorsal-Furchen mit sehr knapper Einziehung seitlich der 2p und nicht vorhandenen 3p Glabellar-Seitenfurchen kennzeichnen die Form der Glabella. Die Dorsal-Furchen umfahren die hinteren zwei Drittel der Länge der Glabella (exsag.) mit einem flachen Bogen. Sie sind parallel zu den Palpebrallöben und den ζ -Wendepunkten der Sutura im Verhältnis zu ihren anderen Abschnitten stärker eingetieft. Die Glabellar-Seitenfurchen 1p sind als tiefere Dellen-Feldchen und die 2p als gerade noch angedeutete Dellen in die Glabella eingesenkt. 3p-Furchen sind nicht erkennbar.

Die Ausbildung der Skulptur wurde in der Diagnose erschöpfend berücksichtigt.

Seitenansicht des Craniums: Der Occipital-Ring erreicht nicht die Höhe der Glabella. Das Profil der Glabella ist in den hinteren zwei Dritteln relativ flach gebogen und fällt mit seinem vorderen Drittel mit ca. 30° zum Präfrontal-Raum ab. Der Präfrontal-Raum, bestehend aus Post- und Prätropidial-Bereich ist in sich leicht gewölbt. Diese Wölbung reicht vom linken bis zum rechten Ende des Präfrontal-Raumes (Aufsicht, trans.). Im Überschneidungsbereich vom unmerklichen Außensaumbereich und dem Prätropidial-Bereich ist ein geringfügiger Knick zu verzeichnen. Der Außensaum steigt nach vorn seicht an.

Vorderansicht des Craniums: Der Bogen der Glabella fällt mit ca. 25° nach beiden Seiten ab. Die Palpebrallöben stehen fast horizontal.

Morphologische Form-Beziehungen:

Leider steht bisher nur der von den bekannten Arten der Gattung deutlich abweichende Holotypus der neuen Art zum Vergleich zur Verfügung:

„*wolayella* ERBEN, 1966/wieda n. sp.“

Die erste Art hat einen wesentlich schmaleren (sag.) Randsaum und einen nach den Seiten nicht so stark ausladenden Präfrontal-Raum. Die Skulptur von „*wolayella*“ ist gröber, genauso die Tropicidia-Ersatzleisten. Bei erstgenannter Art ist außerdem die Anzahl dieser Leisten größer. Die Dorsal-Furchen und die Präglabellar-Furche sind bei „*wolayella*“ deutlicher, d. h. stärker eingeschnitten.

„*maura* G. ALBERTI, 1966/*wieda* n. sp.“

Alle als differierend zwischen „*wolayella*“ und „*wieda*“ n. sp. genannten Merkmale gelten auch hier.

„*ranuncula* CHLUPÁČ, 1971/*wieda* n. sp.“

Außer der etwa gleichen Ausbildung der *Tropidia*-Ersatzleiste bei ersterer Art und der neuen Spezies gelten auch hier für diese Arten die zwischen „*wolayella*“ und „*wieda* n. sp.“ aufgezeichneten Unterschiede.

Anm. d. Red.: Knapp vor Drucklegung dieser Arbeit erschien in einer schönen Zusammenstellung von R. KRAATZ (1978): Sammlung paläontologischer Fachausdrücke, I. Trilobiten. – Aufschluß 29, 263–273. Dort sind die Erklärungen für die hier gebrachten Fachausdrücke zu finden.

Schriftenverzeichnis

- ALBERTI, G. in ERBEN, H. K. (1966): Über die *Tropidocoryphinae* (Tril.)-Liefg. I. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Festband Schindewolf, 125, 204–206, Taf. 21; Stuttgart.
- ALBERTI, G. (1969): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mitteldevons I. – Abh. Senck. naturf. Ges. 520, 692 S., 52 Taf., 55 Abb., 8 Tab.; Frankfurt a. M.
- ALBERTI, H. (1977): Die „eß-Schwellenkalke“ im Wieda-Tal (Harz) nach dem Neufund von *Cromus krolmusi* I. CHLUPÁČ, 1971 (Tril.). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977, 577–583.
- ALBERTI, H. (1978): Neue Untersuchungen zur Stratigraphie und Tektonik in der Rhenohercynischen Zone des Unter- und Mittel-Harzes. – in Vorbereitung.
- CHLUPÁČ, I. (1971): Some trilobites from the Silurian-Devonian boundary beds of Czechoslovakia. – Palaeontology, Vol. 14, Part 1, pp. 159–177, pls. 19–24.
- ERBEN, H. K. (1966): Wie: ALBERTI, G. in ERBEN, H. K. – S. 170–211.
- ERBEN, H. K., FLÜGEL, H. & WALLISER, O. H. (1962): Zum Alter der Hercynellen führenden Gastropoden-Kalke der Zentralen Karnischen Alpen. – 2. Intern. Silur/Devon-Symposium, 71–79; Stuttgart 1962.
- HERITSCH, F. (1929): Die obersilurische Fauna des Wiedatales im Harz. – Jb. d. preuß. geol. L.-A., 50, 514–580.
- KEGEL, W. (1927): Über obersilurische Trilobiten aus dem Harz und dem Rheinischen Schiefergebirge. – Jb. d. preuß. geol. L.-A., 48, 616–647.
- MARONDE, H.-D. (1968): Geologische Untersuchungen im Grenzbereich Silur-Devon des Südwest-Harzes. – Geol. Jb., 86, 113–172.
- SCHRIEL, W. (1927): Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Gebietes der Hauptsattelachse des Unterharzes zwischen Bad Lauterberg und Hasselfelde. – Jb. d. preuß. geol. L.-A., 48, 528–554.
- VAI, G. B. (1963): Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona di Volaiia (Alpi Carniche). – G. Geol. (2), XXX, pp. 137–198.

Die Mineralführung der Oberharzer Blei-Zink-Erzgänge*)

Von Hans HÜTTENHAIN, Clausthal-Zellerfeld

In der Geosynklinalen des Vorvariscikums werden im Harzgebiet devonische Sandsteine, Tonschiefer und Massenkalke, im Unterkarbon (Kulm) Kieselschiefer, Tonschiefer, Sandbandschiefer und Grauwacken sedimentiert. Diese Gesteine bilden das Nebengestein der Oberharzer Erzgänge. Die variscische Gebirgsbildung faltet und zerbricht die inzwischen diagenetisch verfestigten Gesteine, führt zum erstmaligen Aufreißen tiefgreifender Gangspalten und bewirkt späterhin noch oftmals ein sich Weiter- und Wiederöffnen derselben, eine lebhaft, langanhaltende innere Tektonik der Spaltenzüge. Ein palinogenetisches, granitisches Magma dringt bis in hochplutonische Bereiche konkordant in diesen Faltenbau ein und wird durch Entgasung zum Erzsponder für die Gangraumfüllungen (vgl. auch DAHLGRÜN 1955). In den Gangspalten als Zufuhrkanälen für azendent hydrothermale Lösungen werden Erze und Gangarten zum Absatz gebracht, werden, zumal in der ersten, noch katathermalen Vorphase bemerkenswerte Nebengesteinsveränderungen durch die aufsteigenden Lösungen verursacht. Oft unterbrochen und beeinflusst von tektonischen Bewegungen findet die Mineralabscheidung stockwerkartig über dem Erzbringer angeordnet statt, zeigt den im paragenetischen Schema (Tafel 1) niedergelegten Mineralisationsablauf. Diese Darstellung enthält gleichzeitig die Liste der in den Oberharzer Erzgängen auftretenden Mineralien. Die Lage der wichtigsten Erzgänge ist in der Gangkarte (Abb. 11) aus HÜTTENHAIN (1954) dargestellt.

Die ältesten Abscheidungen in den Gangräumen gehören der katathermalen, noch vorwiegend oxidisch entwickelten Vorphase der Mineralisation an. Die hochtemperierten Lösungen bewirken zunächst sowohl im Gangraum als auch in dessen hangenden und liegenden Schollen je nach dem Grad der Durchlässigkeit der Gesteine eine mehr oder weniger intensive Imprägnation mit Fremdmineralien und Zersetzungen des Nebengesteins. Grauwacken und Tonschiefer (letztere nur von Schichtfugen und Querklüften aus) werden ausgelaugt, gebleicht und durch Neuzufuhr von hochdispers verteiltem Roteisen in wechselndem Ausmaß gerötet, durch Imprägnationen mit Pyritidioblasten pyritisiert, durch karbonathaltige Wässer karbonatisiert, durch SiO_2 silifiziert und durch Umsetzungen kaolinisiert. Die Fe_2O_3 -Abscheidungen können in stärkeren, örtlichen Konzentrationsbereichen auch büschelige, rosettenartige oder gangförmig auftretende Aggregate von Eisenglanz bilden. Derbere Kluffüllungen (bis 15 cm mächtig) zeigen Dolomitführung, die rhomboidrisch entwickelte, aufgewachsene Kristalle in Drusenräumen aufweisen. Deren Untergrund besteht dann oft aus derbem, grobkörnigem Dolomit, der wolkig oder zonar eingelagert Roteisen enthält.

Der Quarz ist in den ältesten Abscheidungen anfangs durch massenhafte Einschlüsse von Nebengesteinsstaub stark getrübt, infolgedessen grau gefärbt, wird aber bald grobkörniger und stetig weißer; er ist stets allotriomorph körnig, dicht und derb.

*) Kaum veränderte Fassung aus dem Sonderheft 17 zum Aufschluß 1968.

Arsenikies (säulig) und Pyrit (würfelig) zeigen idiomorphe, meist aber kleine Einzelkristalle oder auch derbere Nester und Gangtrümchen, stellen oft auch Imprägnationen im Nebengestein dar, wo sie als Idioblasten gewachsen sind.

Vom Dolomit aus leitet der Ankerit allmählich zu dem derb auftretenden, älteren, magnesiumreichen Eisenspat über.

Mineralogische Seltenheiten, genetisch aber noch der Vorphase der Mineralisation zuzuordnen, sind die Nickel- und Selenerze des Oberharzes. Die Nickelerze, von denen am häufigsten noch der Gersdorffit ist und der bevorzugt in einem Gangtrum des Schleifsteintaler Gangzuges bei Goslar anzutreffen ist, treten ebenfalls derb, allotriomorph auf. Der Rotnickelkies ist bisher nur an einer Stelle, in einem Aufschluß des Diabasbruches bei Wolfshagen derb, knollig und in Verwachsung mit Maucherit, überkrustet von Rammelsbergit und Chloanthit gefunden worden. Die Millerite sind feinnadelige Umlagerungsprodukte dieser vorgenannten Ni-Erze.

Selenerze fanden sich bei Lerbach, auf der Grube Charlotte bei Clausthal, die zum Burgstäter Gangzug gehört, und in einem Grauwackenbruch im Trogtal bei Lautenthal. Ihr Vorkommen wurde einerseits von G. TISCHENDORF (1959), andererseits von P. RAMDOHR & SCHMITT (1955) beschrieben. Sie sind paragenetisch stets an stark zersetztes, gerötetes Nebengestein (Grauwacke) gebunden, durchziehen es sehr feinkörnig in bis höchstens 1 cm mächtigen, wenig aushaltenden, grauschwarzen Äderchen und Trümchen. So treten sie makroskopisch sichtbar in Erscheinung. Ihr mineralogischer Charakter aber ist erst im Anschluß als Trogtalit, Hastit, Bornhardtite und Freboldite (CoSe des Schemas) oder als Clausthalite, Tiemannite, Naumannite und ged. Selen zu erfassen.

Die Hauptphase der Mineralisation ist im meso- bis epithermalen Temperaturbereich abgesetzt worden. Deren Bildungen liefern das Hauptfördergut, an dessen Aufbau, wirtschaftlich betrachtet, neben beibrechendem Nebengestein vor allem Bleiglanz und Zinkblende als wesentliche Erzkomponenten, als Gangarten vor allem Quarz und Kalkspat in tieferen, Eisenspat und Schwespat in höheren Stockwerken mengenmäßig hervortretend beteiligt sind. Auch die Nachphase der Mineralisation, die Umlagerungsprodukte der Primärbildungen darstellt, in ihrem Bestand der der Hauptphase also weitgehend ähnelt, soll deshalb nur gemeinsam mit der Hauptphase abgehandelt werden.

Die Gangfüllungen sind meist derb, wechselnd körnig entwickelt, erscheinen größtenteils dicht geschlossen. Die oft in den Gangräumen auf weite Strecken ziemlich gleichbleibende Mineralführung bringt aber für den Mineralogen und Lagerstättenkundler durch häufigen, auf engstem Raume oft anzutreffenden Wechsel der Verwachsungsstrukturen zwischen Erzen, Gangarten und Nebengestein ein recht abwechslungsreiches, lehrreiches und auch für das Auge schönes Bild. Neben Bändererzen mit eben- oder gebogen-lagenförmigen Strukturen (Abb. 1) treten Ringel- und Kokardenerze, auch Brekzienerze auf (Strukturbilder s. bei HÜTTENHAIN 1954). Drusenräume finden sich nicht gerade oft, werden aber von Zeit zu Zeit immer wieder einmal in verschiedenen großen Ausmaßen aufgeschlossen und zeigen dann aufgewachsen auf deren Wandungen oder auf Klüftflächen Kristallrasen oder Einzelkristalle mannigfacher Mineralarten.

Nebengesteinsumwandlungen und Zersetzungen spielen in diesen Phasen der Mineralisation nur noch eine untergeordnete Rolle in Form von Mineralneubildungen als Nakrite und Dickite, von Chloritisierungen und Kaolinisierungen.

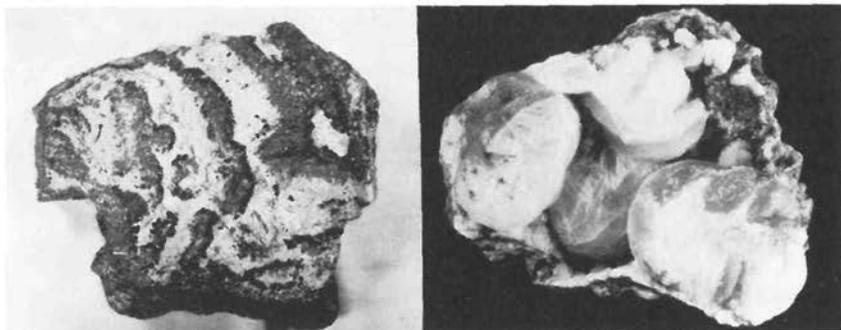


Abb. 1 (links): Bändererz aus Zinkblende (schwarz), Bleiglanz (hellgrau) und Eisenspat (weiß), typisch für das oberste Lagerstättenstockwerk; Silbernaaler Gangzug, Grube Hilfe Gottes, Eichelberger Gang, $\frac{1}{5}$ nat. Größe. – Abb. 2 (rechts): Kalkspat; Burgstätter Gangzug, $\frac{1}{2}$ nat. Größe.

Die Gangarten der Hauptmineralisation

Quarz ist im Rahmen der gesamten Mineralisation ein ausgesprochenes Durchläufermineral. Er ist, soweit er der Hauptphase angehört, anfangs recht grobkristallin und milchweiß, oft zonar gebaut und so als „Kappenquarz“ entwickelt. Die älteren Quarzgenerationen zeigen in Drusenräume hineinwachsend fast nur die bekannte Rhomboederkombination ohne das Prisma als Kristallendungen, während jüngere Drusenräume vorherrschend mehr nadelige, prismatische Quarzindividuen enthalten. Hinzu kommt, daß dieses Mineral um so durchscheinender, in den Umlagerungsprodukten häufig sogar glasklar wird, je später es in den Gangräumen zur Abscheidung gelangt. Auch feinkristalline, eng und rhythmisch durch Nebengesteinstaub eng gebänderte chalcedonartige Ausbildungsarten kommen vor.

Der Kalkspat ist fast stets weiß, durch leichte Anwitterung auch gelblichweiß gefärbt, meist recht derb und grobkristallin allotriomorph. Seine Großindividuen mit gelegentlich mehr als 10 cm Korndurchmesser sind oftmals durch tektonische Beanspruchungen recht grob verzwilligt. In Drusenräumen tritt er aufgewachsen in rhomboedrischer oder skalenodrischer Ausbildung auf. Die jüngsten Kalkspate der Nachphase zeigen recht flächenreiche Kombinationen in tönchenförmiger Art. Durch Anätzungen infolge Einwirkung vagabundierender Wässer werden knollige Kalkspataggregate erzeugt (Abb. 2).

Der jüngere Eisenspat ist im allgemeinen feinkörniger als der ältere Spat der Vorphase ausgebildet, auch manganreicher, aber magnesiumärmer, ebenfalls aber derb. In Hohlräumen der Gangmasse finden sich, oft aufgewachsen auf Quarz, bauchige, sattelförmig gekrümmte Rhomboeder zu knolligen, unregelmäßigen Aggregaten zusammengewachsen (Abb. 3), seltener auch ganz flache Rhomboeder als „Blätterspate“. In der Umlagerungsphase bilden sich skelettförmige Abarten.

Der Schwerspat füllt als derbe, stets blättrig brechende, grobkörnige Massen die letztverbliebenen Gangräume. In dieser Form ist er undurchsichtig, grauweiß, milchweiß, gelbweiß oder auch rötlichweiß gefärbt. In Drusenräumen oder auf Klufflächen, aufgewachsen auf älteren Mineralarten, besonders häufig auf Eisenspat zeigen sich halbkugelige, aus Blättern aufgebaute Rosetten oder aber meißelförmige, tafelige bis plattige Einzelkristalle oder Kristallgruppen (Abb. 4), die durchscheinend ganz lichtrosa oder lichtgrün gefärbt oder auch wasserklar durchsichtig sind.

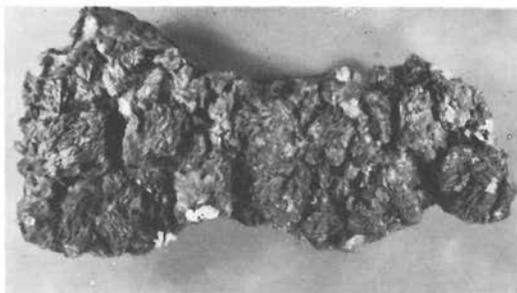


Abb. 3. Eisenspat; Silbernaaler Gangzug, Grube Hilfe Gottes, Westfeld, $\frac{1}{5}$ nat. Größe.

Aragonit ist recht selten, wohl ausschließlich Umlagerungsprodukt. Er bildet spitzpyramidale oder prismatische Einzelkristalle oder kleine Kristallgruppen in büschelig aufgebauten Aggregaten.

Auch Strontianit, Coelestin und Anhydrit sind seltene Gangarten oberer Teufen im Oberharz. Sie sind in Trümchen in ältere Erze und Gangarten eingewachsen, häufiger aber noch auf diese angewachsen. Anhydrit fand sich nur derb, Strontianit auch in Parallelverwachsungen prismatisch entwickelter, büschelig angeordneter Individuen („Feldwebelschnurrbärte“ der Bergleute).

Gips ist lang- und dünnadelig, meist feinkristallin, Umlagerungsprodukt aus Anhydrit oder Neubildung unter der Einwirkung bereits sulfatischer Wässer.

Die Erze der Hauptmineralisation

Zinkblende bildet neben Bleiglanz das Hauptfördererz. Der Schwerpunkt ihrer Abscheidung liegt sichtlich in größeren Teufen der Gangspalten. Infolge höherer Fe-Gehalte sind ihre Erstabscheidungen tiefbraun, fast schwarz. Nahe der Wurzelregion der Gänge zeigen diese Zinkblendens unter dem Mikroskop im Anschluß Entmischungskörperchen von Magnetkies und/oder Kupferkies. Die Zinkblendens jüngerer Generationen sind davon frei, durchweg grobkörnig, dunkelbraun bis braun. Von hellbrauner Farbe (der Strichfarbe des Minerals entsprechend) sind sie in dieser Phase nur, wenn sie unter hoher Druckbean-

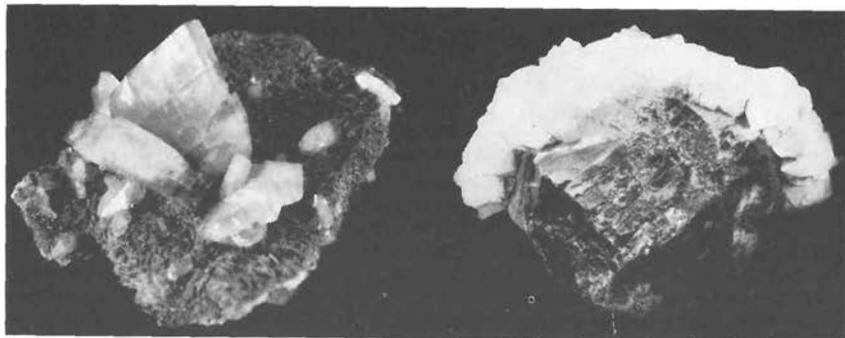


Abb. 4 (links): Schwerspat auf Eisenspat; Hütschentäl-Spiegeltaler Gangzug bei Wildemann. $\frac{1}{2}$ nat. Größe. – Abb. 5 (rechts): Zinkblende von Quarz überwachsen; Bockswieser Gangzug. $\frac{1}{2}$ nat. Größe.

sprungung im Gangraum stark zerrieben, mylonitisiert wurden und dann feinstkörnig rekristallisierten. Erst jüngste Abscheidungen in der Nachphase entsprechen „Honigblenden“ von rötlichgelber Farbe, sind durchscheinend, kaum in ihren Kriställchen je einmal 2 mm groß. Überhaupt sind Zinkblendekristalle, die gelegentlich in Drusenräume hineinragen oder auf Klufflächen aufgewachsen sind, recht selten, meist aber dann flächenreich und stark verzerrt (Abb. 5).

Der Bleiglanz ist entgegen der Zinkblende in Bereichen tieferer Bildungstemperaturen, also in den oberen Teufen der Grubenbetriebe, deutlich angereichert. In geschlossenen Gangmitteln ist er durchweg fein- bis grobkörnig (grobspätig), isometrisch und allotriomorph ausgebildet. Am feinkörnigsten, dann makroskopisch ohne Metallglanz, stumpf grau (Korngrößen bis ca. 0,1 mm) erscheint er in ehemals gelförmig gebildeten Quarz-Bleiglanz-Verwachsungen. Deren äußere Form ist kugelig oder krustenartig mit nierigen Oberflächen; sie sind so auch am Aufbau mancher Ringelerze beteiligt. In ihnen bildet der Quarz, wie man deutlich allerdings nur im Dünnschliff unter dem Mikroskop erkennt, das radialstrahlig aufgebaute Grundgefüge, während der Bleiglanz die Zwickel zwischen den Quarzfasern füllt, aber auch angereichert in konzentrischen Schalen auftritt. Berstungsrisse in diesen Ringelerzen werden von derberem, gröberkörnigem Bleiglanz verheilt. Nach außen hin gehen diese „Gele“ entweder in derben Bleiglanz oder grobkörnigen Quarz über.

Gegenüber späteren Druckbeanspruchungen ist der Bleiglanz sehr empfindlich. Schon eine geringe Belastung genügt, ihn zu zerbrechen, aufzuspalten. Die so entstehenden Bleiglanzbrekzien haben dann als Beläge der Spaltflächen einen feinen Beschlag umgelagerten, feinkörnigen, silberhellen Bleiglanzes. Bei verstärkter mechanischer Beanspruchung wird er als geschmeidiges Erz, insbesondere längs der Salbänder der Gänge oft zu Bleischweif (mylonitisierter und rekristallisierter Bleiglanz) ausgewalzt, während in ihm die etwas spröderen Mineralarten (z.B. Kupferkies und Fahlerz) linsenförmig oder gestreckt ausgewalzt, die sprödesten (Pyrit, Karbonate und Quarz) brekziös eingelagert sind.

Bleiglanzkristalle sind nicht häufig, treten in den oberen, drusenreicheren Gangpartien aber doch in gut ausgebildeten, aufgewachsenen Kristallen und Kristallgruppen auf, die neben dem Würfel als Hauptform Kombinationen mit Oktaeder (Abb. 6) und ganz selten Rhombendodekaeder erkennen lassen. Zwillingsbildungen nach (111) sind häufig. Gekrümmte Kristallflächen, gerundete Kristallkanten und Anätzungserscheinungen deuten die Einwirkung letzter, alkalischer, azsender oder auch deszendenter Wässer an.



Abb. 6 (links): Bleiglanz; Rosenhöfer Gangzug, $\frac{1}{2}$ nat. Größe. – Abb. 7 (rechts): Kupferkies in dichter Bleiglanz-Quarz-Verwachsung als Kokardenerz um Tonschiefer; Silbernaaler Gangzug, Grube Bergwerkswohlfahrt, $\frac{1}{3}$ nat. Größe.



Abb. 8. Bournonit auf Quarz; Burgstäter Gangzug. Nat. Größe.

Pyrit ist in der Hauptphase in der Vergesellschaftung mit Kupferkies nesterförmig anzutreffen, zeigt auch hier oft Neigung zur Idiomorphie (Würfel und Pentagondodekaeder). In derberen Trümchen tritt er seltener auf.

Der *Markasit* bildet als „Leberkies“ sehr feinkörnige, ehemals gelförmige Krusten mit nierenförmiger Oberfläche, ist als „Kammkies“ deutlich gröber kristallin ausgebildet und zeigt sich dann ebenfalls in Krusten und kugelförmigen Gebilden, die radial struiert sind und nach außen hin gezähnelte Endbegrenzungen mit kammartig gruppierten Verwachsungen erkennen lassen.

Das Vorkommen des Kupferkieses ist eindeutig, obwohl er genetisch Durchläufer ist, mit dem Schwergewicht seines Auftretens an die Zinkblende gebunden. Die Abscheidung seiner Hauptgeneration beginnt mit der der Zinkblende, überdauert deren Absatz aber. Er ist derb, allotriomorph entwickelt, bildet örtlich wenig lang aushaltende, bis 10 cm mächtige Kupferkiesadern. Nesterförmig in der Zinkblende, an deren Rändern gegen die Gangarten oder jüngeren Erzgenerationen, bevorzugt gegen Bleiglanz hin, als Verdrängungsreste in letzterem, kann er oft beobachtet werden. Auch durchzieht er in feinen Adern die Zinkblende. Kokardenförmige, in feinkörnige Quarz-Bleiglanz-Verwachsungen parallel deren Gefüge eingelagerte Bänder (Abb. 7) finden sich selten.

Die in Drusenräumen nachgewiesenen, meist kleinen Kupferkieskristalle sind recht flächenreich ausgebildet, gehören Bereichen oberer Teufen oder gar der Nachphase der Kristallisation an. Auf Fahlerzkristallen bildet er öfters höchst feinkristalline Überzüge.

Das Fahlerz der Oberharzer Erzgänge ist ein Antimonfahlerz (Tetraedrit). Sein Auftreten ist eng mit dem des Kupferkieses verknüpft. Es durchzieht ihn und die Zinkblende in schmalen Äderchen, begleitet diese Mineralien längs ihrer Verwachsungsgrenzen gegen Bleiglanz, in dem er schließlich noch rundlich-lappige Verdrängungsreste bildet. Derbe, bis 1 cm mächtige Fahlerztrümchen kommen nur örtlich vor. In Drusen aufsitzende Kristalle mit Kantenlängen bis zu 2 cm zeigen das Tetraeder oder Triakistetraeder als Grundform. Überzüge mit Kupferkies treten öfters auf. Auch Penetrationszwillinge kommen vor.

Derbe, ziemlich grobkörnige Nester und Trümchen von Bournonit beobachtet man nur gelegentlich. Weit verbreitet aber findet er sich als mikroskopisch feine, rundlich-lappige Einschlüsse und unregelmäßig begrenzte Nester von wenigen Millimetern Durchmesser im Bleiglanz, stets auffallend angereichert dort in der Nähe von Kupferkies und Fahlerz. Gut ausgebildete, plattig oder gar etwas bauchig erscheinende Einzelkristalle (Abb. 8) oder solche in kleinen Kristallgruppen sind aufgewachsen auf Quarz eine ausgesprochene Seltenheit.

Der Boulangerit konnte bisher nur mikroskopisch in Form rundlicher bis ovaler Einschlüsse im Bleiglanz, in der Nachbarschaft von Bournonit bevorzugt, beobachtet werden.

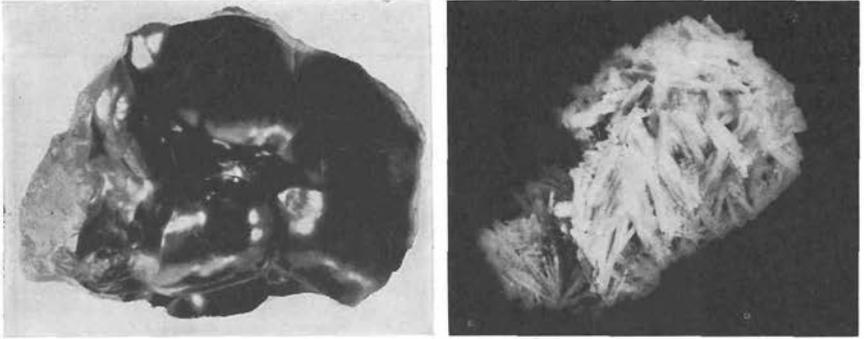


Abb. 9 (links): Brauner Glaskopf; Gegenthaler Gangzug, $\frac{1}{6}$ nat. Größe. – Abb. 10 (rechts): Weißbleierz; Zellerfelder Gangzug, $\frac{1}{2}$ nat. Größe. Alle Fotos: H. HÜTTENHAIN

Auch der Jamesonit bildet Einschlüsse im Bleiglanz, findet sich gelegentlich aber auch makroskopisch erkennbar mit radialstrahlig-büscheligem Aufbau der Aggregate in Drusenräumen oder auf Klüften.

Dem entspricht auch das Auftreten von Antimonglanz, während ged. Antimon in jüngster Zeit nur als Einschluß im Bleiglanz beobachtet werden konnte.

Die Silbererze Pyrargyrit, Stephanit, Silberglanz und ged. Silber sind wiederum vor allem als Einschlüsse aus Bleiglanz bekannt geworden. Sie sind in den jüngsten Mineralisationsphasen angereichert. Am häufigsten von diesen im allgemeinen seltenen Erzen ist noch das Rotgültigerz, das mitunter in feinen Beschlägen oder gar nadlig auf jungen Klüften oder Drusenwandungen in aufgewachsenen Kristallen (bis 1 cm lang und 1 mm dick) anzutreffen ist. Die Bleiglanzkonzentrate der Aufbereitung sind silberhaltig (im Durchschnitt etwa 500 g Ag/t) und auch etwas, aber sehr geringfügig goldhaltig (ca. 3 ppm).

In früheren Zeiten, aus oberen Teufen stammend, ist auch das Auftreten von Zinnober aus dem Eichelberger Gang und aus Gangmitteln der Grube Bergwerkswohlfahrt bekannt geworden. Es ist, wie noch in den Sammlungen vorhandene Proben nachweisen, ziemlich feinkristallin und derb entwickelt. Auch A amalgam und ged. Quecksilber sollen in der gleichen Paragenese mit angetroffen worden sein.

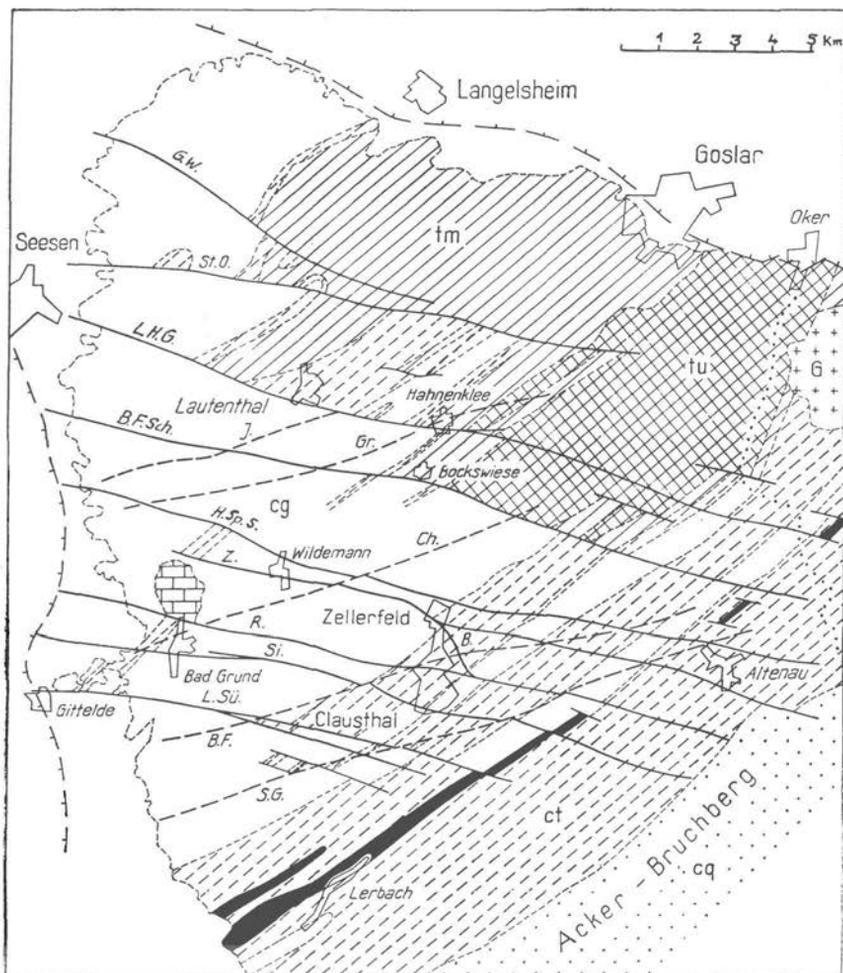
Mineralien der Oxidations- und Zementationszone

Die Hutzone der Oberharzer Erzgänge hat bergmännisch zu keiner Zeit erhebliche Bedeutung gehabt. Die schnelle Abtragung des Harzgebirges ließ eine tiefer greifende Umwandlung nicht aufkommen; sie umfaßt, von der Erdoberfläche aus gerechnet, nur wenige Meter Teufe. Selbst dort machen neben den Mineralien der Oxidations- und Zementations-

Abb. 11. Gangkarte des Oberharzes (Aus HÜTTENHAIN 1954).

Gangzüge: (Von N nach S): G. W. = Gegental-Wittenberger-Gangzug; St.O. = Steigertal-Ochsentaler Gangzug; L. H. G. = Lautenthal-Hahnenklee-Gemkenthaler-Gangzug; B. F. Sch. = Bockswiese-Festenburg-Schulenberger-Gangzug; H. Sp. S. = Hütschentel-Spiegeltal-Schultaler-Gangzug; Z. = Zellerfelder-Gangzug; B. = Burgstätter-Gangzug; R. = Rosenhöfer-Gangzug; Si. = Silbernaaler-Gangzug; L. Sü. = Laubhütter-Sülzkappeler Gangzug.

Ruscheln: J. = Jakober-Ruschel; Gr. = Grumbacher-Ruschel; Ch. = Charlotter-Ruschel; B. F. = Burgstätter Faule Ruschel; S. G. = Segen Gottes-Ruschel.



- | | | | |
|--|----------------------------|--|---|
| | Kulm Grauwacke | | Oberharzzer Diabaszug |
| | Kulm Tonsch. u. Kieselsch. | | Ober- u. Mitteldev. } <i>des oberh. Devonaltels</i> |
| | Acker-Bruchberg Quarzit | | Unterdevon |
| | Jberg - Kalk | | Granit |

- | | | | |
|--|------------------------|--|----------|
| | Harzrand - Flexuren | | Gangzüge |
| | Grenze d. Kontakthofes | | Ruscheln |

zone die Primärabscheidungen noch die Hauptmenge der Gangfüllungen aus. In aller Kürze sei daher hier nur eine Übersicht der bisher in der Hutzzone der Gänge nachgewiesenen Mineralarten gegeben.

Aus primären Bleierzen entstehen vorherrschend Weißbleierz (Abb. 9), daneben gelegentlich Anglesit sowie Pyromorphit und Mimetesit. Linarit als Übergangsglied zwischen Blei- und Kupfererzumlagerungen ist nur einmal auf dem Schulenberger Gangzug beobachtet worden. In jüngster Zeit wurde von dort noch Devillin (GEBHARD 1976), Langit, Rosasit und Hydrozinkit (mündl. Mitt. von Herrn G. SCHNORRER) bekannt.

Häufiger wieder treten als Sekundärminerale aus Kupfererzen, bevorzugt aus Kupferkies, Malachit und Kupferlasur auf, denen gegenüber Cuprit und Chryso-koll (das „Kupfergrün“ der Bergleute) selten sind. Örtlich hat die Antimonführung der Erze zur Neubildung von Kermesit geführt.

Die eisen- und manganführenden Mineralien, vor allem Eisenspat und Pyrit, haben Anlaß zur Bildung glaskopffartiger Massen von Brauneisenstein (Abb. 10), zur Umlagerung in Goethit (Nadeleisenerz) und Lepidokrokit (Rubinglimmer), zu krustenartigen und erdigen Bildungen von Pyrolusit, Manganomelan und sehr selten auch Manganit gegeben.

Die Nickelerze lieferten als Zersetzungsprodukte Beschläge von fahlgrüner Nickelblüte (Annabergit) und bei entsprechenden Co-Gehalten auch violette Kobaltblüte (Erythrin).

Zementationszonenerze treten meist nur in Form von Flitterchen oder Blechen als ged. Silber und ged. Kupfer, feinkörnig und allotriomorph sehr untergeordnet auch als Stephanit, Silberglanz, Kupferglanz, Bornit, Covellin und Tenorit auf. Diese alle stellen zwar mineralogisch interessante, praktisch aber bedeutungslose Mineralfunde dar.

Insgesamt konnte hier zur Beschreibung der sehr wechselvollen Mineralführung in den Oberharzer Gängen infolge des beschränkten Raumes nur ein Überblick gegeben werden. Ausführliche Angaben zur äußeren Form der Kristalle und Aggregate, zu den Verwachsungsarten der Erze und Gangarten auf einzelnen Fundpunkten können in dem unten angegebenen Schriftenverzeichnis nachgelesen werden. Besonders sei auf BUSCHENDORF et al. (1971), HÜTTENHAIN (1954), HÜTTENHAIN & OHNEMÜLLER (1957), SPERLING (1959, 1973 u. d. H. S. 86), LÜDECKE (1896) und SCHULZE (1895) hingewiesen.

Anmerkung: Alle Originalproben der Abbildungen sind in den Sammlungen des Mineralogisch-petrographischen Institutes der T. U. Clausthal ausgestellt.

Schriftenverzeichnis

- BUSCHENDORF, F., H. DENNERT, W. HANNAK, H. HÜTTENHAIN, K. MOHR, H. SPERLING & D. STOPPEL (1971): Geologie des Erzgangreviers, Mineralogie des Ganginhaltes und Geschichte des Bergbaus im Oberharz. – Monographie 3 der deutschen Blei-Zink-Erzlagerstätten, Lieferung 1, – Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, Heft 118, (212 S., 6 Abb., 9 Tab., 44 Taf.), Hannover.
- DAHLGRÜN, F. (1950): Zonale Verbreitung der Gangformationen des Brocken-Plutons. – *Erzmetall* **3**, 150–153.
- GEBHARD, G. (1976): Über ein Vorkommen von Devillin in Oberschulenberg, Harz. – *Der Aufschluß*, **27**, 125–130.
- HÜTTENHAIN, H. (1954): Die Oberharzer Blei-Zink-Erzgänge. – *Der Aufschluß* **5**, 152–158.

- HÜTTENHAIN, H. & W. OHNEMÜLLER (1957): Das Westfeld der Grube Hilfe Gottes bei Bad Grund als Teilglied der Oberharzer Blei-Zink-Erzgänge. – N. Jb. f. Min. Abh. **91**, 361–378.
- LUEDECKE, O. (1896): Die Minerale des Harzes. – Verlag Gebrüder Bornträger, Berlin.
- RAMDOHR, P. & M. SCHMITT (1955): Vier natürliche Kobaltselenide vom Steinbruch Trogtal bei Lautenthal im Harz. – N. Jb. f. Min. Mh., 133–142.
- SCHULZE, E. (1895): *Lithia hercynia*. Verzeichnis der Minerale des Harzes und seines Vorlandes. – Verlag Veit und Comp., Leipzig.
- SPERLING, H. (1959): Über Paragenesen und Lagerstättenstockwerke in den Blei-Zink-Erzgängen des Grubenbezirkes Bad Grund (Harz). – Z. f. Erzbergbau und Metallhüttenwesen **12**, 159–164.
- SPERLING, H. (1973): Die Erzgänge des Erzbergwerks Grund (Silbernaaler Gangzug, Bergwerks-glücker Gang und Laubhütter Gang). – Monographie 3 der deutschen Blei-Zink-Erzlagerstätten, Lieferung 2. – Geologisches Jahrbuch, Reihe D, Heft 2, (205 S., 72 Abb., 13 Tab., 32 Taf.), Hannover.
- TISCHENDORF, G. (1959): Zur Genesis einiger Selenidvorkommen, insbesondere von Tilkerode im Harz. – Freiburger Forschungshefte, Reihe C, **59**, Berlin.

Die Gangerz-Lagerstätte Grund (Harz)

Von Herbert SPERLING, Goslar

Einleitung

Mehrere der im Oberharz-Distrikt zwischen der westlichen Harzrand-Störung (im W) und dem Okertal (im E) vorkommenden, tektonischen Störungszonen (einschließlich der bisher als „Ruscheln“ genannten), führen vorwiegend in der Nachbarschaft von Grauwacken und Tonschiefern des Kulm einzelne oder auch mehrere Erzmittel. Sie fallen steil nach Süden bzw. Südwesten ein und streichen, bis zu 70 m mächtig, 80°–145°. Sie sind deshalb auch mit den lagerstättenkundlichen Begriffen „Erzgänge“ bzw. „Gangzüge“ (= mehrere, dicht nebeneinander verlaufende Erzgänge) belegt worden.

Zu den bedeutendsten Vererzungen im Bereich des Erzbergwerkes Grund sind die des von Gittelde/Münchehof (im W) über Bad Grund nach Clausthal (im E) verlaufenden Silbernaaler Gangzuges zu rechnen. Das Bergwerk Grund stellt die einzige, heute noch in Förderung stehende Grubenanlage im Oberharz dar.

Geschichte des Bergbaues, der heutige Betrieb im Erzbergwerk Grund und seine wirtschaftliche Bedeutung

Erste Schürfversuche gehen dort zwar bis in die Mitte des 16. Jahrhunderts zurück (DENNERT in BUSCHENDORF et al. 1971, 94), aber erst 1839 wurde die acht Jahre vorher im Bereich des Silbernaaler Gangzuges als Versuchsgrube angelegte Zeche „Hilfe Gottes“ zur erzfördernden Grube ausgebaut und steht seitdem ununterbrochen in Betrieb.

Diese Grube „Hilfe Gottes“, die sich im Bereich von Bad Grund und westlich davon befindet, und die östlich der Bergstadt sich anschließende Grube „Bergwerkswohlfahrt“ sind seit dem Jahre 1931 als Betriebsabteilungen zum Erzbergwerk Grund *zusammengelegt* (vgl. Abb.1), das sich damit über fast sechs Kilometer in ost-westlicher Richtung erstreckt. Der tiefste bergmännische Aufschluß ist die in ca. 700 m Teufe gelegene 19. Sohle, die die z. Zt. wichtigsten und zwei Kilometer voneinander entfernten Tagesschächte des Erzbergwerkes – Wiemannsbuchtschacht (im E) und Achenbachschacht (im Zentralteil des Bergwerkes) – verbindet und von letztgenanntem Schacht aus noch ca. 2 km nach W in den Westteil der Lagerstätte aufgeföhren worden ist (Abb. 2). Von dieser Sohle aus wird z. Zt. die Lagerstätte mit auf- und abwärts gerichteten Bohrungen untersucht.

Der Bergbau geht gegenwärtig im Silbernaaler Gangzug in 450–700 m Teufe um, d. h. im Bereich der 14. Firste (östlich und westlich Achenbachschacht) und der 18. Firste (am Wiemannsbuchtschacht). In der Grundner Lagerstätte sind bisher ca. 12,5 Mio t Roherz mit über 900 000 t Blei, 300 000 t Zink und 2000 t Silber gewonnen worden. An Erzvorräten sind z. Zt. mehrere Mio t aufgeschlossen worden. Trotz intensiver Such- und Untersuchungsarbeiten ist das Gesamt-Roherzvolumen jedoch noch nicht bekannt.

Die Jahresförderung beträgt z. Zt. etwa 430 000 t Roherz mit durchschnittlich 10% Blei und Zink.

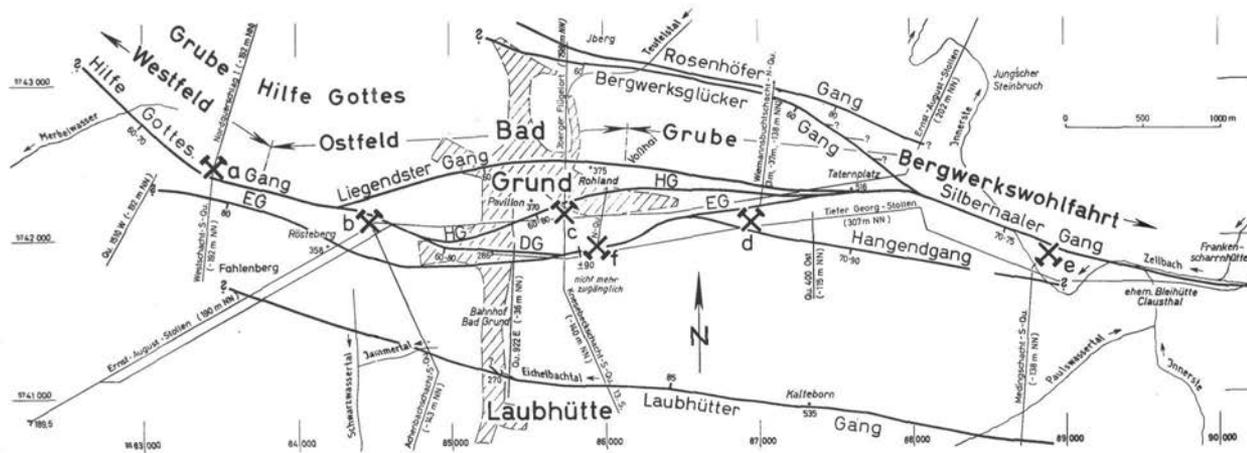


Abb. 1. Schächte, Stollen, bedeutende Untersuchungs-Querschnitte und Übertage-Lokalitäten im Bereich der Grunder Erzgänge (a = Westschacht; b = Achenbachschacht; c = Knesebeckschacht; d = Wiemannsbuchtschacht; e = Medingschacht; f = 5. Lichtloch); HG = Hauptgang; DG = Diagonalgang; EG = Eichelberger Gang).

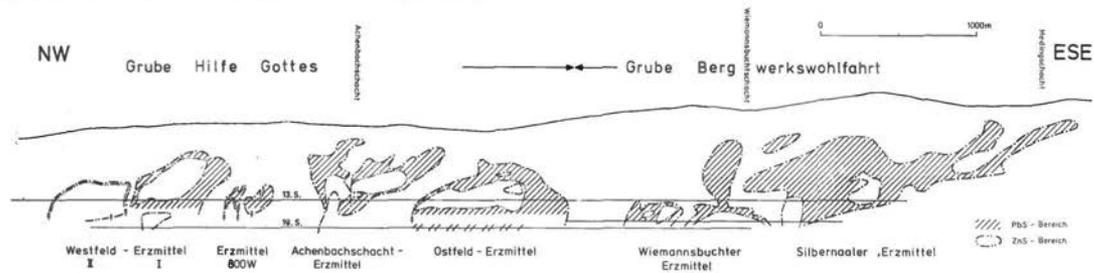
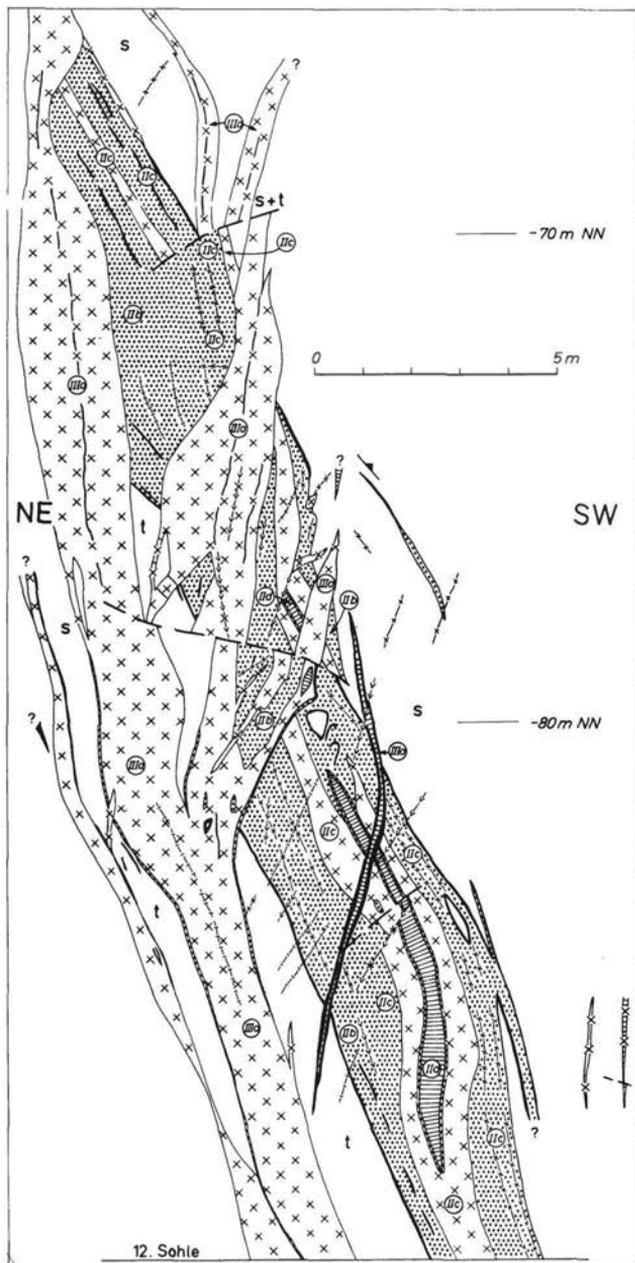


Abb. 2. Silbernaaler Gangzug – Seigerriß, vgl. Abb. 1.



Form der Erzgänge

Gliederung des Silbernaaler Gangzuges und Beschreibung der Gangtektonik

Der generell 120°-streichende Silbernaaler Gangzug ist in seinem ca. 4 km langen Zentralteil in die 80°-Richtung verbogen und auf bis zu 700 m Breite in mehrere Erzgänge – Liegendster Gang (im N),

Liegender Gang (früher Trum 140 W genannt),

Liegendgang,

Hauptgang (im Westen auch Hilfe Gotteser Gang genannt),

Diagonalgang,

Eichelberger Gang und Hangendgang (im S)–

aufgeblättert (Abb. 1). Diese Gänge sind in sich wiederum sowohl im Streichen als auch im Einfallen gekrümmt (SPERLING 1973, 1976).

Die wirtschaftlich wichtigsten Erzgänge sind z. Zt. der Hauptgang, der Liegende Gang und der Eichelberger Gang.

Unter Zuhilfenahme des erarbeiteten paragenetischen Schemas der Grunder Erzgänge ist es möglich, die Mehrphasigkeit der tektonischen Bewegungen an den Grunder Erzgängen zu ermitteln, die *nach* der postnamurischen Faltung (BEDERKE 1962, FIGGE 1964) einsetzen und *vor* dem Zechstein 1 im wesentlichen abgeschlossen waren, denn die an den Grunder Erzgängen meßbaren Verwurfsweiten von oft mehreren hundert Metern sind in dem überlagernden Zechstein nur in auf Dekameter reduzierten Dimensionen wiederzufinden. Der Hilfe Gotteser Gang ist im Zechstein lediglich an schwachen Störungen und der nur lokal auftretenden jüngsten hydrothermalen Mineralisation – der Mineralisationsphase IIIc – erkennbar (Abb. 3).

Für die Entstehung der Oberharzer Erzgänge dürfte die an den Grunder Erzgängen gemachte Beobachtung von Bedeutung sein, daß bereits *vor* den bruchtektonischen Bewegungen tektonische Beanspruchungen des Gesteins in Form von Verbiegungen verschiedener Art stattgefunden haben. So sind in gleichen Bereichen die Faltenachsen in ihrem Einschleichen und die Schichten selbst S-förmig mit bis zu 30° Richtungsänderung in der Horizontalen als auch in der Vertikalen verbogen (Abb. 4). Diese Verbiegungen sind, zerhackt durch die Erzgänge mit all ihren Partialbewegungen, außer- und auch innerhalb der Erzgänge wiederzufinden. Der südliche Teil der torsionsartig beanspruchten Bereiche ist steil schräg aufwärts nach SE (in den Westfeld-Erzmitteln) oder nach Osten (im Ostfeld-Erzmittel) und der nördliche Teil entsprechend steil schräg abwärts nach NW oder W verbogen worden.

Der Biegungsvorgang wurde nach Überschreitung der Elastizitätsgrenze von den oben bereits genannten bruchtektonischen Bewegungen abgelöst.

Bemerkenswert ist in den Westfeld-Erzmitteln die Parallelität zwischen südöstlicher, torsionsartiger Verbiegungsrichtung einerseits und dem flach nach NW gerichteten Einschleichen der Vererzungszonen andererseits, was nicht unbedingt rein zufällig zu sein braucht.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die Grunder Erzgänge diagonale Seitenverschiebungen mit stark gewelltem, streichendem Verlauf und gekrümmtem Einfallen sind. Sie sind zwischen der postnamurischen Faltung und dem Zechstein 1 bzw. zwischen tiefstem Stefan und höchstem Rotliegenden entstanden.

◀
Abb. 3. Durchtrüerung der Mineralisationsphase II durch die Mineralisationsphase III im Hilfe Gotteser Gang (Grube Hilfe Gottes, Westfeld, 12. Sohle, 1950 m westlich Achenbachschacht (vgl. Abb. 1); Punkte = Zinkblende; schwarz = Bleiglanz; Kreuze = Kalkspat; Häkchen = Eisenspat; Leiter-Signatur = Quarz; s = Grauwacke; t = Tonschiefer).

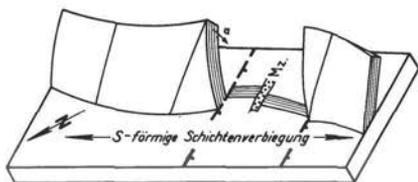


Abb. 4. S-förmige Schichtverbiegung (Raumbild; a = abwärts gerichtete Beanspruchungsrichtung; Mz. = Mineralisationszone).

Der Einfluß des Ganggesteins auf die Mineralisation der Erzgänge

Die Kulmschichten, die sich im Grunder Revier aus Konglomeraten, Grobe-Grauwacke-Folgen, Grauwacken, Grauwackenschiefer, Sandbandschiefer und Tonschiefer zusammensetzen, wurden innerhalb der Gänge mehr oder weniger mechanisch beansprucht und z. T. sekundär durch ascendente und descendente, wäßrige Lösungen umgewandelt. Dabei erfolgte eine Haematitisierung, Kaolinisierung, Carbonatisierung und seltener eine Pyritisierung, lokal auch eine intensive Silifizierung des Gesteins.

Die Silifizierung hat das Ganggestein offensichtlich gehärtet und die tektonisch geschaffenen Gangspalten standfest gemacht. Eine ähnlich hohe Standfestigkeit kommt auch wegen des primären, relativ hohen Quarzgehaltes den Grauwacken und Konglomeraten zu.

Die tonigen Ganggesteine dagegen wurden bei mechanischer Beanspruchung relativ leicht zerbrochen und sogar verruscht und bei Anwesenheit von Wasser verletzt. Die schwach kohlehaltigen Tonschiefer und Sandbandschiefer wurden dabei an tektonischen Bewegungsflächen mit mm-dicken, glänzenden Kohlefilmen überzogen. Es ist auffallend, daß in der Nähe dieser kohlehaltigen Gangtonschiefer Quarz nur in geringen Mengen als Erst-Mineral einer Mineralisationsphase vorkommt, im Gegensatz zu dem relativen Quarzreichtum im Bereich der Grauwacken im Gang.

Die Gangtypen

Unterschiedliches Achsen-Abtauchen und S-förmige Schichtenverbiegungen in den Liegend- und Hangendschollen der Grunder Erzgänge, bestimmte Einfallswinkel der Gänge, bogenförmiges Streichen der Mineralisationszonen innerhalb der Gänge und in bestimmten Bereichen der Erzmittel vorkommende jüngere Störungen können typische gangtektonische Merkmale der Erzmittel sein. Diese werden zusammengefaßt mit *Gangtypus* bezeichnet. So gehören die Westfeld-Erzmittel I und II, das Ostfeld-Erzmittel und das Silbernaaler Erzmittel dem Achsenverbiegungs-Gangtypus, das Wiemannsbucher Erzmittel (Abb. 2) dem Wiemannsbucher Gangtypus, das Erzmittel des Bergwerksglücker Ganges und das Achenbachschacht-Erzmittel dem Bergwerksglücker Gangtypus und das Erzmittel 800 W dem Gangversteilungs-Gangtypus an (vgl. S. 91).

Das Erzmittel des Laubhütter Ganges ist aufgrund der relativ sporadischen Aufschlüsse noch nicht gangtektonisch typisierbar.

Im folgenden werden die einzelnen Gangtypen beschrieben:

Achsenverbiegungs-Gangtypus

Der Bereich der in den Liegend- und Hangendschollen des Hauptganges und des Diagonalganges aufgeschlossenen Achsenverbiegungen mit nach NE abtauchenden Faltenachsen deckt sich mit dem in den benachbarten Gängen vorkommenden Erzmitteln. In den dem Achsenverbiegungs-Gangtypus zuzuordnenden Westfeld-Erzmitteln I und II sind folgende Erscheinungen zu beobachten:

- a) durch den Hauptgang und den Diagonalgang hindurchgehende S-förmige Schichtverbiegungen,
- b) die bogenförmige Anordnung der Erztrümer (nach Norden geöffnete Bögen) und der Gangartentrümer (nach Süden geöffnete Bögen),
- c) vorwiegend an den streichenden Enden der mächtigen Erztrümer auftretende Durchtrümmerungen durch Gangartentrümer (Abb. 3),
- d) in den Westteilen der Erzmittel sowie in Bereichen versteilt einfallender Erztrümer zahlreiche, jüngere, diagonale Auf- und Überschiebungen.

Wiemannsbucher Gangtypus

Der im Wiemannsbucher Erzmittel vertretene Gangtypus zeigt als wesentliches Merkmal eine Versteilung des Hauptganges und des Eichelberger Ganges um 10 bis 15°. Weiterhin sind mehrere etwa seiger einfallende Störungen charakteristisch, die Hauptgang und Eichelberger Gang (beide parallel zueinander verlaufend und 70°-streichend) diagonal, d. h. E-W-streichend, verbinden.

Die ältesten Trümer des Hauptganges und des Eichelberger Ganges treten zur Mitte des Gangzuges gewandt auf. Die jüngeren Trümer liegen im nördlichen Teil des Hauptganges und im südlichen Teil des Eichelberger Ganges.

Bergwerksglücker Gangtypus

Für diesen Gangtypus sind – im Grundriß betrachtet – einige hintereinander gestaffelte Störungen bzw. Erzführungen mit nach Norden geöffneten Bögen charakteristisch. Die westlichen Teile dieser Bögen werden durch eine meist taube, 130°-streichende Störung verbunden. Diese ist – im Profil gesehen – oben halbsteil, unten seiger, d. h. in sich gebogen und hat somit die Form einer Schaufelfläche. Im Bergwerksglücker Gang sind oft steil stehende Schichtflächen der Nebengesteinsschollen ebenfalls vererzt.

Gangversteilungs-Gangtypus

Versteilungen einzelner Gänge um z. T. 10° führten zur Bildung von Erzmitteln. Dieser Gangtypus unterscheidet sich also vom Wiemannsbucher Gangtypus (s. o.) nur geringfügig.

Zur Frage der Hohlräumsschaffung

Bei der Beantwortung der Frage nach der Entstehung der z. T. sehr mächtigen Erz- und Gangartentrümer in den Oberharzer Erzgängen war für RICHTER (1941) entscheidend, daß diese Erzgänge diagonale Seitenverschiebungen und damit auch Dehnungsstörungen sind.

Die auf Seite 88 genannten Ergebnisse lassen zumindest vermuten, daß die Grunder Erzgänge nicht deshalb vererzt sind, weil sie als diagonale Seitenverschiebungen Dehnungsstörungen sind, sondern weil sie in der Horizontalen und Vertikalen gekrümmt sind. Es können als Beweis hierfür mehrere Abschnitte innerhalb bedeutender Oberharzer Gangzüge (z. B. Silbernaaler Gangzug bei Clausthal und Lautenthaler Gangzug östlich und westlich Lautenthal) genannt werden, welche überhaupt kein Erz führen, vermutlich aufgrund ihres „nur“ gleichförmigen Streichens und Einfallens. Die oben beschriebenen Gangtypen haben gezeigt, daß die vererzten Bereiche mehrere tektonische Merkmale aufweisen, auf die die für Hohlräumsschaffungen und damit auch für die Bildung von Erzmitteln notwendigen tektonischen Bewegungen bezogen werden können. Es handelt sich um Abwärtsbewegungen nach oben mehr oder weniger ausspitzender, d. h. keilartiger Schollen zwischen Schaufelflächen, um geringfügige Setzungserscheinungen, um drehende oder kippende Abwärts-

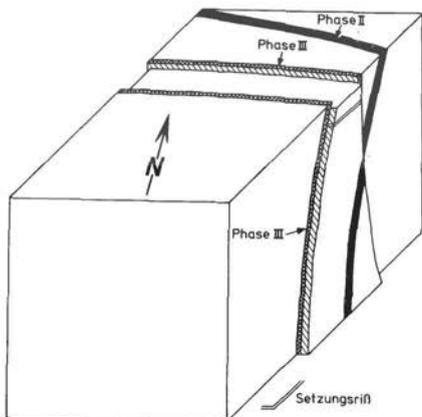


Abb. 5. Hohlräume durch Abwärtsbewegungen von keilartigen Schollen (schematisiert).

bewegungen von Zwischenschollen und um en bloc-Bewegungen in der Horizontalen und Vertikalen an meist gewellten Störungen (Abb. 5).

Entsprechend der Hohlräumbildungen – leere oder mit Gesteinsbruchstücken gefüllte Spalten – ist es zur Bildung von Brekzien-, Ringelerz-, Lagenerz- und Bändererz-Trümmern oder von einfach gebauten Trümmern gekommen.

Inhalt der Erzgänge

In den Grunder Erzgängen sind Bleiglanz (auch wichtiger Silberträger) und Zinkblende (Cadmium-führend) als *Haupterze* sowie Kalkspat, Eisenspat, Schwerspat und Quarz als *Haupt-Gangarten* in mehreren Erzmitteln angereichert, die streichende Längen von 1000 m, Teufenerstreckungen von 500 m und Röhlermächtigkeiten von oft 10 m erreichen. Die größten und zugleich Zink-reichsten dieser Erzmittel im Silbernaaler Gangzug sind die *Westfeld-Erzmittel I und II* und das *Ostfeld-Erzmittel* (Abb. 2). Zwischen diesen und weiter östlich und auch im Bergwerksglücker Gang (nördlich des Silbernaaler Gangzuges; im wesentlichen bereits abgebaut) und im Laubhütter Gang (südlich des Silbernaaler Ganges; bisher lediglich in verschiedenen Teilen untersucht) finden sich vorwiegend Bleiglanz-führende Erzmittel.

Der im späten Oberkarbon und im Rotliegenden erfolgte vierphasige Mineralisationsablauf ist speziell in den Westfeld-Erzmitteln des Silbernaaler Gangzuges folgendermaßen gewesen:

In der *Mineralisationsphase I* fand eine Gesteinsauflockerung an bereits vorhandenen kleinen Scherstörungen statt. Sie wurde begleitet teils von einer Roteisen-Imprägnation, einer Dolomitisierung und einer Ankeritisierung des Nebengesteins, teils von einer Füllung der in der Regel kleinen Hohlräume zwischen den Gesteinsbrocken mit Eisenspat. Am Ende dieser Mineralisationsphase wurden die Gangbereiche lokal silifiziert.

Während der folgenden *Mineralisationsphase II* (vgl. Abb. 3) ist es zur Bildung mehrerer, meist verschieden alter Mineralabfolgen gekommen:

Quarztrümer, mit etwas Kupferkies und Pyrit,
Zinkblende-Trümer, deren Zinkblende vereinzelt Kupferkies-Entmischungen führt und älter als Bleiglanz, vorherrschend aber frei von Entmischungen ist und dann mit etwas älterem Bleiglanz vergesellschaftet erscheint, oder gleichaltrige

Bleiglanz-Quarz-Trümer;
 Bleiglanz-Trümer, die sich zweiseitig-symmetrisch aus Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies und Kalkspat zusammensetzen und z. T. lateral in
 Kokardenerz-Trümer übergehen (überwiegend mit Bleiglanz und Quarz),
 Kappenquarz-Trümer (mit etwas Zinkblende am Saum).

Vor und während der *Mineralisationsphase III* entstanden durch tektonische Akte voneinander getrennt in weitklaffenden Hohlräumen folgende Mineralabfolgen:
 Kalkspat-Quarz-Trümer (mit Bleiglanz und Zinkblende),
 Eisenspat-Trümer (mit Bleiglanz und Silbermineralen) (vgl. Abb. 3) und schließlich
 Schwerspat-Trümer (selten mit Quarz und Kupferkies).

Erzspender für diese sicherlich azendent entstandenen, primären Derberze und Gangarten sind nicht sicher bekannt.

Nachfolgende, nur noch schwache tektonische Bewegungen leiteten einen Nachschub hydrothermalen Lösungen ein, die die Minerale der Mineralisationsphasen I bis III teilweise mobilisierten und dabei zum Absatz der meist idiomorphen Minerale der *Mineralisationsphase IV* führten. Eine Datierung dieser Phase ist nicht möglich.

Tektonisch bedingt finden sich die Zinkblende-reichen Trümer der Mineralisationsphase II im wesentlichen im Zentrum der Erzmittel. Die peripheren Bereiche der Erzmittel (gründrißlich und seigerrißlich gesehen) führen Bleiglanz-reiche Erztrümer, die den Mineralisationsphasen IIB, IIIa und IIIb zuzuordnen sind.

Zusammenfassung

Die vielen, teils im 19. Jahrhundert, teils aber auch erst Anfang dieses Jahrhunderts wegen Erschöpfung der Erzvorräte stillgelegten Gruben der Oberharzer Reviere, überlebte das Erzbergwerk Grund aufgrund seiner wesentlich größeren und reicheren Vorräte nunmehr schon um fünfzig Jahre. Diese im Weltmaßstab durchaus beachtliche Ganglagerstätte von Bad Grund mit schätzungsweise mindestens 20 Mio t Roherz konnte im Verlauf der vergangenen zwanzig Jahre ohne Unterbrechung geologisch-lagerstättenkundlich untersucht werden. Es wurden dabei bezüglich Form und Inhalt der Erzgänge bisher unbekannte Erkenntnisse gesammelt, die sich z. T. auch auf die geologisch-lagerstättenkundlich nicht untersuchten Erzgänge der inzwischen stillgelegten Oberharzer Gänge übertragen lassen.

Schriftenverzeichnis

- BEDERKE, E. (1962): Das Alter der Harzfaltung. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh **1**, 24–27, Stuttgart.
 BUSCHENDORF, F., DENNERT, H., HANNAK, W., HÜTTENHAIN, H., MOHR, K., SPERLING, H. & STOPPEL, D. (1971): Die Blei-Zink-Erzgänge des Oberharzes, Lief. 1: Geologie des Erzgang-Reviers. Mineralogie des Ganginhalts und Geschichte des Bergbaus im Oberharz. – Beih. geol. Jb., **118**, 1–212.
 FIGGE, K. (1964): Das Karbon am Nordwestende des Harzes. – Geol. Jb. **81**, 771–805, Hannover.
 RICHTER, M. (1941): Entstehung und Alter der Oberharzer Gänge. – Geol. Rdsch. **32**, 93–105.
 SPERLING, H. (1973): Die Erzgänge des Erzbergwerk Grund (Silbernaaler Gangzug, Bergwerks-glücker Gang und Laubhütter Gang). – Geol. Jb. **D 2**, 205 S., Hannover.
 SPERLING, H. (1976): in Geologische Karte von Niedersachsen, 1:25000, Erläuterungen zu Blatt Seesen Nr. 4127, 161 S., 18 Abb., 8 Tab., 4 Taf., 6 Kt., 78–93, Hannover.

Die Erzgänge von St. Andreasberg*)

Von Albrecht WILKE, Berlin

Der Name der alten Harzer Bergstadt St. Andreasberg ist für alle Mineraliensammler ein Begriff, mit dem sich die Vorstellung von großen und wundervoll ausgebildeten Kalkspatkristallen, von Silbererzen und Zeolithen verbindet. Andreasberger Stufen gehören auch heute noch zu den schönsten Schaustücken vieler öffentlicher und privater Sammlungen. Leider ist von dieser Pracht am Fundort heutzutage nichts mehr zu sehen; die Gruben liegen seit 1910 still, und in dem verwitterten Haldenmaterial findet man höchstens ein paar Kalk-

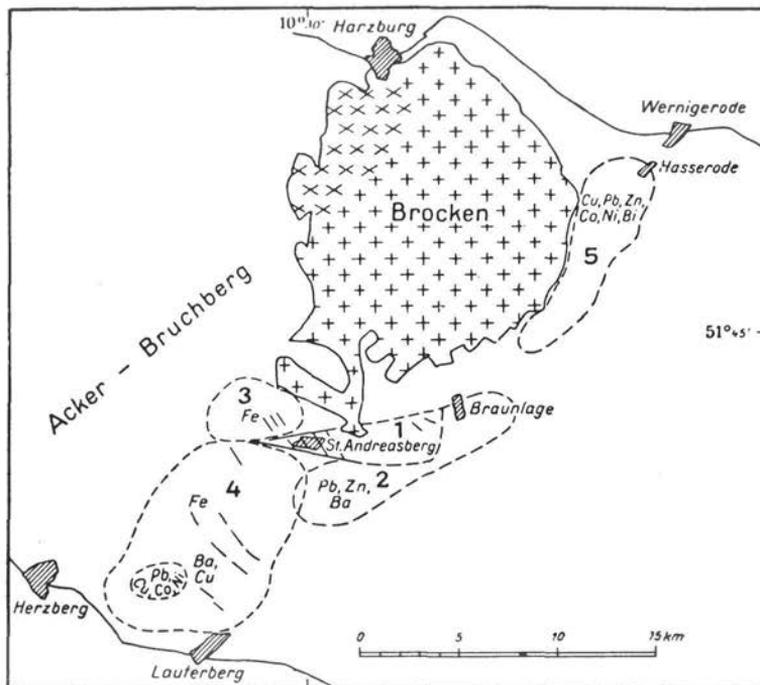


Abb. 1. Die Gangreviere im Mittelharz.

- 1 St. Andreasberg (Ag, Pb, Zn, Cu, Co, Ni, As, Sb),
- 2 Engelsburg-Steinfeld (Pb, Zn, Cu, Ag, Ni, Co, Ba),
- 3 Eisensteinsberg (Fe, Ba),
- 4 Lauterberg (Ba, Cu, Fe),
- 5 Hasserode (Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Bi).

*) Überarbeitete Fassung aus dem Sonderheft 17 zum Aufschluß 1968.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr.-Ing. Albrecht WILKE, TU Berlin, Fachgebiet Lagerstättenforschung und Rohstoffkunde, Hardenbergstraße 42, D-1000 Berlin 12.

spatkristalle, geringe Erzfunken oder, wenn man besonders Glück hat, auch einmal Desmin und Analcim in kleinen Kristallen.

Der Bergbau

Das eigentliche Gangrevier von St. Andreasberg ist ein schmales Dreieck am Südrand des Brockengebietes (Abb. 1), seine größte Länge beträgt 6 km, die mittlere Breite etwa 1 km. Die Erzgänge wurden durch systematische Schürfarbeiten gegen Ende des 15. Jahrhunderts entdeckt, die Bergstadt 1528 von den Grafen von Hohnstein gegründet. Nach Bekanntwerden reicher Silbererzfinde kamen aus anderen Bergbaurevieren scharenweise Bergleute herbei – noch heute erkennt man an dem typischen Dialekt der Andreasberger Einwohner, daß deren Vorfahren größtenteils aus dem sächsischen Erzgebirge stammten.

Das wechselnde Geschick des Bergbaus im Verlaufe seiner 400jährigen Betriebszeit prägt sich deutlich in der Kurve der Silbererzeugung (Abb. 2) aus; diese „Lebenskurve“ zeigt beispielhaft die drei Perioden der betrieblichen Entwicklung, die der Harzer Bergbau und wohl auch der ganze übrige deutsche Bergbau erlebt haben. In der ersten Periode von 1480–1627 bauten zahlreiche kleine und kleinste Gruben (zeitweise bis zu 160) die reichen Erze des „Eisernen Hutes“ der Gänge ab. Nach Erschöpfung dieser reichen Gangteile ging der Bergbau vollständig ein; der 30jährige Krieg verhinderte seine baldige Wiederaufnahme. Die 2. Periode reichte von 1650–1765. Nunmehr wurden die Haupterzmittel der Gänge bis zu beträchtlicher Teufe erschlossen und mit Hilfe der Landesherrn, der Herzöge von Braunschweig, einige leistungsfähige Gruben mittlerer Größe ausgebaut. Erst in der 3. Betriebsperiode gelang die Zusammenfassung der einzelnen Gruben zu einer zentralen Anlage („Vereinigte Gruben Samson“), die von einer staatlichen Direktion geleitet wurde, und die sich mit den moderneren Betrieben des Clausthaler Reviers vergleichen läßt. Allerdings konnte diese „Rationalisierung“ den Niedergang des Bergbaues auch nicht mehr aufhalten,

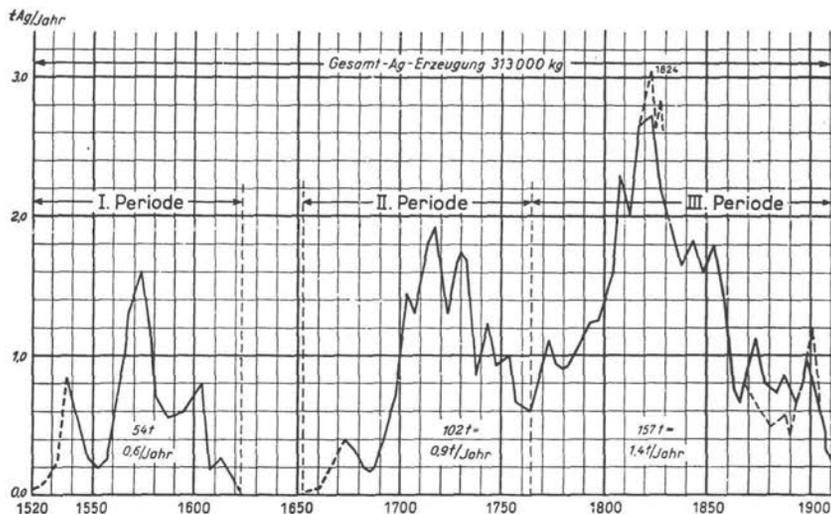


Abb. 2. Jährliche Erzeugung von Brandsilber im gesamten Andreasberger Revier 1520–1910 (Fünf-Jahres-Durchschnitt).

sie führte im Gegenteil zum vorschnellen Verhieb der Vorräte. Die Weltkrise des Metallmarktes um 1900 bewirkte schließlich die endgültige Stilllegung.

Das Gesamtergebnis der Metallerzeugung von 313 t Silber, 12 500 t Blei und 2500 t Kupfer ist im Vergleich zu ähnlichen Bergbaurevieren als gering zu bezeichnen, macht es doch z. B. gerade 5% der Produktion des Clausthaler Reviers im gleichen Zeitraum aus.

Heute sind von den meisten Gruben nur noch die Halden und die verfallenen Stollen- und Schachtmundlöcher zu sehen; erfreulicherweise sind aber wenigstens die Tagesanlagen des Samson-Schachtes erhalten und zu einem sehenswerten Museum des alten Bergbaus ausgebaut.

Geologie und Tektonik

Die etwa 20 Gänge des St. Andreasberger Reviers sitzen in mittel- und unterdevonischen Schichten auf. Sie werden durch zwei mächtige Grenzverwerfungen, die „Neufanger“ und die „Edelleuter“ Ruschel, abgeschnitten. Erzgänge und Ruscheln lassen sich gruppenweise zu Kluftsystemen ordnen, die für die variscische Tektonik des Mittelharzes charakteristisch sind. Den Ablauf der tektonischen Bewegungen und die Bildung der Gangspalten können wir uns etwa folgendermaßen vorstellen (Abb. 3):

- a) Zuerst entstanden als Auswirkungen der Faltung die großen Aufschiebungen (Faltenabscherungen) der Neufanger-Richtung mit entsprechenden Scherklüften. Alle Klüfte standen unter Druck, waren also nicht geöffnet.
- b) Gegen Ende der Faltung, gleichzeitig mit der Granitintrusion, fanden weitere Aufschiebungen, jedoch jetzt in der Edelleuter-Richtung, statt. Da auch diese Spalten zunächst noch geschlossen blieben, bestand keine Möglichkeit für die Bildung von Erzgängen.
- c) Erst nach Erstarrung des Granitplutons senkte sich der durch die Verwerfungen zerstückelte Gebirgskeil in Richtung auf den Granit zu und die einzelnen Schollen lockerten sich dabei auf. Jetzt konnten die hydrothermalen Lösungen aus dem Granit aufsteigen und in den offenen Spalten ihre Mineralien absetzen.

Natürlich sind diese Vorgänge örtlich viel komplizierter verlaufen als das einfache Schema andeuten kann; die Bewegungen haben sich oftmals wiederholt, die Gänge sind zeitweise geschlossen und dann erneut aufgerissen worden. Da die Mächtigkeit des Deckgebirges über dem Granitpluton z. Z. seiner Intrusion nicht sehr groß gewesen ist (vielleicht nur etwa 1000 m), haben in dem Gebiet ausgesprochen *subvulkanische* Verhältnisse geherrscht: steiles Temperatur- und Druckgefälle, häufige Nachschübe heißer Lösungen (Rejuvenationen) erzeugten die drusige und unregelmäßige Gangfüllung mit örtlich reichen Erzfällen. Die mächtigen Ruschelflächen mögen dabei als Stauflächen gewirkt und die Zusammenführung der Erzlösungen auf verhältnismäßig kleinem Raum verursacht haben.

Die wichtigsten Erzgänge mit den auf ihnen bauenden Gruben, deren Namen häufig auf Etiketten von alten Sammlungen zu finden sind, waren folgende:

Samsoner Hauptgang: Gruben Samson, Katharina Neufang und Abendröthe;

Andreaskreuzer Gang (Verlängerung des Samsoner Ganges): Grube Andreaskreuz, Grube Drei Ringe;

Felicitaser Gang: Grube Felicitas mit den Schächten St. Andreas und König Ludwig;

Fünf Bücher Mosiser Gang: Grube Fünf Bücher Mosis;

Bergmannstroster Gang mit Franz Auguster Gang: Grube Bergmannstrost;

Gnade Gotteser Gang: Grube Gnade Gottes;

Dorotheer- und Jacobsglücker Gang: Gruben Dorothee, Jacobsglück und Claus Friedrich, dazu Grube Gottes Segen.

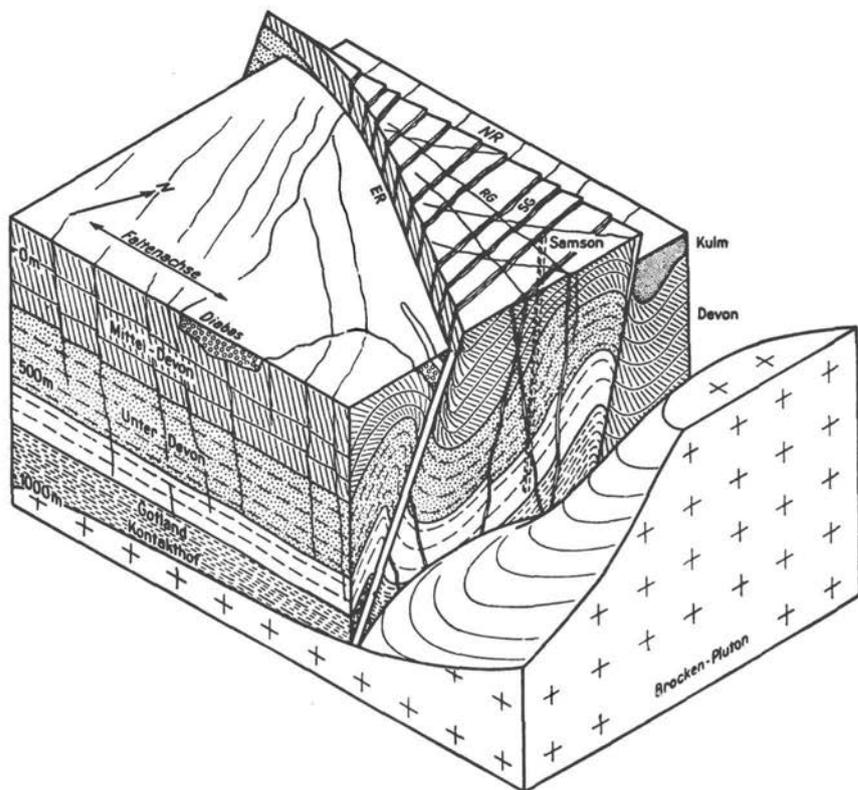


Abb. 3. Die Tektonik des Ruschelkeils bei St. Andreasberg.

Der Keil ist staffelförmig nach E gegen den Brockengranit abgesunken. NR Neufanger Ruschel = Aufschübung; ER Edelleuter Ruschel = Auf- später Abschiebung; RG Ruschelgänge = Diagonal-Blattverschiebungen, z. Z. Aufschübungen; SG Spaltengänge = Abschiebungen.

Die Mineralführung der Gänge

Bei der Mineralisation lassen sich drei Phasen unterscheiden, ähnlich wie im Oberharz und auf vielen anderen hydrothermalen Gängen.

1. Die erzarme Vorphase mit oxidisch-carbonatischen Mineralien (vorwiegend Braunspat); sie beginnt pneumatolytisch-katathermal (Granat, Eisenglanz, Arsenkies, Quarz) und endet epithermal mit grauem Kalkspat und Eisenspat.
2. Die Hauptphase wird eingeleitet durch tektonische Vorgänge und ist zunächst hochthermal, eine echte Rejuvenation. Zu ihren Ausscheidungen gehören die wichtigsten Erze: Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies und Fahlerz mit Quarz als Gangart; außerdem die „Edle Kalkspatformation“ mit den Silbererzen, ged. Antimon, ged. Arsen und Kobalt-nickelerzen. Der weiße Kalkspat mit seinen vielfältigen Typen ist das Leitmineral.

Übersicht über Typen und Paragenesen des Kalkspats.

Typ (Generation)	Tracht, Habitus	Ausbildung Farbe	Fluoreszenz (N = Nachleuchten)	Mineralisations-Phase; Paragenese	
I. „Braunspat“	skalenoedrisch, grobstrahlig, Zw. n. 0001 häufig	XX schlecht ausgebildet, subparallele Verwachsung, gekrümmte X-Flächen, grau bis braun, undurchsichtig, korrodierte Flächen.	karmin bis rotviolett Rand dunkelbraun N: rot (sehr kurz)	Vorphase Eisenglanz, Siderit Quarz	I
II. Elder Kalkspat	(hexagonal)	XX gut, stets Endfläche!	dunkelrosa bis gelb-rot N: rot, später weiß (kurz)	Hauptphase 2. Folge „Edle Kalksp.- Formation“ mit Ag-Erzen, Co-Ni-Arseniden, aufgewachsen auf Bleigl. und anderen Sulfiden der 1. Folge der Hauptphase	II
a Blätterspat	hexag. tafelig	Einzel-xx und Rosetten-xx, „Papierspat“ weiß oder klar			a
b Kanonenspat	hexag. prismatisch	kurzsäulig bis stengelig, Endfl. weiß, rau, Prismen komb. mit steilen Rhomboedern	rosa bis weißlich N: hellrot, später weiß	Ende der Hauptphase Drusenbildungen aus erzfreien Restlösungen	b
c Spindelspat	skalen. und rhomboedrisch, spindelförmig	XX vielflächig, gut ausgeb., wasserklar, weißlich			c
d Würfelspat (Rhomboeder- typ I)	rhomboidrisch, pseudokubisch	XX flächenarm, würfelförmig glasklar oder trübe, oft gelblich			d
III.	skalenoedrisch, linsenförmig	XX klein und vielflächig, Scheinskalenoeder aufgebaut aus Lamellen 0001 in Zwillingstellung; Seidenglanz der Flächen „Atlaspat“	dunkelrot-karmin N: rot	Nachphase (hochtemperiert) mit Zeolithen, jüngerem Bleiglanz und Zinkblende; Magnetkies, Rotnickelkies, Breithauptit, wenigen Ag-Min.	III a
b (Rhomboeder- typ II)	rhomboidrisch, flach gewölbt	Beide Typen oft miteinander verwachsen, Reihenfolge der Bildung wechselnd,	orange bis gelb N: rot		b
IV. (Rhomboeder- typ III)	rhomboidrisch, flach linsig-tafelig	XX einfach, klein als Krusten auf Kalkspat II und III meist schwach gefärbt (gelb, grün)	weiß-gelb N: gelb (2-5 Sekunden)	Nachphase (Restlösungen) mit Flußspat, Schwerspat, Antimonit, Pyrit; nur lokal ausgebildet	IV
V. Nadelspat	vorwieg. trigonal, auch skalenoedrisch, spitz rhomboidrisch nadelig	Radialstrahlige Aggregate, X-Drusen in jüngsten Klüften, Überzüge auf älterem Kalkspat, Tropfstein. Durch Fe-Oxide gelb gefärbt (Honigspat, BREITHAUPT)	weißgrün, bläulich N: grünlich (bis 10 Sekunden)	Descendente Umlagerungen in Nähe der Tagesoberfläche mit Malachit, Azurit etc.	V

3. Die Nachphase fängt wiederum nach einer tektonischen Einwirkung als eine ausgeprägte Rejuvenation mit Mineralien hoher Bildungstemperaturen an: Granat (Andradit), Quarz, Zeolithe und Magnetkies. Darauf folgen die jüngeren Sulfide, die in der Hauptsache als Umlagerungen der älteren, häufig resorbierten Generation anzusehen sind. Nach einer nur örtlich ausgebildeten Fluß- und Schwespatgeneration klingt die Thermalitätigkeit aus mit Antimonit und Selenerzen.

Die jüngsten Umlagerungen durch Oberflächenwasser haben weit weniger Einfluß auf die Erzführung der Gänge gehabt als früher angenommen wurde. Die Hauptmenge des ged. Silbers und der reichen Silbermineralien ist sicher aus den aufsteigenden Lösungen unmittelbar oder durch chemische Reaktionen mit anderen Erzen (Zementation) gebildet worden. Immerhin hat die Hutzone mit besonders hohem Silbergehalt in dem tiefgegliederten Gelände eine beachtliche Ausdehnung (stellenweise über 100 m).

Die sehr verschiedenartig zusammengesetzten hydrothermalen Lösungen der einzelnen Phasen haben nicht nur ihre speziellen Mineralausscheidungen geliefert, sondern auch noch mit den älteren Mineralien vielfach reagiert; Verdrängungen und Umsetzungen sind auf den Andreasberger Gängen ungemein häufig. Das ist auch der Grund für die bemerkenswerte Vielfalt des Mineralbestandes – in den Gängen selbst wurden weit über 100 Mineralarten festgestellt, z. T. in schönster Kristallausbildung.

Besonders berühmt sind die Kalkspatkristalle, von denen mehr als 140 Formen und 390 Kombinationen beschrieben sind. Der Kalkspat ist wegen seiner Häufigkeit in allen Mineralisationsphasen und wegen seiner Empfindlichkeit für die wechselnden Ausscheidungsbedingungen von großem lagerstättenkundlichem Interesse, er ist ein fast ideales Indikatormineral. Im Verlaufe der neueren Untersuchungen konnten fünf Haupttypen und sechs Nebentypen des Kalkspats aufgestellt werden, die sich kristallographisch und durch ihre Fluoreszenz im ultravioletten Licht unterscheiden lassen.

Die Haupttypen sind durch die Gesamtheit ihrer morphologischen Merkmale, nicht zuletzt auch durch (örtlich bedingte) Wachstumserscheinungen wie Vorherrschen einzelner Flächen, Einschlüsse, Färbungen etc., so gut gekennzeichnet, daß sie auch von kristallographisch weniger Geübten erkannt werden können. Bei größeren Stufen gibt die Paragenese mit Erzmineralien weitere Hinweise und schließlich hilft die UV-Lampe, die heute von vielen Sammlern benutzt wird, bei der Identifizierung. (Langwellige Strahlung und gute Absorptionsfilter benutzen!).

In der Übersichts-Tabelle sind die wichtigsten Kennzeichen dieser Typen zusammengestellt, die auch heute noch für die Identifizierung von Sammlungsmaterial nützlich sein können. Zur Bezeichnung der Typen wurden z. T. die alten bergmännischen Namen verwendet, die anschaulich und einprägsam sind; jedoch lassen sich die Angaben auf alten Etiketten nicht immer mit der hier aufgestellten Ordnung in Übereinstimmung bringen.

Die Typeneinteilung erfolgte nicht nur nach morphologischen sondern auch nach paragenetischen Gesichtspunkten. Typ I ist das wichtigste Mineral der erzarmen Vorphase; Typ II der Begleiter der Silbererze im zweiten Abschnitt der Hauptvererzung; Typ III kommt zusammen mit Zeolithen in der Nachphase vor. Typ IV, mengenmäßig unbedeutend, findet sich vorwiegend auf Gängen außerhalb des Ruschelkeils und Typ V repräsentiert jüngste, deszendente Bildungen. Diese Zusammenhänge sind in Abb. 4 dargestellt.

Dabei ist zu beachten, daß häufig die Kristalle in Drusen, d. h. in abgeschlossenen Räumen, aus Restlösungen gebildet wurden, deren Stoffbestand und Konzentration nicht mehr genau den ursprünglichen Thermene entsprach. Ferner haben die erwähnten Reaktionen jüngerer Lösungsnachschübe mit älteren Gangfüllungen lokal ganz besondere Bedingungen geschaffen, die wiederum zu speziellen Formen der Kalkspatkristalle führten. Solche Sonder-

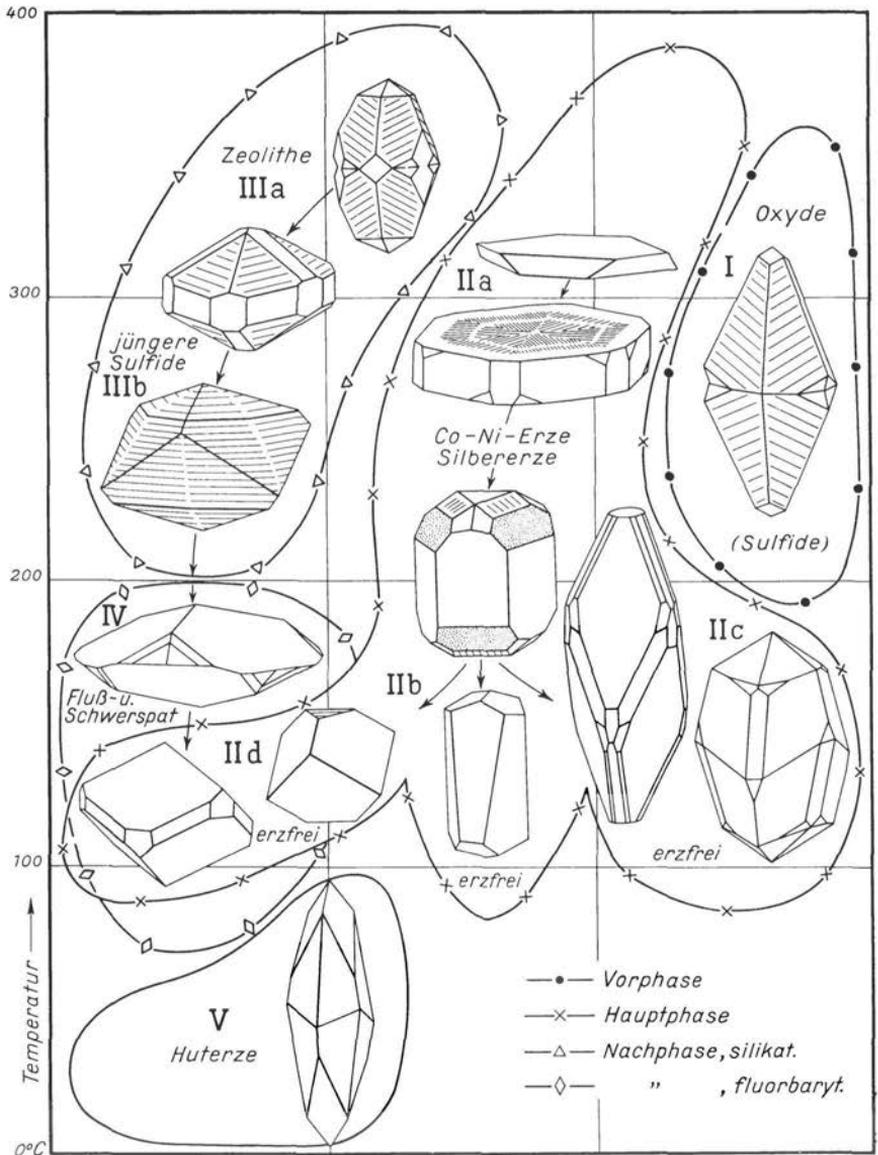


Abb. 4. Bildungsbereiche der Typen des Kalkspats nach Temperatur- und Konzentrationsverhältnissen der Lösungen.

formen lassen sich morphologisch kaum einordnen; mit Hilfe der Fluoreszenz ist jedoch oft eine Relation zu einem Haupttyp erkennbar.

In Abb. 4 sind die häufigsten einfachen Flächenkombinationen der Kalkspattypen dargestellt, wobei versucht wurde, die Entwicklung dieser „Leitformen“ im Zusammenhang mit den Paragenesen und der abnehmenden Temperatur und Konzentration der Lösungen zu sehen. Der Einfluß der Lösungsgenossen, der zweifellos eine große Bedeutung besitzt, konnte im vorliegenden Fall nicht deutlicher erfaßt werden, da die Verhältnisse zu kompliziert waren.

Natürlich ist die Variationsbreite der Trachtentwicklung recht groß und Übergangsformen zwischen den Nebentypen, sogar auch zwischen den Haupttypen II, III und IV sind bekannt; aber die Grundkombinationen, etwa so wie sie die Abb. 4 zeigt, sind so vorherrschend, daß man sie als gesichert ansehen kann. Es scheint die Regel zu sein, daß bei jedem Typ nur wenige Flächenlagen wirklich bevorzugt auftreten und neben diesen in erster Linie ihre Vizinalflächen oder solche mit ziemlich ähnlicher Neigung gegen die c-Achse ausgebildet werden.

Als weitere Mineralien aus den Gängen und ihrem Nebengestein, bemerkenswert vor allem wegen ihrer schönen Kristallformen und als oft geradezu einzigartige Seltenheiten, seien nur folgende genannt: ged. Arsen (Scherbenkobalt) in derben oder nierig schaligen Massen bis zu 80 kg; ged. Antimon und Allemontit (Arsen-Antimon) in Kristallen bis zu cm-Größe; ged. Silber in größeren unregelmäßigen Massen, meist aber in gebogenen Drähten und kleinen „Zähnen“; Dyskrasit in ähnlichen Kristallgrößen; Silberglanz (Glaserz), Stephanit (Sprödglasserz) und Miargyrit, in Kristallen und Pseudomorphosen nach ged. Silber; Pyrrargyrit (dunkles Rotgültig) und Proustit (lichtes Rotgültig), Samsonit (fahles Rotgültig, mit Mn-Gehalt); Fahlerz (Tetraedrit), Magnetkies, Rotnickelkies, Breithauptit (Antimonnickel) und die Spießglanze (Bourmonit und Jamesonit) sind häufig in ihren charakteristischen Kristallformen ausgebildet. Das berühmte „Zundererz“ ist ein fein verfilztes Gemenge von Jamesonit, Kermesit und Rotgültig. Realgar und Auripigment überziehen als grellfarbige Kappen die Kalkspatkristalle; Hornsilber kommt als Überzug auf ged. Silber und an einigen Stellen mit Dickit und anderen Tonmineralien als weiße flüssige Masse vor („Buttermilcherz“). Pyromorphit und Mimetesit sind ebenso wie die verschiedenen Blüten der Kobalt- und Nickelerze recht häufige Verwitterungsbildungen. Zu dieser Gruppe ist auch der Ganomatit („Gänsekötigerz“) zu rechnen.

Die wichtigsten Zeolithe sind: Desmin (Strahl- oder Garbenzeolith, „Schnurrbärte“); Heulandit (Blätterzeolith, Stilbit); Harmotom (Kreuzstein, „Andreolith“); Apophyllit („Fischaugestein“) in großen rosa Kristallen; Chabasit (Würfelzeolith, Phakolith und Groddeckit) und Analcim (Andreasberger „Tautropfen“).

Im Nebengestein finden sich oft auch in schöner Kristallausbildung: Granat (Grosular), Epidot, Titanit, Axinit, Turmalin, Datolith und viele andere Silikate.

Eine große Anzahl von Mineralien sind allerdings nur bei mikroskopischer Beobachtung zu erfassen, z. B. die Selenerze, die Mineralien der Kaolinitgruppe und die geringen Spuren von Uranerz.

Trotz aller Vielfalt der Vererzung ergibt sich unter Beachtung der Mengenverhältnisse ein Gesamtbild, wie wir es von normalen Blei-Zink-Kupfererzergängen kennen. Die Ähnlichkeit mit dem benachbarten Gangrevier von Clausthal-Grund ist ganz augenscheinlich, und die größten Unterschiede zwischen den beiden Gangrevieren sind einfach dadurch zu erklären, daß die Mineralisation der Andreasberger Gänge in relativ geringer Teufe erfolgte, während die Erzlösungen im Clausthaler Revier mehr als 2500 m Deckgebirge zur Aus-

scheidung zur Verfügung hatten. Nicht einmal der scheinbar hohe Silbergehalt der Andreasberger Gänge erweist sich als abweichendes Kennzeichen, denn auch im Clausthaler Revier gab es Gangteile, die dem „Silberreichtum“ von Andreasberg gleichkamen (Grube Bergwerkswohlfahrt). Wichtig ist auch die Feststellung, daß die Erzführung der Andreasberger Gänge mit der übrigen Erzgänge des Mittelharzes in enger Verwandtschaft steht, so daß man dieses ganze Gebiet als eine Einheit betrachten kann. Die Unterschiede in der Erzführung ermöglichen nunmehr eine Aufteilung in verschiedene Zonen, die sich um den Rand des Brockenplutons anordnen. Man kann daraus schließen, daß dieser Pluton sich in einer rückenartigen Fortsetzung von Andreasberg bis zum Harzrand bei Scharzfeld erstreckt.

Neuere, vor allem geochemische Untersuchungen der Baryt- und Fluoritgänge des Lauterberger Reviers deuten allerdings auf ein jüngeres (saxonisches) Alter; der Zusammenhang der lokalen Tektonik mit der Heraushebung des Harzes zu dieser Zeit wird betont. Jedoch gibt es auch Argumente für die Auffassung, daß die Vererzung im wesentlichen aus Umlagerungen älterer Mineralisationen besteht. Jedenfalls wurde der hydrothermale Charakter der Gänge bestätigt, deszendente Ausscheidungen spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Wenngleich die berühmten Mineralschätze des Gangreviers von St. Andreasberg nicht mehr zugänglich sind, so lohnt sich doch der Besuch der Bergstadt, die in einem der landschaftlich schönsten Teile des Harzes liegt, auch heute noch für den Freund der Mineralogie und Geologie.

Zum Schluß sei als Schlüssel-Literatur zum Aufsuchen weiterer Arbeiten WILKE (1952) genannt, als neuere Literatur STOPPEL & GUNDLACH (1972) sowie GUNDLACH et al. (1976).

Schriftenverzeichnis

- GUNDLACH, H., MÖLLER, P., PAREKH, P. & STOPPEL, D. (1976): Zur Genese des Fluorits auf den Barytgängen des Südwest-Harzes. Geol. Jb. **D 20**, 3–22. Hannover.
- STOPPEL, D. & GUNDLACH, H. (1972): Baryt-Lagerstätten des Südwest-Harzes (Raum Sieber-St. Andreasberg). Beih. Geol. Jb. **124**, 120 S. Hannover.
- WILKE, A. (1952): Die Erzgänge von St. Andreasberg im Rahmen des Mittelharz-Ganggebietes. Beih. Geol. Jb. **7**, 228 S. Hannover.

Die Minerale der Silbererzgänge von St. Andreasberg

Von Georg GEBHARD, Oberwehnrath

Mit einer Farbabbildung auf Seite II

Andreasberg gehört zu den klassischen Mineralfundpunkten der Welt. Seinen Ruf verdankt es in erster Linie der Fülle von zum Teil hervorragend ausgebildeten Mineralen. Dem Interesse der Mineralogen, die sich während des Bergbaues in Andreasberg intensiv mit den dortigen Mineralen beschäftigten, ist es zu danken, daß die Nachwelt Kenntnis von vielen Mineralfunden hat. Aus der Reihe der berühmten Forscher seien hier nur genannt: Walther SARTORIUS von WALTERSHAUSEN, J.F.L. HAUSMANN und F. KLOCKMANN. Von ihnen und anderen Autoren wurden verschiedene Minerale zum ersten Mal beschrieben.

Die ältesten, heute noch erhaltenen Mineralstufen stammen aus dem 18. Jahrhundert. Aber die meisten der Mineralstufen, die dem Sammler heute beim Gedanken an Andreasberg vorschweben, wurden im 19. Jahrhundert gefunden. Der Höhepunkt der mineralogisch bedeutenden Funde erstreckte sich wohl von der Mitte bis zum Ende des 19. Jahrhunderts. Aus dieser Zeit stammt die Mehrzahl der Prachtstufen in den Museen und privaten Sammlungen.

In dieser Arbeit sollen die Minerale der Andreasberger Erzgänge und ihr Vorkommen näher beschrieben werden. Auf die Beschreibung der Andreasberger Gänge und ihrer Bildungsverhältnisse kann auf den Beitrag von WILKE in diesem Heft (S. 94) verwiesen werden.

Naturgemäß waren die ersten Funde Mineralstufen aus der Oxidations- und Zementationszone der Lagerstätte. Vor allem ein Zersetzungsprodukt der Arsenverbindungen, das sog. „Buttermilcherz“, wurde wegen seines eigenartigen Auftretens schon früh erwähnt. Nach alten Berichten fand es sich als weißer Brei in einigen Drusen, vor allem auf dem Jacobsglücker Gang. Dort konnte es mit Löffeln und Kellen abgeschöpft werden. Auch die Gräser und Büsche, durch die das Stollenwasser abfloß, sollen mit dem „Buttermilcherz“ überkrustet gewesen sein. Es ist nach neuen Untersuchungen ein Gemenge verschiedener Arsenate mit Chlorargyrit (AgCl). Die heute noch erhaltenen Stufen dieses Minerals zeigen eine grauweiße Kruste, die wie ein eingetrocknetes Gel die anderen Minerale überzieht.

Ein ähnliches Zersetzungsprodukt ist das sog. „Gänsekötigerz“, ebenfalls ein Gemenge aus Chlorargyrit, Pitticit ($\sim \text{Fe}_{20}^{3+} [(\text{OH})_{24} (\text{AsO}_4, \text{PO}_4, \text{SO}_4)_{13}] \cdot 9 \text{H}_2\text{O}$) und anderen Arsenaten. Es bildet grünlichgelbe bis grünlichweiße, glänzende Überzüge auf gediegenem Arsen. Besonders reiche Stufen stammen von der Grube Claus Friedrich.

Außer in den beiden Gemengen kam Chlorargyrit in glasartigen Bruchstücken bis zu mehreren cm Größe vor. Aber auch ca. 1 mm große Kristalle wurden im sogenannten „Silbersand“ gefunden, auf den später näher eingegangen wird.

Als Seltenheit wurde Arsenolith (As_2O_3) in schönen Kristallen von der Grube Catharina Neufang beschrieben. Von hier wird auch Valentinit (Sb_2O_3) erwähnt. Als Verwitterungsprodukte der Co-Ni-Minerale fanden sich Annabergit ($\text{Ni}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$) und Erythrin ($\text{Co}_3[\text{AsO}_4]_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$) in Krusten und kleinen Kristallen. Auch Pharmakolith ($\text{CaH}[\text{AsO}_4] \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$) und Rößlerit ($\text{MgH}[\text{AsO}_4] \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$) kamen in den zersetzten Partien der Gänge vor. Diese Verwitterungsminerale sind auch heute noch auf den Halden zu finden.

Von den kupferführenden Gängen sind noch Malachit ($\text{Cu}_2[(\text{OH})_2\text{CO}_3]$), Azurit ($\text{Cu}_3[(\text{OH})\text{CO}_3]_2$) und Cuprit (Cu_2O) bekannt.

Anglesit ($\text{Pb}[\text{SO}_4]$) und Cerussit (PbCO_3), dieser in weißen, nadeligen Kristallen, traten an den Stellen auf, wo Bleierze mit Oberflächenwässern in Berührung gekommen waren. Als Rarität können auch die Mimetesit ($\text{Pb}_3[\text{Cl}(\text{AsO}_4)_3]$)-Stufen der Clausthaler Hauptsammlung gelten.

Allgemein kann gesagt werden, daß die Hutzone von Andreasberg arm an Mineralen war.

Unter den Elementen, die in Andreasberg vorkamen, war Arsen (As) das häufigste. Es kam in teilweise großen Massen bis zu mehreren Kilogramm vor, die meist schalenförmig als sog. „Scherbenkobalt“ ausgebildet waren. Der Name rührt noch aus der Zeit her, als das Arsen wegen seines silbrigen Aussehens im frischen Bruch noch für Silber gehalten wurde. Man erkannte wegen der giftigen Dämpfe bei der Verhüttung des Arsen sehr bald den folgenschweren Irrtum – viele Menschen starben an den giftigen Dämpfen, die zeitweise wie eine Glocke über Andreasberg hingen – und nannte das Mineral sinngemäß „Scherben, die von einem Kobold stammen“. Besonders attraktiv ist die Ausbildung des Arsen als dünnschalige Blasen, die entweder noch kugelförmig geschlossen sind, oder aufgeplatzt vorliegen und dann die im Innern befindlichen Pyrrargyritkristalle zeigen.

Arsen ist oft sehr fein mit gediegenem Antimon (Sb) verwachsen. Das weniger häufige Antimon kam auch in bis zu 2 cm großen Kristallen vor, die im Calcit eingewachsen waren. Sie sind teilweise von gediegenem Silber (Ag) überzogen, das sich als edleres Metall auf dem Antimon abgeschieden hat. Silber kam in mehreren Erscheinungsformen vor. Neben den Überzügen auf anderen Silbermineralen existierten auch dickere Bleche und gezackte Massen – in alten Berichten wird eine Stufe von 45,5 kg erwähnt –, die auf korrodierten Primärmineralen sitzen. Auch Silberdrähte in Calcit und vereinzelt auch schöne, bis zu mehreren cm große „Locken“ wurden beobachtet. Dennoch war das Auftreten des Silbers sowohl bergmännisch untergeordnet wie mineralogisch unbedeutend. Schöne Mineralstufen von ged. Silber, die man von Silbererzgängen erwarten könnte, sind von Andreasberg nahezu unbekannt. Typisch ist dagegen der sog. „Silbersand“: Schwammiges, poröses Silber, das aus feinsten Drähten besteht, von denen andere Minerale umschlossen sind.

Ged. Gold (Au) wurde nur in Spuren in den Selenerzvorkommen vom Sieberstollen gefunden.

Ged. Kupfer (Cu) wird von der Grube Andreaskreuz in alten Berichten erwähnt.

Unter den Legierungen und Sulfiden haben vor allem die Silberminerale größere Bedeutung erlangt. Besonders der Dyskrasit (Ag_3Sb) kam in reichlicher Menge vor. Sehr oft bildete er bis zu mehrere cm große Kristalle in Arsen und Calcit. Die Kristalle waren meist grob ausgebildet, häufig als pseudohexagonale Drillinge. Aber auch Massen bis zu mehreren Kilogramm sind von Andreasberg bekannt.

Die Existenz des Huntolith (Ag_3As), des „Arsensilber“, ist umstritten. Die Analysen von eindeutig homogenem Material aus früherer Zeit bestätigen jedoch das Vor-

kommen in Andreasberg. Von einigen Autoren werden die wurmartigen Gebilde aber als Verwachsungen von Arsen mit Dyskrasit angesehen.

Als berühmtestes und von Mineralsammlern begehrtestes Mineral darf wohl der Pyrrargyrit (Ag_3SbS_3) gelten. Er fehlt in keiner älteren Sammlung. Neben der ungewöhnlichen Größe – es existieren bis zu 10 cm lange Kristalle – sind es vor allem die Schönheit und der Formenreichtum der Kristalle, die dieses Silbermineral bedeutend gemacht haben. Über 45 einfache Formen und zahlreiche Kombinationen sind bekannt. Man kann zwischen 2 Generationen des Pyrrargyrit unterscheiden: Die ältere Generation bildet keulenförmige, hemimorphe Kristalle, die an der Spitze stark gestreift sind. Die jüngere Generation zeigt skalenoedrische Formen mit glatten Flächen.

Bei vielen Pyrrargyrit-Stufen aus Andreasberg ist die leuchtend dunkelrote Farbe selbst heute, nach ca. 100 Jahren, noch auffallend deutlich, während die Pyrrargyrit-Kristalle der meisten anderen Vorkommen fast schwarz sind. Dieser Umstand führt oft zur Verwechslung mit Proustit (Ag_3AsS_3). Proustit hat aber im Gegensatz zum Pyrrargyrit keine Bedeutung in Andreasberg erlangt. Die unscheinbaren, meist nadelförmigen Kristalle erreichten nur wenige mm Größe. Gut ausgebildete Drusenkristalle sind nicht bekannt.

Ein seltener Begleiter des Pyrrargyrit war Miargyrit (AgSbS_2), der in höchstens 1 mm großen, spießigen Kristallen auf wenigen Stufen den Pyrrargyrit überkrustet. Zum Teil sind die Pyrrargyritkristalle vollständig von den schwarzen Miargyritkristallen überzogen.

In der Nähe des Pyrrargyrits befand sich auch Stephanit ($5\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$), der durchweg pseudohexagonale Kristalle bildet. Die bis zu 1 cm großen Kristalle kamen auch als silberhelle Einzelindividuen frei ausgebildet in den Drusen vor.

In ähnlicher Verbreitung existierte auch Polybasit ($8(\text{Ag,Cu})_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$). Er bildet schwarze, flachtaflige bis 5 mm große Kristalle, die durch ihre Dreieckzeichnung erkenntlich sind. Besonders schöne Stufen stammen vom Samsoner Hauptgang. Als jüngste Bildung ist der Pyrostilpnit (Ag_3SbS_3) anzusehen. Er kam sowohl in tombakfarbenen Blättchen – ähnlich dem Pyrrhotin – als auch in hellroten, tafeligen Kristallen vor. Die meist zu Rosetten gruppierten Kristalle befinden sich auf Arsen und auf Pyrrargyrit. Sie sind zumeist 1–2 mm groß, erreichen aber auch ausnahmsweise einen Durchmesser von mehr als einem cm.

Über das Vorkommen von Xanthokon (Ag_3AsS_3) existieren mehrere Literaturangaben. Allerdings sind dem Verfasser keine Stufen zu Gesicht gekommen. Zunächst verkannt wurden die Minerale der Silberkies-Reihe. Man hielt sie erst für Pyrrhotin, von dem sie sich aber durch den fast fehlenden Magnetismus unterscheiden. Es kommen beide Arten vor, sowohl pseudohexagonale Tafeln: der Sternbergit (AgFe_2S_3), als auch prismatische, pseudohexagonale Säulen mit starker Riefung: der Argentopyrit (AgFe_2S_3). Beide Silberkiese überwachsen in mm-großen Kristallen die anderen Silberminerale. Argentit (Ag_2S) kam häufig als dünner, samtartiger Überzug auf anderen Silbermineralen vor. Dagegen waren Kristalle, die bis zu 5 mm groß wurden, äußerst selten. Sie sind vor allem von der Grube Andreaskreuz bekannt.

Nur einmal und auch nur in Andreasberg wurde der Samsonit ($2\text{Ag}_2\text{S} \cdot \text{MnS} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$) gefunden. 1908 wurden auf der 29. Firste des Samsoner Ganges 2 Drusen aufgeschlossen, die bis zu 2 cm große, stark gestreifte, schwarze Kristalle hervorbrachten. Es wurden ca. 80 Stufen des seltenen Minerals geborgen.

Von den Silbermineralen besitzen im Vergleich mit weiteren Lagerstätten nur die Minerale Dyskrasit und Pyrrargyrit Bedeutung. Die anderen Silberminerale können in ihrer Ausbildung nicht mit den Stufen anderer Fundorte konkurrieren.

Häufige Begleiter der Silberminerale waren die Co-Ni-Arsenide. Von ihnen ist besonders der Safflorit (CoAs_2) hervorzuheben. Seine gerundeten, lanzettförmigen Kristalle

bilden häufig sternförmige Drillinge, die in Calcit eingewachsen sind. Sie überkrusten aber auch in silberhellen, bis 1 mm großen Kristallen das Arsen. Dabei findet zum Teil eine Verdrängung des Arsens statt, die bis zur vollständigen Ersetzung des Arsens durch Safflorit führen kann, wobei noch die schalige Struktur erhalten bleibt. Mit Safflorit kommt auch Löllingit (FeAs_2) vor, der an den silbrigen, langprismatischen Kristallen erkennbar ist. Er überwächst häufig zusammen mit Safflorit die Minerale Calcit und Arsen.

Auch Kobaltglanz (Cobaltin) (CoAsS) soll in Andreasberg vorgekommen sein. Er wird zusammen mit „Speiskobalt“ erwähnt. Bei dem als „Speiskobalt“ gekennzeichneten, älteren Material handelt es sich nach neueren Untersuchungen um Skutterudit (CoAs_3). Von ihm wurden bis zu 2 cm große Kristalle vor allem auf dem 5-Bücher-Mosis-Gang gefunden. Die Co- und Ni-Gehalte schwanken erheblich, so daß auch die Angabe von Chloanthit = „Ni-Skutterudit“ (NiAs_3) berechtigt ist.

In direkter Nachbarschaft kam auch Nickelin (NiAs) vor, allerdings nur derb und in unbedeutender Menge.

Ein klassisches Mineral aus Andreasberg ist der Breithauptit (NiSb), der hier zuerst entdeckt wurde. Er bildet bis zu 3 mm große, tafelige Einzelkristalle, die schwebend in Calcit eingewachsen sind.

Gersdorffit (NiAsS) wurde im 13. Gang des Oderstollens in größeren Mengen derb und in kleinen Kristallen gefunden. Dort konnte er noch bis vor einigen Jahren im Anstehenden beobachtet werden.

Millerit (NiS) überzog als teilweise bunt angelaufener Filz, der aus weniger als 1 mm großen Kristallen besteht, den Calcit in einigen Drusen. Er befindet sich auch häufig in der Nähe von korrodiertem Fahlerz, aus dem er wohl durch Auslaugung entstand. Millerit ist auch ein Bestandteil des sog. „Zundererz“ und des „Federerz“.

Die anderen Bestandteile sind Jamesonit ($4\text{PbS} \cdot \text{FeS} \cdot 3\text{Sb}_2\text{S}_3$) und Antimonit (Sb_2S_3). Letzterer bildete auch kugelig-strahlige Aggregate bis zu 1 cm Durchmesser, die auf Calcit sitzen. Sie wurden wegen ihres typischen Aussehens von den Bergleuten „Mausaugen“ genannt.

Arsenkie (Arsenopyrit) (FeAsS) war in geringen Mengen weit verbreitet. Radial-strahlige Aggregate dieses Minerals füllten einen kleinen Gang in der Nähe des Samsoner Hauptganges aus.

Zinkblende (ZnS) kam in schönen, bis 1 cm großen Kristallen von wechselnder Farbe vor. Je nach Eisengehalt existierten gelbe bis rote und schwarze Kristalle, die häufig nur mit Calcit und Quarz zusammen vorkommen. Bleiglanz (PbS) war selten auskristallisiert. Meist kam er in derben Partien in Calcit und als Begleiter der Silbererze vor. Schöne Würfel sind nur von der Grube Abendröthe bekannt geworden.

Pyrit (FeS_2) gehört zu den seltenen Mineralen in Andreasberg. Allenfalls kamen Kristallkrusten auf Calcit und Quarz vor. Ebenso selten war Markasit (FeS_2), der von der Grube Roter Bär bekannt wurde. Dagegen ist der Pyrrhotin (FeS) in Andreasberg häufig gewesen. Er bildete bis zu 1 cm große, tombakfarbene, dünne hexagonale Tafeln, die stets frei auskristallisiert auf Calcit vorkamen. Von dem ähnlichen Argentopyrit, der aber dickere Kristalle bildet, ist er durch den Magnetismus zu unterscheiden.

Das Vorkommen von Kupferkie (Cu FeS_2) soll wegen der geringen Bedeutung nur erwähnt werden. Er trat vor allem in den Odertaler Gängen auf, wo Kupferkieskristalle den Calcit überzogen.

Tetraedrit (Cu $_3\text{SbS}_{3,25}$) bildete bis zu 3 cm große, hervorragend ausgebildete Kristalle. Sie neigen leicht zur Korrosion, wodurch sie bunt anlaufen. Wegen ihres Ni-

Gehaltes verursachen sie die Bildung des Millerits, der nach völliger Zersetzung des Tetraedrit Pseudomorphosen nach diesem Mineral bilden kann. Bournonit ($2 \text{PbS} \cdot \text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$) trat nur einmal auf dem Franz-Auguster-Gang in 5 mm großen Kristallen auf.

Clausthalit (PbSe) wurde zunächst auf der 14. Strecke der Grube Felicitas gefunden. Ein weiteres Vorkommen von der Grube Roter Bär verdient wegen der genauen Untersuchung Beachtung. Hier wurde eine Reihe von Mineralen neu beschrieben, die allerdings nur mikroskopisch erkennbar sind: Tiemannit (HgSe), Stilleit (ZnSe), Naumannit (Ag_2Se), Umangit (Cu_3Se_2), Berzelianit (Cu_2Se), Guanajuatit ($\text{Bi}_2(\text{Se},\text{S})_3$), Galenobismutit ($\text{PbS} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$).

Das Auftreten von Pechblende (Uraninit) (UO_2) kann vermutet werden, da in einer Co-Ni-Arsenid-Verwachsung ein radioaktives Mineral entdeckt wurde. Zu den Oxidationsmineralen kann noch der Kermesit ($\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$) gerechnet werden, der in 2 mm großen, roten Kristallen auf dem Samsoner Gang entdeckt wurde. Manche Calcitkristalle verdanken dem Realgar (As_4S_4) ihre schöne rote Färbung. Sie sind mit einer feinen Kruste des Realgar überzogen (s. Abb. auf der Titelseite). In entsprechender Weise trat auch das Auripigment (As_2S_3) auf. Kermesit, Realgar und Auripigment kommen außerdem noch im „Gänsekötigerz“ vor. Quarz (SiO_2) war ein Teil der Gangausfüllung. Typisch für Andreasberg ist die Verdrängung nach den Spaltrissen des Calcit. Dadurch erhält der Quarz nach Weglösen des Calcit das „zerhackte“ Aussehen. Klar ausgebildete Kristalle, die immer von Calcit umgeben sind, waren selten und erreichten nur wenige cm Größe.

Fluorit (CaF_2) war zwar auf den Andreasberger Gängen selten, sein Auftreten fand aber wegen der schönen und unterschiedlichen Ausbildungen starke Beachtung. So wird von 6 cm großen grünen Kristallen auf Calcit, ca. 1 cm großen violetten Oktaedern auf Quarz und 5 cm großen, weingelben Würfeln mit Calcit-Rhomboedern berichtet. Auch rote Kristalle werden erwähnt. Maximal erreichten die Kristalle Kantenlängen von 12 cm. Neben Würfeln und Oktaedern gab es auch weiße bis violette Rhombendodekaeder.

Baryt ($\text{Ba}[\text{SO}_4]$) kam nur sporadisch in den Gängen vor. Die tafelförmigen Kristalle wurden mehrere cm groß und waren mit Fluorit, Calcit, oder mit Strontianit (SrCO_3) vergesellschaftet. Letzteres Mineral war jedoch sehr selten. Anhydrit ($\text{Ca}[\text{SO}_4]$) wurde als Gangart auf der 29. Strecke des Samsoner Ganges festgestellt. Aber auch bis 1 cm große Kristalle sind von HAUSMANN beschrieben worden.

Gips ($\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$) bildete auf der Grube Abendröthe Pseudomorphosen nach Calcit. Auch von anderen Gängen wird sein Auftreten erwähnt.

Von den Carbonaten hatte der Calcit (CaCO_3) den Hauptanteil der Gangarten. Calcit ist wegen seines Formenreichtums (vgl. WILKE d. H. S. 100) eines der berühmtesten Minerale aus Andreasberg. Die reichhaltige Morphologie kommt in den Benennungen der Bergleute gut zum Ausdruck: „Spindelspat“, „Kanonenspat“, „Würfelspat“, „Compositenspat“, „Blätterspat“, etc. Kristallographisch ist der Calcit das am besten untersuchte Mineral. So wurden 144 einfache Formen und 391 Kombinationen aus Andreasberg beschrieben. Von den unzähligen Funden, die in den Silbererzgängen gemacht wurden – besonders schöne Exemplare befinden sich in der Clausthaler Hauptsammlung – sei nur die Druse erwähnt, die auf dem 5-Bücher-Mosis-Gang im Sieberstollen 1785 gefunden wurde. Sie war 10 m lang und 80 cm hoch und nahezu vollständig mit bis zu 5 cm langen „sechseckigen Säulen“ des Calcit besetzt. Ein Teil des Bodens bestand aus 15–25 cm langen Kristallen.

Von den Silikaten haben insbesondere die Zeolithe Berühmtheit erlangt. Ihnen voran ist der Apophyllit ($\text{KCa}_4[\text{F}(\text{Si}_4\text{O}_{10})_2] \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$) zu nennen. Vor allem die rosafarbenen, bis 3,5 cm großen Kristalle sind bekannt geworden. Aber auch grüne Kristalle kamen vor, am schönsten wohl auf dem Samsoner Hauptgang. Harmotom ($\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}] \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$) kam

besonders reichlich auf dem Bergmannstroster Gang vor. Wegen seiner für Andreasberg typischen Zwillingbildung wurde er „Kreuzstein“ genannt. Die bis zu 1 cm großen Kristalle waren sehr häufig weiß oder auch gelb durch einen Auripigment-Überzug. Auch von roten Kristallen wird mehrfach berichtet.

Stilbit ($\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}] \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$), der frühere „Desmin“ war auf der Grube Neufang am häufigsten. Die selten mehr als 1 cm erreichenden Kristalle bildeten meist garbenförmige Aggregate. Ihre Farbe variierte von farblos bis weiß und grau. Ein häufiger Begleiter war der Heulandit ($\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}] \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$), der durch seinen Perlmutterglanz auffällt. Die zwischen 5 und 10 mm großen Einzelkristalle waren oft bräunlich getönt. Seltener als die bisher beschriebenen Zeolithe war der Chabasit ($(\text{Ca}, \text{Na}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$), der in bis zu 5 mm großen klaren oder weißen Würfeln vorkam. Wahrscheinlich wurde das Mineral auch neben dem „Würfelspat“, dem rhomboedrischen Calcit übersehen. Analcim ($\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$) trat häufig in kleinen, 1–2 mm großen durchsichtigen Kristallen als einziges Mineral auf dem Tonschiefer von leeren Klüften auf. Er erhielt wegen seines Aussehens den Namen „Andreasberger Tautropfen“. Besonders interessant ist die direkte Paragenese von Analcim mit Arsen, Pyrrargyrit und anderen Silbermineralen, die z. T. auf den Analcimkristallen sitzen.

Sehr selten wurde Natrolith ($\text{Na}_2[\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$) gefunden, der radialstrahlige Aggregate von bis zu 8 mm langen, feinen Nadeln bildet. Thomsonit ($\text{NaCa}_2[\text{Al}_2(\text{Al}, \text{Si})\text{Si}_2\text{O}_{10}]_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$), Gmelinit ($(\text{Na}_2\text{Ca})[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$) und Brewsterit ($(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ca})[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}] \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$) wurden als einmalige Funde von den Silbergängen erwähnt. Auch Datolith ($\text{CaB}^{4+}[(\text{OH})\text{SiO}_4]$) ist als echtes Gangmineral der Silbergänge zu bezeichnen. Er trat in weißen bis grünen, mehreren mm großen Kristallen, besonders auf dem Bergmannstroster Gang auf. In diesem Gang wurden außerdem 4 cm große grüne Andradit ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{3+}[\text{SiO}_4]_3$)-Kristalle gefunden. Auch auf anderen Gängen kam der Granat als Ikositetraeder, Rhombendodekaeder und mit Oktaeder vor. Bemerkenswert ist sein Auftreten in Kristallen, die auf Calcitkristallen sitzen. Ebenso ungewöhnlich für die Silbergänge waren die Minerale Axinit ($\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mn})\text{AlAl}[\text{BO}_3(\text{OH})\text{Si}_4\text{O}_{12}]$) und Epidot $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})\text{Al}_2[\text{O}(\text{OH})\text{SiO}_4\text{Si}_2\text{O}_7]$, die zusammen mit Granat und Datolith auftauchten. Zur Vervollständigung seien noch die Minerale Kaolinit, Dickit und Naktit, alle drei $\text{Al}_4[(\text{OH})_8\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ erwähnt. Diese überziehen in weißen, mikrokristallinen Krusten die älteren Minerale. Von Naktit sind silbrig glänzende Kristalle und Pseudomorphosen bekannt geworden. Auch der Nontronit ($\text{Fe}_2^{3+}[(\text{OH})_2\text{Al}_{0,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}]^{0,33-} \cdot \text{Na}_{0,33}(\text{H}_2\text{O})_4$) soll hier erwähnt werden, obwohl das Mineral nicht auf den Silbererzgängen gefunden wurde. Es entstand durch Verwitterung der Eisenerze auf der Grube Roter Bär.

Zum Schluß sei noch eine Frage angeschnitten, die sicherlich von jedem Minerale sammelnden Leser gestellt wird: Welche Minerale sind heute noch zu finden? Hierzu sei auf die abschließende Tabelle verwiesen, in der die in den letzten Jahren auf den Andreasberger Halden gefundenen Minerale gekennzeichnet sind. Natürlich sind diese Funde im allgemeinen nicht mit den alten Stufen hinsichtlich ihrer Qualität vergleichbar.

Minerale der Andreasberger Silbererzgänge

Kursiv, nur mikroskopisch beobachtete Minerale, mit* in den letzten Jahren auf Halden gefunden.

Elemente

Kupfer, Silber*, *Gold*, Arsen*, Antimon*.

Legierungen, Sulfide

Dyskrasit*, Huntolith, *Berzelianit*, *Umangit*, *Tiemannit*, *Guanajuatit*, *Stilleit*, *Galenobismutit*, *Naumannit*, *Zinkblende**, *Bleiglanz**, *Kupferkies**, *Pyrit**, *Markasit*, *Tetraedrit**, *Pyrrhotin*, *Argentit*, *Argentopyrit*, *Sternbergit*, *Pyrrargyrit**, *Proustite*, *Miargyrit*, *Polybasit*, *Stephanit**, *Samsonit*, *Pyrostilpnit*, *Xanthokon*, *Clausthalit*, *Antimonit*, *Jamesonit**, *Bournonit*, *Kobaltglanz*, *Skutterudit**, *Ni-Skutterudit**, *Gersdorffit**, *Nickelin**, *Breithauptit*, *Millerit**, *Safflorit**, *Löllingit**, *Arsen kies**, *Realgar**, *Auripigment*, *Kermesit*.

Halogenide

Chlorargyrit, Fluorit*.

Oxide

Cuprit, Valentinit, Arsenolith, Quarz*.

Carbonate

Calcit*, *Witherit*, *Cerussit**, *Strontianit**, *Malachit**, *Azurit*.

Sulfate

Anhydrit, Gips*, *Baryt*, *Anglesit*.

Phosphate, Arsenate

Pyromorphit, *Mimetesit*, *Annabergit**, *Erythrin**, *Pharmakolith**, *Röblierit*, *Pitticit**.

Silikate

*Andradit**, *Epidot*, *Axinit*, *Datolith*, *Apophyllit**, *Harmotom**, *Stilbit*, *Heulandit*, *Chabasit*, *Analcim*, *Natrolith*, *Thomsonit*, *Gmelinit*, *Brewsterit*, *Dickit*, *Kaolinit*, *Nakrit*, *Nontronit**.

Schriftenverzeichnis

(Schlüsselliteratur)

- BLOEMEKE, C. (1885): „Die Erzlagerstätten des Harzes und die Geschichte des auf demselben geführten Bergbaues.“ *Berg- u. hüttenmänn. Jahrb.* **33**.
 LUEDECKE, O. (1896): „Die Minerale des Harzes.“ Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin.
 WERNER, H. (1910): „Die Silbererzgänge von St. Andreasberg im Harz;“ *Glückauf*, **46**.
 WILKE, A. (1952): „Die Erzgänge von St. Andreasberg im Rahmen des Mittelharzer-Ganggebietes.“
 Beihefte zum *Geolog. Jahrbuch*, **7**.
 ZIMMERMANN, Ch. (1834): „Das Harzgebirge.“ Darmstadt.

Zur Mineralogie und Genese der Eisenerze des Oberharzer Diabaszuges und ein Vergleich mit denen des Harzvorlandes

Von Hermann HARDER, Göttingen

Niedersachsen ist reich an Eisenerzvorkommen unterschiedlicher Entstehung. Vor allem sind es marine sedimentäre Bildungen, die lange Zeit von größter wirtschaftlicher Bedeutung waren (siehe Abb. 1). Nach den Bildungsbedingungen können im wesentlichen zwei genetisch verschiedene Vorkommen unterschieden werden: Einmal sind es die Minetteisenerze – die z. T. auch oolithische Eisenerze genannt werden – in denen das Eisen durch Verwitterungsprozesse angereichert wurde, zum anderen sind es die Lahn-Dill-Eisenerze, in denen das Eisen durch vulkanische Prozesse den Sedimenten zugeführt worden ist. Einige

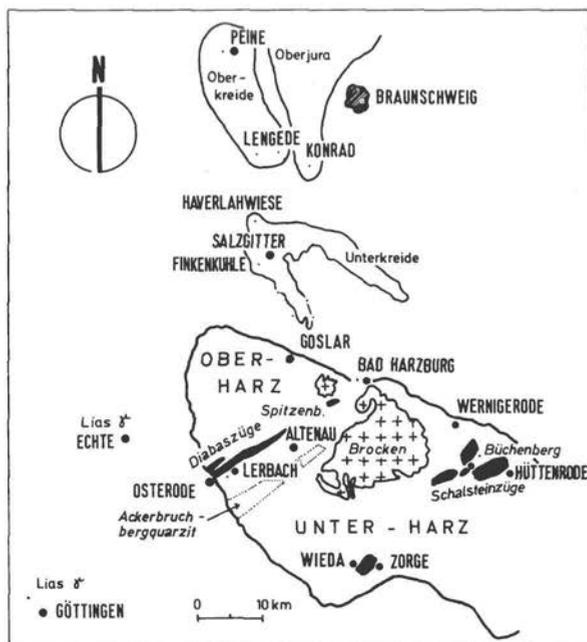


Abb. 1. Paläozoische Roteisensteine im Diabaszug des Oberharzes und den Schalsteinzügen des Unterharzes (die aufgelassenen Gruben sind z. T. eingezeichnet), sowie sedimentäre Eisenerzbezirke im Harz und im Harzvorland mit den Verwitterungseisenerzen des Mesozoikums, die zumeist an durch Salzauslaugung entstandene Becken gebunden sind.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Hermann HARDER, Sedimentpetrographisches Institut der Universität, Goldschmidt-Straße 1, D-3400 Göttingen.

Tab. 1. Geologische Gliederung der Gesteine im Bereich des Oberharzer Diabaszugs.

Unterkarbon	Kulm-Grauwacken mit Konglomerathorizont Tonschiefer Alaun-Schiefer, Kieselschiefer Adinole, Eisenkiesel Deckdiabas
Oberdevon	Cypridinen-Schiefer Büdesheimer Schiefer
Mitteldevon Givet Eifel	Schalsteinzone („Blatterstein“) der Stringocephalenstufe mit Eisenerz-Grenzlager und Schalsteinlager Wissenbacher Schiefer mit wenigen Tufflagern und örtlich intrusiven Diabasen

Angaben über diese beiden verschiedenen Eisenerztypen, die hier nicht in allen Einzelheiten besprochen werden können, sollen im letzten Kapitel dieser Arbeit behandelt werden und sind in der Tab. 6 zusammengestellt worden.

Stratigraphie und Vorkommen der Roteisensteine des Oberharzer Diabaszugs

Das geologische Vorkommen der Lahn-Dill-Eisenerze des Harzes entspricht weitgehend den namengebenden Vorkommen im Rheinischen Schiefergebirge, was geologisch leicht zu erklären ist, da die Harzer Diabas- oder Schalsteinzüge als Teil des variscischen Gebirges sich im Fortstreichen mit dem Rheinischen Schiefergebirge und hier in etwa mit dem Lahn-Dill-Gebiet verbinden lassen. – Auch im Harz stehen die Erze im engsten Kontakt mit einer mächtigen Serie von Basalten – die zu Diabasen umgewandelt sind – und Tuffen, die neben Bombentuffen zumeist sehr feinkörnig sind und als Schalsteine angesprochen werden. Die Roteisensteinvorkommen sind an die Formation des Diabaszugs gebunden.

Stratigraphisch treten als älteste Horizonte im Liegenden des Oberharzer Diabaszugs die Wissenbacher Schiefer auf, die in die Eifelstufe des Mitteldevon gestellt werden (vgl. MOHR 1975 u. s. Tab. 1). Es handelt sich um gut geschieferte schwarz-blaue Tonschiefer, die aus ca. 50% Illit, 15% Chlorit sowie ca. 20% Quarz aufgebaut sind. Neben einigen Tuffhorizonten sind örtlich mächtige Intrusiv-, aber auch Deck-Diabase eingelagert. – Die Erzhorizonte gehören stratigraphisch im Harz zur oberen Stufe des Mitteldevon, dem Givet, mit dem Leitfossil *Stringocephalus*. Außerhalb des eigentlichen Diabaszugs sind die gleichaltrigen Kalke zumeist nur wenige Meter mächtig. Im Diabaszug überwiegt das vulkanische Material, bestehend aus Basalten sowie aus Tuffen, die die Hauptmasse der z. T. mehrere hundert Meter mächtigen Serie ausmachen. Zwischen diesen vulkanogenen Produkten finden sich Lagen von roten und grünen Tonschiefern sowie eisenschüssigen Sanden, die aber auch vulkanogen beeinflusst sind. Das Oberdevon tritt im südlichen Harz nur in geringer Verbreitung auf. Die überlagernde Kulmformation nimmt dort größere Bezirke ein, wobei auch Diabase und z.T. Eisen-Kiesel eine Rolle spielen. Die vulkanischen Gesteine in den Schichtfolgen vom Mitteldevon bis zum Unterkarbon sind überraschend einheitlich aufgebaut, worauf vor allem TRÖGER (1950, 1954) und DAUBE (1960) hingewiesen haben. Auf die Petrographie dieser Gesteine soll hier nicht näher eingegangen werden. Mit vielen dieser basischen Vulkanite sind sedimentäre Eisenausscheidungen verbunden, so sind z. B. aus dem Kulm Adinole, Eisenkiesel, Mangankiesel etc. bekannt. – Zur Lagerstättenbildung kam es allem Anschein nach nur dann, wenn mächtige Tuffe gefördert worden sind. Primär wurden im Oberharzer Diabaszug zumeist zwei Roteisensteinlager gebildet. Der wichtigste Erzhorizont gelangte am Ende der Schalsteinserie zur Ablagerung. Dieses sog. Grenzlager wird im Rheinischen Schiefergebirge ins unterste Oberdevon gestellt, während es im Harz

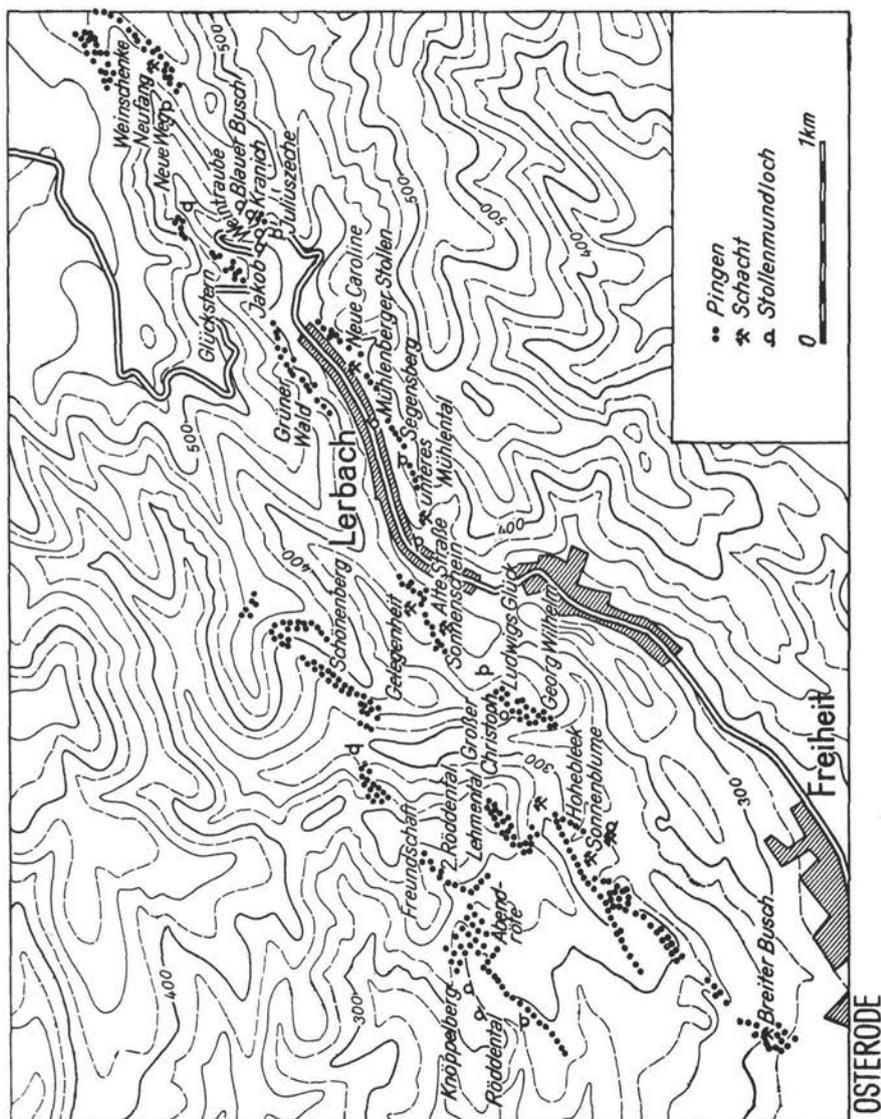


Abb. 2. Grubenfelder des Lerbacher Eisensteinreviers im 18. und 19. Jahrhundert. Aus KÜHLHORN (1970), S. 96 mit freundlicher Genehmigung des Verlages.

als Abschluß des Mitteldevon angesehen wird. In den Tuffen selbst kann örtlich ein sog. Schalsteinlager vorkommen, das wahrscheinlich auch hier in Zeiten relativer vulkanischer Ruhe gebildet wurde. Die Erzhorizonte sind zumeist nur mehrere Kilometer lang und keilen aus bzw. führen nur geringe, nichtwirtschaftliche Eisengehalte. Die primäre Mächtigkeit des Grenzlagere lag im allgemeinen bei 1 bis 1,5 m, größere Mächtigkeiten zeigen nur geringe Erstreckung und sind z. T. durch Faltung zu erklären. Auf Grund des Schuppenbaues (vgl. Abb. 9, S. 20 in diesem Heft) treten häufig mehrere gleichaltrige Parallelzüge auf. Auch Spezialsättel können die Erklärung dafür sein, daß das gleiche Lager wiederholt an der Oberfläche erscheint. Die Eisenhorizonte sind in den verschiedenen Schalsteinlagern des Harzes wohl nicht völlig gleichaltrig und nicht ganz horizontbeständig.

Zumeist waren sie nur auf kürzerer Erstreckung abbauwürdig. Ganz reines Roteisen-erz, ohne Kieselsäure und Carbonate als Gangart, tritt nur sehr selten auf. Es wird zwischen kieseligen und kalkigen Roteisensteinen unterschieden. Der „Rote Stein“ der Bergleute, eine kieselsäurereiche, aber eisenarme jaspilitähnliche Ablagerung, war nicht bauwürdig. Eine dunklere Farbe, der sog. „Blaue Stein“ der Bergleute, zeigt höhere Eisengehalte an. Dunklere und etwas kieselsäurehaltige und kalkige Erze sind für die Verhütung ausgelesen worden, da sie selbsttreibende Schlacken liefern. Der „Rote Stein“, das damals wertlose Material, findet sich z. T. in ästhetisch schönen Stücken auf den Halden und eignet sich z. T. vorzüglich zum Anpolieren und Herstellen von Schaustücken.

Angaben zu den Lerbacher Vorkommen

Im Raum des Oberharzes wird der Diabaszug im Nordwesten begrenzt von dem Clausthaler Kulmplateau und im Südosten durch die Kulmgrauwacken des Osteroder Forstes. Der Diabaszug ist ein schmales Band mittel- bis oberdevonischer Gesteine mit variscischem Streichen (SW/NE) und ist ohne Unterbrechung von Osterode über Lerbach und Buntenbock bis zum Polsterberg zu verfolgen. Im Südwesten am Harzrand verläuft parallel zum Hauptzug zwischen Lattenbusch und Schönenberg ein kleinerer Nebenzug (vgl. JORDAN 1976). Beide tauchen mit dem übrigen Paläozoikum unter transgredierenden Zechstein. Im Nordosten endet der Diabaszug zwischen Clausthal und Altenau in etwa am Polsterberger Hubhaus. Durch das Auffinden von Ilvait und Stülpnomelan im Huttal in einem Diabassteinbruch mit kieseligem Roteisenstein, auf das später eingegangen wird – hat dieses Vorkommen besonderes Interesse gefunden. Bergbaurelikte finden sich in diesem Raum zwischen Osterode und vor allem von Lerbach in sehr großer Zahl. Ca. 400 Pinggen (siehe Abb. 2, 3, 6) mit z. T. nur geringer Teufe sind mit den zugehörigen Halden im Gelände noch auszumachen. Aus jüngeren Bergbauaktivitäten sind die Standorte von 15 z. T. noch erhaltenen Stollenmundlöchern sowie von 8 Schachtanlagen bekannt. Die Erzmächtigkeit konnte örtlich bis auf 15 m anschwellen, vor allem im Bereich der Weintrauber-, Kranicher- und Julius-Zechenlager. Bei der Befahrung der in den dreißiger Jahren wieder zugänglich gemachten Julius-Zeche (vgl. Abb. 4) zeigte sich, daß die Erze keine gleichmäßige Zusammensetzung aufweisen, sondern daß kieselige, eisenreiche und kalkige Partien am Aufbau des Lagers beteiligt sind. Die Alten förderten möglichst nur die eisenreichen und kalkigen „Blauen Steine“ und sonderten, wenn möglich, schon im Abbau das kieselige Erz, den „Roten Stein“, aus (vgl. Abb. 5). Genauere geographische, aber auch historische Angaben über den Bergbau in diesem Raum sind von DENECKE in der Historischen Landeskundlichen Exkursionskarte von Niedersachsen, Blatt Osterode (KÜHLHORN 1970), zusammengetragen worden. Für den Mineraliensammler sind besonders die Halden von Interesse, wo aber das Vorherrschen der kieselsäurereichen Erze eine andere Zusammensetzung des Lagers vortäuscht.

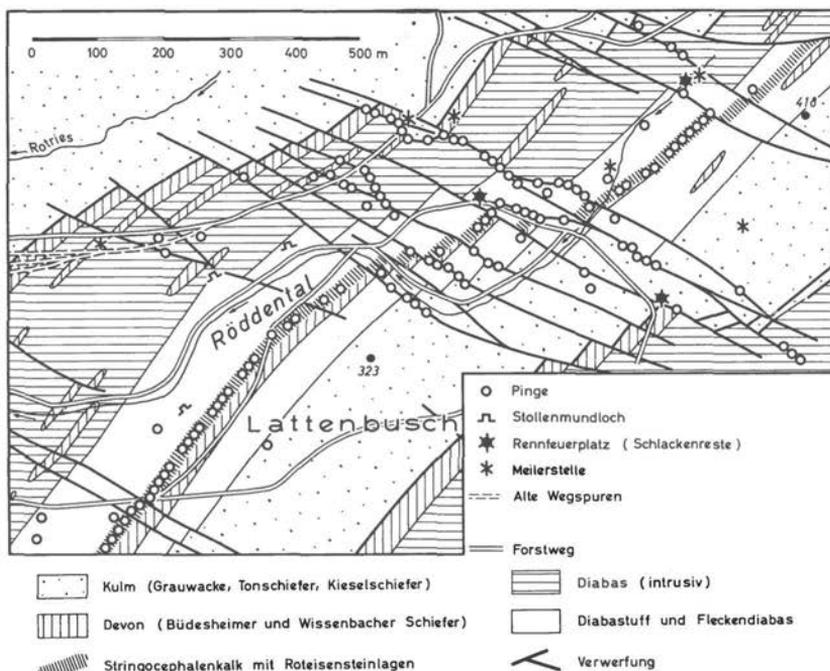


Abb. 3. Lagerstätten, Bergbau- und Hüttenrelikte im Diabas-Nebenzug Lattenbusch-Schönenberg, Eisensteinrevier Lerbach. Aus KÜHLHORN (1970), S. 97 mit freundlicher Genehmigung des Verlages.

Kontaktmetamorph veränderte Eisenerze

In gleicher Streichrichtung treten weiter im Nordosten tektonisch isolierte Schollen des Diabaszuges zutage, so im mittleren Rabental, seitlich vom Kellwassertal, nördlich Altenau, und am Eisernen Weg, nordöstlich Altenau, wo auch Reste von Eisenabbauversuchen zu beobachten sind. Am Fuß des Spitzenberges und den Spitzenberger Klippen im Bereich der Kontakteinwirkung des Brockengranit haben Bergbauversuche in den dreißiger Jahren magnetitreiche Halden hinterlassen, die bei den Mineralogen größtes Interesse finden, da sie reich an kontaktmetamorpher Mineralbildung (RAMDOHR 1927) sind, was an späterer Stelle besprochen werden soll. – Am nördlichen Harzrand, südlich Bad Harzburg im Radautal am Fuß des Schmalenberges, zeugt die Pinge Riekensglück von ehemaligen Abbauversuchen dieser dort auch stark kontaktmetamorph veränderten „Roteisensteine“, die hier z. T. in Fayalit umgewandelt sind.

Roteisensteine in Mittelberg

Südlich des Ackerbruchbergzuges im Mittelharz finden sich weitere variscisch streichende Schalsteinzüge mitteldevonischen Alters mit einer großen Zahl aufgeschlossener Eisenabbau, vor allem die unzähligen Tagebaue, Stollen und Schächte im Büchenberger Erzrevier, südlich Wernigerode, die bis in die siebziger Jahre hinein Eisenerze förderten. Die

Eisenerzlager befinden sich auch dort zumeist als Grenzlager, dem Abschluß der Schalsteinserien und seltener als Schalsteinlager in den Tuffen selbst. Das Grenzlager wird zumeist überlagert von Kieselschiefern. Weitere Angaben über diese Erze befinden sich im 2. Band des Harzfürhlers von DAHLGRÜN, ERDMANNSDÖRFFER & SCHRIEL (1925), SCHRIEL (1939) sowie in den Erläuterungen zum Blatt Elbingerode von ERDMANNSDÖRFFER (1926). Weitere Schalsteinzüge mit Roteisenvorkommen liegen zwischen Rotehütte und Elbingerode; zwischen Neuwerk und Hütteroden (alle Vorkommen südwestlich Wernigerode). Auch dort handelt es sich um Ablagerungen des Mitteldevon, die dort z. T. in rheinischer kalkiger Fazies, z. T. aber auch in böhmischer toniger Fazies auftreten. Im Bereich der Schalsteinzüge herrschen jedoch die Tuffe und die vulkanischen Gebilde mit den zugehörigen Roteisensteinlagern vor.

Roteisensteine bei Zorge

Auf niedersächsischem Gebiet finden sich in dieser variscisch streichenden Schalsteinzone noch Reste des ehemaligen Roteisensteinbergbaues im Raum zwischen Wieda und Zorge auf den Hängen des Wäschkopfes und Kirschberges, die vor allem aus Diabasen aufgebaut sind, am Karlstollen, $\frac{1}{2}$ km westlich Zorge, sind Proben auf den Halden zu finden. Mineralogisch ist die Erzführung der Querverwerfungen besonders in diesem Raum durch einen Selengehalt von Interesse. Neben Quarz und Carbonaten sowie Bleiglanz und Kupferkies kommen selenhaltige Minerale des Blei, Kupfer und Quecksilber vor. Sie gehören zu dem viel jüngeren Zyklus der Oberharzer Blei-Zinkgänge.

Zum Chemismus der Roteisensteine

Die Roteisenerzvorkommen sind bei weitem nicht die größten Erzvorkommen Niedersachsens und auch nicht die Erze mit einem großen Eisengehalt. Dennoch bildeten sie im Mittelalter eine wichtige Rohstoffbasis für die Eisengewinnung in diesem Raum. Der Grund für diese Tatsache ist vor allem im Waldreichtum und auch in der chemischen Zusammensetzung der Erze zu sehen. Insbesondere der geringe Gehalt an Phosphor, Schwefel, Titan sowie an Kupfer und Zink ermöglichte eine leichtere Verhüttung dieses Materials und machte es anderen sedimentären und magmatischen Eisenerzvorkommen überlegen. Damals war es nur schwer möglich, phosphorreiche Erze zu Stahl zu verarbeiten. Weiterhin ermöglichte die Feinkörnigkeit der Roteisensteine, die Reduktion und das Schmelzen bei geringeren Temperaturen durchzuführen.

Tab. 2. Zusammensetzung der Roteisensteine der Juliuszeche bei Lerbach Osterode/Harz in % [nach Angaben von TRÖGER (1950) und eigenen Analysen].

	Fe	Mn	P	SiO ₂	CaO	MgO
Eisenkiesel	36 z. T. viel niedriger	0,5	0,1	34 z. T. bis 90	2	0,5
Dichtes Erz	45	0,6	0,1	17	3	5
Kalkiges Erz	41 z. T. niedriger	0,6 z. T. höher	0,1	9	21 z. T. höher	3

Spurenelemente: Al₂O₃ 0,4 %, S zumeist unbedeutend.

Ti, Mn, Cu unter der Nachweisgrenze

Durchschnittsgehalte: 37 % Fe, 24 % SiO₂ und 2,5 % CaO

Tab. 3. Eisengehalte des Büchenberger Roteisensteins, Bezirk Wernigerode, nach Angaben von ERDMANNSDÖRFFER (1926).

	% Fe	Durchschnitts- gehalte
Kieseliger Roteisenstein	30–47	37
dichter Roteisenstein	53–57	55
kalkiger Roteisenstein	25–39	31

Mn-Gehalt: gering, lokal aber bis 15,8%; CaO 0–35%; SiO₂ 33 bis etwa 0%; P 0–0,9%; S 0–0,6%.

Bei den Eisenerzen vom Lahn-Dill-Typ gibt es auch im Harz alle Übergänge von kieseläurereichen über eisenreiche zu kalkigem Roteisenstein. Die genauen Zusammensetzungen der verschiedenen Fördererze sind besonders für die Vorkommen von Lerbach und Zorge nicht mehr erhältlich. Angaben von TRÖGER (1950) sowie eigene Untersuchungen (Tab. 2) an gesammeltem Material machen jedoch wahrscheinlich, daß die nichtmetamorphen Erztypen vergleichbar sind mit den Erzen im Lahn-Dill-Gebiet (Tab. 4) und denen im Raum von Wernigerode (Tab. 3). Für die Verhüttung in der damaligen Zeit waren dunkle, eisenreiche Roteisensteine mit einem geringen Kieselsäuregehalt, die „Blauen Steine“ sowie die kalkreichen Roteisensteine von Interesse. Wahrscheinlich durch Mischen dieser beiden Erztypen wurde eine selbsttreibende Schlacke erhalten. Die Angaben über die Zusammensetzung der Fördererze vom Büchenberg sind verlässlicher. Die Durchschnittsgehalte der Fördererze in den letzten Jahren waren jedoch deutlich niedriger als die Angaben von ERDMANNSDÖRFFER (1926).

Auffällig ist der geochemische Unterschied der metamorphen Magnetiterte vom Spitzenberg, in denen viel höhere Titan- und Chromgehalte und z. T. auch höhere Aluminiumwerte nachgewiesen werden konnten als sie von den nichtmetamorphen Roteisensteinen des Harzes und auch des Lahn-Dill-Gebietes bekannt sind. Wahrscheinlich sind diese Elemente als Spurenelemente in die Magnetite eingebaut worden. Es wird für wahrscheinlich gehalten, daß es sich nicht um eine reine isochemische Kontaktmetamorphose gehandelt

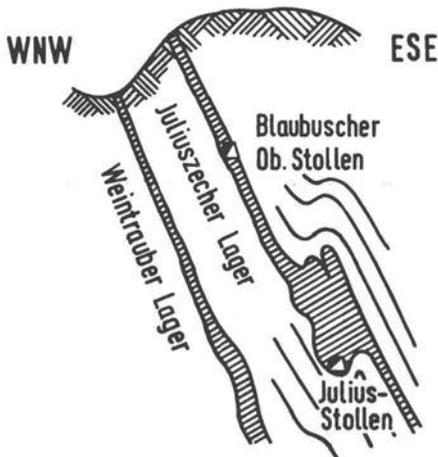


Abb. 4. Profil durch die Eisenerzlager an der Lerbacher Straßenkehre. Nach TRÖGER (1950).

Tab. 4. Chemische Hauptbestandteile der Lahn-Dill-Eisenerze (Angaben in %).

	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	CaCO ₃
Kieselige Haematiterze	20–60	20–65	0–10
Dichtes Roteisenerz	50–95	1–15	2–35
Kalkiges Roteisenerz	30–50	4–20	30–60

hat, sondern kontaktmetasomatische Vorgänge zu einer Verdrängung der Kalke geführt haben und daß Titan und Chrom sowie einige andere Spurenelemente zugeführt worden sind.

Mineralogischer Aufbau der Roteisensteine

Das wichtigste lagerstättenbildende Eisenmineral ist der Haematit. Daneben tritt Eisen zumeist in geringer Menge als ankeritisches Carbonat und als Eisensilikat (Chamosit) auf. In den kontaktmetamorph veränderten Erzen ist das Eisen vor allen Dingen im Magnetit zu finden, daneben in geringeren Mengen Magnetkies und Thuringit. Zumeist sind die Minerale sehr feinkörnig, so daß eine mikroskopische oder röntgenographische Bestimmung notwendig ist.

Haematit

schwankt in seinen Fe-Gehalten zwischen 20 bis 70% und liegt zum größten Teil in feinstkörnigen Aggregaten in engster Verwachsung mit SiO₂-Varietäten oder mit Carbonaten vor. In den kieseligen und carbonatischen Erzen kann man hin und wieder auch dünne, bräunlich durchscheinende, hexagonale, tafelförmig begrenzte Haematite erkennen. Meist ist jedoch der Haematit so feinkörnig und eng mit Quarz und Calcit verwachsen, so daß man nicht die für reinen Haematit typischen optischen Daten und auch zumeist nicht den halbmattglänzenden Glanz beobachten kann. Die Haematitaggregate reflektieren das Licht viel schlechter, sind aber recht gut an den schlechtpolierbaren, narbigen Oberflächen und an den vielen rötlichen Innenreflexen zu erkennen. Die Verwachsung von Quarz und Haematit kann von makroskopischer bis zur submikroskopischen Größe sein. Häufig stellt man vor allen Dingen am Rand der Aggregate Kornvergrößerungen fest. In den Haematiten beobachtet man häufig rundliche Strukturen. In einigen günstigen Fällen läßt sich in diesen Körnern ein deutlicher schaliger Aufbau erkennen. Bei den rundlichen, schalenförmigen Gebilden, die millimetergroß werden können, ist es gar kein Zweifel, daß es sich um Ooide handelt, die besonders eindrucksvoll in kieseligen oder carbonatischen Verdrängungsstrukturen zu erkennen sind. Sowohl in einigen Proben der Erze von Lerbach als auch in den magnetitischen Erzen vom Spitzenberg als auch in Erzen des eigentlichen Lahn-Dill-Gebietes waren solche Ooide zu beobachten.

Quarz

ist eines der wichtigsten Gangminerale der Erze. Der SiO₂-Gehalt schwankt von einigen Prozent in den carbonatischen Erzen bis zu 60% in den kieselsäurereichen Proben. Der Quarz liegt entweder grobkristallin oder zumeist noch sehr feinkörnig vor. Der grobkristalline Quarz ist zumeist wasserklar. Die Quarze sind eng verzahnt und löschen z. T. undulös aus oder zeigen deutliche Felderteilung. An einigen Stellen sind sie reich an Einschlüssen und erscheinen mit den farbigen Pigmenten rot oder bräunlich. Häufig beobachtet man, daß Quarze konzentrisch von Haematitaggregaten aus gewachsen sind. An feinsten Verunreinigungen erkennt man die idiomorphen Anwachszone der Quarze.



Abb. 5. Roteisensteinabbau (Strossenbau) im Weintrauber Lager nordöstlich von Lerbach. Mächtigkeit des Erzlagere 2–3 m. Im Liegenden und Hangenden Diabas. Die Pfeiler bestehen aus stark kieseligen Roteisenstein mit 25,7% Fe, 52,7% SiO₂ und 3,6% CaO (nach WILKE 1937). Aus JORDAN (1976, S. 99) mit freundlicher Genehmigung des Verlages.

Die Synthese von gutkristallisiertem Quarz ist inzwischen bei niedrigen Temperaturen in kurzer Zeit in Eisenhydroxid-Kieselsäuregelegen experimentell gelungen. Das Wachsen von Quarzkristallen kann so nicht mehr als ein Beweis für eine Bildung bei höheren Temperaturen gedeutet werden.

Calcit

ist neben Quarz das Hauptgangmineral in den Erzen. Der Gehalt an CaCO₃ kann in den Roteisensteinen schwanken von nahezu 0% bis zu 70% in den carbonatischen Proben. In den Dünnschliffen beobachtet man neben feinstkörnigem Calcit auch grobkörnige, gefärbte, aber z. T. auch wasserklare Kristalle. Diese grobkristallisierten Bildungen sind als post-sedimentäre diagenetische Sammelkristallisation entstanden. Diese Sammelkristallisation führt zu dem weißfleckigen Aufbau der kalkigen Roteisensteine, die bei dem sog. Leopardenerz besonders ansprechend sind. Rotbraune, unregelmäßig geformte Haematit-Calcit-Aggregate sind von dunkelbraunen, haematitreichen Rinden mit einem deutlichen Metallglanz umgeben. Zwischen den Haematitaggregaten mit den dunkelbraunen Rinden sind leuchtend reinweiße Kalkspat-Flecken vorhanden. Eine teilweise diagenetische Entkalkung der Erze hat zu ästhetisch ansprechenden Strukturen geführt, die von den Bergleuten in Büchenberg bei Wernigerode als Leopardenerz bezeichnet werden.

In einigen carbonatischen Erzen konnten Ankerite, also eisenhaltige Carbonate, an der deutlich höheren Lichtbrechung im Dünnschliff erkannt werden. Auch in anderen Proben kann aus der chemischen Analyse entnommen werden, daß dolomitische und sideritische Anteile in den Carbonaten der Erze vorhanden sind.

Tab. 5. Chemische Zusammensetzung rezenter Eisenniederschläge aus Eisensäuerlingen der Eifel und von Santorin/Griechenland (wasserfrei berechnet).

	Von %	Bis %
Fe ₂ O ₃	50	85
SiO ₂	3	22
CaCO ₃	0,2	40
MgCO ₃	0,2	3,5
Al ₂ O ₃	0,1	1
P ₂ O ₅	0,1	0,3
V ₂ O ₅	0,00	
MnO	0,1	3,5
TiO ₂	0,01	0,1
BaSO ₄	<0,01	0,3
Zn	<0,005	0,05
As ₂ O ₃	<0,005	0,02

Chamosit

In den carbonatischen und kieselsäurereichen Erzen kommen sehr geringe Mengen eines grünen Eisensilikats vor, und zwar sowohl in den Erzen bei Lerbach als auch bei der Probe aus Zorge. Dieses Eisensilikat kommt in den Haematiterzen entweder in millimetergroßen Flecken vor oder in feinsten Verteilung in Calcit, Haematit oder auch im Quarz. Die geringe Doppelbrechung und die hellgrünen Farbtöne lassen die Chamosite im Dünnschliff deutlich erkennen. Auch nach den Röntgenaufnahmen handelt es sich um das Mineral Chamosit mit dem charakteristischen 7 Å-Reflex, der eine kaolinitähnliche Struktur eines Eisensilikats anzeigt. Daneben konnten geringste Glaukonitanteile (ein eisenreicher Glimmer) festgestellt werden.

Kohlige Substanz

Im Oberharzer Diabaszug bei Lerbach sowie in einigen Erzen im Büchenberger Revier und in Erzen des Lahn-Dill-Gebiets konnte kohlige Substanz gefunden werden. Petrographisch handelt es sich um eine anthrazitartige kohlige Substanz und nicht um Graphit. – Durch Kohlenstoff-Isotopen-Untersuchungen (KORITNIG, SPITELLER-FRIEDMANN & HOEFS 1970) konnte gezeigt werden, daß es sich um biogene Substanzen handelt und nicht um exhalativ zugeführten Kohlenstoff, wie auch diskutiert worden ist.

Pyrit

In den silikatischen und carbonatischen Erzen finden sich vereinzelt Pyritkörner. In den meisten Erzen tritt der Pyritgehalt zurück und erreicht nur selten höhere Gehalte, die eine Verhüttung beeinflussen könnten. Im Erzrevier von Elbingerode enthält jedoch eine Grube größere Gehalte an Pyrit.

Diagenetische Umkristallisationen

haben in allen Roteisensteinen eine große Rolle gespielt und aus einem Eisenschlamm im Lauf der Zeit ein festes Eisenerz gemacht. Bei diesen Prozessen wurden z. T. neue Minerale gebildet, z. B. unter reduzierenden Bedingungen der Chamosit, die Ankerite, Pyrit etc. Im wesentlichen fand jedoch durch Umkristallisation nur eine Kornvergrößerung statt und die Umwandlung des Eisenschlammes in den festen Roteisenstein. Kommen diese Erze jedoch

unter den Einfluß von höheren Temperaturen oder höheren Druck, so können sich auch in den Eisenerzen völlig neue Minerale, wie sie für metamorphe Gesteine charakteristisch sind, bilden.

Kontaktmetamorph veränderte Eisenerze

Im Bereich des Brockengranits führte die Wärmezufuhr des Granitplutons zu einer völligen Umkristallisation und zu einer großen Zahl von Mineralneubildungen, wie sie bei Kontaktmetamorphosen üblich sind. Die auffälligste Veränderung ist das Vorherrschen des Magnetits in den metamorph veränderten devonischen Roteisensteinen.

Magnetit

kann aber sowohl in nichtmetamorphen sedimentären Eisenerzen als auch in metamorphen Bildungen vorkommen. Sowohl in den mesozoischen Eisenerzen, z. B. auf der Grube Staffhorst, als auch in nichtmetamorphen Lahn-Dill-Eisenerzen kommt Magnetit z. T. in großer Menge vor. In den untersuchten Proben der Harzer Lahn-Dill-Erze von Lerbach sowie von Zorge konnte Magnetit jedoch nur sporadisch festgestellt werden. – Am Spitzenberg und auf der Pinge Riekenzüglück bei Bad Harzburg sind jedoch die Roteisensteine des Oberharzer Diabaszes unter dem Einfluß des unterlagernden Granits vollständig in Magnetit umgewandelt, auch sollen Pseudomorphosen von Magnetit nach Haematit gefunden worden sein.

Neben Magnetit kommen an eisenreicheren Komponenten örtlich auch noch Magnetkies sowie Thuringit, ein eisenreiches Chloritmineral vor, das an dem charakteristischen 14 Å-Basisreflex vom Chamosit zu unterscheiden ist. Aus der kieseligen und kalkigen Gangart der Eisenerze konnte eine Vielzahl von verschiedensten Kontaktgesteinen gebildet werden (ERDMANNSDÖRFFER & SCHRÖDER 1926, 1927). Die Mineralumwandlung findet z. T. schon im äußersten Kontakthof des Brockengranit statt, z. T. dort durch Reaktion von hydrothermalen Lösungen mit Eisenerz und umgebenden Ganggesteinen. Im Diabasbruch des Huttalles, in der Nähe der Huttaler Widerwaage, sind im Kontakt mit kieseligen Roteisensteinen in Hohlräumen bzw. in gangartigen Klüften von KRAUSE (1960) Ilvait-(Lievrit) Kristalle aufgefunden worden (vgl. auch KLUGE 1960), die nach KORITNIG (1972) häufig von Stilpnomelan umgeben sind. Eine Kontaktmetamorphose, mit der bei den Erzen, z. B. denen des Spitzenberges im Bereich des Brockengranit gerechnet werden muß, wird bei dieser Mineralbildung von den Autoren nicht angenommen. Jedoch wird mit

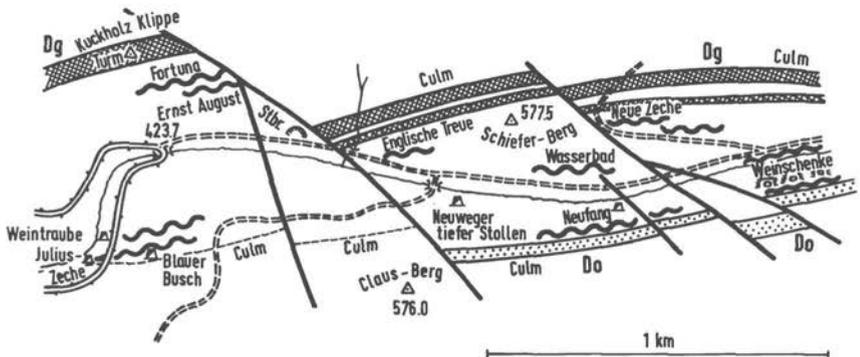


Abb. 6. Eisensteingruben im Schiefertal bei Lerbach. Nach TRÖGER (1950).

hydrothermalen Lösungen wahrscheinlich vom Brockenpluton herkommend gerechnet, die durch Reaktion mit den kieseligen Erzen und den Diabasen zur Bildung der Ilvait-Stilpnomelan-Paragenese bei hydrothermalen Temperaturen geführt haben. Im eigentlichen Kontakthof des Brockenplutons sind die kieseligen und kalkigen Eisenerze in Haematit-quarzite, in Hornfelse und in Kalksilikatfelse unterschiedlicher Zusammensetzung umgewandelt worden. Von RAMDOHR (1923) wurde in diesen Gesteinen eine große Anzahl von Mineralen festgestellt, und zwar folgende Silikate: Fayalit, Granat, wahrscheinlich in umgewandelten Crinoiden – Stielgliedern, verschiedene Amphibole wie Hedenbergit und Gedrit, Biotit, Cordierit, Titanit, Turmalin, Heulandit und andere Zeolithe. Weiter noch Anatas, Ilmenit sowie Flußspat. Auf Klüften treten neben Quarz noch Albit, Adular, Anatas, Flußspat, Titanit, Chlorit sowie verschiedene Zeolithe auf. – Nicht nur durch die höheren Gehalte an Titan und Chrom, die bei der geochemischen Untersuchung festgestellt worden sind, sondern auch durch mineralogische Beobachtungen wird es für möglich gehalten, daß außer einem rein kontaktmetamorphen, isochemischen Einfluß auch metasomatische Prozesse durch Verdrängung von Kalken und Zufuhr sowohl von leichtflüchtigen Bestandteilen wie Fluor, Bor, Schwefel als auch von Chrom und Titan stattgefunden haben.

Geschichtliches zum Eisenerzbergbau im Diabaszug

Nach KOLBE (1970) geht die Eisenverhüttung und damit auch der Eisenerzbergbau im Harzvorland bis in frühgeschichtliche Zeit zurück. Nachweislich soll schon im 1. bis 3. Jahrhundert Eisen im Salzgitter-Gebiet in Rennöfen geschmolzen worden sein. – Für den Eisenerzbergbau im Diabaszug nimmt man jedoch an, daß erst im 13. Jahrhundert nach Eisen geschürft wurde. Nach VOLK (1937) soll 1584 in Altenau eine Eisenhütte errichtet worden sein, die die Erze vom Polsterberg und Spitzenberg bezog. Der Abbau erfolgte nach BROEL (1963) im Eigenlöhner-Bergbau. Zeitweise sollen mehr als hundert Gruben gleichzeitig tätig gewesen sein. Nach STÜNKEL (1803) sollen die 11 im westlichen Diabaszug gelegenen Gruben 2400 t Erz pro Jahr an die Lerbacher Hütte geliefert haben zu einem Preis von 1 bis 2,5 Reichsthalern je Tonne. Zur Zeit des Königsreichs Hannover erlebte der Erzbergbau im Diabaszug ein nochmaliges Aufblühen. Dann aber brachte nach WILKE (1937) die Einführung des Allgemeinen Bergbaugesetzes von 1865 durch Preußen den Eigenlöhnerbergbau zum Erliegen. Wirtschaftlich ist diese Entwicklung wohl vor allem durch das Aufblühen des Eisenerzbergbaues im Harzvorland und im Salzgitter-Raum zu erklären. 1868 versuchten größere Gesellschaften wie die „Gewerkschaft Mathildenhütte“, der Hörder Bergwerks- und Hüttenverein und andere den Bergbau in Gang zu halten. Bis zum Jahre der Stilllegung 1887, sollen jährlich im ganzen 13000 t gefördert worden sein. Insgesamt sind etwa 2 Millionen Tonnen im Oberharzer Diabaszug abgebaut worden. Erneute Untersuchungsarbeiten zu Beginn dieses Jahrhunderts und in den dreißiger Jahren mit Bohrungen und Stollenaufwältigungen sowie physikalischen Untersuchungen sowohl am Spitzenberg als auch in Lerbach führten nicht zu einer länger anhaltenden Bergbauperiode, obgleich nach vorsichtigen Schätzungen noch ca. 3 Millionen Tonnen Erz im Diabaszug auf dem Gebiet von Niedersachsen nachgewiesen wurden. Schwierigkeiten, die einem erneuten Abbau in diesem Jahrhundert im Weg standen, waren vor allen Dingen die verwickelte Tektonik, die geringen Eisengehalte sowie die geringe Vorratsmenge und die Feinkörnigkeit der Roteisensteine, die wie bei vielen sedimentären Eisenerzen eine Aufbereitung nicht begünstigten.

Für den Mineraliensammler werden jedoch die leicht auffindbaren Halden die Fundstellen für Erzproben und z. T. auch für seltene Minerale sein.

Zur Entstehung marin-sedimentärer Eisenerze

Außer den relativ seltenen Lahn-Dill-Eisenerzen, die vulkanischen Prozessen ihre Entstehung verdanken, finden sich in anderen Sedimentserien die häufigeren Eisenerze vom Minette-Typ, die durch reine Verwitterungsprozesse zu erklären sind. Da beide Erztypen im Harz-Bereich anzutreffen sind, soll einiges über die Diskussion der Entstehung der Erztypen besprochen werden.

In Niedersachsen sind die Verwitterungs-Eisenerze des Minnetetyps örtlich in verschiedenen Horizonten der mesozoischen Sedimente des Harzvorlandes zu finden, z. B. im Lias- α bei Bad Harzburg (Grube Friederike), im Lias- γ u. a. bei Holtensen in der Nähe Göttingens und bei Northeim die aufgelassene Grube Echte. Im Dogger- β bei Staffhorst Erze mit einem sehr hohen Magnetitgehalt, die Malmerze des Gifhorer Troges mit mehreren Milliarden Tonnen Erz mit einem Fe-Gehalt von 27–40% (z. B. die Grube Konrad), die bekannten Unterkreideerze von Salzgitter auch mit mehreren Milliarden t Roherzvorläufe; die Oberkreide-Trümmereisenerze bei Peine, Bülten und Lengede, die vor allem aus umgelagerten Ton-Eisenstein-Geoden bestehen. Für die Verhüttung war ein Mischen der SiO_2 -reichen (sauren) Unterkreideerze von Salzgitter mit den nahegelegenen kalkreichen Oberkreideerzen für die Schlackenbildung von Wichtigkeit. – Da in den meisten Horizonten des Mesozoikum in diesem Raum kein Vulkanismus bekannt ist, ist man sich bei diesen Erzen einig, daß es sich um reine Verwitterungseisenerze handelt. Allerdings muß einschränkend gesagt werden, daß neuerdings BROCKAMP (1978) zeigen konnte, daß das häufige Auftreten von Ton-Eisenstein-Geoden vulkanisch beeinflusst ist. Die genaueren Bildungsbedingungen der sedimentären Verwitterungserze vom Minnetyp sind noch sehr umstritten. Während BORCHERT (1952) eine Anreicherung des Eisens in einer Kohlen-säurezone des Meeresbeckens selbst annimmt, wird von den meisten Bearbeitern eine Zufuhr des Eisens vom Festland angenommen. Zunächst ist an die Zufuhr von eisenhaltigen Moorwässern gedacht worden, wie sie z. B. auch in den Mooregebieten des Brocken am Torfhaus beobachtet werden können. Diese durch Moorwässer mobilisierten Eisenlösungen sind jedoch arm an Aluminium, Phosphor, Titan und anderen Spurenelementen und unterscheiden sich genauso wie die postulierten marinmobilisierten Kohlen-säurelösungen in ihrer chemischen Zusammensetzung von den Minetteeisenerzen, die reich an diesen Elementen sind. Lateritische Eisenlösungen, wie sie in tropischen Gebieten mobilisiert werden, sind im Gegensatz dazu reich an diesen Elementen (HARDER 1964). Neben diesen geochemischen Hinweisen sprechen auch paläontologische Argumente, wie sie von KOLBE (1957, 1970) herausgestellt worden sind, für ein warmes Klima während der Eisenerzbildung. Auch die glänzenden Oberflächen der Ton-Eisenstein-Geoden, die als Wüstenlack gedeutet werden, sind Argumente für eine festländische, lateritische Mobilisation des Eisens, die zur Bildung der marinen Eisenerze vom Minnetyp führte. Das Gebiet des Harzes und Harzvorlandes wurde zur Zeit des Jura aus dem Meere herausgehoben. In die Küstenregion gelangten Verwitterungsprodukte mit den Wüstenlacküberzügen, die für die Trümmereze so charakteristisch sind. Dabei sind konglomeratische Eisenerze zumeist küstennah bzw. in der Nähe der Herkunftsgebiete abgelagert worden, während oolithreiche Erze etwas küstenferner zu finden sind. Etwa gleichzeitig wurden die variscischen Salze mobilisiert und in den oberflächennahen Aufbrüchen aufgelöst. Eine speziell niedersächsische Erscheinung bei diesen Minetteeisenerzen ist, daß höhere Eisenkonzentrationen vor allen Dingen in Auslaugungskolken permischer Salzstöcke zu finden sind. Um-lagerungsprozesse, die zu einer zusätzlichen Anreicherung des Eisens führten, haben das an sich einfache geologische Bild ein wenig kompliziert.

Bei den Lahn-Dill-Eisenerzen ist man im Gegensatz zu den Minetteeisenerzen davon überzeugt, daß vulkanische Prozesse zur Anreicherung des Eisens geführt haben (siehe BORCHERT 1957, BOTTKE 1961, BUSCHENDORF 1954, HARDER 1954, 1964a, HENTSCHEL 1960, QUADE 1970, u. a.). Aber auch dort gibt es über die chemischen Vorgänge, die bei der vulkanischen Tätigkeit zur Lagerstättenbildung führten, unterschiedliche Vorstellungen. Neben der Ansicht, daß pneumatolytische oder intrusive Bildungen vorlagen, wird heute häufig zur Erklärung der Lahn-Dill-Eisenerze nach HARBORT (1903) angenommen, daß submarine Exhalationen das Eisen gasförmig als Chlorid zugeführt haben. FeCl_3 hat schon bei einer Temperatur von ca. 300 °C, SiCl_4 bei ca. 50 °C einen Dampfdruck von über 1 Bar, wie man aus chemischen Untersuchungen weiß. Diese Eisen- und Kieselsäure-Chloride aus den vulkanischen Exhalationen sollten mit dem Meerwasser unter Bildung von Haematit und auch von Quarz reagieren etwa nach der Formel $2 \text{FeCl}_3 + 3 \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 6 \text{HCl}$. Gegen diese Ansichten, die auch heute noch für die Erze des

Tab. 6. Zur Entstehung marin-sedimentärer Eisenerze

Zwei verschiedene Eisenquellen sind bei der marin-sedimentären Eisenerzbildung möglich:

I. Eisenanreicherung durch vulkanische Prozesse*(Lahn-Dill-Eisenerze)*

Die devonischen Eisenerze des „Lahn-Dill“-Gebietes werden in genetische Beziehung zu den Tuffserien gebracht. Verschiedene vulkanische Gesteine und vor allem Tuffe, sogenannte Schallsteine, bauen die Serie auf, die ca. 500 m mächtig ist. Roteisensteine kommen zumeist als Abschluß der Tuffserie an der Grenze vom Mittel- zum Oberdevon (das sog. Grenzlager) vor; örtlich auch in den Vulkanserien selbst als sog. Schallsteinlager. Die Erze sind selten oolithisch.

II. Eisenanreicherung durch Verwitterungsprozesse*(Eisenerze vom Minettetyp)*

Der Eisengehalt der mesozoischen Eisenerze Mitteleuropas ist durch Verwitterungsprozesse entstanden. In dieser Gegend gibt es keine Anzeichen für vulkanische Tätigkeit in der Zeit der Ablagerung der Erze. — Z. B.: Lothringen, Luxemburg, Nord- und Süddeutschland, Großbritannien, UdSSR, außerdem Clinton in USA.

Diese Erze sind sehr häufig oolithisch.

Mineralogische Zusammensetzung

Haematit	rotbraune	grüne
± Quarz (Opal), ± Calcit	Lagen	
Manchmal örtlich:		
Magnetit, Pyrit, Siderit, Fe ²⁺ -Silikat	Haematit	Chamosit, Glaukonit
Kohlige Substanz	Goethit	Siderit, Pyrit
		Magnetit
	Quarz und Calcit in unterschiedlichen Mengen als Detritus und z. T. als diagenetische Neubildung	

Chemische Zusammensetzung

Fe	10–50%	Fe	10–60%
SiO ₂	hoch oder niedriger	SiO ₂	5–50%
Al ₂ O ₃	meist weniger als 1%	Al ₂ O ₃	3–20%
P ₂ O ₅	niedrig – 0,01%	P ₂ O ₅	hoch 0,8–5%
CaCO ₃	hoch oder niedrig	CaCO ₃	unterschiedlich
Mn	zumeist niedrig, seltener sehr hoch		

Niedriger Spurenelementgehalt an Ti, V, Cr etc.

Hoher Spurenelementgehalt Ti, V, Cr, Pb, Zn, Mn etc. Dieselben Gehalte in den roten und grünen Erzen.

Wahrscheinliche Bildungsbedingungen
(nach Ansicht des Autors)

Kohlensäurehaltige Vulkanquellwässer verlieren durch Oxidation Eisen. Adsorption von SiO₂ an die Eisenhydroxide und späteres Fällen von CaCO₃. Diagenetische Bildung der Minerale bei niedrigen Temperaturen in den zunächst amorphen Eisenhydroxiden.

Aufarbeitung von lateritischen Verwitterungskrusten und Flocken der Fe-Hydroxide im Meer zusammen mit Al, Si und den Spurenelementen. Diagenetische Bildung der Minerale auch von Fe-II-Silikaten in reduzierten Sedimenten. Haematit und Chamosit sind so keine primären Faziesindikatoren.

Harzes (DAUBE 1960) vertreten werden, sprechen aber eine Reihe verschiedener Faktoren. Die Fauna in den Erzen zeigt, daß normales pH und normale Temperaturen bei der Erzsedimentation vorgelegen haben müssen, und daß so eine Zufuhr von HCl, wie sie bei der Reaktion des Eisenchlorids mit dem Meerwasser freiwerden würde, unwahrscheinlich ist. Auch die Spurenelemente der Lahn-Dill-Eisenerze sprechen gegen eine Anreicherung des Eisens aus chloridischen Sublimationsprodukten, da die Chloride des P, Pb, Sn, As, Ti, V, Al, Sb, Mo, Hg etc. schon bei niedrigeren Temperaturen einen höheren Dampfdruck als das Eisenchlorid haben. Diese Elemente müßten so mit dem Eisen und der Kieselsäure zusammen besonders stark angereichert und gefällt werden. Die Lahn-Dill-Erze sind aber besonders arm an diesen Elementen (HARDER 1954, 1964). – Auch das geologische Vorkommen der Erzhorizonte zeigt, daß das Eisen zur Zeit einer relativen vulkanischen Ruhe sedimentiert worden ist. – Untersuchungen an rezenten Eisenanreicherungen in vulkanischen Gebieten können Hinweise auf die Bildungsbedingungen der „Lahn-Dill“-Eisenerze geben (HARDER 1964a). Die Exhalation von Kohlensäure ist in vielen fast erloschenen Vulkangebieten sehr verbreitet. Die Kohlensäure tritt zumeist in Form von Sauerlingen auf. Die Untersuchungen zeigen, daß kohlenstoffhaltige Wässer das Eisen aus dem Nebengestein in der zweiwertigen Form mobilisieren können. Derartige Kohlensäurerlinge finden sich z. B. auch in Buchten auf der vulkanisch tätigen Insel Nea Kameni in Santorin/Griechenland, aber auch auf dem Festland, z. B. in der vulkanischen Eifel, wo die Kohlensäurerlinge als Heilquellen und zur Mineralwasserherstellung genutzt werden. Die Kohlensäurerlinge haben unterschiedliche Zusammensetzungen. Eine Quelle des Wehrer Kessels in der Eifel enthält z. B. 19 mg Fe im Liter H_2O neben 61 mg SiO_2 , 4 mg Mn, 64 mg Ca etc. und 765 mg HCO_3^- . Kommen diese Quellwässer in Kontakt mit sauerstoffhaltigem Meerwasser oder mit dem Luftsauerstoff, so kommt es zur Ausfällung von Eisenhydroxiden durch die Oxidation des gelösten zweiwertigen Eisens zu dem unlöslichen Eisen-III-Hydroxid. Die amorphen Hydroxide adsorbieren in größerer Menge Kieselsäure, und im weiteren Verlauf der Erwärmung der Kohlensäure fällt auch Calciumcarbonat in unterschiedlichen Mengen aus. Auf kiesel-säurereiche folgen in einer fraktionierten Fällung eisenreiche und schließlich kalkreiche Eisenniederschläge, also Eisenniederschläge, die in ihrer Zusammensetzung den unterschiedlichen Erztypen der Lahn-Dill-Roteisensteine entsprechen. Derartige Eisenerze können rezent in vielen vulkanischen Quellgebieten beobachtet und untersucht werden und sind z. T. auch als Lagerstätten abgebaut worden, z. B. in der Welschwie, Eifel. Diese zunächst amorphen Eisen-Kieselsäureniederschläge enthalten alle chemischen Bestandteile, wie sie auch für die Lahn-Dill-Eisenerze charakteristisch sind und wie es aus den Tabellen 2 und 3 ersichtlich ist. Diagenetische Kristallisationen führten zur Bildung von Haematit, Quarz und Kalkspat. Experimentelle Untersuchungen im Laboratorium konnten zeigen, daß die Adsorption der Kieselsäure auch aus sehr verdünnten Lösungen möglich ist und daß in diesen Hydroxiden auch bei niedrigen Temperaturen die Minerale Haematit, Quarz oder Kalkspat in mehreren Tagen synthetisiert werden können. – Gegen diese genetischen Vorstellungen der Bildung der Lahn-Dill-Eisenerze durch Kohlensäure und der Auslaugung des Eisens aus den Tuffen und anderen Nebengesteinen (HARDER 1964a) hat es von lagerstättenkundlicher Seite viele Einwände gegeben, vor allem von BORCHERT (1957) und QUADE (1970). Durch das Auffinden von rezenten, ausgedehnten und mächtigen eisenreichen Sedimenten in den Ozeanen ist dieser wissenschaftliche Streit zumindest teilweise geklärt worden. Die z. T. noch amorphen Eisen-Kieselsäureniederschläge treten an den Ozeanrücken und an anderen Stellen auf, die im Zusammenhang mit „Plattentektonischen“ Bewegungen stehen und so z. T. auch in der Nachbarschaft von vulkanischen Gebieten. Für diese Eisenhydroxidniederschläge, die chemisch geringe Al- und Ti-Gehalte und unterschiedliche Mn-Werte aufweisen und so den Lahn-Dill-Eisenerzen sehr ähnlich sind, wird angenommen, daß das Eisen nicht juvenil-vulkanisch gefördert worden ist, sondern durch Thermalwässer, wahrscheinlich kohlenstoffhaltige Lösungen, aus dem Nebengestein aus-

gelaugt worden ist (BOSTRÖM 1973). Die alte Theorie der Lateralsekretion von SANDBERGER (1885) ist in modifizierter Form zu neuem Glanz gekommen. – Es kann so als sehr wahrscheinlich angesehen werden, daß die Eisenerze des Lahn-Dill-Gebiets durch Zuflüsse von niederthermalen Kohlensäuerlingen gebildet worden sind.

Die Ausführungen mögen gezeigt haben, daß die solange bekannten Eisenerze auch heute noch das Interesse von Mineralogen und Geologen erwecken. Durch chemische und physikalische Untersuchungen an rezenten Eisenausscheidungen konnten diese Bildungs-umstände aufgeklärt werden, und es konnte versucht werden, diese Erfahrungen zur Deutung alter Eisenerzlagerstätten auszunutzen. Bei geologisch alten Erzlagerstätten kann zwar der Mineralbestand, die chemische Zusammensetzung sowie das geologische Auftreten ermittelt werden; der chemische Weg, der zu der Erzanreicherung führte, ist jedoch durch direkte Untersuchung nicht zugänglich. Wie in Kriminalfällen üblich, konnte durch an rezenten Bildungen gewonnenen Indizien die Genese der geologisch alten Erze bewiesen oder zumindest wahrscheinlicher gemacht werden.

Schriftenverzeichnis

- BORCHERT, H. (1952): Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten. *Chem. d. Erde*, **16**, 49–74.
- BORCHERT, H. (1957): Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. *Neues Jb. Mineral. Abh.* **91**, 541–572 (Festband Schneiderhöhn).
- BOSTRÖM, K. (1973): The origin and fate of ferromanganooan active ridge sediments. *Acta Universitatis Stockholmiensis, Stockholm Contributions in Geology*, XXVII: 2, 149–243.
- BOTTKE, H. (1961): Die Eisenerz-Lagerstätten der Grube Christiane bei Adorf/Waldeck. *Aufschluß*, H. 7, 177–184.
- BROCKAMP, O. (1978): Vulkanische Fe-Zufuhr in Sedimente des Alb als Ursache für die Häufigkeit von Sideritgeoden, dem Ausgangsmaterial der Trümmereisenerze der Oberkreide in Norddeutschland. *N. Jb. Min. Abh.* **131**, 240–253.
- BROEL, Th. (1963): Über den früheren Eisenerzbergbau im nördlichen Oberharz. *Erzmetall XVI*, S. 173–183.
- BUSCHENDORF, Fr. (1954): Die Eisenerzlagerstätten des Oberharzer Diabasuges. *Aufschluß-Sonderheft, Clausthal-Zellerfeld*, S. 45–48.
- DAHLGRÜN, Fr., ERDMANNSDÖRFER, O. H. & SCHRIEL, W. (1925): *Sammlung geologischer Führer: Harz, Teil I: Oberharz und Brockengebiet Bd. 29, Teil II: Unterharz und Kyffhäuser Bd. 30*. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- DAUBE, Fr. (1960): Die Bildung von Erzparagenesen im Zusammenhang mit dem initialen herzynischen Magmatismus. *Dissertation Bergakademie Clausthal*.
- DENECKE, D. (1970): Bergbau und Hüttenbetriebe im Raum Osterode. In KÜHLHORN (1970), S. 95–105.
- ERDMANNSDÖRFER, O. H., SCHRÖDER, U. H. (1927): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Blatt Harzburg, Berlin.
- ERDMANNSDÖRFER, O. H. & SCHRÖDER, U. H. (1926): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Blatt Elbingerode, Berlin.
- HARBORT, E. (1903): Zur Frage nach der Entstehung gewisser devonischer Roteisenlagerstätten. *N. Jb. Min. Geol. u. Pal.* **1**, 179–192.
- HARDER, H. (1954): Beitrag zur Petrographie und Genese der Hämatiterze des Lahn-Dill-Gebietes. *Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*, **4**, 54–66.
- HARDER, H. (1964): Geochemische Unterscheidung genetisch verschiedener marinsedimentärer Eisenerzlagerstätten. *Berichte Geol. Ges. DDR*, **9**, 475–478.
- HARDER, H. (1964a): Können Eisensäuerlinge die Genese der Lahn-Dill-Erze erklären? *Beitr. Min. Petr.* **9**, 379–422.
- HENTSCHEL, H. (1960): Zur Frage der Bildung der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ. *Freiberger Forschungsh. C* **79**, 82–105.
- JORDAN, H. (1976): *Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Bl. Osterode Nr. 4227 mit Erläuterungen*, Hannover.

- KLUGE, H. (1967): Eine Fundstelle für Datolith und Ilvait (Lievrit) bei Clausthal-Zellerfeld (Oberharz). Aufschluß **18**, 272–273.
- KOLBE, H. (1970): Zur Entstehung und Charakterisierung mesozoischer, marinsedimentärer Eisenerze im östlichen Niedersachsen. – Clausthale Hefte **9**, 161–184.
- KORITNIG, S., SPITELLER-FRIEDMANN, M. & HOEFS, J. (1970): „Kohlige Substanz“ aus dem Oberharzer Diabaszug bei Lerbach. N. Jb. Miner. Mh., Jg. 1970, H. 8, 337–342.
- KORITNIG, S. (1972): Stilpnomelan aus dem „Oberharzer Diabaszug“, Deutschland. Contr. Min. Petr. **34**, 175–179.
- KRAUSE, H. (1960): Über Lievrit aus dem Huttal bei Clausthal. N. Jb. Miner. Abh. **94**, Ramdohr-Festband, S. 1277–1283.
- KÜHLHORN, E. (1970): Historisch-landeskundliche Exkursionskarte von Niedersachsen, Erläuterungsheft. Veröffentlichungen des Instituts für historische Landesforschung der Universität Göttingen. August Lax, Hildesheim.
- MOHR, K. (1975): Sammlung Geologischer Führer: Harz, westlicher Teil. 2. Aufl. Gebr. Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- QUADE, H. (1970): Der Bildungsraum und die genetische Problematik der vulkanosedimentären Eisenerze. Clausthale Hefte Lagerstättenkd., Geochemie u. Miner. Rohst. **9**, (THIENHAUS-Bd.), 27–65.
- RAMDOHR, P. (1923): Über durch Kontakt veränderte Eisenerze und einige ungewöhnliche Kontaktmineralgesellschaften. Z. Bl. Miner. 289–297.
- RAMDOHR, P. (1927): Die Eisenerzlager des Oberharzer („Osteroder“) Diabasuges und ihr Verhalten im Bereich des Brockenkontaktes. N. J. Miner. Abh., Abt. A., Bl.-Bd. 55.
- SANDBERGER, F. (1885): Untersuchungen über Erzgänge. **2**, 257–326, Wiesbaden.
- SCHRIEL, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Zorge, Berlin.
- SCHRIEL, W. (1939): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen. Blatt Riefensbeek, Berlin.
- STÜNKEL, J. G. (1803): Beschreibung der Eisenerzbergwerke und Eisenhütten am Harz. Göttingen.
- TRÖGER, W. E. (1950): Diabase und Eisenerz des Oberharzes. In: Harzexcursionen der Tagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in Göttingen.
- TRÖGER, W. E. (1954): Magmatische Gesteine des Harzes. Aufschluß-Sonderheft, Clausthal-Zellerfeld.
- VOLK, C. (1937): Aus der Geschichte der Altenauer Eisenhütten- und Eisensteingruben. Goslar.
- WILKE, A. (1937): Diplomarbeit über den Eisensteinbergbau im Oberharzer Diabaszug. Bergakademie Clausthal, unveröffentlicht.

Die Rammelsberger Erzlager*)

Von Wolfgang HANNAK, Hannover

Das Jahr 968 darf nach urkundlichen Überlieferungen als der regelrechte Beginn der Erzgewinnung am Rammelsberg angesehen werden. Damit kann der Rammelsberger Bergbau auf eine tausendjährige Geschichte zurückblicken, die eng mit der Goslars verknüpft ist. Bis zur Entdeckung des nicht zu Tage ausgehenden Neuen Lagers im Jahre 1859 war das Alte Lager, das knapp 600 m lang am unteren Hang des Rammelsberges ausbeißt, der einzige bekannte Lagerstättenteil. Inzwischen sind 4 Erzkörper – zwei sulfidische und zwei barytische – ferner meist ärmere, bis ins Unterdevon reichende Erzführungen verschiedener Entstehung bekannt geworden.

Die frühesten geologischen Beobachtungen stammen aus der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts. Bei v. TREBRA (1785) können wir u. a. lesen: *Wenn wir die Lagerstätte der Mineralien im Rammelsberge Gänge oder das Ganze dieser Gänge zusammenfassen, den Umfang, worinne sie liegen, ein Stockwerk nennen, nicht wahr Freund! da versteht uns jeder Bergmann. Wollten wir aber diesen Rummel von Erz, weil ihm im Liegenden die Felsmasse aus bloßen schwarzblauen Thonschiefer, im Hangenden aus einer ganz anderen Gesteinsart besteht, die mehr der Grauwacke in ihrem Gemenge sich nähert, am Stahl Feuer giebt, sogar Lager mit Conchylien gemischt, die kalkartig sind, zwischen sich fassend; und weil dem Streichen und Fallen nach, diese Mineralien-Lagerstatt, mit den Lagern und Bänken des Queergesteins parallel liegt, sie also nichts weniger als durchschneidet, darum ein Flötz nennen: So würden wohl die Bergleute ihre Köpfe ziemlich zusammen stecken, und sich fragen, was die Herren wohl meynen möchten?*

Fällt es v. TREBRA sichtlich schwer, aus seinen Beobachtungen die Folgerungen zu ziehen, so ist es wenige Jahre später V. BÖHMER (1794), der das Vorkommen als Erzflöz anspricht. Überzeugende Argumente für eine gleichzeitige Entstehung der Erzlager mit den umgebenden Gesteinen (Syngenese) äußerte mit als erster FREBOLD (1924). Zuvor hatte die Vorstellung einer syngenetischen Entstehung aber schon bei BERGEAT & STELZNER (1904) um die Jahrhundertwende Eingang in die Lehrmeinung gefunden. Vor wenig mehr als zwanzig Jahren verhalfen schließlich KRAUME (1955) und RAMDOHR (1953) der Anschauung einer syngenetischen Entstehung der Rammelsberger Erzlager zum Durchbruch. In BORNHARDT hatten die Epigenetiker – alle jene, die am Rammelsberg für eine spätere Einwanderung der Erzlösungen in die gefalteten Schichten eintreten – dagegen noch bis in jüngste Zeit einen glühenden Verfechter.

Nicht weniger jung ist die Klärung der stratigraphisch-tektonischen Stellung der Erzlager. Die Grundzüge hierzu wurden im vergangenen Jahrhundert von der jungen aufstrebenden Geologie gelegt, die im Raume Goslars u. a. mit den Namen F. A. ROEMER, A. v. GRODDECK, A. HALFAR und L. BEUSHAUSEN verbunden ist.

Sehr bald wurde erkannt, daß die quarzitischen Schichtfolgen, die die Höhen des Rammelsberges und des Herzberges bis hinüber zur Schalke bilden, älter als die Thonschiefer mit den eingeschalteten Erzlagern in dem nordwestlich anschließenden Gebiete sind. Um

*) Kaum veränderte Fassung aus dem Sonderheft 17 zum Aufschluß 1968.

die Jahrhundertwende wurde die überkippte Schichtenfolge am W-Hang des Rammelsberges festgestellt, womit die Sattelstellung der Kammlinie des Rammelsberges früh gesichert werden konnte. Zu einem ausgesprochen schwierigen Problem sollte sich die Frage nach der Lage der Mulde entwickeln, die die tektonische Verbindung zu den generell flachliegenden Schichten etwa am Steinberg bildet. Diese Frage ist beinahe auf schicksalhafte Weise mit der Frage nach der tektonischen Stellung der Erzlager verbunden. Vor mehr als 40 Jahren hatte W. E. SCHMIDT (1932, 33, 33a, 33b, 34) die Aufgabe übernommen, von der geologischen Seite her auf den Disput Syngeneese-Epigenese klärend einzuwirken. Von nur zweitrangiger Bedeutung ist in diesem Zusammenhang, daß er die Lager richtig als syngenetisch ansieht. Entscheidend war, daß er den Kniest – ein eigenartiges, verkieseltes dunkles Gestein im bergmännisch Hangenden der Erzlager – in seinem einmaligen Auftreten als das jüngste vorhandene Schichtenglied am Rammelsberg auffaßt und so zu dem Ergebnis kommt, daß die Lager vornehmlich im normalen Muldenflügel der „Kniestmulde“ liegen. Damit war er der richtigen Lösung außerordentlich nahe. Aber weder der Kniest, noch die von ihm einem bestimmten Horizont zugewiesenen Tuffe haben den ihnen zugesprochenen stratigraphischen Leitwert, so daß DAHLGRÜN (1955) und KRAUME (1955) – bestärkt durch die lithofaziell unterschiedlich ausgebildeten Schichten beidseitig der Lager – auf eine geschlossene inverse Schichtenfolge vom Kopf des Rammelsberges bis ins Gosetal schlossen.

Der Anwendung der kleintektonischen Arbeitsweise war es schließlich zu verdanken, daß eine endgültige Klärung der tektonischen Stellung der Lager und in Verbindung mit lithofaziellen Untersuchungen auch der Stratigraphie herbeigeführt werden konnte. JAHNS (1955) fand als erster mit einer subtilen Untertage-Kartierung in der westlichen Lagerfortsetzung einen bis dahin unbekanntem Faltenbau, der u. a. durch Bohrungen und in der Schichtfolge definierte Tuffe gesichert werden konnte. Im gleichen Jahr konnte der Verf. eine Großmulde im Lagerbereich feststellen und die Tektonik sowie die Stratigraphie im

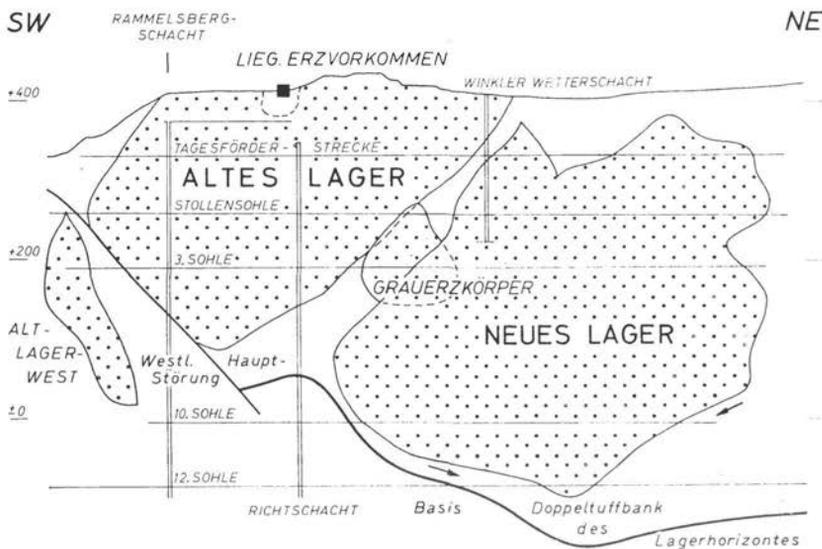


Abb. 1. Seigerriß der Erzlager. Die Basisdoppeltuffbank des Lagerhorizontes kennzeichnet den Verlauf der Faltenachse in der Lagermulde.

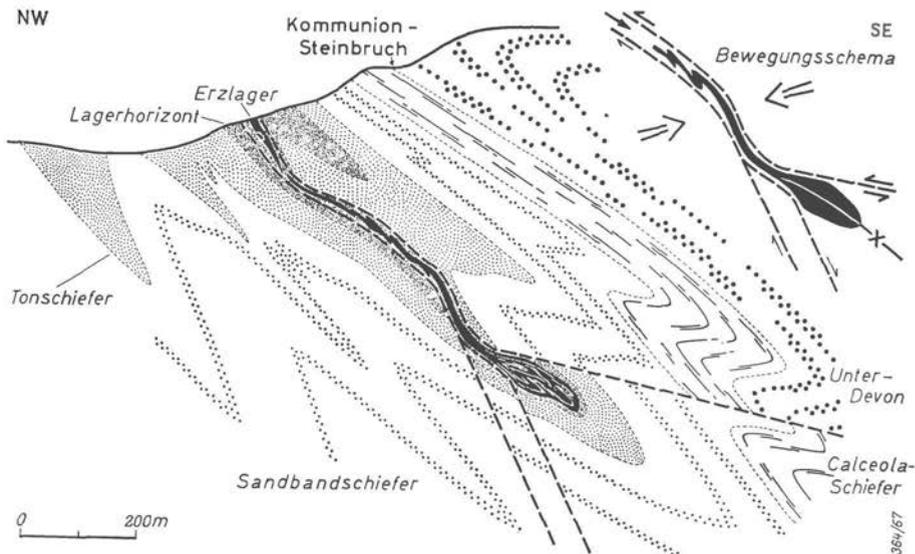


Abb. 2. Vereinfachtes Profil durch die Lagermulde.

Lagerbereich, wie sie im vereinfachten Profil (Abb. 2) dargestellt sind, klären (HANNAK 1956).

Der ungewöhnliche Erzreichtum des Rammelsberges ist zwei Lagern, dem Neuen und Alten Lager, zu verdanken, die eine geringe flächenhafte Verbreitung haben, sowie große Mächtigkeit und außergewöhnliche hohe Metallgehalte besitzen (Abb. 1). Der gesamte Buntmetallinhalt der Lager dürfte mehr als 8 Mill. t betragen haben.

Die Lager streichen um $50-60^\circ$. Ihr Einfallen beträgt etwa $40-45^\circ$ SE. Sie gehören stratigraphisch den tieferen Wissenbacher Schieferungen des Mitteldevons an, die sich am Rammelsberg in Sandbandschiefer und Tonschiefer gliedern. Das Neue Lager setzt etwa 30-90 m unter der Erdoberfläche an und reicht mit über 600 m einfallender Länge bis unter die 12. Sohle. Seine größte streichende Länge beträgt etwas über 500 m. Die durchschnittliche Mächtigkeit liegt bis zur 9. Sohle um 10 m und erreicht unter der 10. Sohle in der Muldenverdickung 40 m. Das sind fast 100 m Erz in der Horizontalen. Nach W und etwas zum bergmännisch Liegenden versetzt, liegt das Alte Lager, das zwischen der 7. und 8. Sohle mit 400 m einfallender Länge vom Ausbiß gemessen zu Ende ist. Seine Durchschnittsmächtigkeit lag um 10-15 m. Annähernd $\frac{1}{3}$ seiner ursprünglichen Größe dürfte abgetragen worden sein. Erzgerölle mit einer dicken Brauneisenkruste findet man immer wieder bei Fundamentgründungen in Goslar. Die Östliche Hauptstörung – eine EW-streichende Seitenverschiebung mit starker Vertikalkomponente – versetzt nur unwesentliche Teile des Neuen Lagers. An der tektonisch gleichartigen Westlichen Hauptstörung ist dagegen der westliche Bereich des Alten Lagers abgeschnitten. Er wird als Altlager West bezeichnet. Eigenartige tektonische Abfaltungen treten am bergmännisch Hangenden des Lagers auf, von denen die größte das sog. Hangende Trum ist (KRAUME 1955), das natürlich im genetischen Sinne nichts mit einem Gangtrum zu tun hat. Zwischen beiden Lagern liegt ein Schwespatlager, der viel kleinere Grauerzkörper, welcher das Neue Lager untersteht und das Alte Lager wenig im bergmännisch Hangenden überlappt.

Das Liegende Grauerzorkommen ist ein noch kleineres Barytlager, das übertage im bergmännisch Liegenden des Alten Lagers in der Schiefermühle westlich vom Maltermeisterturm aufgeschlossen ist.

So ungewöhnlich der Erzreichtum des Rammelsberges ist, so ungewöhnlich ist auch seine Tektonik. Die Erzlager liegen in einer sehr engen isoklinalen Großmulde, der sogenannten Lagermulde (Abb. 2). Zum größeren Teil gehören sie dem inversen Faltenflügel an. Der kleinere, im normalen Muldenflügel liegende Teil ist unmittelbar an den Gegenflügel angefaltet, so daß die Lager annähernd die Lage der Muldenachsebene, die in dem oberen Faltenbereich nur unwesentlich zum Liegenden hin abweicht, repräsentieren. Die Abscherungen an den Lagern, die mit ca. 30° zur Muldenachsebene an der Muldenverdickung des Neuen Lagers nach unten in das Nebengestein ziehen, sind eine Folge des extremen Festigkeitsanisotropieverhaltens von Erz und Nebengestein. In dem Maße, in dem das Neue Lager durch die tektonische Ausdünnung gegenüber der Umgebung länger geworden ist, wurde es von seiner Nebengesteinshülle unter- und überfahren, so wie es aus dem Bewegungsschema hervorgeht. Es ist also ganz im Gegensatz zu W. E. SCHMIDTS Auffassung nicht etwa von unten her eingespießt worden, sondern gewissermaßen im „Muldensog“ nach unten abgewandert. Derartige Erzeinspießungen kann man immer wieder vom Handstück- bis in den Großbereich hinein beobachten (Abb. 4).

Diese sehr große tektonische Plastizität des Erzes wirkte sich auch auf den Verlauf der Faltenachsen um das Lager und im Lager aus. Von der 8. Sohle abwärts ist das Abtauchen der Faltenachsen im Lagergrenzbereich annähernd identisch mit dem Verlauf des Randes des Neuen Lagers. Die Lage der Doppeltuffbank im Muldenkern, die die Grenze des Lagerhorizontes zum tieferen Wissenbacher Schiefer bildet, ist charakteristisch für den Achsenverlauf in unmittelbarer Lagernähe (Abb. 1). Die Tuffbank muldet knapp westlich des Neuen Lagers zwischen 8. und 9. Sohle. In steilem Bogen schwingt sie im Lagermuldenkern nach E unter die 12. Sohle noch um einiges tiefer unter die Lagerspitze hinunter und kennzeichnet damit den unmittelbaren Faltenachsenverlauf. Von da ab steigt die Faltenachse flach nach E an und entspricht damit der im Oberharz allgemein üblichen Achsenlage. Die hier sichtbar werdenden Unterschiede zwischen Lagertrand und Basis des Lagerhorizontes haben ihre Ursache in Lagerhorizont-internen Mächtigerungsveränderungen am E-Rand des Neuen Lagers.

Die Rammelsberger Erzlager gehören zu dem Typ der submarin-exhalativ-sedimentären Erzlagerstätten. Man hat die Vorstellung, daß Metall-beladene Gase, wahrscheinlicher aber Metall-reiche Thermen am Meeresboden ausgetreten sind und daß in Reaktion mit dem Meerwasser die Metallgehalte gefällt wurden. Ihre Herkunft verdanken die Lösungen der Differentiation eines subvulkanischen bis plutonischen, primär basischen Magmenherdes, der sich im Zusammenhang mit dem initialen geosynklinalen Magmatismus bilden kann. Derartige lagerstättenbildende Vorgänge lassen sich gegenwärtig auf den Inseln Santorin und Vulkano beobachten. Von Ganglagerstätten kennt man die regelmäßigen Altersabfolgen – die Paragenesen. In ihnen spiegeln sich die physikochemischen Bedingungen wider, die analoge Veränderungen mit dem Abstand vom Erzsponder hervorrufen und damit ebenfalls zeitabhängig in einer bestimmten Richtung ablaufen.

Beim Austritt derartiger vollständiger Lösungszyklen am Meeresboden erfolgt im Gegensatz zu einer Gangauffüllung eine reine sedimentäre Ablagerung der Erze, in deren stratigraphischer Abfolge sich die paragenetische Abfolge widerspiegelt und die in sehr unterschiedlichem Maße mit dem sedimentären Detritus verzahnt sein kann. Diese Erze haben einen eigenen sedimentären Habitus, und man unterscheidet je nach Vorherrschen eines bestimmten Minerals auf dem Rammelsberg mehrere Erzsorten, die alle

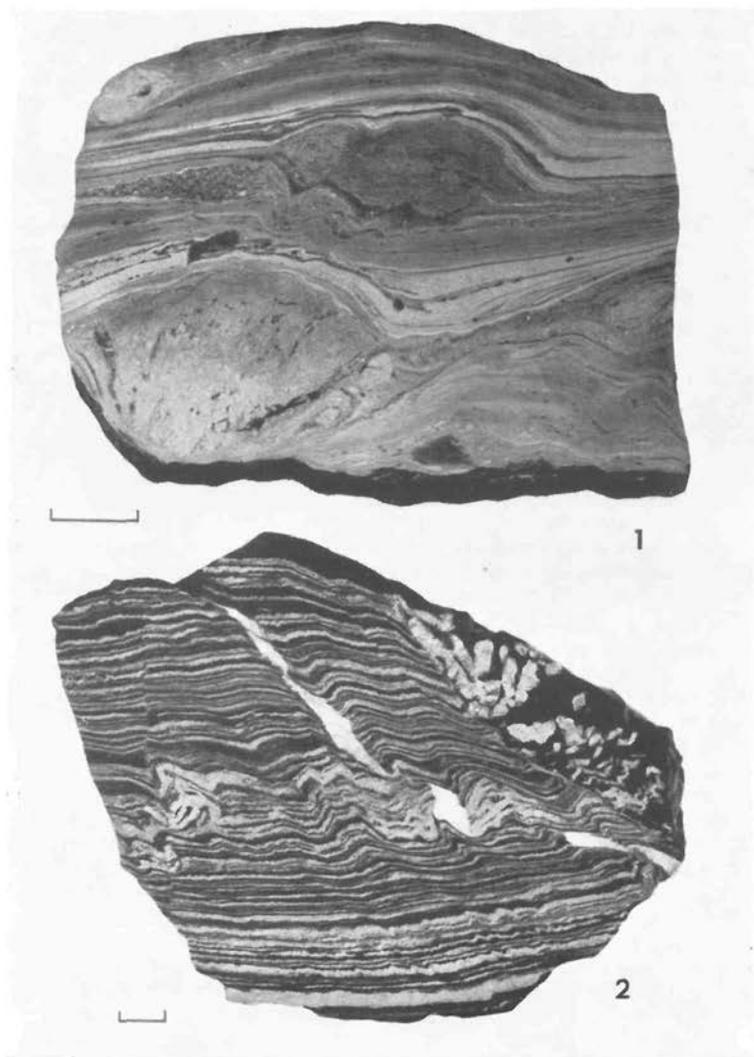


Abb. 3. 1) Melierterz mit Pyritknollen. Die dicken hellen Erzscherien bestehen aus Kupferkies und die feinen, helldunkel gebänderten Lagen aus Bleiglanz und Zinkblende. 2) Feingefaltetes Pyritbanderz mit Kleinstörungen und Quarzgangspalte. Strichmaßstab = 2 cm.

möglichen fließenden Übergänge zeigen. Vom stratigraphisch Liegenden zum Hangenden sind grob vereinfacht Schwefelerz, Kupfererz, Braunerz, Blei-Zinkerz und zuletzt Grauerz gebildet worden, in denen Pyrit, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz-Zinkblende und Schwerspat die Hauptminerale sind. Übergänge werden z. B. mit kiesigem Kupfererz, barytischem Blei-Zinkerz usw. umschrieben. Ein auffallendes Erz ist das Melierterz (Abb. 3), das sich bei stets schon vorhandenen Barytgehalten durch Kupferkiesbänder und -Schlieren neben Blei-Zinkerzlagen und Pyritknollen auszeichnet. Die alten kiesigen Erze sind Baryt-frei. Der Grauerzanteil nimmt zu den jüngeren Lagererzteilen zu, so daß Schwerspat-reiche Blei-Zinkerze in diesen Partien die Regel sind. In dem durch ein Tonschiefermittel vom Neuen Lager getrennten Grauerzkörper treten die Sulfide stark zurück oder fehlen schließlich vollständig. Diese skizzierte Erzabfolge wiederholt sich im Prinzip im Alten Lager und dem genetisch zugehörigen liegenden Grauerzvorkommen, das aus einer Folge derber Grauerzbänke mit allen Übergängen zu feinrhythmischen Baryt-Schieferwechsellagerungen besteht. Überaus kennzeichnend sind für dieses Vorkommen reichlich auftretende Baryt-Sphärolithlagen, in denen die Sphärolithe von Lage zu Lage wechselnd Korndurchmesser von weniger als einem mm bis zu über 5 mm erreichen können.

Die sulfidischen Lagererze sind sehr feinkörnig dicht, und ihre charakteristische Streifung ist vornehmlich sedimentären Ursprungs. Zum Teil geht sie noch in der Feinstreifung auf tektonische Auswalgungsauslese zurück. Und zwar sind die ursprünglich gemischten Sulfidgale durch die Faltungüberprägung so intensiv ausgewalzt, daß es zu einer Separierung der einzelnen Erzkomponenten zu Schlieren und Streifen kommen konnte. Die Lagererze sind in tektonisch komplexen Partien der Lagermulde ganz sicher kontinuierlich mehrfach gefaltet. Erst angelegte Falten sind bis zur Unkenntlichkeit ausgeplättet worden und wurden so als eingeschichtetes Parallelgefüge erneut in die Faltung einbezogen, ähnlich, wie man es von Fließfalten einer öligen Haut auf Wasser kennt. Deutlicher als diese komplexen Faltungen sind die Druckschattenbildungen mit Faserquarzen und Karbonaten an Pyritknollen zu erkennen und die Boudinagen und einfachen Verfaltungen der spröderen Pyritlagen, die stets stark kataklastisch reagiert haben.

Außer den genannten Haupterzminerale, die dem primären Altbestand angehören, sind noch eine ganze Reihe weiterer, meistens nur mikroskopisch sichtbarer Minerale bekannt geworden (RAMDOHR 1953/55). Diese Haupterzminerale haben durch die tektonische Beanspruchung manche Umbildungen durchgemacht und nur an seltenen, tektonisch wenig oder nicht überprägten Stellen ist ihre ursprüngliche Gelform erhalten geblieben. Markasit ist noch am stärksten vertreten und oft mit Pyrit schalig verwachsen. Magnetkies kommt besonders reichlich tafelig im Braunerz des Neuen Lagers vor. Magnetit ist sicher wie der Magnetkies eine paratektonische Bildung. Bournonit und Fahlerz wird aus Druckschattenbereichen erwähnt. Letzteres bildet wohlkristallisiert mit Kupferkies, Zinkblende, Schwerspat und Kalkspat junge Spaltenausfüllungen im Lager. Arsenkies ist in dem Hangenden Erzvorkommen reichlich vertreten, wogegen er sonst stark zurücktritt. Ferner sind Wismutglanz, mit gewisser Einschränkung Emplektit, Vallerit, das als geologisches Thermometer nach BORCHERT (1934) sich in einem Temperaturintervall von 225–250 °C gebildet haben sollte und damit die tektonisch mechanische Aufheizung der Lager bei der Faltung kennzeichnet und schließlich noch Linneit, Gudmundit, Molybdänglanz, Wolframit, Gold und Wismut zu erwähnen. Detritogen sind Anatas, Rutil und Zirkon. Oxidations- und Zementationserze haben am Rammelsberg nie Bedeutung gehabt. Covellin ist noch das verbreitetste. Dünne Anflüge auf Schieferungsflächen der Tonschiefer im Lagerausbiß lassen sich allenthalben beobachten. Sehr viel seltener wurde Kupferglanz und Bornit festgestellt.

Erwähnenswert sind in dem Zusammenhang die Rammelsberger Vitriole, die sich vor allem auf der warmen Stollensohle aus Tropfwässern nach Durchsickerung des



Abb. 4. Bänderzfalte mit Lagererzmuldeneinspießungen.

„Alten Mann“ ausscheiden. Folgende Mineralien sind in den Stalaktiten und Stalagmiten festgestellt worden: Eisenvitriol, Botryogen, Römerit, Voltait, Misy, Kupfervitriol, Zinkvitriol und Haarsalz, ein Zink-Eisen-Magnesium-Tonerde-Sulfat. Vor 25 Jahren noch wurde aus den sauren Wässern durch Umsetzung von Eisenschrott Zementkupfer gewonnen.

Die Durchschnittszusammensetzung des Alten Lagers läßt sich mit
 18% Zn, 10% Pb, 2% Cu, 14% Fe, 12% BaSO₄ angeben.

Die Werte für das Neue Lager sind:

21% Zn, 12% Pb, 2% Cu, 10% Fe, 26% BaSO₄.

Für 1964 geförderte derbe Lagererze gibt KRAUME einen Durchschnitt von
 17,6% Zn, 8% Pb, 1,3% Cu, 10,3% Fe und 24,5% BaSO₄
 an. Die Edelmetallgehalte liegen bei 75 g/t Ag und 0,4–1 g/t Au.

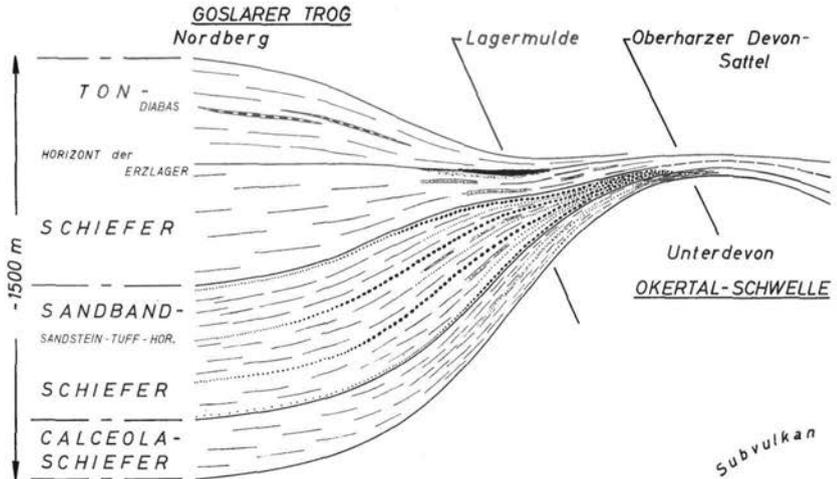
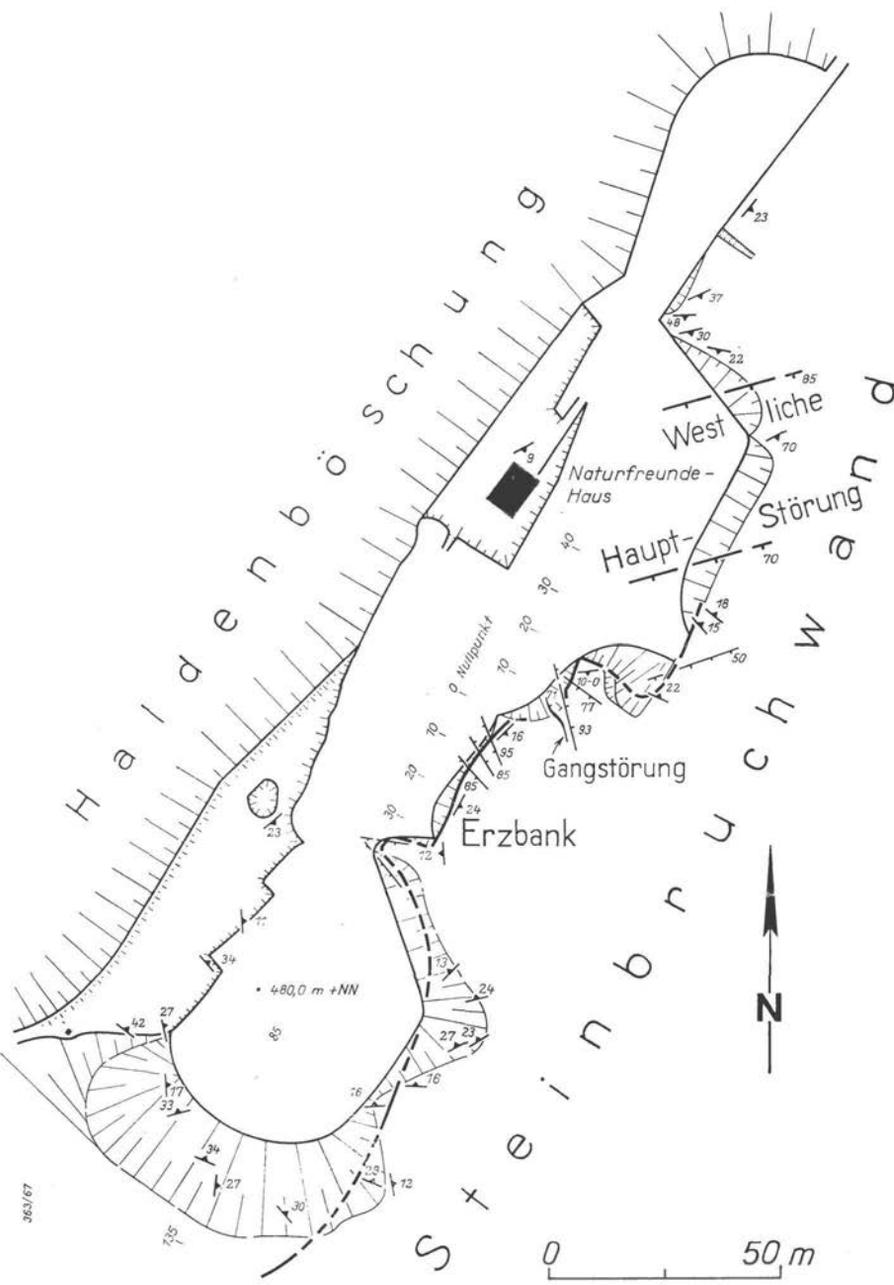


Abb. 5. Schematisches paläogeographisches Profil durch Okertal-Schwelle und Goslarer Trog.

Etwa die Hälfte der Metallgehalte der Lagererze erreichen die Banderze, die bereichsweise schon unmittelbar über der Basisdoppeltuffbank des Lagerhorizontes einsetzen und besonders in der streichenden Fortsetzung des Ostrand des Neuen Lagers auftreten, aber auch lokal als Linsen im Lagererz eingeschaltet sein können. Sie bestehen aus einem rhythmischen Wechsel von Tonschiefern und feinkörnigem Erz. Vorwiegend besteht das Erz aus Zinkblende und etwas Bleiglanz, daneben gibt es sehr kupferreiche Lagen sowie nahezu reine Pyritbänderze (Abb. 3). Die Erzlagen zeigen oft in sich eine Kleinabfolge, die Pyritreich beginnt und Blei-reich abschließt.

Über die tektonische Deformation der Bänderze läßt sich außerordentlich viel sagen. Bei einer stets vorhandenen Schieferung der Tonschieferlagen sind die einfachsten Formen vom Kleinst- bis in den Großbereich Abschiebungen. Kleinstfalten haben Amplituden und Wellenlängen im mm-Bereich und gehen bis in mikroskopisch kleine Dimensionen. Entsprechend lassen sich alle Übergänge bis zu Faltengrößen im Meterbereich und darüber belegen. Dabei sind ungewöhnlich intensive Materialwanderungen von den Faltschenkeln in die Scharniere festzustellen, die den Faktor 1:10 weit überschreiten können. Eng- und weitständige Schieferungsüberprägungen mit Übergängen von der echten Biegegleitfalte zur Scherfalte sind in mannigfachen Abwandlungen zu beobachten. In den Faltenumbiegungen sind die Erzlagen entlang den Schieferungsfugen in besonders stark beanspruchten Partien büschel- und garbenförmig ins Nebengestein abgequetscht, und auf weitständige Schieferungsfugen und lokalen Dehnungsfugen erkennt man leicht paratektonische Erz mobilisate, wie z. B. Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit und Quarz als Gangart. Auf Abscherungsflächen sind gar nicht so selten hauchdünne Bleiglanzharnische zu finden. Nicht unerwähnt soll bleiben, daß Anzeichen für sedimentäre Rutschungen vorhanden sind, die aber durch die tektonische Überprägung nur in den seltensten Fällen sicher von echten tektonischen Formen zu unterscheiden sind.

Der eingangs erwähnte und von W. E. SCHMIDT (1932, 1934) als stratigraphischer Horizont eingestufte Kniest steht eng mit der Lagerstättenbildung in Zusammenhang.



363/67

Vornehmlich im bergmännisch Hangenden, also dem unmittelbaren stratigraphisch Liegenden des Alten Lagers, treten mehrere, unterschiedlich große, derartige verkieselte Schieferlinsen auf. Ihre Entstehung führt man auf reine kieselsäurereiche und metallarme Vorläuferthermen zurück. Während der Faltung sind die Kniestlinsen stark zerbrochen und durch mobilisierte Erzlösungen aus den Lagern vererzt worden. Nicht auszuschließen ist auch die Möglichkeit, daß es sich um eine selbständige azzendente Vererzung im Rahmen der Oberharzer Gangbildungen handelt.

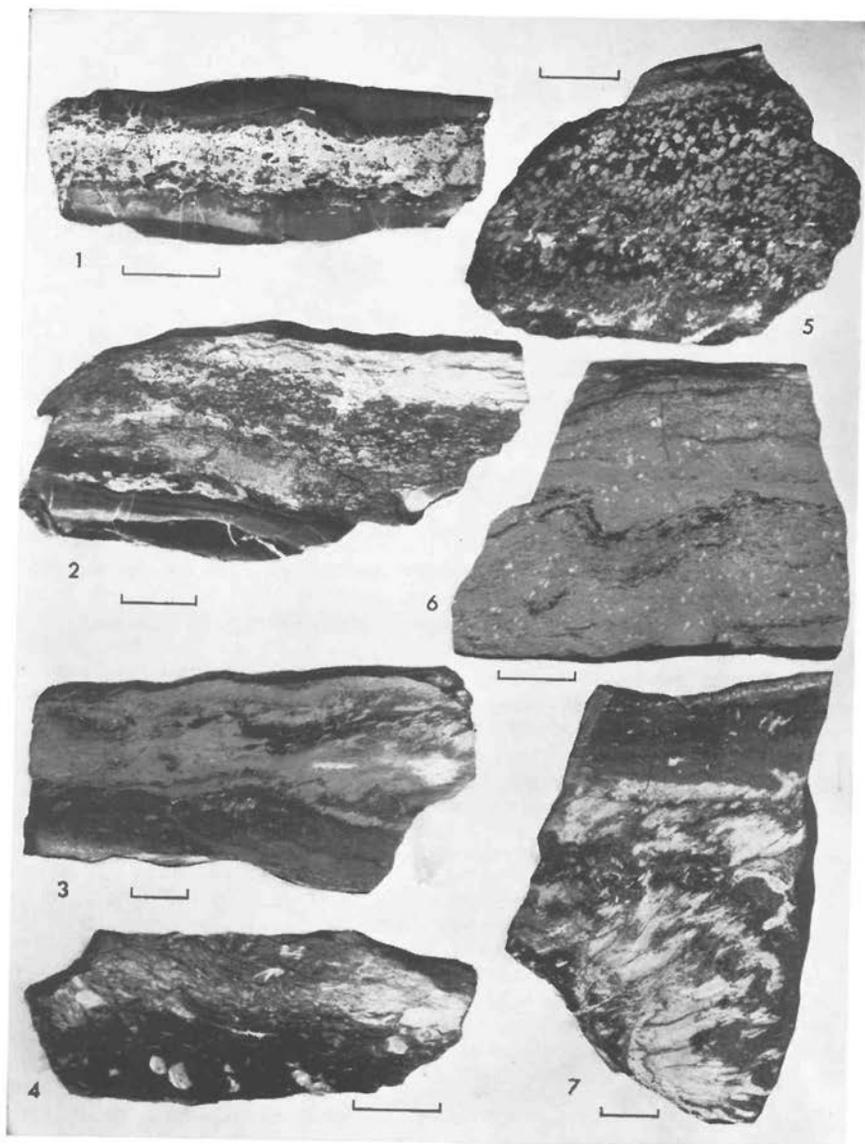
Eine wesentliche Ursache für die Lagerbildung ist in der paläogeographischen Geosynkinal-Entwicklung des Lagerbereiches zu suchen. Die Lager liegen am nordwestlichen Schwellenabhang der Okertalschwelle (Westharzschwelle) zum Goslarer Trog (Abb. 5). Dieser Schwellenabhang ist vom Ende des Unterdevons bis zur Zeit der Lagerbildung ein Bereich sich stetig ändernder Fazies und Mächtigkeiten. Einer stark kondensierten Mächtigkeit in kalkiger Fazies mit Schichtausfällen auf der Schwelle, die für das Mitteldevon bis zum Lagerhorizont noch keine 150 m beträgt, steht eine Mächtigkeit von möglicherweise mehr als 1000 m im Goslarer Trog gegenüber. Die Entwicklung zeichnet sich in den *Calceola*-Schiefern schon deutlich in der unterschiedlichen Ausbildung der Ablagerungen ab. Die Differenzierung des Geosynkinalbereichs in Becken und Schwelle ist zu der Zeit in voller Entwicklung. Es fehlten nur die Sedimentzufuhren, um die Absenkung zu kompensieren. Mit den Bewegungen geht eine Belebung der Reliefenergie des Abtragungsgebietes einher, die sich mit zeitlicher Verzögerung im Sandbandschiefer voll auswirkt. Das Abtragungsgebiet lag im heutigen nordöstlichen Harzvorland, von dem stark sandige Schüttungen entlang dem Schwellenhang in das Becken hinein erfolgten und die die Absenkung akkumulierten.

Mit den epirogenen Bewegungen ist eine deutliche Zunahme des initialen Magmatismus zu verzeichnen, der zunächst nur ein reiner Tuffvulkanismus ist. Erste Tuffe treten schon im Unterdevon auf; sie werden im Laufe der Zeit immer zahlreicher und erreichen etwa zur Zeit der Lagerbildung ihre größte Mächtigkeit. Später in den höheren Wissenbacher Schiefen ist dann der Vulkanismus effusiv und führte zu den Diabasdecken am Steinberg, bei Wolfshagen usw.

Der paläogeographische Überblick sollte zeigen, daß ein mobiler simischer Magmatismus da ist, daß der Lagerbereich auf dem Schwellenabhang in dem tektonisch günstigen Dehnungs- und Scherbereich zwischen Okertalschwelle und Goslarer Trog liegt und damit wesentliche schon eingangs erwähnte Voraussetzungen für eine lange anhaltende Differentiation eines intrudierenden Magmas gegeben sind.

Interessant ist nun, daß die Magmendifferentiation mit Ausgang des Unterdevons soweit fortgeschritten war, daß schon zu dieser Zeit hydrothermale Metallösungen in der Schwächezone des Schwellenrandes lange vor der Bildung der bekannten Rammelsberger Erzlager aufsteigen konnten und zur Bildung sehr früher syngenetischer, submariner Erzabscheidungen geführt haben. Im Kommunion-Steinbruch unterhalb der Kuppe des Rammelsberges ist eine derartige, auf azzendente hydrothermale Zufuhren zurückgehende konkordante Erzlage aufgeschlossen (GUNDLACH & HANNAK 1968).

Abb. 7. Erztypen der Unterdevon-Erzbank (Großanschliffe). 1) Kupfererz; 2) Lagererz aus dem nordöstlichen Verzahnungsbereich, von unten Zinkblende, Kupferkies und Pyrit; 3) Zinkblenderz mit Schieferlagen, feingefaltet und geschiefert, hellreflektierend Pyrit; 4) Fossiltschill-Lage mit vererzten Crinoidenstiellgliedern; 5) Zinkblende-Knötchenerz (Sphärolithe), weiß reflektierend Bleiglanz; 6) tektonisches Zinkblende-Dichterz mit Übergängen zu körnigem Erz, feingefaltete Schieferlagen schwarz, Bleiglanzbutzen weiß; 7) zu einem Schieferungslamellat zerscherzte Erzlage in einer Spezialfalte, haarfeiner mobilisierter Bleiglanz auf Schieferungsfugen. Strichmaßstab = 2 cm.



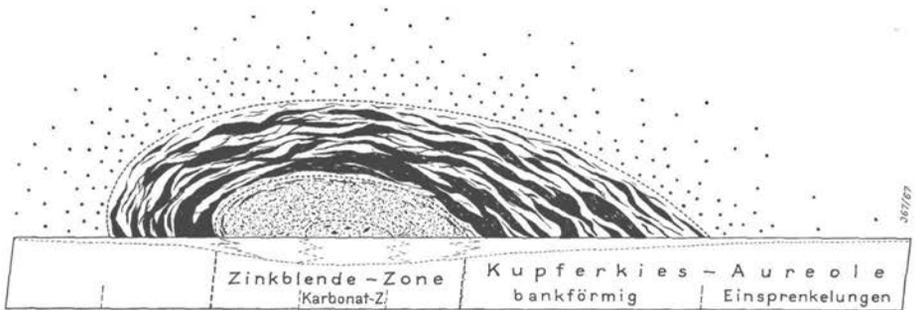


Abb. 8. Mögliche Zonierung des unterdevonischen Erzhorizontes.

Den Steinbruch erreicht man über die Straße, die an der Jugendherberge Goslars vorbei zum Maltermeisterturm führt. Von da geht ein Fußweg zum Steinbruch hinauf. Der Aufschluß liegt vornehmlich im unterdevonischen Sandstein. Die Schichten sind überkippt. Die fast horizontale Lagerung im mittleren Bruchteil beruht auf Abbauauswirkungen.

Die bis zu 13 cm mächtige konkordante Erzlage ist annähernd über die gesamte Bruchwand zu verfolgen (Abb. 6). Von N her setzt die Erzführung mit spärlichem, imprägnationsartig verteiltem Kupferkies und Pyrit ein. Es folgen cm-starke, derbe Kupferkieslinsen. Fast ausschließlich Zinkblende führt der Mittelteil. Kupferkies folgt wieder in gleicher Verteilung wie in der nordöstlichen Randzone im südwestlichen Steinbruchkessel und verliert sich in Spuren an der oberen Bruchkante.

Der Kupferkies tritt als typisches dichtes Kupferlagererz mit Nebengesteinsschwaden auf (Abb. 7). Im Verzahnungsbereich zur Zinkblendezone findet sich Zinkblende, Kupferkies und Pyrit in flaseriger Verwachsung mit toniger Matrix. Unmittelbar östlich davon liegt eine Gangstörung mit Pyrit, auf der ein kleiner Suchort angesetzt ist. Die Zinkblendezone tritt fast über die gesamte mittlere Bruchwand auf.

Die Erzbank, die man auch als Erzflöz oder -Lager bezeichnen kann, ist im übrigen relativ leicht durch ihre rostbraune Farbe von den umgebenden sandig-quarzitischen Wechsellagerungen zu unterscheiden. Ferner kennzeichnen derzeit sicher noch Metermarken aus Ölfarbe ihre genaue Lage. In den östlichen Partien dieses Abschnittes ist die Erzlage aus kompakter Zinkblende zusammengesetzt, die nur wenige schichtige Nebengesteinseinschlüsse enthält. Im normalen frischen Bruch ist das Erz graubraun, Funken von Bleiglanz sind fast immer vorhanden und auch knollige Pyritanhäufungen sind gar nicht so selten (Abb. 7). Die Schichtung ist auch im frischen Bruch des Erzes schwer festzustellen. Es bedarf schon größter Aufmerksamkeit, um die unregelmäßigen, stets feingefalteten Nebengesteinsmittel zu erkennen. Starke Verfaltungen mit büschelförmigen Ausläufern in der Schieferung wird man dann in dem Bereich zwischen 16 und 20 m finden können. Um diese Beobachtung machen zu können, müssen die Proben möglichst senkrecht zur Faltung geschlagen werden. Am besten ist es, wenn man von aufgesammelten Stücken entsprechende Sägeschnitte herstellt kann. Zwischen 20 und 21 m bilden bis zu mehrere mm-große Zinkblendeknötchen mit gelegentlich stärkerer Bleiglanzführung die Erzbank. Einmal darauf aufmerksam geworden, wird man leicht feststellen können, daß auch die derben Erze aus einer Unzahl feiner Zinkblendekügelchen zusammengesetzt sind. Diese Kügelchen sind durch gelförmige Flockung der Metallsulfide entstanden. Durch die gleichzeitige Ausfällung mit Kupferkies, Karbonat und Pyrit sind zunächst gemischte ZnS-Gele entstanden, was

man erzmikroskopisch durch entsprechende Verwachsungen der genannten Mineralien mit der Zinkblende leicht erkennen kann.

Verhältnismäßig stark karbonatisch ist die Erzbank zwischen 22 und 25 m. In diesem Abschnitt sind die Erzlösungen gleichzeitig mit der Ablagerung einer flaserigen Fossilschillpartie ausgefällt worden. Hierbei kam es zu interessanten Verdrängungen von Crinoidenstielgliedern und Brachiopodenschalen durch Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz und Pyrit, die z. T. partiell dem organischen Schalenbau folgen.

Bei intensiver Suche im Bruch wird sich zeigen, daß imprägnationsartige Zinkblendeinschlüsse in dem quarzitischem Sandstein und in kugelig-konkretionsartig geformten Quarzitknollen häufig vorkommen und auch noch weitere Fossilhorizonte durch die Verdrängung ihrer Kalkschalen vererzt sind.

Schriftenverzeichnis

- BÖHMER, K. F. v. (1794): Geognostische Beobachtungen über den Östlichen Communion-Unterharz, vorzüglich zur Beantwortung der Frage: „Zu welcher Art von besonderen Lagerstätten gehört die Erzmasse im Rammelsberge?“ – Bergm. J. 6, 1. Bd. S. 193–237, Freyberg.
- BORCHERT, H. (1934): Über Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als geologisches Thermometer. – *Chemie d. Erde*, **9**, S. 145–172, Jena.
- DAHLGRÜN, F. (1955): in KRAUME (1955).
- FREBOLD, C. (1924): Probleme des Rammelsberges. – *Z. Kristallogr.*, **59**, S. 436–437, Leipzig.
- FREBOLD, C. (1924): Chalkographische Untersuchungen an Rammelsberger Erzen. – *Metall u. Erz*, **21**, S. 445–456, 8 Abb., Halle.
- FREBOLD, C. (1925): Über die Genesis kiesiger Erzlagerstätten vom Typus Meggen-Rammelsberg. – *Jber. nieders. geol. Ver.*, **18**, S. 23–38, Hannover.
- FREBOLD, C. (1927): Über die Bildung der Alaunschiefer und die Entstehung der Kieslagerstätten Meggen und Rammelsberg. – *Abh. prakt. Geol. u. Bergwirtsch.-Lehre*, **13**, VI u. 119 S., 47 Abb., 2 Taf., Halle.
- FREBOLD, C. (1927): Wandlungen in den Anschauungen über die Entstehung des Rammelsberger Erzlagere. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **79**, B, S. 210–216, Stuttgart 1928.
- FREBOLD, C. (1928): Über verlegte Relikttexturen im Rammelsberger Melierterz. – (Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten des Harzes V), *Zbl. Min. usw.*, A, S. 260–261, 1 Abb., Stuttgart.
- GUNDLACH, H. und HANNAK, W. (1968): Ein synsedimentäres, submarin-exhalatives Buntmetallerz-Vorkommen im Unterdevon bei Goslar. – *Geol. Jb.*, **85**, S. 193–226, 5 Abb., 3 Tab., 5 Taf., Hannover.
- HANNAK, W. (1956): Bericht zu den Strukturuntersuchungen im Erzbergwerk Rammelsberg. – *Manuskript Unterharzer Berg- und Hüttenwerke*, 48 S., 19 Anlagen, Goslar.
- HANNAK, W. (1963): Zur tektonischen Stellung der Erzlager des Rammelsberges im Nebengestein. – *Roemeriana*, H. 7, S. 91–108, 4 Abb., Clausthal-Zellerfeld.
- JAHNS, H. (1955): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Westfeld der Erzgrube Rammelsberg unter besonderer Berücksichtigung der 7. Sohle mit Grubenaufnahme. – *Diplomarbeit, TU (BA) Clausthal*.
- KRAUME, E. (1955): Mit Beiträgen von DAHLGRÜN, F., RAMDOHR, P. u. WILKE, A. Die Erzlager des Rammelsberges. – *Monographie Deutsch. Blei-Zink-Erzlagerstätten 4*, *Beih. Geol. Jb.*, **18**, 394 S., 47 Taf., 117 Abb., 21 Tab., Hannover.
- KRAUME, E. (1960): Erzvorkommen in den tektonisch hangenden Schichten der Rammelsberger Erzlager bei Goslar. – *N. Jb. Miner., Abh.*, **94**, S. 479–494, 3 Abb., 4 Taf., 2 Tab., Stuttgart.
- RAMDOHR, P. (1953): Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte. – *Geol. Jb.*, **67**, S. 367–494, 154 Abb., Hannover.
- RAMDOHR, P. (1955): in KRAUME (1955).
- SCHMIDT, W. E. (1932): Die Stratigraphie des Unterdevons und des Mitteldevons in der Umgebung des Rammelsberger Lagers. – *S.-B. preuß. geol. L.-A.*, **7**, S. 39–46, 2 Abb., Berlin.

- SCHMIDT, W. E. (1933): Tektonik und Genesis des Rammelsberger Erzlagers. – Metall u. Erz, **30**, S. 343–344, Halle.
- SCHMIDT, W. E. (1933a): Das Rammelsberger Lager, sein Nebengestein, seine Tektonik und seine Genesis. – Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwes., **81**, S. 247–270, 22 Abb., Berlin.
- SCHMIDT, W. E. (1933b): Geologisches Profil durch den Rammelsberg. – Unveröff., Original bei den Unterharzer Berg- und Hüttenwerken.
- SCHMIDT, W. E. (1934): Erläuterung einer Profilersie durch das Rammelsberger Lager und deren Bedeutung für die Genesis des Erzes. – S.-B. preuß. geol. L.-A., Jb. f. 1933, **54**, S. 3, Berlin.
- STELZNER, A. W. & BERGEAT, A. (1904): Die Erzlagerstätten. – 1. Hälfte, 470 S., 100 Abb., 1 Taf., (Rammelsberg, S. 239–339), Leipzig (Felix).
- TREBRA, F. W. H. v. (1785): Erfahrungen vom Innern der Gebirge. – 244 S., 8 Taf., (Rammelsberg, S. 99–103), Dessau u. Leipzig.

Gipslagerstätten und Gipskarst am südwestlichen Harzrand*)

Von Axel HERRMANN, Iphofen

Zwischen dem gefalteten Grundgebirge des Harzes und der ausgedehnten Buntsandsteinlandschaft des Eichsfeldes streichen am südwestlichen Harzrand in wechselnd breitem Streifen die Schichten des Zechsteins zutage. Ihre größte Ausdehnung erreichen sie im Gebiet zwischen der Söse (Badenhausen, Förste, vgl. JORDAN 1976) im Nordwesten und der Sieber (Aschenhütte, Hörden, Herzberg) im Südosten.

Bei der geologischen Neukartierung dieses Gebietes auf der Grundlage der zyklischen Gliederung des Zechsteins (A. HERRMANN 1952, G. RICHTER-BERNBURG 1955) konnten drei anstatt bisher zwei Sulfathorizonte ausgeschieden werden; von oben nach unten:

- Hauptanhydrit (Zechstein 3) = Jüngerer Gipshorizont
- Basalanhydrit (Zechstein 2) = Mittlerer Gipshorizont
- Werra-Anhydrit (Zechstein 1) = Älterer Gipshorizont

Entsprechend dem flachen Einfallen der Zechsteinschichten nach Südwesten verläuft der Oberflächenausstrich dieser drei Lager in drei Streifen in einiger Entfernung \pm parallel zum Harzrand (Abb. 1).

Der Werra-Anhydrit des Zechstein 1 (= „Älterer Gips“) zieht sich unmittelbar am Fuße der auslaufenden Harzberge entlang. Er wird zwischen Herzberg und Badenhausen ca. 100-200 m mächtig; aber nur das obere Drittel dieser Lagermächtigkeit bildet die markante, \pm geschlossene Schichtstufe zwischen Aschenhütte und Badenhausen. Dort reiht sich ein Steinbruch an den anderen. Die südöstlich Osterode (Harz) gelegenen Brüche – darunter der „Alabaster“ liefernde Bruch der Aschenhütte – sind, wohl infolge zu großer Abraumbelastung, nicht mehr in Betrieb.

Im Werra-Anhydrit des Südwest- (und Süd-) Harzes erreicht das natürliche Vorkommen des Sulfates in Nord(west)deutschland seinen höchsten Reinheitsgrad. Die primären Verunreinigungen bestehen im wesentlichen aus Bitumen: nur untergeordnet treten

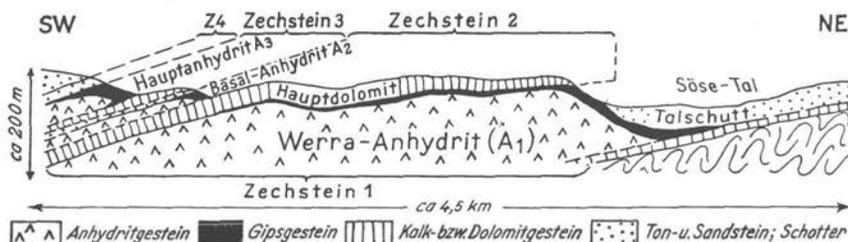


Abb. 1. Geologischer Profilschnitt durch den Zechstein am südwestlichen Harzrande, westlich Osterode/Harz, mit den drei Sulfathorizonten. Zu beachten ist die sehr geringe Ausdehnung des vergipsten Anteils (nach A. HERRMANN 1952).

*) Überarbeitete Fassung aus dem Sonderheft 17 zum Aufschluß 1968.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Axel HERRMANN in Fa. Gebr. Knauf, Westdeutsche Gipswerke, D-8715 Iphofen.

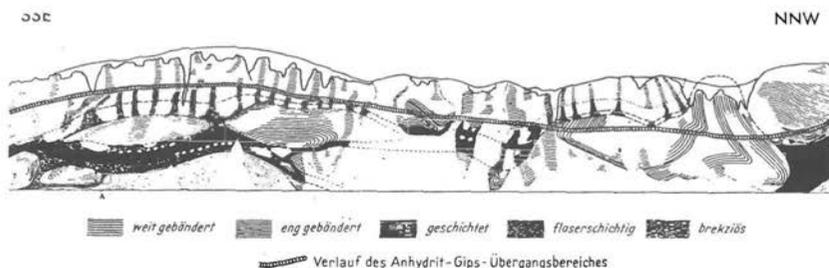


Abb. 2. Lagerungsstörungen durch submarine Rutschungen im noch nicht völlig verfestigten Sulfat-sediment kurz nach der Ablagerung. Hier große Falten-schollen gebänderten, d. h. sehr reinen Gesteins in feinschichtig-flaserschichtiger, wenig reiner Grundmasse. Der Anhydrit-Gips-Übergangsbereich verläuft \pm subparallel zur Schichtstufen-Oberkante und schneidet die subaquatischen Strukturen willkürlich. – Steinbruch Roddewig Katzenstein, nordwestlich Osterode/Harz, Länge der Wand ca. 500 m, Höhe 60–80 m (aus A. HERRMANN & G. RICHTER-BERNBURG 1955).

Dolomit und Ton hinzu. Da das Bitumen beim Brennprozeß nahezu vollständig ausgetrieben wird, resultiert ein sehr hoher (bis 99%) Reinheitsgrad des Fertigproduktes.

In den erschlossenen Vorkommen überwiegt im allgemeinen der weitgebänderte Schichtungstyp, der den geringsten Verunreinigungsgrad aufweist. Erst im Nordwesten, zwischen Katzenstein und Badenhausen, treten in der Steinbruchwand mehr und mehr enger- und flasergeschichtete Gesteine hervor. Infolge ausgedehnter submariner Gleit- und Rutschvorgänge kurz nach der Ausfällung des Sulfates finden sich auf einem nordwestwärts geneigten Schwellenhang (HERRMANN 1956) die beiden Schichtungstypen und damit auch Gesteinsqualitäten in einer wirren, jedoch gesetzmäßigen Verzahnung (s. Abb. 2): Große (Falten-)Schollen gebänderten Gesteins schwimmen in engstehend-flaserschichtiger „Grundmasse“ (A. HERRMANN & G. RICHTER-BERNBURG 1955). Der dort breit aufgelöste Übergangsbereich von Anhydrit zu Gips verläuft etwa subparallel zur Oberkante der Steilstufe; er schneidet die subaquatischen Strukturen willkürlich.

Entsprechend der Überlagerung durch den stark klüftigen Stinkdolomit (Zechstein 2) ist ein Teil der zahlreichen Schloten zu überdimensionaler Größe und Tiefe ausgetieft worden. Sie durchsetzen manchmal fast die gesamte, dort zwischen 20 m und 30 m mächtige Vergipsungszone. Sie sind meist mit – in die sich allmählich eintiefenden Hohlformen – nachgesacktem, \pm lehmigen Stinkdolomit-Schutt gefüllt und stellen so eine erhebliche Abraumbelastung dar.

Der bemerkenswert hohe Reinheitsgrad dieses Älteren Gipses gestattet die Herstellung aller Spezialgipse; im Grunde ist er für die Stuckgipsherstellung, auf alle Fälle aber für die ausschließliche Verwendung als Zementzuschlagstoff zu schade. Zur Zeit wird das Gips-gestein des Werra-Anhydrits zwischen Osterode (Harz) und Badenhausen in sieben, in wenig lückenhafter Kette aneinandergereihten Steinbrüchen ausgebeutet; in drei bis vier von ihnen findet auch Anhydritgewinnung statt (s. Abb. 3).

Der Basalanhydrit des Zechstein 2 (= „Mittlerer Gips“) erstreckt sich von Förste aus in mehrfach unterbrochenen Zuge bis etwa 3 bis 4 km südsüdöstlich Osterode (Harz) (N des Beiersteins). Dort liegt der primäre, schwellenwärtige Verbreitungsrand bauwürdiger Mächtigkeit (s. Abb. 3).

Der Gips dieses Horizontes steht nur bei Förste und Uhrde (südlich Osterode/Harz) in ständigem Abbau (Bergvorkommen, 2 Steinbrüche). Entsprechend der merklichen Ton-

verunreinigungen und örtlich stärkeren Einspülungen von \pm tonigsandigem Abraum („Höhlenlehm“) in Hohlräumen und Spalten findet er nur als Zementzuschlag Verwendung. Die Abraumbedeckung ist dort sehr gering, entsprechend überwiegen auf der Gipsgesteinsoberfläche die Kleinschlotten.

Der Hauptanhydrit des Zechstein 3 (= „Jüngerer Gips“) zeigt gegenüber dem Werra- und Basal-Anhydrit eine wesentlich größere oberflächliche Verbreitung. Ähnlich wie beim Basalanhydrit ist auch sein Ausstrich in eine Reihe von mehr oder weniger ausgedehnten Einzelvorkommen zerlegt, die wegen ihrer charakteristischen Form auch als „Gipsmassive“ bezeichnet worden sind. Bei im allgemeinen zufriedenstellender Vergipsungstiefe bereitet in diesem Sulfathorizont der (merkliche) Carbonatgehalt solange geringere Sorgen, wie er feinverteilt im Gestein vorkommt. Schließt er sich dagegen, wie häufig im tieferen Teil und in nach Südosten zunehmendem Maße, zu dezimeter- bis meterstarken Kalkstein-einlagerungen zusammen, so kann dadurch schon eine gewisse Beeinträchtigung des Abbaues eintreten. Hinzu kommt, daß gerade in diesem Horizont Einspülungen von \pm tonigsandigem Abraum auf Spalten, verbunden mit dem Wiederabsatz von Kalkkrusten, sowie unterirdische Hohlräume und oberflächliche Lösungsformen besonders verbreitet sind.

Außer erwähnenswerten Abbaubersuchen am Lichtenstein bei Förste steht der Gips-horizont des Jüngeren Gipses südwestlich Osterode/Harz bei Ührde an der Bundesstraße 241 Osterode/Harz-Northeim in Abbau, um eine Gipsfabrik mit dem notwendigen Rohgestein zu versorgen. Seit einigen Jahren ist auf der gegenüberliegenden Seite eine Rohsteingewinnungsanlage in Betrieb.

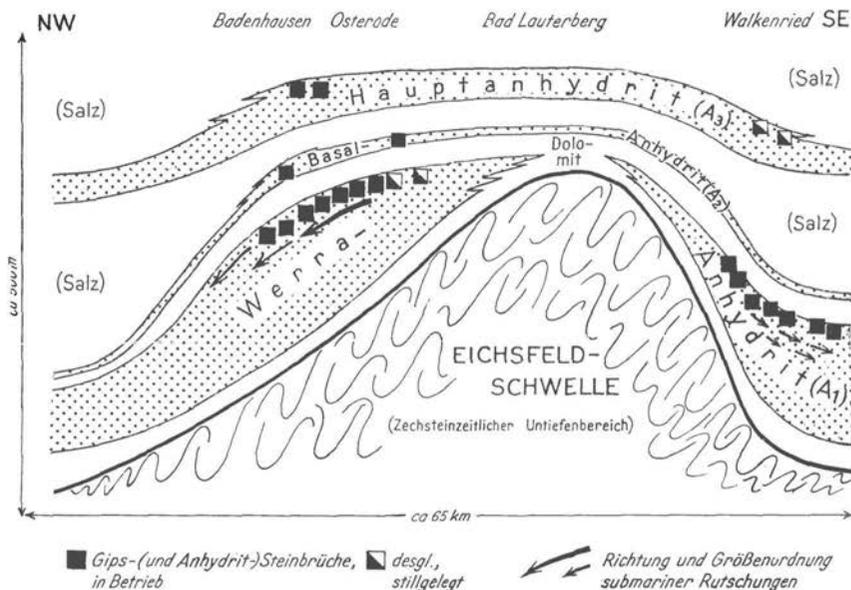


Abb. 3. Stark vereinfachter, harzrandparalleler Schnitt durch die Sulfathorizonte des Zechsteins am südwestlichen und südlichen Harzrand. Auf den Hängen eines zechsteinzeitlichen Untiefenbereiches mit der höchsten Erhebung etwa in der Gegend von Bad Lauterberg kamen mächtige „Sulfat-Wälle“ zur Abscheidung. In diesen Sulfat-Wällen liegen die meisten Steinbrüche des Südwestharzer (NW-Hang) bzw. Südharzer (SE-Hang) Gipsgebietes (nach A. HERRMANN 1964).

Die Gesamtförderung an Rohstein – Gips und Anhydrit am Südwestharz – betrug in den letzten Jahren jährlich knapp eine Million Tonnen. Der Anteil an Anhydrit bzw. Anhydrit-Gips-Mischgestein dürfte dabei etwa den zehnten Teil ausmachen.

Im Verbreitungsgebiet der drei Gipshorizonte am Südwestharz ist es zur Ausbildung ausgedehnter Karsterscheinungen gekommen. Dabei ist zwischen unbedecktem und bedecktem Gipskarst sowie zwischen oberflächlichen und unterirdischen Lösungsvorgängen zu unterscheiden (A. HERRMANN 1966). Die oberflächlichen Lösungsvorgänge vollziehen sich sowohl auf freiliegendem Gipsgestein als auch unter Bedeckung. Im unbedeckten Gipskarst kommt es zur Ausbildung sog. Karrenfelder, wie sie in klassischer Form im alpinen Kalkkarst verbreitet sind.

Im bedeckten Gipskarst bestimmen Grad und Art der Durchlässigkeit der Deckschichten die Oberflächenformung auf der Gipsoberfläche, wobei vor allem zwischen gleichmäßig durchlässigen und ungleichmäßig durchlässigen sowie gut bzw. schlecht durchlässigen Deckschichten zu unterscheiden ist. Ungleichmäßig durchlässige Festgesteine über dem Gips verursachen durch Konzentration der Sickerwässer stark eingetiefte „Schlotten“, wie z. B. im vergipsten Werra-Anhydrit unter Dolomitüberlager. Die oberflächlichen Hohlformen an der Erdoberfläche über dem Dolomitgestein zeigen flach schüsselförmige Gestalt (z. B. auf der Hochfläche zwischen Osterode/Harz und Feldbrunnen bzw. Beierfelde). In Lockergesteinen herrscht dagegen die trichterförmige Erdform vor.

Die unterirdischen Lösungsvorgänge führen nicht selten zu ausgedehnten Laughohlräumen, über denen das Gipsgestein teilweise nachbricht. Erreichen diese Nachbrüche die Erdoberfläche, so kommt es ebenfalls zur Ausbildung von oberflächlichen Hohlformen. Im offenen Gipskarst sind die entstehenden, meist größeren Erdfälle – im Gegensatz zu den stets nach unten konvergierenden oberflächlichen Lösungsformen – \pm steilwandig begrenzt oder divergieren nach unten.

Im bedeckten Gipskarst bleibt bei Festgesteinsüberdeckung die senkrechtwandige Erdform oft über lange Zeiträume erhalten, während sich im Lockergestein durch seitlichen Nachbruch verhältnismäßig rasch die mehr oder weniger tiefe Trichterform einstellt. Sie ist meist nicht von den trichterförmigen Erdfällen zu unterscheiden, die im Lockergesteinsbedeckten Gipskarst durch oberflächliche Lösungsvorgänge entstehen.

Eine extreme Häufung der ober- und unterirdischen Lösungsvorgänge findet sich in den Gipsgebieten des Hainholzes und des Beiersteins südlich und südöstlich Osterode/Harz. Sie stehen aus diesem Grunde und wegen ihrer seltenen Orchideenarten und Farne bergenden Pflanzenwelt mit gipsliebenden Besonderheiten unter Naturschutz.

Schriftenverzeichnis

- HERRMANN, A. (1952): Morphologische und geologische Untersuchungen im Zechstein am Südwestrand des Harzes. – Dipl.-Arb. Freie Univ. Berlin, S. 1–75, 24 Abb., 4 Anl., Berlin (unveröff.)
- HERRMANN, A. (1956): Der Zechstein am südwestlichen Harzrand (Seine Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Tektonik). – Geol. Jb., 72 S., 4 Taf., 16 Abb., 1 Tab., Hannover.
- HERRMANN, A. (1964): Gips- und Anhydritvorkommen in Nordwestdeutschland. – Silikat-J., 3, S. 442–466, 34 Abb., Selb.
- HERRMANN, A. (1966): Vergipung und Oberflächenformung im Gipskarst. – Bull. III. Internat. Speläol. Kongr., Bd. V, S. 99–103, 5 Abb., Wien.
- HERRMANN, A. (1969): Einführung in die Geologie, Morphologie und Hydrologie des Gipskarstgebietes am südwestlichen Harzrand. – Jh. Karst- und Höhlenkde., Heft 9, S. 1–10, 2 Abb., 1 Tab., München.

- HERRMANN, A. (1969): Die geologische und hydrogeologische Situation der Rhumequelle am Südharz. – Jh. Karst- und Höhlenkde., H. 9, S. 107–112, 2 Abb., München.
- HERRMANN, A. & G. RICHTER-BERNBURG (1955): Frühdiagenetische Störungen der Schichtung und Lagerung im Werra-Anhydrit (Zechstein 1) am Südwestharz. – Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 689–702, 3 Taf., 5 Abb., Hannover.
- JORDAN, H. (1976): Geol. Karte Niedersachsen 1:25000 mit Erläut., Bl. Osterode/H. Nr. 4227 Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 843–854, 1 Taf., 1 Abb., Hannover.

Der Göttinger Leinetal-Graben in tektonischer Sicht

Von Gunter LANGHEINRICH, Göttingen

Vorwort

Im folgenden soll ein kurzer Abriss der tektonischen Stellung des Göttinger Leinetal-Grabens innerhalb des größeren tektonischen Rahmens, eine Beschreibung wichtiger Formelemente des Grabens selbst und die Deutungsversuche zur Entstehung des Grabens gegeben werden. Über alle diese Themen liegen schon Veröffentlichungen einer ganzen Reihe von Autoren vor. Das tektonische Formeninventar insbesondere ist in vielen Arbeiten behandelt worden, besonders von der STILLE-Schule in den 20er und 30er Jahren, dann auch von WUNDERLICH in mehreren Schriften. Die Entstehung des Göttinger Leinetal-Grabens war schließlich das Thema der Habilitationsschrift H. G. WUNDERLICHs „Tekto-genese des Leinetalgrabens und seiner Randschollen“, veröffentlicht 1957 in der Geologischen Rundschau. In dieser Arbeit findet man ein ausführliches Literaturverzeichnis zum betreffenden Themenkreis bis zum Erscheinungsjahr der Arbeit. Ein jüngeres Literaturverzeichnis ist in der Publikation „Geologisches Blockbild der Umgebung von Göttingen“ von NAGEL & WUNDERLICH (1968) enthalten.

Aus Platzgründen muß im folgenden weitgehend verzichtet werden auf die Beschreibung der Schichtenabfolge (Stratigraphie), der Veränderung der Land-Meer-Verteilung in Raum und Zeit (Paläogeographie) unseres Gebietes, der Oberflächenformen (Geomorphologie), der Grundwässer, Quellen und des oberirdischen Gewässernetzes (Hydrogeologie). Beschreibungen hierüber oder Hinweise auf weiterführende Arbeiten finden sich in den Arbeiten aus den Literaturverzeichnissen der eben genannten Schriften.

Ich selbst habe im Bereiche des Göttinger Leinetal-Grabens vergleichsweise nur wenig gearbeitet; so muß sich die vorliegende Schrift weitgehend auf die Ergebnisse anderer Autoren stützen, vor allem H. G. WUNDERLICH, dann F. LOTZE, H. STILLE, H. MURAWSKI, weiterhin R. BRINKMANN, H. J. FABIAN und K. H. WEDEPOHL.

Einleitung – Geologischer Rahmen

Bei der Betrachtung geologischer, besonders tektonischer Karten oder der Satelliten-aufnahmen von Mitteleuropa zeigt sich ein auffälliges Muster tektonischer Linien (Verwerfungen sowie Achsen von Falten, Gewölben und Einsenkungen). Dabei sind – statistisch gesehen – bestimmte Richtungen offensichtlich bevorzugt vertreten. Es sind dies die Richtungen um NW-SE bis nahe E-W, NE-SW, NNE-SSW bis N-S (E steht für Osten). Es kommen, untergeordnet allerdings, alle anderen Azimute auch vor. Blicken wir auf die tektonische Karte des ostwestfälisch-niedersächsisch-nordhessisch-thüringischen Raumes, den größeren Rahmen um unseren Göttinger Leinetalgraben, so wird dies besonders deutlich (Abb. 1). Das Deckgebirge aus überwiegend mesozoischen Sedimentgesteinen – über dem variscischen Grundgebirge – ist durch die Anordnung der tektonischen Linien, hier besonders Brüche, in ein Schollenmosaik zerlegt. Man spricht infolgedessen von einem „Bruchschollenland“. Bei der tektonischen Ausgestaltung dieses Bruchschollenlandes wurden die einzelnen verschiedenen großen Schollen relativ zueinander entlang der Schollengrenzen bewegt. In sich dagegen blieben die Schollen oft weitgehend unversehrt. Einzelne Schollen wurden verbogen (z. B. im Harzvorland). Die wesentlichen bruchhaften und bruchlosen tektonischen Deformationen sind also auf die die Schollen trennenden Zonen beschränkt.

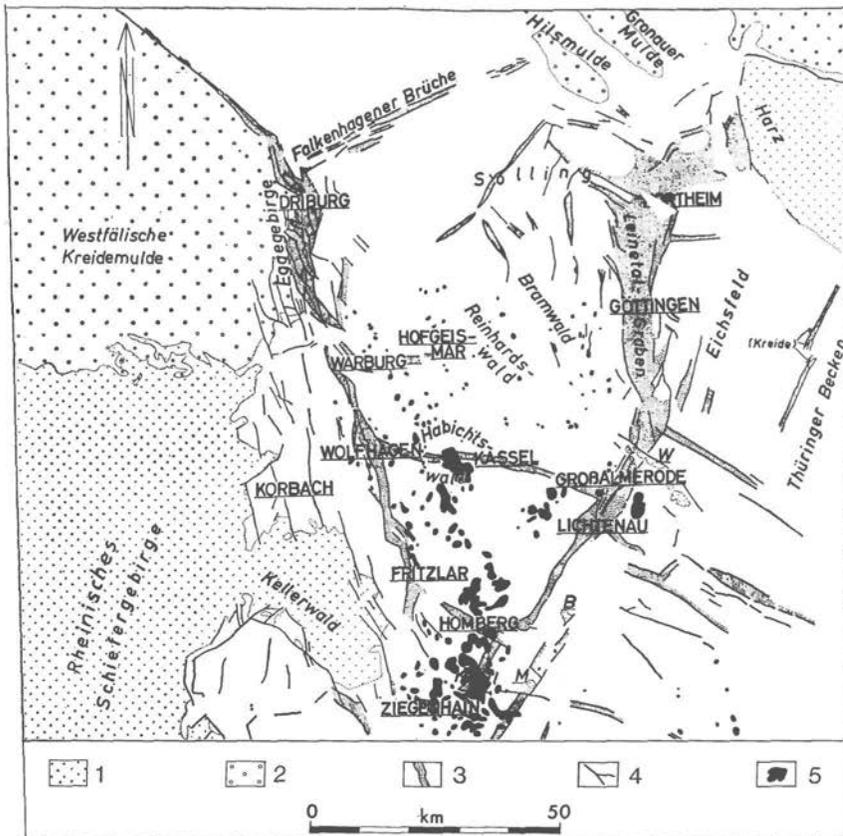
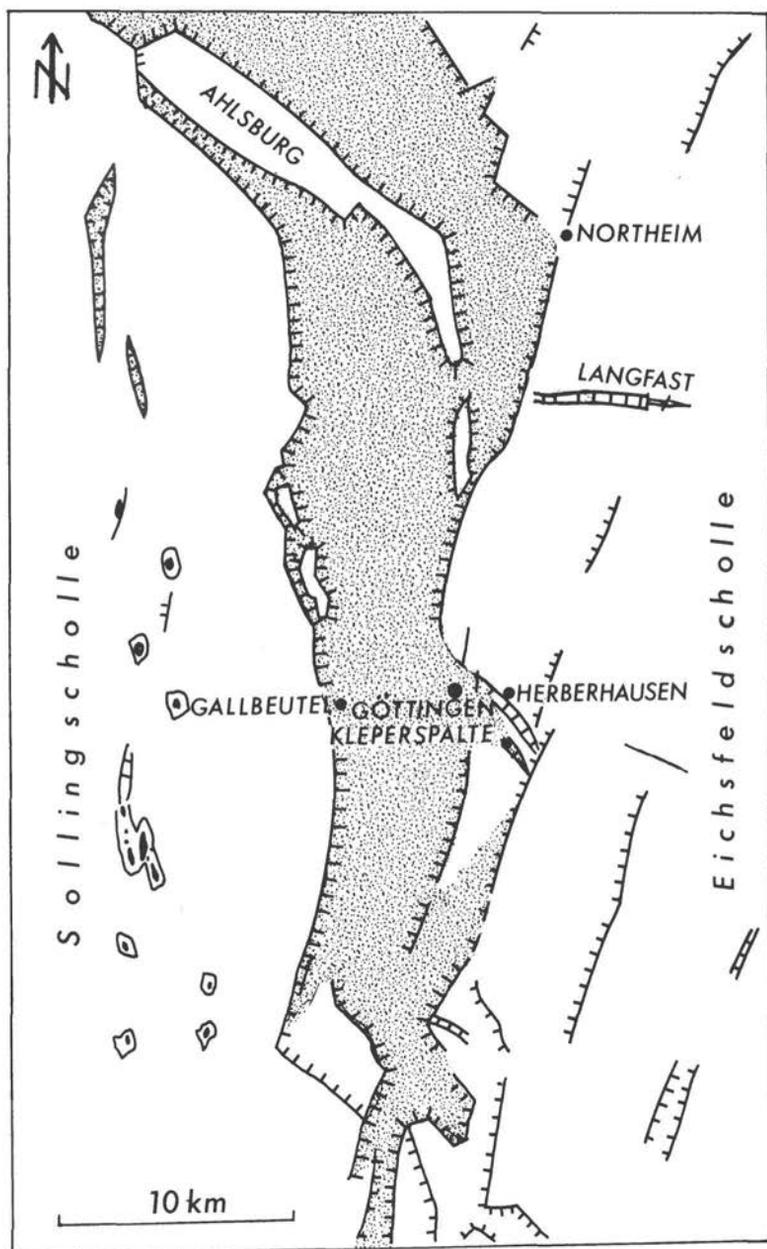


Abb. 1. Der Göttinger Leinetal-Graben im größeren geologisch-tektonischen Rahmen der „Hessischen Senke“ (nach MURAWSKI 1960, Abb. 1).

- Legende: 1: Grundgebirge
 2: Kreide-Bedeckung
 3: Haupt-Grabenzonen
 4: Brüche allgemein
 5: Tertiäre Basaltvorkommen

Nach Norden allgemein zunehmend, schon besonders auffällig im Nordteil unseres Kartenbildes (Abb. 1), hat das zu verschiedenen geologischen Zeiten mobilisierte Zechsteinsalz an der Ausgestaltung der tektonischen Formen wesentlichen Anteil. Das Salz wird bei der Überschreitung eines bestimmten Druckes, z. B. durch die Auflagerung größerer Sedimentgesteinspakete beweglich, verläßt seine ursprüngliche Schicht und dringt in tektonisch vorgegebene Bereiche geringeren Druckes ein. In Bruchzonen und besonders Kreuzungsstellen von Bruchzonen kann das Salz einwandern und die tektonischen Formen mit- oder umgestalten. Der Anteil dieser „autonomen“ Salzwanderung (Halokinese, TRUSHEIM 1957) bei der Ausgestaltung des Formeninventars wurde in seiner Bedeutung recht spät erkannt, zuerst u. a. von LOTZE (1950, S. 331). Wie wir sehen werden, spielt die Art des Auftretens



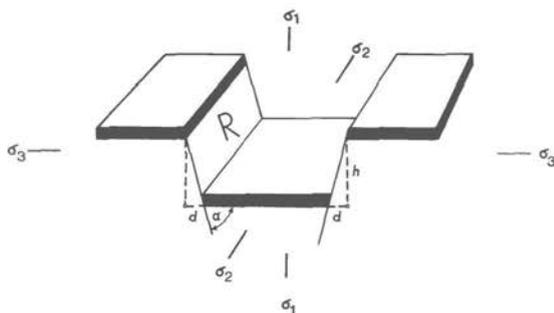


Abb. 3. Segment eines idealen tektonischen Grabens und die Spannungsverteilung im betreffenden Krustenteil zur Zeit der Grabenbildung (nach ANDERSON 1951, Abb. 5).

R = Graben-Randverwerfung (Abschiebung)

h = „Sprunghöhe“ des Grabens (relative vertikale Verschiebungskomponente)

2d = „Sprungweite“ (Zerrungsbetrag im betreffenden Niveau)

α = Einfallswinkel der Graben-Randverwerfungen

Für die drei Hauptnormalspannungen gilt: $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, wobei σ_1 in Richtung der Schwerkraft wirkt, σ_3 senkrecht zur Grabenlängsachse und σ_2 in der Grabenlängsachse. Dieser idealisierte Spannungszustand gilt streng genommen nur für „isotrope“ Bereiche. Alle unsere Grabensysteme sind aber in „anisotropen“ Krustenteilen angelegt. Dort wird der ideale Spannungszustand in verschiedener Weise z. T. stark lokal verändert. Grob gilt aber, daß zur Zeit der Grabenbildung die größten Zugspannungen bzw. kleinsten Druckspannungen (σ_3) senkrecht zur Längsachse des Grabens wirken müssen.

von Salz im Untergrund des Leinetal-Grabens eine besondere Rolle bei der Deutung des Querprofils (Querschnitt senkrecht zur Längsachse des Grabens).

Die Summe aller dieser tektonischen Erscheinungsformen und die Art ihrer Entstehung wird seit STILLE als „saxonische Tektonik“ – allerdings nur im deutschen Sprachgebrauch – bezeichnet.

Ganz im Gegensatz zum Deckgebirge handelt es sich beim Grundgebirge um ein Faltengebirge, bei dem die paläozoische Gesteinsabfolge durchgehend tektonisch deformiert wurde. Die tektonische Formung (Orogenese) des Grundgebirges fand im Oberkarbon (vor ca. 300 Millionen Jahren) statt. Das Grundgebirge tritt in der Nachbarschaft des näher zu betrachtenden Gebietes in großen Aufbrüchen zutage, z. T. begrenzt und z. T. zerstückelt durch jüngere Verwerfungen in den oben erwähnten Hauptrichtungen: der Harz im Osten, das Rheinische Schiefergebirge im Westen (vgl. Abb. 1). Diese beiden Grundgebirgsteile hingen ursprünglich paläogeographisch zusammen. In der Bohrung „Norheim 1“ wurden unter dem Deckgebirge oberkarbonische Schichten des Grundgebirges erbohrt, die denen im Oberharz und östlichen Rheinischen Schiefergebirge entsprechen.

Zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge liegt als ein Teil des Leinetal-Grabensystems der Gegenstand unserer näheren Betrachtung: der Göttinger Leinetal-Graben (Abb. 1 und 2). Es handelt sich um eine in Nord-Süd-Richtung verlaufende, in sich gegliederte streifenartige Scholle – von ca. 40 km Länge und ca. 5 bis 9 km Breite –, die (bei Göttingen) um ca. 600 m gegen ihre Randschollen abgesenkt erscheint. Gegen Norden verringert sich der scheinbare Absenkungsbetrag auf der Grabenwestseite erheblich.

◀ Abb. 2. Tektonische Übersichtskarte des Göttinger Leinetal-Grabens (nach WUNDERLICH 1957, Abb. 1).

Es muß betont werden, daß Angaben über absolute Bewegungsgrößen allgemein nicht oder nur selten möglich sind, weil meist die entsprechenden festen Bezugsniveaus fehlen. Ein Graben (vgl. Abb. 3) kann in Extremfällen das Ergebnis der Einsenkung der Grabenscholle sein, wobei die Grabenschultern ortsfest blieben, oder einer Anhebung der Grabenschultern, wobei die Grabenscholle ortsfest blieb. Wir können daher bei der Beschreibung der Vertikalbewegungen im Grabenbereich nur von Relativbewegungen sprechen.

Der Göttinger Leinetal-Graben wird im Osten von der Eichsfeldscholle, im Westen von der Sollingscholle (Sollinggewölbe) flankiert (Abb. 1, 2, 4 und 5). Die Ostflanke des Sollinggewölbes mit Schichten des Muschelkalkes und Unteren Keupers fällt flach mit durchschnittlich 1° gegen den Göttinger Leinetal-Graben ein. Mit durchschnittlich gleichem Einfallen sinkt die Eichsfeldscholle gegen den Graben westwärts ab.

Der Göttinger Leinetal-Graben im engeren Sinne ist nur ein Teil des größeren Leinetal-Grabensystems, daß sich zwischen Eichenberg im Süden und in seinem Hauptteil über Northeim bis gegen Seesen am Harzrand erstreckt. Am Nordwest-Südost streichenden sattelartigen Aufbruch der Ahlsburg („Ahlsburggachse“) endet der Göttinger Leinetal-Graben, nach Nordwesten umschwendend und sich verschmälernd zum „Moring Graben“. Die Südgrenze des Göttinger Leinetal-Grabens wird durch den Nordwest-Südost streichenden Grundgebirgsaufbruch des „Unterwerra-Sattels“ bestimmt.

Die im ganzen gesehen Nord-Süd streichende Grabenscholle des Göttinger Leinetal-Grabens wird auf ihrer Westseite von mehr oder weniger Nord-Süd verlaufenden Randverwerfungen begrenzt, auf ihrer Ostseite jedoch von einzelnen „fiederartig“ gestaffelten Randverwerfungen. An diesen östlichen Randbrüchen springt der Grabenrand – von Norden nach Süden schreitend – jeweils ostwärts zurück. Zu den die Grabenstruktur insgesamt bestimmenden Nord-Süd- bis Nordnordost-Südsüdwest-Verwerfungen gesellen sich einige markante Nordwest-Südost bis Ost-West verlaufende Bruchstrukturen, die die östliche Grabenschulter zerlegen. Es sind dies insbesondere die „Kleperspalte“ und der „Herberhäuser Graben“ (Abb. 2). Bei beiden handelt es sich um spitzwinklig auf den Göttinger Leinetal-Graben zulaufende individuelle Grabenstrukturen, deren südwestliche Randstörungen bei der späteren tektonischen Entwicklung gegen Nordosten überschoben wurden (STILLE 1929). Bei beiden „überprägten“ Grabenstrukturen fallen jetzt die Randverwerfungen gegen Südwesten ein.

Die Grabenfüllung des Göttinger Leinetal-Grabens – Schichten des mittleren und oberen Keupers und des Lias – zeigt, besonders von Göttingen nordwärts, eine sattelartige Aufwölbung um die Längsachse des Grabens, mit mittleren Keuper im Kern, Rät und Lias auf den Flanken des Gewölbes.

Viele Detailformen im Bereiche des Göttinger Leinetal-Grabens schließlich sind nur durch Salzbewegungen oder Auslaugungsprozesse („Subrosionen“) des Zechsteinsalzes im Untergrund zu erklären.

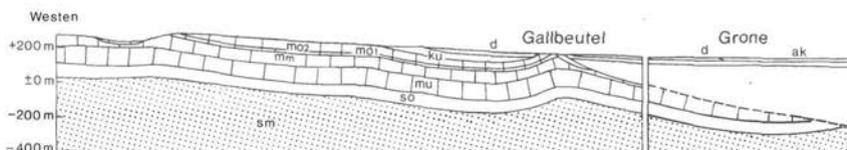


Abb. 4. Querprofil durch den Göttinger Leinetal-Graben nach STILLE (1929). Legende (von unten nach oben): Na = Zechstein-Salinar; s_m , s_o = Mittlerer und Oberer Buntsandstein; m_u , m_m , m_{o1} und m_{o2} = Unterer, Mittlerer und -zweigeteilter - Oberer Muschelkalk; k_u , k_m , k_{o1} und k_{o2} = Unterer, Mittlerer und -zweigeteilter - Oberer Keuper; j_1 = Lias; a, a_k und d = quartäre Überdeckungen.

Von besonderer Bedeutung für die Wasserversorgung der Stadt Göttingen ist, daß sehr starke Quellen an den Randverwerfungen des Göttinger Leinetal-Grabens auftreten, so z. B. der „Weendespring“ an der östlichen, die „Springquelle“ westlich Grone und die „Rasequelle“ westlich Rosdorf an der westlichen Randverwerfung. Das talwärts in durchlässigen Schichten (klüftige Kalksteine im wesentlichen) abfließende Grundwasser wird an den Hauptstörungen gegen die wasserundurchlässigen Schichten der Grabenfüllung (im wesentlichen Tonsteine des Keupers und Lias) gestaut und tritt im Störungsbereich als große Quellen aus.

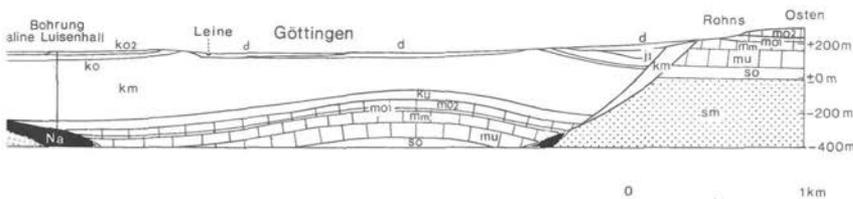
Das „Zerrungsproblem“, die Querprofile STILLES (1929) und WUNDERLICHs (1966)

Grabenartige Einsenkungen in der Erdkruste sind das Ergebnis von Zerrungen senkrecht zur Längsachse der Gräben im entsprechenden Niveau der Grabenbildung (vgl. Abb. 3). Die primären Vorgänge als Ursache der Grabenbildung, die Vorgänge in größeren Krustentiefen und im Erdmantel, können aber ganz andersartig sein.

Zur Zeit der Grabenbildung herrscht im betreffenden Krustenabschnitt ein – idealisierter – Spannungszustand, wie in der Abb. 3 dargestellt. Die kleinste Normalspannung (σ_3) muß zur Zeit der Grabenbildung etwa senkrecht zur Grabenlängsachse wirken, die größte Normalspannung (σ_1) in Richtung der Schwerkraft und eine mittlere Hauptspannung (σ_2) in der Grabenlängsrichtung. Die Ungleichförmigkeit („Anisotropie“) der Gesteinsabfolgen bedingt jedoch lokale Modifikationen des in der Skizze der Abb. 3 dargestellten Idealbildes. Die tektonischen Befunde zeigen, daß sich die Spannungsverteilungen im Verlauf der Zeit an denselben Orten geändert haben müssen. Anders sind die „mehrkantig“ geprägten Strukturen wie die „Kleperspalte“ nicht erklärbar.

Das Ausmaß der Zerrung im Bereiche des Göttinger Leinetal-Grabens zu bestimmen, war das Ziel von mehreren STILLE-Schülern, z. B. von LOTZE. Die damals unternommenen Versuche, aus der Aufschlüsselung der tektonischen Kleinformen (1-m- bis 100-m-Bereich) nach „Zerrungsformen“ und „Pressungsformen“ eine Gesamtbilanz über die großräumigen Längenänderungen quer zur Grabenlängsachse zu gewinnen, müssen als unbefriedigend gelten. In den erwähnten Kleinbereichen kommen tektonische Formen vor, die Einengungen neben Zerrungen abzuleiten gestatten. Auf größeren – selten aufgeschlossenen – Querprofilen zeigte sich oft ein Wechsel von Ort zu Ort zwischen Formen, die auf lokale Einengungen, und Formen, die auf lokale Zerrungen schließen ließen. Da keine geschlossenen Querprofile durch den Göttinger Leinetal-Graben erschlossen sind, an denen das Ausmaß der Querdehnung bestimmbar wäre, ist zur Zeit noch keine genaue Bilanz möglich. Die Kleinformen jedenfalls sind, für sich allein genommen, nicht aussagefähig für die räumlichen Veränderungen im übergeordneten Bereich des Grabens als Ganzem.

An dem Gesamtergebnis von LOTZE (1930), der den Göttinger Leinetal-Graben als „einen beiderseits von Zersprünge eingefalteten Zerrungsgraben“ gedeutet hat, ist nicht zu zweifeln; nur über die Größen der Einfallswinkel der Grabenrandverwerfungen und den



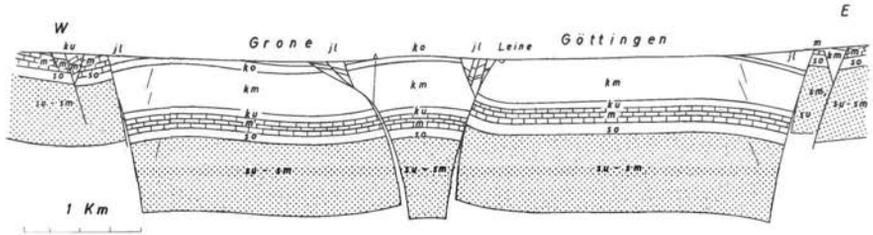


Abb. 5. Querprofil durch den Göttinger Leinetal-Graben nach WUNDERLICH (1966). – Das Zechstein-Salinär im Liegenden des Unteren Buntsandsteins (s_u) und auf Störungszonen ist ohne Signatur wieder gegeben. Vgl. sonst die Legende zur Abb. 4.

Betrag der Dehnung quer zur Grabenlängsachse bestehen ganz verschiedene Auffassungen. Das in die Literatur eingegangene Querprofil von H. STILLE (1929) – vgl. Abb. 4 – zeigt die Grabenscholle durch flach einfallende Randverwerfungen begrenzt. Die westliche Randverwerfung fällt mit nur ca. 12° , die östliche mit ca. 35° grabenwärts ein. Dabei muß bemerkt werden, daß die westliche Randverwerfung in der ursprünglichen Darstellung STILLES noch gestrichelt gezeichnet ist, von STILLE also als unsicher angesehen wurde. In der Sekundärliteratur wurde später dann der Störungsverlauf durch eine durchgezogene Linie markiert, die Kenntnis des Störungsverlaufs vortäuschend. STILLE vermutete, daß das in der Bohrung der Saline Luisenhall zwischen 446,5 m Tiefe und der Endtiefe von 467,5 m angetroffene Salz Zechstein-Salz sei, das weit nach oben in die vermeintliche westliche Hauptverwerfung des Göttinger Leinetal-Grabens eingedrungen sei. Das sehr flache – für Grabenrandverwerfungen ungewöhnlich flache – Einfallen der westlichen Randstörung ergibt sich in der STILLESchen Darstellung aus der Verbindung der am Gallbeutel (Abb. 2) zutage tretenden Hauptstörung mit der in der Bohrung der Saline Luisenhall in der o. g. Tiefe vermeintlich angebohrten Hauptstörung. Die Konsequenz der STILLESchen Darstellung des Grabenquerschnittes ist eine Dehnung der Grabenzone um mehr als zwei km.

Demgegenüber vertritt WUNDERLICH (1966) – vgl. Abb. 5 – die m. E. wahrscheinlichere Auffassung, daß die Salzaufstiegszone in der Salinenbohrung Luisenhall mit der Westrandstörung des Göttinger Leinetalgrabens nicht in Verbindung steht, sondern daß das Luisenhaller Salz auf einer eigenen Störungszone aufgedrungen sei, deren „Ausbiß“ an der Oberfläche aber durch junge (quartäre) Sedimente der Grone-Niederung verdeckt ist. Die Grabenrandverwerfungen in der WUNDERLICHschen Darstellung fallen mit 75 bis 80° ein, mit Winkelbeträgen, wie sie bei vielen Grabensystemen der Erde anzutreffen sind. Die Grabenscholle zeigt nach WUNDERLICH in ihrer Mitte und an ihren Rändern eine stärkere Zerlegung durch grabenrandparallele Verwerfungen. Insgesamt ergibt sich aus dem WUNDERLICHschen Querprofil durch den Göttinger Leinetal-Graben ein nur sehr geringer Querdehnungsbetrag von 5 bis 10%. Das gilt wohlgerne für den Abschnitt im Stadtgebiet von Göttingen. Andernorts kommen stärkere Zerrungen, an anderen Stellen aber auch Pressungen für die Gesamtbreite der Querprofile heraus.

Das bisher geschilderte, vom idealen Formenmuster eines idealen Grabens (Abb. 3) abweichende Formeninventar des Göttinger Leinetal-Grabens wurde noch weiter modifiziert durch Nordnordost-Südsüdwest gerichtete Horizontalbewegungen, also in Grabenlängsrichtung, nach der ersten Grabenbildungsphase. Die relativen Horizontalbewegungen an der Ostseite des Grabens erreichen nach WUNDERLICH (1968) zusammengekommen ca. 1,5 km. Die „sigmoidale“ (gestreckt-S-förmige) Verbiegung der „Kleerpalte“ läßt sich nur mit grabenrandparallelen Horizontalbewegungen der Teilschollen erklären. Die Ostschollen müssen dabei gegen die Westschollen relativ gegen Süden verschoben worden sein.

„Tiefere“ Ursachen der Deckgebirgszerblockung allgemein und der Grabenbildung im besonderen

Wir folgen hier im Prinzip LOTZE (1950), der die tektonischen Erscheinungsformen der „saxonischen“ Tektonik insgesamt deutete als „Verformungen der spröden saxonischen Oberkruste“ als „Reaktion auf Massenverlagerungen . . . in dem zähbeweglichen, langsam strömenden und auf alle Unregelmäßigkeiten der Massen- und Temperaturverteilung reagierenden Untergrund unserer Kruste“, d. h. die tektonischen Deformationen des Deckgebirges sind ein Sekundäreffekt von Tiefenvorgängen.

Darüberhinaus wird, insbesondere von russischen Geologen angenommen, daß das mehr oder weniger regelmäßige Bruchnetz der gesamten Erdkruste „planetaren“ Charakter habe und auf eine gemeinsame Ursache zurückgehe. Man nimmt an, daß periodische Schwankungen in der Rotationsgeschwindigkeit der Erde Verspannungen in der Erdkruste erzeugen, die wiederum zum Aufreißen von Brüchen führen. Bei einem idealen solchen planetaren Bruchmuster müßten aus theoretischen Erwägungen am Äquator rechte Winkel auftreten und in Richtung der höheren Breiten immer spitzere (wobei die Meridiane diese spitzen Winkel halbieren).

Der Geländebefund zeigt, daß manche der oberflächennahen tektonischen Erscheinungsformen, die man als ein Ergebnis von Zerrungsvorgängen ansehen muß – wie unseren Göttinger Leinetal-Graben, später – wenigstens teilweise – von Pressungsvorgängen überarbeitet wurden. LOTZE (1950) führt ein zumindest anschauliches, wenn auch nicht ganz adäquates „aktualistisches“ Bild zur Erklärung dieser Vorgänge an: Die riesigen Treibeis-schollen der Arktis werden abwechselnd auseinanderbewegt und gegeneinandergedreht und auch übereinandergeschoben. Vergleichbares könnte sich an den Schollenrändern des Bruch-schollenlandes – ungleich langsamer – abgespielt haben.

Der Bereich unter der Erdkruste, der Erdmantel, muß im betrachteten Raume, zumindest kurzfristig, spröde reagiert haben; denn es müssen Brüche bis in größere Tiefen des Mantels (50 bis 120 km Tiefe) aufgerissen sein, woher wir die Magmen für die basaltischen Vulkanite des nordhessisch-südniedersächsischen Raumes beziehen müssen. Aufgrund der Ergebnisse der Forschungen der modernen Petrologie müssen wir die betreffenden Magmen aus Bereichen „partieller Anatexis“, d. h. teilweiser Aufschmelzung, von Erdmantelgesteinen der erwähnten Tiefen beziehen. Vergleiche S. 156 dieses Heft.

Die auffällige räumliche Bindung des Basaltvulkanismus, wenn auch nur an eine – die westliche – Seite des Göttinger Leinetalgrabens ist ein Hinweis auf eine ursächliche Verknüpfung von oberflächennaher Grabenbildung mit einer tiefreichenden Störung. Es ist nicht geklärt, warum der Basaltvulkanismus sich ausnahmslos auf die westliche Seite des Göttinger Leinetal-Grabens beschränkt. MURAWSKI (1956) nimmt an, der Basaltvulkanismus sei an eine grabenparallele Flexur der westlichen Grabenflanke gebunden, eine Gelenkzone, in der ältere Brüche zu Förderspalten für die Magmen geweitet wurden („Scharniervulkanismus“). Es wird auch diskutiert, daß die Salzlager des Zechsteins im Untergrund der Ostseite des Grabens mächtiger seien als auf der Westseite. Die mächtigeren Salzschichten auf der Ostseite hätten den Basaltschmelzen den Durchlaß nach oben verwehrt. Das sind jedoch nur Vermutungen, da entsprechende Bohrungen fehlen.

Zeiten der tektonischen Bewegungen im Grabengebiet

STILLE wies in mehreren Arbeiten nach, daß die Anlage der großen Brüche im Bereiche der „Hessischen Senke“, zu der der Göttinger Leinetalgraben gehört, nach dem Lias und vor der Oberkreide erfolgte. Die Hessische Senke ist paläogeographisch gesehen seit dem Jungpaläozoikum (ca. 250 Millionen Jahre), möglicherweise schon zur Zeit der variscischen Gebirgsbildung, also vor ca. 300 Millionen Jahren, als Nord-Süd gerichtete Zone

vorfixiert. Die Absenkung der Faltenachsen („Achsenrampe“) im Grundgebirge von Harz und Rheinischem Schiefergebirge ist – wenigstens zum Teil – wahrscheinlich primär, also gleich alt mit der Gebirgsbildung im Oberkarbon.

Vom Perm bis zum mittleren Jura war der Bereich der Hessischen Senke durch langandauernde Senkungstendenz gekennzeichnet. Im Jungtertiär (Miozän-Pliozän) schließlich deutet der rege Basaltvulkanismus auf eine junge Intensivierung der Grabentektonik. Um diese jungen Vertikalbewegungen bestimmen zu können, zog H. MURAWSKI (1955) als Bezugsniveau die – ursprünglich als horizontal anzunehmende – Basisfläche des oberoligozänen „Kasseler Meeressandes“ heran. Aus der Verbiegung dieser Basisfläche ergeben sich relative Vertikalbewegungen von ca. 170 m für die Zeit nach dem Oberoligozän, d. h. für die letzten ca. 28 Millionen Jahre. Daraus errechnet sich eine durchschnittliche sehr geringe relative Senkungsrate von 0,006 mm/Jahr. (Zum Vergleich hierzu: Im Oberrheintalgraben sind Vertikalbewegungen von 0,1 bis 1 mm meßbar und die Lithosphären-Platten der Erde zeigen Bewegungsraten bis zu mehreren cm/Jahr. Dort handelt es sich im wesentlichen aber um Horizontalbewegungen).

Zur Zeit der Ablagerung des Kasseler Meeressandes war der Bereich des jetzigen Grabens vom Meer überflutet. Der Grabenbereich trat zu dieser Zeit morphologisch nicht in Erscheinung.

Die restlichen ca. 430 m der jetzigen relativen Gesamtabenkung der Grabenscholle um ca. 600 m bei Göttingen entfallen auf die Zeit vor dem Oberoligozän. Wann exakt die Grabenbewegungen begannen und wann vielleicht verstärkte Bewegungen auftraten, ist beim Göttinger Leinetal-Graben unsicher. Aus Analogieschlüssen zu den Verhältnissen im benachbarten Ohmgebirge vermutet man ein Einsetzen der Grabentektonik noch vor der Meeresingression zur Zeit der Oberkreide (WUNDERLICH 1968).

Aus der Tatsache, daß der Bereich des Göttinger Leinetal-Grabens zur Zeit des Lias im Meeresspiegelniveau lag, die entsprechenden marinen Sedimentgesteine in der Grabenscholle erhalten, aber auf den Grabenschultern vor dem Oberoligozän erodiert worden sind, schließt WUNDERLICH (1957, 1968) auf großräumige Hebungen und auf Abtragungen des Gebietes beiderseits der Grabenscholle und eine viel geringere Anhebung der Grabenscholle im Zeitraum zwischen Lias und Oberoligozän. So ist der Göttinger Leinetal-Graben im Prinzip das Ergebnis „einer Grabenbildung durch örtlich stark verminderte Hebungintensität“ (WUNDERLICH 1957), ganz im Gegensatz zu vielen anderen Gräben. Die relativen Vertikalbewegungen im Grabenbereich reichten schließlich bis ins Quartär (WUNDERLICH 1955).

Größere Grabenzonen wie z. B. der Oberrheintal-Graben sind durch Erdbeben-tätigkeit gekennzeichnet. Aus dem Bereich des Göttinger Leinetal-Grabens ist nichts über Erdbeben-tätigkeit in historischen Zeiten bekannt. Unser Bereich ist – zumindest in dieser Hinsicht – zur Zeit in tektonischer Ruhe. Unter dem Oberrheintal-Graben findet sich noch heute eine großräumige Aufbeulung des oberen Erdmantels („Mantelkissen“), unter dem Göttinger Leinetalgraben zieht die Grenze Erdkruste zu Erdmantel wohl insgesamt ungestört in 28 bis 30 km Tiefe (WUNDERLICH 1957) durch.

Zusammenfassung

Innerhalb des mitteleuropäischen Bruchschollenlandes scheinen die mehr oder weniger meridional angeordneten Bruchzonen die zu sein, senkrecht zu deren Längserstreckung sich über längere geologische Zeiträume Dehnungsvorgänge der Kruste – mit wechselnder Intensität – abgespielt haben. Der Göttinger Leinetal-Graben gehört hierzu. Der Bereich der „Hessischen Senke“ mitsamt dem Leinetal-grabensystem darin war wahrscheinlich schon zur Zeit der Faltung des Grundgebirges vorfixiert und bleibt in der Folgezeit weiter eine paläogeographisch gut definierte Zone. Die Grabenscholle des Göttinger

Leinetal-Grabens blieb während langer Zeiten des Mesozoikums und des Tertiärs gegenüber den regionalen Hebungen der Grabenrandschollen zurück (WUNDERLICH 1957). Die relativen Vertikalbewegungen lebten im Jungtertiär verstärkt auf. In diese Zeit fällt die Förderung basaltischer Magmen aus dem Erdmantel in einem Streifen parallel zur westlichen Grabenrandverwerfung: ein Hinweis auf die enge räumliche, zeitliche und auch ursächliche Verknüpfung von Vorgängen in großen Tiefen und oberflächennahen Bruchstrukturen wie dem Göttinger Leinetal-Graben. Welcher Art die Vorgänge im Erdmantel sind, die zu einer Verspannung der Erdkruste und zur Bildung der Bruchmuster des Bruchschollenlandes beitragen, ist noch sehr unsicher. – Die jüngsten relativen Vertikalbewegungen im Grabenbereich reichen mindestens bis ins Pleistozän. – Bei der Ausgestaltung der tektonischen Formen spielte das Zechsteinsalz im Untergrund eine von Ort zu Ort wechselnde größere oder kleinere Rolle.

Schriftenverzeichnis

- ANDERSON, E. M. (1951): The dynamics of faulting. – 2. Aufl., 206 S., Oliver and Boyd, Edinburgh/London.
- BRINKMANN, R. (1932): Morphogenie und jüngste Tektonik im Leinetalgrabengebiet. – Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **139**, 101–135, Berlin.
- FABIAN, H. J. (1957): Die Bohrung „Northeim 1“. Ergebnisse eines regional-geologisch interessanten Aufschlusses am Leinetalgraben. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **105**, 113–122, Stuttgart.
- LOTZE, F. (1930): Der Westrand des Leinetalgrabens zwischen Hardegsen und Moringen. – Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **116**, 195–232, Berlin.
- LOTZE, F. (1932): Der Südteil des Göttinger Leinetalgrabens und der Eichenberger Grabenknoten. – Abh. preuß. geol. L.-A., **139**, 5–48, Berlin.
- LOTZE, F. (1950): 100 Jahre Forschung in der saxonischen Tektonik. – Z. deutsch. geol. Ges., **100**, 321–337, Hannover.
- MURAWSKI, H. (1951): Zusammenhänge zwischen Basaltvulkanismus und Tektonik in Niedersachsen. – Geol. Rdsch., **39**, 114–119, Stuttgart.
- MURAWSKI, H. (1955): Das Ausmaß der Vertikalleistung jungtertiärer Tektonik im Gebiet des Leinetalgrabens. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1955**, 297–308, Stuttgart.
- MURAWSKI, H. (1956): Die tertiären Basaltvorkommen der Umgebung von Göttingen. – N. Jb. Min. Monatsh. **1956**, 1–31.
- MURAWSKI, H. (1960): Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. – Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., **88**, 294–342, Wiesbaden.
- STILLE, H. (1925): Die saxonischen Brüche. – Abh. preuß. geol. L.-A. **95**, 149–207, Berlin.
- STILLE, H. (1929): Geologische Karte von Preußen, Blatt Göttingen, 1:25000 mit Erl., Berlin.
- STILLE, H. & LOTZE, F. (1933): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Umgebung von Göttingen (Hochschulekurskarte Nr. 3), Preuß. geol. L.-A. Berlin.
- TRUSHEIM, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. Z. deutsch. Geol. Ges., **109**, 111–158.
- WEDEPOHL, K. H. (1968): Die tertiären basaltischen Gesteine im nördlichen Hessen und südlichen Niedersachsen. – Sonderheft Aufschluß, **17**, 112–120, Heidelberg.
- WUNDERLICH, H. G. (1955): Jüngste Tektonik im Gebiet des Leinetalgrabens. – Geol. Rdsch., **43**, 78–93, Stuttgart.
- WUNDERLICH, H. G. (1957): Tektogenese des Leinetalgrabens. – Geol. Rdsch., **46**, 372–413, Stuttgart.
- WUNDERLICH, H. G. (1966): Ausweitung und Einengung an saxonischen Bauformen Südniedersachsens. – Z. deutsch. geol. Ges., **116**, 683–695, Hannover.
- WUNDERLICH, H. G. in: NAGEL, U. & WUNDERLICH, H. G. (1968): Geologisches Blockbild der Umgebung von Göttingen. – Geol. Jb., **86**, 5–48, Hannover.

Der tertiäre basaltische Vulkanismus der Hessischen Senke nördlich des Vogelsberges

Von K. H. WEDEPOHL, Göttingen

In Ergänzung einer vor 10 Jahren gegebenen Beschreibung*) der Vulkanite des gleichen Gebietes soll hier über neuere Untersuchungen berichtet werden. Seit der Veröffentlichung von 1968 sind die Kenntnisse über Herkunft und Bildung basaltischer Magmen grundlegend erweitert worden.

Die neuen Erfahrungen beruhen auf Schmelz- und Kristallisationsexperimenten an peridotitischen und basaltischen Gesteinen unter erhöhten Drucken. Es wurden dabei Drucke erzeugt, wie sie in 30 bis 100 km Tiefe im oberen Erdmantel herrschen. Die Gesteine des oberen Erdmantels sind Peridotite, Pyroxenite und seltener Eklogite. Diese Peridotite enthalten oft 50–80% Olivin, 10–35% Orthopyroxen, 2–12% Klinopyroxen und je nach Tiefenlage einen Chromspinell (~2%) oder Mg-reichen Granat (5–8%). Mit 2 Pyroxenen heißen die Gesteine nach einem Vorkommen in den französischen Pyrenäen: Lherzolithe. Spinellführende Lherzolithe sind nach den Hochdruckexperimenten nur in den oberen 75 km des Erdmantels existent. Granatführende Peridotite ähnlicher chemischer Zusammensetzung nennt man entsprechend Granat-Lherzolithe. Ihr Stabilitätsbereich beginnt bei den zu erwartenden Temperaturen (> 500°C) bei minimal etwa 45 km Tiefe. Harzburgite, d. h. nur Orthopyroxen führende Peridotite, sind im oberen Erdmantel auch nicht selten. Spinell-Lherzolithe kommen in den häufigsten Basalttypen unseres Gebietes, den Alkali-Olivin-basalten, und den selteneren Olivin-Nepheliniten und Nephelin-Basaniten gelegentlich als Einschlüsse von cm- bis dm-Durchmesser vor. Aus ihrem Mineralbestand läßt sich nach der experimentellen Ermittlung der Stabilitätsbereiche oft der Tiefenbereich ihrer Herkunft schätzen. In den Basalten der Hessischen Senke herrschen Spinell-Lherzolithe als Einschlüsse vor (aus 30–75 km Tiefe). In einem späteren Abschnitt wird berichtet, wie man aus der Zusammensetzung ihrer Pyroxene deren Bildungstemperaturen bestimmen kann. Daß die basaltischen Magmen aus dem oberen Erdmantel stammen, weiß man auch aus Messungen von Erdbebenherdtiefen im Zusammenhang mit dem Vulkanismus in Hawaii und Japan.

Die vorher erwähnten Schmelzexperimente haben gezeigt, daß sich Basalte als Teilschmelzen von Peridotiten bilden. Wenn man also in einem kleinen Molybdän- oder Platinfäß unter 20–30 kb Druck einen Peridotit auf etwa 1350–1450°C erhitzt und dann abschreckt, findet man in ihm unter dem Mikroskop etwa 2–25% Glas. Dieses Glas hat sich beim Abschrecken aus der entstandenen Teilschmelze gebildet. Wenn es mit der Elektronen-Mikrosonde chemisch untersucht wird, ergibt sich eine basaltische Zusammensetzung, die Vulkaniten der Hessischen Senke ähnlich ist. Vergleichbare Experimente führten KUSHIRO und Mitarbeiter 1972 sowie MYSEN & KUSHIRO 1977 in Washington und Tokyo durch. In Canberra in Australien konnten GREEN und RINGWOOD (zusammenfassend beschrieben von RINGWOOD, 1975) experimentell zeigen, daß die verschiedenen Basalttypen, die sich u. a. durch spezifische Verhältnisse von (Na+K)/Si unterscheiden, durch unterschiedliche Aufschmelzungsgrade von Peridotiten (von 2 bis 30%) entstehen. Bei

*) Sonderheft 17 des Aufschluß 1968.

geringen Aufschmelzungsgraden sind die Magmen durch große Schmelzanteile aus dem Klinopyroxen relativ reich an Alkalien. Aus ultramafischen (peridotitischen) Gesteinen können sich somit im oberen Erdmantel bei Temperaturen zwischen 1200 und 1450°C mafische, d. h. basaltisch-gabbroide Magmen bilden. Rückstand der Magmengenese sind Olivin-reichere, Pyroxen-ärmere und evtl. Spinell-freie Peridotite.

Seit 15 Jahren ist geklärt, daß viele geologische Prozesse durch Relativbewegungen von sogenannten Platten entstehen, in denen die Erdkruste mit den obersten Bereichen des Erdmantels zur Lithosphäre verschweißt ist. Diese obersten rund 100 km mächtigen Bereiche der Erde sind in etwa ein Dutzend große Platten zerbrochen, die Teile der Ozeane, der Kontinente oder ganze Kontinente mit ihren Ozeanrändern umfassen (z. B. eurasische Platte mit Nordost-Atlantik, nordamerikanische Platte mit Nordwest-Atlantik, pazifische Platte). Am Rand und in Schwächezonen innerhalb der Platten gibt es Vulkanismus mit der Förderung spezifischer Basalttypen. Durch die Hessische Senke läuft das Grabenbruchsystem, welches das Rhonetal mit dem Oslofjord verbindet, also eine Schwächezone innerhalb der eurasischen Platte. Weltweit ist an derartige kontinentale Grabenbrüche ein Vulkanismus gebunden, der reichlich alkalibetonte Magmen geliefert hat (Alkali-Olivinbasalte, Olivin-Nephelinite, Nephelin-Basanite, Phonolithe). Die nördliche Hessische Senke ist mit ihren mehr als 80% Anteil von Alkali-Olivinbasalten darin keine Ausnahme.

Die geologische Übersichtskarte von Hessen im Maßstab 1 : 300 000 enthält die größeren Basaltvorkommen unseres Gebietes (in olivgrüner Markierung) ebenso wie die Basalt-Tuffe (olivgrün mit gelben Punkten). In dieser Vergrößerung sind die Vorkommen bis minimal etwa 0,01 km² Flächenbedeckung darstellbar. Der früheren Veröffentlichung (WEDEPOHL 1968) war eine Karte beigegeben, die etwa die gleiche Anzahl von Vorkommen enthält und bis zum südlichen Vogelsberg reicht. Der Vogelsberg ist in unsere Göttinger Untersuchungen nicht eingeschlossen, sondern nur die Basalte nördlich der Linie Treysa-Knüll.

Mehr als 1000 separate Basaltkörper liegen als Relikte von Verwitterung und Abtragung auf den mesozoischen Sedimentgesteinen der nördlichen Hessischen Senke. Zum Teil sind sie die erhaltenen Reste von Basaltdecken. In der überwiegenden Zahl stellen sie Rumpfe einzelner Vulkane dar, die oft durch ihre charakteristische Morphologie auffallen. Man muß mit einer Abtragungstiefe in der Größenordnung von 100 m rechnen. Die schlackig-blasige Gesteinsausbildung, die an der Oberfläche basaltischer Lava zu beobachten ist, wurde in unserem Gebiet durch die Erosion oft völlig zerstört. Jedoch zeigt die meist feinkörnige Ausbildung der Basalte mit Korngrößen unter 100 µ, daß sich die Minerale aus einer Lava ausgeschieden haben, die an der Erdoberfläche ausgeflossen und schnell abgekühlt ist. Grobkörnige Basalte, wie sie z. B. an der Sababurg im Reinhardswald vorkommen, müssen aus den durch Erosion freigelegten tieferen Teilen eines Vulkans oder einer basaltischen Intrusion in sedimentäres Nebengestein stammen. Wenn wir bedenken, daß die überwiegende Anzahl der Basaltvorkommen dieses Gebietes mehr als 10 Millionen Jahre alt ist, verstehen wir den Verlust ihrer primären Formen.

Die Vulkanite der nördlichen Hessischen Senke kommen in einem maximal 55 km breiten, nach Süden sich verjüngenden Streifen vor. In Annäherung an den Vogelsberg und in Gebieten sich verdichtender tektonischer Beanspruchung wird die Flächenbedeckung der Einzel- und Gesamtvorkommen größer.

Im Bericht von 1968 und dessen Tafel 1 war auf die Zusammenhänge zwischen Vulkanismus und Tektonik hingewiesen worden. Etwa N-S-streichende Störungszonen begrenzen das Gebiet mit häufigerem Vulkanismus nach Westen und NNE-SSW streichende Systeme nach Osten. Letztere gehören zum Teil zur südlichen Fortsetzung des Leinegrabens. Im Bereich des Vogelsberges laufen die beiden Störungszonen zusammen, die auch an Schnittpunkten mit anderen Systemen, wie dem Kasseler Graben, größere vulkanische

Produktion aufweisen. Nicht auf den Grabenrandverwerfungen sondern auf Störungen in einigem Abstand zu ihnen sind im allgemeinen die Magmen gefördert worden. Da Störungen stellenweise Basaltvorkommen gleichen Magmentyps in einer Umgebung anderer Typen verbinden, wird die Tektonik wahrscheinlich bis in die Manteltiefen der Magmenproduktion hinunterreichen. Der obere Erdmantel ist durchlässig für transversale Erdbebenwellen, also weitgehend fest. *Zonale Erniedrigung der Laufgeschwindigkeiten der Erdbebenwellen* deuten evtl. auf kleine Schmelzanteile in einer festen Matrix hin. Verschiedene Autoren haben für den oberen Erdmantel in kontinentaler und ozeanischer Ausbildung die Temperaturzunahme mit der Tiefe berechnet. Diese sogenannten geothermischen Gradienten müssen sich in 50–200 km Tiefe der Verfestigungstemperatur von Peridotiten nähern.

Die Bedeckung durch Basalte hat an vielen Stellen der Hessischen Senke die unmittelbar darunter liegenden limnischen Sedimente des Miozän und die marinen des oberen Oligozän sowie die Basalttuffe vor der Abtragung geschützt. Aus der heutigen Höhenlage der Oligozänschichten lassen sich die jüngeren Vertikalbewegungen innerhalb der Hessischen Senke rekonstruieren, weil diese Sedimente vor 30 Millionen Jahren auf Meeressniveau gelegen haben müssen.

An etwa 25 Basalten der nördlichen Hessischen Senke sind in den letzten 10 Jahren absolute Altersbestimmungen durchgeführt worden. Davon wurde etwa die Hälfte durch KREUZER et al. (1973) publiziert. Die andere Hälfte ist unveröffentlicht und von mir für eine zusammenfassende Darstellung der Petrogenese dieser Vulkanite vorgesehen. Alle Bestimmungen beruhen auf dem radioaktiven Zerfall des ^{40}K -Isotops (Elektroneneinfang) zu ^{40}Ar , von dem extrem kleine Mengen im Massenspektrometer gemessen werden müssen. Abgesehen von einem über 20 Millionen Jahren liegenden Wert in der Publikation von KREUZER et al. (1973) scheint der Vulkanismus in der nördlichen Hessischen Senke vor rund 19 Millionen Jahren mit der Förderung von tholeiitischen Basalten (Sababurg und Borken) begonnen zu haben, zusammen mit vereinzelt Alkali-Olivinbasalten. Der Vulkanismus hatte in diesem Gebiet seine Hauptaktivität vor etwa 12–13 Millionen Jahren mit Alkali-Olivinbasalten. Zu dieser Phase gehörten mehrere Vorkommen aus der westlichen Nachbarschaft von Göttingen (Hoher Hagen bei Dransfeld, Steinberg bei Meensen, Backenberg bei Güntersen, Bramburg b. Adelebsen), aber auch der Hohe Meißner. Obwohl sich keine systematischen Unterschiede der K/Ar-Alterswerte innerhalb dieser Gruppe abzeichnen, kann sie nicht genau altersgleich sein. SCHULT (1963) konnte feststellen, daß die bei Abkühlung der Basalte eingefrorene Richtung des erdmagnetischen Feldes am Hohen Hagen, Brunsberg und Hengelsberg bei Dransfeld etwa der Richtung des heutigen Feldes entspricht. Im Gegensatz dazu ist das in den basaltischen Magnetiten von Grefenburg bei Adelebsen, Ossenberg bei Barterode, Backenberg bei Güntersen und Steinberg bei Meensen fixierte Erdfeld gegenüber dem heutigen um etwa 180° gedreht. Eine derartige Umkehr des erdmagnetischen Feldes findet im Mittel alle 300000 bis 500000 Jahre statt. Dies ist die Größenordnung von Altersunterschieden innerhalb der in K/Ar-Werten etwa zeitgleich geförderten Gruppe von Alkali-Olivinbasalten. Die SiO_2 -ärmeren Nephelin-führenden, auch örtlich Melilith enthaltenden Basalte (Olivin-Nephelinite, Nephelin-Basanite) sind die jüngsten Produkte des Vulkanismus der nördlichen Hessischen Senke mit Altern zwischen 7 und 11 Millionen Jahren. Diese letzte Phase des Vulkanismus konzentrierte sich auf ein Gebiet etwa zwischen Fritzlar und NE Warburg, zu dem auch der Habichtswald gehört. Im Hegau sind zur gleichen Zeit ähnliche Vulkanite gefördert worden (BARANYI et al., 1976). Magmen mit hohem $\text{Na} + \text{K}/\text{SiO}_2$ -Verhältnis bilden sich – wie aus Schmelzexperimenten abgeleitet wurde – bei niedrigem Aufschmelzungsgrad von Mantelgesteinen (vornehmlich aus deren Klinopyroxenen, Olivinen und Phlogopiten). Diese Magmen sind weltweit relativ Gas-reich. H_2O und CO_2 sind wohl Hauptbestandteile der bei der Abkühlung der Schmelzen freigesetzten Gase. Große Tuffmengen, wie wir sie im Nordwesten der Hessischen

Senke finden, bilden sich bei der Förderung Gas-reicher Magmen. Relikte des magmatogenen CO_2 finden sich als Einschlüsse im Nebengestein und werden zwischen Kassel und Driburg kommerziell gewonnen. In den Kalisalzlagerstätten des Werragebietes können CO_2 -Einschlüsse im Salz (Knistersalz) in der Nähe von Basalt-Förderwegen zu gefährlichen Gasausbläsern werden.

Die Magmenentwicklung für den Basaltvulkanismus der nördlichen Hessischen Senke von tholeitischen Basalten bis zu Olivin-Nepheliniten ist vergleichbar mit der in anderen Gebieten der Erde. Sehr gut untersucht ist sie im Beispiel der Inseln von Hawaii im nördlichen Pazifik. Auch dort kommt die vulkanische Aktivität innerhalb einer Krustenplatte vor, allerdings einer ozeanischen. Die Hauptmasse der Basalte von Hawaii ist tholeitisch und unterscheidet sich damit deutlich von unserer an eine kontinentale Grabenzone gebundenen Aktivität. Bis vor kurzem wurde angenommen, daß die Bildung der magmatischen Gesteine auf nur wenige primäre Magmentypen zurückginge. Nach diesen Annahmen sollen die meisten Varietäten, z. B. der Basalte, auf die sogenannte Kristallisationsdifferentiation zurückgehen. In diesem Falle müßte ein basaltisches Magma in eine Magmenkammer intrudiert sein, in der es bis zur teilweisen Erstarrung stagnierte. Früh ausgeschiedene Minerale wären wegen ihrer höheren Dichte in der Schmelze abgesunken und hätten am Boden der Kammer Olivin- und Pyroxen-reiche Gesteine gebildet. Wenn keine Wärmeströmungen die Schmelze-Kristall-Mischung durchgerührt hätten, müßten sich in der Magmenkammer immer SiO_2 - und Feldspat-reichere Gesteine abgeschieden haben. In unserem Gebiet sind die SiO_2 -reichsten Gesteine die ältesten. Sie wären im Fall dieser Vorstellung dann die jüngsten Differentiate und hätten sich im oberen Teil der Magmenkammer angesammelt. Die Entfernung zwischen unseren nördlichsten (NW Solling und N Reinhardswald) und südlichsten Tholeiitvorkommen (östlich Treysa) ist fast 100 km. So weit ausgedehnte Magmenkammern im Untergrund hätten auch gelegentlich andere Basaltvarietäten als Differentiationsprodukte in die vulkanischen Förderungen liefern müssen. Wir kennen solche nicht, denn die anderen Basalttypen führen Peridotit-Einschlüsse (sogenannte Olivinknollen). Diese Basalte können keine Differentiationsprodukte sein, weil Peridotit bei der Stagnation in der Magmenkammer abgesunken wäre. Die Peridotite stammen aus dem Erdmantel. Plagioklas ist unter den Drucken des Erdmantels nicht stabil. Wenn unterschiedliche Plagioklasgehalte als Indikatoren einer Kristallisationsdifferentiation angenommen werden, müßte sie in der Erdkruste stattgefunden haben. Wir fassen diese Überlegungen und Beobachtungen dahin zusammen, daß man die Basaltvarietäten der nördlichen Hessischen Senke (allenfalls mit Ausnahme der Tholeiite) als Produkte primärer Magmen ansehen muß, die aus unterschiedlicher Tiefe im Erdmantel stammen. Unterschiedliche Aufschmelzungsgrade von Mantelgesteinen, abnehmend von tholeitischen Basalten bis zu Olivin-Nepheliniten, könnten uns auch die in dieser Folge zunehmenden Gehalte der Magmen an Gasen wie CO_2 und H_2O erklären. Man muß dabei annehmen, daß die allerdings niedrigen Gehalte an CO_2 und H_2O etwa gleichmäßig im Mantel verteilt wären (CO_2 in Karbonatmineralen und H_2O im Phlogopit und Amphibol) und daß diese bei der Magmenbildung bevorzugt in den Schmelzanteil abgegeben würden.

Im folgenden sollen einige Einzelheiten zu den Gesteinen und Mineralen unseres Gebietes zusammengefaßt werden.

Basaltvarietäten

Die 3 häufigsten Magmentypen des tertiären Vulkanismus der nördlichen Hessischen Senke haben eine größere Anzahl von Gesteinsvarietäten gebildet, wie in Tabelle 1 gezeigt wird. Aus dieser Tabelle geht hervor, daß es eine Reihe von Übergangstypen zwischen Alkali-Olivinbasalten und Olivin-Nepheliniten gibt. Deren Häufigkeit macht Übergänge zwischen

Tabelle 1

Magmentyp	Gesteinsvarietät	Alte Gesteinsnamen (ältere Literatur, geol. Karten)	Häufige Minerale	Spezifische Minerale
A: Tholeiitischer Basalt	I (Quarz-) Tholeiitischer Basalt	Enstatitdolerit; Olivin-freier Feldspatbasalt	Plagioklas, Pyroxene, Magnetit, Ilmenit, Glas	2-3 Pyroxene (diopsidischer Augit, Bronzit und/oder Pigeonit), Glas mit potentielltem Quarz, (Ilmenit)
B: Alkali-Olivinbasalt	II Alkali-Olivinbasalt	Feldspatbasalt; (Trachydolerit); (Dolerit) (Olivinbasalt)	Plagioklas (meist 40-50 An), diopsidischer Augit, Olivin, Titanomagnetit, Glas, (Zeolithe)	1 Pyroxen (diopsidischer Augit), Glas mit potentielltem Nephelin
C: Olivin-Nephelinit	III Olivin-Nephelinit	Nephelinbasalt; (Leucit-Nephelinbasalt); (Analcim-Nephelinbasalt)	Nephelin, diopsidischer Augit, Olivin, Titanomagnetit, Glas (Zeolithe), mehr Apatit als II und I	Nephelin ohne Plagioklas, 1 Pyroxen
	IIIa Melilith-führender Olivin-Nephelinit	Melilithbasalt; Melilith-führender Nephelinbasalt	ähnlich III	Melilith, Perowskit, (Nosean), sonst wie III
Übergang B-C	IV Basanitische Alkali-Olivinbasalt	Essexit-Basalt (Feldspatbasalt, Olivinbasalt)	Plagioklas, diopsidischer Augit, Olivin, Titanomagnetit, Glas, (Nephelin), (Analcim, sonst. Zeolithe)	ähnlich II, jedoch mehr Glas (mit potentielltem Nephelin) oder Nephelin
	V Nephelin-Basalt		Diopsidischer Augit, Plagioklas, Nephelin, Olivin, Titanomagnetit, Glas, (Analcim), (Leucit)	Nephelin (evtl. plus Analcim, Leucit) neben Plagioklas (evtl. plus Alkalifeldspat)
	Va Limburgit		Diopsidischer Augit, Olivin, Glas, Titanomagnetit	Substanz der hellen Minerale von Typ V hier vornehmlich im Glas

den Bildungsbedingungen wahrscheinlich. Die unscharfe Trennung zwischen diesen Gesteinsvarietäten wird auch aus der Abbildung 1 sichtbar, in der die Alkaligehalte ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) gegen die SiO_2 -Werte von rund 100 Gesteinen aus Einzelvorkommen unseres Gebietes aufgetragen sind. Die in Tabelle 2 zusammengestellten Mittelwerte von 4 Basalttypen zeigen in zusätzlichen chemischen Hauptkomponenten die intermediäre Stellung der Nephelin-Basante und Limburgite zwischen den Alkali-Olivinbasalten und den Olivin-Nepheliniten. Allen diesen Varietäten der Magmentypen B + C von Tabelle 1 ist gemeinsam, daß sie Peridotiteinschlüsse führen können. Besonders häufig sind Spinell-Lherzoliteinschlüsse in den Gesteinsvarietäten III-V der Tabelle 1. Ein einzelnes Basaltvorkommen kann Peridotite unterschiedlicher Zusammensetzung und Bildungstemperatur (siehe Ab-

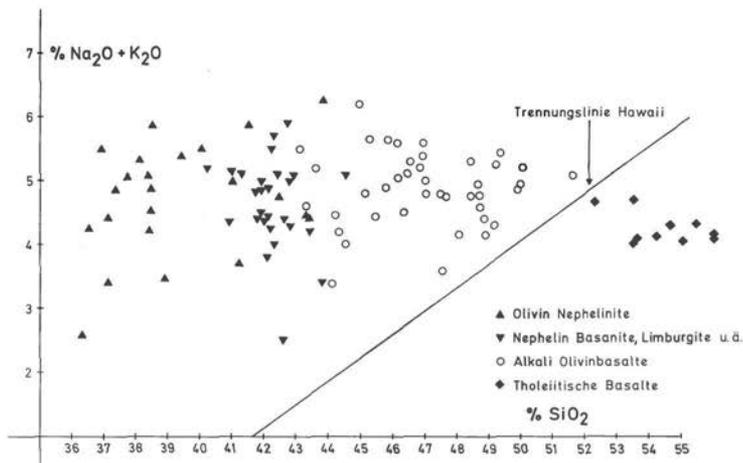


Abb. 1. Die Verteilung der Summe der Alkaligehalte und der SiO₂-Gehalte in den Basalten der nördlichen Hessischen Senke. Die tholeiitischen Typen sind von den Alkali-reicheren Basalten ähnlich wie in Hawaii und anderen Vulkangebieten spezifisch getrennt.

schnitt: Minerale) enthalten. Es ist somit wahrscheinlich, daß diese Einschlüsse zufällig aus dem Nebengestein des Förderwegs der Basalte im Erdmantel mitgenommen wurden und nicht (zumindest nicht alle) vom Bildungsort des transportierenden Basaltes stammen. Sie sind also nicht unbedingt Residualprodukte der tertiären basaltischen Schmelzbildung. Damit müßte eine größere Sammlung derartiger Einschlüsse gute Informationen über die mittlere Zusammensetzung des oberen Erdmantels unter der Hessischen Senke und über seine eventuelle Heterogenität liefern.

Tholeiitische Basalte kommen im nördlichen Reinhardswald (Sababurg und Fuchslöcher, Meßtischblatt Oedelsheim), in Polier bei Bodenfelde an der Weser (Meßtischblatt Uslar) sowie in größerer Ausdehnung im Gebiet von Borken und der südlich anschließenden Meßtischblätter Ziegenhain (Lohberg-Kottenberg bei Ziegenhain, Buschhorn bei Neuenhain) und Schrecksbach (Mühlenberg und Bocksborn bei Röllshausen) vor. Ihre Förderwege scheinen etwa nord-südlich ausgerichtet zu sein.

Alkali-Olivinbasalte sind – wie früher erwähnt – die weitaus häufigsten Magmatite in der nördlichen Hessischen Senke. Ihr wesentliches Verbreitungsgebiet, in dem sie nahezu ausschließlich vorkommen, liegt östlich der Weser, der Fulda und östlich einer Linie von der Edermündung bis Treysa. Nur im Nordwesten der Hessischen Senke (südlich bis zur Eder und östlich bis Fulda und Weser) überwiegen an Zahl der Vorkommen und Flächenbedeckung Nephelin-Basanite, Limburgite und Olivin-Nephelinite (zusammengefaßt) über die Alkali-Olivinbasalte. Alle 15 Vorkommen in der näheren Umgebung von Göttingen (südlich bis zur Werra, nördlich bis zur Bramburg bei Adelebsen) liegen auf der Westseite des Leinegrabens und sind typische Repräsentanten dieser häufigsten Basaltspezies. Sie können auf Exkursionen von Göttingen aus leicht erreicht werden. Wegen der Steinbruchbetriebe in Bramburg, Backenberg, Dransberg und Hohem Hagen sind dort Säulenbildungen als Abkühlungsformen, Peridotiteinschlüsse (Hoher Hagen), Kontakte zur Sedimentunterlage und die frischen Gesteine am besten zu sehen. Mineralbestände und chemische Analysen dieser Vorkommen sind von WEDEPOHL (1968) zitiert worden.

Tabelle 2

	Mittel von 7 Tholeiitischen Basalten	Mittel von 25 Alkali-Olivin- Basalten	Mittel von 21 Nephelin- Basaniten*) u. Limburgiten	Mittel von 18 Olivin- Nepheliniten**)
SiO ₂	55,3 %	47,8 %	42,28 %	38,1 %
TiO ₂	1,97 %	2,27 %	2,57 %	2,78 %
Al ₂ O ₃	14,5 %	13,1 %	11,39 %	11,5 %
Fe ₂ O ₃	2,11 %	3,56 %	4,37 %	4,75 %
FeO	7,74 %	7,07 %	6,66 %	6,27 %
MnO	0,13 %	0,17 %	0,20 %	0,20 %
MgO	5,36 %	9,0 %	13,34 %	14,3 %
CaO	7,03 %	8,6 %	10,72 %	12,4 %
Na ₂ O	3,55 %	3,15 %	2,87 %	3,06 %
K ₂ O	0,60 %	1,97 %	1,72 %	1,85 %
H ₂ O ⁺	0,75 %	1,45 %	1,89 %	1,70 %
H ₂ O ⁻	0,42 %	0,58 %	0,34 %	0,82 %
P ₂ O ₅	0,19	0,80 %	1,08 %	1,22 %

*) HENTSCHEL (1958, 1966).

**) z. T. LOHMANN (1964).

Von Norden nach Süden nimmt die Flächenbedeckung der Einzelvorkommen im allgemeinen zu. Gelegentlich werden die Alkali-Olivinbasalte von Tuffen unterlagert.

Basanitische Alkali-Olivinbasalte unterscheiden sich vom Haupttyp durch niedrigere SiO₂-Gehalte und höhere (Na₂O + K₂O)/SiO₂-Verhältnisse, d. h. höhere potentielle Nephelingehalte in Glasanteilen usw. Diese Varietät ist im Habichtswald und Umgebung sowie auf den Meßtischblättern Homberg (Efze) und Oberkaufungen häufiger.

Nephelin-Basanite, Limburgite und Olivin-Nephelinite sind – wie erwähnt – typisch für den Nordwesten der Hessischen Senke nördlich der Eder. Sie treten aber auch im Südosten des Untersuchungsgebietes auf (z. B. auf den Meßtischblättern Neukirchen und Grebenu). Im allgemeinen enthalten diese Basalttypen Peridotiteinschlüsse. Die weit ausgedehnten und mächtigen Tuffdecken des Habichtswaldes und seiner Umgebung hängen wohl mit dem Gas-reichen Vulkanismus der SiO₂-untersättigten Magmen zusammen.

Melilith-führende Olivin-Nephelinite kommen bei Hofgeismar und im Lohner Holz, nordwestlich Fritzlar, vor. Bei Hofgeismar liegen die 3 Vorkommen Schloßberg (Grebenu)

stein), Westberg und Hoher Berg (Bühne) auf einer NNW-SSE streichenden Linie, die wahrscheinlich einer Förderspalt entspricht. Zwei Vorkommen im Lohner Holz sind gegenwärtig durch Steinbruchbetriebe aufgeschlossen. In ihrer Umgebung und Unterlage gibt es wie im Westberg und Burgberg Einschluß-reiche Tuffe. Weltweit sind Melilith-führende Nephelinite relativ selten. Chemisch stellen sie Übergangsgesteine zu den Kimberliten dar, die durch ihre gelegentliche Diamantführung bekannt sind.

Minerale

Olivin ist das zuerst ausgeschiedene häufigere Mineral der Alkali-Olivinbasalte, Basanite, Limburgite und Nephelinite sowie das häufigste Mineral der Peridotit-Einschlüsse (Lherzolithe). Die FeO-Gehalte der Olivine aus diesen Knollen-Einschlüssen liegen meist zwischen 8,5 und 11% (GRAMSE, 1970; HÜCK, unveröffentlicht). Basaltische Olivine haben oft höhere Eisengehalte als die in Peridotiteinschlüssen, vor allem in den Randzonen der Kristalle. Als Einschlüsse finden sich in ihnen idiomorphe Chromspinelle und gelegentlich flüssiges CO₂ (ROEDDER, 1965). Der Nickelgehalt der Basalte ist weitgehend im Olivin konzentriert (0,2–0,5%, HÜCK, unveröffentlicht). Bei der Verwitterung der Basalte werden die Olivine zuerst zersetzt. Es bilden sich Montmorillonit-Nontronit-Saponit-artige Schichtsilikate (BOLTER, 1961).

Pyroxene: Die 3 verschiedenen Pyroxentypen der Basalte und Peridotiteinschlüsse sind eingehend von GRAMSE (1970) mit der Mikrosonde untersucht worden. Es handelt sich um diopsidisch-augitische Klinopyroxene in allen Basalttypen und den Peridotiteinschlüssen, um pigeonitische Klinopyroxene in den tholeiitischen Basalten und um bronzitische Orthopyroxene in den tholeiitischen Basalten und den Lherzolitheinschlüssen. Die Variationsbereiche der verschiedenen Pyroxene in bezug auf die Mg-, Ca- und Fe-Gehalte gehen aus Abbildung 2 hervor. Am eisenreichsten sind die Klinopyroxene der tholeiitischen Basalte. Hohe Fe-Gehalte sind oft mit niedrigen Al- und Na-Gehalten gekoppelt und um-

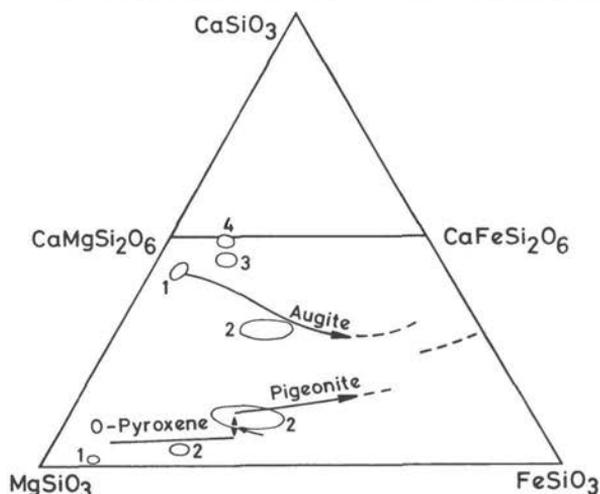


Abb. 2. Variationsbereiche von Pyroxenen aus Peridotiteinschlüssen (1), Tholeiitischen Basalten (2), Alkali-Olivinbasalten (3) und Olivin-Nepheliniten (4) nach Mikrosondenanalysen von GRAMSE (1970). Die Pfeile geben Beobachtungen von H. HESS (1941) über die Entwicklung der Zusammensetzung von Pyroxenen in differenzierten mafischen Magmen wieder.

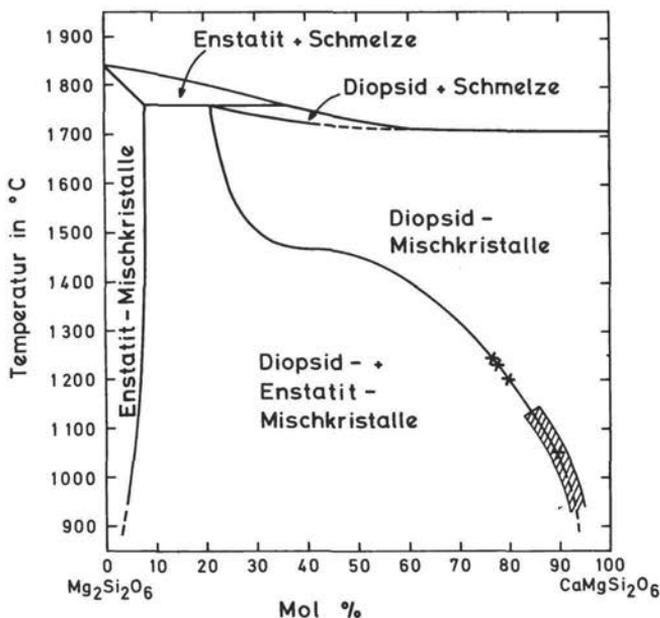


Abb. 3. Phasenbeziehungen zwischen $Mg_2Si_2O_6$ (Enstatit-Molekül) und $CaMgSi_2O_6$ (Diopside-Molekül) nach Experimenten von DAVIS & BOYD (1966) bei 30 kb Druck. Zusammensetzung von Diopside im Gleichgewicht mit Bronzit in Tholeiitischen Basalten (Kreuze, Daten von GRAMSE, 1970) und in Peridotiteinschlüssen (schraffiertes Feld, Daten von HÜCK, unveröffentlicht) aus Basalten der Hessischen Senke.

gekehrt. Die diopsideischen Pyroxene der Peridotitknollen enthalten 0,3–0,6% Cr, worauf wohl ihre smaragdgrüne Farbe zurückzuführen ist. Die höchsten TiO_2 -Gehalte von etwa 3% finden sich in den Klinopyroxenen der Olivin-Nephelinite.

Die Gehalte der diopsideischen Pyroxene an $MgSiO_3$ -Molekülen in Mischkristallen sind – wie Abbildung 3 zeigt – stark von der Temperatur abhängig, wenn die Diopside zusammen mit Mg-reichen Orthopyroxenen ausgeschieden worden sind. Die sogenannte Solvuskurve, die in Abbildung 3 das Feld von Diopside-Enstatit-Mischkristallen (unten Mitte) von dem des Diopsids (rechts) trennt, ist in Laborversuchen von DAVIS & BOYD (1966) (bei 30 kb) aufgenommen worden. Diese Autoren und spätere Bearbeiter konnten zeigen, daß die Kurvenlage nur wenig vom Druck abhängt. Die Solvus-Kurve ist also geeignet, an Gesteinen mit entsprechenden 2 Pyroxen-Paragenesen die Erstarrungstemperaturen (Gleichgewichtstemperaturen) zu bestimmen. In Abbildung 3 sind einige Ergebnisse von Mikrosondenanalysen von Peridotiteinschlüssen in Alkalibasalten und von tholeiitischen Basalten aus der nördlichen Hessischen Senke eingetragen (nach Daten von GRAMSE, 1970 und HÜCK, unveröffentlicht). Es ergeben sich für die Peridotiteinschlüsse Temperaturen von 900–1100°C. Benutzt man ein neueres entsprechendes Diagramm nach Experimenten von DIXON & PRESNALL (1977) (15–17 kb, Al-gesättigtes System), so liegen die Temperaturen zwischen 1000°C und 1150°C. Der zuletzt genannte Temperaturbereich ist im Vergleich mit Schmelztemperaturen von Basalten ohne Sättigung an Wasser wahrscheinlicher.

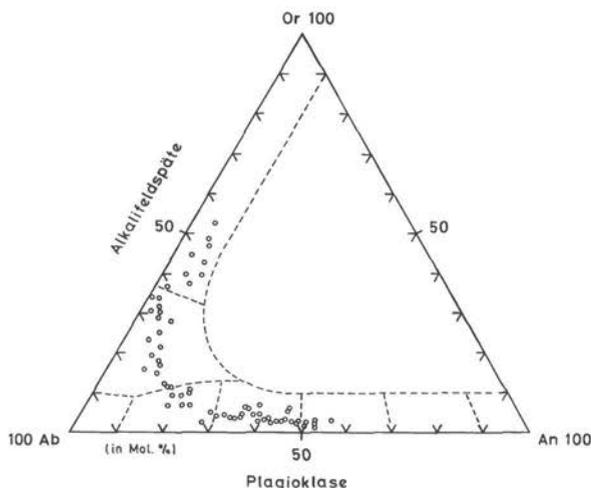


Abb. 4. Mikrosondenanalysen von 20 Feldspatkristallen aus unterschiedlichen Differentiaten der Alkali-Olivinbasalte vom Hohen Meißner bei Eschwege (nach GROSS, 1973). Or = KAlSi_3O_8 ; Ab = $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$; An = $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

Für 4 tholeiitische Basalte im Norden und Süden unseres Untersuchungsgebietes lassen sich mit der Solvus-Kurve von DAVIS & BOYD (1966) Erstarrungstemperaturen zwischen 1050 und 1250°C ermitteln. Diese Größenordnung stimmt mit Messungen an rezenten Basaltgüssen in Hawaii überein.

Feldspäte: In den Alkali-Olivinbasalten und Nephelin-Basaniten herrschen Plagioklasse von Andesin-Zusammensetzung vor. Der Übergang zu Labrador wird öfter in den tholeiitischen Basalttypen erreicht. Alkalifeldspäte und Oligoklasse kommen hauptsächlich in den Basaniten, den basanitischen Alkali-Olivinbasalten und in Feldspat-reichen in-situ-Differentiationsprodukten, wie z. B. am Hohen Meißner, vor (Abb. 4).

Titanomagnetite-Chromspinelle: Mischkristalle zwischen Magnetit und Ulvöspinell sind die häufigsten Erzphasen in den Alkali-betonten Basalten unseres Gebietes. Sie sind die Träger des remanenten Magnetismus. Bei Abkühlung der Basalte unter die Curie-temperaturen der entsprechenden Magnetitzusammensetzung (200–450°C) richteten sich die Weißschen Bezirke der Magnetite nach dem jeweiligen erdmagnetischen Feld aus. Nach GRAMSE (1966) enthalten die Titanomagnetite ansteigende Ti-Gehalte von Olivin-Nepheliniten (11–19% TiO_2) bis zu tholeiitischen Basalten (22–23% TiO_2). Eine Mittelstellung nehmen die Alkali-Olivinbasalte ein. Die Al- und Mg-Gehalte dieser Spinelle liegen zwischen 1–6% Al_2O_3 und 1–7% MgO .

Cr-Al- und Mg-reichere Spinelle sind Frühausscheidungen basaltischer Magmen und sind als solche in sehr kleinen Kristallen oft im Olivin eingeschlossen. Die häufigste Erzphase der Peridotiteinschlüsse sind ebenfalls Chrom-Spinelle (1–2% des Mineralbestandes der Lherzolithe). Über die Zusammensetzung derartiger Chromspinelle informiert die Untersuchung von ROSS et al. (1954).

Ilmenit ist nur sehr begrenzt im Titanomagnetitgitter mischbar und kommt deshalb gelegentlich als selbständiges Mineral vor. In den tholeiitischen Basalten kann Ilmenit ein häufiges Erzmineral sein.

Gläser: GRAMSE (1971 und unveröffentlicht) hat einige typische Gläser von Alkali-Olivinbasalten (Meißner, Stellberg, Lamsberg) und von tholeiitischen Basalten (Sababurg, Bocksborn, Buschhorn) mit der Mikrosonde quantitativ analysiert. Erstere entsprechen chemisch etwa Phonolithen. Diese Beobachtung hat die folgende Konsequenz. Wenn alkali-olivinbasaltische Magmen im Krustenniveau intrudieren und dort nach Gravitationsdifferentiation bis auf 5 oder 10% erstarren, wird die Restschmelze bei tektonischer Beanspruchung evtl. als phonolithisches Magma die Erdoberfläche erreichen. Im Arbeitsgebiet sind bisher keine Phonolithe gefunden worden. In den tholeiitischen Gesteinen gibt es zwei verschiedene Arten von Gläsern, nämlich häufigere sehr Kalium-arme und seltenere Kalium-reiche. Die letzteren entsprechen etwa granitischer Zusammensetzung. Ob sich zwei Schmelzzusammensetzungen entmischen, bevor sie zu diesen Gläsern erstarrten, ist noch nicht geklärt. Es sind keine Rhyolithe als potentielle Differentiationsprodukte tholeiitischer Magmen im Arbeitsgebiet bekannt.

Zeolithe haben sich hier wie auch anderenorts als Reaktionsprodukte aus basaltischen Gläsern und als Blasen- und Hohlraumfüllungen gebildet. KORITNIG (1964 s. a. d. H. S. 168) beschrieb von dem Alkali-Olivinbasaltvorkommen der Bramburg bei Adelebsen: Phillipsit, Gonnardit, Thomsonit, Natrolith und Chabasit als Blasenfüllungen.

Als Reaktionsprodukte in Gläsern des Alkali-Olivinbasaltes vom Backenberg bei Güntersen wurden von WEDEPOHL (1954) Thomsonit und Chabasit beobachtet. In den Sammlungen finden sich vor allem Mineralstufen von Phillipsit, Natrolith und Chabasit aus Vorkommen unseres Gebietes. Analcim kann in Nephelin-Basaniten und Olivin-Nepheliniten ein relativ häufiger Bestandteil sein. ERNST (1960) nimmt an, daß Reaktionen, an denen Analcim, Nephelin und Albit beteiligt sind, zu dem „Sonnenbrand“ genannten Zerfall bestimmter Basaltvarietäten führt.

Nephelin: LOHMANN (1964) bestimmte röntgenographisch die Zusammensetzung der Nephelin-Mischkristalle in Olivin-Nepheliniten des Gebietes Fritzlar-Naumburg. Sie variiert von 12–40% Kalsilit- bzw. 88–60% Nephelin-Molekül.

Melilith wurde von LOHMANN (1964) im Olivin-Nephelinit vom Dachsberg des Lohner Holzes mit einem Gehalt von etwa 50% Äkermanit-Molekül gefunden. ERNST (1936) schätzte den Äkermanit-Gehalt im Melilith des Olivin-Nephelinites vom Westberg bei Hofgeismar auf etwa 30%. Mikrosondenanalysen, in denen man auch den Na-Gehalt bestimmen müßte, stehen noch aus.

Von den sonstigen Mineralen der Vulkanite und ihrer Peridotiteinschlüsse liegen über die typische Zusammensetzung wenig Informationen vor. Kürzlich wurden von VINX & JUNG (1977) pargasitisch-kaersutitische Amphibole im Basanit und dessen Tuff vom Rosenberg SW Hofgeismar beschrieben. Hier und am Westberg bei Hofgeismar fanden sich auch Amphibol-führende Peridotiteinschlüsse. Letztere werden gegenwärtig von Frl. J. Hück untersucht.

Informationen zu einzelnen Aufschlüssen (Bramburg, Hoher Hagen, Steinberg-Meensen, Meißner, Blaue Kuppe) wurden im Sonderheft 17 des Aufschluß 1968 gegeben.

Schriftenverzeichnis

- BARANYI, I., LIPPOLT, H. J., TODT, W. (1976): Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingraben-Gebietes: II Die Alterstraverse vom Hegau nach Lothringen. – Oberrhein. geol. Abh. **25**, 41–62.
- BOLTER, E. (1961): Über Zersetzungsprodukte von Olivin-Feldspatbasalten. – Beitr. Mineral. Petrogr. **8**, 111–140.
- DAVIS, B. T. C., BOYD, F. R. (1966): The join $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. – J. Geophys. Res. **71**, 3567–3576.

- DIXON, J. R., PRESNALL, D. C. (1977): Geothermometry and geobarometry of synthetic spinel lherzolite in the system $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. – Second Intern. Kimberlite Confer. Extended Abstracts 72–74.
- ERNST, T. (1936): Der Melilith-Basalt des Westberges bei Hofgeismar, nördlich von Kassel, ein Assimilationsprodukt ultrabasischer Gesteine. – *Chemie der Erde* **10**, 631–666.
- ERNST, T. (1960): Probleme des „Sonnenbrandes“ basaltischer Gesteine. – *Z. d. Deutschen Geol. Ges.* **112**, 178–182.
- GRAMSE, M. (1966): Diplomarbeit, Univ. Göttingen.
- GRAMSE, M. (1970): Quantitative Untersuchungen mit der Elektronenmikrosonde an Pyroxenen aus Basalten und Peridotiteinschlüssen. – *Contr. Mineral. Petrol.* **29**, 43–73.
- GRAMSE, M. (1971): Der Chemismus basaltischer Gläser: Untersuchungen mit der Elektronenmikrosonde. – *Fortschr. Mineral.* **49**, Beih. 1, 97–98.
- GROSS, V. (1973): Petrographisch-geochemische Untersuchungen der Differentiation und der Kontaktwirkung des Basaltes vom Hohen Meißner bei Eschwege. – Dissertation, Göttingen.
- HENTSCHEL, H. in RÖSING, F. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Bl. Kassel West Nr. 4622, Hess. L.A. f. Bodenf., Wiesbaden.
- HENTSCHEL, H. in RÖSING, F. (1966): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000 Bl. Wolfhagen Nr. 4621, Hess. L.A. f. Bodenf., Wiesbaden.
- HESS, H. H. (1941): Pyroxene of common mafic magmas. Part 1. *Am. Mineralogist* **26**, 516–535.
- KORITNIG, S. (1964): Pseudodifferentiation eines basaltischen Magmas durch sekundäre Wasseraufnahme. – *Beitr. Miner. Petrogr.* **10**, 50–59.
- KREUZER, H., BESANG, C., HARRE, W., MÜLLER, P., ULRICH, H.-J., VINKEN, R. (1973): K/Ar-Datierungen an jungtertiären Basalten aus dem Vogelsberg und aus dem Raum zwischen Kassel und Göttingen. – *Fortschr. Mineral.* **50**, Beih. 3, 10–11.
- KUSHIRO, I., SHIMIZU, N., NAKAMURA, Y., AKIMOTO, S. (1972): Compositions of coexisting liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and spinel lherzolites at high pressures: A preliminary report. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **14**, 19–25.
- LOHMANN, L. (1964): Ein Beitrag zur Petrographie Melilith-führender Olivinnephelinite aus dem Gebiet Fritzlar-Naumburg (Nordhessen). – *Beitr. Miner. Petrogr.* **9**, 533–583.
- MYSEN, B. O., KUSHIRO, I. (1977): Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. – *Am. Mineral.* **62**, 843–856.
- RINGWOOD, A. E. (1975): *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill, Inc.
- ROEDDER, E. (1965): Liquid CO_2 inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts. – *Am. Mineral.* **50**, 1746–1782.
- ROSS, C. S., FOSTER, M. D., MYERS, A. T. (1954): Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks. – *Am. Mineral.* **39**, 693–737.
- SCHULT, A. (1963): Über die Magnetisierung der Basaltvorkommen in der Umgebung von Göttingen. – *Geophysik* **29**, 1–20.
- VINX, R., JUNG, D. (1977): Pargasitic-kaersutitic amphibole from a basanitic diatreme at the Rosenberg, North of Kassel (North Germany). – *Contrib. Mineral. Petrol.* **65**, 135–142.
- WEDEPOHL, K. H. (1954): Der trachydoieritische Basalt (Olivin-Andesin-Basalt) des Backenberges bei Güntersen, westlich von Göttingen. – *Heidelberger Beitr. Miner. Petrogr.* **4**, 217–232.
- WEDEPOHL, K. H. (1968): Die tertiären basaltischen Gesteine im nördlichen Hessen und südlichen Niedersachsen. – *VFMG, Sonderheft* **17**, 112–120.

Die sekundäre Mineralbildung im Basalt der Bramburg bei Adelebsen*)

Von Sigmund KORITNIG, Göttingen

Etwa 15 km nw von Göttingen befindet sich das Basaltvorkommen der Bramburg bei Adelebsen. Es besteht aus einer etwa 100 m mächtigen, schüsselförmigen Basaltplatte (MURAWSKI 1951, 1956), die fast in ihrer ganzen Mächtigkeit durch einen großen Steinbruchbetrieb aufgeschlossen ist. Die Basaltdecke wird von tertiären Sanden unterlagert, unter denen mesozoische und paläozoische sandig-tonige und carbonatische Sedimente liegen.

Dieses Basaltvorkommen hat sich in den letzten Jahren zu einer äußerst interessanten Mineralfundstelle entwickelt. Schon früher war der Basalt durch sekundäre Mineralbildungen bekannt geworden (KORITNIG 1964, 1968). Dazu kamen vor wenigen Jahren noch neue, z. T. in der Welt nur an wenigen Fundorten auftretende Minerale (KORITNIG 1972). Ein Teil dieser Minerale kann auch heute noch gefunden werden. Freilich handelt es sich dabei in den meisten Fällen um „Lupen-Stücke“, und der Besuch des Steinbruchs ist nur nach Genehmigung der Betriebsleitung erlaubt!

Ich möchte hier die dort gefundenen Mineralgesellschaften im Rahmen ihrer Genese anordnen, weil wir dadurch gleichzeitig auch einen Einblick in die verschiedenen Vorgänge solcher Mineralbildungen erhalten.

Die primären Minerale des Alkali-Olivin-Basalts (Olivin, Pyroxen, Plagioklas) der Bramburg sollen hier nicht besprochen werden. Näheres dazu findet sich in WEDEPOHL, d. H. S. 156. Außer dieser normalen, den Basalt aufbauenden Gesellschaft, haben wir dort verschiedene Bildungskreise, die sich jeweils in einer gesonderten Mineralparagenese manifestieren. Wir wollen sie hier in der Reihenfolge der abnehmenden Bildungs-Temperatur – beginnend von der noch flüssigen Basaltschmelze, bis hinab zu den Verwitterungsbildungen bei normalen Tagstemperaturen – besprechen. Die angegebenen Temperaturen sind jedoch nur als rohe Abschätzungen zu verstehen.

Paragenese I

Die flüssige Basaltschmelze mit Temperaturen von etwa 1100°C hat beim Aufdringen aus der Tiefe verschiedene Gesteinsbruchstücke der durchschlagenen Schichten mitgenommen (vgl. SCHWARZMANN 1957). Von diesen interessieren uns besonders die Quarzite, weil sie später Anlaß zur Bildung einer eigenen Mineralparagenese geworden sind.

Durch diese Schmelze erlitten die Quarzit-Brocken eine Pyrometamorphose. Diese Quarzite, die praktisch aus 100% SiO₂ bestehen, reagierten mit der Basaltschmelze und bildeten darum herum einen Reaktionssaum von etwa senkrecht auf der Quarzitoberfläche stehenden Pyroxen-Nadeln. Er ist als dunkler Saum an der Quarzit/Basalt-Grenze bzw. an den umgewandelten Quarziten gut zu sehen (vgl. Abb. 5).

*) Wesentlich erweiterte Fassung aus dem Sonderheft 17 zum Aufschluß 1968.

Paragenese II

Basaltschmelzen, die im Erdmantel entstehen (vgl. WEDEPOHL d. H. S. 156), sind normalerweise trocken und enthalten nur spurenweise Wasser. Unser Basalt hat beim Aufsteigen der Basaltschmelze aus den durchörterten sedimentären Gesteinen, deren wasserhaltigen Tonmineralen und ihrer Bergfeuchtigkeit, sowie in den obersten Teilen sicher auch aus dem Grundwasser Wasser aufgenommen. Dieses Wasser hat sich in Form von Blasen in der Schmelze angesammelt (KORITNIG 1964, 1968). Es war die Ursache für die Mineralbildungen der Paragenese II.

Dieses Wasser hat örtlich um die Blase zu einer abweichenden Ausbildung des Basaltgesteins selbst geführt. Die Schmelze ist dadurch um solche „Wasserblasen“ etwas dünnflüssiger geworden, und es konnten sich deshalb größere Kristalle, als wie sie sonst den Basalt aufbauen, bilden. Gleichzeitig konnte deshalb auch eine etwas andere Mineralzusammensetzung entstehen.

Dieses Gestein besteht etwa zur Hälfte aus einem Natrium-reichen (Or40Ab60) monoklinen Alkalifeldspat, Kalimonalbit genannt, dann aus violettstichigem „Titanaugit“, dünnen pigeonitisch-diopsidischen Pyroxenen, langen Apatitnadeln, etwas rotbraunem Biotit, dünnen Ilmenit-Skeletten und etwas Magnetit (vgl. Abb. 1, 2).

Die Bildung dieses Gesteins fand etwa zwischen 850–800°C statt, als der übrige Basalt gerade schon verfestigt war. Bei der weiteren Abkühlung haben sich erst bei sehr viel tieferen Temperaturen, beginnend etwa ab unterhalb 370°C, jene Minerale gebildet, die uns als sekundäre Mineralbildung dort so besonders interessieren. Es sind alles hydrothermale, also aus heißen wässerigen Lösungen entstandene, Abscheidungen. Wir können dabei zwei verschiedene Paragenesen unterscheiden: Die eine bei etwas höheren, die andere bei etwas niedrigeren Temperaturen gebildet. Zum Schluß überschneiden sich dann beide Paragenesen.

Paragenese III

Im Hohlraum der Blasen, um die sich das helle Gestein der Paragenese II gebildet hat, entstand eine ausgesprochen hydrothermale Mineralgesellschaft. Die zum Blasenraum offenen Zwickel des pegmatoiden Gesteins, insbesondere zwischen dem Kalimonalbit, werden von Phillipsit $\text{KCaAl}_3\text{Si}_5\text{O}_{16} \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ ausgefüllt, der z. T. mit Kristallflächen in den Hohlraum hineinragt (vgl. Abb. 1 u. 4). Darauf folgt in der eigentlichen Blase eine Zeolith-Auskleidung, die zuunterst immer aus Gonnardit $(\text{Ca}, \text{Na})_3 [(\text{Al}, \text{Si})_5\text{O}_{10}]_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ und

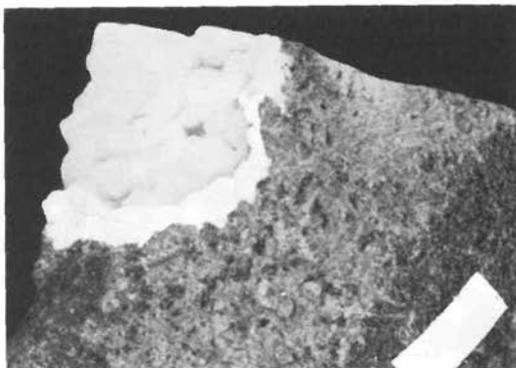


Abb. 1. Blase im Basalt. Auskleidung: weiß = Phillipsit, grau = Thomsonit, zwischen beiden, am Bild nicht sichtbar, Gonnardit. Zwischen Blase und normalem Basalt (rechts, dunkel) die helle, grobkörnige Zone. Länge des weißen Rechtecks 1 cm.



Abb. 2. Dünnschliff, ein Pol. Schnitt durch Gesteinsstück der Abb. 1. Rechts unten normaler Basalt (dunkel), nach links anschließend grobkörniges pegmatoides Gestein. Links oben Zeolith-Auskleidung der Blase, zu unterst Gonnardit, darüber Thomsonit; vgl. auch Abb. 4. Lange Bildkante 1 cm.

darüber aus Thomsonit $\text{NaCa}_2 [\text{Al}_2 (\text{Al}, \text{Si}) \text{Si}_2 \text{O}_{10}]_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$, dieser oft als feinsten wolliger Filz ausgebildet, besteht. Außer diesen Zeolithen wurde gelegentlich auch noch Chabasit $(\text{Ca}, \text{Na}_2) [\text{Al}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12}] \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ beobachtet. Zwischen der Zeolith-Hülle in der Blase und der grobkörnigeren Gesteinszone befinden sich stellenweise sulfidische Erze. Es ist im wesentlichen Kupferkies, der z. T. merkwürdige myrmekitartige Verwachsungen mit Magnetit aufweist und daneben im Kupferkies noch Pentlandit, der randlich z. T. in Bravoit umgewandelt ist.

Bei manchen Blasen ist der auf die Zeolithhülle folgende Raum vollkommen leer, bei anderen aber mit einem blaß-bläulichgrünen fettig anzufühlenden Mineral, dem Saponit $(\text{Mg}, \text{Fe})_3 [(\text{OH})_2 \text{Al}_{0,33} \text{Si}_{3,67} \text{O}_{10}] \cdot [\text{Na}_{0,33} (\text{H}_2\text{O})_4]$ ausgefüllt (vgl. Abb. 3). Diese Blasen sind oft von einer einen cm und mehr betragenden Aureole vergrüneten Basalts umgeben. In dieser vergrüneten Zone sind vor allem die Olivine durch ein eisenhaltiges Montmorinmineral

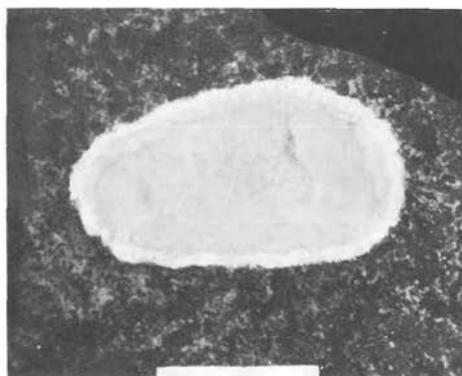


Abb. 3. Blase im Basalt. Weiß: Zeolith-Auskleidung, innen mit Saponit (grau) ausgefüllt. Länge des weißen Rechtecks 1 cm.

Abb. 4. Schema der Mineralabfolge in den Blasen. Unten grobkörniges Gestein, darüber Blasenausfüllung.



pseudomorphosiert. Die Feldspäte sind ebenfalls ziemlich stark zersetzt, und an ihrer Stelle ist fast farbloser Saponit abgelagert worden, wogegen die Pyroxene daneben vollkommen frisch und unverändert geblieben sind.

Ein feiner Nadel-Rasen von Natrolith $\text{Na}_2 [\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}] \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$, der in manchen Blasen gefunden wird, ist dort meist mit Saponit vergesellschaftet und jünger als dieser, desgleichen eine einzelne, einmalig auf der obersten Steinbruchsohle aufgefundene, etwa 8 cm Durchmesser aufweisende Knolle von dem seltenen Mineral Thaumazit $\text{Ca}_3\text{H}_2 [\text{CO}_3\text{SO}_4\text{SiO}_4] \cdot 13 \text{H}_2\text{O}$, die hierher gehören könnte. Auch Apophyllit $\text{KCa}_4 [\text{F}(\text{Si}_4\text{O}_{10})_2] \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$, der manches Mal in bis etwa 1 cm großen Kristallen gefunden wird, ist jünger als der Saponit.

Die hier in den Blasen geschilderte Mineralparagenese (vgl. Abfolgeschema Abb. 4) findet sich z. T. auch noch in einem feinen Kluftnetz, das den Basalt durchzieht. Auf den Kluftflächen, die die Säulen bilden, findet man meist etwas abgeänderte Paragenesen. Dort trifft man neben dem nun seltener gewordenen Gonnardit sehr viel häufiger Thomsonit, vor allem aber, neu hinzugekommen, Kascholongopal und mehrere Generationen von Calcit-Skalenoedern. Diese gehen von den älteren Generationen in dunkler, rotbrauner Farbe über in jüngere rosa-artig gefärbte bis zu farblosen Kristallen. Diese Abfolge kann oft auch an einzelnen zonar gebauten Kristallen beobachtet werden. Weiter tritt hier häufig noch Saponit und Natrolith zusammen auf. In allerjüngster Zeit wurden auf solchen Kluftflächen auch sehr kleine Gyrolith-Kriställchen (vgl. Parag. IV) gefunden (frdl. Mitt. von G. SCHNORRER).

Im Basalt, zu beiden Seiten des Kluftnetzes, finden wir, besonders in den Ecken, wo sich solche Klüfte kreuzen, an den Olivinen und Plagioklasen die gleichen Umsetzungserscheinungen, wie wir sie aus den vergrünt Zonen um die Blasen her kennen. Die durchströmenden heißen Wässer haben diese Veränderungen verursacht.

Wenn wir die chemischen Formeln aller dieser Minerale betrachten, so sehen wir, daß die überwiegende Zahl Ca-Na-Al-Silikate sind. Nur beim frühen Phillipsit kommt noch K hinzu und beim Apophyllit zum K noch Fluor.

Paragenese IV

In dieser ebenfalls hydrothermalen Lösungen zuzuschreibenden Mineral-Paragenese, die im Durchschnitt bei etwas tieferen Temperaturen entstanden ist, haben wir es in der Hauptmenge, im Gegensatz zu oben, mit Al-freien, reinen Ca-Silikaten zu tun. Als Ausnahme haben wir hier nur den seltenen Tacharanit zu nennen, der noch Al in der Formel hat, und



Abb. 5. Querschnitt durch einen ehemaligen Quarzit-Einschluß, der fast vollkommen in Gyrolith, Okenit, Apophyllit und Calcit umgewandelt ist. Grauschwarz mit Pfeil Quarz-Reste. Dunkle Adern besonders Apophyllit-reich. Unten an der Basaltgrenze unveränderter Pyroxenreaktionsaum aus der Pyrometamorphose (Paragenese I).

wieder den Apophyllit, der zusätzlich K und F enthält. Wahrscheinlich liegt bei einem Teil der Minerale eine Überschneidung beider Paragenesen (III und IV) vor. Wir sehen daraus, daß die hydrothermalen Lösungen sich inzwischen geändert haben müssen. Außerdem, während sich bei Paragenese III die einzelnen Minerale aus diesen Lösungen direkt ausgeschieden haben, fand bei der Paragenese IV größtenteils eine Reaktion dieser Lösung mit den praktisch nur aus SiO_2 bestehenden Quarzitbrocken statt. Ca-reiche Lösungen haben sie auf metasomatischem Wege in sog. CSH-Mineralen¹⁾ umgewandelt. Diesen Umwandlungsprozeß kann man an verschiedenen Stücken in allen Stadien (KORITNIG 1972) beobachten.

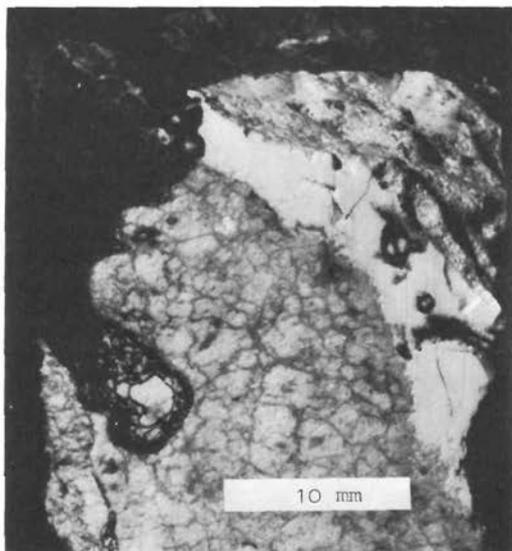
Als CSH-Neubildungen wurden dabei Gyrolith $\text{Ca}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$ ²⁾ in Hohlräumen z. T. auch in bis fast 6 mm messenden Kristallpaketen auftretend, Okenit, $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_6(\text{OH})_3]_2 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ und Tacharanit³⁾ $\text{Ca}_{12}\text{Al}_2\text{H}_6[\text{Si}_3\text{O}_9] \cdot 15 \text{H}_2\text{O}$ als Bestandteil der kreidigen bis opalartigen Einschlüsse gefunden. Andere CSH-Mineralen waren nicht nachweisbar. Der von dort bereits beschriebene und bisher nur ein einziges Mal gefundene

¹⁾ In der Zement-Chemie übliche Abkürzung für C = CaO, S = SiO_2 und H = H_2O (EITEL, 1966).

²⁾ Die chemischen Formeln für Gyrolith und Okenit werden in der Literatur mit verschiedenem C:S:H-Verhältnis angegeben. STRUNZ (1970) gibt für beide CS_2H_2 an, während andere (vgl. z. B. EITEL 1966) $\text{C}_2\text{S}_3\text{H}_2$ bzw. CS_2H_2 angeben.

³⁾ Am Material des Tacharanit der Bramburg wurde von CLIFF et al. (1975) die chemische Zusammensetzung und seine Selbständigkeit bestimmt.

Abb. 6. Anschnitt eines Einschlusses, im wesentlichen aus Gyrolith und wenig Okenit bestehend (große graue Partie im Bild) mit dunklem Adernetzwerk von Apophyllit. Oben rechts weiße Kruste aus Tacharanit mit wenig Gyrolith. Schwarz Basalt.



Thaumasit (KORITNIG 1964), der noch zusätzlich CO_2 und SO_4 in der Formel enthält, könnte vielleicht statt zu Paragenese II auch hierher gehören.

Die weißen dichten Einschlüsse, oft deutlich aus helleren (kreideweißen) und etwas dunkleren (gräulichen oder gelblichen) Teilen bestehend (vgl. z. B. Abb. 6), enthalten z. T. noch makroskopisch sichtbare fettig glänzende Quarz-Körner-Reste (vgl. Abb. 5). Besonders gelbliche, opalartig aussehende Partien können Trockenrisse aufweisen. Die Ritzhärte der Einschlüsse beträgt etwa 3 bis 4. Manche Einschlüsse enthalten auch Hohlräume, die von Kristallen ausgekleidet sind.

Im Dünnschliff erweisen sich alle diese Einschlüsse aus einem Gewirr von Fasern und Faserbüscheln aufgebaut, deren Hauptkomponenten Gyrolith und Okenit sind. Kreideweiße Anteile, wie in Abb. 6, bestehen oft aus Tacharanit. Dies ist jedoch nicht immer so! Eine sichere Unterscheidung ist nur röntgenographisch möglich! Meist sind diese Minerale oft in beträchtlichen Mengen mit Apophyllit vergesellschaftet.

In Hohlräumen, verbunden mit solchen umgewandelten Quarziten, haben sich sekundäre Drusen von tafeligen Apophyllit-Kristallen und selten von sechsseitigen Gyrolith-Kristall-Paketen (vgl. Abb. 7) gebildet. In jüngster Zeit wurden auch ganz glasklare 2–3 mm messende Gyrolith-Täfelchen, einmal auch auf einer Kluftfläche, gefunden (frdl. Mitteilung von G. SCHNORRER).

Wie sind diese Minerale nun entstanden: Heiße alkalische wässrige Lösungen, vor allem mit Calcium, etwas Kalium und Fluor (gelegentlich auch Na, etwas Al und Mg) müssen unter Bildung von Apophyllit und CSH-Gel mit dem Quarz reagiert haben, wobei gleichzeitig ein Großteil der Kieselsäure der Quarzite weggeführt wurde. Das gebildete CSH-Gel ist nachher zu Gyrolith, Okenit oder Tacharanit umkristallisiert, wobei z. T. ein Rest von amorpher Substanz (CSH-Gel) übrigblieb. Dieser Vorgang hat in vieler Hinsicht manche Parallelen zu den Beobachtungen von NEUHAUS & GEBHARDT (1969) bei der CSH-Phasenbildung in wasserdampfgehärteten Kalksandsteinen, bei denen diese Minerale das

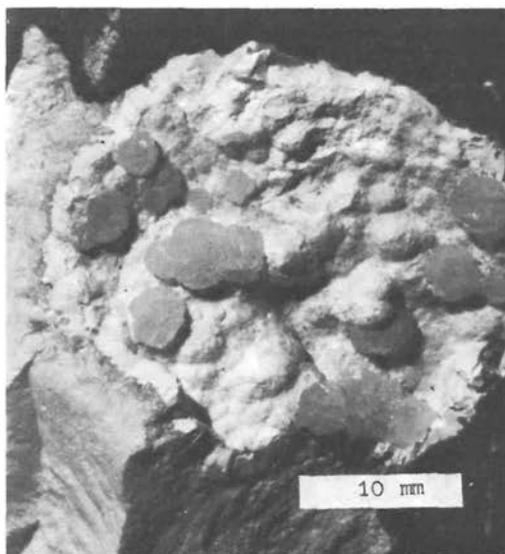


Abb. 7. Grolith-Kristallpakete auf weißer Grolith + Tacharanit-Unterlage. Darunter grau Gemenge aus Grolith + Okenit + Apophyllit.

Bindemittel darstellen. Zu diesem Bild paßt auch, daß dort, wo Calcit vorhanden ist, dieser gerne als Hülle um Quarz- (bzw. auch Apophyllit-) Körner auftritt. Die in Hohlräumen gebildeten Apophyllit- und Grolith-Kristalle dürften auf eine Umlagerung in einer späten Phase zurückzuführen sein.

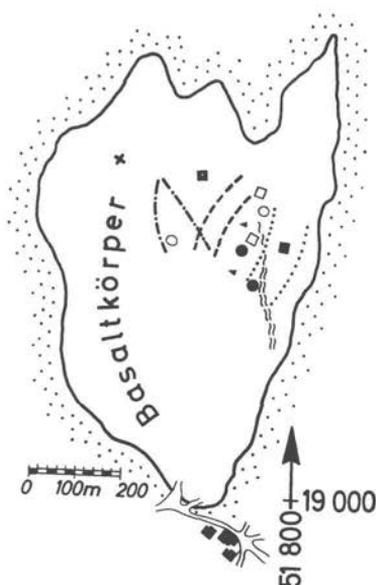
Aus Synthesen und Stabilitätsuntersuchungen über das System $\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, die wegen der technischen Bedeutung dieser Minerale ausgeführt wurden, weiß man, daß die Minerale Grolith und Okenit etwa in einem Temperaturbereich zwischen $140-250^\circ\text{C}$ unter hydrothermalen Bedingungen sich bilden. [Wegen der umfangreichen Literatur dazu sei auf KORITNIG (1972) verwiesen.]

Interessant ist, die Umsatzmengen bei dieser Metasomatose zu betrachten. Bei der Umwandlung des Quarz, z. B. zu Grolith, müssen rund 44 Gew.-% SiO_2 des Quarzits abgeführt und dafür rund 27 Gew.-% CaO und 17 Gew.-% H_2O zugeführt werden. Die Dichte von Quarz beträgt 2,65 und die von Grolith etwa 2,40. Das Volumen des aus dem Quarz gebildeten Grolith ist daher rund 10 Vol.-% größer als das Volumen des dem Gewichtsverhältnis entsprechend wegzuführenden Quarzes, trotzdem gibt es viele Stücke, in denen sich zusätzlich noch Hohlräume gebildet haben und bei denen man z. T. den Eindruck hat, daß die Reaktionen gelegentlich sogar recht heftig abgelaufen sein müssen.

Nach den Volumsbeziehungen und der chemischen Ausgangs- und Endzusammensetzung müssen beträchtliche Stoffmengen zu- und abgeführt worden sein. Deutliche Zufuhr-Kanäle sind nicht zu beobachten, trotzdem besteht kein Zweifel, daß dieser Lösungs-umsatz stattgefunden hat. Die Lösungen scheinen dabei die Basalt-Minerale selbst, wie die Umgebung der Einschlüsse zeigt – außer höchstens Olivine – nicht angegriffen zu haben, denn der aus der reinen Pyrometamorphose stammende Pyroxensaum, wie auch die unmittelbar angrenzenden Feldspäte, zeigen nicht die geringsten Korrosionserscheinungen.

Das Vorkommen der CSH-Minerale ist dort insofern ungewöhnlich und bemerkenswert, als solche bisher nur als hydrothermale Blasen-Füllungen in Basalten beschrieben

Abb. 8. Schematische Karte des Basaltvorkommens der Bramburg mit eingetragener Lage der hydrothermalen Mineralvorkommen nach SCHNORRER (unveröffentlicht). Legende: - - - - Bereich mit Phillipsit, Thomsonit, Natrolith und Tacharanit; - - - Bereich mit Apophyllit, Natrolith und Tacharanit; · · · · · Bereich mit Natrolith, Chabasit; ~ ~ ~ Halloysit-Gang. Einzelfunde: volle Quadrate Gyrolith; offene Quadrate Okenit; offene Kreise Kupferkies + Magnetit; volle Kreise Calcit; × einmaliger Fund von Thaumasiit.



worden sind (vgl. z. B. SWEET 1961; u. a.), jedoch niemals als metasomatische Umwandlungsprodukte von Quarziten oder ähnlichen Gesteinen.

Paragenese V (Verwitterungsbildungen)

Außer Calcit und Goethit werden von BOLTER (1961) zu den Verwitterungsbildungen auch die Zersetzungsprodukte (Mg- und Fe-reiche Montmorin-Mineralen, Kaolinit-Mineralen) des Basaltes am Kontakt zum tertiären Nebengestein gerechnet. Ein Teil davon ist jedoch sicher besser zu den hydrothermalen Mineralen zu stellen, da diese Zersetzung durch die Einwirkung des vom Basalt erhitzten Grundwassers – ähnlich wie die Nontronit-Bildung am Hohen Hagen – entstanden ist.

Durch die Bezirksgruppe Göttingen (Leiter G. SCHNORRER) wird seit einigen Jahren das örtliche Auftreten der einzelnen sekundären Minerale registriert und auf einer Karte eingetragen. Abb. 8 zeigt schematisch diese Eintragungen. Es zeigt sich schon jetzt, daß die einzelnen Paragenesen nicht statistisch über das Vorkommen verteilt sind, sondern gewisse Zonen für einzelne Minerale bevorzugt sind. Eine Weiterverfolgung dieser Verteilung kann neue Aspekte für die Genese beibringen.

Alphabetische Liste der hydrothermalen Minerale der Bramburg

Analcim	Gonnardit	Montmorin	Phakolith
Apatit	Gyrolith	Natrolith	(Chabasit-Tracht)
Apophyllit	Halloysit	Nontronit	Säponit
Bravoit	Kascholong	Okenit	Tacharanit
Calcit	Kupferkies	Pentlandit	Thaumasiit
Chabasit	Magnetit	Phillipsit	Thomsonit

Paragenesenschema

Geschätzte
Temperaturen

1100°C

Wasseraufnahme mit
Blasenbildung

Basaltschmelze

Paragenese I

Pyrometamorphose

der Quarzit-Einschlüsse

Bildung eines Pyroxen-Saums um die
Einschlüsseetwa zwischen
850–800°C

Paragenese II

Bildung des hellen, grobkörnigeren
Gesteins um Blasenunterhalb
etwa 370°C
und z. T. viel tiefer

Paragenese III

Bildung der hydrothermalen

Blasenfüllungen und *Abscheidung*
auf *Klüften*Phillipsit, Kupferkies, Pentlandit, mt
Gonnardit, Thomsonit,
Chabasit, Apophyllit,
Saponit, Natrolith (Thaumasit?)

Paragenese IV

Ca-Metasomatose der Quarzit-
Einschlüsse

Bildung von Apophyllit,

Gyrolith, Okenit, } zwischen

Tacharanit } 250–140°C

Natrolith

Calcit

Thaumasit (?)

Bravoit

Halloysit (?)

Calcit

Paragenese V

Verwitterungsbildungen

Calcit, Goethit,

Nontronit, Kaolin-Min. z. T.

Bodentemperatur

Schriftenverzeichnis

- BOLTER, E. (1961): Über Zersetzungsprodukte von Olivin-Feldspatbasalten. – Beitr. z. Miner. u. Petr., **8**, 111–140.
- CLIFF, G., GARD, J. A., LORIMER, G. W. & TAYLOR, H. F. W. (1975): Tacharanite. – Mineral. Mag., **40**, 113–126.
- EITEL, W. (1966): Hydrothermal silicate systems, Silicate science. Vol. IV. New York and London: Academic Press.
- KORITNIG, S. (1964): Pseudodifferentiation eines basaltischen Magmas durch sekundäre Wasseraufnahme. – Beitr. Mineral. Petrogr., **10**, 50–59.
- KORITNIG, S. (1968): Die sekundären Mineralbildungen im Basalt der Bramburg bei Adelebsen. – Sonderheft **17** Der Aufschluß, Heidelberg, 131–134.
- KORITNIG, S. (1972): Gyrolith, Okenit und Tacharanit als metasomatische Reaktionsprodukte aus dem Basaltvorkommen der Bramburg bei Göttingen, Deutschland. – Contr. Mineral. and Petrol., **35**, 293–301.
- MURAWSKI, H. (1951): Zusammenhänge zwischen Basaltvulkanismus und Tektonik in Niedersachsen. – Geol. Rundsch., **39**, 114–119.
- MURAWSKI, H. (1956): Die tertiären Basaltvorkommen der Umgebung von Göttingen. – N. Jb. Min., Mh., 1–31.
- NEUHAUS, A. & GEBHARDT, M. (1969): Phasenbildungen und Gefügeverhältnisse in wasserdampfgehärteten Kalksandsteinen. – Tonind.-Z. Keram. Rundschau **93**, H. 3, 95–100.
- SCHWARZMANN, S. (1957): Über die Feldspat- und Feldspatgesteinsfremdlinge in den Tertiärvulkanen des Oberweser-Fulda-Gebietes. – Abhandl. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3. Folge, Nr. 25, 1–165.
- STRUNZ, H. (1970): Mineralogische Tabellen, 5. Aufl. Leipzig: Akadem. Verl. Ges. Geest & Portig
- SWEET, J. M. (1961): With analyses by BOTHWELL, D. I. and X-ray determination by WILLIAMS, D. L.: Tacharanite and other hydrated calcium silicates from Portree, Isle of Skye. – Mineral. Mag., **32**, 745–753.

Der Basaltgang der Hünenburg im Auschnippetal NW Göttingens

Von Nariman TADJERPISHEH, Göttingen

Etwa 4 km nördlich von Dransfeld, an der Straße im Auschnippetal nach Barterode, befindet sich am Westhang des Ossenberges (438 m) ein etwa ein Meter mächtiger Basaltlagergang (vgl. Abb. 1). Der Wellenkalk ($\mu 2$), in den er längs einer Schichtfuge eingedrungen ist, zeigt außer geringem Einfallen nach E ($5-7^\circ$), einen Faltenwurf mit E-W verlaufender Achse (MURAWSKI 1956), der die Intrusion begünstigte. Der Gang ist etwa 150 m lang aufgeschlossen (MURAWSKI 1956) und zieht sich in etwa 20 m Höhe über der Talsohle entlang des W- und SW-Hanges des Ossenberges hin.

Das Vorkommen des Ganges ist schon lange bekannt (HAUSMANN 1841)¹ und im geol. Meßtischblatt von Dransfeld (v. KOENEN 1900) eingetragen. Einige andere kleine Gangvorkommen in der Nähe werden in den Erläuterungen zur Karte und bei HAUSMANN (1841) noch erwähnt. Der Basalt des nahen Ossenberges (auch Ochsenberg genannt), der den Gipfel des Berges bildet, hängt sehr wahrscheinlich genetisch mit diesem Gang zusammen. Schon MURAWSKI (1956) hat aufmerksam gemacht, daß der Gangbasalt „in einem Maße blasenführend ist, wie es sonst nur bei sehr oberflächennahen Vorkommen der Fall ist“ und KORITNIG (1972) hat auf die interessante Tatsache hingewiesen, daß um solche mit Calcit gefüllte Blasen immer eine Aureole von rund zehnmal so großen Plagioklassen vorhanden ist, wie sie die Grundmasseplagioklasse bilden. Die Entstehung dieser großen Plagioklasse war das Hauptproblem dieser Untersuchung.



Abb. 1. Ein Meter mächtiger Basaltlagergang im Wellenkalk ($\mu 2$) am Südwesthang der Hünenburg, Auschnippetal.

¹) Dort eine hübsche Abbildung aus dem Jahre 1839.

Der Basalt des Hünenburgganges

Makroskopisch ist er dicht und z.T. reichlich von mit Calcit gefüllten Blasen durchsetzt, wobei die Blasen ohne sichtliche Beziehung zum Hangenden oder Liegenden des Ganges im Gestein verteilt sind. Sein Gefüge ist intersertal-porphyrisch, bis 3 mm messende Olivin-Einsprenglinge sind in ihm zu erkennen. Nach ihren opt. Eigenschaften haben sie einen Fayalit-Gehalt von 16 Mol.-%. Diese Einsprenglingsolivine sind aber größtenteils in ein Montmorinmineral umgewandelt, wogegen die Grundmasseolivine mit gleicher chem. Zusammensetzung unzersetzt sind. Bei den Pyroxenen, die bis 0,6 mm lang sind, handelt es sich um diopsidisch-augitische Klinopyroxene. Mit dem schwach ausgeprägten Sanduhrbau können sie auch als „Ti“-Augite bezeichnet werden. Bei den Grundmasseplagioklasen, deren Länge zwischen 0,05–0,2 mm beträgt, handelt es sich nach den Drehtischbestimmungen um Andesine mit 38–39% An. Sie sind schwach zonar gebaut und meist verzwilligt.

Um die mit Calcit gefüllten Blasen, deren Größe zwischen 1 bis 25 mm beträgt, befinden sich aureolenartig wesentlich größere Plagioklase – vgl. Abb. 2 – die rund zehnmal so lang wie die Grundmasseplagioklase sind. Auch um kleine, lappige Calciteinschlüsse, die oft zeilenartig im Basalt angeordnet sind, sind immer solche großen Plagioklase zu beobachten. Ihr An-Gehalt beträgt nach Drehtischmessungen im Durchschnitt 43,5 Mol.-% An. Sie sind also deutlich An-reicher als die Grundmasseplagioklase. Nach den chem. Bauschanalysen kann der Calcitgehalt der Einschlüsse im Gestein bis zu 12 Gew.-% betragen.

Als akzessorische Minerale kommen Apatit, etwas Biotit, Magnetit und Ilmenit vor. Dazu kommt noch ein geringer Glasanteil (3,0 Gew.-%). Als Fremdmaterial finden sich gelegentlich sehr kleine Quarzeinschlüsse, die noch als Gesteinsreste erkenntlich sind.

Wie oben schon erwähnt, sind die Einsprenglingsolivine großteils umgewandelt. Nach röntgenographischen Texturaufnahmen und Lichtbrechungsbestimmungen handelt es sich dabei um Saponit mit etwa 5% Fe_2O_3 .



Abb. 2. Dünnschliff vom Basalt des Hünenburg-Gangs. Aus mehreren Körnern bestehende Calcit-Füllung einer Blase (rechts) und von Zwickeln (links). Damit in Verbindung stehende große Plagioklas-leisten. Links oben normale Korngröße der Plagioklase im Basalt. Gekreuzte Polarisatoren, Vergr. 38 ×.

Tab. 1. Chemische Analysen der Basalte von der Hünenburg (H. II, H. III)¹⁾ und vom Ossenberg (O. IV) nach Abzug des Calcit-Gehaltes.

	H. II Gew.-%	H. III Gew.-%	O. IV Gew.-%
SiO ₂	49,56	49,13	48,98
TiO ₂	2,93	2,83	2,62
Al ₂ O ₃	13,20	14,03	13,46
Fe ₂ O ₃	4,33	5,24	2,21
FeO	5,61	4,96	6,59
MnO	0,09	0,05	0,01
MgO	7,59	6,34	10,77
CaO	8,94	9,33	9,21
Na ₂ O	2,50	2,42	2,71
K ₂ O	1,88	1,84	1,70
H ₂ O ⁺	1,13	1,17	0,62
H ₂ O	1,69	2,20	0,68
P ₂ O ₅	0,56	0,48	0,48
	100,01	100,02	100,04
CaO	5,25	6,70	0,23
CO ₂	4,12	5,26	0,18
Calcit ²⁾	9,37	11,96	0,41

¹⁾ Bezeichnung des Arbeitsmaterials, unter der es im Min.-Petrolog. Institut aufbewahrt wird.

²⁾ Calcit (Gew.-%), aus dem Gesamt-CO₂-Gehalt der Analyse berechnet.

Der Basalt des Ossenberges

Der Basalt hat, wie der des Basaltgangs, intersertal-porphyrisches Gefüge. Im Gegensatz zum Ganggestein sind dort die Einsprenglingsolivine (rund $\frac{1}{3}$ der Gesamtolivine) frisch und nicht in Saponit umgewandelt. Sie haben den gleichen Fayalit-Gehalt (16 Mol.-% Fa), wie die im Gang. Die Grundmasse besteht aus gleichem diopsidisch-augitischem Klinopyroxen und Plagioklas, der jedoch nach den Drehtischbestimmungen merklich An-reicher ist als der des Ganges. Im Durchschnitt hat er 54 Mol.-% An und ist daher ein Labradorit. Magnetit, Ilmenit und etwas Biotit treten als Akzessorien auf. Der Glasgehalt mit rund 8 Gew.-% ist fast dreimal so hoch wie im Ganggestein.

In den Tabellen 1 und 2 sind die quantitative chemische Zusammensetzung und die Modalbestände beider Gesteine zusammengestellt. Es handelt sich in beiden Fällen um Alkaliolivinbasalte, wie sie auch sonst aus der Umgebung bekannt sind (vgl. WEDEPOHL d. Heft S. 156).

Der Gangbasalt gehört genetisch sicherlich zum Vorkommen des Ossenberges. Während in der Zusammensetzung der mafischen Minerale kein Unterschied besteht, ist der Unterschied in der Plagioklaszusammensetzung beträchtlich. Im Gang haben wir einen Plagioklas mit rund 39% An, während er im Ossenbergbasalt 54% An beträgt. Dieser Unterschied kann vielleicht dahin interpretiert werden, daß die Gangfüllung einem wesentlich späteren, etwas differenziertem Basaltnachschub zuzuschreiben ist als der des Ossenberges.

Tab. 2. Optisch ausgezählter Modalbestand des Basalts von der Hünenburg (H. II) und des Ossenbergs (O. IV).

	H. II Gew.-%	H. II Gew.-% nach Cc. Abzug	O. IV Gew.-%
Plagioklas	45,6	48,9	44,8
Pyroxen	22,9	24,5	21,9
Olivin	1,5	1,6	15,0
Glas	2,8	3,0	8,0
Erz	6,8	7,3	5,4
Biotit	0,3	0,3	3,3
Apatit	1,5	1,6	1,4
Calcit	6,6	—	—
Saponit	12,0	12,8	0,2
	100,0	100,0	100,0

Die Bildung der großen Plagioklase

Der Basalt des Lagerganges ist von zahlreichen Blasen durchsetzt, die alle mit Calcit ausgefüllt sind. Der erste Eindruck ist, daß es sich bei den Calcitausfüllungen um Verwitterungsbildungen aus dem darüberliegenden Wellenkalk handelt. Dies ist wohl auch der Grund, warum diese Blasen nie näher untersucht worden sind.

Im Dünnschliff ergeben sich jedoch deutlich andere Zusammenhänge. Um die mit Calcit gefüllten Blasen und auch überall dort, wo kleine, meist lappige Calcitkörner, oft zeilenartig angeordnet, im Basalt vorkommen, sind daneben die Plagioklase immer rund zehnmal so groß entwickelt wie die normalen Grundmasseplagioklase (vgl. Abb. 2). Außerdem zeigen alle diese Plagioklase einen um etwa 4,5 Mol.-% höheren An-Gehalt als die der Grundmasse.

Diese Beziehung zwischen Calcit-Füllung der Blasen, den zeilenartig angeordneten Calciten und den Eigenschaften (Größe, Zusammensetzung) der darum immer herum befindlichen großen Plagioklase kann nicht rein zufälliger Natur sein. Sie lassen sich nur erklären, wenn Calcit und Basaltschmelze miteinander in Wechselwirkung treten konnten. Die Herkunft des Calcits aus aufgenommenem Wellenkalk liegt dabei nahe.

Der Lagergang liegt etwa 190 m unterhalb des Gipfels des Ossenberges. Das heißt, der Überlagerungsdruck der Basaltschmelze hat im Gang mindestens 60 Bar betragen. Aus experimentellen Untersuchungen (KHITAROV & KADIK 1973, MYSEN 1976) geht hervor, daß bei so niedrigem Druck und üblicher trockener Basaltschmelze nur minimale CO₂- und daher auch Calcit-Mengen im Basalt aufgenommen werden können, die niemals für die gefundenen Calcitmengen, die bis rund 12 Gew.-% gehen, ausreichen. Die Experimente von PATERSON (1958) haben jedoch gezeigt, daß bei Anwesenheit von H₂O und CO₂ Calcit bei einem Druck von 50 Bar und einer Temperatur von 900–1000 °C eine Art „Schmelze“ bildet. Dabei sei noch dahingestellt, wie diese „Schmelze“ im einzelnen zusammengesetzt ist. Diese Druck-Temperatur-Verhältnisse sind aber direkt auf die Verhältnisse in unserem Basaltgang übertragbar. Die Bergfeuchte des tonigen Anteils des Wellenkalkes und der H₂O-Gehalt der Tonminerale selbst, wie vielleicht auch Grundwasser, konnten bei Aufnahme im Basalt das nötige Wasser liefern (vgl. auch KORITNIG 1963). Unter diesen Bedingungen kann die Bildung einer „Calcit-H₂O-Schmelze“ erwartet werden (PATERSON 1958), wodurch dann eine Calcit-Aufnahme aus dem Nebengestein

(Wellenkalk) ermöglicht wird. Offensichtlich ist diese „Calcit-Schmelze“ jedoch nicht, oder nur in sehr geringem Ausmaß mit der Basaltschmelze mischbar. Zwischen diesen „Calcit-Schmelz-Tröpfchen“ und der Basaltschmelze konnte durch Diffusion darum herum Ca^{2+} bei der Plagioklasbildung aufgenommen werden und es so zur Erhöhung des An-Gehaltes dieser Plagioklase kommen. Die zusätzlichen kleinen Al_2O_3 -Mengen für diese Plagioklasbildung könnten entweder direkt aus der basaltischen Restschmelze, oder von dem aufgenommenen tonigen Anteil des Wellenkalkes herkommen. Im ersten Fall wäre eventuell eine Tonerdeverarmung der umgebenden Pyroxene gegenüber den Grundmassepyroxenen zu erwarten oder der vorhandenen Glas-Reste. Dies könnte mit Mikrosondenuntersuchungen nachgewiesen werden.

Damit gegenüber den Grundmasseplagioklasen so große Plagioklase wachsen können, muß die Basaltschmelze an diesen Stellen deutlich weniger viskos als die normale Schmelze gewesen sein. Dies ist durch den aufgenommenen Wassergehalt im Verein mit abgespaltenem und aufgenommenem CO_2 , die beide die Viskosität stark herabsetzen, gut erklärbar.

Mit zunehmender Abkühlung hat sich die „Calcitschmelze“ dann in Blasen oder in Form kleiner unregelmäßiger Körner in den verbleibenden Zwickeln des Basalts wieder als Calcit ausgeschieden (vgl. Abb. 2).

In jüngster Zeit hat MITCHELL (1978) auf die Beteiligung unmischbarer Carbonatfluids und die Bildung kleiner tropfenartiger Calcit-Gebilde (ocelli) in den Kimberliten von Elwin Bay, Canada, hingewiesen. Ihre Bildung muß aber erst bei relativ niederem Druck vonstatten gegangen sein, da sich damit im Zusammenhang auch primärer Serpentin gebildet hat. Diese Beobachtungen stützen die Vorstellungen über die Calcit-Aufnahme in unserem Basalt-Gang und geben vielleicht einen Hinweis, daß es auf ähnliche Art, wie bei MITCHELL (1978) zur Serpentin-Bildung, auch zur Bildung des Saponits bei der Olivin-Umsetzung gekommen sein könnte.

Herrn Prof. KORITNIG danke ich für die Anregung zu dieser Arbeit, sowie für wertvolle Diskussionen und Herrn Dipl.-Min. MIELKE für die Unterstützung bei der Ausführung der chemischen Analysen. Weitere und ausführlichere Daten finden sich in TADJERPISHEH (1978).

Schriftenverzeichnis

- HAUSMANN, J. F. (1841): Über eine lagerähnliche basaltische Ausfüllung am Ochsenberge unweit Dransfeld. – Studien des Göttingischen Ver. Bergm. Freunde, **IV**, 245–268.
- KHITAROV, N. I. & KADIK, A. A. (1973): Water and Carbon Dioxide in Magmatic Melts and Peculiarities of the Melting Process. – Beitr. Miner. u. Petrogr., **41**, 205–215.
- KOENEN, A. V. von (1900): Geologische Karte Nr. 4424, 1:25000, Bl. Dransfeld mit Erläuterungen.
- KORITNIG, S. (1963): Pseudodifferentiation eines basaltischen Magmas durch sekundäre Wasseraufnahme. – Beitr. Mineral. u. Petrogr., **10**, 50–59.
- KORITNIG, S. (1972): Gyrolith, Okenit und Tacharanit als metasomatische Reaktionsprodukte aus dem Basaltvorkommen der Bramburg bei Göttingen, Deutschland. – Contr. Miner. and Petrol., **35**, 293–301.
- MITCHELL, R. H. (1978): Mineralogy of the Elwin Bay kimberlite, Somerset Island, N.W.T., Canada. – Amer. Mineral., **63**, 47–57.
- MURAWSKI, H. (1956): Die tertiären Basaltvorkommen der Umgebung von Göttingen. Wert und Ausmaß ihrer geologischen Aussage. N. Jb. Geol., Paläont., Mh. **1** 31.
- MYSEN, B. O. (1976): The Role of Volatiles in Silicate Melts: Solubility of Carbon Dioxide and Water in Feldspar, Pyroxene, and Feldspathoid Melts to 30 Kb and 1625 °C. – Amer. J. Sci., **276**, 969–996.
- PATERSON, M. S. (1958): The Melting of Calcite in the Presence of Water and Carbon Dioxide. – Amer. Mineral., **43**, 603–606.
- TADJERPISHEH, N. (1978): Petrographische Untersuchungen des Basaltgangs der Hünenburg über dem Auschnippetal und des Basalts vom Ossenberg bei Barterode/nördlich Göttingens. Unveröffentl. Diplomarbeit, Univ. Göttingen.

Der Chloropal vom Meenser Steinberg*)

Von Paula SCHNEIDERHÖHN, Göttingen

In der Reihe der westlich des Leinegrabens auf die Muschelkalkhochfläche aufgesetzten Basaltberge liegt südlich des Hohen Hagen der Meenser Steinberg. Sein Basaltsteinbruch ist eine der klassischen Fundstellen von Chloropal¹⁾.

1853, also vor jetzt genau 125 Jahren, fand man dort erstmals Knollen eines dichten Materials, teils grün und teils braun gefärbt, das alsbald durch HAUSMANN²⁾ (1857, 1858) untersucht (z. B. eingehend vor dem Lötrohr) und beschrieben wurde: „Der . . . Chloropal hat einen flachmuscheligen, . . . theils matten und theils Wachs-artig schimmernden . . . Bruch; ist stark an den Kanten durchscheinend; von Pistazien-grüner Farbe, die . . . durch das Öl-Grüne in das Braune sich zieht. Härte = 4,5. Spezifisches Gewicht = 2,158“. Die Funde vom Meenser Steinberg waren damals von großem wissenschaftlichem Interesse, denn etwa zur gleichen Zeit hatte man auch andernorts, z. B. in Ungarn und in Südfrankreich, ähnliches aufgefunden, und es war eine lebhafte Diskussion darüber im Gange, ob „Chloropal für eine selbständige Spezies zu halten sey“.

Erst die Verfeinerung der Untersuchungsmethoden konnte später darüber das letzte Wort sprechen: Chloropal ist kein Mineral. Er ist vielmehr ein Gemenge von Opal und Nontronit, und die mit ihm stets vergesellschafteten braunen Partien bestehen aus einem Gemenge von Opal und Goethit.

Im Dünnschliff des Chloropals erkennen wir das farblose SiO₂-Mineral, wirt und sehr fein rosettenartig angeordnet, und darin unregelmäßig-fleckig den grünen Nontronit verteilt. Die Röntgenaufnahme erweist das SiO₂-Mineral als Opal-Cristobalit. Nontronit ist ein Mineral der Montmorillonitgruppe, dessen Oktaederlagen zum größten Teil durch Fe³⁺ besetzt sind. Goethit ist α-FeOOH.

Die 1964 angefertigte chemische Vollanalyse eines möglichst rein grünen Chloropals vom Meenser Steinberg ergab nach Abzug von weniger als einem % an Fremdbestandteilen³⁾ und Umrechnung auf 100 folgende Werte:

SiO ₂	84,44 Gew.-%		
Al ₂ O ₃	1,09		
Fe ₂ O ₃	6,54	Ti	[40] ⁴⁾ ppm
FeO	0,07	Mn	70
MgO	0,41	Cr	[< 50]
CaO	0,27	Ni	39
Na ₂ O	0,03	Sr	120
K ₂ O	6,99		
H ₂ O	0,16		
	100,00		

*) Überarbeitete Fassung aus dem Sonderheft 17 zum Aufschluß 1968.

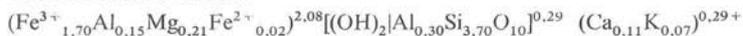
¹⁾ Der Name wurde wegen der grünen Farbe gegeben: chloros (gr.) = grün.

²⁾ Johann Friedrich Ludwig HAUSMANN (1782–1859) war der erste Inhaber des 1811 errichteten selbständigen Lehrstuhls für die heutigen Fächer Mineralogie und Geologie an der Universität Göttingen.

³⁾ Hauptsächlich Goethit, dessen Menge aus dem Schliffbild abgeschätzt wurde.

⁴⁾ Werte in eckigen Klammern: unter der Grenze genauer Bestimmung.

Aus der Analyse ergibt sich, daß der untersuchte Chloropal gewichtsmäßig etwa zu $\frac{3}{4}$ aus Opal und zu $\frac{1}{4}$ aus Nontronit besteht. Für den Nontronit wurde dabei folgende Strukturformel errechnet:



Für den Opal resultiert eine Zusammensetzung von 96,5 Gew.-% SiO_2 und 3,5 Gew.-% Wasser.

Für die Frage, wie der Chloropal entstand, ist die sehr genaue Beschreibung der Fundumstände durch HAUSMANN wertvoll: „... findet man zwischen den Säulen, da wo Einbiegung der einen mit Konkavitäten der anliegenden zusammentreffen, Nierenförmige Massen von ... Chloropal, der in Halbopal übergeht. Die Nieren, einige Zoll Stärke erreichend, finden sich stellenweise an einander gereiht und bilden zwischen den Säulen zusammenhängende Lagen mit Aus- und Einbiegungen ... und das Innere der aus ... Chloropal bestehenden Nieren und Lagen enthält nicht selten braunen Halbopal.“ Auch von jüngeren Funden wird berichtet, daß sie „in mehreren Klüften des Basaltes“ gemacht wurden (BOLTER 1961).

Es wurde also nach der Entstehung der säulenbildenden Klüfte in den Säulenzwischenräumen Nontronit und Goethit nebeneinander abgeschieden. Durch kieselsäureführende Lösungen wurden sie gemeinsam zu Chloropal und dem braunen „Halbopal“ HAUSMANNs verkittet.

Gelegentliche gute Aufschlußverhältnisse lassen erkennen, daß sich in der engsten Nachbarschaft unserer Basalte Nontronit vergesellschaftet mit Goethit offenbar immer dort bildet, wo es zu Stauungen des durch den Basaltaufstieg erhitzten Grundwassers in den unterlagernden Sedimenten kommt. Eine erhöhte Auslaugung des erstarrenden randlichen Basaltes, wahrscheinlich unter Mitwirkung von CO_2 , liefert die an Fe^{2+} reiche Lösung, durch deren Aufoxidierung bei der Vermischung mit dem sauerstoffreicheren Sedimentwasser das Fe^{3+} als Nontronit und als Goethit ausgefällt wird. Da die Kluftsysteme der Basaltsäulen, die sicherlich sehr früh angelegt werden, mit der Sedimentunterlage in Verbindung stehen, ist eine adäquate Entstehung auch für die Nontronit- und Goethitbildungen in den Säulenzwischenräumen anzunehmen.

Der Sammler, der heute den Meenser Steinberg besucht, findet den traditionsreichen Steinbruch infolge Verfüllung durch eine Mülldeponie nicht mehr zugänglich; doch bergen die alten Halden immer noch hübsche kleine Fundstücke von Chloropal.

Schriftenverzeichnis

- BOLTER, E. (1961): Über Zersetzungsprodukte von Olivin-Feldspatbasalten. – Beitr. Min. Petr. **8**, 111–140.
- HAUSMANN, J. F. L. (1857): Chloropal vom Meenser Steinberg unfern Göttingen. Nachr. d. Univ. und K. Ges. d. Wiss. zu Göttingen 213–216.
- HAUSMANN, J. F. L. (1858): Chloropal vom Meenser Steinberg unfern Göttingen. N. Jb. Min. etc. 569–572.
- SCHNEIDERHÖHN, P. (1965): Nontronit vom Hohen Hagen und Chloropal vom Meenser Steinberg bei Göttingen. – Tscherm. mineralog. und petrograph. Mitt. (3. Folge), **10**, 385–399.

Beitrag zur Petrographie des „Mühlsteinquarzites“ vom Kattenbühl bei Hannoversch Münden

Von Paula SCHNEIDERHÖHN, Göttingen

Der Kattenbühl, der nördlichste Bereich des aus Buntsandstein aufgebauten Kaufringer Waldes, bildet in der unmittelbaren Umgebung von Hannoversch Münden einen ziemlich steilen Abfall zur Werra. An diesem Hang liegt das alte große jetzt verlassene Steinbruchgebiet, in dem der „Mühlsteinquarzit“ gebrochen wurde, der jahrhundertlang ein außerordentlich wichtiges Handelsobjekt für die Stadt darstellte; doch mindestens seit der Jungsteinzeit haben die Menschen die besonderen Qualitäten dieses Gesteins erkannt, denn bei der Untersuchung des Sedimentgesteinsinhaltes von Abfallgruben einer bandkeramischen Siedlung in Rosdorf bei Göttingen konnte ich Bruchstücke von Mahlsteinen mit großer Sicherheit als von dort herkommend identifizieren.

Da über die Petrographie des „Mühlsteinquarzites“ m. W. keinerlei Veröffentlichung vorliegt, soll das Ergebnis von einigen Untersuchungen an frisch aus dem Anstehenden über das ganze Steinbruchgebiet hinweg entnommenen Proben kurz mitgeteilt werden.

Das Gestein ist reinweiß bis weißlich-hellgrau, nicht ganz selten durchzogen auch von gelblichen oder ganz schwach rötlichen Partien. Für einen Buntsandstein unseres Gebietes erscheint es sehr grobkörnig, doch schon die Betrachtung mit der Lupe zeigt deutlich, daß die Quarze offensichtlich keine Einzelkörner sind, sondern ausgeprägte „Bereiche“ bilden (Durchmesser etwa 1 mm und größer). Diese sind umschmiegelt von schmalen netzartigen Bändern eines sehr feinen weißen und häufig auch mehligem Zwischenmittels. Schneeweiß sind kleine Batzen, sowie gängchenartige Gebilde parallel der Schichtung und Ausfüllungen von Klüften. Auffällig treten viele kleine Hohlräume hervor, häufig in der Größenordnung um 0,1 mm Durchmesser. Mit Sicherheit gehören diese dem Gestein selbst an und haben nichts mit rezenter Verwitterung oder mit Veränderungen beim Herausschlagen oder Zerschneiden der Handstücke zu tun.

Im Dünnschliff zeigt sich als beherrschender Bestandteil der Quarz, der ein großzügiges Muster von in sich fest verschweißten einzelnen Bereichen bildet. Die Individuen, aus denen diese zusammengesetzt sind, lassen sich nur durch ihre untereinander verschiedene (und stets sehr wolkige) Auslöschung erkennen. Die Verwachsungsnahte dieser Individuen sind oft gerade. Nicht selten ist zu beobachten, daß säulige Fortsetzungen mit kristallographisch begrenzten Köpfen sich mit Nachbarindividuen verschränken oder in Hohlräume frei hingewachsen sind. Auch Mikro- und Kleinquarzstücke fehlen nicht. Merkmale klastischer Quarzkörner lassen sich nur an einzelnen Individuen inmitten der „Bereiche“ schwach erkennen. Bei allen übrigen Quarzindividuen deuten alle Anzeichen darauf hin, daß sie an Ort und Stelle neu ausgeschieden sind. Feldspat fehlt im Gegensatz zu nahezu allen unveränderten Buntsandsteingesteinen unseres Raumes in den Schliffen des weißen Kattenbühlgesteins vollständig; auch röntgenographisch ist er nicht festzustellen. Haematit oder andere Erze sind praktisch nicht vorhanden. Goethit tritt höchstens in geringen Spuren auf; er ist wahrscheinlich einer jüngsten Verwitterungsphase zugehörig. Die im Buntsandstein gewöhnlich vorkommenden Schwerminerale Zirkon, Turmalin und Rutil sind, ohne erkennbare Veränderung, in einigen Körnern fast in jedem Schliff vertreten. Biotitblättchen sind in wenigen Exemplaren pro Schliff zwar vorhanden, doch stark verändert, denn sie sind

größtenteils farblos und haben merkwürdig „falsche“ Interferenzfarben, z. T. nur Grau I. Ordnung. Ähnliches gilt für den noch selteneren Chlorit, der nur noch an seiner großbüscheligen Form auszumachen ist. Muskovitmaterial von Häcksel- bis Sericitgröße findet sich dagegen reichlich und wirkt im Gegensatz zu Biotit und Chlorit unverändert. Es bildet den Grundbestandteil des Bändernetzwerkes, das die Quarzkornbereiche umschmiegt, und ist im Röntgendiagramm genau so sicher nachweisbar wie der eine sehr große Rolle spielende Kaolinit. Fein verteilt ist dieser ebenfalls ein wichtiger Bestandteil des Netzwerkes. In den größeren Gebilden, wie sie schon im Handstück zu erkennen sind, den Batzen und Ausfüllungen, bildet er öfters die für ihn typischen „geldrollenartigen“ Partien. Als äußerst auffällig erweisen sich schließlich auch im Schliff die Hohlräume. Verteilung und Form deuten darauf hin, daß dort ein Bestandteil weggelöst wurde. Dabei ist aufgrund aller Merkmale weniger an Feldspäte sondern am ehesten an ein Carbonat zu denken.

Die chemische Analyse eines fast rein weißen Gesteins ist in der Tabelle wiedergegeben. Sie macht die extreme Verarmung an allen Bestandteilen außer Aluminium und Kieselsäure deutlich. Die Verrechnung dieser Analyse auf Minerale ergibt unter Berücksichtigung der mikroskopisch und röntgenographisch erzielten Befunde in Gewichtsprozent etwa 86 Quarz, 11 Kaolinit und $2\frac{1}{2}$ Glimmermineral. Von allen übrigen, im Buntsandstein unseres Raumes normalerweise vorhandenen Nebengemengteilen, insbesondere von Feldspat, Apatit und Chlorit, können höchstens Anteile in der Größenordnung von 0,1 Gew.-% vorhanden sein. Goethit, der sich im Handstück stellenweise durch ganz schwache Gelbfärbungen zu erkennen gibt, bringt es auf rund 0,2 Gew.-%.

Tab.: Chemische Analyse eines fast reinweißen Kattenbühlgesteins

SiO ₂	92,47	Gew.-%
TiO ₂	0,09	
Al ₂ O ₃	5,30	
Fe ₂ O ₃	0,26	
FeO	u. N.	
MnO	0,01	
MgO	0,014	
CaO	etwa 0,01	
Na ₂ O	etwa 0,01	
K ₂ O	0,16	
H ₂ O (gesamt)	1,76	
P ₂ O ₅	etwa 0,01	
Summe	100,09	Gew.-%

Geringe Reste im Gestein innerhalb des großen Aufschlußgebietes weisen darauf hin, daß der Kattenbühlquarzit als „normaler“, durch Haematitumkrustung seiner klastischen Körner rotgefärbter Buntsandstein abgelagert worden ist und seine jetzige extrem einseitige Zusammensetzung erst durch spätere Umbildungsvorgänge erhalten hat. Wahrscheinlich setzten diese ein, nachdem der inzwischen tief versenkt gewesene Buntsandstein inmitten der Hessischen Senke in der jüngeren Kreidezeit wieder emporgehoben worden ist. Unterhalb von Landoberflächen mit reichem organischem Leben bei feuchtwarmem Klima konnte es damals über lange Zeiten hinweg zu ausgedehnten und tiefreichenden Auflösung- und Neubildungsprozessen kommen. Die Untersuchungsergebnisse zeigen, daß die einzelnen Minerale dabei verschieden reagierten: Haematit, Feldspat, Apatit und der vermutete Calcit wurden praktisch vollständig aufgelöst und ihre Ionen teilweise weggeführt. Der Muskovit wurde höchstens durch die Herauslösung von Alkalien betroffen; sein Gitter blieb, wie die

Röntgenaufnahme zeigt, erhalten. Dagegen verloren der Biotit und auch der Chlorit die zweiwertigen Elemente der Oktaederschicht, so daß das Gitter (wie die optischen Befunde dartun) weitgehend zerstört wurde. Als Neubildung entstand aus dem vor allem bei der Auflösung der Feldspäte angefallenen weniger beweglichen Aluminium und einem Teil der mobil gewordenen Kieselsäure Kaolinit. Weitere Kieselsäure baute um alte klastische Quarzkörner herum die „Quarzbereiche“ auf. Für den Al-Bedarf des heute vorhandenen Kaolinites müßte das ursprüngliche Gestein mehr als 20 Gew.-% Feldspat gehabt haben. Solche hohen und noch höhere Feldspatgehalte kommen nicht ganz selten in Buntsandsteingesteinen unseres Raumes vor; sie sind aber nicht die Regel. Es ist daher möglich, daß die Neubildungen nicht allein dem „an Ort und Stelle“ aufgelösten Bestand entstammen. Ein sicheres Zeugnis dafür, daß Transportvorgänge stattgefunden haben, ist die Bildung auch von Kaolinit auf Klüften und Schichtfugen. Für die zeitliche Reihenfolge der (jeweils bestimmte Bedingungen erfordernden) einzelnen Prozesse ist aus dem Schlibbild mit Sicherheit zu erschließen, daß die Weglösung der Haematitriden früh erfolgte und abgeschlossen war, ehe die Abscheidung der Kieselsäure einsetzte. Ähnliches gilt für den hypothetischen Calcit: das freie Hineinwachsen neugebildeter Quarze in Hohlräume ist ein Hinweis darauf, daß diese bei deren Auskristallisation vorhanden waren.

Es ist bemerkenswert, daß in zahlreichen Buntsandsteingesteinen der weiteren Umgebung (Bramwald, Reinhardswald) Erscheinungen von Auflösung und Neubildung von prinzipiell der gleichen Art wie die des Kattenbühlquarzites zu beobachten sind. Sie sind von individuell recht verschiedenem, aber stets außerordentlich viel geringerem Ausmaß als dort und bleiben stets weit entfernt von der einzigartigen petrographischen Ausbildung des Kattenbühlquarzites, von der seine besondere Bedeutung für den Menschen unmittelbar abzuleiten ist: die Güte eines Mahlsteines hängt vor allem an zwei Eigenschaften, der Härte und der bleibenden Rauhhigkeit. Die hohe Härte verdankt das Kattenbühlgestein seinem reichlichen Quarzgehalt. Da die Quarzbereiche aber von den weicheren Sericit-Kaolinitbändern umgeben sind und dazwischen viele kleine Hohlräume, also Vertiefungen liegen, so bilden sie über die ganze Gesteinsfläche hinweg gleichmäßig verteilte „Härteinseln“, die ein klein wenig über ihre Umgebung hinausragen. Jeder Quarzbereich besteht jedoch in sich wieder aus mehreren Individuen, von denen jedes dem Mahlvorgang eine andere kristallographische Fläche darbietet, also auch ein klein wenig anders abgeschliffen werden wird. Es können also weder die Quarzbereiche in sich noch das Gestein als Ganzes durch den Mahlvorgang zu einer einheitlichen (und damit letztlich unwirksamen) Fläche werden, sondern die Rauhhigkeit der Oberfläche wird durch diesen selbst weitgehend immer wieder erneuert und dadurch die Wirksamkeit als Mahlstein über lange Zeit erhalten.

Hinweis auf Kartenmaterial

- KOENEN, A. von (1900): Bl. Jühnde. Geolog. Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, mit Erläuterungen.
 LINSTOW, O. von (1928): Bl. Hann. Münden. Geolog. Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, mit Erläuterungen.
 STILLE, H. und LOTZE, F. (1933): Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Göttingen (Hochschul-Exkurskarte Nr. 3), der Preußischen Geologischen Landesanstalt, mit Erläuterungen.
 Topographische Karten 1:25000: Bl. 4523 Hann. Münden; Bl. 4524 Jühnde.

Geologie des Unterwerra-Sattels und seiner Randstrukturen zwischen Eschwege und Witzenhausen (Nordhessen)

Von Siegfried RITZKOWSKI, Göttingen

Mit 5 Tabellen im Text und einer Geologischen Karte

Das vielfältige Gesicht der überaus reizvollen Landschaft um Hohen Meißner, Soodener Bergland, Goburg (Gobert), Eschweger Becken und Schlierbachswald wird von zwei geologischen Faktoren mitbestimmt: von dem Baumaterial des Untergrundes, den Gesteinen, und von den Strukturen, die ihnen im Laufe der Erdgeschichte aufgeprägt worden sind. Die Gesteine sind die Informationsträger der Vorgänge erdgeschichtlicher Vergangenheit; die Strukturen spiegeln das Schicksal wider, das sie auf unserer sich stets verändernden Erde erlitten haben. Stratigraphie und Tektonik des Gebietes beiderseits der Werra zwischen Eschwege und Witzenhausen sollen daher Gegenstand dieser Darstellung sein.

Das variscisch gefaltete Paläozoikum

Der geologische Bau des Gebiets zwischen Eschwege und Witzenhausen wird durch den Unterwerra-Sattel und seine Randstrukturen bestimmt. Im Sattelkern selbst treten variscisch gefaltete, paläozoische Gesteine in einem schmalen Streifen von NW-SE-Verlauf zutage.

Die größte Verbreitung besitzt die Werra-Grauwacke. Sie ist in Bohrungen und Aufbrüchen (Baumbach, Ruhlkirchen) bis nach Gießen zu verfolgen und beweist damit eine ursprüngliche Verbindung des variscischen Gebirges zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge unter den permischen und mesozoischen Gesteinsfolgen der Hessischen Senke (HENNINGSEN 1966; HOPPE & SEIDEL 1974). Lediglich am Südende des Sattelkerns erscheint im Albunger Paläozoikum ein tektonisch intensiv beanspruchter Gesteinskomplex.

Die metamorphe Zone des Soonwaldes-Wippra, die den nördlichen Rahmen der Mitteldeutschen Kristallinschwelle bildet, ist nur in Tiefbohrungen angetroffen: Eschwege 4 (bei Reichensachsen) und Großer Kurfürst 3 (bei Rambach) (BEHR 1966; RICHTER-BERNBURG 1955). Somit erschließt der Unterwerra-Sattel ein beträchtliches Querprofil durch das variscische Gebirge.

Die „Werra-Grauwacke“ (SCHUBART 1955; SCHULZE 1977; WITTIG 1968, 1974) baut den größten Teil des variscisch gefalteten Kerns des Unterwerra-Sattels auf. Die Grauwackensedimentation begann nach Aussage der unterlagernden Kieselschiefer des Gelstertals im tiefsten Oberdevon ((doIy- δ)). Das Ende der Grauwackenbildung ist nicht genau festzulegen. Gewiß wurden im Nehden (doII) noch Grauwacken sedimentiert (WITTIG 1968).

Die Grauwacken sind aus dem Abtragungsschutt der „Mitteldeutschen Kristallinschwelle“ gebildet, die in dem Altkristallin des Ruhlaer Sattels zwischen Eisenach und Suhl und den begleitenden metamorphen Zonen noch zu erkennen und die im Oberdevon und

Karbon besonders aktiv gewesen ist. Der Sedimentationstrog der Werragrauwacke spannte sich zwischen Gießen und der unteren Werra. SW-gerichtete Strömungsmarken zeigen einen beckenparallelen Transport an (SCHULZE 1977; WITTIG 1968).

Das „Albunger Paläozoikum“ tritt am Fuße der Burg Fürstenstein, an der B 27 bei Albugen und an den Straßen nach Wellingerode und Hitzeroede zutage. Es ist auf das Südende des Variscikums-Ausstriches des Unterwerra-Sattels beschränkt (JACOBSHAGEN et al. 1977; MÜGGE 1921; STARK 1952; WITTIG 1968).

Unterdevonischen Alters (Siegen-Ems) ist eine Kalk-Tonschiefer-Schalstein-Folge, die in Verbindung mit Diabas an der B 27 nördlich Bahnhof Albugen auftritt und sich bis an die Straßen Höllental-Wellingerode fortsetzt. Aus der Zeit des unteren Mitteldevon (Eifel) stammen schwarze, gebankte Kalksteine und Tonschiefer (Straße Höllental-Hitzeroede) und Styliolinenkalk-Linsen in Tonschiefern (Nordseite des Ebersberges, südliches Höllental). Die Zeit von oberem Mitteldevon (Givet) bis zum Nehden (Oderdevon III) hat dunkle Tonschiefer mit Kalksteineinlagerungen hinterlassen, die am Fürstenstein und an der Straße Höllental-Wellingerode zu finden sind. Eine besondere Fazies, möglicherweise eine Schwel-lenfazies analog den oberdevonischen Cephalopodenkalken des SW-Harzes, ist durch rote Kalksteine und Tonschiefer von Oberdevon-Alter an der Schnepfenburg südlich Burg Fürstenstein erschlossen (WITTIG 1968).

Die Diabase des Bilsteins im Höllental, die jünger als die devonischen Schichten sind, sind von dem mitteldevonischen Diabaszug zu unterscheiden. Sie werden als Äquivalente des umfangreichen unterkarbonischen Deckdiabasvulkanismus des Rheinischen Schiefergebirges angesehen.

Werra-Grauwacke und Albunger Paläozoikum sind in Teilen gleichalt. Die Gesteinsunterschiede aber: umfangreiche Schuttsedimentation im Grauwackentrog, geringmächtige Ton- und Kalksteinsedimente im Albunger Paläozoikum weisen auf unterschiedliche Faziesbereiche hin, die einst deutlich voneinander getrennt gelegen haben müssen. Sie sind durch die Faltung des variscischen Gebirges in ihre heutige Nachbarschaft gelangt.

Nur wenige Aufschlüsse erlauben einen Blick in den inneren Bau, in die Tektonik dieses Gebirgskörpers, der seine Formung während der variscischen Orogenese im Jungpaläozoikum erfahren hat (SCHUBART 1955; SCHULZE 1977; WITTIG 1968). Die zumeist wenig geneigten Grauwackenfolgen liegen teils „normal“, d. h. wie ursprünglich sedimentiert, teils „invers“, d. h. überkippt, quasi auf dem Rücken. Zur Entscheidung normaler oder inverser Lagerung werden herangezogen: die Gradierung der Grauwackenbänke (grobe Körner unten, feine oben), die Schrägschichtung (Verflachung der Schrägschichtungslamellen gegen das Liegende), Strömungsmarken auf den Schichtunterseiten der Grauwackenbacke wie auch die Lage von Schieferung zu Schichtung.

In den Grauwackensteinbrüchen am Schafhof im Höllental sind sowohl der normal liegende Hangendschenkel, der invers liegende Liegendschenkel als auch die Umbiegung einer Falte selbst erschlossen (JACOBSHAGEN et al. 1977; WITTIG 1968). Diese isoklinen Falten sind nach N überschlagen (liegende Falten), bisweilen tauchen sie mit ihrer Stirn ab (Tauchfalten). Der Faltenwurf selbst liegt – soweit erkennbar – in der Größenordnung von 1 km und mehr (SCHULZE 1977; WITTIG 1968). Die Achsen der Falten folgen der Streichrichtung des variscischen Gebirges, also SW-NE. Der Faltung ist eine Schieferung zugeordnet, die jedoch nur in den Schieferzwischenlagen sichtbar wird.

Die Mobilität der tonschieferreichen Folgen des Albunger Paläozoikums hat eine intensive tektonische Verformung zugelassen. Auch dort scheint – wie in der Werra-Grauwacke – ein Faltenbau zu herrschen mit SW-NE-streichenden Faltenachsen. Neben der ersten Schieferung, die zumeist den Schichtflächen parallel liegt, hat die orogene Einengung eine

Tab. 1: Stratigraphie des Paläozoikums im Unterwerra-Sattel (nach WITTIG 1968)

		WERRA- GRAUWACKE	ALBUNGER PALÄOZOIKUM	
UNTER- KARBON		?↑ Diabas ? ↓		
OBER- DEVON	Wocklum VI	? ↑ Werra-Grauwanke Kieselschiefer	? ↑ rote Kalksteine und Tonschiefer	? ↑ dunkle Tonschiefer m. dichten Kalksteinbänken, Kalksteinlinsen u. Kieselschiefer- bänken ↓ ?
	Dasberg V			
	IV			
	Hemberg III			
	Nehden II			
	Adorf I			
MITTEL- DEVON	Givet			
	Eifel		Styliolinen - Kalksteine in Tonschiefern	schwarze Kalk- steine u. kalkige Schiefer
UNTER- DEVON	Ems-Siegen		spätige Kalksteine in Tonschiefern	Tonschiefer, Kalksteine Schalstein, Diabas

Schubklüftung erzeugt, die sich in Lineationen, Runzelung und Kleinfältelung äußert. Ihre Achsen folgen dem Großfaltenbau. Eine weitspannige Querwellung um NW-SE-Achsen, die auch die Werra-Grauwanke trifft, ist Ausdruck einer noch weitergehenden Einengung während der variscischen Orogenese im Jungpaläozoikum (WITTIG 1968).

Die variscischen Strukturen sind durch spätere Hebungen und Brüche verstellt und in ihren Richtungen verfremdet worden. Der Grad der Verstellung ist an dem des auflagernden Zechsteinkalkes abzulesen. Eine Rückdrehung der meßbaren Gefüge in die ursprüngliche Lage, d. h. in die Horizontallage des Zechsteinkalkes ist daher notwendig (WITTIG 1968).

Rotliegend-Zeit

Die Transgression des Zechsteinmeeres überzieht ein eingerumpftes variscisches Faltengebirge mit ziemlich ausgeglichenem Relief. In dieser „variscischen Diskordanz“ zwischen variscischem Gebirge und Sedimenten des Zechsteinmeeres verbergen sich eine Reihe von Vorgängen, insbesondere zur Rotliegendzeit.

Das Gebiet des Unterwerra-Sattels gehört im Rotliegenden zu einer Schwellenregion, der Hunsrück-Taunus-Schwelle (FALKE 1971), d. i. ein Bereich intensiver Verwitterung und Abtragung. Der Abtragungsschutt hat sich in großen Senken im Norden (bei Seesen am Harz treten Rotliegendesedimente wieder zutage) oder im Süden in der Saar-Nahe-Senke, die im Richelsdorfer Gebirge erschlossen ist, angehäuft.

Dennoch sind im „Saubuchengraben“ im Rabental, das vom Flachsachtal abzweigt, verfestigte, rote Fonglomerate erhalten (JACOBHAGEN et al. 1977; WITTIG 1970).

Ebenso wie eine geröllgefüllte Erdbebenspalte im Steinbruch am Wahlenberg östlich Hilgershausen ist dieser tektonische Graben Hinweis auf eine aktive Bruchbildung, die in anderen Gegenden Deutschlands zu einer umfangreichen Magmenförderung geführt hat.

Eine Rotfärbung hat die devonischen Gesteine betroffen. Sie geht von der Präzessionsoberfläche des variscischen Gebirges aus und fehlt nur im zentralen Sattelkern und in dem tiefeingeschnittenen Oberrieder Bachtal. Die Ursache der Verfärbung wird in einer Rotverwitterung oder in einer Bedeckung durch rote Sedimente, von denen die Verfärbung ausging, zu suchen sein (SCHULZE 1977).

Dem Beginn der Sedimentation geht lokal eine Bleichung voraus. Sie greift – so im Steinbruch am Forsthaus Schmelzhütte im Höllental – geringfügig in die Fugen der Werra-Grauwacke (JACOBSHAGEN et al. 1977).

Wenngleich großräumig eine Einebnung des alten Gebirges erfolgt ist, so bestehen doch zu Beginn des Zechsteins auf kleinem Raum deutliche Reliefunterschiede. Im Steinbruch am Forsthaus Schmelzhütte im Höllental kleiden Kupferschiefer und Zechsteinkalk ein welliges Relief aus (JACOBSHAGEN et al. 1977; RICHTER-BERNBURG 1955). Am Steinbruch südwestlich des Schafhofes im Höllental führt ein kleines Kliff zur Anlagerung eines Crinoidenschillkalkes (frdl. mdl. Mitt. Dr. Wittig). Möglicherweise fällt lokal auch der Zechsteinkalk aus.

Bemerkenswerterweise gibt es keine umfangreiche Akkumulation von Grauwackenschutt in diesem Relief. Nur die tiefsten der Senken werden durch einen gräulichgelben Sandstein ausgekleidet, der eine konglomeratische Basis besitzt. Dies sind das „Weißliegende“ und das „Zechsteinkonglomerat“ (BRANDES 1912; JACOBSHAGEN et al. 1977; PRYOR 1971; SMITH 1971; YOUSSEFI 1977). Im Zechsteinkonglomerat, das maximal 1,5 m mächtig wird, treten Milchquarzgerölle auf, die sich nicht aus Gesteinen herleiten lassen, die im Unterwerra-Sattel aufgeschlossen sind. Es ist für sie ein Ferntransport anzunehmen. Die Mächtigkeit des Weißliegenden beträgt bis 5 m. Seine Ablagerungsbedingungen sind gegenwärtig umstritten: Es wird diskutiert, ob das Weißliegende als Sandwall vor der Küste sich subaquatisch, oder äolisch, als Dünen gebildet hat. Auch das Alter, ob noch Rotliegend oder schon Zechstein, ist nicht gesichert (AMIRI 1976; RICHTER 1941).

Der Zechstein

Mit der Zechsteintransgression, die das alte Gebirge wie ein Leichentuch zudeckt, beginnt eine Sedimentationsperiode in der Hessischen Senke, die bis in den Jura andauert. Die Zechsteinsedimente sind Pelite, Carbonate, Sulfate und Chloride, die in zyklischer Weise aufeinander folgen (Tab. 2). Vier solcher Eindunstungszyklen bestimmen die Gesteinsabfolge (RICHTER 1941).

Der erste beginnt mit dem Kupferschiefer. Er trägt seinen Namen nach dem Kupfergehalt, der in dem Faulschlamm eines wenig durchlüfteten Meeres als Sulfid gebunden ist. Zahlreiche Pingen im Ausstrich des Kupferschiefers zeugen von ehemaligen Bergbauversuchen. Die euxinischen Bedingungen haben ein Bodenleben behindert. Die dunklen, plattigen Mergelkalle enthalten überwiegend Fische, die im sauerstoffreichen Oberwasser leben konnten (SCHAUMBERG 1977; WEDEPOHL 1964).

Der Zechsteinkalk bildet durch seine verwitterungsbeständigen Kalksteine, die 10 bis 12 m mächtig werden können, eine deutliche Geländestufe und, in geneigter Lage, auch Schichtkämme. Der Bitumengehalt des Gesteins erinnert noch an die Stillwasserbedingungen des Kupferschiefers. Der Fossilinhalt ist spärlich. Im Steinbruch am Forsthaus Schmelzhütte im Höllental zeigt die Bankung, daß das vorhandene Relief des alten Gebirges bereits

Tab. 2: Stratigraphie des Zechsteins im Unterwerra-Sattel

ALLER-SERIE Z 4	?	Obere Letten	T ₄
LEINE-SERIE Z 3	0–20 m 0–14 m ~ 3 m	Hauptanhydrit Plattendolomit Untere Letten: m. Gips	A ₃ Ca ₃ T ₃
STASSFURT-SERIE Z 2	> 3 m max. –70 m 0 – 5 m	Basalanhydrit Hauptdolomit Rotbrauner Salzton	A ₂ Ca ₂ T ₂
WERRA-SERIE Z 1	0–75 m (> 100?) 2– 4 m 8–10 m 0,4 m 0– 7 m	Werra-Anhydrit Karbonat.-Brekzien Zechstein Kalk Kupferschiefer Zechsteinkonglomerat + Weißliegendes	A ₁ Ca ₁ T ₁ C ₁

durch den Zechsteinkalk ausgeglichen wird (JACOBSHAGEN et al. 1977; RICHTER-BERNBURG 1955).

Der Werra-Anhydrit, oberflächlich als Gips vorliegend, besitzt recht unterschiedliche Mächtigkeiten: während am Weinberg bei Jestädt lediglich 5–8 m Sulfat-Gesteine vorhanden sind, beträgt deren Mächtigkeit bei Hundelshausen mehrere Zehner Meter. Bohrungen in der südlichen Umrahmung des Unterwerra-Sattels haben 50–70 m mächtige Sulfatlager angetroffen. In den Salinenbohrungen von Bad Sooden könnte das Sulfat sogar mehr als 100 m betragen. Auf die Lösung des Gipses in weiten Bereichen des Zechsteinausstriches sind die Erdfälle (Hie- und Kripp-Löcher) und die sulfatreichen Grundwässer zurückzuführen (FINKENWIRTH 1970; HILDEBRAND & PRINZ 1973; PRINZ 1973; SCHALOW 1978).

Die Frage, ob es im Gebiet des Unterwerra-Sattels zur Steinsalz-Ausscheidung gekommen sei, wird bejaht wie verneint. Im gesamten Zechsteinausstrich ist Steinsalz infolge seiner großen Löslichkeit nicht erhalten. Bohrungen, die den Zechstein in großen Tiefen durchteuft haben, haben allerdings Steinsalz angetroffen, z. B. in der Bohrung a. d. Mäusermühle bei Rambach betrug das Werra-Steinsalz 117 m. Auch lassen Subrosionssenken im Werratal bei Schwebda-Frieda und bei Sooden-Allendorf, wie auch im Gebiet von Jestädt und Neuerode auf ehemalige Salzlager schließen. Die carbonatischen Brekzien über dem Zechsteinkalk am Jestädter Weinberg können als Subrosionsbrekzien Zeugen einer Salz-Lösung sein. Ebenfalls in den chloridischen Grundwässern, die insbesondere in der südlichen Verlängerung der Sattelachse des Unterwerra-Sattels auftreten, ist ein Hinweis auf benachbarte Salzlager zu sehen. Die Rekonstruktion einer heutigen, äußersten Verbreitung von Steinsalz, die als Außengrenze des Salzhanges angesehen wird, folgt (FINKENWIRTH 1970; RICHTER 1941) im SE etwa der Verbreitung des Mittelbuntsandsteins (Schlierbachswald) und im E der Verbreitung des Muschelkalks. Informationen über Salze im Untergrund der südwestlichen und westlichen Randgebiete existieren nicht.

Die umfangreichen Schuttdecken des Hauptdolomits lassen den braunroten Salzton, der den zweiten Abscheidungszyklus einleitet, nur an wenigen Stellen offen zutage treten. Am östlichen Ortsausgang von Kammerbach ist dieser sandige Ton mehrere Meter mächtig. Er ist offensichtlich an ein rinnenförmiges Relief gebunden und daher nicht flächenhaft verbreitet (SCHALOW 1978).

Der Hauptdolomit selbst besitzt seiner großen Mächtigkeit von 40–70 m wegen auch die größte Verbreitung im Zechsteinausstrich. Er ist zugleich der wichtigste Klippenbildner im Unterwerra-Sattel. Eine Bankung ist in den unteren Partien vielfach noch erkennbar. Algendolomite treten am Bahnhof Eschwege-West auf. Löcherige, kavernöse Rauhwacken, eine Folge der Entdolomitierung, sind überall zu finden. Dolomit, in dem die Hohlformen von Anhydrit-Kristallen noch erkennbar sind, also Dolomit-Anhydrit-Mischgesteine, halten sich an die oberen Partien des Hauptdolomits (Steinbruch Straße Höllental-Abterode). Die Verwitterung erzeugt einen feinkörnigen Grus. Algenflora und spärliche Fauna sind Hinweis auf eine ursprüngliche Calcsedimentation. Erst während der Diagenese ist bei Zutritt Mg-reicher Wässer der Calcit zu Dolomit umgebildet worden. In den paläogeographischen Rekonstruktionen stellt der Hauptdolomit des Unterwerra-Sattels das Bindeglied zwischen dem mächtigen Carbonatsaum der Eichsfeldschwelle, die sich zwischen Südharz und Thüringer Wald erstreckt, mit dem des Westrandes der Hessischen Senke dar (FÜCHTBAUER 1964; RICHTER-BERNBURG 1955).

Der Basalanhydrit tritt selten in Erscheinung. Er scheint nur wenige Meter mächtig zu sein. Aufschlüsse finden sich nordwestlich Reichensachsen, im Steinbruch a. d. Straße Höllental-Abterode und bei Eltmannshausen (AMIRI 1976; JACOBSHAGEN et al. 1977).

Der Übergang zur Leine-Serie, dem dritten Ausscheidungszyklus, läßt sich nordöstlich Reichensachsen beobachten. Über dem Basalanhydrit treten die tonigsiltigen Äquivalente des grauen Salztons auf. Sie werden etwa 3 m mächtig. Darüber folgt der Plattendolomit. Wellengang und Strömungen haben zur Zechstein-3-Zeit organogene und carbonatische Sedimente auf einer weiten, flachen Riffplatte ausgebreitet. Fossilbruchstücke, Ooide, abgerollte Algenbruchstücke zeugen von deutlichem Transport. Die Dolomitierung ist ein Effekt späterer Diagenese. Der Plattendolomit ist bis Bad Kissingen im Süden verbreitet. Seine Nordgrenze liegt etwa auf der Linie Fürstenstein-Orferode-Kammerbach-Roßbach. Seine Mächtigkeit beträgt bei Reichensachsen etwa 6 m, nach N wird sie geringer. Nördlich des Carbonatsaums folgt der Hauptanhydrit des Beckens in erheblicher Mächtigkeit (FRICK 1969; JACOBSHAGEN et al. 1977; RICHTER-BERNBURG 1955).

Der Hauptanhydrit selbst läßt sich mit Sicherheit nur in den Steinbrüchen bei Oberhohne nachweisen. Er bildet dort umfangreiche Gipslager. Doch sind Teile dieser bedeutenden Lagerstätte schon in die Bebauung einbezogen.

Mit der Zunahme roter Pelite, die aus dem Süden in das Zechsteinbecken eingeschüttet werden, vermischt sich eine weitere Gliederung. Die Oberen Letten bilden den Abschluß des Zechsteins im Unterwerra-Sattel.

Der Buntsandstein

Mit dem Rückzug des Meeres nach Norden dringen Schuttströme aus dem SW (dem Ardennisch-Gallischen Land) und dem SE (der Böhmisches Masse) in die Hessische Senke ein. Während der gesamten Buntsandstein-Zeit werden rotbunte, klastische Gesteine abgelagert.

Im Unteren Buntsandstein überdecken Sandfächer die flachseeartige Lagune, die die Zechsteinzeit hinterlassen hat. Der Bröckelschiefer gibt mit seinen überwiegend tonigsiltigen Sedimenten, die Gipskonkretionen enthalten können, Hinweis auf ein noch übersalzenes Milieu. In der Gelnhausen- und Salmünster-Folge des Unteren Buntsandsteins wechseln Flußsedimente mit limnischer Sedimentation ab. Sie bilden eine ca. 300–330 m mächtige Gesteinsfolge, in der zeitweilig die sandige Komponente deutlich hervortritt. Die weiten Flächen um Eschwege, aber auch die steilen Hänge am Roggenberg bei Hundelshausen wie die Flanken des Meißners werden von den Wechselfolgen des Unteren Buntsandsteins aufgebaut (GRUMBT 1974; KUPFAHL 1958).

Hebungen in den randlichen Liefergebieten, die weitvorstoßende Grobschüttungen entsenden, führen im Mittleren Buntsandstein zu einer deutlichen Gliederung in 4 Folgen. Jede Folge beginnt mit einem basalen Grobsandstein, führt über eine Wechselfolge von dünnbankigen Sandsteinen und Siltsteinen, und endet mit einem feinklastischen, zumeist pelitischen Dach. In dieser Abfolge spiegelt sich die Erlahmung der Transportkraft breiter Flußsysteme wider und der Übergang zur Bildung ausgedehnter Seen (KRÄMER & KUNZ 1969).

Die relative Hebung der Eichsfeldschwelle, die zwischen Thüringer Becken und Hessischer Senke gelegen ist und deren Wirkung im Gebiet Eschwege-Treffurt deutlich zu verspüren ist, hat eine Reduktion der Schichtmächtigkeiten der einzelnen Folgen des Mittleren Buntsandsteins zur Folge: das Schwellenprofil bei Grebendorf-Neuerode beträgt 110 m, das Beckenprofil der Bohrung Kassel-Wilhelmshöhe dagegen 666 m (HERRMANN 1956; KUNZ 1962; WYCISK 1977). Es fehlt infolge Erosion fast die gesamte Hardegensfolge. Im Flachwasserbereich der Schwelle werden schließlich weiße Sandsteine abgelagert, die Carneol- und Calcit-Konkretionen führen.

Der Basissandstein der Volpriehausen-Folge, ein bindemittelarmer Grobsandstein mit deutlicher Schrägschichtung, stellt den ersten Grobsandstein über dem Unteren Buntsandstein dar. Bei einer Mächtigkeit von etwa 15 m bildet er eine deutliche Geländestufe. Aufschlüsse finden sich am Lotzenkopf und anderen Kuppen des Schlierbachswaldes, im Oberriedener Bachtal und am Vorderen Höheberg bei Oberrieden, am Krückenkopf westlich Hilgershausen und an der Straße Dudenrode-Weißenbach.

Das Bernstal bei Grebendorf gibt in seinen Aufschlüssen am neuen Sportplatz einen guten Einblick in Basissandstein, die Wechselfolge und das Hauptgerölllager, das nach der Muschel *Avicula purchisoni* GEINITZ benannt ist. Während Schrägschichtung, Rippeln und andere Sedimentgefüge auf fließendes Wasser hinweisen, ist diese Muschel, die in Lagen massenhaft vorkommen kann, ein Anzeichen für Brackwasserverhältnisse (JACOBSHAGEN et al. 1977; WYCISK 1977).

Die Detfurth-Folge, für die lichte Farbtonung kennzeichnend ist, ist im Bernstal, an der alten Hainsmühle östlich Allendorf und im Bahneinschnitt nordöstlich Witzenhausen aufgeschlossen. Sie weist eine deutliche Reduktion der Mächtigkeit im Vergleich zu den Beckenprofilen auf (HERRMANN 1956; KRÄMER & KUNZ 1969; KREYSING 1957; KUNZ 1962).

Die Mächtigkeit der Hardegens-Folge beträgt am Hohen Meißner und bei Witzenhausen etwa 30 m. Östlich der Werra dagegen scheint sie mehr oder minder vollständig der Erosion zum Opfer gefallen zu sein. Dieses Erosions- und Verwitterungsniveau an der Basis der Solling-Folge hat intensiv gefärbte, violettrote, tonig-siltige Sedimente hinterlassen. In den Steinbrüchen Wienberg bei Neuerode ist dieser violette Horizont (VH2a), der etwa 1–2 m mächtig wird, gelegentlich an der Basis der weißen Sandsteine erschlossen (JACOBSHAGEN et al. 1977; KUNZ 1962; RÖSING 1959).

Es folgen weiße Sandsteine von 7–8 m Mächtigkeit: die Sandsteine der Solling-Folge. Sie enthalten Kalkspatdrusen, Grobsand, auch Gerölle, Carneolkonkretionen und Glimmer. Ein violetter Siltstein von max. 1,60 m Mächtigkeit, dessen Oberfläche eben, dessen Basisfläche ein Relief auskleidet, stellt einen weiteren Verwitterungs- (violetten) Horizont dar (VH2b). Die weißen Kalksandsteine darüber werden als niederhessischer Chirotherien-sandstein bezeichnet. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 8 m. Sie stellen ein sandiges Äquivalent der tonigen Grenzschichten der Beckenfazies dar (KALLIES 1963). In Stollen und Gruben sind diese bindemittelarmer Sandsteine vielfach als Stubensand gegraben worden. Gegen Westen, schon bei Oberrieden, nehmen die Sandsteine der Solling-Folge eine schmutzig grauviolette Farbe an, ein Farbton, der im gesamten Becken für die Solling-Folge charak-

Tab. 3: Stratigraphie des Buntsandsteins im Unterwerra-Sattel (Bereich d. Eichsfeld-Schwelle) (nach KUNZ 1962, 1964; ORTLAM 1974; FINKENWIRTH 1970; RÖSING 1959; WYCISK 1977).

OBERER BUNT- SANDSTEIN	Röt-Folge	20–30 m 5–10 m 10–20 m ca. 20 m	dunkelrote Tonsteine m. Gipslagen plattige Porensandsteine bunte Tonsteine m. Gips	so
	MITTLERER BUNTSANDSTEIN	Solling-Folge	ca. 8 m	(T) Chirotheriensandstein
–1,6 m			rotvioletter Ton-/Silt-Stein	VH2b
ca. 10 m			Sollingsandstein	sm,S,s
Hardeggen-Folge		1–2 m	violette Tonsteine	VH2a
		ca. 20 m	Hardeggen-Sandstein	smH,1
Detfurth-Folge		Detfurth Wechselfolge und -Sandstein	smD,st smD,s	
Volpriehausen-Folge	ca. 20 m ca. 30 m ca. 15 m	Hauptervillienlager Volpriehausen-Wechselfolge Volpriehausen-Sandstein	smV,ts smV,st smV,s	
UNTERER BUNT- SANDSTEIN	Salmünster-Folge Gelnhausen-Folge Bröckelschiefer-Folge	ca. 300– 330 m	Feinsandsteine und Siltsteine	su

teristisch ist (JACOBSHAGEN et al. 1977; KUNZ 1962; KUNZ 1964; ORTLAM 1974; RÖSING 1959).

Der Obere Buntsandstein, das Röt, hat überwiegend tonige Gesteine hinterlassen. Ein mächtiges Gipslager an der Basis der Folge (Aufschlüsse bei Braunrode-Kella) zeigt die lagunären Bildungsbedingungen an. Die Mächtigkeit des Röt beträgt etwa 60–80 m. Gegen Westen nimmt sie rasch zu und erreicht westlich Witzenhausen bereits weit mehr als 150 m. Im Ausstrich jedoch verliert das Röt seinen Sulfatanteil und erscheint deshalb wesentlich geringmächtiger als in Bohrungen (HINZE 1967).

Die marine Fazies des norddeutschen Beckens macht sich in Kalkoolithen, deren südlichste Vorkommen bei Bebenroth (westliches Mundloch des Eisenbahntunnels von Neu-eesen) liegen, bemerkbar (NIEBERDING 1973).

Die geringe Verwitterungsbeständigkeit der tonigen Rötfolge und der feinsandigen Folgen des Unteren Buntsandsteins haben dazu geführt, daß die festen Tafeln des Mittleren Buntsandsteins und des Unteren Muschelkalks als Schichtstufen herauspräpariert worden sind. Diese Schichtstufen sind besonders klar im Schlierbachswald und zwischen Allendorf und Neuerode entwickelt. Neben der Fließfähigkeit der tonigen Rötgesteine ist auch die Sulfatlösung und der Massenschwund, der dadurch verursacht wird, Ursache für Hangzerreißen an der Muschelkalksteilstufe und ihre ständige Aktivität (ACKERMANN 1958; 1977).

Tab. 4: Mächtigkeit des Buntsandsteins:

Meißner		Griebendorf-Neuerode	
so	100–130 m	80–100 m	
smS	ca. 50 m	280 m	10–15 m
smH	ca. 30 m		ca. 20 m
smD	ca. 50 m	280 m	60–70 m
smV	ca. 150 m		
su	330–350 m	ca. 330 m	
Gesamtmächtigkeit	ca. 730 m	ca. 520 m	

Der Muschelkalk

Gesteine der Muschelkalkzeit treten flächenhaft an der Goburg (auch Gobert genannt), im Gebiet Oberrieden-Wendershausen, im Lichtenauer Graben am Westhang des Meißners und unter dem Meißnerbasalt auf. Isolierte Vorkommen stellen der Trimberg bei Reichenachsen, ein kleines Vorkommen bei Oberrieden und die allochthonen Schollen bei Hundelshausen dar. Die Gliederung der Muschelkalkfolge, wie sie am Westhang des Meißners entwickelt wurde, gibt Tabelle 5 wieder (BUSSE 1964, 1970; KLINGNER 1935; LÄMMLEN 1958).

Die Grenze zwischen Röt und Muschelkalk wird über die gelbe Grenzbank gelegt. Diese enthält noch primären Dolomit, dessen Bildung unter den hypersalinaren Bedingungen des Rötmeeres erfolgte. Im Wellenkalk dagegen weisen die Schalen- und Spurenfauuna wie auch die primäre Calcitabscheidung auf vollmarine Bedingungen hin.

Die mergeligen Wellenkalksteine mit reicher Wühlfauna stellen eine Schlammboodenfazies dar. Die Bänke der Oolith-, Terebratel- und Schaumkalk-Zone sind durch die Verfestigung von ausgedehnten Kalksandbarren, die sich zumeist aus organogenem Detritus gebildet haben, entstanden. In den plattigen Kalksteinen, etwa der orbicularis-Platten, sind Stillwasserbedingungen zu sehen. Aus dem Wechsel dieser Faziesbereiche resultieren die Gesteinsunterschiede des Schichtprofils des Unteren Muschelkalkes.

Mit dem massenhaften Auftreten monotypischer Faunen in den Orbicularisplatten deutet sich eine Veränderung der Salinität des Muschelkalkbeckens an. Gipse (wie am Werraufer zwischen Ludwigstein und Flachsachtal), Erdfälle, die auf Lösung dieser Sulfate zurückzuführen sind (wie bei Weißenbach) und auch Zellendolomite sind Hinweise auf das ursprünglich hypersalinare Milieu des Sedimentationsraumes zur Zeit des Mittleren Muschelkalkes.

Die Grenze zum Oberen Muschelkalk wird wiederum durch einen Fazieswechsel zu normal-marinem Milieu mit reicher mariner Fauna, Calcitbildung und Bewegtwasser bestimmt (HIEKE 1967). In den Basisschichten des Oberen Muschelkalkes treten Hornsteinknollen auf, ein Phänomen, das bis nach Thüringen und Süddeutschland verbreitet ist, nördlich Friedland aber nicht mehr anzutreffen ist.

Die Schichtenfolge der Ceratitenschichten ist am Westhang des Meißners besonders mächtig, tonreich und nach den Ceratitenzonen vollständig ausgebildet (Tab. 5).

Tabelle 5: Der Obere Muschelkalk des Meißnervorlandes (BUSSE 1964, 1970)

OBERER MUSCHELKALK (92 m)	Horizont der Discoceratiten		13,5 m	Ceratiten Schichten (mo ₂)
	<i>nodosus</i> -Zone bis <i>enodis-leavigatus</i> -Zone		20 m	
	<i>postspinus-pennendorfi</i> -Subzone <i>praespinus-spinosus</i> -Subzone <i>evolutus</i> -Zone		38,5 m	
	<i>compressus</i> -Zone <i>robustus</i> -Zone <i>atavus-pulcher</i> -Zone			
	Haupttrochitenkalk			
	Gelbe Basis-Schichten (= Myophorien-Undularien-Schichten)		8 m	
MITTLERER MUSCHELKALK			25–50 m	mm
UNTERER MUSCHELKALK (115 m)	<i>orbicularis</i> -Schichten		4 m	mu ₃
	Schaumkalk-Zone (16 m)	obere Schaumkalkbank	0,5 m	
		ob. Zwischenmittel	3,6 m	
		mittl. Schaumkalkbank	3,75 m	
		unt. Zwischenmittel	6,7–7,05 m	
		unt. Schaumkalkbank	1,4 m	
	Oberer Wellenkalk		15,1 m	mu ₂
	Terebratel-Zone (9 m)	obere Terebratelbank	1,5 m	
Zwischenmittel		3,0 m		
	unt. Terebratelbank	4,5 m		
Mittlerer Wellenkalk		30 m	mu ₁	
Oolith-Zone (6,65 m)	Oolithbank β	1,9 m		
	ob. graues Zwischenmittel	1,4 m		
	gelbes Zwischenmittel	1,6 m		
	unt. graues Zwischenmitt. Oolithbank α	1,75 m		
Unterer Wellenkalk		ca. 34 m		

Die Mächtigkeit des Unteren Muschelkalks beträgt ca. 115 m, die des Mittleren 25 bis 50 m, die des Oberen etwa 90 m. Dies führt zu einer Gesamtmächtigkeit des Muschelkalkes von 230–250 m.

Muschelkalk tritt auch in Form isolierter Schollen östlich Hundelshausen auf. Der Gottesberg, dessen Kappe von Mittlerem und Oberem Muschelkalk direkt dem Zechsteingips unter Ausfall aller übrigen Zechstein-, Buntsandstein- und Muschelkalk-Folgen aufliegt (KLINGNER 1935; LACHMANN 1913), läßt diese Situation musterhaft erkennen. Alle allochthonen Muschelkalkschollen liegen in einer Höhenlage zwischen +260 und +340 m ü. NN. Sie sind an eine alte Oberflächenform gebunden. Die Deutung als Abrutschmassen erscheint plausibel (FAUPEL 1971, 1973).

Keuper und Jüngerer Mesozoikum

Die Schichten des Keupers haben ursprünglich das gesamte Gebiet des Unterwerra-Sattels bedeckt. Heute sind sie nur dort noch erhalten, wo sie besonders tief versenkt sind: im Eichenberg-Gothaer Graben, zwischen Wendershausen und Unterrieden, zwischen Ludwigstein und Neuseesen, im Lichtenauer Graben am Westhang des Meißners (s. Karte). Dort an der Bremsbahn bei Bransrode ist das bekannteste Profil durch die deltalisch-lagunären Schichten des unteren Keupers erschlossen (PFLANZL 1953). Über den Beginn des Mittleren Keupers reicht die Gesteinsüberlieferung des betrachteten Gebietes nicht hinaus. Bei Eichenberg und im Leinetalgraben finden sich auch Oberer Keuper und Lias-Gesteine. Mit der großräumigen Hebung im Mitteljura findet die Sedimentation in der Hessischen Straße offensichtlich ein Ende (MOESTA 1884). Diese Hebung ist mit tektonischen Vorgängen verbunden, die zu den ersten „saxonischen“ Gräben führt. Sie bringt weite Teile der Hessischen Senke in den Bereich der Verwitterung und Abtragung, die bis in das älteste Tertiär andauert.

Tertiäre Sedimente und Basalt

Bei Großalmerode und am Westfuß des Meißners bei Laudenbach sind noch eoazäne und oligozäne Sedimente erhalten. Auf dem Hohen Meißner könnten sie einer tertiären Abtragung bereits zum Opfer gefallen sein, denn dort beginnt die sedimentäre Überlieferung erst wieder im Jungtertiär mit den etwa mittelmiozänen braunkohleführenden Schichten. Die Liegendschichten des Braunkohlenflözes bilden limnisch-fluviatile Tone, Sande und Kiese. Sie enthalten Gerölle von Muschelkalkhornstein, die auf eine Anlieferung aus dem SE hinweisen. Die Braunkohle, die seit dem Mittelalter Ziel bergbaulicher Aktivitäten (WIGAND 1956) gewesen ist, bezeugt ein noch feuchtwarmes Klima. Das Flöz selbst besitzt eine Mächtigkeit von etwa 13 m. Flözverdickungen, die bei der Platznahme des Basaltes entstanden sind, haben bis zu 50 m Braunkohle erbohren lassen. Am Basaltkontakt ist die Kohle thermisch veredelt. Tone im Hangenden der Kohle enthalten möglicherweise schon basaltisches Glas, das den Beginn vulkanischer Aktivität anzeigt (FINKENWIRTH 1968; FRIEDRICH 1977; HENTSCHEL et al. 1962; PFLANZL 1953; RITZKOWSKI & RÖSING 1977; UTHEMANN 1892; WALTHER 1978).

Die scheinbar einheitliche Platte des Meißner-Basaltes besitzt eine recht unregelmäßige Basisfläche. Der Basalt füllt drei schüsselförmige Senken aus und erreicht dabei eine Mächtigkeit bis etwa 130 m. Das alkali-olivin-basaltische Magma ist vor etwa $11,2 \pm 1,0$ Millionen Jahren (freundl. mündl. Mitt. Prof. Wedepohl) wahrscheinlich durch den Kitzkammgang aufgestiegen. Bei der Abkühlung sind infolge Kristallisationsdifferentiation zwei unterscheidbare Basalttypen entstanden: ein dichter Olivin-Basalt, der auf den unteren Teil des Basaltkörpers beschränkt ist und sich im Steinbruch Bransrode und dem Tagebau Kalbe durch vertikalsäulige und horizontalplattige Absonderung von dem körnigen Olivin-Dolerit unterscheidet, der die Hochfläche des Meißners aufbaut und im Aufschluß eine vertikalplattige Auflösung zeigt. Die Kalbe selbst scheint einen späteren Zufuhrkanal darzustellen (GROSS 1973; HENTSCHEL 1968; HENTSCHEL et al. 1962; PFLANZL 1953; WEDEPOHL 1968).

Tuffe, in die Basaltapophysen eingedrungen sind, kontaktmetamorphe Tone oder Tuffe, einzelne Quarzitblöcke und Quarzsanste, die auf dem Basalt lagern, wie auch das Fehlen jeder Fließstrukturen des Basaltes bestärken die Annahme einer intrusiven Platznahme des Meißnerbasaltes (PFLANZL 1953).

Basalt tritt auch an der Blauen Kuppe und Kleinen Kuppe bei Eschwege, am Schwiemelstein bei Hilgershausen, am Heiligenberg bei Weißenbach, am Klepperberg nördlich des Flachsachtals und südwestlich Niddawitzhausen auf. Diese Vorkommen

stellen Schlot- oder Spaltenfüllungen dar, die durch die Erosion freigelegt worden sind. Die Blaue Kuppe erlaubt einen Einblick in die Kontaktwirkungen in einem tiefen Niveau eines solchen Zufuhrkanals (KORITNIG 1968). Die Basaltgänge an der Blauen Kuppe und am Heiligenberg zeigen eine Bindung des Basaltaufstieges an NNE-SSW-gerichtete Spalten und damit an die Bruchtektonik, die einen Basaltaufstieg erst ermöglichte (JACOBSHAGEN et al. 1977; RÖSING 1959). Mit dem Einsetzen vulkanischer Aktivität jedoch erlischt die sedimentäre Überlieferung der Tertiärzeit.

Die tektonische Gliederung des Unterwerra-Sattels

Die heutige Verbreitung der verschiedenen alten Gesteine an der Erdoberfläche ist auf eine tektonische Verstellung zurückzuführen. Diese Verstellungen sind vielfach an langgestreckte Bruchzonen gebunden, die in zwei Richtungen verlaufen:

- in NW-SE-Richtung, die sog. hercynische Richtung, die nach dem Verlauf des Harznordrandes benannt ist;
- die NNE-SSW-Richtung, die sog. rheinische Richtung, die nach dem Verlauf des Oberrheingrabens ihren Namen trägt.

Die Aufwölbung des variscisch gefalteten Paläozoikums und seiner Zechsteinummantelung besitzt eine hercynische Erstreckung. Dies ist der Kern des Unterwerra-Sattels. Devonische Gesteine sind dort im Roßkopf-Gebiet bis +482,1 m ü.NN anzutreffen. Die Zechsteinauflagerung kann jedoch bis +550 m ü.NN gelegen haben. Nach NW wie nach SE erfolgt ein flaches Abtauchen des Sattelkerns. Die Bohrung an der Mäusermühle bei Rambach hat die Zechsteinbasis bereits bei -522 m NN angetroffen, also ca. 1100 m tiefer (RICHTER 1941; SCHALOW 1978; SCHULZE 1977).

Der Sattelkern wird auf seiner NE-Seite durch eine deutliche Störung begrenzt. Sie versetzt die devonischen Schichten um mehr als 700 m. Gesteine des Mittleren Buntsandsteins, selbst des Muschelkalks kommen neben den devonischen zu liegen. Nordwestlich Witzenhäuser ist diese Störung nur als Flexur zu erkennen. Nach SW läßt sie sich - etwa bei Jestädt - nur noch an der verringerten Ausstrichbreite des Unteren Buntsandsteins ausmachen. Sie verschwindet unter den quartären Schottern des Werratals. Ihr folgen bei Sooden-Allendorf, Albungen, Jestädt und Aue mehrere Subrosionssenken (FINKENWIRTH 1970; GANGEL 1970; JACOBSHAGEN et al. 1977; KUNZ 1962).

Die NE-Randstörung führt zu einer Einregelung der mesozoischen Schichten zu einer Mulde, die den Sattelkern begleitet, der Unterwerra-Mulde. Ihr Kern wird durch die Einzelvorkommen von Röt und Muschelkalk bezeichnet (BRANDT 1974; KOLTZE 1975).

Die Buntsandsteinaufwölbung des Leinholzes (westlich Eichenberg) und des Höheberges (südöstlich des Hansteins) und ihre südöstliche Verlängerung in das Gebiet von Altenstein und Großtöpfer (DDR) beschreiben einen Halbhorst: den Höheberg-Horst (NIEBERDING 1973). Er wird auf seiner NE-Seite durch die Eichenberg-Gotha-Saalfelder Störungszone begrenzt. Sie verwirft im Ostthüringischen Schiefergebirge das variscisch gefaltete Paläozoikum (HOPPE & SEIDEL 1974; KLOHN 1930). Daraus ist ersichtlich, daß sie, wie auch die NE-Randstörung des Unterwerra-Sattels, Brüche mit erheblichem Versetzungsbetrag im Grundgebirge sind, durch die die Strukturen des mesozoischen Deckgebirges geführt oder „geschient“ werden (RICHTER-BERNBURG 1965, 1977). Die Bruchtektonik wie die unterschiedliche Auflast haben den salzführenden Zechstein mobilisiert und ihn an den Störungsbahnen aufdringen lassen. Die nichtlöslichen Reste wie die Dolomite stecken heute als „Spieße“ in den triassischen Gesteinen (STILLE & LOTZE 1933). Gleiches ist im Südwesten des Meißners bei Wollrode (außerhalb des Kartenblattes) und auf der Westseite der Hessischen Senke bei Wolfhagen zu beobachten, in Gebieten, in denen der Buntsandstein nicht extreme Mächtigkeit aufweist.

Der Kern des Unterwerra-Sattels bildet eine Pultscholle: während seine NE-Seite durch einen Bruch abrupt begrenzt wird, fallen der variscische Sattelkern wie seine Zechsteinauflage flach nach SE ein. Bei Vollung-Hilgershausen-Frankenhein ist die Zechstein-Buntsandstein-Grenze offensichtlich durch eine hercynische Störung bestimmt. Gleiches trifft für das Gebiet um Mönchhof zu.

Der Keupergraben von Netra, der sich aus einem Ostabbruch des Thüringer Waldes entwickelt und über Röhrda und Datterode bis zum Spitzenberg bei Reichensachsen zu verfolgen ist, möglicherweise auch an der tiefen Lage des Muschelkalkes des Trimberges beteiligt sein könnte, stellt ebenfalls eine vom Grundgebirge induzierte Störung des Deckgebirges dar. Er begrenzt den Unterwerra-Sattel im SW (BOSSE 1931).

Diese langgestreckten, hercynischen Strukturen werden von NNE-SSW-gerichteten, sog. rheinischen Brüchen zerstückelt. Auf der NE-Seite des Unterwerra-Sattels liegen der Keupergraben von Unterrieden, dem die Werra zwischen Wendershausen und Unterrieden folgt, die Keuperfläche südlich des Ludwigstein und der Keupergraben von Neuseesen, in dem die Bahnlinie geführt wird. Sie sind durch Brüche in der südlichen Verlängerung des Leinetalgrabens bestimmt (LOTZE 1932; WUNDERLICH 1957). Auch der Röt-Muschelkalk-Halbgraben von Lindewerra, in dem die Werraschleife angelegt ist, folgt rheinischer Richtung. Diese Störungen und Strukturen lassen sich bis an das variscische Grundgebirge verfolgen. Sie finden aber keine eindeutige Verlängerung im Kern des Unterwerra-Sattels.

Auch auf der Südseite des Sattels bestimmen rheinische Strukturen die Verbreitung der Gesteine. Der Altmorschen-Lichtenauer Graben berührt gerade die Westseite des Hohen Meißners. Er endet abrupt am Paläozoikum von Hundelshausen. Im Gewölbe von Dudenrode-Roggenberg tritt der Untere Buntsandstein ausgedehnt zutage. Der Graben des Brambergs östlich Dudenrode setzt sich nach SSW unter dem Basalt der Kasseler Kuppe fort und bestimmt dort die Verbreitung des Muschelkalks im Liegenden des Basaltes und der tertiären Schichten.

Das Gebiet zwischen Germerode und dem Schlierbachswald weist keine markanten Bruch- oder Grabenstrukturen auf. Möglicherweise verbirgt die ungliederte mächtige Folge des Unteren Buntsandsteins vorhandene Strukturen, worauf die rheinischen Brüche bei Niddawitzhausen und an der Blauen Kuppe hinweisen könnten. Dort wie nördlich der Werra zwischen Lindewerra und Frieda ist flache Lagerung der Gesteine das wesentliche Kennzeichen.

Diese strukturellen Unterschiede: im Westen die langgestreckten rheinischen Grabenzüge und ihre Begleitstrukturen, im übrigen Kartengebiet flache Lagerung (GRABNER 1970; MARTIN 1965), decken sich ungefähr mit einer paläogeographisch bedingten Mächtigtkeitsänderung (GAERTNER 1963). Bei gleicher Höhenlage des Muschelkalks käme die Basis des Buntsandsteins im Westen mehr als 200 m tiefer zu liegen als im Osten.

Brüche hercynischer Richtung lassen sich auf deutliche und erhebliche Verstellungen im variscischen Untergrund zurückführen. Die rheinisch gerichteten Strukturen dagegen enden am Kern des Unterwerra-Sattels. Sie werden offensichtlich nicht durch Verwerfungen oder Schollenkippen erzeugt, die in ihrer Vertikalleistung denen hercynischer Richtung vergleichbar wären. Dennoch scheint ihr Tiefgang für den Aufstieg basaltischer Magmen ausreichend gewesen zu sein, da die Basalte in Nordhessen und Südniedersachsen – im Kartenbereich der Basalt der Blauen Kuppe – an rheinisch gerichtete Bruchlinien gebunden sind (JACOBESHAGEN et al. 1977; KORITNIG 1968; WEDEPOHL 1968).

Zur Entscheidung der Frage, ob eine der Störungsrichtungen älter sei als die andere oder ob sie beide einem Beanspruchungsplan zuzuordnen seien (AHORNER 1970) und deshalb von gleichem Alter, lassen sich die Durchkreuzungen der südlichen Grabenrand-

störung des Eichenberg-Gothaer Grabens durch rheinische Brüche östlich des Hansteins oder auch die Durchkreuzung der Werra-Mulde durch den Unterriedener Graben im Flachsachtal anführen. Diese Strukturen sind nicht auflösbar ohne die Annahme eines zeitlichen Nacheinanders der Prägung der beiden Störungsrichtungen: der hercynen folgt die rheinische.

Im benachbarten Großalmerode liegt die mitteleozäne Braunkohle diskordant auf den Strukturen des Altmorschen-Lichtenauer Grabens und beweist damit, daß der Graben zu dieser Zeit bereits existierte (NÖLL 1973; SCHRÖDER 1925). Dennoch sind hier auch die oberoligozän-untermiozänen Sedimente durch rheinische Brüche versetzt und gemuldet.

Im rheinisch gerichteten Ohmgebirgsgraben (Eichsfeld, DDR) liegt Oberkreide diskordant auf Triasgesteinen und ist selbst durch die Grabentektonik betroffen. Es ergibt sich daraus eine vorcenomane wie nachcenomane Tektonik (DIETZ 1925; LANGBEIN & SEIDEL 1960). Die Annahme mehrfacher Wiederbelebungen vorhandener Störungslinien scheint durch diese Beispiele geboten, zumal auch die Basalte, die in mittelmiozäner bis pliozäner Zeit aufstiegen, sich an diese Bruchlinien halten. Auch die hercynen Strukturen sind tertiären Alters. Die Kupferkies- und Schwespat-Mineralisation, auf die ein Bergbau bis vor wenigen Jahren noch umging, ist an Spalten dieser Richtung gebunden (GUNDLACH & STOPPEL 1966; STOPPEL & GUNDLACH 1968).

Beschluß

Die Formung der Landschaft zwischen Eschwege und Witzenhausen im Quartär stellt ein zu ausgedehntes Thema dar, als daß es hier vorgestellt werden könnte. Eine umfangreiche Hebung hat seit dem ausgehenden Tertiär das Gebiet betroffen. Die jungtertiären Ablagerungen des Meißners, die sich wenig nur über dem Meeresspiegelniveau gebildet haben dürften, liegen heute in Höhen von mehr als + 700 m ü. NN. Als Folge dieser Hebung schneidet sich das Flußsystem der Werra ein. Thüringerwald-Gerölle im Gebiet des Eichenberger Passes etwa 120–150 m über Talau, weisen auf einen frühen Abfluß zum Leinetal hin.

In dieser Hebung (SIPPELL 1947) und dem damit verbundenen Einschneiden der Werra und der quartären Klimaentwicklung, die zu differenzierter Terrassenbildung (CLASSEN 1941; GARLEFF 1966; MENSCHING 1953), zu Subrosion und Verkarstung in den Zechsteinarealen (HILDEBRAND & PRINZ 1973; PRINZ 1973), zu Hangzerreibungen und Felsgleitungen an den Muschelkalkstufen (ACKERMANN 1958, 1977), zu umfangreichen Blockschutt- und Fließerdebildungen an den Hängen des Meißners führten, sind die Vorgänge zu erkennen, die aus dem vorliegenden Gesteinsmaterial und den tektonischen Strukturen die heutige Landschaft beiderseits der Werra herausmodelliert haben.

Schriftenverzeichnis

- ACKERMANN, E. (1958): Die Sturzfliebung am Schickeberg südlich Eschwege (23. Juni 1956). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, 172–187, 5 Abb., 2 Taf., Wiesbaden.
- ACKERMANN, E. (1977): *Zeitliche und räumliche Gliederung der Rutschfliebung an der Wellenkalk-Schichtstufe*. – Exkursionsführer Geotagung '77, **II**, Exk.L.: 113–120, 4 Abb., Göttingen.
- AHORNER, L. (1970): Seismo-tectonic relations between the Graben zones of the upper and lower Rhine valley. – Int. Upper Mantle Project, Sci. Rpt. no. **27**, Graben Problems, 155–166, 5 Abb., Stuttgart.
- AMIRI, G. (1976): Geologie des Südostrandes des Unterwerra-Sattels bei Eschwege (Niederhessen). – Unveröff. Dipl.-Arbeit Freie Univ. Berlin.
- AUTORENKOLLEKTIV (1976): Neue Ergebnisse in der Buntsandsteinforschung. – Schriftenr. geol. Wiss. Berlin, **6**, 96 S., 18 Abb., 10 Tab., Berlin.
- BEHR, H. J. (1966): Das metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken. – Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A, Geol.-Paläont. **11**: 39–56; Berlin.

- BEYSCHLAG, F. (1886): Erl. z. geol. Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, 23. Lfg., Bl. Witzenhausen; Berlin.
- BEYSCHLAG, F. (1886): Erl. z. geol. Spezialkarte von Preußen u. d. Thüringischen Staaten, 23. Lfg. Bl. Allendorf, Berlin.
- BOSSE, H. (1931): Tektonische Untersuchungen an niederhessischen Grabenzonen, südlich des Unterwerra-Sattels. – Abh. preuß. geol. L. A., N. F., **128**: 1–37; Berlin.
- BRANDES, Th. (1912): Sandiger Zechstein am alten Gebirge der Werra und Fulda und die Kontinuität des Landwerdens in Mitteleuropa. – Cbl. Min. etc., Jg. 1912, 660–671, 1 Abb., Stuttgart.
- BRANDT, K. H. (1974): Geologie der Unterwerra-Mulde zwischen Witzenhausen und Hedemünden (Trias Nordhessen). – Unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Göttingen.
- BUSSE, E. (1964): Stratigraphie des Unteren Muschelkalkes (Wellenkalk) im westlichen Meißner-Vorland. – Ver. Naturkd. Kassel, Abh., **62**, 1–35, Kassel.
- BUSSE, E. (1970): Ceratiten und Ceratiten-Stratigraphie. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**, 112–145, 2 Tab., Wiesbaden.
- CLASSEN, K. (1941): Die Flußterrassen des Werratales zwischen Bad Sooden-Allendorf und Hann. Münden. – Arch. f. Landes- und Volkskunde von Niedersachsen H. 7; 125–166, Göttingen.
- DIETZ, C. (1925): Tektonik und Salz des unteren Eichsfeldes. – Abh. preuß. geol. L. A., N. F., **95**, 83–109, 5 Taf., 2 Textfig.; Berlin.
- FALKE, H. (1971): Zur Paläogeographie des kontinentalen Perm in Süddeutschland. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **60**, (H. Tobien-Festschrift): 223–234, 4 Taf.; Wiesbaden.
- FAUPEL, J. (1971): Geologische Untersuchungen im NW-Teil des Unterwerra-Sattels. – Unveröff. Dipl.-Arbeit: 106 S., Univ. Göttingen.
- FAUPEL, J. (1973): Neue Beobachtungen zu den allochthonen Triasvorkommen („Schollen“) auf dem Unterwerra-Sattel bei Hundelshausen/Nordhessen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1973**: 654–666; Stuttgart.
- FINKENWIRTH, A. (1968): Die Braunkohle am Meißner. – Der Aufschluß Sonderh. **17**, 168–172, 2 Abb.; Heidelberg.
- FINKENWIRTH, A. (1970): Hydrogeologische Neuerkenntnisse in Nordhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 212–233, 1 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- FRICK, F. (1969): Feinstratigraphische und mikrofaziale Untersuchungen im Plattendolomit (Ca 3 Leine-Serie) des Nordhessischen Zechsteins. – Diss. TH Aachen (Fotodruck).
- FRIEDRICH, K. (1977): Preußenelektra plant Wiederaufnahme des Braunkohlenabbaus auf dem Meißner. – Braunkohle **4**: 7 S., 5 Abb., 6 Tab.
- FÜCHTBAUER, H. (1964): Fazies, Porosität und Gasinhalt der Karbonatgesteine des norddeutschen Zechsteins. – Z. deutsch. geol. Ges., **114**: 484–531; Hannover.
- GANGEL, L. (1970): Geologische Untersuchungen auf Bl. 4826 Eschwege (NE) und auf Bl. 4726 Grebendorf (SE) mit besonderer Berücksichtigung des mittleren und oberen Buntsandstein und des Quartärs. – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Frankfurt.
- GARLEFF, K. (1966): Beitrag zur Deutung der Terrassen im unteren Werratal. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**: 118–124; Öhringen/Württ.
- GAERTNER, H. (1963): Zur Gliederung des Mittleren Buntsandsteins im thüringisch-nordhessischen Grenzgebiet. – Geol. Jb., **80**: 741–770.
- GRABNER, S. (1970): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Wanfried. – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Frankfurt.
- GROSS, V. (1973): Petrographisch-geochemische Untersuchungen der Differentiation und der Kontaktwirkung des Basaltes vom Hohen Meißner bei Eschwege. – Diss. Univ. Göttingen, 88 + XIX S., 29 Abb., 14 Tab.
- GRUMBT, E. (1974): Sedimentgefüge am Buntsandstein Südwest- und Südthüringens. – Schriftenr. Geol. Wiss., **1**: 2–205; Berlin.
- GRUPE, O. (1923): Zur Entstehung des Göttinger Leinetalgrabens, ein Beitrag zur Tektonik unserer mitteleuropäischen Gräben. – Jb. Preuß. Geol. L.-A., **42** (1921): 595–620; Berlin.
- GUNDLACH, H. & STOPPEL, D. (1966): Zur Geologie und Geochemie der Schwespatlagerstätten im Unterwerra-Grauwackengebirge. – Notizbl. hess. L.-Amt f. Bodenforsch., **94**, 310–337, 22 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- HENNINGSSEN, D. (1966): Die paläozoischen Grauwacken bei Gießen und ihre Fortsetzung unter der südlichen hessischen Senke. – Ber. oberhess. Ges. Natur- und Heilkd. Gießen, N.F., naturwiss. Abt., **34**: 19–31, 1 Abb.; Gießen.

- HENTSCHEL, H. (1968): Der Basalt des Meißners. – Der Aufschluß, Sonderh. **17**: 151–165, 4 Abb., 1 Tab.; Heidelberg.
- HENTSCHEL, H., KORITNIG, S., KUTSCHER, F. & RÖSING, F. (1962): Berichte über die Exkursionen während der Tagung des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens vom 23.–26. Mai 1961 in Kassel. – Decheniana, **114**: 187–201; Bonn.
- HERRMANN, A. (1956): Schichtausfälle im Mittleren Buntsandstein des nordwestlichen Eichsfeldes und deren mögliche Deutung. – Geol. Jb., **72**: 341–345, 1 Abb.; Hannover.
- HIEKE, W. (1967): Feinstratigraphie und Paläogeographie des Trochitenkalkes zwischen Leinetal-Graben und Rhön. – Geologica et Palaeontologica, **1**: 57–86, 35 Abb., 4 Tab.; Marburg.
- HILDEBRAND, G. & PRINZ, H. (1973): Fallgewichtsseismische und ingenieurgeologische Untersuchungen für Straßenbauten über Zechstein-Sulfat. – Proc. Symposium „Erdfälle und Bodensenkungen“, **T 3**: 10 S., 7 Abb.; Hannover.
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im niedersächsischen Bergland. – Geol. Jb., **84**: 637–740, 5 Taf., 9 Abb.; Hannover.
- HOPPE, W. & SEIDEL, G. (1974): Geologie von Thüringen. – 1000 S., Geogr.-Kartogr. Anstalt; Gotha–Leipzig.
- JACOBSHAGEN, V., KORITNIG, S., RITZKOWSKI, S., RÖSING, F., WITTIG, R. & WYCISK, P. (1977): Der Unterwerra-Sattel: sein Deckgebirge (Perm–Tertiär) und der gefaltete paläozoische Kern. – Exkursionsführer GEOTAGUNG '77, II, Exk. C.: 1–34, 8 Abb.; Göttingen.
- KALLIES, H.-B. (1963): Gesteinsausbildung und Fossilführung an der Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein im südlichen Niedersachsen. – Geol. Jb., **80**, 367–436, 6 Taf., Hannover.
- KLINGNER, F. E. (1935): Das Problem der Triasschollen auf dem Grauwackensattel der unteren Werra bei Hundelshausen. – Z. deutsch. Geol. Ges., **87**: 49–56; Berlin.
- KLOHN, K.-H. (1930): Der Eichenberg-Gothaer Graben unter vergleichender Betrachtung der Vier-nauer Dislokationszone südlich Schmalkalden. – Abh. preuß. Geol. L.-A., N.F., **116**: 113–162, 2 Taf., 18 Textabb., Berlin.
- KOLTZE, E. (1975): Geologische Untersuchungen am Unterwerra-Sattel zwischen Bad Sooden-Allendorf, Hilgershausen und Oberrieden. – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Göttingen.
- KORITNIG, S. (1968): Die „Blaue Kuppe“ bei Eschwege. – Der Aufschluß, Sonderh., **17**: 173–182, 6 Abb.; Heidelberg.
- KRÄMER, F. & KUNZ, H. (1969): Sedimentationsgesetzmäßigkeiten im Mittleren Buntsandstein am Westrand der Eichsfeld-Schwelle. Teil 1, Raum Eschwege. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1967**: 712–730, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KREYSING, K. (1957): Ein Profil des Mittleren Buntsandsteins vom Kaufunger Wald zur Rheinischen Masse. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1957**: 328–384; Stuttgart.
- KREYSING, K. (1957): Zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins in Süd-Hannover und Nord-Hessen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1957**: 72–83; Stuttgart.
- KUNZ, H. (1962): Geologische Untersuchungen auf Blatt 4726 Grebendorf, Nordhessen. – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Frankfurt.
- KUNZ, H. (1964): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im höheren Buntsandstein Osthessens. – Diss., Univ. Frankfurt (Fotodruck) 372 S.
- KUPFAHL, H. C. (1958): Die Abfolge des Buntsandsteins am östlichen Meißner Gebirge. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **66**: 202–214, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 16; Wiesbaden.
- LACHMANN, R. (1913): Der Bau des niederhessischen Berglandes bei Hundelshausen. – **90**. Jber. Schles. Ges. vaterl. Kultur, 1912, VI Abt.: 13–61; Breslau.
- LÄMMLER, M. (1958): Ein Buntsandstein-Muschelkalk-Profil bei Hausen am Südwestabhang des Hohen Meißners in Nordhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **86**, 215–240, 3 Abb., Wiesbaden.
- LANGBEIN, R. & SEIDEL, G. (1960): Zur Geologie im Gebiet des Holunger Grabens. – Geologie, **9**: 36–57; Berlin.
- LOTZE, F. (1932): Der Südtail des Göttinger Leinetalgrabens und des Eichenberger Grabenknotens. – Abh. preuß. geol. L.-A., N.F., **139**: 5–48, 30 Abb.; Berlin.
- MARTIN, W. (1965): Geologie der Umgebung von Weißenborn auf Bl. 4826 Eschwege. – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Frankfurt.
- MENSCHING, H. (1953): Die periglaziale Formung des unteren Werratales. – Göttinger geogr. Abh., **14**: 79–128; Göttingen.

- MOESTA, F. (1884): Das Liasvorkommen bei Eichenberg (Hessen), in Beziehung auf allgemeine Verhältnisse des Gebirgsbaus im Nordwesten des Thüringer Waldes. – Jb. kgl. geol. L.A. u. Bergakademie f. 1883: 57–80, 3 Taf., 1 Kte.; Berlin.
- MÜGGE, O. (1921): Zur Kenntnis der Petrographie des älteren Paläozoikums zwischen Albugen und Witzenhausen, besonders des Variolits. – Jb. preuß. geol. L.A., **40**: 201–217; Berlin.
- NIEBERDING, F. (1973): Geologische Untersuchungen am Süden des Leinetalgrabens (Top. Kte. 4625 Witzenhausen). – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Göttingen.
- NÖLL, T. (1973): Die Geologie im Bereich des nördlichen Teiles des Altmorschener-Lichtenauer-Grabens bei Trubenhäusern (Top. Karten 4725, Bad Sooden-Allendorf und 4724 Großalmerode). – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Göttingen.
- ORTLAM, D. (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. – Geol. Rdsch., **63**: 850–884; Stuttgart.
- PFLANZL, G. (1953): Die Geologie des Meißners in Hessen. – Unveröff. Diss. Univ. Marburg/Lahn.
- PRINZ, H. (1973): Gründung eines Bauwerkes in einer Korrosionsenke im Zechsteinsulfat. – Proc. Symposium „Erdfälle und Bodensenkungen“, T 4: 4 S., 2 Abb., Hannover.
- PRYOR, W. A. (1971): Petrology of Weissliegendes sandstones in the Harzrand-Werra-Fulda-areas, Germany. – Geol. Rdsch., **60**, 2: 524–552, 13 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- RICHTER, G. (1941): Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im Hessischen Raume. – Jb. Reichsst. Bodenforsch., **61**: 283–332; Berlin.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Der Zechstein zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. – Z. deutsch. geol. Ges., **105** (1953) 876–899; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1965): Saxonische Tektonik als Indikator erdtiefer Bewegungen. – Geol. Jb., **85**: 997–1030, 20 Abb.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1977): „Saxonische Tektonik“, HANS STILLE's Begriff in heutiger Sicht. – Z. deutsch. geol. Ges., **128**: 11–23, 10 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RITZKOWSKI, S. & RÖSING, F. (1977): Tertiär Nordhessens. – Exkursionsführer GEOTAGUNG '77, II, Exk. K: 63–111, 16 Abb.; Göttingen.
- RÖSING, F. (1959): Bericht über die Exkursionen anlässlich der 110. Hauptversammlung in Marburg a. d. Lahn vom 1. bis 9. September 1958; Alter Steinbruch unmittelbar südlich Neuerode und Steinbruch Wienberg bei Neuerode. – Z. deutsch. geol. Ges., **111**: 289–291; Hannover.
- SCHALOW, G. (1978): Geologie des Gebietes zwischen Hilgershausen und Frankershausen auf der Südwestflanke des Unterwerra-Sattels (TK 25 Bl. Nr. 4725 Bad Sooden-Allendorf, Nordhessen). – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Göttingen.
- SCHAUMBERG, G. (1977): Der Richelsdorfer Kupferschiefer und seine Fossilien. – Der Aufschluß, **28**, 3: 81–104, 10 Abb., Titelbild; 5: 189–198, 8 Abb.; 8/9: 297–352, 42 Abb., Titelbild; 11: 427–442; 16 Abb.; Heidelberg.
- SCHROEDER, E. (1925): Tektonische Studien an niederhessischen Gräben. – Abh. preuß. Geol. L.-A., N.F., **95**: 57–82; Berlin.
- SCHUBART, W. (1955): Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **10**: 67 S., 8 Abb., 4 Taf.; Wiesbaden.
- SCHULZE, H. (1977): Geologische Untersuchungen im Zentrum des Unterwerra-Sattels unter besonderer Berücksichtigung der Tektonik und der Petrographie der Werra-Grauwacke. – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Göttingen.
- SIPPEL, B. (1947): Zur Morphologie des Soodener Berglandes. – Diss. Univ. Göttingen.
- SMITH, D. B. (1971): W. A. PRYOR „Petrology of the Weissliegendes Sandstones in the Harz and Werra-Fulda areas, Germany“. – Geol. Rdsch., **60**, 4: 1600–1602; Stuttgart.
- STARK, H. (1952): Altersstellung und Tektonik des Paläozoikums bei Albugen. – Geol. Jb., **66**: 203–226, 9 Abb.; Hannover.
- STILLE, H. & LOTZE, F. (1933): Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Göttingen. – Hochschulexkursionskarte Nr. 3, 1:100000, mit Erläuterungen; Berlin.
- STOPPEL, D. & GUNDLACH, H. (1968): Die Schwespatvorkommen im Unterwerra-Grauwackengebirge und Richelsdorfer Gebirge. – Der Aufschluß, Sonderh., **17**: 139–147, 8 Abb.; Heidelberg.
- UTHEMANN, A. (1892): Die Braunkohlen-Lagerstätten am Meißner, am Hirschberg und am Stellberg. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **7**: 54 S., 3 Taf., 10 Textfig.; Berlin.
- WALTHER, M. (1978): Geologie des nördlichen Hohen Meißner (TK 25 Bl. Nr. 4725 Bad Sooden-Allendorf, Nordhessen). – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Göttingen.

- WEDEPOHL, K. H. (1964): Untersuchungen am Kupferschiefer Nordwestdeutschlands: Ein Beitrag zur Deutung der Genese bituminöser Sedimente. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **28**: 305–364, 18 Abb., 8 Tab.; Oxford–London–New York–Paris.
- WEDEPOHL, K. H. (1968): Die tertiären basaltischen Gesteine im nördlichen Hessen und südlichen Niedersachsen. – *Der Aufschluß, Sonderh.* **17**: 112–120; Heidelberg.
- WIGAND, K. (1956): *Chronik des hessischen Bergbaus.* – 146 S.; Kassel.
- WITTIG, R. (1968): Stratigraphie und Tektonik des gefalteten Paläozoikums im Unterwerra-Sattel. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **96**: 31–67, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- WITTIG, R. (1970): Rotliegend im Unterwerra-Sattel (Nordhessen). – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **5**: 135–144, 5 Abb.; Göttingen.
- WITTIG, R. (1974): Tiefoberdevonische Grauwacken unter der Hessischen Senke. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **102**: 46–57, 3 Abb.; Wiesbaden.
- WUNDERLICH, H. G. (1957): Tektogenese des Leinetalgrabens und seiner Randschollen. – *Geol. Rdsch.*, **46**: 372–413; Stuttgart.
- WYCISK, P. (1977): Fazies und Environment der Becken- und Schwellensedimente des Mittleren Buntsandsteins (Reinhardswald-Eschwege). – *Abstracts GEOTAGUNG '77*; Göttingen.
- YOUSSEFEI, M. (1977): Geologie des Wellingeröder Plateaus bei Eschwege, TK 25, Bl. Nr. 4725 Bad Sooden-Allendorf und Nr. 4825 Waldkappel (Nordhessen). – Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Berlin.

Der Porzellanjaspis von Epterode*)

Von Wolfram ECHLE, Aachen

Porzellanjaspisvorkommen am „Bühlchen“ bei Epterode unweit Großalmerode (Nordhessen) wurden schon vor 150 Jahren beschrieben. WAITZ v. ESCHEN & STRIPPELMANN erwähnen 1828 neben anderen, z. T. bis ins ausgehende 19. Jahrhundert in dieser Gegend betriebenen Alaunbergwerken auch ein „auf Alaunfabrikation und Gewinnung von Braunkohlen bestandenes Werk, welches bei Epterode östlich vom Hirschberge gelegen hat und nur noch den Mineralogen, welche in die dasige Gegend gekommen sind, durch die mächtigen Halden von Porzellanjaspis bekannt ist. Sein Auflässigwerden verliert sich in so alte Zeiten“, – nach LANDAU vermutlich 1720 – „daß sich darüber auch selbst in mündlichen Traditionen nichts Bestimmtes erhalten hat“. Bei der damals üblichen Alaungewinnung wurde die Alaunerde (kohle- und schwefelkieshaltiger Tertiärton) auf Halde geworfen, monatelang leicht geröstet und mit Wasser ausgelaugt. Die Lauge versetzte man mit faulem Urin (NH_4^+) oder Pottasche (K^+) und dampfte sie bis zur Alaunkristallisation ab (LANDAU 1854). Auch UDLUFT vertritt 1953 die Meinung, daß man es beim Porzellanjaspis mit der Halde eines alten Alaunbergbaues zu tun habe, weil „das Bühlchen aus dem Gesamtbild des umgebenden Raumes deutlich als fremdartig herausfällt“. Es bildet einen

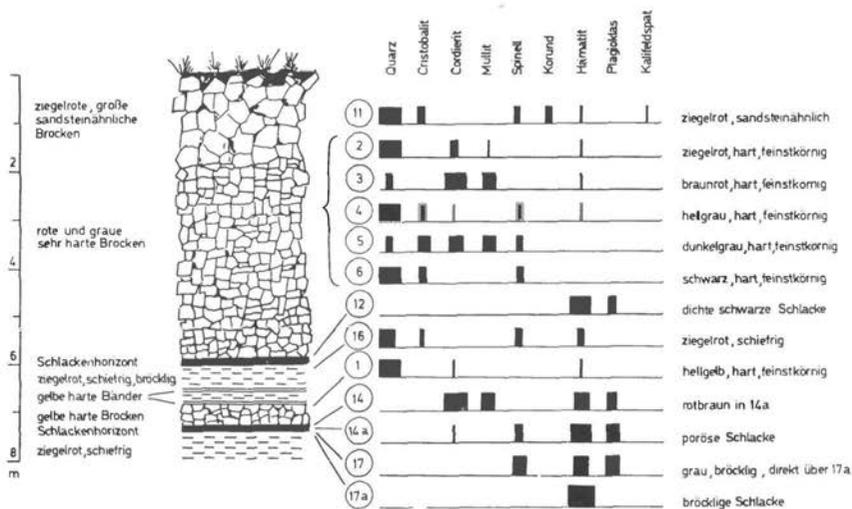


Abb. 1: Vereinfachtes Profil des Aufschlusses am nördlichen Dorfrand von Epterode mit Entnahmepunkten, Beschreibung und Mineralinhalt der untersuchten Proben.

*) Überarbeitete Fassung aus dem Sonderheft 17 zum Aufschluß 1968.

Anschrift des Verfassers: Doz. Dr. Wolfram ECHLE, Institut f. Mineralogie u. Lagerstättenlehre der TH, Wüllnerstraße 2, D-5100 Aachen.

schmalen Rücken, der im E durch Verwerfung an Muschelkalk (Hohekopf) grenzt, sich etwa 100 m nach W zieht und zum Tertiär der Faulbacher Mulde abfällt. Dagegen deuteten BEYSCHLAG (1886) und PENNDORF (1926) den Porzellanjaspis als durch Schmelbrand liegender Braunkohle gefritteten Tertiärton. Diese Auffassung ist inzwischen durch Feldbeobachtungen und mineralogische Untersuchungen bestätigt worden (ECHLE 1964). Dabei konnte gezeigt werden, daß es sich nicht um eine Halde, sondern um ein noch im primären sedimentären Verband vorliegendes Gestein handelt, welches in situ thermisch beansprucht und umgewandelt worden ist.

Der Aufbau der gefritteten Gesteinsserie konnte 1962 in einem 8 m mächtigen Profil eines kleinen Schottersteinbruches am nördlichen Dorfbende von Eperode studiert und weiter nach W verfolgt werden (Abb. 1). Es handelt sich um konkordante, leicht nach W einfallende, durch Farbe (rot bis braunrot, grau bis grauschwarz, gelb) und Härte (sandsteinähnlich, jaspisartig, schiefrig, bröcklig) augenfällig unterscheidbare Schichten. Bei der starken Aufheizung sind besonders die ehemals tonmineralreichen Horizonte in bis kopfgroße, rissige und fettglänzende Brocken zusammengesintert. Der untere Profilverteil enthält zwei konkordante Schlackelagen. Etwa 100 m weiter westlich, an der damals durch den Braunkohle Tagebau „Hoffnung“ angeschnittenen Stirnseite des Bülchens, konnte man den Übergang der Porzellanjaspishorizonte in thermisch kaum oder nicht beanspruchten oligozänen Sand und Ton (Mineralbestand: Quarz, Illit, Kaolinit, möglicherweise Montmorillonit) beobachten. Die Schlackelagen setzten sich als dünne Kohlebänder fort. Damit waren primärer sedimentärer Charakter, oligozänes Alter und mineralogische Zusammensetzung der Ausgangsgesteine bekannt.

Die thermische Beanspruchung führte zur fast vollständigen Umwandlung der ursprünglichen Mineralphasen. Röntgenographisch konnten in den Porzellanjaspisproben folgende Minerale nachgewiesen werden (siehe auch Abb. 1): Quarz, Cristobalit, Cordierit, Mullit, Spinell, Korund, Haematit, Plagioklas und Spuren von Kalifeldspat. Ein Großteil des Quarzes und ein Teil des Haematites stellen Relikte des primären Mineralbestandes dar. Alle anderen Komponenten sind bei der thermischen Beanspruchung neu entstanden. Die Verteilung dieser Minerale im Profil spiegelt primäre Unterschiede in der Zusammensetzung der Ausgangsgesteine wider. Die meisten Proben enthalten außerdem einen Glasanteil, in dem neben SiO_2 auch der chemisch ermittelte, in keiner kristallinen Neubildung eingebaute K_2O -Gehalt (3–4%) der ehemaligen Glimmerminerale fixiert sein muß. Als mineralogische Besonderheit konnte in einem Horizont ein Manganoxid (sehr wahrscheinlich Birnessit) als metallisch glänzender Belag nachgewiesen werden.

Aus dem heute vorliegenden Mineralbestand und der durch partielle Aufschmelzung entstandenen Glasphase muß geschlossen werden, daß die oligozänen Tone und Sande Temperaturen zwischen 800 und 1000°C ausgesetzt waren. Wegen fehlender Überlagerung kann der Druckeinfluß als vernachlässigbar gering angenommen werden. Als Wärmequelle kommen vor allem Schmelbrände eingelagerter und liegender oligozäner Braunkohle in Frage. Ob diese durch Kontakteinfluß eines unmittelbar benachbarten miozänen Basaltes ausgelöst oder verstärkt wurden, oder ob sich der gesamte Vorgang der Porzellanjaspisbildung in jüngerer Zeit abgespielt hat, war auch im Gelände nicht zu entscheiden.

Die auffallende morphologische Stellung des Bülchens im Gesamtbild der tertiären Ablagerungen der Faulbacher Mulde könnte dadurch erklärt werden, daß die gefritteten Horizonte einen Härtling bildeten und sich gegen Abtragung widerstandsfähiger verhielten als die thermisch unbeanspruchten flankierenden Äquivalente. Man könnte aber auch annehmen, daß der Bereich des Porzellanjaspis beim alten Braunkohlenabbau aus verständlichen Gründen weitgehend ausgehalten worden ist.

Der heutige Mineralbestand, die bekannten Ausgangsgesteine und die natürliche Entstehung lassen eine petrogenetische Einstufung des Porzellanjaspis als hochmetamorphes

Kontaktgestein zu. Die Mineralparagenesen einschließlich der Glasphase und die bei niedrigsten Drucken sehr hohen Bildungstemperaturen sind für Gesteine der Sanidinit-Fazies charakteristisch. Diese Art der Metamorphose ist in der Natur nur selten und immer lokal begrenzt verwirklicht. Ein weiteres Beispiel hat KORITNIG (1955) von der Blauen Kuppe bei Eschwege (vgl. d. H. S. 237) beschrieben. Dort sind Buntsandsteinschollen in einer basaltischen Schmelze erhitzt und umgewandelt worden.

Der Porzellanjaspis von Eptero läßt sich zusammenfassend definieren als ein aus oligozänen Sedimenten durch thermische Einwirkung von Kohleschwelbränden hervorgegangenes Gestein der Sanidinit-Fazies.

Schriftenverzeichnis

- BEYSCHLAG, F. (1886): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25000, Blatt Großalmerode.
- ECHLE, W. (1964): Mineralbestand und Entstehung des „Porzellanjaspis“ von Eptero (Nordhessen). Beitr. Mineral. Petrogr. **10**, 32–41.
- KORITNIG, S. (1955): Die Blaue Kuppe bei Eschwege mit ihren Kontakterscheinungen. Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. **4**, 504–521.
- LANDAU (1854): Geschichte der Hessischen Alaunbergwerke und des Braunkohlenbergbaues in Nordhessen. Ver. hess. Gesch. u. Landesk. **6**, 184–215.
- PENNDORF, H. (1926): Geologische Wanderungen im Niederhessischen Bergland. – 345 S., Melsungen (Heimatschollen-Verlag).
- UDLUFT, H. (1953): Das „Bühlchen“ bei Eptero, eine alte Alaunbergbauhalde. Notizbl. hess. Amt Bodenforsch. **81**, 255–257, Wiesbaden.
- WAITZ VON ESCHEN & STRIPPELMANN (1828): Geognostische Betrachtung der am Hirschberge bei Großalmerode abgelagerten tertiären Gebilde, nebst einigen Bemerkungen über den daselbst in Betriebe stehenden Bergbau. Studien Götting. Ver. Bergmänn. Freunde **2**, 121–168.

Der Basalt des Meißner*)

Von Hans HENTSCHEL, Wiesbaden

Teil I

Einleitung

Das Bergmassiv des Meißner verdankt seine Existenz allein dem Basalt, der das Gipfelplateau fast vollständig einnimmt und durch diese dem aus seiner Umgebung auffallend herausragenden und die Landschaft weithin beherrschenden Berg sein charakteristisches Profil gibt.

Der Widerstand der stellenweise mehr als 100 m mächtigen Basaltplatte gegen die post-basaltische jung- und nachtertiäre Erosion ist es gewesen, der den Sockel mesozoischer Schichten und die tertiären unter dem Basalt ruhenden Sedimente einschließlich der Braunkohle vor Abtragung schützte und den Erosionskräften dazu verhalf, das Bergmassiv aus der Landschaft herauszupräparieren. Bei dieser Modellierung sind im Angriff von allen Seiten Randteile der Basaltplatte, über deren ursprüngliche Ausdehnung keine geologischen Merkmale vorliegen, zum Opfer gefallen. Zeugen dieser (auch noch in der Gegenwart anhaltenden) Abbruchtätigkeit sind der basaltische Blockschutt und isolierte Basaltklippen an den Hängen des Massivs.

Historisches zur geologisch-petrographischen Erforschung des Basaltes

Der Basalt des Meißner hat schon um die Wende des 18. zum 19. Jahrhundert das besondere Interesse der Geologen und Mineralogen gefunden. Als eins der Streitobjekte bei der Auseinandersetzung zwischen Neptunisten und Plutonisten diente er Abraham Gottlieb WERNER (1789) zu einer Stellungnahme gegen FAUST (1784, 1789), der die vulkanische Natur des Meißner-Basaltes wohl erstmals erkannt und mit guten aber auch mit den irrigen Argumenten dieser Zeit begründet hatte. FAUST erhielt wenig später Unterstützung durch SCHAUB (1799), der offenbar auch der erste gewesen ist, der auf die petrographischen Unterschiede in der Basaltdecke des Meißner aufmerksam machte und zwischen (liegendem dichten) Basalt und (hangendem körnigen) „Duckstein“ unterschied. Für diesen Duckstein des Meißner führte dann der große französische Mineraloge René Just HAUY 1822 die Bezeichnung Dolerit¹⁾ ein.

Im weiteren Verlauf der Erforschung des Meißner-Basaltes wird in der Mitte des 19. Jahrhunderts durch zahlreiche Autoren nicht nur seine mineralogische und chemische Zusammensetzung bekannt, sondern es klären sich auch die Vorstellungen über die Entstehung der Basaltdecke und ihre petrographische Untergliederung. Haben noch v. LEONHARD

¹⁾ Diese Zuschreibung dürfte aber nicht so ganz sicher sein, da ein anderer zeitgenössischer französischer Geologe, d'AUBUISSON, 1819, also 3 Jahre früher als HAUY (1822), den Gesteinsnamen Dolerit schon publizistisch verwendet und den Meißner-Basalt (wie er auf dem Plateau ansteht) als erstes (und bestes) Beispiel für diesen Gesteinstyp angibt, genau wie es HAUY (1822) tut. Beide Autoren berufen sich dabei aber nicht aufeinander, wie sie es bei anderen neu aufgestellten Gesteinsnamen getan haben. HAUY erläutert aber den Sinn des Namens Dolerit, abgeleitet von *δολερός*, trügerisch, wegen der Möglichkeit einer Verwechslung mit Diorit.

*) Unveränderte Fassung (Teil I) aus dem Sonderheft 17 zum Aufschluß 1968.

(1832), BLUM (1860), MOESTA (1867) und SANDBERGER (1873) Basalt und Dolerit als voneinander unabhängige Bildungen angesehen, und zwar als zeitlich aufeinander gefolgte übereinandergeflossene Lava-Decken, so versuchte MÖHL (1872) den von ihm erkannten engen Verband des Basaltes mit dem Dolerit durch die Annahme zu erklären, daß die doleritische Erstarrung in der Tiefe erfolgt und der Dolerit in Schollen mit dem noch nicht erstarrten Teil des basaltischen Magmas zur Extrusion gebracht worden sei. BEYSCHLAG in MOESTA & BEYSCHLAG (1886), der ähnlich wie MÖHL den seinerzeit allein wohl am Weisstein (NW Altarstein) beobachtbaren kontinuierlichen Übergang vom liegenden dichten Basalt in den körnigen Dolerit für ein entscheidendes Kriterium gegen die Annahme zweier unabhängiger Ergußdecken hielt, war der Auffassung, daß ein einziger Erguß erfolgt sei, bei dem die liegenden und die peripheren Bereiche der Magmamasse infolge ihrer Berührung mit der Landoberfläche rascher abgekühlt und zu dichtem Basalt erstarrt seien, während in der Mitte und im „Oberteil“ des Ergusses infolge langsamerer Abkühlung größere, doleritische Kristallisation habe stattfinden können. BEYSCHLAG nahm dabei auch schon zusätzlich eine teilweise Trennung der sich in der Schmelze bildenden Kristalle nach dem spezifischen Gewicht an. UTHEMANN (1892) wandelte die Vorstellungen BEYSCHLAGs insofern etwas ab, als er nur für die thermisch gut geschützte Mitte des Ergusses eine doleritische Gesteinsentwicklung für möglich hielt. Das führte ihn wegen des Fehlens einer Basaltlage über dem Dolerit zu der weiteren Annahme, daß Verwitterung und Erosion diese obere Basaltlage später vollkommen beseitigt haben müssen, zu welcher Vorstellung d'AUBUISSON (1819), wenn auch aus anderen Gründen, schon gekommen war.

Schließlich hat PFLANZL (1953) einen weiteren Schritt in der geologischen Erforschung des Meißner-Basaltes getan, indem er mit geologischen Argumenten eine intrusive Platznahme der Basaltmasse gegenüber einer effusiven – die bisherige Auffassung – begründete. Er stützte sich dabei auf KLÜPFEL (1924, 1929), dessen Vorstellungen von einer intrusiven Platznahme der meisten unserer tertiären Basalte nach vieljähriger Ablehnung schließlich doch weitgehend Anerkennung gefunden hatten. (Es empfiehlt sich, das Eindringen eines Magmas in oberflächennahe Lockersedimente nicht Intrusion, sondern nach einem Vorschlag von AHRENS (1934) Subeffusion zu nennen.) Eine solche postulierte PFLANZL (1953). Als Beweis führte er Aufschlüsse im Tagebau Grebestein sowie Bohrprofile aus dem Flurgebiet Weiberhemd an, wo geringmächtiger Basalt in seinem Liegenden und seinem Hangenden von den gleichen tertiären Sedimenten umschlossen sei, folglich in diese eingedrungen sein müsse. Für den Basalt des Meißner als Ganzem mangelt es aber an solchen Indizien für Subeffusion infolge der Erosion der obersten hangenden Teile des Basaltes, sowie des einst über dem Basalt vorhanden gewesenenen präbasaltischen tertiärsedimentären Daches.

Die erste eingehende geologische Kartierung des Meißner-Basaltes stammt von MOESTA. Sie ist in den Geol. Spezialkarten von Preußen 1:25000, Blätter Waldkappel MOESTA (1876) und Allendorf MOESTA & BEYSCHLAG (1886) enthalten. Die Erläuterungen zu letzterem Blatt verfaßte BEYSCHLAG (MOESTA & BEYSCHLAG 1886), der sich dabei eingehend mit dem Basalt und der Entwicklung seiner geologischen Erforschung befaßt hat. (Seinem historischen Bericht wurde hier im wesentlichen gefolgt.) Von UTHEMANN (1892) wurde wenig später eine geologische Spezialkarte des Meißner in noch größerem Maßstab veröffentlicht, die aber gänzlich die MOESTA'sche Kartierung übernommen hat und nur bei den geologischen Profilen eine eigene Auffassung vertritt. Erst 1953 erfolgte durch PFLANZL (1953) eine Neukartierung des Meißner-Gebietes einschließlich einer Neuaufnahme des gesamten Basaltgebietes. Sie unterscheidet sich von der MOESTA'schen Karte (durch geringe Grenzveränderungen) nur wenig, was das Basaltplateau im Ganzen anlangt, mehr aber durch die Darstellung der außerhalb des

Basaltplateaus auftretenden Einzelvorkommen von Basalt, die in der MOESTAschen Karte zu summarisch und damit unrichtig zusammengefaßt sind.

Da die MOESTAsche Karte seit Jahrzehnten vergriffen und die PFLANZLsche Dissertation mit seiner Karte leider nicht veröffentlicht wurde, besteht seit langem eine dringende Nachfrage nach einer neuen geologischen Karte des Meißner.

Petrographie der Basalte

Überblick: Es lassen sich petrographisch im wesentlichen die folgenden Basalttypen unterscheiden:

Olivindolerit (mit untergeordnetem grobkörnigen Olivindolerit),
dichter Olivinbasalt,
glasreicher Olivinbasalt.

Zwischen Olivindolerit und dichtem Olivinbasalt, den beiden Basalt-Haupttypen, besteht aber ein kontinuierlicher Übergang, der sich (wo nur die Aufschlüsse im vertikalen Profil ausreichend genug sind, eine solche Beobachtung zu erlauben) stets zwischen dem dichten Olivinbasalt im Liegenden und dem Olivindolerit im Hangenden eingeschaltet findet.

Dieses „Übergangsgestein“, das den Übergang zwischen den beiden Haupttypen in jeder petrographischen Einzelheit, auffällig vor allem bezüglich der Korngröße, vermittelt, als Anamesit zu bezeichnen, ein Name für Basalte einer mittleren Korngröße, ist zu Zeiten BEYSCHLAGs vorgeschlagen worden. Glücklicherweise ist diese Bezeichnung aber nicht mehr gebräuchlich. Ein Aufwerten dieser Übergangszone zu einem bestimmten Gesteinstyp würde außerdem auch der wahren Natur dieser Zone widersprechen.

Bei guten frischen Aufschlüssen, wie sie seit Jahren z. B. am Lettenberg im Tagebau Kalbe existieren, kann man diese Übergangszone, vor allem aus etwas größerer Entfernung (an der unterschiedlichen Absonderung von Dolerit und Basalt), recht deutlich erkennen. Sie ist dort einige Meter mächtig. Genauer läßt sie sich mikroskopisch fassen, wenn man die Korngrößen der wesentlichen Minerale für die beiden Hauptgesteine bestimmt. Es ergaben sich dann Extremwerte nach oben und unten, die einen Bereich der Korngrößen einschließen, der von den Übergangsgesteinen eingenommen wird. Zu diesem Verfahren ist man sogar gezwungen, wenn, wie im Falle von losem Blockmaterial oder auch bei größeren Klippen (z. B. bei den Seesteinen), ein zusammenhängender Vertikalaufschluß fehlt.

Olivindolerit, Übergangsgestein und dichter Olivinbasalt machen zusammen allein die Gesamtmasse des Basaltplateaus des Meißner aus. Auch die Klippen und Blockmassen der Seesteine gehören dazu, worüber noch zu sprechen sein wird. Der glasreiche Olivinbasalt ist dagegen ein für sich gesondert bestehender Gesteinstyp, der, isoliert von der Basaltmasse des Plateaus, übertrage nur allein die kleinen Basaltklippen der Kitzkammer aufbaut. Ein zusätzliches Einzelvorkommen eines glasführenden, wenn auch nicht gerade glasreichen Basaltes mit etwas anderen petrographischen Eigenschaften ist 1961 bei einer Bohrung unter der Kalbe festgestellt worden.

Die einzelnen Basalttypen¹⁾

Olivindolerit: Das Gestein ist ein mittelgrauer leicht verwitternder Weichbasalt, der kaum für wirtschaftliche Nutzung taugt. Er ist durch ein körnig-ophitisches Gefüge gekennzeichnet. Makroskopisch erscheint er einfach gleichmäßig körnig (unter- und übermillimeterkörnig).

¹⁾ Die erste moderne mikroskopische Physiographie der Meißner-Basalte, in Einzelheiten z. T. eingehender als die hier gebotene Kurzfassung, findet sich bei PFLANZL (1953).

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Olivin, Pyroxen, Plagioklas und Ilmenit; ständige Nebengemengteile: Apatit und Zeolithe; gelegentlich auftretende Nebengemengteile: Titanomagnetit, Biotit, Aegirin, braune nadelige Hornblende, Analcim, Chlorit, Calcit sowie braunes Glas.

Der Olivin hat nach Achsenwinkelmessungen ($2V\alpha$ zwischen 75 und 80°) nicht die bei den tertiären Basalten sonst übliche Zusammensetzung von 80 – 85 Mol-% Forsterit, sondern weist nur einen Forsteritgehalt von 65 – 50 Mol-% Mg_2SiO_4 auf. Der damit entsprechend erhöhte Fayalit-Gehalt zeigt sonach eine fortlaufende Kristallisation des Olivins bis in ein spätes Erstarrungsstadium der Schmelze an. Die Kristallkörner haben meist langgestreckte, gelegentlich dabei auch etwas skelettige Form. Bei kleinem Korn ist der Olivin gedrunken und dann meist zu kleinen Kornhaufen aggregiert. Seine ursprüngliche Idiomorphie ist infolge teilweiser Serpentinisierung meist nicht mehr gut erkennbar. Die Korngröße schwankt zwischen 5 – $0,5$ mm \varnothing . Er ist mit etwa 5 – 10 Vol-% am Gestein beteiligt.

Der Pyroxen ist monoklin mit $n\gamma/c = 39$ – 45° , lichtbräunlich, schwach pleochroitisch, gelegentlich etwas violettstichig, d. h. titanaugitisch, oft zonar mit Sanduhr-Sektoren, gelegentlich auch lamellar verzwilligt. Kornform gestreckt bis gedrunken säulig, \pm idiomorph. Korngröße schwankend etwa zwischen 5×2 mm bis $0,4 \times 0,2$ mm.

Der Plagioklas, ein Andesin mit einem Anorthitgehalt von 35 – 45 Mol-%, bildet hauptsächlich dünne tafelige Leisten von 2 – 5 mm Länge, (aber auch < 1 mm), die fast stets zu mehreren subparallel gebündelt sind (bis 2 mm Bündelbreite). Stark zonare Außenkristalle mit albitreicher xenomorpher Aureole um die gebündelten tafeligen Leisten herum verkitten diese jeweils zu einer Einheit. Die schmalen Zwischenräume zwischen den gering divergierenden Tafeln sind albitreich wie der Außenrand der xenomorphen Aureole. In der Schliiffebene liegende Bündel erscheinen als flächige stark zonare xenomorphe Kristalle, die die Zwischenräume zwischen den Plagioklasbündeln ausfüllen. Daneben sind Zwickelräume in mehr oder weniger großer Zahl auch von verschiedenen Zeolithen ausgefüllt, die einestheils radiaalfaserige, andernteils gedrunkene pflasterartige Aggregate bilden. Letztere dürften oft aus Phillipsit bestehen. Zeolithe sind oft auch feinfingerig in Plagioklas eingedrunken. Diese meist nur geringfügige Feldspatverdrängung wird mitunter auch spärlich von Analcim wahrgenommen.

Ilmenit, bis 2 – 5 mm lange dünne Spieße bildend, stellt das Haupterzmineral dar. Gelegentlich tritt neben ihm oder an seine Stelle ein skelettiger oder auch ein kompakter Titanomagnetit. Titaneisenglimmer, violett durchscheinende Blättchen bildend, tritt gelegentlich in feldspatreichen Doleriten massenhaft zwischen den Feldspatleisten eingestreut auf.

Apatit ist in langen dünnen Nadeln (bis max. $2 \times 0,1$ mm) oft recht reichlich in die hellen Gemengteile eingewachsen. Fast stets ist auch ein wenig Biotit in kleinen Flittern zugegen.

Äußerst selten ist Calcit, wahrscheinlich gelegentlich auch etwas sideritisch, in ganz vereinzelt kleinen Zwickeln zu beobachten. Ebenso selten sind Aegirin und eine brauner nadeliger Amphibol. Der Amphibol begleitet Biotit, während der Aegirin kleine Fortwachungen des normalen Augites oder auch isolierte Kristallspitzen gebildet hat.

Braunes Glas ist nur ganz selten in einigen Gesteinen als schmale Zwickelfüllung beobachtet worden. – Weder Kalifeldspat noch Nephelin, die gelegentlich beobachtet sein sollen, konnten festgestellt werden.

Grobkörniger Dolerit: Inmitten des Dolerites aber auch im dichten Basalt finden sich gelegentlich Gängchen oder Schlieren eines sehr grobkörnigen Olivindolerites.

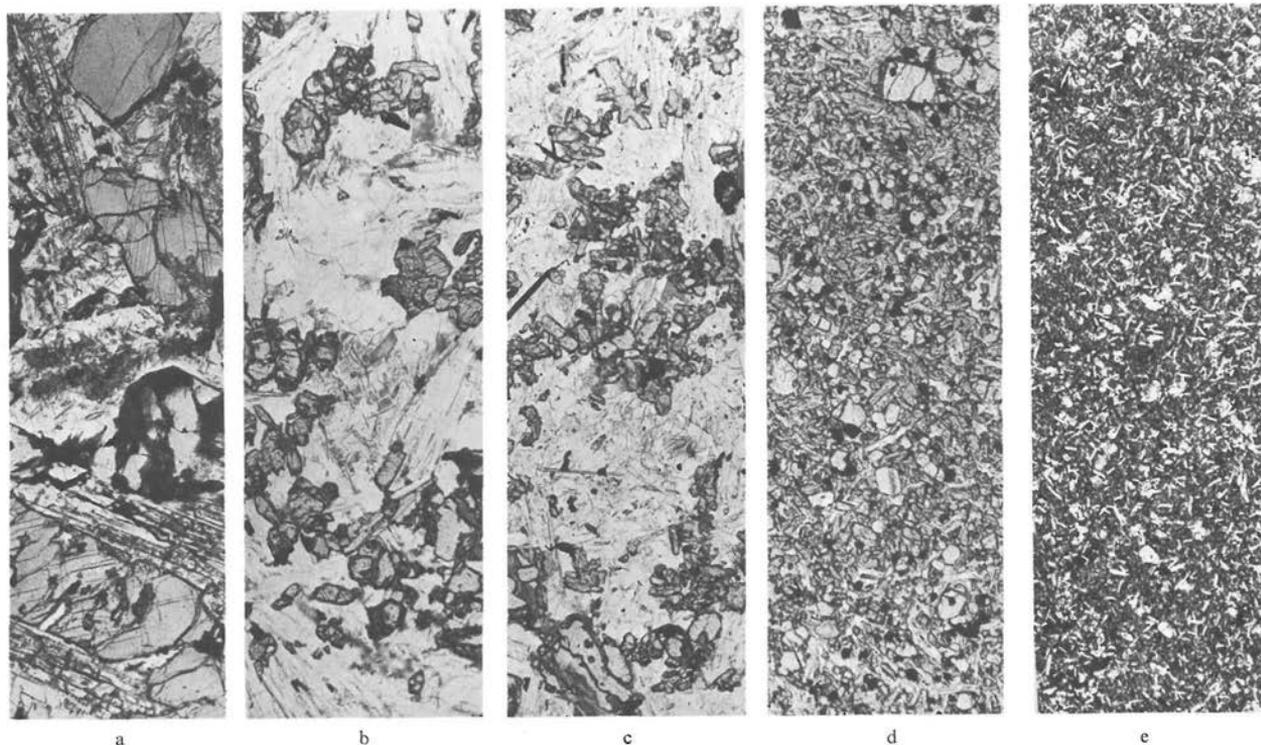


Abb. 1. Die Basalttypen des Meißners; Mikrofotos 10fach vergrößert zur Demonstration der Unterschiede von Korngröße und Gefüge, a und b: Olivindolerit, c: Übergangsgestein, d: dichter Olivinbasalt, e: glasreicher Olivinbasalt.

Hellgraue, schwarz konturierte Kristalle: Olivin, z. T. serpentinisiert; dunkelgraue Kristalle mit Spaltrissen: Pyroxen, im Schlibbild 1e von dem Untergrund aus braunem Glas sich kaum abhebend; schwarz: Magnetit, Titanomagnetit und Ilmenit; weiß: Feldspat + sehr wenig Zeolith in den Feldspatzwickeln bei den Bildern a, b und c; weiße Nadelchen in a, b und c: Apatit.

Lokalitäten: a: Felsblöcke i. Distrikt 25, ca. 1 km südl. P. 712,9 südl. Straße Viehhaus-Schwalbenthal; – b: Lettenberg, oberste Abraumsohle (1958) im Tagebau (Analyse Nr. 1). – c: Stbr. KÖHLER, Bransrode, 25 m über Bruchsohle (Analyse Nr. 2). – d: Seesteine, von den obersten Felsklippen: e: Kitzkammer (Analyse Nr. 7).

Vor Jahren war am Lettenberg im Braunkohlentagebau im Dolerit ein Gängchen, etwa 0,70 m mächtig, auf einige Meter gut aufgeschlossen, während Schlieren von einigen Metern Länge und bis 0,50 m Dicke im dichten Basalt und im Übergangsgestein im KÖHLERSchen Steinbruch bei Bransrode gelegentlich angetroffen werden. Sie weisen den gleichen Mineralbestand wie die Olivindolerite auf, unterscheiden sich von diesen aber in der Ausbildung der Mineralkomponenten und damit im Gefüge.

Mineralbestand: Olivin ist mit langgestreckten frischen oder weitgehend serpentinisierten Kristallen beteiligt. Pyroxen, monoklin, grau oder bräunlich violettstichig, zonar mit Sanduhrsektoren, bildet große über 1 cm lange und 2 mm breite Kristalle. $n\gamma/c = 42^\circ$ im Kern und 36° am Außenrand bei zonaren Kristallen. Plagioklas, bis 1 cm groß, breit tafelig mit 35–40 Mol-% Anorthitgehalt, stark verzwilligt nach Karlsbader-, Albit- und Periklingesetz. Erzmineral: große skelettige Titanomagnetite mit Biotit-Flitter, die am Erz haften. Apatit-Nadeln bis 2 mm lang, 0,1 mm dick, vorwiegend in Plagioklas, aber auch in Pyroxen und Olivin eingewachsen.

Ganz vereinzelt tritt in einzelnen Zwickelräumen eine Grundmasse auf, die aus einem sehr feinkristallinen Gemenge von Plagioklasnadeln, Chlorit, Säulchen und Körnchen von Aegirin sowie dünnen Ilmenit-Blättchen besteht.

Diese Grob-Dolerite stellen quasi-pegmatitische Produkte einer in geringer Menge örtlich angesammelten an flüchtigen Komponenten (i. w. H_2O) angereicherten Restschmelze dar.

Dichter Olivinbasalt: Sein Gefüge ist mikroporphyrisch-körnig bis subophitisch. Im Mineralbestand unterscheidet sich dieser Typ nicht von den Doleriten, etwas aber im Mineralmengenverhältnis (s. u.). – Makroskopisch erscheint das Gestein dicht, allenfalls (verursacht durch die Einsprenglinge) feinkörnig (siehe Abb. 1 d). Es ist splitttrig-hart und als Splitt gut verwendbar.

Die mikroporphyrischen Einsprenglinge (1,5–0,5 mm) sind ausschließlich Kristalle von Olivin, der auch (mit Korngrößenübergängen) in der Grundmasse (mit 0,1–0,2 mm) anwesend ist und zu den Hauptgemengteilen (zwischen ca. 5–20 Vol-% insgesamt) zählt. Die Menge der Einsprenglinge ist meist gering. Serpentinisierung kann fehlen, aber auch vollständige Umwandlung des Olivins bewirkt haben.

Die bräunlichen bis violettstichigen monoklinen Pyroxene variieren mit der Korngröße meist beträchtlich innerhalb eines Gesteins: lang- oder kurzsäulig (0,3–0,1 mm lang und 0,05–0,02 mm dick), stets weitgehend idiomorph.

Die leistenförmigen Plagioklase haben sich meist genau so arrangiert wie in den Doleriten, nur in geringerer Menge und mit wesentlich kleineren Korngrößen (Leisten bis 0,2 mm lang, Bündelbreite bis 0,1 mm). Gelegentlich treten in subophitischer Anordnung auch Einzelleisten auf (0,25 × 0,05 mm). Auch dort ist die Zwickelfüllung meist xenomorpher stark zonarer Plagioklas, ebenso beteiligen sich Zeolithe, seltener Analcim an Füllungen von Zwickeln und blasenartigen Hohlräumen (bis 3 mm), die im dichten Basalt zuweilen enthalten sind. Haupterzmineral ist Magnetit (statt Ilmenit wie bei den Doleriten). Daneben braucht Ilmenit in kleinen Spießen und als dünnste Blättchen nicht vollständig zu fehlen. Apatit kann äußerst feine Nadeln bilden, die massenhaft im Feldspat sitzen, nicht selten ist er aber in relativ wenigen, für die allgemeine Korngröße des Gesteins übergroßen Nadelchen (von 0,5 × 0,05 mm) anzutreffen. Biotit-Flitter sind in fast allen Gesteinen dieses Typs anzutreffen, dagegen nur sehr vereinzelt Calcit. Weder Kalifeldspat noch Nephelin ließen sich mit Sicherheit identifizieren. (Vergleiche Teil II)

Bei Annäherung und in nächster Nähe des liegenden Kontaktes zur Braunkohle oder zu kohlig-tonigen Letten stellt sich in der Grundmasse eine grünlich-trübe Matrix ein, die

aus einem feinstkristallinen Aggregat besteht, an dem u. a. ein Ton-Mineral sowie feinste Nadeln von Erz, vermutlich Ilmenit, beteiligt sind. Diese Matrix dürfte aus der Umwandlung von Glas hervorgegangen sein. Braunes Glas selbst, als Interstitialfüllung erhalten geblieben, konnte nur selten beobachtet werden: in einem Ausnahmefall wurde es allerdings sehr reichlich, schätzungsweise 5–10 Vol.-% des Gesteins von dichtem Basalt ausmachend, am Kohlekontakt angetroffen, und zwar am Ende einer Horizontalbohrung im Untergrund der Kalbe. Weitere Angaben zu dieser Bohrung siehe FINKENWIRTH S. 229 d. Heft. Das hier auftretende glasführende Gestein von dichtem Olivinbasalt ist mit dem nachfolgend beschriebenen „glasreichen Olivinbasalt“ nicht identisch. Es unterscheidet sich von diesem vielmehr nicht unwesentlich durch sein Gefüge, das intersertal ist, während der glasreiche Olivinbasalt körnig-hyalin ist und wesentlich höheren Glasgehalt aufweist.

Der dichte Basalt enthält gelegentlich en miniature kleine Schlieren von einigen cm Länge und einigen mm Breite, die vorwiegend mit Zeolithen und Analcim evtl. auch mit etwas Nephelin gefüllt sind. Größere Plagioklase und Pyroxene sind aus der Grundmasse etwas in diese kleinen Schlieren hineingewachsen, die einen kleinen bei der Erstarrung bis zuletzt örtlich übriggebliebenen Schmelzrest des Magmas repräsentieren.

In der Nähe des liegenden Kontaktes tritt gelegentlich auch Sonnenbrenner auf; ERNST & DRESCHER-KADEN (1941) haben darüber berichtet.

Das *Übergangsgestein* zwischen Olivindolerit und dichtem Olivinbasalt vermittelt so kontinuierlich nach Gefüge, Korngröße und Mineralbestand zwischen den beiden Haupttypen, daß zu seinen mikroskopischen Daten nichts Zusätzliches mitzuteilen ist (vgl. Abb. 1c).

Der *glasreiche Olivinbasalt* (der Kitzkammer) ist ein grauschwarzes dichtes bis feinkörniges, splittrig-hartes Gestein, das auf frischen Bruchflächen infolge seines hohen Glasanteils einen leichten Glanz aufweist. Sein Gefüge ist mikroporphyrisch körnig-hyalin (vgl. Abb. 1e). Die lose Verteilung der Kristalle der Hauptmenge teile in der glasigen Matrix ist in Abb. 1e nicht erkennbar. Dafür hätte es einer stärkeren Vergrößerung bedurft.

Der Mineralbestand umfaßt Olivin, Pyroxen, Plagioklas und Magnetit, sporadisch außerdem etwas Analcim. Alle Mineralien bilden idiomorphe Kristalle, die frei in einer Basis aus braunem Glas schwimmen. Die Menge des Glases macht schätzungsweise etwa 30–50 Vol.-% des Gesteins aus.

Der vollständig frische farblose Olivin bildet Mikroeingsprenge von ca. 0,5 mm Ø. Zu den Olivinkristallen der Grundmasse (ca. 0,05 mm) besteht ein kontinuierlicher Übergang der Korngröße. Der monokline Pyroxen ist säulig mit Korngrößen von $0,1 \times 0,05$ mm bis $0,05 \times 0,02$ mm. Die Plagioklas leisten, dort nur einzeln auftretend, haben Maße von etwa $0,2 \times 0,02$ mm. Der Anorthitgehalt liegt bei 45–50 Mol.-%. Magnetit bildet zahlreiche idiomorphe Kristalle von ca. 0,02 mm Ø. Anscheinend schlierenartig verteilt, tritt perl-schnurartig lose aneinandergereiht wenig Analcim auf, der mitunter gerade noch einen radial-faserigen inneren Aufbau erkennen läßt. Es muß dahingestellt bleiben, ob Analcim einen vorherigen radialfaserigen Zeolith verdrängt hat oder ein solcher anfängt, den Analcim zu ersetzen. Das bräunliche Glas ist von zahllosen winzigen Apatitnadelchen durchspickt.

Chemismus der Meißner-Basalte

Die Erläuterungen zu Blatt Allendorf (MOESTA & BEYSCHLAG 1886) enthalten eine Anzahl chemischer Analysen der Basalte. Diese Analysen sind vor 1886 angefertigt, heute daher nicht mehr brauchbar. Die hier mitgeteilten neuen Analysen (Tab. 1)¹ wurden im Hessischen Landesamt für Bodenforschung angefertigt. Sie stammen von Material, das, vom Autor gesammelt, zugleich auch der mikroskopischen Untersuchung diente.

¹) Vergleiche dazu in Teil II, Tab. 2, die Analysen von GROSS (1973).

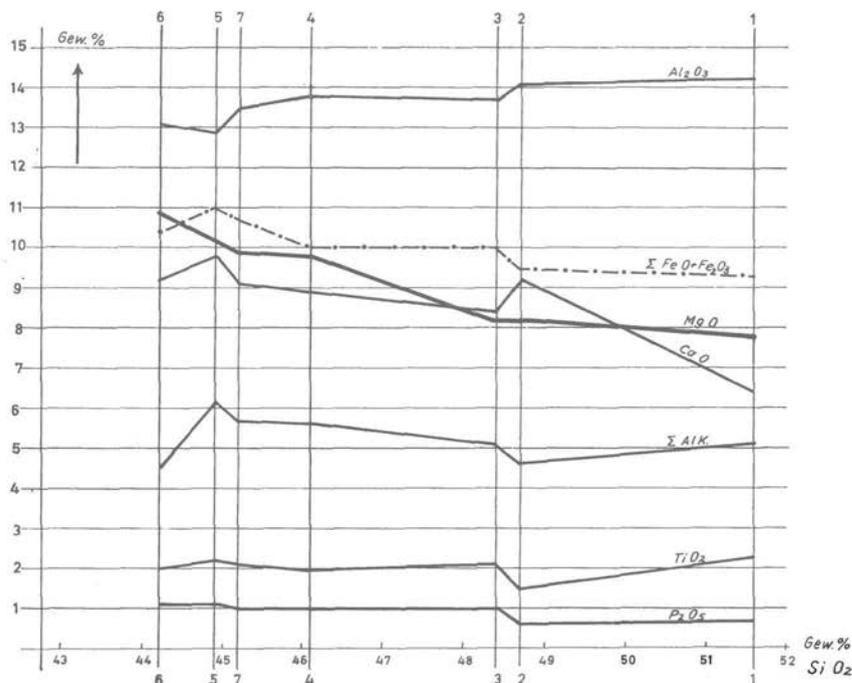


Abb. 2. Diagramm der chemischen Variation der Analysen 1-7 in Tabelle 1.

Die Analysen lassen in der graphischen Darstellung (Abb. 2) deutlich eine gerichtete Variation der wichtigsten Oxide (bzw. Oxidsummen) erkennen. Sie ist nicht besonders groß, umfaßt aber doch im SiO₂-Wert über 7 Gew.-%. Im einzelnen zeichnet sich der Olivindolerit (Analyse 1) gegenüber dem Olivinbasalt (Analysen 4 bis 6) durch höhere Gehalte von SiO₂ und Al₂O₃ aus, die mit einer Abnahme der Gehalte an CaO, MgO und FeO + Fe₂O₃ gekoppelt sind. Beachtenswert erscheint der etwa konstant bleibende Wert der Summe der Alkalien sowie der von TiO₂. Phosphorsäure tendiert zur Abnahme mit wachsendem SiO₂.

Die Analysen der Übergangsgesteine (2 und 3) zeigen, daß auch chemisch diese Gesteine zwischen den beiden Hauptgesteinen Olivindolerit und Olivinbasalt stehen.

Der etwas unruhige Kurvenverlauf ist bedingt durch die geringe Zahl der Analysen. Bei größerer Zahl würden sich die einzelnen Kurven als Mittellinien von Streustreifen der Oxidwerte ergeben, was die doch auch jetzt schon erkennbare chemische Variationstendenz noch etwas deutlicher hervortreten lassen würde. Die Streuungen erklären sich als geringfügige lokal bedingte Änderungen im Mineralmengenverhältnis der analysierten Gesteine. Es ist ja zu bedenken, daß das Analysenmaterial über den ganzen Meißner verteilt ist (vgl. die Ortsangaben zu Tab. 1).

Der gläserne Olivinbasalt aus dem Kitzkammergang ist als Analyse 7 mit in die graphische Darstellung aufgenommen worden, weil der Gang – das sei vorweggenommen – als Zufuhrspalte für den Basalt des Plateaus angesehen wird. Auf Grund der noch zu erörternden genetischen Beziehungen zwischen Olivindolerit und dichtem Olivinbasalt muß das Gang-

Tab. 1. Analysen von Meißner-Basalten

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,6	48,7	48,4	46,1	44,9	44,2	45,2
TiO ₂	2,30	1,53	2,14	1,98	2,15	1,95	2,14
Al ₂ O ₃	14,3	14,08	13,7	13,82	12,9	13,07	13,5
Fe ₂ O ₃	1,7	1,69	2,7	3,16	3,3	3,04	4,0
FeO	7,6	7,78	7,3	6,85	7,7	7,34	6,7
MnO	0,17	0,17	0,18	0,19	0,20	0,19	0,19
MgO	6,38	9,15	8,43	8,89	9,75	9,16	9,10
CaO	7,75	8,22	8,18	9,84	10,15	10,85	9,90
Na ₂ O	3,86	3,41	3,40	3,45	4,19	3,47	3,50
K ₂ O	1,22	1,14	1,89	2,15	2,01	0,98	2,15
H ₂ O ⁺	1,04	1,65	1,96	2,04	1,71	3,62	2,10
H ₂ O ⁻	1,22	0,81	0,33	0,45	0,40	0,93	0,44
P ₂ O ₅	0,69	0,61	1,02	1,03	1,06	1,06	1,04
CO ₂	0	0	0	0	0	0	0
S ⁻	0	0,10	0	0,07	0	0,12	0
SO ₄ ⁺⁺	n. b.	0,02	n. b.	0,11	n. b.	0,05	n. b.
Cl ⁻	n. b.	0,04	n. b.	0,04	n. b.	0,04	n. b.
Summe	99,83	99,10	99,63	100,17	100,42	100,07	99,96
Dichte	2,85	2,90	2,91	2,93	2,96	2,87	2,92

1: Olivindolerit von der 705 m Abraumssole am Lettenberg, S-Wand des Tagebaus an der Kalbe. – Bl. Bad Sooden-Allendorf. – Probe 2571, (entnommen 1958). – anal. P. PFEFFER 1958.

2: Doleritisch-basaltisches Übergangsgestein, Steinbruch Köhler b. Bransrode, von ca. 25 m über Hauptsohle. – Bl. Sooden-Allendorf. – Probe 2940, (entn. 1958). – anal. P. PFEFFER 1961.

3: Doleritisch-basaltisches Übergangsgestein von der 695 m Abraumssole i. d. Nähe der Kalbe; Tagebau. – Bl. Bad Sooden-Allendorf. – Probe 2572, (entn. 1958). – anal. P. PFEFFER 1958.

4: Dichter Olivinbasalt, Stbr. Köhler b. Bransrode; von der Bruchsohle (690 m) links. – Bl. Bad Sooden-Allendorf. – Probe 2939 (entn. 1961). – anal. P. PFEFFER 1961.

5: Dichter Olivinbasalt von der mittleren Klippe, bezeichnet als „Branschiltschs Ruhe“, Seesteine in der Höhe d. Kaiserstr. – Bl. Waldkappel. – Probe 2569. – anal. P. PFEFFER 1958.

6: Dichter Olivinbasalt, Stbr. Köhler b. Bransrode, von der Bruchsohle, Mitte (690 m). – Bl. Bad Sooden-Allendorf. – Probe 2937 (entn. 1961). – anal. P. PFEFFER 1961.

7: Glasreicher Olivinbasalt, Kitzkammer, von etwa Gangmitte aus der Schlucht. – Bl. Bad Sooden-Allendorf. – Probe 2174. – anal. P. PFEFFER 1958.

material dann einen Chemismus aufweisen, der zwischen dem der beiden Hauptgesteinstypen liegt. Die Analyse nimmt, wie das Diagramm zeigt, mit allen Oxidwerten diese mittlere Position tatsächlich auch ein.

Auftreten und Verbreitung der verschiedenen Basalttypen

Olivindolerit und dichter Olivinbasalt: Olivindolerit findet sich nur auf dem Hochplateau des Meißner. Die alte Karte von MOESTA & BEYSCHLAG (1886) läßt den Olivindolerit das gesamte Plateau einnehmen mit Ausnahme schmaler Randstreifen aus dichtem Olivinbasalt an seinem Nord- und Süden und an der Kalbe. Da größere Flächen des Plateaus ohne Aufschlüsse sind und dort Lesesteine oft nur spärlich auftreten, für die außerdem eine unveränderte Ortslage nicht immer sicher ist, hat PFLANZL (1953) in seiner Karte für das Plateaugebiet nur zwischen anstehendem und unter Blockschutt verborgen liegendem Basalt unterschieden, eine Aufgliederung in Dolerit und Basalt aber unterlassen.

Dafür hat er aber auf einer gesonderten Kartenskizze unter Zuhilfenahme von Lesesteinen die Verbreitung des Olivindolerits, des dichten Olivinbasaltes sowie des Übergangsgesteins festzulegen versucht. Für gewisse Flächen war dabei eine Zuordnung nicht möglich, weil sich dort nicht einmal Lesesteine finden ließen. Auf dieser PFLANZLschen Skizze sind die beiden großen Plateauflächen im Norden und Süden i. w. Dolerit-besetzt geblieben, aber PFLANZL hat auch in diesen Gebieten dichten Basalt mitangegeben. Die Verbreitung des dichten Olivinbasaltes ist sonst an den Rändern im Norden, Süden und an der Kalbe gegenüber der alten MOESTAschen Karte nicht geändert, wohl aber auf dem Plateau selbst, wo PFLANZL die Einschnürung der Basaltfläche zwischen Laudenbacher Hohl und Weiberhemd (das ist auf dem Gebietsstreifen zwischen den Gitterlinien H. 5676 und 5677 der top. Karte 1:25000, Blatt Bad Sooden-Allendorf) dem Olivinbasalt zuweist. Die anzunehmende geringe primäre Mächtigkeit der Basaltdecke in diesem Gebiet macht aus noch zu erörternden Gründen dort das Fehlen von Dolerit zumindest wahrscheinlich (vgl. das folgende Kapitel).

Die hier wiedergegebene Skizze (Abb. 3) bringt i. w. die von PFLANZL angegebene Aufteilung unter Berücksichtigung eigener Befunde. Sie zeigt sowohl die Ausdehnung der Basaltplatte auf dem Meißner-Plateau als auch ihre teils gesicherte, teils mehr vermutete Aufgliederung in Dolerit-, Basalt- und Übergangsgebiete. Kitzkammergang und Seesteinklippen sind auch mit ihren Gesteinstypen eingetragen.

Über die Mächtigkeit des Dolerites und des dichten Basaltes geben uns die großen Aufschlüsse im Steinbruch KÖHLER, Bransrode und im ehemaligen Braunkohlentagebau an der Kalbe etwas Auskunft. Zunächst aber einige Worte zur Mächtigkeit der Basaltmasse des Plateaus im ganzen. Sie ist keineswegs eine Platte von annähernd gleicher Mächtigkeit, was anzunehmen die ziemlich ebene Hochfläche des Meißners verführen kann.

Durch den Tiefbau auf Braunkohle unter dem Basalt sowie durch Vertikalbohrungen auf der Hochfläche ist zugleich mit der Lage des Braunkohlenflözes auch der Verlauf der Basaltunterfläche in den kohlethöffigen Gebieten bekannt geworden. (Vgl. dazu den Aufsatz von FINKENWIRTH in d. Heft S. 229.) Danach liegt der Basalt fast durchgehend der Braunkohle auf, die er am Kontakt auf einige Meter zu Stengel- und Glanzkohle thermometamorphosierte, und füllt wie diese einige größere Tertiärmulden aus, die, unter dem Plateau liegend, ihre ansteigenden Ränder am Plateaufuß zutage treten lassen. Das erklärt die oft gemachte Beobachtung des Stollenbergbaues, daß der Basalt vom Rand her mit seiner Unterfläche bergwärts einfällt. Im Gebiet des Muldentiefsten – das ist im Fall der im Norden gelegenen Bransroder Mulde etwa unter der Kasselkuppe – erreicht die Basaltmasse mit etwa 150 m ihre größte bislang bekannte Mächtigkeit. Zwischen den Mulden liegende Aufsetzungen haben die Mächtigkeit des Basaltes entsprechend reduziert. Es kann dabei sogar zum gänzlichen Auskeilen des Basaltlagers kommen, wie es z. B. im Gebiet des Weiberhemdes nachgewiesen ist.

Wie sich Olivindolerit und dichter Olivinbasalt in die wechselnde Mächtigkeit der Gesamtplatte aufteilen, wird weiter unten erörtert. Absolute Mächtigkeitszahlen kann man aber gewinnen, wo ein Profil aufgeschlossen ist. Im Steinbruch KÖHLER ließ sich Übergangsgestein in ca. 20–25 m Höhe über Bruchsohle (690 m über NN), beobachtet 1958, feststellen. Da die Bruchsohle ca. 5–10 m über dem liegenden Kontakt angelegt ist, ergibt sich für den liegenden dichten Basalt im Steinbruch KÖHLER eine Mächtigkeit von ca. 25–30 m. Nach ca. 15 m Übergangsgestein folgt in ca. 45 m Höhe über Bruchsohle der Dolerit, der, weil nicht verwendbar, abgeräumt wird.

Am Lettenberg kann man 10–20 m für den liegenden Basalt, 5–10 m, stellenweise auch mehr, für das Übergangsgestein und 15–20 m für den Dolerit bis zur Geländeoberkante

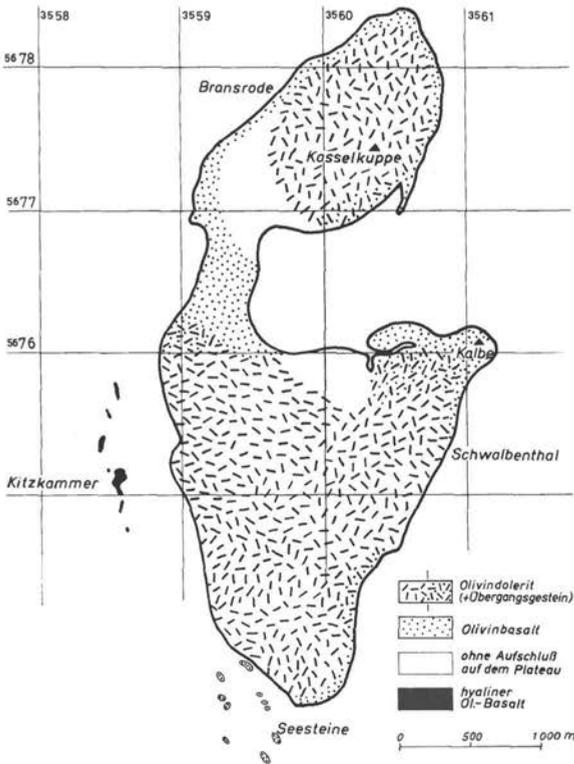


Abb. 3. Regionale Verbreitung der Basalte des Meißners. — Skizze nach der Kartierung von G. PFLANZL und nach eigenen Ermittlungen. — 1:50000.

messen. Da mit Abtragung infolge Verwitterung zu rechnen ist, hat die Dolerit-Mächtigkeit dort noch einen höheren Betrag.

Den Verband zwischen Olivindolerit und dichtem Olivinbasalt enthüllen die Felswände nordwestlich des Altarsteins, der KÖHLERSche Steinbruch bei Bransrode, vor allem aber die Abrauwände über der Braunkohle am Lettenberg im Tagebau an der Kalbe. Dort lagert der dichte Olivinbasalt als schwarzgraues vertikal säulig abgesondertes zugleich horizontalplattiges Gestein, weiß anwitternd, unmittelbar auf der Braunkohle, während der obere Teil der Basaltwand aus einem bräunlichgrauen körnigen Olivindolerit mit auffälliger vertikalplattiger Absonderung besteht. (Dieser wird noch weiter oben horizontal dickbankig.) An der Verschiedenheit allein ihrer Absonderung lassen sich die beiden Basalttypen schon von weitem unterscheiden, einschließlich ihrer mehrere Meter mächtigen Übergangzone, die keine spezifische Absonderung aufweist. Diese Grenze verläuft am Lettenberg auffallenderweise keineswegs der Kohle/Basaltgrenze parallel. Z. Zt. des Abbaustandes im Frühjahr 1961 war sie flach wellig. In der Nähe der (westlichen) Zufahrt zum Tagebau ging sie stark ins Liegende und näherte sich dem Braunkohlenflöz, stieg nach Osten zu fast bis zur Geländeoberkante auf, sank anschließend nochmals wieder (mehr als 10 m) ab, um schließlich in Richtung auf die Kalbe zu über Tage auszustreichen (vgl. auch Teil II S. 223). Demnach gehören die Felsklippen der Kalbe, wie auch die Kartenskizze zeigt, gänzlich dem

liegenden dichten Basalt an. Sollte einstmals auch an der Kalbe Dolerit vorhanden gewesen sein, so wäre er dort der Erosion zum Opfer gefallen.

Der unregelmäßige Verlauf der Grenze Basalt/Dolerit in der Nähe der Kalbe kann möglicherweise durch einen vom eindringenden Basaltmagma hervorgerufenen Zusammenschub der Kohle an der Kalbe und durch eine damit verbundene Hochpressung der Gesamtmasse des Basaltes verursacht worden sein.

Eine besondere Beobachtung muß an dieser Stelle noch Erwähnung finden: 1958 zeigte der Profilschnitt am Lettenberg auf der obersten 705 m Strosse über dem Dolerit mit ca. 2 m Mächtigkeit (bis Geländeoberkante) einen feinkörnigen Basalt, der auf ca. 20 m streichend verfolgbar war, um dann nach beiden Seiten schräg nach oben über Gelände auszustreichen. Das ist ein sehr wichtiger Befund, denn bislang hat sich noch niemals ein über dem Dolerit liegender dichter oder feinkörniger Basalt nachweisen lassen (vgl. das folgende Kapitel und Angaben dazu im Teil II.).

Zum Olivinbasalt hat die alte MOESTAsche Karte auch das Klippen- und Blockgebiet der Seesteine gerechnet, welche Zugehörigkeit in petrographischer Hinsicht von mir bestätigt werden kann. PFLANZL hat in seiner Karte die Seesteine vom Plateau getrennt und die Klippen richtig als isolierte Vorkommen dargestellt. Aber er hält diese für autochthone Zufuhrschlote bzw. Gangstücke und nur zum Teil auch für davon abgeglittene Klippen- und Blockmaterial. (Was unterhalb der 500 m Isohypse liegt, rechnet er ausnahmslos als abgeglitten). Für PFLANZL bestehen die Seesteine sonach nicht aus Plateaumaterial. Meine Untersuchungen der Basalte der Seesteine ließen mich nur dichten Olivinbasalt, allenfalls Übergangsgestein finden, wie solche Gesteine für die Plateaumasse charakteristisch sind. Ich muß daher die Auffassung PFLANZL's, die mit der von MOESTA (1876) und UTHEMANN (1892) darin übereinstimmt, daß die Seesteine eine Fortsetzung des Kitzkammerganges seien, aus petrographischen Gründen ablehnen. Der typische Gangbasalt, wie ihn die Kitzkammer aufweist, ist petrographisch von anderer Art. Die Seesteine halte ich ausnahmslos für (Liegend-)Teile der Basaltplatte des Plateaus, die als Werk der Erosion von der Basaltplatte abgerissen und auf tonigen Sedimenten des Tertiärs hangabwärts geglitten sind.

Der glasreiche Olivinbasalt

Das einzige bislang bekannt gewordene Vorkommen dieses Gesteins baut die hohe Felsmauer bei der Kitzkammer auf, die zu einem etwa vertikal stehenden, dort etwa 80 m mächtigen Gang gehört, der in mehreren Teilstücken nördlich und südlich der Kitzkammer aufgeschlossen ist. Das Gestein ist ganz ausgezeichnet kleinsäulig abgesondert mit etwa horizontaler Lage der 15–25 cm dicken Säulen. Die für einen Gang ungewöhnlich große Mächtigkeit erklärt sich aus seiner Lage im Tertiär, wo gegen die Gangausschweitung durch das empordringende Magma nach dessen Austritt aus den festen Bänken der mesozoischen Sedimente die darüberliegenden Lockersedimente keinen großen Widerstand entgegenzustellen vermochten. Nach der Tiefe zu dürfte sich der Gang im Mesozoikum bis auf wenige Meter verjüngen.

Der erwähnte glasführende dichte Olivinbasalt am Kontakt zur Braunkohle im Untergrund der Kalbe ist dagegen nur als Variante, eine Randfazies, des dichten Basaltes anzusehen aus Gründen, die bei seiner Beschreibung schon angeführt wurden.

Die Beziehungen zwischen Dolerit und Basalt am Meißner

Der allmähliche Übergang von feinkörnig-dichtem Olivinbasalt im unteren Teil der Basaltplatte auf dem Meißnerplateau in Olivindolerit der oberen Partien ist als Geländebefund, abgesehen von der Situation am Kalbe-Gipfel (siehe S. 219), eine Regel ohne jede Ausnahme. Aber dieser Übergang ist keineswegs auf die im Gelände so eindrucksvoll erkennbare Grenze (bzw. den Grenzbereich) beschränkt. Der Übergang als kontinuierliche petrographische Veränderung erstreckt sich vielmehr durch das Gesamtprofil der ganzen Basaltmasse, beginnend am liegenden Kontakt und endend, wo die Basaltmasse jetzt die Landoberfläche bildet.

Das geht ganz einwandfrei aus der mikroskopischen Untersuchung einer großen Zahl von Proben aus allen Teilen der ganzen Basaltmasse hervor. Das zeigt sich ferner vor allem auch bei der Untersuchung von Proben-Reihen, die einem geschlossenen Profil entnommen sind. Nicht weniger findet es aber auch seine Bestätigung durch die chemischen Analysen, die eine kontinuierliche chemische Variation (innerhalb eines gewissen Bereiches) aufzeigen.

Als Beispiel für solche kontinuierliche Gesteinsveränderung mögen die Untersuchungsergebnisse dienen, die am Material einer Bohrung gewonnen wurden. Diese Bohrung¹⁾ durchstieß den Meißner-Basalt in seiner ganzen Mächtigkeit, die an der Bohrstelle 60 m betrug.

Unter Auslassung des verwitterten brockigen Basaltes der obersten 10 m waren von den verbleibenden 50 m des Basaltprofils etwa alle 5 m eine Probe entnommen worden.

Das Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung dieser Proben ist in Abb. 4 dargestellt. Es zeigt in Beziehung zur Bohrtiefe und damit zur Lage im Basaltprofil die Mengenverhältnisse der wesentlichen Mineralkomponenten zugleich mit ihren mittleren Korngrößen. Zwar ist der Kurvenverlauf für alle dargestellten Komponenten infolge unvermeidlicher Meßfehler und zu weitständiger Probenfolge etwas unruhig, er ist auch durch das Erfassen einer grobdoleritischen Schliere oder eines Gängchens (bei 34 m Bohrtiefe: vgl. Abb. 4) in seiner Stetigkeit an einer Stelle gestört, genauer gesagt, abrupt unterbrochen, bringt aber dennoch die gleitende Veränderung der Korngrößen und der Mineralmengenverhältnisse ganz deutlich zum Ausdruck.

So läßt sich aus den graphischen Darstellungen der Abb. 4 mit einem Blick erfassen, daß sich im Profil einerseits eine generelle Zunahme der Korngrößen aller Hauptgemengteile der Basaltmasse von unten nach oben entwickelt hat, und daß andererseits was die Mineralbestandsverhältnisse anlangt, eine Zunahme vor allem des Feldspatgehaltes von unten nach oben mit einer Abnahme des Pyroxen- und des Erzgehaltes koordiniert ist.²⁾

Des weiteren ist ferner auch sofort ersichtlich, daß der Dolerit im untersuchten Profilabschnitt von ca. 15–30 m Bohrtiefe reicht, das „Übergangsgestein“ den Raum von ca. 30 bis 45 m Bohrtiefe einnimmt und schließlich der dichte Olivinbasalt den gesamten liegenden Teil der Basaltmasse von ca. 45–65 m Bohrtiefe umfaßt, wo der Basalt seine Kontaktfläche gegen kohlige Letten und Braunkohle hat.

¹⁾ Bohrung des Braunkohlenwerkes Meißner der Bergwerk Frielendorf AG: „Grebstein-Ost Nr. 79“ ca. 750 m WSW Kalbe, R 35 60 374 H 56 75 717; Der Bohransatzpunkt lag bei 716,49 m ü. NN.

Die 1950 niedergebrachte Meißelbohrung erbrachte übrigens unter dem Basalt zunächst noch ca. 3 m kohlige Letten, dann ca. 11 m Braunkohle und schließlich 10 m plastischen Ton. Sie endete bei 90 m Bohrtiefe.

²⁾ Auch der Olivin hätte nach oben zu im Profil nach allgemeiner Erfahrung abnehmen müssen. Seine Vermessung bereitete aber technische Schwierigkeiten und mußte mit anderen Mineralen gekoppelt werden. Die Olivin-Daten sind deshalb hier nur mit Vorbehalt verwertbar.

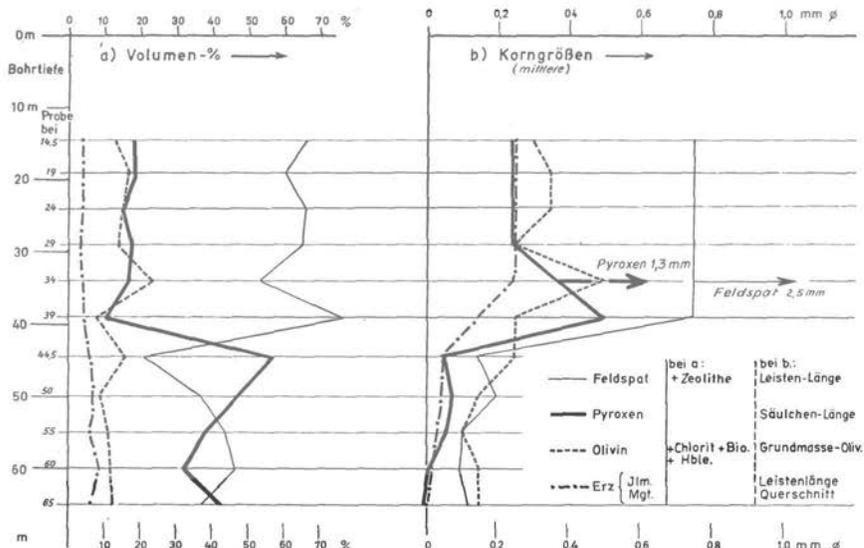


Abb. 4. Variation der Mengenverhältnisse und Korngrößen für die Mineralkomponenten: Feldspat (Plagioklas), Pyroxen, Olivin und Magnetit bzw. Ilmenit im Basaltprofil der Bohrung Grebestein-Ost Nr. 79, ca. 750 m WSW Kalbe (H. 56 75117, R. 35 60374).

Jede der drei Gesteinseinheiten läßt außerdem eine gewisse petrographisch-individuelle Eigenart aus dem Kurvenverlauf von Korngröße und relativem Mineralbestand der gemessenen Hauptgemengteile (in Abb. 4) erkennen.

So ist das Lager des dichten Olivinbasaltes gekennzeichnet durch eine geringe Änderungstendenz der gemessenen Koeffizienten, das Übergangslager dagegen durch eine starke Änderungstendenz mit z. T. unterschiedlicher Richtung, während das doleritische Lager mit fast konstanten Werten in seinem Profil aufwartet, und damit eine gewisse Homogenität dieser Gesteinslage anzeigt.

Im Ganzen kennzeichnen diese Angaben, skizzenhaft zwar nur, die Erstarrungsinhomogenität des Meißner-Basaltes. Sie fordern jedoch zu physikalisch-chemischer Interpretation auf.

Solche gleitenden, manchmal auch hiatalen Änderungen von Korngefüge und Mineralbestand in einer Basaltmasse wie der des Meißners sind von doleritischen Lagergängen seit langem weltweit bekannt. Bei mächtigeren Lagergängen (Sills) sind sie sogar stets zu finden und sind in eindrucksvollen Beispielen eingehend beschrieben, z. B. von den Doleriten in der Karoo und in Tasmanien (WALKER 1958). Gravitative Kristallisationsdifferentiation während der Erstarrung (vor und nach Platznahme des Magmas am Intrusionsort in z. T. extremem Ausmaß gilt unbestritten als Hauptursache der petrographischen Variation im Lagergang. Sie äußert sich durch Absinken und Anreichern der früh gebildeten schweren Minerale wie Magnetit, Olivin und Pyroxen im unteren Teil des Lagerganges und bedingt damit eine Zunahme der leichteren Minerale wie Feldspat in seinem oberen Teil. Andere Faktoren, wie z. B. das Entstehen eines thermischen Gradienten, der die Erstarrung des

Magmas im Profil niveau-unterschiedlich beeinflußt oder Anreicherung flüchtiger Komponenten (wie H_2O) im oberen Teil der Intrusionsmasse, was eine niveau-unterschiedliche Begünstigung des Kristallwachstums zur Folge hat, können zu den Seigerungsprozessen infolge der Gravitation hinzutreten und die Entwicklung der Lagenunterschiede im Lagergang mit beeinflussen.

Was die Basaltmasse des Meißner darbietet, ist ein ganz bescheidenes Beispiel einer in den Anfängen steckengebliebenen Lagendifferentiation, so geringfügig deswegen, weil dort nicht eine echte Intrusion in längst verfestigte Gesteine, sondern eine Subeffusion, die einer ungleich rascheren Abkühlung ausgesetzt war, stattgefunden hat. Daß die Platznahme der gesamten Basaltmasse in einem einmaligen Akt erfolgte, bedarf nunmehr keiner weiteren Begründung. Lediglich eine geringfügige Anreicherung der schweren Minerale im dichten Olivinbasalt und eine Zunahme des Feldspates im oberen Teil der Basaltmasse konnten i. w. erfolgen. Die fast hiatale Zunahme der Korngröße im Dolerit dürfte, wie auch schon PFLANZL ausgesprochen hat, der Wirkung leichtflüchtiger Komponenten zuzuschreiben sein. Mir scheint, daß die auffällige Gefügeänderung von dichtem Basalt in Dolerit aber nicht nur auf die Zunahme der Korngröße, sondern auch auf eine mit fast scharfer Grenze einsetzende Habitusänderung des Plagioklases zurückzuführen ist: im dichten Basalt hat der Feldspat dünne Leisten, im Dolerit dagegen dünne Tafeln entwickelt.

Wenn auch die Basaltmasse des Meißners keine echte Intrusion in verfestigtes Gestein, sondern nur eine Subeffusion in Lockersedimente ist, und wenn sie damit auch keinen kontaktflächenparallelen Lagergang gebildet hat, sondern nach unseren bisherigen geologischen und bergbaulichen Kenntnissen aus mehreren, durch dünnere „Brücken“ verbundenen, großen kissenförmigen Körpern besteht, so hat sie doch mit den Intrusivkörpern gemeinsam, daß sich ihre Erstarrung unter allseitiger Gesteinsumhüllung vollzog. Das Dach als jetzt erodiert anzunehmen, bereitet keine Schwierigkeit: es waren ja nur tertiäre Lockersedimente.

Aber jedes unter Gesteinsbedeckung erstarrende Magma umgibt sich mit einem Mantel aus abgeschrecktem feinkörnigem bis dichtem Gestein in seinen liegenden wie in seinen hangenden Teilen. – Der Meißner-Basalt besitzt ein solches am liegenden Kontakt, im Hangenden fehlt es. Ein feinkörnig bis dichter Basalt muß aber über dem Dolerit gelegen haben, zumindest eine feinkörnige Variante des Dolerits. Das hat UTHEMANN (1892) schon gefolgert.

Der von mir erwähnte feinkörnige Basalt über dem Dolerit am Lettenberg könnte ein Stück dieses bislang nicht nachgewiesenen basaltischen Mantelgesteins unter seinem Dach sein. Es mag schon PFLANZL diese Gesteine gesehen haben, als er auf dem Plateau an verschiedenen Stellen inmitten ausgedehnter Dolerit-Lessestein-Gebiete dichte Basalte gefunden und in seine Kartenskizze eingetragen hat, z. B. in der Nähe der Kasselkuppe. Es empfiehlt sich, diesem Umstand zukünftig Beachtung zu schenken.

Es muß aber in diesem Zusammenhang noch darauf aufmerksam gemacht werden, daß die Lagendifferentiation zu ihrer Ausbildung eine gewisse Mindestmächtigkeit des Lagers bedarf. Bei echt intrusiven Olivindoleriten liegt diese erfahrungsgemäß bei etwa 30 m, und es gilt auch, daß je mächtiger die Lagermasse ist, um so mehr kann sich Lagendifferentiation entwickeln. Da am Meißner mit erheblichen Mächtigkeitsunterschieden gerechnet werden kann, braucht eine lückenhafte Verbreitung des Dolerits auf der Basaltfläche mit in Korngröße und Mineralbestand eventuell wechselnden Varianten nicht wunder zu nehmen. Der Dolerit kann unter Umständen also stellenweise primär schon gefehlt haben.

Zur Frage der magmatischen Zufuhrwege für den Meißner-Basalt

Ein Wort zuletzt noch zur Frage des Zufuhrweges für das basaltische Magma. Für eine zentrale Förderung aus einem Schlot gibt es bislang keine geologisch gesicherten Befunde. Das geringe Auftreten von Tuffen (in der Nähe der Sendestation) erlaubt nicht, Schlüsse in dieser Richtung zu ziehen. Alle geologischen Bearbeiter des Meißner-Gebietes seit MOESTA (1867) nehmen dagegen eine Zufuhr aus Spalten an. BEYSCHLAG läßt dabei offen, ob neben dem Kitzkammer-Gang auch noch unter der Basaltmasse liegende Zufuhrspalten als Lieferanten gedient haben, wie UTHEMANN (1892) nachzuweisen versuchte. (Vgl. dazu Abb. 1 in FINKENWIRTH d. H. S. 231.) Solche Spalten sind vom Braunkohlenbergbau bislang aber nicht ermittelt worden. Ebenso konnten sie auch nicht mit erdmagnetischen Messungen (KUTSCHER 1953) nachgewiesen werden. Ihre mögliche Existenz ist damit aber noch nicht widerlegt.

Wenn man von der irrigen Auffassung UTHEMANNs und PFLANZLs absieht, daß die Seesteine eine Fortsetzung des Kitzkammerganges seien, erhebt sich weder aus petrographischen noch aus chemischen Gründen ein Widerspruch gegen die Annahme, daß der Kitzkammergang als Zufuhrspalte für den Basalt des Meißner-Plateaus, der den Gang einstweilen zweifellos überdeckte, gedient haben kann. Ob sie aber die einzige war, ist dabei nicht zu entscheiden.

Mit seiner chemischen Analyse steht das Gestein der Kitzkammer (wie schon gesagt) innerhalb der chemischen Auffächerung, die der Plateaubasalt durch seine Differentiation am Ort erfahren hat. Damit kann die magmatische Zusammengehörigkeit des Kitzkammergesteins mit dem Basalt des Plateaus als erwiesen gelten. In petrographischer Hinsicht zeigt das Gestein des Ganges in gleicher Weise seine Stellung als nicht differenzierte Vorstufe an. Die Hauptminerale Olivin, Pyroxen, Plagioklas und Magnetit sind die gleichen wie im Basalt des Plateaus, und sie sind, wie es ihrer Situation im Gang zukommt, durchweg von geringerer Korngröße als die entsprechenden größeren (erstgebildeten) Mineralkörner im Olivinbasalt und Dolerit.

Teil II. Nachtrag

Der vorangehende Teil I wurde im Sonderheft 17 des Aufschluß 1968 erstmals publiziert. Er ist hier bis auf kleine textliche Änderungen seinem Inhalt nach unverändert geblieben. Keine Publikation aus neuerer Zeit hat hier Berücksichtigung gefunden. Außer GROSS (1973) hat m. W. niemand sonst über den Meißnerbasalt publiziert, wenn wir von RITZKOWSKI (1977) mit einigen Hinweisen in einem Exkursionsführer absehen.

GROSS (1973) hat eine Fülle neuer petrographischer, chemischer und geochemischer Daten über den Meißner-Basalt und seinen Mineralbestand geliefert. Er schließt unmittelbar an meine Arbeit hier im Teil I an, und so ist es möglich, die damaligen Resultate auf eine erweiterte Grundlage zu stellen. Da die Dissertation GROSS noch in keiner Zeitschrift veröffentlicht wurde, wird hier auf diese Arbeit aufmerksam gemacht und über einige wesentliche Punkte ihres Inhalts kritisch berichtet.

Ergänzendes zum Chemismus des Meißner Basalts

GROSS (1973) unterstützt die in Teil I dargelegten Argumente über die Aufgliederung des Meißner-Basalts in Dolerit und dichten Basalt durch zahlreiche Gesteinsanalysen, wie auch durch ausgezählte modale Mineralbestände und viele andere Einzelheiten.

Stellvertretend für alle dort gegebenen chemischen Angaben sollen 25 Gesteinsanalysen mitgeteilt werden (Tab. 2). Die Analysen, in der Originalarbeit mit graphischen Übersichten

Tab. 2. Chemische Analysen von Meißner-Basalten¹⁾ in Gew.-% (aus Dissertation GROSS 1973)

Anal.: 1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
Probe: 315	317	36 IV	51	32	17	41	20	49	48	52	38		
GROSS													
SiO ₂	53,77	52,86	51,95	51,38	51,32	51,19	51,10	50,60	47,89	47,19	47,16	47,12	
TiO ₂	2,49	2,48	2,08	2,15	2,21	1,87	1,99	1,87	2,07	2,12	2,14	1,58	
Al ₂ O ₃	15,69	13,75	13,67	13,90	13,96	14,79	13,53	13,86	13,26	13,52	13,59	13,13	
Fe ₂ O ₃	3,95	4,35	4,13	3,77	4,50	4,16	3,88	3,77	4,26	4,94	5,16	4,01	
FeO	4,10	5,21	6,50	7,32	6,33	5,12	6,88	6,75	7,33	6,54	6,54	6,32	
MnO	0,13	0,15	0,12	0,13	0,14	0,13	0,14	0,14	0,16	0,16	0,20	0,17	
MgO	2,73	4,42	6,58	6,59	5,80	5,32	6,99	7,17	8,68	8,10	7,35	10,71	
CaO	7,86	7,12	8,08	8,44	8,50	8,68	8,24	8,05	8,98	9,55	9,39	9,62	
Na ₂ O	4,29	4,32	3,12	3,07	3,44	2,94	2,98	3,10	2,90	2,48	2,27	1,82	
K ₂ O	1,72	2,08	1,04	1,10	1,11	1,59	1,06	0,97	1,91	1,58	1,86	1,46	
H ₂ O ⁺	1,18	1,06	0,81	0,53	1,20	2,25	1,73	1,92	1,22	2,03	1,64	1,48	
H ₂ O ⁻	0,40	1,05	1,53	0,77	1,18	1,49	1,53	1,34	0,30	0,80	1,02	1,44	
P ₂ O ₅	0,72	0,74	0,45	0,47	0,49	0,63	0,44	0,43	0,71	0,73	0,76	0,59	
CO ₂	0,22	0,21	0,16	0,26	0,13	0,14	0,16	0,25	0,26	0,26	0,29	0,16	
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Summe	99,25	99,80	100,22	99,88	100,31	100,30	100,65	100,22	99,93	100,00	99,37	99,61	
Anal.: 13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
Probe: 11 g	13	44	43a	40	43	37	36I	8	25	50	47	26	
GROSS													
SiO ₂	46,77	46,02	45,68	44,86	44,66	44,44	44,33	44,32	44,26	43,95	43,90	43,79	43,2
TiO ₂	2,07	2,06	2,10	2,13	2,17	2,12	2,06	2,04	2,10	2,10	2,27	2,15	2,
Al ₂ O ₃	13,55	13,17	13,41	12,99	12,07	12,79	13,22	12,60	12,83	12,74	12,47	11,85	12,
Fe ₂ O ₃	5,40	5,04	4,70	4,68	4,99	4,14	4,76	4,66	3,29	4,95	4,61	5,11	4,
FeO	5,63	6,01	6,96	7,07	7,58	7,74	6,06	6,45	7,89	6,36	7,94	7,70	6,
MnO	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,18	0,17	0,18	0,18	0,19	0,19	0,19	0,
MgO	7,38	8,71	8,91	9,32	10,45	9,72	8,96	9,80	9,10	9,30	9,77	11,57	9,
CaO	9,06	9,25	10,16	10,03	11,02	10,65	9,69	10,34	10,00	10,22	11,18	11,00	10,
Na ₂ O	2,29	2,94	2,92	2,64	1,95	2,03	2,69	2,32	2,43	2,93	2,22	1,64	2,
K ₂ O	2,13	1,97	1,79	2,76	1,33	2,33	1,96	1,55	2,20	1,98	2,06	1,77	2,
H ₂ O ⁺	2,19	0,97	2,85	2,55	1,82	2,64	3,57	5,00	2,89	2,48	1,75	1,74	3,
H ₂ O ⁻	1,60	1,06	0,36	0,67	0,42	0,56	1,83	0,71	1,14	1,30	0,53	0,60	0,
P ₂ O ₅	0,77	0,80	0,80	0,79	0,71	0,76	0,89	0,75	0,78	0,88	0,78	0,74	0,
CO ₂	0,44	0,16	0,15	0,10	0,19	0,22	0,14	0,15	0,18	0,13	0,22	0,22	0,
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Summe	99,45	98,33	100,96	100,77	99,54	100,32	100,33	100,87	99,27	99,51	99,89	100,07	100,

Anal. 1–2: Grob-Dolerite; Anal. 3–8: hangende Olivindolerite; Anal. 9–24: liegende, dichte bis fe körnige Olivinbasalte, z. T. aus der Übergangszone und von der Kalbe; Anal. 25: glasreicher Olivinbasalt-Ga Gebiet Lettenberg; Anal. 1–8, 11–14, 16, 17–22. Davon gehören zu einem Profil („R 2“), vom Liegenden zum Hangenden gesehen, die Analysen: 14, 20, 21, 12, 8, 7, 1, 6, 5, 3. Zu dem von GROSS angenommenen gesonder Basaltkörper an der Kalbe zählen die Analysen: 15, 16, 18 und 11. Altarstein: Anal. 24. Weiberhemd: Anal. S-Spitze Meißner: Anal. 9. SW-Flanke: Meißner: Anal. 23. Kalbe-„Zahn“: Anal. 15. Kitzkammer (Gan Anal. 25.

¹⁾ Nur Analysen, die nach ihrem Chemismus von frischen unverwitterten Gesteinen stammen dürften, wurden diese Tabelle aufgenommen.

versehen und nach Profilen aufgeführt, sind hier nach den SiO_2 -Werten angeordnet. So läßt sich am besten die chemische Variationsbreite der Basalte des gesamten Meißner-Massivs, wie auch der beiden Basalthaupttypen erkennen. Dabei wird bestätigt, daß der Meißner-Basalt zu den Alkaliolivinbasalten gehört.

Berechnet man die CIPW-Normminerale der Basaltanalysen aus Tab. 1, so fällt beim Vergleich der CIPW-Werte von GROSS (1973) der Basalte aus Tab. 2 mit den älteren in Tab. 1 auf, daß die Dolerit-Analysen in Tab. 1 sämtlich normativ quarzfrei sind, von Tab. 2 hingegen quarzführend, wenn auch mit sehr geringen Gehalten (Qz 0,58–6,89). Bemerkenswert ist außerdem, daß der Basalt der Kitzkammer zum Kieselsäure-ärmsten Gestein wird. Es wird vermutet, daß die Diskrepanzen auf den unterschiedlichen Analysenverfahren beruhen, da die Analysen in Tab. 1 auf die ältere „naßchemische“ Art, die der Tab. 2 nach modernen Schnellverfahren angefertigt wurden. Welche richtiger sind, wäre zu klären.

Ein besonderes Kapitel hat GROSS der Wechselwirkung zwischen Basalt und liegender Braunkohle an ihrem Kontakt gewidmet und mit chemischen Analysen und modalen Mineralbestimmungen der beiderseitigen Umwandlungsprodukte belegt. Zugleich hat er damit Untersuchungen des Verfassers (HENTSCHEL & PFEFFER 1957) über den gleichen Gegenstand aus der nächsten Nachbarschaft des Hohen Meißner, dem Hirschberg bei Großalmerode, wieder aufgegriffen, diese bestätigt, dabei aber auch wesentlich erweitert.

Zur Komplettierung der chemischen Daten des Meißner-Basaltes ist GROSS schließlich auch der geochemischen Verteilung einer Reihe von Spurenelementen (Ba, Nb, Sr, Rb, Zn und Ni) längs eines Profils nachgegangen. Die ermittelten Werte (absolute Gehalte der Spurenelemente) laufen konform zu der Veränderung des Mineralbestandes vom Liegenden zum Hangenden, wie zu erwarten war, und bestätigen so bis in feinste chemische Einzelheiten die Gliederung des Basaltkörpers im Profil.

Ergänzendes zur Petrographie der Dolerite

Zur Deutung des „grobkörnigen Dolerites“ („helles Differentiat“ bei GROSS) als Erstarrungsprodukt einer „quasi-pegmatitischen Restschmelze mit angereicherten leichtflüchtigen Komponenten, vorwiegend H_2O “ (vgl. Tl. I), kommt insofern ein neuer Aspekt hinzu, als GROSS die Häufung von Nestern dieses Gesteins in den hangenden Bereichen des Dolerits konstatieren konnte. Die Doleritmasse mit ihrer geringeren Viskosität und ihrem höheren Gehalt an leichtflüchtigen Anteilen während der Erstarrung gegenüber der Schmelze des dichten Olivinbasalts, ist geradezu prädestiniert für die Herausbildung einer solchen Restschmelze. Mit 2 Gesteinsanalysen und Angaben zum modalen Mineralbestand liefert GROSS weitere Daten für dieses Gestein.

Was den Dolerit selbst anlangt, so hat GROSS an den neuen Aufschlüssen am Lettenberg im Tagebau Kalbe feststellen können, daß ganz im hangenden Teil des Dolerites die Korngröße im Gestein allmählich abnimmt. Das ist auch zu erwarten, da man annehmen kann, dem Dach der Basaltmasse näher zu kommen. Vom Dach selbst ist, wie schon im Teil I gesagt, nichts mehr vorhanden oder aufgeschlossen.

Ergänzendes zum Mineralbestand des Meißner-Basaltes

Die Mikrosonde hat GROSS instand gesetzt, die im Teil I der Arbeit mitgeteilten Mineralbestandsdaten z. T. wesentlich zu erweitern und zu verbessern. Das gilt insbesondere für die Feldspäte und den Pyroxen.

Zunächst sei aber von Olivin bemerkt, daß der für normale tertiäre Basalte ungewöhnlich hohe Fayalitgehalt bis ca. 50–60 Mol% nur für den Dolerit und den grobkörnigen Dolerit gilt, daß aber der Olivin im liegenden Basalt den normalen Fayalit-Gehalt von 15–20 Mol-% aufweist.

Bei Pyroxen, den GROSS (1973) näher untersuchte, konnte eine ähnliche Verschiebung des Fe/MgO-Verhältnisses vom Liegenden zum Hangenden wie bei den Olivinen nicht festgestellt werden. Mit recht konstanten Werten liegen die Pyroxene in einem engen Feld des Salits und diopsidischen Augits. Nur die Pyroxene in den grobdoleritischen Schlieren enthalten eine stärkere ferrosilitische Komponente.

Besonders hilfreich hat sich die Mikrosonde für die nähere Ermittlung der Feldspäte erwiesen. Ließen sich, wie aus Teil I dieser Arbeit ersichtlich, die Plagioklase als Andesine bis Oligoklase (mit dem U-Tisch) ermitteln, so wurden wegen diagnostischer Schwierigkeiten bei mikroskopischer Beobachtung die um die stengeligen Plagioklase zonar anwachsenden Feldspäte generell nur als albitische Plagioklase bezeichnet. Das hat sich als irrig erwiesen. GROSS legt für diese Feldspäte einschließlich der Plagioklase über 70 qualitative und quantitative Analysen vor, aus denen sich ergibt, daß, für die gesamte Basaltmasse geltend, außer den meist zonar entwickelten Andesinen und Oligoklasen zwei separate Alkalifeldspat-Mineralphasen: ein Natronsanidin und ein Anorthoklas zugegen sind. Bei den Doleriten lassen sich dann auch mikroskopisch diese zwei Kalifeldspatminerale erkennen und von albitreichen Umsäumungen bei den Plagioklasen unterscheiden: der Natronsanidin als nicht zonarer kleiner idiomorpher Kristall im Zwickelfeld der Plagioklase und ein stets ziemlich großer meist stark zonarer xenomorpher Anorthoklas in Verwachsung mit Plagioklas.

Die Spezifizierung der zeolithischen Komponente im Meißner-Basalt (aller Typen) hat GROSS auch geliefert: Er unterschied: Natrolith, Skolezit und Chabasit. Wir verdanken ihm ebenso auch eine genaue quantitative Bestimmung der Erzmineralephasen, auf deren Datenwiedergabe an dieser Stelle verzichtet werden muß. Sie ist zu umfänglich.

Die Kalbe, ein selbständiges Basaltmassiv?

Von besonderem Interesse dürfte noch sein, daß GROSS mit chemischen Analysen, petrographischen Daten und aufgrund geophysikalischer Messungen von WENDLER (Näheres siehe FINKENWIRTH, d. H. S. 232) die Selbständigkeit des Kalbe-Basalt annimmt und diesen einer jüngeren Magmaförderung aus dem Untergrund der Kalbe zuordnet. Dazu ist Einiges zu bemerken.

Die Existenz eines selbständigen Kalbe-Basaltkörpers läßt sich m. E. aus petrographischer Sicht nicht mit Sicherheit als bewiesen ansehen. Dafür sind die angegebenen Unterschiede gegenüber dem (dichten) Basalt des Meißner-Massivs zu gering. Es brauchten sogar überhaupt keine petrographischen Unterschiede zwischen den Gesteinen der beiden Basaltkörper zu bestehen, und die Kalbe könnte dennoch eine besondere Eruptionseinheit sein. Geologische bzw. vulkanologische Merkmale, insbesondere Gesteinsgrenzen haben dort mehr, eigentlich entscheidende Bedeutung. GROSS glaubt allerdings, auch auf solche verweisen und ein jüngeres Alter des Kalbebasalts daraus ableiten zu können.

Die Altersbeziehung wird von GROSS aus einem Lager von dichtem Basalt auf dem NW-Ende des Lettenberges abgeleitet, das er als frisches Gestein auf verwittertem Dolerit vorfand, und welches er zum Kalbemassiv rechnet.

Dazu muß bemerkt werden, daß der Dolerit, auf tieferen Strossen ganz „frisch“ aus dem Berg gebrochen, einen oft schon mürbem Eindruck macht und, auf Halde gebracht, ungewöhnlich schnell bröckelig zerfällt. Meines Erachtens ist dies auf eine spätautohydrothermale Einwirkung, die allenfalls nicht viel mehr als eine Lockerung des Kornverbandes auf den Intergranularflächen bewirkt hat, zurückzuführen. Sie beschleunigt die Verwitterung, und ein darüberliegender gleichaltriger „Blaubasalt“ kann für lange Zeit seine frühere Frische beibehalten. Hierbei kann die Verwitterung des Dolerits unter dem Basalt leicht eine

Fehlentscheidung für die Altersbeziehung bringen, weil der Dolerit eine Verwitterung vortäuschen kann.

Die besondere Position des Kalbe-Basaltes ist möglicherweise nicht durch eine einfache Altersverschiedenheit zu erklären, sondern beruht auf einer komplexen Beziehung zum großen Basaltkörper des Meißner-Massivs. Der auffällige ansteigende Verlauf der Übergangszone vor der Kalbe (inzwischen längst dem Abbau zum Opfer gefallen) kann darauf beruhen, daß eine Magmenzufuhr für das Meißner-Massiv aus Aufstiegswegen unter der Kalbe tatsächlich erfolgte, und daß im Stadium der Entwicklung der beiden „Lager“ (Dolerit und dichter Basalt) im erstarrenden Basaltkörper des Meißner vom Untergrund der Kalbe noch weiterhin oder nochmals basaltisches Magma nachdrängte und dabei die erstarrende Lagermasse des Meißner-Basaltes bei der Kalbe anhob. Diese nachdrängende basaltische Schmelzmasse kann dann bei solcher Situation an dem schon fortgeschrittenen Differentiationsprozeß im Meißner-Basalt nicht teilgenommen haben!

Mit dieser Argumentation könnte ich die von GROSS postulierte Auffassung eines selbständigen Kalbe-Basaltkörpers teilen. Es fehlen aber doch zuverlässige Merkmale einer Abgrenzung dieses Basaltes gegen den dichten Basalt des Meißner-Basaltes.

Der Dolerit, Folgeeffekt einer Wasser-Assimilation der Basaltschmelze aus der Braunkohle

Die Seltenheit, ja die Einmaligkeit des Dolerits des Meißner-Massivs unter den Basaltvorkommen mit größerer Mächtigkeit im Tertiär Mitteleuropas lassen auf besondere vulkanische oder geologische Verhältnisse am Meißner schließen. Im Normalfall zeigen sich die Basalte dieser geologischen Epoche wenig geneigt, Dolerit zu bilden, was insbesondere auf ihre Armut an leichtflüchtigen Komponenten schließen läßt. Es sei an die großen Basaltvorkommen des Vogelsbergs erinnert, z. B. von Niederofleiden und Oberwiddersheim, die außer wenigen doleritischen Nestern im Niederofleiden Basalt keine Kornvergrößerung erkennen lassen.

Dem Meißner-Basalt kommt nun die geologische Besonderheit zu, daß die basaltische Schmelzmasse als ein riesiger subeffusiver Fladen gänzlich auf ein Lager von Braunkohle zu liegen kam und ganz offenbar in einem statischen Ruhezustand, wie die gleichmäßige Säulung und Bankung anzeigen, als ganze Masse gemeinsam unter thermisch isolierender Überdeckung erstarrte. Ihre thermische Ausstrahlung bewirkte bei der liegenden Braunkohle eine mehrere Meter mächtige Umwandlung von wasserreicher Braun- in wasserarme Schwarz- und Stengelkohle an ihrem hangenden Kontakt, während die basaltische Schmelze zugleich an dieser Kontaktfläche bis über ihre Erstarrungszeit hinaus permanent mit Wasser in Berührung stand.

Da basaltische Schmelzen generell H_2O -untersättigt sind, ist Wasseraufnahme für sie ein exothermer Prozeß, der einsetzt, soweit die physikalisch-chemischen Bedingungen, insbesondere des Druckes und der Temperatur dies zulassen.

Eine Magmaschicht von etwa 100 m des späteren Meißner-Basaltes, dazu zusätzlich eine tertiär-sedimentäre Decklage von unbekannter Mächtigkeit lieferten einen gewissen, wenn auch nicht gerade beträchtlichen hydrostatischen Druckwiderstand, bis zu dem (bei einem Erstarrungs-Temperaturintervall von ca. 1100–900°C) eine Wasseraufnahme erfolgt sein müßte. Das läßt sich auch berechnen. Sicherlich ist es nicht viel. Es sollte aber genug für eine Erniedrigung der Viskosität gewesen sein und sollte damit eine Diffusion von H_2O durch den erstarrenden Basaltkörper und als Folge davon auch die Doleritentwicklung in Gang gesetzt haben. Die Spuren von brauner Hornblende überall in der Grundmasse des Dolerites können als Zeugnis dieser Anwesenheit von H_2O während der Erstarrung angesehen werden.

Diese erstmals hiermit vorgestellte Auffassung einer exogenen Wasseraufnahme als Bedingung für die Bildung des Meißner-Dolerites ändert nichts an allem, was hier an Fakten und Vorstellungen über den Meißner-Basalt berichtet wurde. Sie liefert nur einen neuen Aspekt wechselseitiger Beeinflussung der am Aufbau des Meißner beteiligten Gesteine und geologischen Kräfte.

Schriftenverzeichnis

- D'AUBUISSON, J. F. (1819): *Traité de Géognosie*, Strassbourg.
- AHRENS, W. (1934): Der Vulkanismus im Paläozoikum des östlichen Sauerlandes. – Sitzber. Naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf., C: Ber. Vers. Niederrhein. geol. Ver. 1932/33, 62–68, Bonn.
- BLUM, J. R. (1860): *Handbuch der Lithologie*. – Erlangen.
- ERNST, Th. & DRESCHER-KADEN, F. K. (1941): Über den Sonnenbrand der Basalte. – Z. angew. Mineral., 3, 73–141, Berlin.
- FAUST, B. C. (1784): *Beschreibung des Meißner*. – J. von u. für Dtschld.
- FAUST, B. C. (1789): *Beschreibung des Meißner*. Mit Anmerkungen von A. G. WERNER – Bergmänn. Jb. 2, 1, Freiberg/Sa.
- GROSS, V. (1973): Petrographisch-geochemische Untersuchungen der Differentiation und der Kontaktwirkung des Basaltes vom Hohen Meißner bei Eschwege, Dissertation Univ. Göttingen.
- HAUY, R. J. (1822): *Traité de minéralogie* 2. ed., Paris.
- HENTSCHEL, H. (1968): Der Basalt des Meißner. – Sonderheft 17, der Zs. „Der Aufschluß“, 151–165, Heidelberg.
- HENTSCHEL, H. & PFEFFER, P. (1957): Chemisch-petrographische Untersuchungen von Gesteinsveränderungen am Kontakt, Kohle-Basalt, im Bereich des Braunkohlenbergwerks Zeche Hirschberg bei Großalmerode in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85, 297–333, Wiesbaden.
- KLÜPFEL, W. (1924): Geologischer Überblick über den Westerwald. – Neuwied (Strüder). – (Sonderausgabe aus der Festschrift des Verkehrsvereins Siershahn, Selters 1924).
- KLÜPFEL, W. (1929): Der Westerwald. Eine Einführung in seine Geologie und Morphologie. – Sitzber. Naturhist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf. 85, Jg. 1928, Sitzber. 1928: C, Ber. Vers. Niederrhein. geol. Ver. 1928, 75–135, Bonn 1929.
- KUTSCHER, F. (1953): Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 81, 350–367, Wiesbaden.
- v. LEONHARD, K. C. (1832): Basaltgebilde, I. u. II. Stuttgart.
- MOESTA, A. Fr. (1867): Geologische Schilderung der Gegend zwischen dem Meißner und dem Hirschberge in Hessen ... – Diss. Univ. Marburg.
- MOESTA, A. Fr. (1876): Geol. Spezialkarte v. Preußen 1:25 000, Bl. Waldkappel, Berlin.
- MOESTA, A. Fr. & BEYSCHLAG, F. (1886): Geologische Spezialkarte von Preußen 1:25 000 Blatt Allendorf, Berlin.
- MÖHL, H. (1872): Die Gesteine (Tachylit, Basalt und Dolerit) der Sababurg in Hessen ..., nebst Vergleich mit ähnlichen Gesteinen. Kassel.
- PFLANZL, G. (1953): Die Geologie des Meißners in Hessen. – Diss. Univ. Marburg.
- RITZKOWSKI, S. (1977): Hoher Meißner. – In: Exkursion K, Exkursions-Führer II, Geotagung '77, 103–105, Göttingen (Geol. Paläont. Inst. u. Mus. d. Univ.).
- SANDBERGER, F. (1873): Ueber Dolerit. I. Die constituirenden Mineralien. – Sitz. Ber. math.-phys. Cl. kgl. Bayr. Akad. Wiss. München, 3, 140–154, München.
- SCHAUB, J. (1799): Physikalisch-mineralogisch-bergmännische Beschreibung des Meißners. – Cassel.
- UTHEMANN, A. (1892): Die Braunkohlen-Lagerstätten am Meißner, am Hirschberg und am Stellberg. – Abh. Kgl. Preuss. geol. Landesanst. N.F. – H. 7, Berlin.
- WALKER, F. (1958): The causes of variation in dolerite intrusions. – Dolerite, a Symposium, 1–25, Hobart, Tasmania.

Die Braunkohle am Meißner*)

Von A. FINKENWIRTH, Wiesbaden

Geologisch-tektonischer Überblick

Unter der mächtigen Basaltdecke des Meißner ist sedimentäres Tertiär mit einem seit alter Zeit bekannten Braunkohlenlager erhalten geblieben. Die tertiären Schichten lagern den zum Teil tiefgründig verwitterten und gebleichten Gesteinen der Trias (Unterer, Mittlerer und Oberer Buntsandstein, Muschelkalk) auf. Die Braunkohle des Hohen Meißner ist das östlichste Vorkommen von Jüngerer Kohle (Frielendorfer Gruppe) in Nordhessen. Nur in Tertiärresten des Richelsdorfer Gebirges (Braunhäuser Tunnel) fand sich Jüngere Kohle in ähnlich weit nach Osten reichender Verbreitung.

Gebirgsbildende Bewegungen während des Mesozoikums (jungkimmerische Phase der saxonischen Gebirgsbildung) haben bereits vor Ablagerung des Tertiär eine Verstellung, Verbiegung und Zerbrechung der triassischen Schichtenfolge hervorgerufen. In diese Zeit fällt auch der Einbruch des Hessisch-Lichtenau-Altmosphener Grabens, dessen Ostrandverwerfung nördlich von Hausen sehr dicht an die Hochfläche des Meißner heranreicht. Die Verformungen der tertiären Schichten und ihrer triassischen Unterlage, die zur Bildung der heute erkennbaren Sättel und Mulden führte, ist nach Ablagerung der tertiären Schichten und vor der Intrusion des Basaltes erfolgt, also während einer Zeit, die in das Miozän fällt. Der Basalt fand bei seinem Aufstieg schon die fertig ausgebildeten Sättel und Mulden vor. Seine Auflagerungsfläche paßt sich diesen Strukturen vollkommen an (vgl. Profil Abb. 1).

Der Basalt des Meißner, das unterlagernde sedimentäre Tertiär mit der Braunkohle und der aus Gesteinen der Trias bestehende Unterbau zeigen, im Großen gesehen, eine Einmuldung in Richtung der Längserstreckung des Gebirgsrückens. Diese etwa Nord-Süd streichende Mulde wird durch Queraufwölbungen untergliedert, so daß einige Spezialmulden zu erkennen sind, von denen die wichtigsten genannt seien. Im Norden liegt die durch den alten Bergbau bekannte Bransröder Mulde (auch Nordmulde genannt), die von einer Aufsattelung im Gebiet des Weiberhemes von der sogenannten Schwalbenthaler Mulde, in der bis 1974 der Braunkohlenabbau umging, getrennt wird. Nur ein schmaler, geringmächtiger Basaltsteg verbindet hier den Basalt der Kasselkuppe mit dem Basalt des südlichen Meißner. Die Schwalbenthaler Mulde hebt nach Süden aus, und südlich der Straße Viehhaus-Schwalbenthal ist eine weitere Aufsattelung anzunehmen. Die südlich anschließende Mulde wird in älteren Arbeiten als Mulde unter dem Rebbes oder auch als Fürbacher Mulde bezeichnet.

Geschichte des Bergbaus

Der Braunkohlenbergbau am Meißner ist der älteste seiner Art in Deutschland. Schon in der Regierungszeit des Landgrafen WILHELM IV. (1567–1592) wurden auf Anregung des Pfarrers RHENANUS, der sich um die Entwicklung der Saline von Sooden an der Werra (heute Bad Sooden-Allendorf) und als Autor der sogenannten Salzbibel hochverdient

*) Überarbeitete Fassung aus dem Sonderheft 17 zum Aufschluß 1968.

gemacht hat, im Jahre 1571 Untersuchungsarbeiten auf Braunkohle am Meißner begonnen. Im Jahre 1578 wurde bei Schwalbenthal die Förderung von Braunkohle aus dem „Alten Stollen“ aufgenommen, die hauptsächlich zum Versieden der Sole in Sooden a. d. Werra verwendet wurde.

Da die alten Bergleute wegen Bewetterungs- und Entwässerungsschwierigkeiten nur die über Stollensohle anstehenden Flözteile abbauen konnten, wurden die Stollen schon sehr frühzeitig im Liegenden der bergseitig einfallenden Tertiärschichten, d. h. in der unterlagernden triassischen Schichtenfolge angesetzt. Im Jahre 1628 wurde der „Schwalbenthaler Neue Erbstollen“ angesteckt, der den Basalt an seiner tiefsten Stelle unterfuhr und eine Länge von mehr als 700 m erhielt. Der „Schwalbenthaler Neue Erbstollen“ stand mit Unterbrechungen durch Flözbrände bis 1888 in Förderung. Heute dient er der Wasserversorgung. Der zugehörige Wetterstollen, der sogenannte „Karlstollen“, der 19 m höher angesetzt war, traf ebenfalls gute Flözpartien, insbesondere Schwarzkohle (vgl. S. 234), an. Hier ging bis zum Jahre 1836 Abbau um.

Im Jahre 1622 erfolgte ein erster Aufschluß der Bransröder Mulde von der Westseite des Meißner durch den „Alte Häuser-Stollen“, der bis zum Jahre 1700 in Förderung blieb und vor allem Glanzkohle (vgl. S. 235) erbrachte.

Im Jahre 1696 wurde als Ersatz für den „Alte Häuser-Stollen“ der „Bransröder Stollen“ aufgeföhren, der ebenfalls einen ansehnlichen Vorrat an Schwarzkohle erschloß. In den Jahren 1837–1842 mußte der Stollen, dessen Mundloch hinter dem heutigen Verwaltungsgebäude des Basaltwerkes Köhler liegt, wegen Feuers abgedämmt werden. Anschließend ging dann wieder Abbau um bis 1860. Im Jahre 1920 wurde der Stollen für zweigleisigen Betrieb erweitert und war nochmal bis 1929 in Betrieb.

Der im Jahre 1736 auf der Ostseite des Meißner begonnene „Friedrichsstollen“, der 75 m unter der Sohle des Bransröder Stollens angesetzt worden war, sollte den im Bransröder Stollen angetroffenen Basalt unterfahren und die unterhalb der Stollensohle noch anstehende Kohle lösen. Er stieß aber ebenfalls, nachdem die Schichten der Trias und das liegende Tertiär durchfahren worden waren, auf den mit 75° nach Westen einfallenden Basalt. Durch Umföhhrungsstrecken wurde festgestellt, daß sich die Basaltunterkante allseitig mit diesem starken Einfallen absenkte (Abb.1). Von MOESTA (1867) wurde diese Depression daher als Schlot angesprochen, während sie BEYSCHLAG (1886) als eine normale und auch andernorts häufig auftretende Einsenkung der Unterkante der Basaltauflagerung ansah. Diese Frage ist auch heute noch nicht endgültig geklärt.

Im Niveau des Friedrichsstollens war das Flöz verdrückt. Erst weiter oberhalb der Stollensohle wurde mit einem aufsteigenden Ort Kohle erschlossen. Der Friedrichsstollen erreichte eine Länge von über 800 m und erhielt im Jahre 1830 durch Überbrechen eine Verbindung mit dem Bransröder Stollen. Der Abbau auf Schwarzkohle dauerte bis zum Jahre 1815, als Feuer die Gewinnung zum Erliegen brachte. Heute dient der Friedrichsstollen ebenfalls als Wasserversorgungsanlage.

Der im Jahre 1792 29 m unter dem Bransröder Stollen angesetzte „Wilhelmsstollen“ sollte eine Verkürzung des langen Föhhrweges des Friedrichsstollens bringen. Der von diesem Stollen aus begonnene Abbau mußte jedoch im Jahre 1816 wegen Feuers aufgegeben werden. Der Stollen löst große Wassermengen (etwa 10 l/s) im Bransröder Revier, die in das Weißenbacher Tal abgeföhrt werden. Die ständig vorhandene Trübung geht wahrscheinlich auf Zuflüsse aus einem alten Abbau zurück, aus dem noch Tonteilchen mitgenommen werden.

Auf die im Südteil des Meißner gelegene Mulde unter der Freya sind im 17. und 18. Jahrhundert von der Ostseite des Meißner der alte „Vierbachstollen“ und der neue „Fürbachstollen“ angesetzt worden, die aber keine bauwürdige Kohle angetroffen haben. Auch der

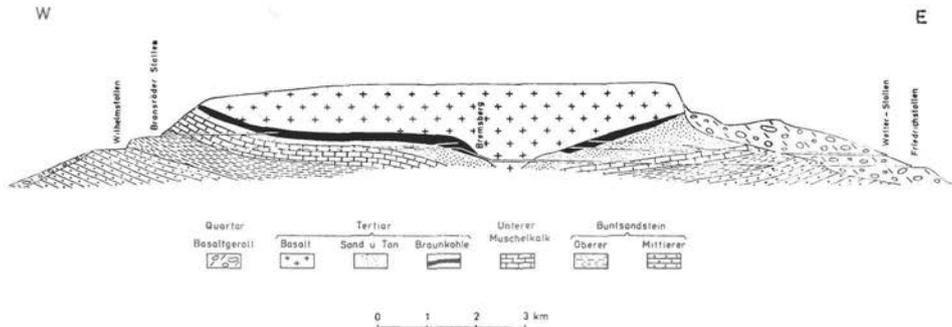


Abb. 1. Profil durch die Bransröder Mulde (z. T. nach UTHEMANN 1892).

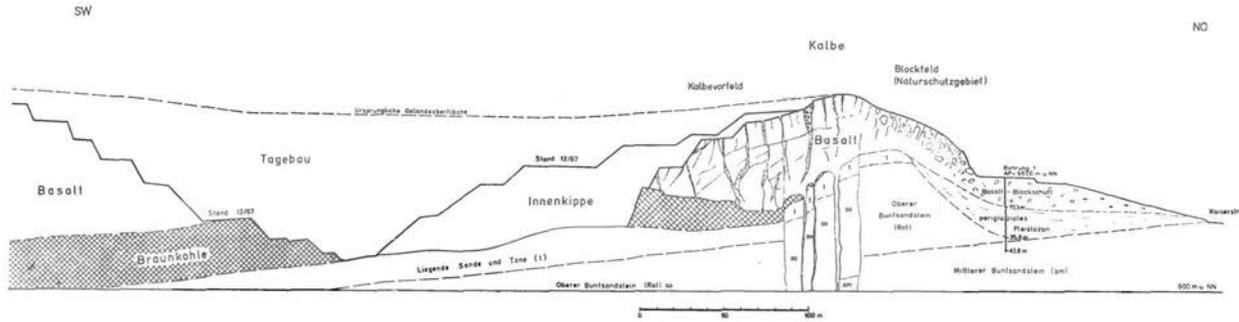


Abb. 2. Profil durch den Tagebau Kalbe.

von der Westseite her in den Jahren 1923–1925 in der Nähe der Kitzkammer in die Südmulde zu Felde geführte Hassia-Stollen hat keinen großen Erfolg gebracht. Nach dem derzeitigen Stand der Kenntnisse ist nicht mit Sicherheit zu sagen, ob unter der Freya noch bauwürdige Kohle ansteht.

Im Jahre 1929 wurde der Abbau bei Bransrode endgültig eingestellt. Im Bransroder Revier hatte man, genau wie in den anderen Revieren, mit schwierigen bergmännischen Verhältnissen wie Flözverdrückungen und Flözbränden zu kämpfen.

Heutiger Bergbau

Das sogenannte „Reservationsfeld für das fiskalische Braunkohlenwerk am Meißner“ wurde im Jahre 1947 von der Preußischen Bergwerks- und Hütten-AG an die Ilse-Bergbau AG verkauft. Damit wurde eine neue Bergbauperiode am Meißner eingeleitet. Nördlich der Laudenbacher Hohl schloß der Max-Bähr-Stollen ein von Verwerfungen umgrenztes Grubenfeld auf, das von 1946–1949 in Förderung stand.

Im Jahre 1949 begann die Pächterin, die Bergwerk Frielendorf AG, mit einer einfallenden Strecke, einem sogenannten Flachen, ein Tiefbaufeld im Bereich der Schwalbenthaler Mulde – den Tiefbau Grebestein – auszurichten. Nördlich davon, zur Kalbe hin, wurde im Jahre 1952 der Tagebau Kalbe eröffnet. Vorher war im Jahre 1950 noch der Tagebau Grebestein-Ost aufgeschlossen worden, der aber nur wenige Jahre in Betrieb stand.

Im Tagebau Kalbe wurde ein besonders mächtiges Flöz angetroffen. Aufgrund der großen Kohlemächtigkeiten von bis zu 58 m war es möglich, die Kohle auch unter der mächtigen Basaltdecke (max. 90 bis 95 m) noch wirtschaftlich abzubauen. Das Verhältnis Deckgebirge zu Kohle wächst nach Süden zum Lettenberg hin an (Abb. 3).

Im Frühjahr 1961 zeigten sich im Kalbe-Vorfeld Auflockerungserscheinungen im Basalt, die zu einem Abrutschen und Abgleiten von Basaltschollen und zu Ausgleichsbewegungen mit Aufpressen der Sohle im Tagebautiefsten führten (Abb. 2). Da darin eine Gefahr für den Aussichtspunkt Kalbe und das unter Naturschutz stehende Blockmeer auf der NE-Seite gesehen wurde, sind verschiedene Sicherungsmaßnahmen durchgeführt worden. Der Abbau wurde nur bis zu einer bestimmten Linie erlaubt, so daß unter der Kalbe noch unverritzte Kohle stehen gelassen werden mußte. Die Innenkippe wurde fortschreitend gegen die Kalbe angeschüttet, so daß die Gefahr eines Abgleitens für den sogenannten „Kalbe-Zahn“ heute gebannt ist.

Das Kalbeplateau mit dem Trigonometrischen Punkt zeigte sich aber auch vorher schon standfest. Die Bewegungen betrafen nur das Kalbe-Vorfeld bis an den Hauptabriß, gegen den die Innenkippe inzwischen angeschüttet war.

Vom Hess. L. A. f. Bodenforschung wurden eine Vertikalbohrung am Osthang der Kalbe (siehe Profil Abb. 2) und zwei Horizontalbohrungen vom Kohlenstoß in Richtung Kalbe durchgeführt. Mit der einen Horizontalbohrung wurde nachgewiesen, daß sich das Flöz noch mindestens bis zu einem Punkt 60 m südwestlich des Trigonometrischen Punktes unter der Kalbe fortsetzt. Die Bohrung ist dann nach oben abgewichen und in den überlagernden Basalt geraten. Die petrographische Bearbeitung der Basaltproben durch HENTSCHEL ergab, daß dieser Basalt fast so glasreich ist wie der Basalt vom Kitzkammergang. Es wurde außerdem eine starke positive magnetische Anomalie*) unter dem Kalbeplateau festgestellt. Die Standfestigkeit des „Kalbe-Zahns“, der petrographische Befund und die magnetische Anomalie legen die Vermutung nahe, daß unter der Kalbe eine oder mehrere Förderspalten vorhanden sind, wie es auf dem Profil (Abb. 2) schematisch dargestellt wurde.

*) Durch Dipl.-Geol. WENDLER vom Hess. L. A. f. Bodenf.

Die höchste Förderung mit über 300000 t Kohle pro Jahr wurde in dem Zeitraum 1960–65 erreicht. Der Abtransport zur Eisenbahnverladestation Walburg erfolgte über eine Seilbahn. Im Herbst 1968 wurde die Kohlegewinnung im Tiefbau Grebestein eingestellt. Der Tagebau Kalbe mußte am 31. 1. 1974 stillgelegt werden, da der Hauptabnehmer seit 1958/59, das Braunkohlenkraftwerk Kassel, auf Erdgas/Steinkohle umgestellt wurde.

Die durchschnittlichen unteren Heizwerte (H_u) bewegten sich nach FRIEDRICH (1977) zwischen 2100 und 2200 kcal/kg bei Wassergehalten zwischen 53 und 56%. Damit gehört die Meißnerkohle zu den hochwertigsten deutschen Braunkohlen. Die Vorräte werden auf rd. 20 Mio t veranschlagt. Davon dürften etwa 8 Mio t im Tagebau und 6 Mio t im Tiefbau gewinnbar sein.

Mit Wirkung vom 1. 1. 1976 hat die Ilse Bergbau GmbH das Bergwerkseigentum an die Preußische Elektrizitäts-AG (Preußenelektra) verpachtet. Da die Braunkohlenvorräte im Raum Borken der Erschöpfung entgegengehen, beabsichtigt die Preußenelektra, auf dem Meißner etwa 6 Mio t Braunkohle zur Streckung der Borkener Vorräte abzubauen, um dadurch bis 1993 das Kraftwerk Borken mit Brennstoff versorgen zu können. Vorgesehen sind ein Tagebau am Weiberhemd, ein Tagebau am Lettenberg in südlicher Fortsetzung des Tagebaus Kalbe und ein Tiefbau im Bereich der Hochkippe Süd und westlich davon.

Das Braunkohlenflöz

Das Braunkohlenflöz hat nach PFLANZL (1953) eine durchschnittliche Mächtigkeit von 12 bis 15 m. Größere auftretende Mächtigkeiten beruhen nicht auf primären Unterschieden, sondern sind auf Ausquetschungen und Anschoppungen durch die Auflast der auf der Kohle sich ausbreitenden Basaltschmelze zurückzuführen. Solche sogenannten „Flözverdrückungen“ sind vom Bergbau häufig angetroffen worden. Auch die großen Mächtigkeiten im Gebiet des Tagebaus Kalbe gehen auf Vorgänge dieser Art zurück. Die Auflagerungsfläche des Basaltes auf dem Braunkohlenflöz ist im Kleinbereich unregelmäßig. Gebietsweise ragt der Basalt in rundlichen oder länglichen Mulden („Rücken“ der alten Bergleute) tiefer in die Kohle hinein.

Ein Normalprofil der Braunkohle, wie es in der Schwalbenthaler und Bransröder Mulde angetroffen wird, würde etwa wie folgt aussehen:

Hangendes:	Basalt
0,0– 3,0 m	„Schwühl“ (kohligler Ton, kontaktmetamorph verändert)
0,5– 1,5 m	Stangenkohle
0,5– 4,0 m	Schwarzkohle
12 –15 m	Braunkohle
1,0– 1,5 m	schwefelkiesreiche Kohle mit verkieselten Holzresten („Stockwerk“)
Liegendes:	Ton, Sand und Quarzit

An der Basis des Flözes sind in der Kohle feste Bestandteile, sogenannte Xylithe, häufig, die noch die Holzstruktur erkennen lassen. Die z. T. verkieselten zerbrochenen Stämme (vorwiegend Koniferen) sind Überreste des ertrunkenen Hochwaldes, mit dem die Bildung des Braunkohlenmooses begann. Diese Schicht wurde von den alten Bergleuten als „Stockwerk“ bezeichnet.

Die Braunkohle hat krümelige bis feste Struktur. Bei der krümeligen Kohle liegen nach PFLANZL (1953) nur wenige feste, kleine Kohlebröckchen in erdiger Kohlenmasse. Wenn die festen Kohlebröckchen auf Kosten der erdigen Kohle an Zahl und Größe zunehmen, wird die Braunkohle knorpelig und schließlich stückig. Unregelmäßig verteilt kommen in der Kohle Anreicherungen von Harz und Wachs, sogenannter Pyropissit, vor. Die normale (vom Basalt nicht veränderte) Braunkohle des Meißner hat einen verhältnismäßig niedrigen Aschengehalt, der zwischen 2 und 8,5% schwankt, der Teergehalt beträgt 11–12%.



Abb. 3. Tagebau Kalbe (1. 6. 1965). Blick von der Innenkippe in Richtung Stinksteinwand/Lettenberg. Im Zentrum das mächtige Braunkohlenflöz, im Hintergrund rechts, der überlagernde mächtige Deckenbasalt.

Gebietsweise treten auch mulmige, schmierige Kohlen von schwarzer Farbe ohne feste Bestandteile auf, die nur einen geringen Heizwert haben. Sie sind durch Oxidation entstanden, wobei es sich um denselben Entstehungsvorgang handelt, der andernorts zur Bildung von Farberde (Kasseler Braun) geführt hat.

Der obere Teil des Flözes ist durch die Kontakteinwirkung des intrudierenden Basaltes thermometamorph verändert worden. Die Kontaktmetamorphose reicht in der Kohle etwa 2–5 m hinab, unterbleibt aber schon, wenn eine Tonschicht von etwa 1,5 m Mächtigkeit zwischen Basalt und Kohle auftritt. Von den Alten ist hauptsächlich die metamorph veredelte Kohle abgebaut worden. Beim heutigen Abbau ist aber eine gesonderte Gewinnung nicht mehr möglich.

Die Schwarzkohle ist durch den Kontakt am wenigsten verändert und gleicht in ihrer Zusammensetzung noch am ehesten der normalen Braunkohle. Sie ist allerdings völlig schwarz und besteht aus kleinen, harten, polygonalen Kohlebröckchen von 1–2,5 cm Durchmesser. Die Bruchflächen zeigen stumpfen schwarzen Glanz bis schwachen Fettglanz. Die Schwarzkohle hat einen Wassergehalt von ungefähr 14% und einen Aschengehalt von 9–10%.

Die Stangenkohle (auch Stengelkohle) ist am stärksten von den Kontakteinwirkungen des überlagernden Basaltes beeinflusst worden. Sie besteht aus 0,5–2,5 cm dicken, meist sechseckigen Säulchen. Die Säulenform beruht, genau wie beim Basalt, auf Schrumpfung. Die Bruchflächen zeigen schwachen Fettglanz, der in Annäherung an den Kontakt lebhafter wird. Die Kohle nimmt dann ein steinkohleartiges Aussehen an. Sie hat einen Wassergehalt von 2–10% und ist mit 16–23% relativ aschereich.

In der Stangenkohle tritt nach PFLANZL (1953) linsenartig eine Kohlenart mit einem außerordentlich hohen Glanz auf, die als Glanzkohle bezeichnet wird. Sie ist völlig schwarz, hart, sehr spröde und zerspringt in scharfkantige Stücke von glattem bis muscheligen Bruch. Häufig beobachtet man eine Wechsellagerung von Streifen mit matterem und stärkerem Glanz. Oft weist die Glanzkohle eine schaumige Struktur auf, was darauf hinweist, daß bei der Umwandlung gasförmige Bestandteile ausgetrieben worden sind. Auf diese Weise ist eine Art Naturkoks entstanden. Die Glanzkohle hat weniger als 4% Asche und besitzt Steinkohlencharakter.

Wenn der Basalt nicht unmittelbar der Kohle auflagert, ist zwischen Kontaktkohle und Basaltauflager ein kohliges, schwefelkiesreicher z. T. gebrannter Ton anzutreffen, der als Schwühl bezeichnet wird. Der Name Schwühl kommt von schwelen, da diese Tone früher für die Fabrikation von Alaun verschwelt wurden. Die unteren kohlereichen Partien zeigen oft stengelartige Absonderungsformen und werden als Stangenschwühl bezeichnet.

Gebietsweise, vor allem südlich einer Linie Grebstein–Laudenbacher Hohl, spaltet das Flöz durch Einschaltung sandiger Zwischenmittel auf. Im Tagebau Kalbe ist ein 0,1–0,3 m mächtiges sogenanntes „Sandband“ etwa in der Mitte des Flözes zu beobachten.

Die Mächtigkeitsreduktionen der Kohle und liegenden Sande und Tone am Ausgehenden bei Bransrode und in der Nähe der Laudenbacher Hohl weisen nach PFLANZL (1953) darauf hin, daß hier der Westrand des unter dem Meißner gelegenen lokalen Ablagerungsbeckens anzunehmen ist.

Die Braunkohle neigt bei Luftzutritt sehr stark zur Selbstentzündung, eine Schwierigkeit, mit der die alten Bergleute vor allen Dingen zu kämpfen hatten. Die notwendige Luftzirkulation wird durch die ausgedehnten Grubenbaue, das Zubruchgehen des Deckgebirges und die Klüftigkeit des Basaltes gefördert. So ist es nicht verwunderlich, daß seit alter Zeit, möglicherweise auch schon vor Beginn des Bergbaus, Teile des Flözes sich entzündet hatten. Die Stinksteinswand ist eine der Stellen, wo auch heute noch Rauch und Schwelgas austreten.

Das Alter der Braunkohle

Die pollenanalytischen Untersuchungen der Braunkohle durch PFLANZL (1956) ergaben eine Flora, die derjenigen der Hauptflöze der niederrheinischen Braunkohle vergleichbar ist. Danach hielt er ein unter- bis mittelmiozänes Alter für wahrscheinlich. Die Meißner-Kohle wird allgemein der Jüngeren Kohle (Frielendorfer Gruppe) zugeordnet. Die liegenden Sande und Tone sind fossilfrei. Nach den Untersuchungen von PFLUG (1966) ist die Jüngere Kohle am Hirschberg bei Großalmerode, bei Glimmerode südlich Hessisch-Lichtenau und bei Oberkaufungen in das Chatt bis Aquitan einzustufen. Nach v. d. BRELIE (1967) gehören die Meißner-Kohle und die Braunkohle von Frielendorf in das Hemmoor (unt. Helvet + Burdigal).

Schriftenverzeichnis

- BEYSCHLAG, F. (1886): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. XXIII Lfg., Blatt Allendorf. Berlin.
- BRELIE, G., v. d. (1967): Quantitative Sporentersuchungen zur stratigraphischen Gliederung des Neogens in Mittel-Europa. – Rev. Palaeobotan. Palynol. **2**, S. 147–162. Amsterdam.
- FRIEDRICH, K. (1977): Preußenelektra plant Wiederaufnahme des Braunkohlenabbaus auf dem Meißner. – Braunkohle **29**, H. 4, S. 155–162. Düsseldorf.
- HENTSCHEL, H. (1968): Der Basalt des Meißner. – Der Aufschluß, **17**, Sonderh., S. 151–165. Heidelberg.
- MOESTA, A. F. (1867): Geologische Schilderung der Gegend zwischen dem Meißner und dem Hirschberge in Hessen mit besonderer Berücksichtigung der daselbst auftretenden basaltischen und tertiären Bildungen nebst einer geolog. Karte und einem Blatte mit Gebirgsprofilen. – Inaug.-Diss., Marburg, 40 S.

- PFLANZL, G. (1953): Die Geologie des Meißners in Hessen. – Dissertation, Philipps-Universität Marburg, 283 + XVII S.
- PFLANZL, G. (1956): Das Alter der Braunkohlen des Meißners, der Flöze 2 und 3 des Hirschberges und eines benachbarten Kohlenlagers bei Laudenbach. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **84**, S. 232–244, 1 Tab., Taf. 16–17. Wiesbaden.
- PFLUG, H.-D. (1966): Zur Stratigraphie des mittleren Tertiärs in Hessen und in benachbarten Gebieten. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **94**, S. 259–268. Wiesbaden.

Weitere Schriften

- BARTHOLMAI, H. (1936): Die technisch-wirtschaftliche Entwicklung des Braunkohlenbergbaus im Bergrevier Kassel. XVI + 121 S., Borna–Leipzig (Robert Noske).
- BRAUN, E. (1976): Die Braunkohlenlagerstätte des Meißner und die wirtschaftlichen Aspekte des Bergbaues. – Hess. Heimat **26**, H. 3, S. 85–88. Marburg.
- Deutscher Braunkohlen-Industrie-Verein e.V. (1965): Niederschrift über die 2. Sitzung des Tagebauausschusses Gebirgsmechanik am 6. Mai 1965 in Hessisch-Lichtenau. – Deutscher Braunkohlen-Industrie-Verein e.V., Tagebauausschuß Gebirgsmechanik, Nr. 2, 6 S. Köln.
- Deutscher Rat für Landespflege (1965): Landespflege und Hoher Meißner. Stellungnahme des Deutschen Rates für Landespflege zum Tagebau am Hohen Meißner und Berichte zur Abbau- und Aufbauplanung. – Schr.-R. deutsch. Rates f. Landespflege, H. 4, 28 S. Bad Godesberg.
- HARNISCH, W., HASEMANN, H. & HOFFMANN, E. (1966): Geschichte des Bergbaulichen Vereins Kassel. – 176 S., Kassel (Bergbauverein Hessen e.V.).
- HEINTZE, G. (1966): Landschaftsrahmenplan Naturpark Meißner – Kaufunger Wald. – Schr.-R. Inst. Natursch., VIII, 4, 115 S. Darmstadt.
- HEINTZE, G. (1976): Landschaftsplanung und Landschaftspflege am Meißner 1950–1970. – Hess. Heimat **26**, H. 3, S. 88–98. Marburg.
- HENTSCHEL, H., KORITNIG, S., KUTSCHER, F. & RÖSING, F. (1962): Ganztageexkursion zur Blauen Kuppe und zum Meißner am 25. Mai 1961. – Decheniana **114**, H. 2, S. 195–201. Bonn.
- KUTSCHER, F. (1953): Angewandte erdmagnetische Messungen in Hessen. I. Zusammenstellung der bisherigen speziellen erdmagnetischen Untersuchungen in Hessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. **81**, S. 350–367, 9 Abb. Wiesbaden.
- PFLANZL, G. (1959a): Braunkohlentagebau auf dem Meißner. In: Bericht über die Exkursion anläßlich der 110. Hauptversammlung in Marburg a. d. Lahn vom 1.–9. Sept. 1958. – Z. deutsch. geol. Ges., **111**, S. 296–297. Hannover.
- PFLANZL, G. (1959b): Tektonischer Überblick von der Kalbe. In: Bericht über die Exkursionen anläßlich der 110. Hauptversammlung in Marburg a. d. Lahn vom 1.–9. Sept. 1958. – Z. deutsch. geol. Ges. **111**, S. 298. Hannover.
- RITZKOWSKI, S. (1977): Exkursions-Führer Geotagung '77, Göttingen, **2**, Aufschluß 12, Hoher Meißner: S. 103–105, Göttingen (Geol.-Paläont. Inst. u. Museum Univ. Göttingen).
- SAUER, H. (1976): Die Meißnerlandschaft. – Hess. Heimat **26**, H. 3, S. 82–84. Marburg.
- SCHADE, H. (1976): Vorzeitiges Ende der Kohlegewinnung am Meißner – was wird aus der Bergbaulandschaft? – Hess. Heimat **26**, H. 3, S. 99–106. Marburg.
- STECKHAN, W. (1952): Der Braunkohlenbergbau in Nordhessen. – Hess. Lagerstättenarchiv 1, S. 1–212, Abb. 1–38 (insges. 45). Wiesbaden.
- TROTT ZU SOLZ, F., von (1976): Erfolge und Mißerfolge in der Praxis der Rekultivierung auf dem Hohen Meißner. – Hess. Heimat **26**, H. 3, S. 106–110. Marburg.
- UTHEMANN, A. (1892): Die Braunkohlen-Lagerstätten am Meißner, am Hirschberg und am Stellberg mit besonderer Berücksichtigung der Durchbruchs- und Contact-Einwirkungen, welche die Basalte auf die Braunkohlenflöze ausgeübt haben. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-A., N.F., **7**, 54 S., Berlin.
- WENTZEL, K. F. (1976): Holz, Kohle, Basalt. Naturschutz und Erholung – Der Meißner im Konflikt. – Hess. Heimat **26**, H. 3, S. 79–81. Marburg.
- WENTZEL, K. F. (1977): Wieder Sorgen um den Hohen Meißner. – Natur und Landschaft, **52**, H. 5, S. 128, 2 Abb. Stuttgart.
- WIGAND, K. (1956): Chronik des hessischen Bergbaus. 146 S., Bergbaulicher Verein Kassel e.V., Kassel.

Die „Blaue Kuppe“ bei Eschwege*)

Von Sigmund KORITNIG, Göttingen

Das Basaltvorkommen der „Blauen Kuppe“, etwa 3,5 km südlich Eschwege gelegen, ist großteils abgebaut und der Steinbruchbetrieb schon vor etwa fünf Jahrzehnten endgültig eingestellt worden. Das Vorkommen steht jetzt unter Naturschutz. Heute, wie schon vor 170 Jahren, ist es weniger der Basalt selbst, der uns hinzieht, als vielmehr die einzigartig aufgeschlossenen Kontakteinwirkungen auf den unteren Buntsandstein, die bis zur Anatexis gehen und das Interesse erwecken. Es ist eines der klassischen Vorkommen, an denen im Streite zwischen Neptunisten und Plutonisten die vulkanische Natur des Basalts erkannt wurde. Vor rund 60 Jahren ist außerdem durch RAMDOHR auch noch eine sehr interessante pneumatolytische Mineralgesellschaft bekannt geworden. Neben den rein mineralogisch-geologischen Aspekten bildet aber auch die Landschaft und der kahle Gipfel mit seinem weit rundum gehenden Ausblick ein lohnendes Ziel.

Wenn wir, von Eschwege kommend, auf der Straße Eschwege–Langenhain die flache Höhe erreicht haben, sehen wir schon von weitem schräg rechts vor uns die von hier etwas kegelförmig aussehende „Blaue Kuppe“. Links der Straße liegt ein kleiner, bewaldeter Hügel, die „Kleine Kuppe“. Diese ist ebenfalls aus Basalt aufgebaut. Die intensiv rote Farbe, die uns bei abgeernteten Feldern rechts und links begleitet, zeigt, daß wir uns, wie auch die alte geologische Karte von MOESTA (1872) angibt, im unteren Buntsandstein (su) befinden. Nachdem wir die „Kleine Kuppe“ links liegengelassen haben, knapp vor der Kreuzung unserer Landstraße mit der alten Mühlhäuser Straße, die rechts von Reichensachsen heraufkommt (heute ein Feldweg), geht rechts ein Feldweg ab, der uns direkt zum Eingang des Nordbruches der „Blauen Kuppe“ hinaufführt. Nach etwa 200 m leichter Steigung kommen wir auf diesem Weg zuerst an eine Feldwegkreuzung. Dort treffen wir auf den NNE abgehenden Basaltgang (vgl. Abb. 1). Er ist deutlich als Buckel im Gelände erkennbar, der am linken Wegrand des nach N gehenden Feldweges zum Vorwerk Vogelsburg entlangstreicht. Leichte Knicke deuten das Pendeln der Kluft an, in der der Basalt einst hochgekommen ist. Nach gut 100 m und Querung des Weges verliert er sich rasch im Felde (vgl. Abb. 1). Dieser Gang findet im Süden, an der gegenüberliegenden Bergseite der „Blauen Kuppe“, seine Fortsetzung und ist insgesamt etwas über 800 m lang. Die Lage des Ganges hängt eng mit den tektonischen Gegebenheiten der weiteren Umgebung zusammen. Er liegt am südöstlichen Ende des Werragrauwackensattels, wo dessen altpaläozoischen Gesteine unter das Deckgebirge aus Zechstein und Buntsandstein untertauchen. Dieses Deckgebirge ist hier von einem Kluftsystem durchzogen, das mit der Tektonik des darunterliegenden Grauwackensattels unmittelbar zusammenhängt. Die Richtung der einen Hauptklüftung geht parallel zur Längsachse des Werrassattels, und die andere steht mit 70° SE-Einfallen fast rechtwinklig darauf. Das Aufdringen des Basaltes geschah im Tertiär, etwa an der Wende vom Miozän zum Pliozän, also vor rund 10–12 Millionen Jahren. Damals lag die Landoberfläche mindestens 200 m über dem heutigen Niveau der „Blauen Kuppe“. Die Reste dieser damals über ihr liegenden Gesteinsbedeckung, die sich wohl bis zum Hohen Meißner hin erstreckte, sind

*) Überarbeitete Fassung aus dem Sonderheft 17 zum Aufschluß 1968.

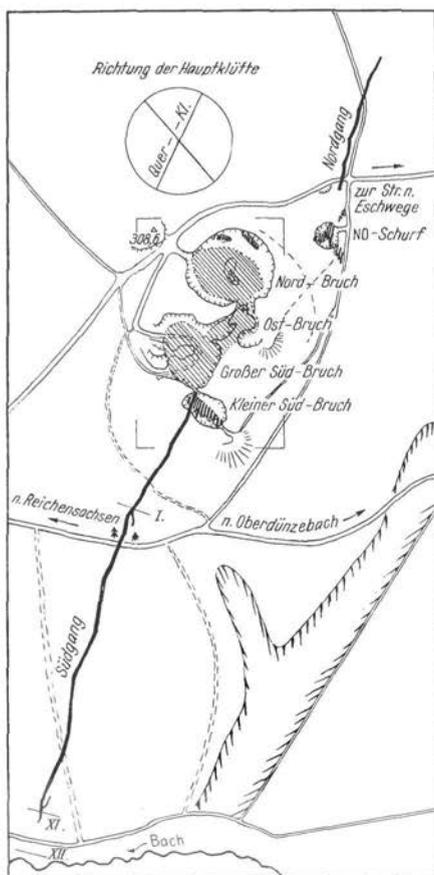


Abb. 1. Übersichtskarte der Blauen Kuppe und ihres Gangsystems.

heute noch in dem nur eineinhalb Kilometer südöstlich der „Blauen Kuppe“ steil aufragenden Lotzenkopf und dem daran anschließenden Schlierbachswald anstehend. Wir sehen deswegen heute in der „Blauen Kuppe“ diejenigen Teile des ehemaligen Vulkans, die zur Zeit seiner Entstehung etwa in 200 m Tiefe lagen. Dies ist einer der Hauptgründe, warum wir im Gegensatz zu vielen anderen im Buntsandstein liegenden Basaltvorkommen hier so einzigartige Kontakteinwirkungen beobachten können.

Wir lassen nun den Nordgang rechts liegen und kommen nach etwa 150 m zum Eingang des Nordbruches (vgl. Abb. 1 u. 2). Durch einen engen Einschnitt betreten wir von NW her den Bruch. Im Einschnitt sehen wir rechts wie links den in frischen roten Farben sählig liegenden Buntsandstein anstehen. Wenige Meter weiter, im Inneren des Bruches, nimmt der Sandstein bald eine bleiche, fahle Farbe an. Hier ist auch das oben erwähnte Klufnetz, das den Sandstein durchzieht, deutlich zu sehen. Uns gegenüber, in der Mitte des Bruches, erhebt sich eine Zinne aus doleritischem Basalt (Pkt. 2 in Abb. 2). Im Süden, ihr gegenüber (Pkt. 1), zieht eine mächtige Felsnase und ein enger, schluchtartiger Riß zum Gipfel der „Blauen Kuppe“ empor (Abb. 3). Dort befinden sich die Stellen, wo die stärksten und schönsten Kontakteinwirkungen zu sehen sind. Rechts des Risses haben wir ein inniges Gemenge von vielen Buntsandsteinschollen mit sehr wenig dazwischengedrogenem Basalt. Diese Schollen weisen nur eine sehr starke Frittung auf. Links der Schlucht steht dichter Basalt an mit z. T. bis zur wirren Verfaltung gehenden eingeschlossenen Buntsandsteinschollen (Abb. 3 u. 4). Diese sind zu „Buchit“, einem Buntsandstein-Anatexit, verändert worden. Im Kleinen finden wir dort ganz ähnliche Bilder, wie wir sie sonst nur im

Abb. 2. Geologische Karte der Blauen Kuppe. Weiß = Buntsandstein und Halden; Schraffen allein = Olivinbasalt; Schraffen allein, unterbrochen = Anstehendes des Basaltes nur vermutet; Schraffen mit Kreuzen = doleritische Ausbildung; Schraffen mit Ringen = blasige Ausbildung; Schraffen mit Haken = Tuff; gekreuzte Schraffen = Basalt-Buntsandsteingemenge; Punkt (1) klassische Kontaktstelle, (2) Zinne im Nordbruch, (3) Apophysen zum NE-Schurf hinüberleitend, (4) pneumatolytisch veränderter Basalt mit Mineralneubildungen in Blasen und auf Klüften (Magnetit, Cristobalit, Tridymit usw.), (5) Halde mit Magnetit und Cristobalit usw., (6) aus der Tiefe heraufgebrachter Kieselschiefereneinschluß, (7) Blockwerk von Brockentuff, (8) Kontaktprofil an kompaktem Buntsandstein. Gepunktete Linien = Fußsteige.



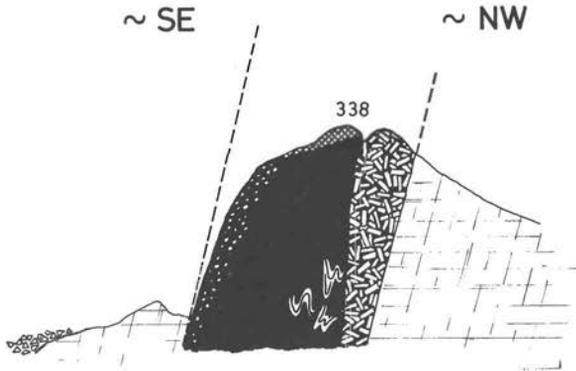


Abb. 3. Schematischer Schnitt durch den Verbindungsteil zwischen Nord- und Südbruch mit dem starken Kontaktbereich; Blickrichtung von Pkt. (2) gegen Pkt. (1) der Abb. 2. Links z. T. blasiger Basalt (Ostbruchseite) und im Basalt eingeschlossene, stark verfaltete, anatektisch umgewandelte Buntsandsteinschollen; rechts Nase mit den gefritteten Buntsandsteinschollen.

anatektischen Grundgebirge beobachten können. Wegen der dort jedoch ganz anders herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen hat sich freilich auch eine ganz andere Mineralparagenese gebildet. Die entstandene Teilschmelze – jetzt als Glas vorliegend – hat etwa granodioritische Zusammensetzung. Wir haben an dieser Stelle einen tiefen Einblick in das Wirken der Naturkräfte, und wir benötigen nur wenig Phantasie, um uns vorstellen zu können, wie die glühendheiß aufsteigende Basaltschmelze die Buntsandsteinschollen gefrittet, ja sogar soweit aufgeschmolzen und erweicht hat, daß sie zu engen Falten verbogen werden konnten. Bei etwas näherer Betrachtung tauchen aber Fragen auf, die zeigen, daß die Vorgänge komplizierter als ein einfaches Aufschmelzen gewesen sein müssen. Betrachtet man die Temperatur von maximal etwa 1200 °C, die der Basalt haben konnte, sowie die Wärmemenge, die in ihm enthalten war, auf der einen Seite und die Schmelztemperatur der Hauptkomponente des Buntsandsteins, des Quarzes, die bei 1770 °C liegt, andererseits, so merkt man gleich, daß es sich hier nicht um einen einfachen Schmelzvorgang gehandelt haben kann.

Diese Kontaktvorgänge wurden deswegen eingehend untersucht (KORITNIG 1954, 1955) und der Mechanismus des Ablaufes aufgezeigt. Bevor wir uns jedoch damit beschäftigen, wollen wir die Zusammensetzung der unveränderten Gesteine und deren kontaktlich veränderten Endprodukte kennenlernen.

Der Basalt: Wir haben es hier mit einem gewöhnlichen Alkaliolivinbasalt zu tun (vgl. Analyse Tab. 1, Nr. I). Sein Mineralbestand setzt sich aus Olivin, Pyroxen, Plagioklas (Labradorit mit 50–55% An), Magnetit und bisweilen auch dünnen Lamellen von Ilmenit zusammen. Makroskopisch sind z. T. die Olivin-Kristalle sowie bei den in den zentralen Teilen auftretenden doleritischen (= grobkörnigen) Partien auch der Plagioklas sichtbar.

Der Buntsandstein: Es handelt sich hier um ein Sediment, das aus wechselnden Lagen von stark sandigem und stark tonigem Charakter aufgebaut ist. Die sandigen Lagen sind meist wesentlich dicker (Größenordnung bis 20 cm) als die tonigen (einige mm bis cm).

Die sandigen Lagen bestehen bis zu 70 % und mehr aus eckigen Quarzkörnern (0,05–0,2 mm), die großtenteils durch ein toniges Zwischenmittel zusammengehalten werden. Auf Schichtflächen treten, z. T. in Lagen angereichert, größere Glimmer-Blättchen (meist Biotit) auf. Nur im Mikroskop sichtbar, gesellen sich Feldspat, Apatit, Zirkon, Rutil und Turmalin hinzu. Die tonigen Lagen sowie die tonigen Zwickelfüllungen zwischen den Quarzkörnern in den sandigen Lagen bestehen, wenn wir die darin noch enthaltenen feinsten Quarzkörnchen als sandige Komponente abziehen, zu etwa 65 % aus Glimmermineralen, von denen wiederum rund $\frac{3}{4}$ dem Illit- $K_{0,58} (Al_{1,38}Fe_{0,37}^{3+}Fe_{0,004}^{2+}Mg_{0,34}) (Si_{3,41}Al_{0,59}) O_{10} (OH)_2$ – angehören. Dazu treten noch etwa 25 % Feldspat. Der Rest verteilt sich auf feinstkörnigen Haematit (Fe_2O_3), der dem frischen Material die kräftige rote Farbe verleiht, sowie etwas Kaolinit, Dolomit, Calcit und Rutil. Analyse Nr. IV in Tab. 1 gibt die chemische Zusammensetzung einer Tonlage.

Der vollkommen umgewandelte Buntsandstein (Buchit): Wie Abb. 4 zeigt, ist hier der Buntsandstein bis in mikroskopische Bereiche in zäh-teigigem Zustand zu Falten verknäuel worden. Das Mikroskop zeigt uns (Abb. 5a u. b) in einer glasigen Grundmasse schwimmend die Quarzkörner des Sandsteins, die z. T. Risse durch die Hitzeinwirkung bekommen haben und von einem dünnen Reaktionssaum umhüllt werden. Dazwischen schwimmen, vornehmlich in den ehemals tonigen Lagen, massenhaft kleine Cordierit-Kriställchen in sechsseitigen Säulen von gedrungener Form (Abb. 5a). Zuweilen bilden sie auch Pseudomorphosen nach Biotit. In den sandigen Lagen tritt hauptsächlich Pyroxen in feinen grünlichen Nadeln auf, die sich besonders gern in der Nähe der Quarzkörner befinden

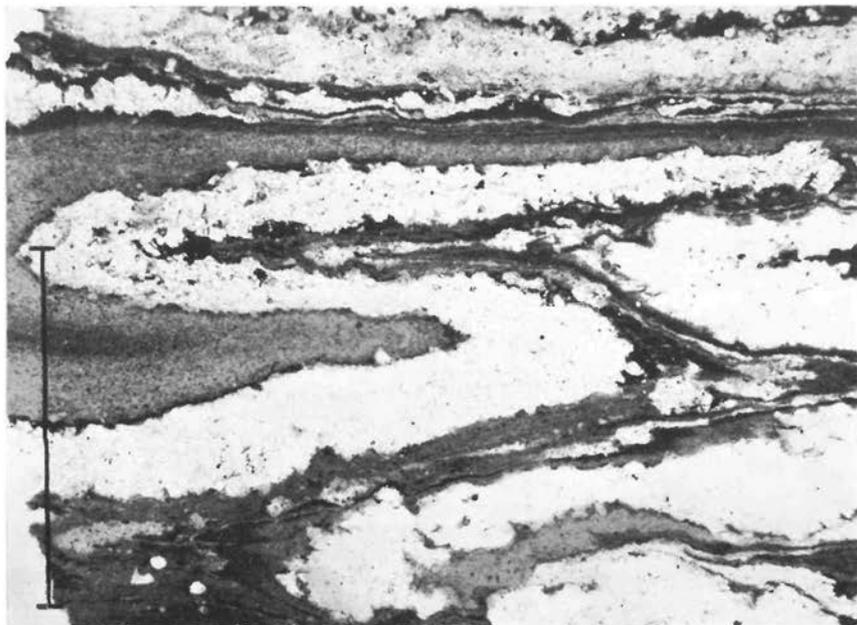


Abb. 4. Anatektisch umgewandelter Buntsandstein, im teigigen Zustand verknäuel („Buchit“). Dunkel die ehemaligen Tonlagen, hell die ehemaligen sandigen Lagen. Maßstab = 1 cm.

Tabelle 1: Chemische Analysen in Gew.-%.

	I	II	IIa	IIb	III	IV	V
SiO ₂	46,85	41,55	40,88	39,68	52,24	53,77	—
TiO ₂	1,77	1,74	2,08	2,42	1,61	0,73	—
Al ₂ O ₃	15,40	13,81	14,03	11,78	18,66	20,02	—
Fe ₂ O ₃	3,42	5,30	5,59	6,32	4,85	6,60	—
FeO	6,20	5,03	4,41	5,15	2,80	n.b.	0,45
MnO	0,10	0,07	0,10	n.b.	0,03	n.b.	—
MgO	6,55	8,26	7,77	8,50	2,56	3,62	—
CaO	8,58	11,85	12,60	12,83	7,33 ¹⁾	1,89	54,43
Na ₂ O	3,87	3,77	4,59	5,68	3,24	1,69	—
K ₂ O	1,71	1,48	1,28	1,28	1,65	3,46	—
H ₂ O ⁺	0,40	0,97	0,90	—	0,99	—	0,51
H ₂ O ⁻	0,91	1,62	1,54	1,81	2,94	8,24 ²⁾	0,50
CO ₂	3,48	3,06	3,02	3,37	0,16	—	Sp.
P ₂ O ₅	0,57	0,83	0,84	1,00	0,44	n.b.	41,12
Cl	0,09	0,64	0,75	0,85	0,05	n.b.	2,06
F	n.b.	n.b.	—	n.b.	0,07	n.b.	1,18
	99,90	99,98	100,38	100,67	99,80 ⁴⁾	100,02	100,22 ³⁾

I. Frischer Basalt von der „Blauen Kuppe“, Südruch; Analytiker: P. MIELKE (1977).

II. Frischer Basalt von der „Kleinen Kuppe“; Analytiker: P. MIELKE (1977).

IIa Nicht ganz so frischer Basalt von der „Kleinen Kuppe“; Analytiker: P. MIELKE (1977).

IIb „Frischer“ Basalt von der „Kleinen Kuppe“, RAMDOHR (1919).

III. Pneumatolytisch veränderter Basalt der „Blauen Kuppe“, Südruch bei Punkt 4; RAMDOHR (1919).

IV. Tonlage aus Buntsandstein, KORITNIG (1954).

V. Apatit von der „Blauen Kuppe“, RAMDOHR (1919).

¹⁾ Einschließlich SrO, ²⁾ Glühverlust, ³⁾ einschließlich 0,85% Unlös. und minus 0,88 für Cl und F,

⁴⁾ einschließlich (0,18%) BaO.

(Abb. 5b). Das Ganze wird von kleinen Magnetiten durchstäubt, die besonders reichlich in den ehemals tonigen Lagen auftreten. Sie verursachen die makroskopisch sichtbare pechig-schwarze Farbe der verglasten tonigen Lagen. Im Dünnschliff sind diese aber ebenso hell durchsichtig wie die rein sandigen Lagen. Tab. 2/II gibt die quantitative Mineralzusammensetzung einer solchen veränderten Tonlage. Der Glasanteil beträgt aber mehr als 50 Gew.-%.

Bei den gefritteten Sandsteinen (z. B. Pkt. 1, Abb. 2) war die Menge der entstandenen Teilschmelze so gering, daß sich nur ein klebriger Film (Glas) zwischen den einzelnen Quarzkörnern ausbilden konnte, der nach dem Erkalten den Sandstein jedoch verfestigte. Durch die gleichzeitige Durchgasung entstanden – nur mikroskopisch sichtbare – Tridymit-Rosetten im Gestein.

Wir wollen nun in kurzen Zügen den Ablauf der Umwandlungen beschreiben, der bei der allmählichen Erhitzung des frischen Buntsandsteins auftrat und schließlich zur Bildung des oben beschriebenen, vollkommen verglasten Kontaktgesteins führte. Die Berechnungen der Wärmemengen und des Wärmeflusses und sonstige Beobachtungen zeigten (KORITNIG 1954), daß der aufdringende Basalt etwa eine Temperatur von 1100°C gehabt haben muß. Sie ergaben auch, daß die Dauer des Vorbeiflusses dieses heißen Magmas nur einen kurzen Zeitraum (Größenordnung Tage) ange dauert haben kann.

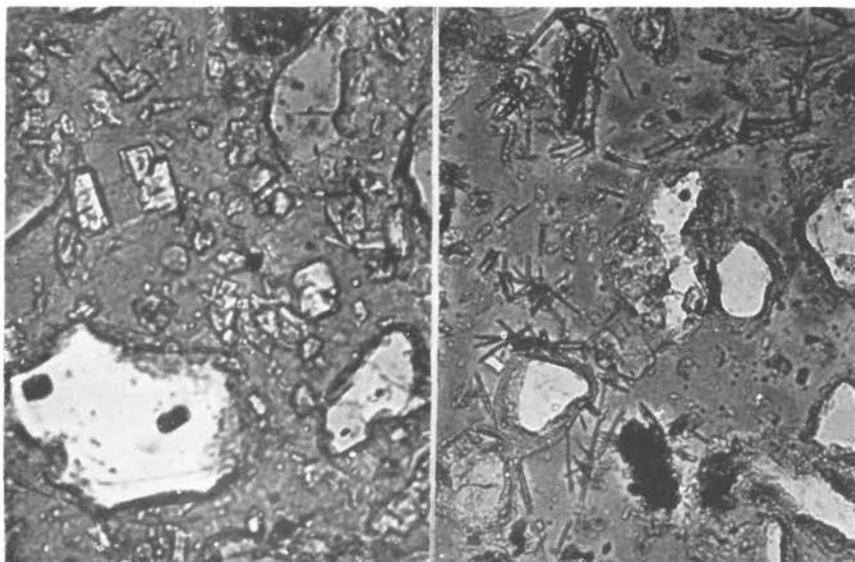


Abb. 5. Dünnschliff von „Buchit“. *Links*: Ehemalige Tonlage; Quarz (weiß und grau) und Cordierit (Rechtecke) in glasiger Grundmasse. *Rechts*: Ehemalige sandige Lage; Quarz (hellgrau) mit Reaktionsraum und nadeligen Pyroxenen. Vergrößerung 52:1.

Bei der allmählichen Steigerung der Temperatur im Sandstein bis zum Höchstwert von 1100°C haben sich im tonigen Anteil etwa folgende Vorgänge nacheinander abgespielt: Bis etwa 250°C wurde nur das als Bergfeuchte gebundene Wasser (5–6%) ausgetrieben. Bis zu etwa dieser Temperatur erhitzter Ton konnte später nach der Abkühlung durch Wasseraufnahme wieder seine alten plastischen Eigenschaften annehmen. Bei weiterer Erhitzung bis etwa 350°C wurde der Ton zunehmend fester und zeigt keine Neigung mehr, das abgegebene Wasser später wieder aufzunehmen. Solche erhärteten Stücke können wir allenthalben im N-Bruch antreffen. Bei weiterer Steigerung der Temperatur wird das in den Glimmern, vor allem den feinkörnigen Illiten, als Hydroxyl (OH) gittermäßig gebundene Wasser (4–5%) ausgetrieben, bleibt aber im überkritischen Zustand im wesentlichen in den Sandsteinschollen erhalten, die hier unter dem hydrostatischen Druck (60–80 Bar) der darüberstehenden Basaltschmelze stehen. Etwa gleichzeitig tritt die Reduktion des roten Haematits (Fe_2O_3) zu Magnetit (Fe_3O_4) ein, wodurch die so auffällige Bleichung entsteht, weil das feinstverteilte Roteisen sich in größeren Magnetitoktaederchen, die allerdings nur mikroskopisch sichtbar sind, sammelt. Ab etwa 800°C zerfällt das in geringen Mengen enthaltene Carbonat (Dolomit und Calcit). Über 800 bis 850°C beginnen dann die eigentlichen großen Umwandlungen. Der Illit fängt an, inkongruent zu schmelzen, das heißt, er zerfällt unter Bildung einer festen Substanz (hier Spinell) und Schmelze (Glas). Die sich bildende erste Teilschmelze nimmt das im überkritischen Zustand befindliche Wasser auf und wird dadurch sehr viel beweglicher und reaktionsfähiger. Mit weiter steigender Temperatur beginnt sich der zuerst ausgeschiedene Spinell wieder in der Schmelze zu lösen. Diese Schmelze reagiert mit den darin enthaltenen Biotitblättchen und bildet, manchmal unter Beibehaltung dessen äußerer Gestalt (Pseudomorphose), massenhaft Cordierit. Auch der Quarz kann dieser Schmelze nicht mehr widerstehen und löst sich hauptsächlich unter Bildung von

Tabelle 2: I. Mineralbestand einer unveränderten Tonlage des Buntsandsteins. II. Mineralbestand einer Tonlage nach vollkommener Verglasung durch die Kontakteinwirkung (Buchit).

I	Gew.-%	II	Gew.-%
Illit	42,3	Cordierit	29,6
Biotit	10,0	Pyroxen	3,7
Muskovit	2,4	Magnetit	6,0
Kaolinit	1,4	Quarz	9,0
Feldspat	20,3	Glas*)	51,7
Quarz	17,6		
Haematit	5,3		100,0
Rutil	0,7		
	100,0		

*) mit etwa 63% SiO₂

kleinen Pyroxennädelchen in ihr auf. Gleichzeitig wird überschüssiges Eisen als Magnetit ausgeschieden. Die damals (KORITNIG 1954) abgeleitete Schmelztemperatur von 850°C stimmt gut mit den später von TUTTLE & BOWEN (1958) sowie LUTH et al. (1964) allgemein für solche Gesteine bei niederen Drucken experimentell abgeleiteten Werten (900–950°C) überein.

Bemerkenswerterweise finden wir diese ganz starken Kontakteinwirkungen nur an den Stellen, wo der Buntsandstein als Schollen im Basalt schwimmt (z. B. Pkt. 1). An glatten, kompakten Wänden dagegen sieht es so aus, als seien die Einwirkungen nur sehr gering gewesen; man kann dies an einigen Stellen des großen Südbruches (z. B. um Pkt. 8) deutlich beobachten. Genauere Untersuchungen haben aber gezeigt, daß dies nur scheinbar so ist, da an diesen Wänden die vorbeifließende Basaltschmelze sofort das sich im Sandstein bildende Glas aufgenommen und unter Feldspatbildung mit ihm reagiert hat. Das meiste davon wurde dabei in den vorbeifließenden Basalt eingemischt. Nur einige Millimeter Reaktionssaum weisen heute bei der mikroskopischen Beobachtung noch darauf hin. Bei den eingeschlossenen Schollen dagegen reagiert der Sandstein in sich (isochemisch), d. h. ohne Stoffzufuhr vom Basalt. Auch zwischen den einzelnen tonigen und sandigen Lagen findet kein Stoffaustausch durch Diffusion statt.

Bevor wir nun den Nordbruch verlassen, werfen wir noch einen Blick auf die Nordseite des Bruches bei Punkt Nr. 3, wo wir im Buntsandstein flache Basalteinschaltungen beobachten. Es sind Apophysen, die vom Schlot die Verbindung mit dem Nordgang herstellen.

Zum großen Südbruch gelangen wir am bequemsten, wenn wir wieder durch den Einschnitt hinausgehen, durch den wir hereingekommen sind, und auf dem ebenen Weg nach links weitergehen.

Von Westen in den großen Südbruch tretend sehen wir zur linken Hand wieder die gebleichten Felsen des Buntsandsteins und in deren Fortsetzung den Gipfel der „Blauen Kuppe“. Uns gegenüber ragt ein steiler Sporn empor, der fast zur Gänze aus Basaltuff besteht; an seinem Fuße liegen mächtige Blöcke (Pkt. Nr. 7), die von ihm abgebrochen sind. Die Blasen derselben sind fast ganz von Kalkspat ausgefüllt. Zur rechten Hand erhebt sich noch ein turmartiger Rest des einstigen Geländes, der aus Basalt, Brockentuff und verglasten Buntsandsteinstücken besteht. Seinen Aufbau können wir am besten vom Südende des Bruches, etwa von Pkt. Nr. 8 aus erkennen. Das Profil in Abb. 6 zeigt davon einen Querschnitt. Wir können uns ganz leicht längs seines Kammes zum Tuff-Gipfel hin die ehemalige Geländeform ergänzen und sehen, daß ein Teil des nun abgebauten Basaltes hier als große Blase im Tuff steckengeblieben ist. Von unserem Standpunkt aus können wir weiter ganz

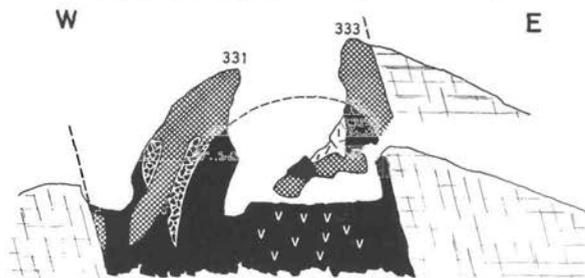


Abb. 6. Schnitt durch den großen Südbruch. Blick von Punkt 8 (Abb. 2). Gegittert = Tuff, V = doleritischer Basalt.

deutlich beobachten, daß die rechte Bruchseite vom Hangenden des Basaltganges gebildet wird. Der Basalt zeigt hier eine deutlich plattige Absonderung. Nach links blickend, können wir von hier aus auch die elliptische Form der südlichen Schlotwand erkennen, deren Längsachse parallel der Längsklüftung liegt. Zu unseren Füßen haben wir wieder doleritischen Basalt anstehen.

Durch das große Blockwerk aus Tuff (Pkt. 7) führt ein kleiner Fußsteig in Richtung zum Gipfel der „Blauen Kuppe“, dessen letztes Stück aber recht steil und unbequem ist. Bei Nr. 6 erblicken wir einen etwa 80 cm langen fremden Gesteinsbrocken im Basalt schwimmend, der in den letzten Jahren durch Abschlagen leider stark gelitten hat. Es ist eine Kieselschieferscholle, die aus dem in der Tiefe liegenden Palaeozoikum heraufgebracht worden ist. Obwohl dieser Block ganz sicherlich viel länger und intensiver mit der Basaltschmelze in Berührung gekommen ist als der kontaktveränderte Buntsandstein, zeigt er auch im Mikroskop nur relativ geringfügige Veränderungen. Das erklärt sich daraus, daß dieses Gestein fast nur aus Quarz besteht und nicht genug „toniges“ Zwischenmittel besaß, das, wie im Buntsandstein, soviel Teilschmelze liefern konnte, um dann die eingangs geschilderten Reaktionen erst in Gang zu bringen.

Auf der Geröllhalde, unterhalb des Kieselschieferneinschlusses bei Nr. 5, kann man auch bei eifrigem Suchen heute nur mehr bedingt einige der interessanten pneumatolytisch*) gebildeten Minerale finden. Der oberhalb um Nr. 4 anstehende Basalt sieht in seiner grünlichbraunen Farbe hochgradig zersetzt aus. Das mikroskopische Bild jedoch zeigt, daß das Gestein relativ frisch ist, aber durch die gerade an dieser Stelle einst hochsteigenden heißen Gase (Fumarole!) sehr stark umgewandelt worden ist. Die Hauptmasse bildet Plagioklas mit stark zonarem Bau. Daneben tritt Apatit, Magnetit, Ilmenit und Cristobalit auf; Olivin fehlt hier (RAMDOHR 1920). Die Analyse Nr. III gibt die Zusammensetzung dieses Gesteins an, das merklich SiO_2 -reicher als der normale Basalt der „Blauen Kuppe“ ist.

Auf Klüften wie auch in den Blasenräumen dieses umgewandelten Basaltes, dessen Schutt bei Punkt 5 die Halde bildet, hat sich durch die Fumarolentätigkeit eine interessante pneumatolytische Mineralgesellschaft abgeschieden. Das häufigste Produkt ist Magnetit. Kleine schwarze Oktaederchen, höchstens 1 mm groß, belegten einst ganze Klüftflächen oder saßen mit anderen Mineralen in den Blasenräumen. Neben der Form des Oktaeders kommen auch flächenreichere Kriställchen vor, an denen (110), (311), (533) und (100) beobachtet wurden. Eisenglanz ist sehr selten und bildet kleine rautenförmige Täfelchen nach (0001). Besonders in der vorhin genannten Geröllhalde findet man in den Blasenräumen weiße, meist prozellanartige, sehr selten über 1 mm gehende Kristalle von Cristobalit. Man kann dabei drei verschiedene Trachttypen beobachten. Tracht I besteht aus Oktaedern, die

*) Das heißt: durch heiße Gase, die auch noch Stoffe heraufbrachten.

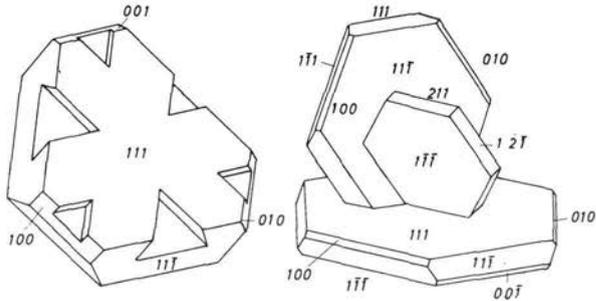


Abb. 7. Trachten von Cristobalit-Kristallen von der Blauen Kuppe (nach RAMDOHR 1919).

manchmal auch Würfelflächen aufweisen können. Tracht II (Abb. 7, links) bildet tafelige, nach einer Oktaederfläche verzerrte Formen, die ganz das Aussehen hexagonaler Täfelchen haben, die durch Rhomboederflächen abgestumpft sind. Die Tracht II (Abb. 7, rechts) ist der Tracht I ähnlich und zeigt mit ihren nach dem Spinellgesetz verwachsenen Täfelchen sehr große Ähnlichkeit mit Tridymit, so daß er von diesem meist nur durch genauere optische Untersuchungen unterschieden werden kann. Eingehende röntgenographische Bestimmungen haben gezeigt, daß diese tridymitähnlich aussehenden Cristobalite als Pseudomorphosen von Cristobalit nach Tridymit zu deuten sind, und daß sie aus zweidimensionalen Cristobalitschichten aufgebaut sind. Neben Cristobalit konnte aber auch noch Tridymit gefunden werden, der noch nicht in Cristobalit umgewandelt ist. Neben Magnetit findet man kleine weiß bis leicht gelblich gefärbte Kriställchen von Apatit. Die größten, die man einst fand, gingen bis zu knapp 1 cm und waren bis 2 mm dick. Analyse Nr. V, Tab. 1, gibt ihre Zusammensetzung an. Wesentlich seltener als die bisher genannten Minerale finden sich dann noch prismatische Kriställchen von Hypersthen, grünen monoklinen Augiten (etwa Fassait) und einem natronreichen Orthoklas. Zu den Seltenheiten gehörten kleine Glimmerblättchen; diese fanden sich aber nur in den Blasenräumen, die mit eingeschmolzenen Sandsteinbrocken in Zusammenhang stehen. Einmal wurden auch einige kleine, stark glänzende Titanit-Kriställchen mit Cristobalit gefunden. Mit aus der Tiefe heraufgebrachten Kalkschollen dürfte das Vorkommen bis 2 mm großer Granat-Kriställchen zusammenhängen. Im Kern dunkelbraun, nach außen bis fast farblos zonar gebaut, dürfte es sich dabei wahrscheinlich um Andradit bis Grossular gehandelt haben.

Einer hydrothermalen Nachphase angehörig, fanden sich z. Zt. des Steinbruchbetriebes sehr große Aragonit-Kristalle, die angeblich sogar Fußgröße erreicht haben sollen. Häufig sind diese oft skelettartigen, dm-großen Kristalle von Kalkspat-Kristallen überzogen oder ganz in Kalkspat umgewandelt. An Zeolithen scheint die „Blaue Kuppe“ sehr arm gewesen zu sein. So fand RAMDOHR nur einmal Chabasit; desgleichen soll früher auch Natrolith und Stilbit (Heulandit?) gefunden worden sein.

Nachdem wir uns nun auch den Großen Südruch mit seiner Mineralgesellschaft genügend angesehen haben, steigen wir durch die kleine „Scharte“ an der Südseite des Bruches auf die einige Meter tiefer gelegene Sohle des „Kleinen Südruches“. Dort wurde einmal eine apophysenartige Verzweigung, ähnlich wie wir sie im NE-Schurf haben, abgebaut. Das ursprüngliche Aussehen des Steinbruchs kann man sehr hübsch in einer alten Abbildung im v. HOFFschen Buch aus dem Jahre 1811 ersehen. Östlich der Scharte, südlich Pkt. 8 ist sehr deutlich im Querschnitt die relativ geringe Reichweite der Kontakteinwirkung ins Nebengestein zu beobachten. Die gebleichten Wände der großen Brüche täuschen in dieser Beziehung sehr, da ihre Bruchwände fast parallel oder sehr spitzwinkelig zur ehemaligen Basaltgrenze gehen.

Im kleinen Südbruch kann man auch sehr deutlich das Abgehen des „Südganges“ sehen. Zum „Großen Südbruch“ hin hat ein in die Spalte gefallener Sandsteinblock hier den Gang gegen den Schlot etwas abgeriegelt. Südwestlich gegenüber sieht man den Gang nach SW hinausstreichen. Weiter unten, besonders unterhalb der alten Mühlhäuser Straße, ist der Gang dann, wenn die Felder abgeerntet sind, wieder gut als Basaltgrubband zu verfolgen. Eine magnetische Vermessung hat sein Ende unten, knapp vor dem Bächlein, bestätigt.

Vom kleinen Südbruch können wir nun entweder längs eines kleinen Fußsteiges entlang seines NE-Randes, oder zurückgehend von unterhalb Punkt 8, bei dem sich beide Steige treffen, bequem bis zum Gipfel der „Blauen Kuppe“ steigen. Hier empfängt uns, sofern wir einen guten Tag getroffen haben, ein schöner Rundblick.

Durch den Nordbruch gehend können wir, über die kleine Scharte am SSE-Rand des N-Schlotes steigend, leicht in den „Ostbruch“ gelangen. Dort können wir die blasige Ausbildung der Hangendpartien (vgl. Abb. 3) des an dieser Stelle erweiterten Basaltganges gut beobachten.

Die „Kleine Kuppe“ ist ein z. T. stark verwitterter, flacher Basalthügel, der wenig zu einem Besuch reizt. Er ist aber insofern interessant, weil aus alten Analysen (RAMDOHR 1919) geschlossen worden ist, daß der Basalt der „Kleinen Kuppe“ sehr viel natriumreicher ($\text{Na}_2\text{O} = 5,68\%$) als der der „Blauen Kuppe“ ($3,73\%$) sei. Dies war sehr verwunderlich, weil das Vorkommen nur wenige 100 m in der Verlängerung des Nordganges der Bl. Kuppe liegt. Neue Analysen durch Herrn P. MIELKE haben jedoch ergeben, daß der Na_2O -Gehalt in beiden Gesteinen gleich ist (Blaue K. $3,87\%$, Kleine K. $3,77\%$; vgl. Anal. I u. II, Tab. 1). Bemerkenswert ist jedoch, daß etwas weniger frische Proben einen deutlich höheren Na_2O -Gehalt aufweisen ($4,59$ bzw. $5,68\%$). Ähnlich verhält sich auch der Chlorgehalt (vgl. Tab. 1, Analysen II, IIa, IIb). Es wird vermutet, daß dieser kaum sichtbar angewitterte Basalt, dessen Stücke meist immer in Buntsandsteinboden liegen, durch NaCl-haltige Porenwässer aus dem darunterliegenden Buntsandstein und Zechstein kontaminiert ist. Daß solche Wässer beträchtliche NaCl-Gehalte aufweisen können, zeigt z. B. die Arbeit von MÜLLER et al. (1975) aus dem Thüringer Becken.

Herrn Dipl.-Min. P. MIELKE möchte ich auch an dieser Stelle meinen Dank für die Ausführung der neuen Basaltanalysen aussprechen.

Schriftenverzeichnis

- v. HOFF (1811): Beobachtungen über die Verhältnisse des Basalts an einigen Bergen von Hessen und Thüringen. – Mag. d. Berl. Ges. naturf. Freunde, Berlin, S. 349–357.
- KORITNIG, S. (1954): Die Vorgänge bei der Kontaktbildung im Buntsandstein durch die Basalte der Blauen Kuppe und des Alpstein, Nordhessen. – Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petr. **4**, 89–98.
- KORITNIG, S. (1955): Die Blaue Kuppe bei Eschwege mit ihren Kontakterscheinungen. – Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petr. **4**, 504–521.
- LUTH, W. C., R. H. JAHNS und O. F. TUTTLE (1964): The granitic system at pressures of 4 and 10 kilobars. – J. Geophys. Res. **69**, 759–773.
- MIELKE, P. (1977): unveröffentlicht.
- MOESTA, Fr. (1872): Geolog. Spezialkarte Bl. Eschwege 1:25000 und Erläuterungen.
- MÜLLER, E. P. & G. PAPENDIECK (1975): Zur Verteilung, Genese und Dynamik von Tiefenwässern unter besonderer Berücksichtigung des Zechsteins. – Z. f. Geol. Wiss. **3**, H. 2, 167–196.
- RAMDOHR, P. (1919): Über die Blaue Kuppe bei Eschwege und benachbarte Basaltvorkommen. – Jb. d. preuß. geol. Landesanst. **40**, Teil I, H. 2, 284–433 (Ref. im N. Jb. II, 1922, S. 37).
- RAMDOHR, P. (1920): Über die Basalte der Blauen Kuppe bei Eschwege und benachbarten Vorkommen und ihr Cristobalit. – Cbl. f. Min. S. 33.
- TUTTLE, O. F. & N. L. BOWEN (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 – SiO_2 – H_2O . – Geol. Soc. Amer. Memoir **74**.

Flußspat im Zechsteindolomit bei Eschwege/Hessen

Von Heinz ZIEHR, Klaus MATZKE, Gerd OTT und Ehsan SAWARY, Bonn

Einleitung

Flußspat (CaF_2) kommt in der Bundesrepublik überwiegend in hydrothermalen Gängen und vereinzelt auf Klüften in Graniten und in Pegmatiten vor. Wirtschaftlich bedeutsam sind Flußspatgänge in der Oberpfalz und im Schwarzwald in kristallinen Gesteinen, wo sie 0,5–10 m mächtig bis zu einer Tiefe von 300 m abgebaut werden (ZIEHR 1976). Die zahlreichen Flußspatgruben lieferten Fluorit nicht nur für die chemische und für die Hüttenindustrie, sondern auch für die Mineraliensammler und für wissenschaftliche Untersuchungen. Die farblosen, braun, grün, violett und schwarzgefärbten Flußspatwürfel, seltener Oktaeder, mit Kantenlängen von 1 mm bis 20 cm (Würfel), sind wohl in allen Sammlungen zu finden. Ein großer Teil der schon über 50 Jahre in Betrieb befindlichen Flußspatgruben mußte wegen Erschöpfung der Vorräte in den letzten 10 Jahren geschlossen werden.

Bedingt durch die Grubenschließungen mußte immer mehr Flußspat in die Bundesrepublik Deutschland eingeführt werden. Um die Rohstoffversorgung sicherzustellen, prospektierten deutsche Firmen im In- und Ausland nach neuen Vorkommen. Auf dem Gebiet der Bundesrepublik Deutschland wurde erstmals Flußspat in den im folgenden beschriebenen Sedimenten gesucht, nachdem der stratiforme Lagerstättentyp, ähnlich wie bei anderen mineralischen Rohstoffen, wirtschaftlich große Bedeutung gewonnen hatte. In den letzten 30 Jahren wurden in Mexiko, Spanien, Nordafrika, Frankreich und anderen Ländern lagerartige Flußspatvorkommen in Kalken und Dolomiten gefunden und abgebaut. Diese Lagerstätten haben meistens größere Ausdehnung und größere Vorräte als die erwähnten hydrothermalen Ganglagerstätten.

Flußspat in sedimentären Gesteinen verschiedenen geologischen Alters ist in Deutschland schon lange bekannt, aber wenig beachtet worden. So hatte MEYN Flußspat im Stinkschiefer des Mittleren Zechsteines von Lieth in Schleswig-Holstein schon zwischen 1847 und 1877 beschrieben (ERNST 1931). Von diesem Vorkommen erschien eine kurze Notiz im Aufschluß (WEIDNER 1963). Vom erstgenannten Verfasser wurden daraufhin 1963 in einem Steinbruch bei Lieth Proben entnommen, die im Mittel über 10% CaF_2 enthalten. Spektrochemisch wurden außerdem Mangan bis 200 ppm, Titan 250 ppm, Kupfer 300 ppm und Vanadium 300 ppm nachgewiesen. Flußspatkristalle wurden im Muschelkalk von Helgoland beobachtet (ERNST 1931). Vereinzelt Flußspatfunde sind aus der südwestdeutschen Trias und aus dem Schweizer Jura bei Basel bekannt geworden. Lagerstättenkundlich hat J. SCHNEIDER (1954) Fluorit mit Sulfiden im Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen untersucht. Im Zechsteindolomit bei Bad Sachsa am Südrand des Harzes wurde von ANDREE (1909), sowie KORITNIG (1951) Flußspat gefunden.

Bei einer systematischen Untersuchung von 57000 Bohrm Metern des Zechsteines in Norddeutschland wurde im Hauptdolomit des Zechsteines neben Blei und Zink auch Flußspat nachgewiesen (MEMPEL 1962). Im Plattendolomit des oberen Zechsteines bei Caaschwitz nördlich von Gera, Thüringen, haben 1957/59 KRÜGER und OEHME weit

verbreitet Flußspat festgestellt und systematisch untersucht (KRÜGER 1962, KRÜGER & OSSENKOPF 1969). Die Autoren kamen zu dem Ergebnis, daß es sich um syngenetisch-sedimentären Flußspat handelt. Ob er wirtschaftlich verwertet wird, ist nicht bekannt.

Die Flußspatvorkommen in Thüringen und die Funde bei Lieth in Schleswig-Holstein zeigen, daß Flußspat im Zechsteindolomit in Mittel- und Norddeutschland weit verbreitet ist. Aufgrund dieser Tatsache war es naheliegend, nach weiteren Flußspatmineralisationen im Zechstein zu suchen mit dem Ziel, wirtschaftlich interessante Vorkommen zu finden.

Im Sommer 1974 begannen zwei Geologen mit der Untersuchung von Aufschlüssen im Zechstein am südwestlichen Harzrand. Die Prospektion wurde dann auf Nordhessen ausgedehnt und schon nach kurzer Zeit in einigen Aufschlüssen westlich von Eschwege Flußspat entdeckt. Ein erster Bericht darüber erschien in dieser Zeitschrift (LIST 1975). Die Flußspatfunde waren Ausgangspunkt für weitere Prospektions- und Explorationsarbeiten. Durch eine geologische Kartierung, geochemische Untersuchungen sowie Voll- und Kernbohrungen wurde das flußspathöfliche Gebiet untersucht. Im Herbst 1975 wurden die Arbeiten eingestellt, da der Flußspatmarkt sich stark verschlechterte und die vorliegenden Ergebnisse nicht so gut waren, um die verhältnismäßig teuren Bohrarbeiten fortzuführen. Im folgenden werden die wichtigsten geologischen und lagerstättenkundlichen Ergebnisse dieser Flußspatprospektion und Exploration mitgeteilt.

Lage und Geologie des Gebietes:

Das flußspathöfliche Areal bedeckt eine Fläche von ca. 35 km². Es erstreckt sich westlich der Bahnlinie Eschwege-Albungen bis Alberode und Wolferode am Fuße des Hohen Meißner. Das flachhügelige Gelände erhebt sich 150–300 m über NN und wird fast ausschließlich landwirtschaftlich genutzt. Geologische Aufschlüsse liegen an den Straßen, es sind großteils kleine aufgelassene Dolomitsteinbrüche, die früher für Straßenschotter abgebaut wurden.

Als geologische Karten liegen eine sehr alte, aber gute Kartierung von MOESTA (1876) vor, sowie eine Übersichtskarte des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung (RÖSING 1973). Für die Prospektion, speziell für die Bohrungen, genügten diese Karten jedoch nicht, aus diesem Grunde wurde das flußspathöfliche Gebiet im Maßstab 1:10000 von OTT und SAWARY aufgenommen.*) Eine Übersichtskarte ist in Abb. 1 gegeben.

Die Gesteine, die im Untersuchungsgebiet auftreten, gehören zum Unteren Buntsandstein, Zechstein und zum variscischen Grundgebirge. Das variscische Grundgebirge ist als sogenannter Unterwerrasattel im Höllental zwischen den Ortschaften Albungen und Frankershausen in mehreren Steinbrüchen und Straßenanschnitten aufgeschlossen. Die Gesteine des Unterwerrasattels sind Diabase, Tonschiefer, Kieselschiefer und Kalke des Albunger Paläozoikums sowie Grauwacken und untergeordnet Kalke und Tonschiefer der Unterwerra Grauwacke.

In diskordanter Auflagerung folgen auf das variscische Grundgebirge in \pm horizontaler Lagerung, nach einer Schichtflücke, die Gesteine des Rotliegenden, Zechsteins und Buntsandsteins. (Ausführliche Geologie vgl. RITZKOWSKI d. Heft S. 187).

Im Hauptdolomit des mittleren Zechsteins wurde in Aufschlüssen und Bohrungen Flußspat nachgewiesen. Spuren von Fluorit treten ferner im Plattendolomit des Oberen Zechsteins und im Buntsandstein auf. Die Spezialkartierung beschränkte sich auf den Hauptdolomit unter besonderer Berücksichtigung der Flußspatmineralisation.

*) Eine geologische Einführung in das Gebiet und Beratung erfolgte freundlicherweise durch Herrn Dr. KULIK vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden, wofür bestens gedankt wird.

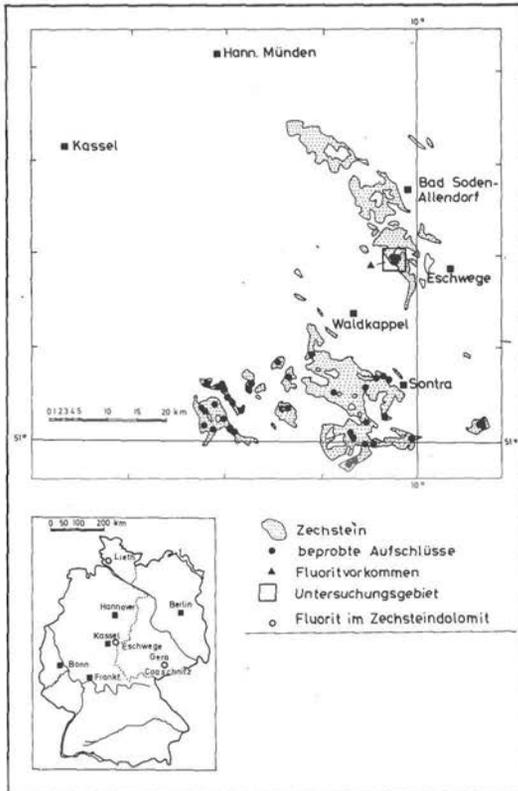
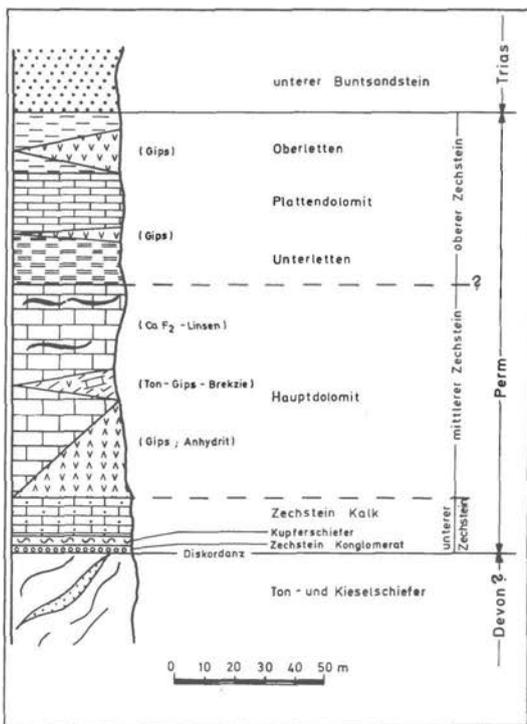


Abb. 1. Übersichtskarte des untersuchten und fluorithaltigen Zechsteins (Hauptdolomit) in Nordost-Hessen.

Nördlich des flußspathöffigen Gebietes liegt in einer Entfernung von rd. 2,5 km im Zechstein ein Schwerspatgang (Grube Gustav vgl. S. 267), der früher abgebaut wurde. Dieser Gang enthält wie die anderen Gänge bei Sontra keinen Flußspat, was sehr wichtig für die genetische Deutung der Flußspatmineralisation im Hauptdolomit ist. In Flußspatgängen tritt sonst z. B. sehr häufig Baryt auf (ZIEHR 1976). Eine ausführliche Beschreibung der Barytgänge des Werrasattels und des Richelsdorfer Gebirges (vgl. STOPPEL & GUNDLACH in diesem Heft S. 261).

Um die Flußspatführung des mittleren Zechsteines nach der Tiefe zu verfolgen, wurden neben Vollbohrungen 3 Kernbohrungen niedergebracht. Eine Kernbohrung durchteufte den flußspatführenden Hauptdolomit, den Zechsteinkalk, den Kupferschiefer, das Zechsteinkonglomerat und von 81 m – bis zur Endteufe von rd. 100 m Tonschiefer, die dem Paläozoikum angehören. Diese Bohrung wie auch die anderen beiden sind für die Geologie und Stratigraphie des Gebietes von Interesse. Sie wurden makroskopisch und z. T. chemisch und geochemisch untersucht. Aufgrund der Kartierung und der Kernbohrung 1 wurde ein vereinfachtes geologisches Profil aufgestellt (Abb. 2), in dem von oben nach unten folgende Gesteine auftreten:

Abb. 2. Schematisches Generalprofil westlich Eschwege, Hessen.



Buntsandstein: Als jüngstes Schichtglied tritt der untere Buntsandstein (su1) auf. Er besteht aus roten, seltener grünen Tonen (Bröckelschiefer) mit Sandsteineinlagerungen.

Obere Letten: Sie gehören zum Oberen Zechstein (Z4, T₄) und bestehen aus Tonen, Mergeln, Gips und Gipsäquivalenten, sie wurden im Untersuchungsgebiet nur in den Vollbohrungen als Bohrschmand angetroffen, so daß eine nähere Beschreibung nicht möglich ist.

Plattendolomit (Z3, Ca₃): Es ist ein graues, kavernoöses Gestein, das dünngebant ausgebildet ist und millimetergroße Hohlräume enthält. Die Mächtigkeit des Plattendolomites, der im Liegenden und Hangenden von Letten begrenzt wird, beträgt rd. 5 m. Im Untersuchungsgebiet ist der Plattendolomit weit verbreitet. In den geochemischen Proben und bei der Kartierung wurden im Plattendolomit jedoch nur Spuren von Flußspat gefunden. Dies ist überraschend, denn bei Caaschwitz in Thüringen tritt der Flußspat nur im Plattendolomit auf, der dort bei einer Mächtigkeit von 19 m im sogenannten Runkelhorizont konzentriert ist. Dieser flußspatführende Horizont findet sich in Thüringen bis 8 m mächtig im Hangenden des Plattendolomites unter dem Oberen Letten (KRÜGER 1962).

Untere Letten (Z3, T₃): Er lagert unter dem Plattendolomit und besteht ähnlich wie der Obere Letten aus Tonen und Mergeln mit Einlagerungen von linsigen Schmitzen des Plattendolomites; stellenweise ist er durch Gips ersetzt.

Hauptdolomit (Z2, Ca₂): Er ist im flußspathöffigen Gebiet flächenmäßig nicht so stark verbreitet wie der Plattendolomit. Der Hauptdolomit ist in alten Steinbrüchen relativ

gut aufgeschlossen und durch die Kernbohrungen sowie durch einen Schurf nach der Teufe zu untersucht worden. Es lassen sich zwei Dolomitvarianten unterscheiden: a) Kavernendolomit, b) Rosettendolomit.

Beide Dolomitarten sind von gelb-weißer Farbe, je nach Verwitterungszustand auch grau bis bräunlich gefärbt. Die Kavernen haben einen Durchmesser von einigen Zentimetern. Der Rosettendolomit kommt nicht so häufig vor. Beide Dolomitarten können scharf voneinander begrenzt auftreten oder ineinander übergehen. Vielfach ist der Hauptdolomit als Brekzie ausgebildet, wobei dann die Unterscheidung ob Kavernen- oder Rosettendolomit vorliegt, schwierig sein kann.

Dort wo der Hauptdolomit normal ausgebildet ist, erscheint er bankig, wobei die Bankungsbegrenzung durch Styolithstrukturen nachgezeichnet sein kann. Das Liegende des Hauptdolomits wird von einer Ton/Gips-Brekzie gebildet, sie enthält stellenweise Hauptdolomit in Form eckiger Knauern. Die Hohlräume wie auch die Bruchstellen und Zwischenräume der Hauptdolomitbrekzie sind mit Calcit ausgekleidet und verheilt. Der Flußspat findet sich als konkordante Einlagerungen in Form von Linsen und Lagen, die sehr absätzig in den Hangenden Partien des Hauptdolomites auftreten. Die Ausbildung und Art der Mineralisation wird im Kapitel Flußspat beschrieben.

Unter der Ton/Gips-Brekzie folgen Gips und Anhydrit. Der Übergang von Gips in den Anhydrit ist allmählich, wobei die weißgraue Gesteinsfarbe des Gipses, der milchig durchscheinenden Farbe des Anhydrites weicht und die Häufigkeit der Gipsadern (Quergips) nachläßt. Die Grenze zwischen Anhydrit und dem darunterliegenden Zechsteinkalk ist messerscharf.

Zechsteinkalk ($Z1, Ca_1$): Er besteht aus einem dunkelgrauen bis braunen, dichten Kalkstein mit deutlich ausgeprägter Schichtung. Die Schichtflächen werden durch charakteristische Styolithen nachgezogen. Zum Liegenden zu wird der Kalk rein, und eine feinere Schichtung ist zu erkennen. Ebenso nimmt die Grau- bzw. Braunfärbung durch einen steigenden Bitumengehalt verursacht, zu. Der Übergang vom Zechsteinkalk zum Kupferschiefer erfolgt allmählich unter Zunahme der Tonkomponente, parallel dazu verändert sich die Gesteinsfarbe von Grau nach Schwarz. Die Bankungsmächtigkeiten des Zechsteinkalkes nehmen ab und gehen in die Millimeterrhythmiten des Kupferschiefers über. Über dem Kupferschiefer ist der letzte Meter des Zechsteinkalkes senkrecht zur Schichtung mit Calcitadern durchsetzt, die sich in den Kupferschiefer hinein fortsetzen. Die Calcitadern, die Schichtflächen des Kupferschiefers und die Klüfte des unter dem Kupferschiefer folgenden Zechsteinkonglomerates sind mit Pyrit und Kupferkies vererzt.

Kupferschiefer ($Z1, T_1$): Es ist ein dunkelgraues bis schwarzes, feinschichtig-schiefriges Gestein, das stellenweise von Azurit und Malachit durchsetzt ist. Diese sekundären Kupferminerale sind wahrscheinlich durch die Verwitterung des Kupferkieses entstanden, der im Schiefer und in den oben erwähnten Calcitadern auftritt. Andere Erzminerale wurden im Kupferschiefer nicht beobachtet. Bei den Gammalogmessungen in den Bohrlochern konnten auch keine überhöhten Radioaktivitätswerte festgestellt werden. Es ist bekannt, daß der Kupferschiefer lokal Uranminerale führen kann.

Zechsteinkonglomerat ($Z1, C_1$): Die Grenze zwischen Kupferschiefer und Zechsteinkonglomerat ist sehr scharf ausgebildet. Das Konglomerat ist ca. 15–20 cm mächtig, besteht vorwiegend aus Quarzgeröllen mit Durchmessern bis 1 cm und untergeordnet aus Tonschiefergeröllen mit Durchmessern bis 3 cm. Sowohl die Quarz- als auch die Tonschiefergerölle sind eckig bis subgerundet, was für geringe Transportweiten des Sedimentmaterials spricht.

Das Zechsteinkonglomerat füllte ein Miniaturrelief von Zentimeterdimensionen im darunter liegenden Tonschiefer des variscischen Grundgebirges.

Gesteine des Variscikums: In der Kernbohrung 1 wurden hauptsächlich Tonschiefer angetroffen. Sie enthalten rötlichgefärbte Kieselstein- und Quarzeinlagerungen in Form von Lagen und Linsen. Die Faltung des Tonschiefers wird deutlich am unterschiedlichen Einfallen seiner Schieferungsflächen, das von 0° bis 80° variieren kann.

Altersmäßig gehört der Tonschiefer des erbohrten variscischen Grundgebirges wahrscheinlich zum Devon.

Prospektions- und Explorationsarbeiten auf Flußspat

1. Die Prospektionsarbeiten umfaßten

- a) geologische Untersuchungen der Aufschlüsse, verbunden mit einer Beprobung im Bereich der Flußspatanreicherungen (Einzel- und Schlitzproben)
- b) eine Kartierung eines ca. 35 km² großen Gebietes 1:10000 mit Probeentnahme
- c) geochemische Untersuchungen:
Entnahme von Bodenproben bis zu einer Tiefe von 0,5 m auf insgesamt 74 Profilen im Abstand von 100 m, der Probenabstand betrug 5 m, lokal 2–10 m. Entnommen wurden rd. 4800 Bodenproben.

2. Explorationsarbeiten:

- a) Kernbohrungen: 3 mit insgesamt 161,5 Bohrmeter
- b) Vollbohrungen: 55 mit insgesamt 1450 Bohrmeter. entnommen wurden 2130 Bohrstaub- und Spülproben
- c) Schürfarbeiten: 2 Großschürfe mit einem Bagger.

Die geologische Kartierung führten OTT und SAWARY aus; unter Leitung von OTT erfolgten die Bohrungen sowie die Probenahme für geochemische Untersuchungen, die analytischen Bestimmungen auf Fluor erfolgten in einem eigens dazu installierten Labor in Eschwege. In diesem Labor wurden auch die Kernproben und das Bohrmehl der Vollbohrungen nach vorhergehender Trocknung und Zerkleinerung untersucht. Insgesamt wurden 10000 Proben auf Fluor analysiert. Die Einrichtung, Überwachung und Kontrolle des chemischen Labors lag in Händen von Dr. VOULTSIDIS, Bonn.

Die Kernbohrungen hatten zum Ziel den flußspatführenden Hauptdolomit zu durchhörtern, um festzustellen, ob weitere Flußspatlinsen oder -lagen vorhanden und wie mächtig diese sind und Kernmaterial für chemische und mineralogische Untersuchungen zu gewinnen. Es sollte ferner die stratigraphische Lage der Flußspatanreicherungen und die Gesamtmächtigkeit des Hauptdolomits erkundet werden. Zu diesem Zwecke waren 6 Kernbohrungen geplant, davon sollten 1–2 Bohrungen bis zum Kupferschiefer niedergebracht werden.

Die Kernbohrung Nr. 1 durchteufte den Hauptdolomit, den Zechsteinkalk, den Kupferschiefer und das Zechsteinkonglomerat und erreichte bei 81 m paläozoische Tonschiefer (Abb. 3). Bei rd. 100 m wurde die Bohrung eingestellt.

Im Bereich des Hauptdolomites betrug der Kernverlust 60% bei der Teufe von 15–26 m und 100% im Bereich von 26–30 m. Eventuell vorhandene Flußspatanreicherungen konnten somit dort nicht oder nur z. T. erfaßt werden. Das schlechte Kernaussbringen ist durch den stark kavernösen Dolomit bedingt, der lokal durch Dolinenbildung und Klüftung so zertrüftet ist, daß ein Kerngewinn schwer und nur durch eine besondere Bohrtechnik verbunden mit hohen Kosten möglich ist. Zwei weitere Bohrungen wurden im Hauptdolomit abgeteuft, auch da betrug das Kernaussbringen jeweils nur 60%. Aufgrund des schlechten Kerngewinnes und der hohen Kosten wurden die Kernbohrungen eingestellt. Damit mußte auf die wichtigste Untersuchungsmethode zur Erkundung der Flußspatanreicherungen und der genauen Erfassung möglich vorhandener Flußspatvorräte verzichtet werden.

Anstelle von Kernbohrungen wurde mit Vollbohrungen der flußspathöfliche Hauptdolomit weiter exploriert. Vollbohrungen sind einfacher und vor allem schneller durchzuführen als Kernbohrungen. Die Bohrleistung beträgt das 3 bis 6-fache, entsprechend geringer sind auch die Bohrkosten. Der Nachteil ist, daß anstelle eines Bohrkernes nur Bohrmehl für die chemischen und mineralogischen Untersuchungen zur Verfügung steht. Mangels Erfahrung mit dieser Bohrmethode war es unbekannt, ob nicht ein Teil des Flußspates (Dichte 3,2)

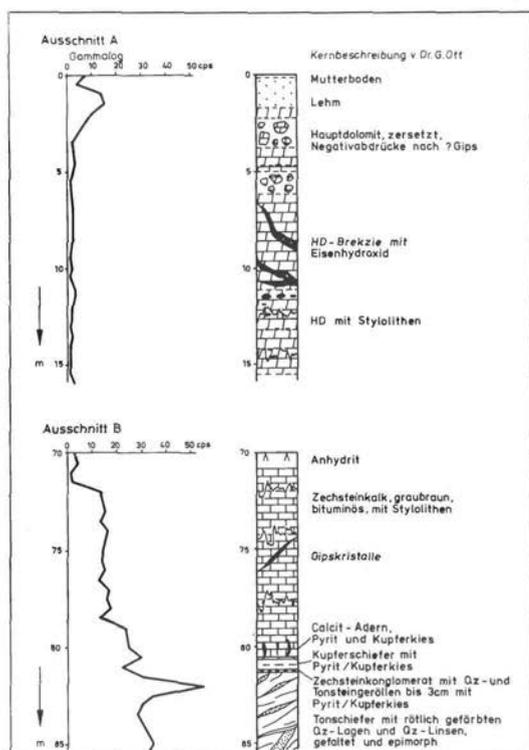


Abb. 3. Kernbohrung Nr. 1 im Hauptdolomit bei Eschwege (R 566 535 25, H 673 974 91, Teufe 99,5 m).

im Bohrloch bleibt und nur feiner Staub mit Fluorit ausgeblasen wird. Die Bohrmehlproben, die alle 50 cm entnommen wurden, enthalten wahrscheinlich weniger Flußspat als tatsächlich im Gestein vorhanden ist. Diese Ungenauigkeit mußte jedoch aus den oben genannten Gründen in Kauf genommen werden.

Ergebnisse der Geländeuntersuchungen

Die Flußspatmineralisationen im Hauptdolomit

Nördlich und westlich von Eltmannshausen ist der Hauptdolomit an Straßen gut aufgeschlossen. An der Straße Eltmannshausen-Weidenhausen zeigt der Hauptdolomit eine \pm horizontale Schichtung. Häufig ist er als Brekzie ausgebildet mit einzelnen verstellten Blöcken, die einen Durchmesser bis 1 m haben können. Die Farbe des Dolomites ist je nach Verwitterungsgrad weiß bis hellgrau. In diesem bankigen bis massigen geklüfteten Dolomit kommen, für das ungeübte Auge nicht sofort erkennbar, dunkelgraue bis schwarzgefärbte schichtparallele Lagen und Linsen vor, die Flußspat enthalten. Sie sind 10-50 cm mächtig, ihre Längserstreckung beträgt 0,5 bis einige Meter. Durchgehende Schichtlagen mit Flußspat wurden bisher nicht beobachtet. An einigen Stellen ist die stratiforme Lagerung der Flußspatlagen durch Dolinenbildung gestört.

Abb. 4. Violetter, feinkristalliner Flußspat (dunkel) im hellgefärbten Hauptdolomit (hell) mit Einlagerungen von Dolomit. Handstück aus einem Steinbruch westlich von Eschwege. Breite 17 cm, Höhe 14 cm.



Durch die Kern- und besonders durch die Vollbohrungen verbunden mit den Fluoranalysen konnte festgestellt werden, daß die Flußspatmineralisation an zwei Horizonte gebunden ist. Der Flußspathorizont I liegt zwischen 229 m und 236 m über NN und der Horizont II in einem Niveau zwischen 243 m und 247 m über NN. Der Flußspathorizont I lagert demnach zwischen 28 und 33 m und der Horizont II zwischen 10 und 19 m über der Basis des Hauptdolomites. Da der Hauptdolomit ca. 35 m mächtig ist, liegt der Flußspathorizont I nahe der Obergrenze des Hauptdolomites.

Die Mächtigkeit der Flußspathorizonte in den Bohrungen beträgt bis 2,5 m, ihre horizontale Ausdehnung erstreckt sich bis 25 m. In den wenigen Aufschlüssen konnten an ca. 10 Stellen kleine und größere Flußspatlinsen und -lagen untersucht werden. Die Grenze Flußspat/Dolomit ist scharf ausgebildet. Im dichten sehr feinkristallinen Flußspat können Dolomitknauern und Putzen eingelagert sein (Abb. 4). Ein anderer Mineralisationstyp ist durch Flußspatooide mit Durchmessern bis zur Millimetergröße in einer Grundmasse von

Abb. 5. Dünnschliff, gekreuzte Polarisatoren. Wechsellagerungen von Dolomit (weiß) und Flußspat (schwarz) mit bandartiger Struktur, die auf eine synsedimentäre Bildung deuten. In den Flußspatlagen Relikte von älteren Dolomitbrekzien und jüngeren Aragonitnadelchen. Jüngere(?) Dolomitlagen umranden den Flußspat. Zechsteindolomit-Aufschluß bei Abterode, westlich von Eschwege, Nordost-Hessen.

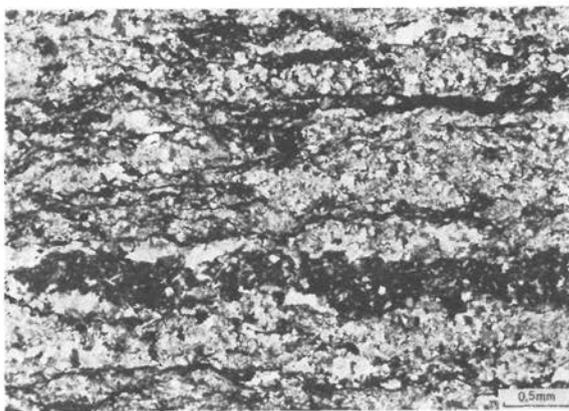




Abb. 6. Dünnschliff (ein Polarisator) Flußspatooide (weiß) sind von einem Dolomitsaum mit Aragonitnadelchen umgeben (dunkel) und werden z. T. von diesem verdrängt. Fundort wie Abb. 5.

Dolomit charakterisiert. Von LIST (1975) wurde noch ein dritter Mineralisationstyp unterschieden: Flußspat als Matrix enthält Dolomitonkolith. Die beiden letzteren Flußspatmineralisationsarten treten selten auf, Übergänge sind häufig. Im Flußspat, seltener im Dolomit finden sich bis zentimetergroße Hohlräume, die mit violetten Würfeln ausgekleidet sind. Es handelt sich hierbei um sekundäre Bildungen. Auf einer Kluffläche eines Handstückes sind auf dunkelvioletten Würfeln jüngere, schwach violette, durchsichtige Kristalle aufgewachsen (Generation IIa und IIb), wobei Generation IIb sich durch größere Kristalle auszeichnet als Generation IIa.

Makroskopisch zeigt der Flußspat ein sehr dichtes bis körniges Gefüge; Kristallwachstumsstrukturen wie beim hydrothermalen Flußspat sind nicht zu erkennen. Entsprechend liegt der Flußspat im Dünnschliff als xenomorphe Körner vor, die Größe der Körner schwankt zwischen 400 μm und einigen Millimetern (Abb. 5–7). Auf den schaligen Aufbau der durch Flußspat verdrängten Onkoide mit Reliktstrukturen aus Carbonat und/oder Aragonitkriställchen hat LIST (1975) hingewiesen. Flußspatadern durch-

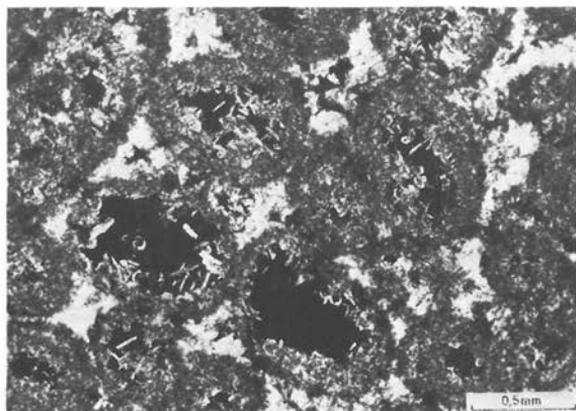


Abb. 7. Dünnschliff-Aufnahme wie Abb. 6, gekreuzte Polarisatoren. Flußspat (schwarz) mit deutlich erkennbaren Aragonitnadelchen im und am Rande des Flußspats. Fundort wie Abb. 5.

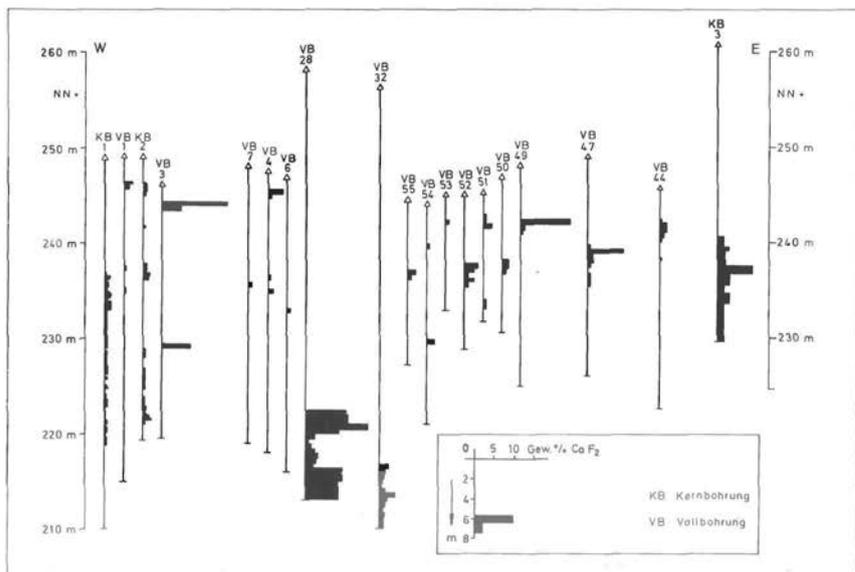


Abb. 8. Korrelationsdiagramm des Flußspat (schwarz) in den durchteuften Kern- und Vollbohrungen im Hauptdolomit des Zechstein. Gebiet Eschwege, Hessen.

setzen unregelmäßig die Carbonate bzw. verdrängen diese, sie werden als „boxwork-structures“ bezeichnet (AMES 1961).

Die Farbe des Flußspates variiert im Dünnschliff von Blau bis Violett und von Gelb bis Braun, dazwischen kommen farblose Partien vor. Ob die Verfärbung des Flußspats im Hauptdolomit ähnlich wie bei den hydrothermal gebildeten Flußspäten durch Schwermetallionen oder durch den Gehalt von Seltenen Erden und radioaktiven (Alpha-)Strahlen bedingt ist, muß noch untersucht werden. Auffallend sind kleine Flußspataureolen (keine radioaktiven Höfe), um einen schwarzen Kern, ob es sich hier um radioaktive Minerale handelt, muß noch überprüft werden. Eigenartig sind ebenfalls Einschlüsse von feinstem, schlecht bestimmbar Titanit im Flußspat. Von LIST (1975) wird die Verfärbung durch organische Substanzen angenommen. Dies trifft sicherlich für den braunen und wohl auch grauen Flußspat zu. Es ist auffallend, daß vornehmlich die Flußspatwürfel hell- bis dunkelviolett gefärbt sind. Solche violett gefärbten Flußspatkristalle sind aus sedimentären Vorkommen aus Nordspanien (FORSTER 1974), Tule in Nordmexiko und aus Tunesien bekannt. Es ist durchaus möglich, daß diese Verfärbung durch Radon, einem Zerfallsprodukt des Urans, bedingt ist. Das Radon wanderte auf Klüften und Spaltrissen aus dem U-haltigen (?) Zechsteinschiefer in den Hauptdolomit und bewirkte die violette Verfärbung des Flußspates.

Chemische und geochemische Untersuchungen auf Fluor

Die chemischen Analysen wurden unter technisch wirtschaftlichen Gesichtspunkten durchgeführt. Neben Fluor wurden nur solche Elemente geprüft, die bei einer Flußspataufbereitung bzw. einer Flotation berücksichtigt werden müssen. Außer Dolomit als Neben-

gestein und Spuren von Aragonit treten keine anderen Carbonate auf; es fehlen Baryt, Quarz und Erze nahezu vollkommen. Die Serienuntersuchungen konzentrierten sich daher auf die Analyse von Fluor. Analysiert wurden Einzelproben aus Aufschlüssen, Kernproben, Bohrschmand aus Vollbohrungen und Bodenproben der geochemischen Bemusterung. Die Fluorbestimmungen wurden mit einer Fluorelektrode ausgeführt, worüber in einer anderen Veröffentlichung berichtet wird. Entsprechend der Aufgabenstellung nach wirtschaftlichen Flußspatvorkommen zu suchen, wurde die Nachweisgrenze auf 0,4% CaF_2 festgelegt.

Einzelproben aus den Flußspatlinsen im Hauptdolomit enthalten bis 80% CaF_2 , die Gehalte schwanken je nach Entnahmestelle sehr stark. Da die systematische Bemusterung in dem brüchigen Hauptdolomit schwierig ist, wurden die Kerne der 3 Kernbohrungen in Abständen von je 25 cm auf Fluor analysiert. Die Gehalte schwanken zwischen 1% und 9% CaF_2 . Von den 54 untersuchten Proben enthalten rd. 20% Gehalte zwischen 2% und 3,2% CaF_2 , nur eine Probe hat einen höheren Gehalt (9,2% CaF_2); bei rd. 80% liegt der Gehalt zwischen 1,0% und 1,9% CaF_2 . In allen Kernen außer der Probe mit 9% ist makroskopisch kein Flußspat erkennbar.

Von den 55 Vollbohrungen wurde das Bohrmehl in Abständen von je 50 cm analysiert. Die Gehalte schwanken zwischen 0,6% und 17% CaF_2 . Von einigen Ausnahmen abgesehen sind die höheren Flußspatgehalte an bestimmte Horizonte gebunden (Abb. 8). Es ist jedoch keine durchgehende Flußspatschicht gefunden worden.

Zum Vergleich gegenüber dem flußspathaltigen Dolomit wurde eine größere Probe aus einem Schurf im Hauptdolomit entnommen und analysiert (Tab. 1). Danach liegt ein relativ reiner Dolomit vor, der im unlöslichen Teil von 0,2% etwas Flußspat enthalten dürfte. Die Analyse entspricht einem CaCO_3 -Gehalt von 54,46% und einem MgCO_3 -Gehalt von 45,51%.

Tab. 1. Chemische Analyse einer Durchschnittsprobe aus dem Hauptdolomit

	Gewichts-%
SiO_2	0,04
Al_2O_3	0,03
Fe_2O_3	0,30
CaO	30,54
MgO	21,76
SO_3	0,03
HCl unlöslich	0,20 (CaF_2 ?)
Glühverlust	47,04
	99,94

Bei den geochemischen Untersuchungen auf Fluor wurden in den Bodenproben Gehalte bis 7,6% CaF_2 gefunden. Die Proben mit Gehalten über 5% CaF_2 stammen aus Zonen, in denen in den Bohrungen oberflächennah Flußspatmineralisationen gefunden wurden.

Unabhängig von der geochemischen Prospektion konnten bei der Kartierung zwei Flußspatlinsen von je 10 cm Mächtigkeit und Längen von 1,5 m und 2 m mit Gehalten von 35% CaF_2 bzw. 43% CaF_2 gefunden werden.

Zur Genese des Flußspates im Hauptdolomit

Die Flußspatmineralisation bei Eschwege tritt gut erkennbar in Form von Lagen und Linsen schichtgebunden im Zechsteindolomit auf. Mittels Bohrungen konnten zwei Flußspathorizonte festgestellt werden, die über Gips und Anhydrit ebenfalls im Hauptdolomit lagern. Die körnige Ausbildung des Flußspates, die makro- und mikroskopisch deutlich

zu sehen ist, wie dessen Lagerungsverhältnisse zeigen, daß es sich um syngenetisch sedimentär gebildeten Flußspat handelt.

Analoge Flußspatvorkommen ebenfalls im Zechsteindolomit, sind von Lieth in Schleswig-Holstein und von Caaschwitz bei Gera in Thüringen bekannt. Die letzteren Vorkommen sind nach den Untersuchungen von KRÜGER (1962) und KRÜGER & OSSENKOPF (1969) syngenetisch-sedimentär. Beide Autoren nehmen an, daß das Fluor im Plattendolomit bei Gera aus Verwitterungslösungen vom Festland und das Calcium vom Meerwasser stammen. Dies dürfte auch für die Flußspatbildungen im Hauptdolomit bei Eschwege zutreffen.

Auffallend ist das Auftreten von Flußspat im Zechsteindolomit in Thüringen, Nordosthessen und in Schleswig-Holstein. Diese Mineralisationen deuten daraufhin, daß im mittleren und oberen Zechstein, in Mittel- und Norddeutschland Verhältnisse herrschten, die zu einer weitverbreiteten Bildung von Flußspat in Carbonatgesteinen führte.

Bei geochemischen Untersuchungen von Flußspäten des Südwestharzes auf Seltene Erden (SE) haben GUNDLACH et al. (1976) vornehmlich Proben aus hydrothermalen Gängen untersucht. Zum Vergleich wurden eine Flußspatprobe aus dem Zechstein von Eschwege und zwei vom Römerstein im Harz analysiert. Diese Flußspäte unterscheiden sich durch ihre geringen SE-Gehalte sehr wesentlich von den hydrothermalen Vorkommen des Harzes, die höhere SE-Gehalte aufweisen. Diese Unterschiede werden von den Autoren genetisch gedeutet.

Die Verfasser danken der Geschäftsführung der Uranerzbergbau GmbH Bonn, den Herren Dr. YOUNG, Dr. NOTTMEYER und Assessor KEGEL, die Ergebnisse der Flußspatuntersuchungen bei Eschwege veröffentlichten zu dürfen. Herr Regierungsdirektor BRAUN, Leiter des Bergamtes Kassel, hat die Geländearbeiten in jeder Hinsicht gefördert, die Stadt Eschwege und Herr E. SCHWENGER gestattete die Durchführung von Schürfarbeiten, wofür bestens gedankt wird. Die Flußspatuntersuchungen erfolgten mit finanzieller Unterstützung des Bundeswirtschaftsministeriums.

Schriftenverzeichnis

- AMES, L. L. (1961): The metasomatic replacement of limestones by alkaline fluorite-bearing solutions. *Econ. Geol.* **56**, 730–739.
- ANDREE, K. (1909): Über einige Vorkommen von Flußspat in Sedimenten nebst Bemerkungen über Versteinierungsprozesse und Diagenese. *Tschermaks Min. petrogr. Mitt.* **XXVII**, S. 535–536.
- ERNST, W. (1931): Über das Perm von Lieth bei Elmshorn (Holstein) Mitteilungen aus dem Mineralogischen Staatsinstitut in Hamburg. *H. XII*, S. 53–103.
- FORSTER, A. (1974): Die Flußspatlagerstätten Asturiens/Nordspanien und deren Genese. *Geol. Rundschau*, S. 212–263.
- GUNDLACH, H., MÖLLER, P., PAREKH, P. P. & STOPPEL, D. (1976): Zur Genese des Fluorits auf den Barytgängen des Südwest-Harzes. *Geol. Jb. D 20*, 3–22, Hannover.
- KORITNIG, S. (1951): Ein Beitrag zur Geochemie des Fluors (mit besonderer Berücksichtigung der Sedimente). *Geochim. et Cosmochim. Acta* **I**, S. 89–116.
- KRÜGER, P. (1962): Über ein Vorkommen von syngenetisch-sedimentärem Fluorit im Plattendolomit des Geraer Beckens. – *Bergakademie* **11**, 742–750.
- KRÜGER, P. & OSSENKOPF, W. (1969): Zur Kenntnis des sedimentären Fluorits im Plattendolomit von Caaschwitz, Bezirk Gera. *Z. angew. Geol.* **15**, H. 8, S. 414–419.
- LIST, K. A. (1975): Über ein Flußspatvorkommen in den Dolomiten des Mittleren Zechsteins (Ca 2) westlich von Eschwege. *Aufschluß* **26**, 487–491.
- MEMPEL, G. (1962): Buntmetallerzspuren in Nordwestdeutschland, *Erzmetall Bd. XV*, 156–157.
- MOESTA, A. Fr. (1876): *Geol. Spezialkarte von Preußen 1:25000*, Bl. Waldkappel, Berlin.
- RÖSING, F. (1973): *Geol. Übersichtskarte von Hessen 1:300000*, 2. neubearb. Aufl., Wiesbaden.
- SCHNEIDER, H. J. (1954): Die sedimentäre Bildung von Flußspat im oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. *Abh. Bayr. Akad. Wiss. Math.-nat. Klasse NF*, H. 66.
- WEIDNER, Th. (1963): Ein Flußspatvorkommen in Schleswig-Holstein. *Aufschluß* **14**, 174.
- ZIEHR, H. (1976): „Flußspat“. *Das Bergbauhandbuch*, S. 222–223, Verlag Glückauf GmbH, Essen.

Zur Geologie und Bergbaugeschichte der Schwerspat- und Kobalterzvorkommen im Unterwerra-Grauwackengebirge und Richelsdorfer Gebirge

Von Dieter STOPPEL und Heinrich GUNDLACH, Hannover

Einführung

In Nordost-Hessen ist auf Gängen im Unterwerra-Grauwackengebirge und Richelsdorfer Gebirge jahrhundertlang Bergbau umgegangen. Es handelt sich um Schwerspat führende Gänge, die bei Witzenhausen–Bad Sooden-Allendorf in einer Aufsattelung von Paläozoikum sowie ihrer Zechstein-Umrandung auftreten. Im Richelsdorfer Gebirge sind es Schwerspat-Gänge im Rotliegenden und unteren Zechstein. Zunächst wurden bei Richelsdorf die im Baryt nestartig auftretenden Kobalterze sowie bei Bad Sooden-Allendorf Kupfererze abgebaut. Um 1860 begann der Abbau von Schwerspat, der in beiden Revieren bis 1967 gewonnen wurde. Seitdem ruht dort der Bergbau.

Die vorliegende Arbeit geht auf Untersuchungen zurück, die von uns teils im Auftrage der Bundesanstalt für Bodenforschung (jetzt Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe), teils der Deutschen Baryt-Industrie durchgeführt wurden. Eine ausführliche Darstellung der Gruben Chattenberg und Gustav wurde von uns 1966 veröffentlicht, ein auch die übrigen Gruben berücksichtigender Überblick in dieser Zeitschrift 1968. Die geologischen Karten 1:25000 dieses Gebietes sind lange vergriffen. Ihre Neuauflage, bei der auch die Lagerstätten stärker berücksichtigt werden, ist teilweise in Durckvorbereitung (Bl. Sontra).

Zur Entstehung der Schwerspatvorkommen

In einer Gesamtschau vergleichbarer Lagerstätten werden die hier beschriebenen Schwerspatvorkommen von WERNER (1966) der „saxonischen“ Mineralisation zugeordnet. Zur Zeit der Gebirgs- und Lagerstättenbildung im alpidischen Raum entstanden dort und im „Rückland“ der Geosynklinale, also in Mitteleuropa, durchaus vergleichbare Lagerstätten. Führt man diese Mineralisationen auf die gleiche Quelle zurück, so kommt man zu einem simatischen Tiefenmagmatismus, der zu Lösungsaufstieg in Störungszonen führte. Diese gleichen Störungszonen wurden auch von tertiären Basalten teilweise als Aufstiegs- und Lagerstättenbildung. Über Einzelheiten unterrichtet die ausführliche Arbeit WERNERS.

In den nordhessischen Schwerspatvorkommen wurden Altersbestimmungen noch nicht durchgeführt; vergleichbare Lagerstätten im Thüringer Wald erwiesen sich als etwa jurassisch. Aus geologischen Befunden ist für die hier beschriebenen Vorkommen tertiäres Alter wahrscheinlich. In Abb. 5 sieht man, wie der Schwerspat in Grube Gustav in den zur Zeit der Bildung bereits ausgetaugten Werra-Anhydrit hineingreift; die Auslaugung erfolgte wohl im Oligozän (vgl. GUNDLACH & STOPPEL 1966).

Swerspat, Kalkspat und die übrigen damit vorkommenden Minerale werden in wäßrigen Lösungen transportiert und aus diesen ausgefällt. Experimentelle Arbeiten der letzten Jahre brachten Fortschritte in der Kenntnis über die Natur dieser Lösungen. Man darf mit Natrium-(u. U. auch Calcium-)chlorid-haltigen Lösungen rechnen. In diesen kann Baryt

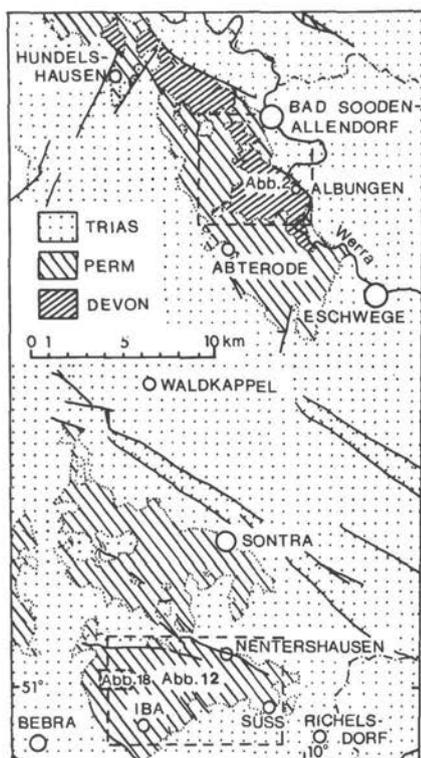


Abb. 1. Die Schwerspatvorkommen in Nordosthessen liegen in der Umgebung von Albungen (Abb. 2) und im Richelsdorfer Gebirge (Abb. 12).

transportiert und aus diesen kann er entsprechend den herrschenden physiko-chemischen Bedingungen mit unterschiedlichen Strontium-Gehalten abgeschieden werden (HOLLAND 1967; GUNDLACH, STOPPEL & STRÜBEL 1972).

Die Gänge im Unterwerra-Grauwackengebirge

Die Entwicklung des Gangbergbaus

Seit dem 16. Jahrhundert ist aus der Umrandung des Unterwerra-Grauwackengebirges der Kupfererz-Bergbau belegt. Man baute Kupferschiefer ab, so an der Südseite des Höllentals, bei Orferode und südlich Witzenhausen. Auch auf Quarzgängen auftretende Kupfererze (Kupferkies) wurden im Bereich der späteren Schwerspatgrube Chattenberg gewonnen. Diese Erze wurden auf der Schmelzhütte im Höllental (später Forsthaus) verhüttet. 1849 kam dieser nur mit Unterbrechungen betriebene Bergbau zum Erliegen.

Wenig später begann man mit dem Schwerspat-Abbau (zunächst im Tagebau). Es folgt ein tabellarischer Überblick über die Entwicklung des ältesten Schwerspatbergwerks an der unteren Werra, der Grube Chattenberg.

1856 Verleihung des Schwerspatfeldes an Th. Riddige Hecket (Englisch-Deutsche Bergwerksgesellschaft).

1860 Nach Übernahme durch E. J. Herrings erste bergbauliche Arbeiten.

- 1893 Abbau durch die Allendorfer Gewerkschaft zu Holzminden.
 1900–1909 Betrieb eines Tagebaus auf dem Weidschenkopf durch Fa. Krummhoft.
 1908 Nach Rückgang der im Tagebau gewinnbaren Reserven Erkundung des Ganges zur Teufe durch mehrere an der Westseite des Werratal's angesetzte Stollen.
 1909 Erwerb des Bergwerks durch die Deutsche Baryt-Industrie Dr. Rudolf Alberti, die von 1909–1915, 1922–1925 und 1940–1967 Abbau betrieb. Neben dem zeitweise als Unterwerksbau betriebenen Tiefbau erfolgte noch bis 1959 der Abbau kleiner Mengen in den Tagebauen. Zuletzt wurde überwiegend Nachlese betrieben.

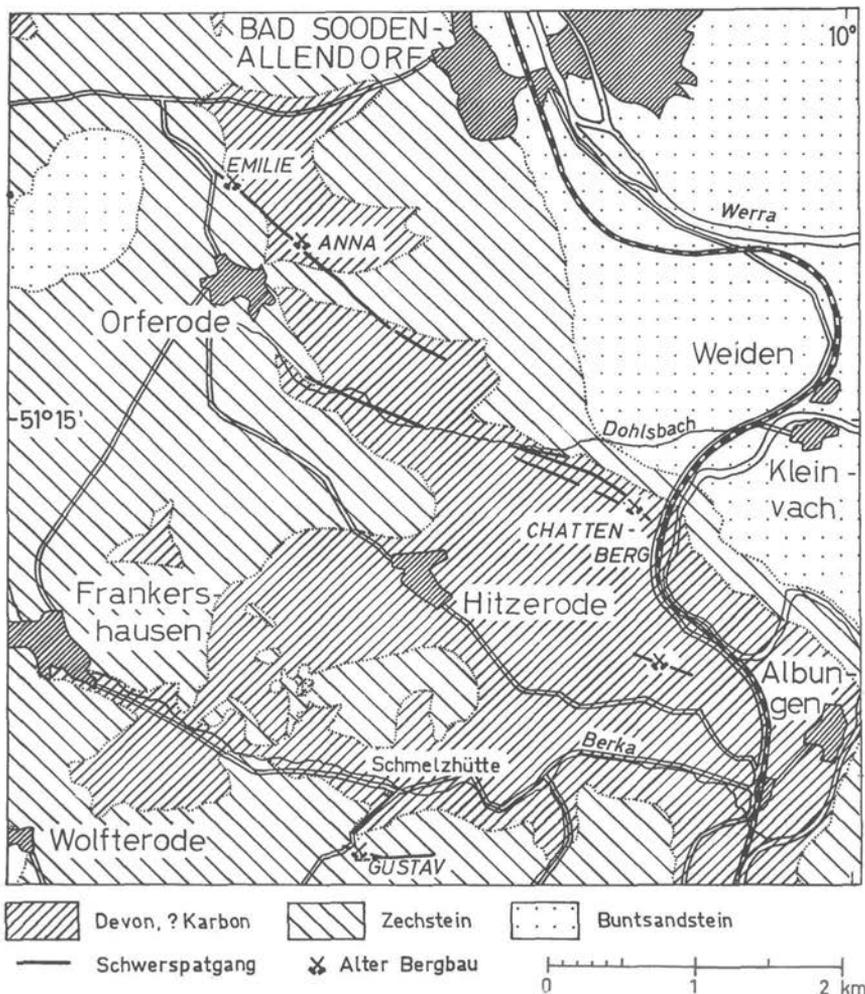


Abb. 2. Lagerstättenkundliche Übersichtskarte des Südostteils des Unterwerra-Grauwackengebirges (vgl. Abb. 1).

Infolge raschen Vertaubens der Gangspalte zur Teufe beschränkte sich der Abbau auf die beiden oberen Stollensohlen. Der Spat wurde anfangs mittels eines Bremsbergs, später untertägig mittels Rollen zu dem an der Straße Bad Sooden-Allendorf-Sontra gelegenen Verladebunker befördert.

1967 Infolge Erschöpfung der Reserven wurde die Grube aufgelassen.

Die Förderung betrug in der letzten Betriebsperiode (1942–1967) 76762 t Baryt (roh). Über die frühere Produktion liegen nur wenige Daten vor. Insgesamt dürfte das Vorkommen 120000–140000 t Baryt geliefert haben.

Südlich der Grube Chattenberg liegt im Kuhbachtal ein kleiner Tagebau.

1928 eröffneten die Albunger Barytwerke Leyser & Co. im Hölletal die Grube Gustav. Man begann im Tagebau, danach betrieb man von 1929–1932 und von 1941–1967 ausschließlich Tiefbau. Die Förderung erfolgte zunächst über zwei Tagesstollen, einen kleinen, im Gang abgesunkenen Blindschacht sowie ein Schrägabbauen, später über einen neuen Blindschacht mit drei Tiefbausohlen. Die Deutsche Baryt-Industrie betrieb das Bergwerk seit 1953. Sie hatte 1967 mit der Vertiefung des Schachts bereits begonnen, legte jedoch die Grube – wie alle nordhessischen Barvbetriebe – still.

Die Gesamtproduktion dürfte bei 130000 t Baryt (roh) gelegen haben, davon 118455 t in der letzten Betriebsperiode (1948–1967).

Schon 1864 wurde nordnordöstlich und östlich Orferode auf der westlichen Verlängerung des Chattenberger Vorkommens (auf einem parallelen Gangzug, vgl. Abb. 2) in den Grubenfeldern Anna, Clara, Hermann und Emilie Schwerspat erschürft. Anfang des 20. Jahrh. begann auf der Grube Emilie die Gewinnung im Tage- und Tiefbau. Als der Betrieb 1925 zum Erliegen kam, hatte man bereits die Gangwurzel erreicht. Die umständliche Förderung und das Fehlen eines weiterverarbeitenden Betriebes erschwerten eine wirtschaftliche Nutzung. Zeitweise hatte man sich auf die Gewinnung von Stückspat beschränkt (für den Export), womit naturgemäß ein hoher Abbauverlust verbunden war. Nach dem 2. Weltkrieg wurden von den Albunger Barytwerken um 1948 geringfügige Untersuchungen vorgenommen. 1964 begann die Deutsche Baryt-Industrie nach erfolgversprechenden Schürfarbeiten mit dem Schwerspatabbau auf Grube Anna (Abb. 3). Der 12 m tiefe Schürfschacht erreichte jedoch bereits die Gangwurzel. Wenige Monate nach seiner Eröffnung wurde dieses Bergwerk wieder aufgelassen.



Abb. 3. Beginn des Abteufens des Versuchsschachts Anna bei Orferode (1965). Der Schacht erreichte bei 12 m bereits die Gangwurzel. Das nach wenigen Monaten Betriebszeit wieder aufgelassene Bergwerk hat lediglich 650 t Baryt geliefert.

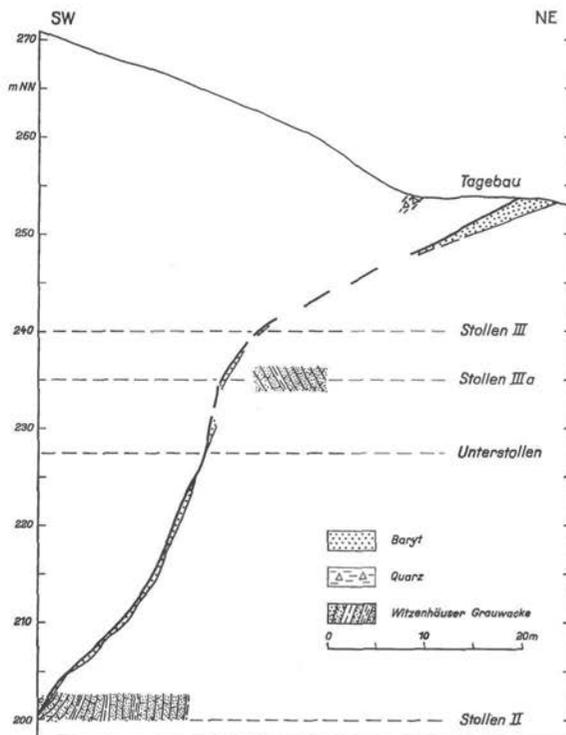


Abb. 4. Querprofil durch den Gang der Grube Chattenberg. Die Gangzone besitzt ihre größte Mächtigkeit in Oberflächennähe.

Am Klapperberg nordöstlich Hundelshausen wird dicht unter dem Kamm zum Heinzkopf hin auf einem W-E streichenden Gang der Baryt im Zechstein 3–5 m mächtig, nimmt jedoch zur Teufe rasch ab, wie der Versuchsschacht Siegmund zeigte. Ein unterhalb angesetzter Stollen ist offenbar auf einem parallelen Quarztrum getrieben worden.

Der Schwerspat wurde anfangs auf dem Mahlwerk am Bahnhof Albugen, später von der Richelsdorferhütte und der Deutschen Baryt-Industrie in Sontra verarbeitet (Abb. 11). Vor dem 2. Weltkrieg ging zeitweise Stückspat über Bremerhaven bis nach Riga zur Vermahlung. Während der Chattenberger Spat als Weißspat sehr geschätzt war, bereitete die Verarbeitung des Baryts der Grube Gustav infolge der zur Teufe zunehmenden Beimengungen von Sulfiden gewisse Schwierigkeiten.

Geologischer Überblick

Das Unterwerra-Grauwackengebirge ist eine der paläozoischen Aufsattelungen, die Rheinisches Schiefergebirge und Harz miteinander verbinden. Dort treten devonische Ton- und Kieselschiefer, Grauwacken (Witzenhäuser Grauwacke) sowie Diabase (mit Einschaltungen grüner und roter Tonschiefer) zutage. Das gefaltete Paläozoikum wird von Zechstein und Trias ummantelt (vgl. auch RITZKOWSKI, d. H. S. 187).

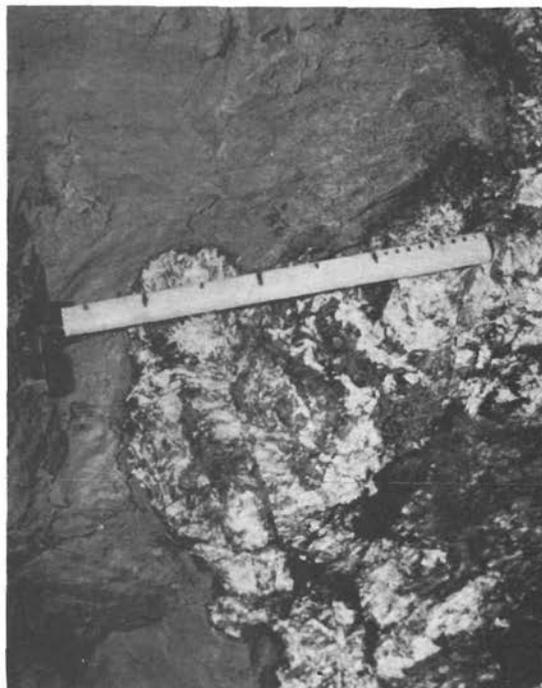


Abb. 5. Auf Grube Gustav greift der Schwerspat taschenförmig in die Auslaugungsrückstände des Werra-Anhydrits (Zechstein I). Diese müssen bereits vor dem Aufdringen der Schwerspatlösungen ausgelaugt gewesen sein. – Wetterstrecke über Stollen II.

Die Schwerspat führenden Gänge streichen allgemein NW-SE bis N-S und werden durch jüngere Störungen nur geringfügig versetzt. Die Mineralisation erfolgte nach dem Buntsandstein (der durch Gangstörungen mitverworfen wird), sehr wahrscheinlich im Tertiär. Schwerspat kommt auch auf den Randstörungen des Hessisch-Lichtenauer Grabens vor.

Die Grube Chattenberg baute auf einem etwa auf 400 m streichende Länge erschlossenen, nach SW einfallenden Gang, der zum System des Dohlsbacher Gangzuges gehört. Er wird im Süden von einem etwa parallel streichenden Quarz-Kalkspat-Gang (mit Kupfererzen) begleitet, der ihn östlich des Tagebaus auf dem Weidschenkopf kreuzt. Der Gangzug selbst läßt sich auf 4 km Länge nach Nordwesten bis in die Nähe der Straße Kammerbach-Bad Sooden-Allendorf verfolgen: wahrscheinlich findet er seine Fortsetzung in den Baryt-Quarz-Calcit-Gängen nördlich und nordöstlich Hundelshausen.

Die Mineralisation auf dem Schwerspatgang begann mit Älterem Quarz, es folgen Kalkspat, Schwerspat und Jüngerer sandiger Quarz. Der Verlauf der Gänge ist über Tage durch lange Pingenzüge sowie die inzwischen eingeebneten Tagebaue erkennbar.

Der Schwerspat trat in drei größeren Linsen auf, die durch Querstörungen voneinander getrennt waren. Alle Linsen besaßen ihre größten Mächtigkeiten mit angeblich bis 30 m in Oberflächennähe, d. h. im Bereich der Auflagerung des Zechsteins (Dolomit, Residual-

bildungen des Werra-Anhydrits, Kalkstein) auf der Grauwacke (Abb. 4) sowie dort, wo der Gangverlauf sich im Streichen ändert (GUNDLACH & STOPPEL 1966, Abb. 14). Die Gangzone selbst war erfüllt von zahlreichen in ihrer Mächtigkeit und ihrem Einfallen wechselnden Baryt- und Calcit-Trümmern sowie großen Schollen von Nebengestein. Im Bereich der alten Tagebaue fiel der Gang mit 35–40° SW ein, nach der Teufe wurde das Einfallen zunehmend steiler (70–80°). Zur Teufe schloß sich die Gangspalte in den oberdevonischen Grauwacken und Tonschiefern rasch; etwa 25 m unter dem transgredierenden Zechstein waren nur noch an einigen Stellen bauwürdige Mittel vorhanden.

Die bei Orferode gebauten Vorkommen Anna (Abb. 3), Emilie sowie Hermann und Clara liegen auf einem dem Dohlsbacher Gangzug parallelen Gang. An dieser Gangstörung ist der Südflügel abgesunken. Die größten Baryt-Mächtigkeiten (8 m) wurden im Zechstein beobachtet, in den oberdevonischen Grauwacken vertaubte der Gang zur Teufe hin bereits nach 10–15 m.

Auf der Grube Gustav wurde ein NW–SE streichender Gang, der sich mit einem nach W ablaufenden Gang kreuzt, abgebaut. Das Nebengestein ist Intrusiv-Diabas (mit Zwischenlagen von grauioletten, grünen und grauen wohl devonischen Tonschiefern), über dem Weißliegendes, Kupferschiefer und Zechsteinkalk transgredieren. Der Baryt setzt nach oben bis in die Auslaugungsrückstände des Zechstein I-Anhydrits. Die Maximal-Mächtigkeiten (bis 7 m) liegen im Bereich der Zechstein-Basis. – Die Mineralisation begann auf dem NW–SE-Gang und verlief dann auf beiden Gängen gleichzeitig (vgl. S. 266). Die SW-Scholle ist an dem älteren Gang um 40 m abgesunken. Südöstlich der Gangkreuzung ist die Fortsetzung des älteren Ganges nicht bekannt.

Zur Teufe und zu den Gangenden nahm der Kalkspat zu und machte den Gang zunehmend unbauwürdig. Als die Grube aufgelassen wurde, stand der Baryt auf der tiefsten Sohle auf 100 m Länge 1–2 m mächtig an.

Geochemischer und paragenetischer Überblick

Schwerspat (Baryt) ist allgemein eine recht reine Substanz. Er besteht aus Bariumsulfat (BaSO_4), in das je nach Bildungsbedingungen wechselnde Mengen Strontium (im Kristallgitter auf den Plätzen des Bariums) eingebaut sind in Gehalten bis zu etwa 10% Strontium-

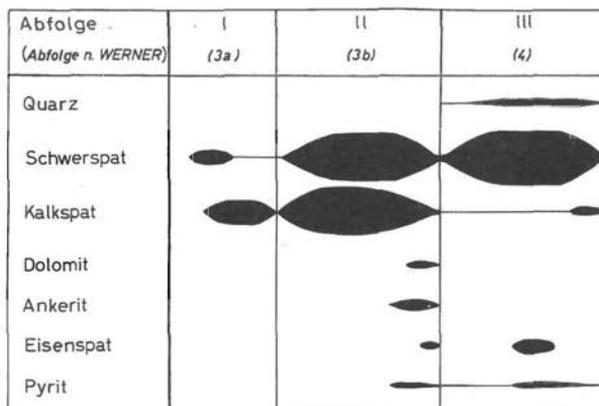
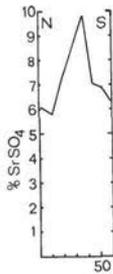


Abb. 6. Paragenese-Schema der Schwerspatgänge der Grube Gustav.



Gangmächtigkeit in cm

Abb. 7. Die höchsten SrSO_4 -Werte auf Grube Gustav liegen in der Gangmitte, wobei allerdings in der Regel ein asymmetrisches Bild vorliegt. – W–E-Gang, 20 m westlich der Gangkreuzung, unterhalb der II. Tiefbausohle.

sulfat (SrSO_4). Andere Elemente sind im Schwerspat nur gelegentlich in Spuren vorhanden, wie Calcium und Blei ebenfalls im Gitter oder Haematit, Quarz und Zinnober als Spureminerale. Der Schwerspat der beschriebenen Vorkommen enthält SrSO_4 in Gehalten von etwa 3 bis über 9%. In Oberflächennähe und an den Gangenden sind die SrSO_4 -Gehalte allgemein geringer als im Zentrum der Vorkommen. Soweit ein Gang monomineralisch von Schwerspat gefüllt ist und nicht nachträglich tektonisch zerlegt, sind die SrSO_4 -Gehalte an den Salbändern niedriger. Ein Beispiel aus Grube Gustav zeigt Abb. 10.

Die Mineralisation beider Gänge der Grube Gustav ist etwa gleich und kann wie folgt zusammengefaßt werden:

Generation	Mineral (mit kurzer Beschreibung)	Durchschnittliche Zusammensetzung (Formel) der Carbonate bzw. SrSO_4 - Gehalt des Baryts
I	Ältester Schwerspat (weiß), Älterer Kalkspat (weiß, grau)	$\text{Ca}_{0,93}\text{Mg}_{0,02}\text{Fe}_{0,03}\text{Mn}_{0,02}\text{CO}_3$
II	Älterer Schwerspat (meist weiß, gelegentlich lichtgrau oder rötlich) Jüngerer Kalkspat (meist weiß, oft dolomitisch) stark zurücktretend: Dolomit (gelblich) Ankerit (grün) Siderit Pyrit	5,3% SrSO_4 $\text{Ca}_{0,76}\text{Mg}_{0,18}\text{Fe}_{0,04}\text{Mn}_{0,02}\text{CO}_3$ $\text{Ca}_{0,52}\text{Mg}_{0,40}\text{Fe}_{0,06}\text{Mn}_{0,02}\text{CO}_3$ $\text{Ca}_{0,55}\text{Mg}_{0,35}\text{Fe}_{0,11}\text{Mn}_{0,01}\text{CO}_3$ — —
III	Jüngerer Schwerspat (weiß, mit rötlichen Bändern) zurücktretend: Quarz Junger weißer Kalkspat Dolomit (?) Siderit (graugrün) Pyrit	7,5% SrSO_4 — $\text{Ca}_{0,92}\text{Mg}_{0,03}\text{Fe}_{0,02}\text{Mn}_{0,02}\text{CO}_3$ — $\text{Fe}_{0,71}\text{Mn}_{0,13}\text{Ca}_{0,09}\text{Mn}_{0,07}\text{CO}_3$ —

Abb. 6. gibt den Versuch eines Parageneseschemas.

Auf den Gängen der Grube Gustav treten Nickelerze nur untergeordnet auf (Weiß- und Rotnickelkies). Häufiger sind Bänder von Pyrit, Ankerit, Siderit und Markasit. Kobalterze sind nicht bekannt. Auf den Halden wurde auch Symplesit gefunden (mündl. Mittlg. KORITNIG).

Die Gänge im Richelsdorfer Gebirge

Das Richelsdorfer Gebirge wird von Konglomeraten, tonigen Sandsteinen und Schiefertönen des Oberrotliegenden aufgebaut (Mächtigkeit in der Bohrung Nentershausen über 941 m). In seinem Kern wurde Grauwacke und Tonschiefer angeblich karbonischen Alters erbohrt. Das Rotliegende wird vom Zechstein überlagert; örtlich schaltet sich der Dünensand des Cornberger Sandsteins ein.

Die Schwerspatgänge und die auf ihnen linsenförmig auftretenden Kobalterze waren teils zutage sichtbar, teils wurden sie durch den Kupferschieferbergbau entdeckt.

Die Entwicklung des Bergbaus im Richelsdorfer Gebirge

Das Richelsdorfer Gebirge zählt zu den ältesten deutschen Bergbaugebieten. Allerdings galt das Interesse zunächst dem Kupferschiefer, der schon in vorgeschichtlicher Zeit gewonnen worden sein soll. Nach CANCRINUS (1767) soll der Bergbau schon „vor 500 Jahren umgegangen sein“. Die vor 1349 erbaute Burg Tannenbergr diente dem Schutz der Kupfererzbergwerke. Von den 1460 bestehenden 13 Kupferschmelzen bei Sontra, Nentershausen, Iba und Hornel arbeiteten Anfang des 18. Jahrh. nur noch die Friedrichshütte und Richelsdorferhütte. Bergamt und Berggericht saßen anfangs in Sontra, später in Richelsdorf (SEIB 1960).

Die Gewinnung des Kupferschiefers erfolgte anfangs in Stollen, später (vom 17. Jahrh. an) wurden auch Schächte abgeteuft. Die Investitionen waren für damalige Zeiten ungewöhnlich groß; um 1540 ließ Hans Diegel (oder Tiegel) einen über 1400 m langen Wasserlösungsstollen von Nentershausen zum Dachsberg schlagen, der angeblich nur wenige Meter vor dem Kupferschieferflöz aufhörte und seinen Zweck nie erfüllt haben soll. Andere bedeutende Wasserlösungsstollen waren der Nürnberger Stollen (16./17. Jahrh.), dessen Mundloch an der Straße Bauhaus–Iba lag, und der Carl-Stollen (nach 1720). Nach 1740 verlagerte sich der Abbau auf die nördlicheren Reviere, also um Gunkelrode, Bauhaus und Süß. 1791 arbeiteten rund 1000 Bergleute im Richelsdorfer Gebirge. – Nach längerer Unterbrechung kam der Kupferschieferbergbau im 1. Weltkrieg und von 1938–1956 wieder in Betrieb, zuletzt auf den Schächten Reichenberg, Schnepfenbusch und Wolfsberg.



Abb. 8. Der ältere NW–SE-Gang der Grube Gustav wird von einem W–E streichenden, jüngeren Gang abgeschnitten. Während der tektonischen Vorgänge wurde noch jüngerer Baryt gebildet, der auf beiden Gängen auftritt. – Abbau unmittelbar unter der II. Tiefbausohle. Firstenansicht.



Abb. 9. Älterer Calcit, grau, mit dunklen Bändern, durchschlagen von Älterem (hellerem) Baryt. Dieser wird diskordant von Jüngerem Baryt (oben im Bild) abgeschnitten. – Grube Gustav, an der Gangkreuzung, Abbau unmittelbar unter der II. Tiefbau-sohle.

Als der Kupferschieferbergbau infolge der gegenüber den übrigen deutschen Vorkommen geringeren Metallgehalte an Bedeutung einbüßte, begann die Untersuchung der durch den Kupferschieferabbau bekannt gewordenen „Rücken“, der *Kobalt-* und *Nickelerz* führenden Schwerspatgänge. 1708 setzte versuchsweise, 1716 systematisch der Kobalterzbergbau im Richelsdorfer Gebirge ein. Anfangs wurde es als Farberz an englische und nordamerikanische Porzellanmanufakturen geliefert. Später ging es an die kurhessischen Manufakturen, vor allem an das Blaufarbenwerk Schwarzenfels am Nordhang der Rhön. Insgesamt sollen etwa 2000 t Kobalt-Scheiderz (hauptsächlich Speiskobalt und Rotnickelkies) abgebaut worden sein. Nach 1829 verlor dieser Bergbau infolge Erschöpfung der Vorkommen und infolge der Konkurrenz des Ultramarins sowie ausländischer Erze seine Bedeutung. Letzte Versuchsarbeiten fanden um 1890 statt.

Um 1860 begann die Gewinnung von *Schwerspat*. Man baute zunächst die leichter zugänglichen Mittel ab und klaubte die Halden ab (BEYRICH & MOESTA 1876). Die beiden Blütezeiten dieses Bergbaus liegen um 1910 und von 1955–1960. Das Fördergut wurde für die Papier- und vor allem Farbindustrie in Sontra und auf der Richelsdorferhütte verarbeitet. Früher wurde ein großer Teil des Baryts auch als Stückspat exportiert.

Die Kobalterz- und Schwerspatgruben des Richelsdorfer Gebirges

Während die wichtigsten Kobalterzgruben bei Nentershausen und Süß lagen, wurde Schwerspat vor allem bei Nentershausen und Braunhausen abgebaut. Zeitweise war die Grube Münden einer der wichtigsten deutschen Baryt-Produzenten. Nach der sich ab-

zeichnenden Erschöpfung der beiden großen Vorkommen wurden auch die kleineren systematisch untersucht.

Da die Bergbaugeschichte und die Geologie der einzelnen Vorkommen recht verschieden sind, werden sie hier getrennt beschrieben.

Grube Münden bei Nentershausen

Die ehemals sehr bedeutende Grube baute auf dem Martlingeröder Gang. Noch 1848 stand das Vorkommen „als förmliche Barytmauer mehr als meterdick und 2–3 m erhaben über dem Boden“ (BEYRICH & MOESTA 1876). Der sehr reine Baryt hatte für den Kobaltbergbau kein Interesse gehabt. Die Mutung auf Schwespat wurde 1865 an die Kaufleute Wüstenfeld und Heede verliehen. Nach anfänglichem Tagebau (1869) begann 1873 die Fa. Krummhoff auch mit der Gewinnung im Tiefbau. In 6 m Abstand wurden jeweils 2,5–3 m hohe Strecken (Örter) zur Barytgewinnung ohne Versatz getrieben. Dieser bis um 1900 übliche „Örterbau“ war Raubbau, wobei erfahrungsgemäß nur 20–30% der Lagerstätte gewonnen wurden. Als später Nachlesebergbau einsetzte, gingen die gesamten alten Baue zu Bruch. – Als Förderstollen diente zunächst der Martlingeröder Stollen. Danach drang der Abbau in größere Tiefe vor; 1895 wurde die 14., 1911 die 16. Sohle aufgefahren.

Anfangs wurde der Spat als Stückspat exportiert. 1890 entstand das Mahlwerk am Bahnhof Sontra (Abb. 11), das 1900 mit der Grube durch eine 10 km lange Schmalspurbahn verbunden wurde (Abb. 13). 1909 übernahm die Deutsche Baryt-Industrie Dr.



Abb. 10. Schollen von Älterem Calcit (mit dunklem Pyrit- und Ankerit-Saum) in hellem Älterem Baryt. – Grube Gustav, NW-SE-Gang, Abbau zwischen II. und III. Tiefbausohle.

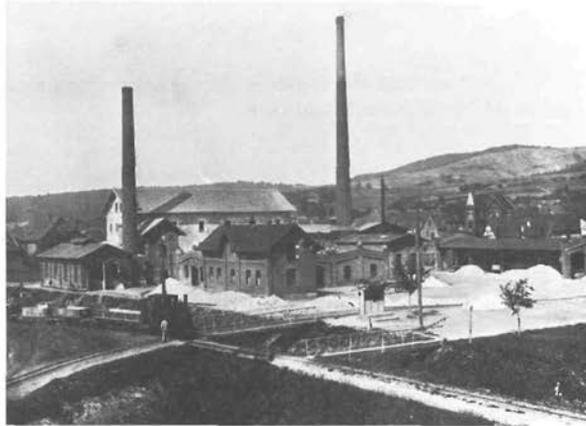


Abb. 11. Auf dem Schwerspatwerk am Bahnhof Sontra (1890–1967) wurde der größte Teil des in Nordosthessen geförderten Baryts verarbeitet. (Foto: Archiv Deutsche Baryt-Industrie).

Rudolf Alberti den Betrieb. Sie begann mit dem Vortrieb eines tieferen, 783 m langen Förderstollens und dem Abteufen eines tiefen Blindschachts im Westfeld der Grube. Zu dieser Zeit hatte man die Gangwurzel bereits unterfahren. Glücklicherweise fand man 1905 auf der 14. Sohle eine zweite, 1910 weiter westlich eine dritte Baryt-Linse (Abb. 15). Diese neu entdeckten Mittel wurden jedoch zügig abgebaut, so daß 1913 in größerem Maße auf der ersten Linse der Nachlesebergbau einsetzte und auch eine 18. Sohle aufgeföhren wurde. 1915–17 stand der Tiefbau unter Wasser. Als man 1917/18 am Schacht einen Sicherheitspfeiler annagte, ging dieser bis zur 11. Sohle zu Bruch. Umfangreiche Umbruch- und Betonierungsarbeiten wurden erforderlich.

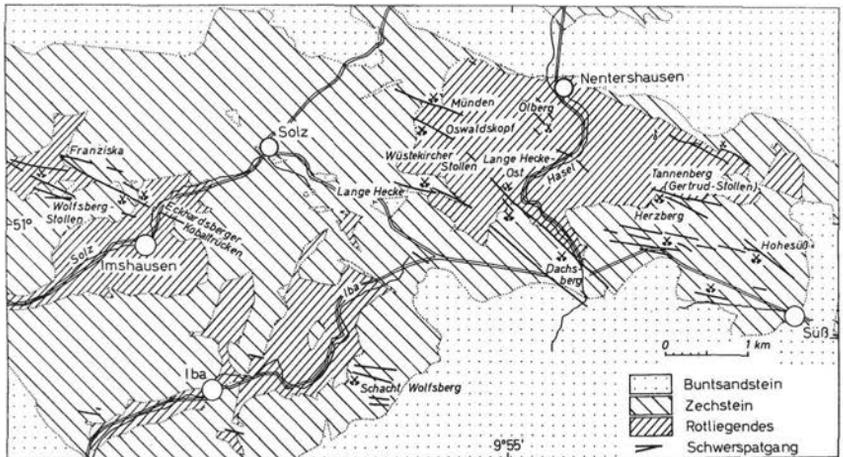


Abb. 12. Lagerstättenkundliche Übersichtskarte des Richelsdorfer Gebirges (vgl. Abb. 1).



Abb. 13. Eine 10 km lange Schmalspurbahn verband die Grube Münden und das Sontraer Schwerspatwerk. (Foto: Archiv Deutsche Baryt-Industrie).

In den folgenden Jahren betrieb man systematisch Nachlesebergbau. 1935–39 wurde die 16. Sohle erneut in Angriff genommen. Doch die Erschöpfung der Lagerstätte zeichnete sich immer deutlicher ab. 1945–1948 wurden sämtliche Schächte verfüllt. Nachdem die oberhalb der 10. Sohle erreichbaren Schweben und Sicherheitspfeiler abgebaut waren, wurde im November 1951 die Grube aufgelassen.

Die Deutsche Baryt-Industrie förderte von 1909–1951 insgesamt 525000 t Baryt (roh). Über die erste Betriebsperiode liegen nur unvollständige Angaben vor, zuletzt sollen jährlich 15000 t gewonnen worden sein. Insgesamt hat das Bergwerk etwa 0,8 Mio t Baryt geliefert. Zeitweise arbeiteten dort 99 Bergleute (1913).

Die drei Mündener Baryt-Linsen sitzen in verschiedenen Niveaus auf (240 m, 195 m, 240 m NN) und haben verschiedene Teufenerstreckung. Ihre streichende Länge beträgt 80, 220, 300 m. Die Gangstörung verläuft im SE-Teil des Grubengebäudes in NW-Richtung; am Westschacht scharft sie sich mit zwei anderen Trümmern. Von dort an ist das nach WNW laufende Trum mineralisiert. An dieser Scharung ist Zechstein keilförmig eingesunken. Die Trümer scharfen sich offensichtlich zur Teufe hin.



Abb. 14. Tagesanlagen der Grube Münden, einem der ehemals bedeutendsten europäischen Schwespatbergwerke. (Foto: Archiv Deutsche Baryt-Industrie).

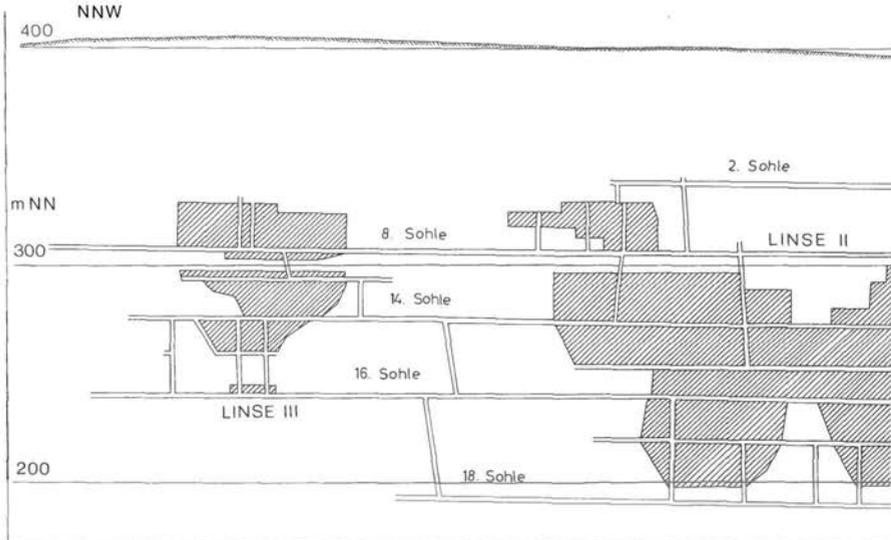


Abb. 15. Wie der Seigerriß der Grube Münden zeigt, besteht das Barytvorkommen aus drei durch taube

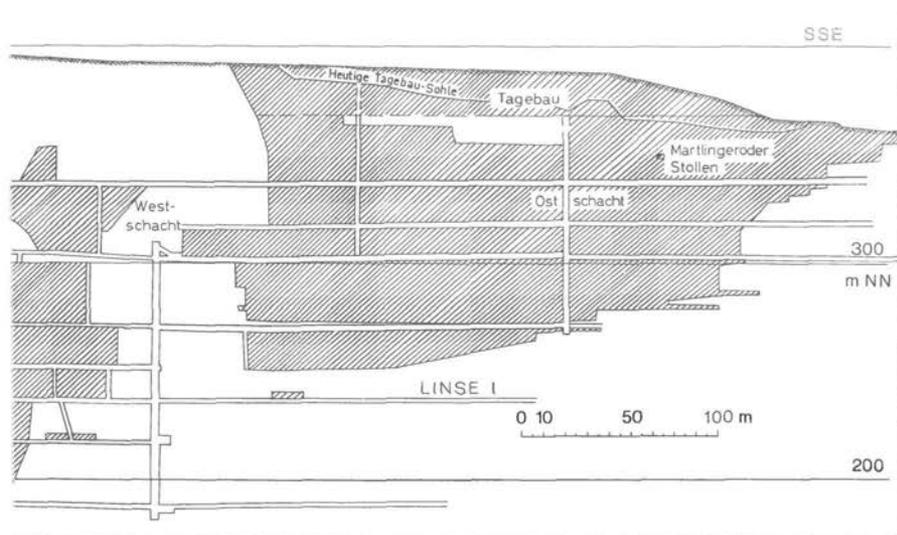
Der Martlingeröder Gang sitzt im Rotliegenden auf und setzt in den flach nach Westen einfallenden Zechstein hinauf. Die größten Mächtigkeiten mit 18 m (auf 25 m streichende Länge) lagen dort, wo das flache Einfallen (45°) steiler wird ($70-75^\circ$; THIENHAUS 1940, Fig. 3, 4), ferner am Scharungspunkt und im Bereich der Zechstein-Basis.

An der Gangstörung fanden mehrfach Bewegungen statt, wie die in die Gangtektonik einbezogenen Zechstein-Schollen inmitten von Rotliegend-Konglomeraten zeigen (THIENHAUS 1940).

Die unverritzten Vorräte der Grube Münden sind nur unbedeutend. Wie jedoch die jüngsten bergmännischen Untersuchungen auf Gängen bei Bad Lauterberg erwiesen, waren die Abbauverluste vor 1930 erheblich, so daß dort bei stark mechanisiertem Nachlesebergbau erhebliche Barytmengen gewonnen werden konnten.



Abb. 16. Baryt-Abbau in der Grube Münden. (Foto: Archiv Deutsche Baryt-Industrie).



Zonen (ohne Mineralisation) getrennten Linsen.

Grube Franziska bei Braunhausen

Auf Grube Franziska wurden zunächst Kupferschiefer und Kobalterz abgebaut. Nach Schließung der Grube Münden wurde sie die bedeutendste Schwerspatgrube des Richelsdorfer Gebirges. Drei Gänge wurden untersucht (Abb. 18): Der Bühl-Gang, der Erdfelder und der Ludwigsglucker Gang sowie einige kleinere Nebengänge. Die folgende tabellarische Zusammenstellung zeigt die Entwicklung dieses Bergwerks.

Anf. 18. Jahrh. Kobalterz-Bergbau auf dem Ludwigsglucker Gang (bis 1830) und dem Erdfelder Gang (bis 1864).

1867 Verleihung des Schwerspat-Feldes Franziska.

1890/91 Beginn des Schwerspat-Abbaus, zugleich letzte Versuchsarbeiten auf Kobalt (Abteufen eines 58 m tiefen Schachts und Vortrieb einer 300 m langen Tiefbausohle auf dem Erdfelder Gang).



Abb. 17. Förderung auf Grube Münden. (Foto: Archiv Deutsche Baryt-Industrie).

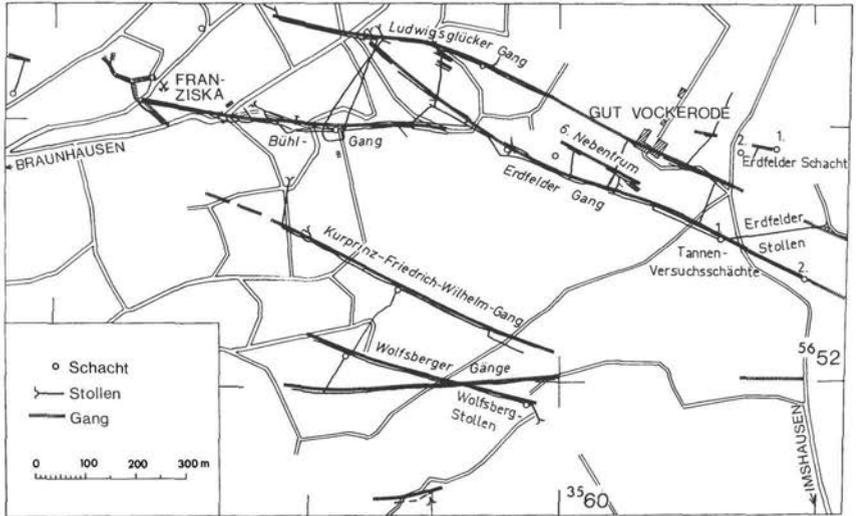


Abb. 18. Die Gänge der Grube Franziska, Grundriß.

1921–1923 Schwerspat-Abbau.

1937 Wiedereröffnung der Grube durch die Deutsche Baryt-Industrie. Abbau des Bühlgangs mittels zweier Schächte. Der Westschacht (1957 und 1964 vertieft) erschloß den Gang bis 80 m unter Talniveau (206 m NN). Abbau des Ludwigsglucker Gangs von einem Tagesstollen aus (1947), ab 1952 von der 1. Tiefbausohle, ab 1959 von der 2. Tiefbausohle. Abbau des Erdfelder Gangs (ab 1953) mittels Überhauen von der 1. Tiefbausohle aus bis in das Niveau des Kupferschiefers.

ab 1960 Rückläufige Reserven veranlaßten umfangreiche Neuaufschlüsse: Bühlgang und Erdfelder Gang wurden nach NW bis weit über die Grenze ihrer Bauwürdigkeit verfolgt, der Ludwigsglucker Gang weiter nach SE aufgefahren. Auf dem NW-Teil des Erdfelder Gangs wurden alte Kobaltbaue aufgewältigt. Ein zum Kurprinz-Friedrich-Wilhelm-Gang ablaufendes Trum wurde ohne Erfolg nach SE verfolgt. Der Vockeröder Gang und das 6. Nebenraum wurden vergeblich durch einen 120 m langen Querschlag und durch Überhauen untersucht.

1967 Schließung der Grube wegen Erschöpfung der Reserven.

Unter der tiefsten Sohle, der über 220 m langen 3. Tiefbausohle, hatte der Bühlgang nur noch auf 35 m streichende Länge eine nennenswerte Baryt-Führung. Auf den beiden anderen Gängen waren bei der Stilllegung keine technisch gewinnbaren Vorräte mehr vorhanden. Von 1937–1967 wurden 255 110 t Baryt gefördert.

Die Gänge der Grube Franziska gehören zu den längsten im Richelsdorfer Gebirge. Der Bühlgang wurde auf 800 m Länge verfolgt. Im Osten dürfte er sich mit dem Erdfelder Gang scharen. Der Baryt tritt in 3 großen sowie 2 kleineren Linsen in maximal 2,3 m Mächtigkeit auf. Der Gang wurde auf 100 m Teufenerstreckung abgebaut, wobei auf der 2. und 3. Tiefbausohle fast überall die Kalkspat-Wurzel des Ganges erreicht wurde. Die auf der 2. Sohle noch 235 m betragende bauwürdige Länge verminderte sich auf der 3. Sohle auf nur 35 m. Zahlreiche nach Osten einfallende Störungen versetzen den in östlicher Richtung laufenden Gang nach Süden. Die Sprunghöhe der Gangstörung beträgt einige Meter.

Abb. 19. Ein Haspel aus der Zeit des Kobalt-
erzbergbaus. – Grube Franziska, Erdfelder
Gang.



Der Erdfelder Gang ist auf 1300 m Länge barytführend bekannt (davon 1150 m bergmännisch untersucht). Er schart sich im Westen mit dem Ludwigsglucker Gang und zieht nach Osten weiter bis zum 1. und 2. Tannen-Schacht des Kobaltbergbaus. Baryt tritt in 5 Linsen auf, deren Teufenerstreckung 50 m nicht überschreitet. Westlich der Scharung mit dem Ludwigsglucker Gang führte er nur einzelne Baryt- und Kalkspat-Schnüre. Der Erdfelder Gang ist eine nach Norden einfallende Abschiebung mit einer Sprunghöhe von 14 m.

Auf dem Ludwigsglucker Gang ist eine auf 400 m Länge belegte Linse bekannt, die durchschnittlich 1 m (maximal 2,3 m) mächtig ist und deren streichende Länge zur Teufe rasch abnimmt (260 m in 296 m NN, 130 m in 239 m NN). Der Gang ist eine steil nach Süden einfallende Abschiebung mit 3 m Sprunghöhe.

Am Hof Vockerode liegen auf dem Vockeröder Gang die beiden Erdfelder Schächte des Kobaltbergbaus. Nördlich des Erdfelder Ganges verläuft das auf Kobalterze gebaute 6. Nebentrum. Auf der 1. Tiefbausohle wurden die Carbonat-Wurzeln beider Gänge angefahren.

Sämtliche Gänge sitzen in den Konglomeraten und Sandsteinen des Oberrotliegenden auf und reichen bis in den überlagernden Kupferschiefer, Zechsteinkalk und -dolomit.

In der Umgebung der Grube Franziska wurden auf dem 120° streichenden, 72 bis 77° SSW einfallenden Kurprinz-Friedrich-Wilhelm-Gang, der auf 900 m Länge nachgewiesen ist, in zwei Stollen und einem Schacht Kobalterze abgebaut. In den Jahren 1921 und 1967 wurden auf der Suche nach Schwerspat die alten Baue geöffnet, wobei nur unbedeutende Barytmittel (auf etwa 35 m streichende Länge) gefunden wurden. Zur Teufe vertaubt der Gang rasch.



Abb. 20. Der Bühl-Gang mit deutlich ausge-
prägtem Salband und Nebengesteins-Schollen. –
Grube Franziska, II. Tiefbausohle, am östlichen
Feldort.

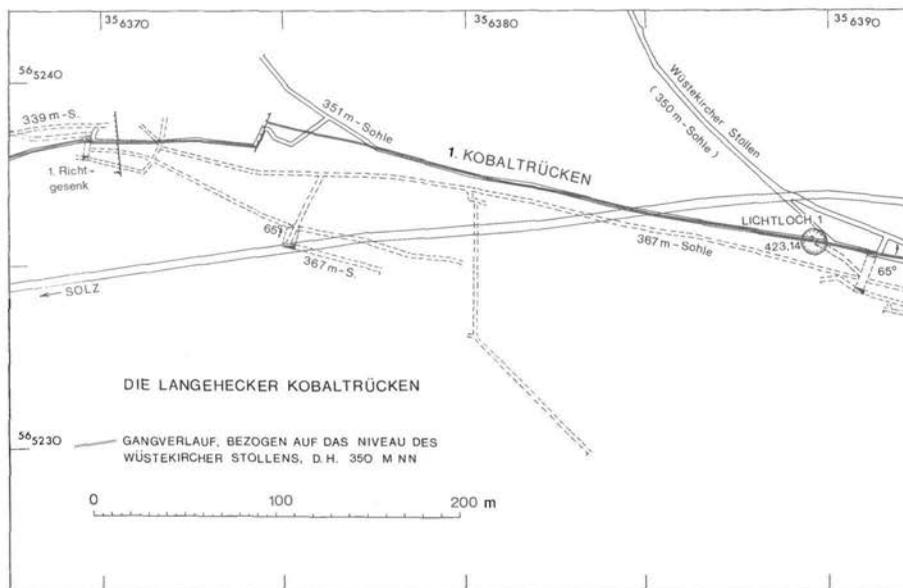


Abb. 21. Die Langehecker Kobaltrücken. Grundriß.

Südlich der Grube Franziska liegen im Rotliegenden die durch einen Schacht und den Wolfsberg-Stollen des Kobaltbergbaus untersuchten Wolfsberger Gänge. Sie ziehen nach Osten weiter zum Eckhartsberg nordöstlich Imshausen. Dort wurde der 110° streichende Eckhardsberger Kobaltrücken durch einen 220 m langen Versuchsstollen und einen Schacht Anfang des 19. Jahrh. auf Kopalterze untersucht. Um 1930 baute die Richelsdorferhütte hier Baryt ab, um 1965 wurde der Gang durch einen Tagebau restlos abgebaut. Der Baryt keilt zur Teufe rasch aus und hatte seine maximalen Mächtigkeiten dicht unter dem überlagernden Zechstein. Dort fand man auch die Nester von Kobalterzen. Der Gang selbst versetzt Zechsteinkalk (im N) gegen Rotliegendes (im S).

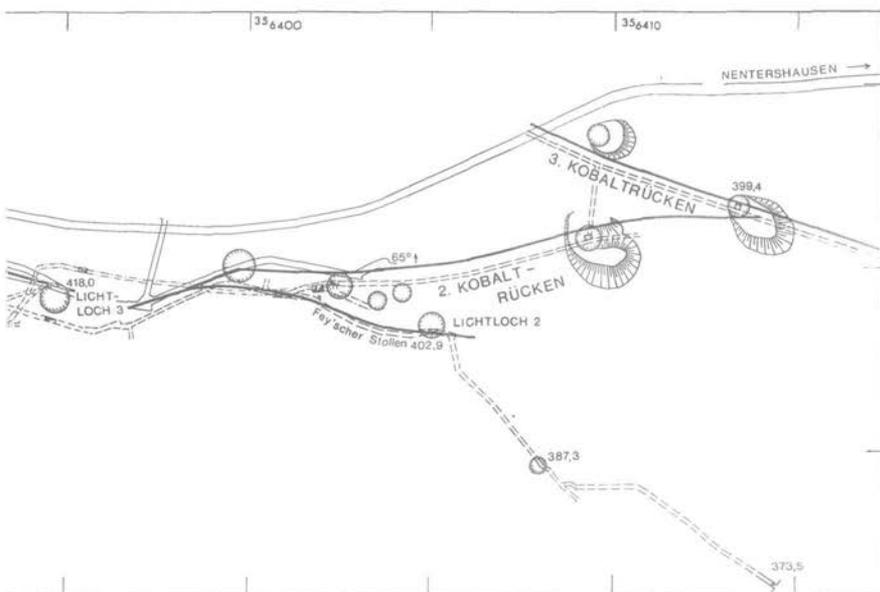
In der an der Straße Iba-Bauhaus gelegenen Kupferschiefergrube Wolfsberg waren auf zwei W-E bzw. NW-SE streichenden Kobaltrücken Barytmittel angetroffen worden. Von 1953-1955 wurden dort 7904 t Schwespat gefördert.

Die Langehecker Kobaltrücken südwestlich Nentershausen

Auf den beiden Langehecker Kobaltrücken, die durch ein Diagonaltrum miteinander verbunden sind, wurde im Bereich des Kupferschiefers intensiver Kobaltbergbau getrieben. Diese Arbeiten erstreckten sich auf dem 1. Rücken auf 450 m Länge, auf dem 3. Rücken sogar auf 1000 m Länge.

1750-1820 Blütezeit des Kobaltbergbaus, vor allem auf dem 1. Rücken.

um 1840-1847 Untersuchung der Gänge durch den Feyschen Stollen von Süden (Mundloch bei 381,5 m) und den 340 m langen Wüstekircher Stollen von Norden her (Mundloch bei 350 m NN). Ausbau des Lichtlochs 1 zu einem 45 m tiefen Förderschacht. Reiche Erzanbrüche fanden sich 200-300 m westlich der Abzweigung des Wüstekircher Stollens. Sie wurden durch einen Unterwerksbau (25 m unter der Stollenssohle) gewonnen.



- 1851 Letzter Kobalierz-Abbau oberhalb des Wüstekircher Stollens.
- 1922 Aufwältigung des Wüstekircher Stollens zwecks Untersuchung des Baryts. Von einer Förderung ist nichts überliefert.
- 1965–67 Die Deutsche Baryt-Industrie förderte vom 1. und 2. Kobaltrücken über den Wüstekircher Stollen 3606 t Schwerspat ab.

Anlässlich der Wiederaufwältigung der alten Baue ermittelte man auf dem 60–65° NNE einfallenden 1. Kobaltrücken nur geringe Baryt-Mächtigkeiten (durchweg unter 0,5 m). Der als Diagonaltrum aufzufassende 2. Kobaltrücken führte an seiner Schärung mit dem 1. Rücken auf 30 m Länge Baryt in bis zu 3,9 m Mächtigkeit. Auf dem 3. Kobaltrücken, der durch die bereits 1771 erwähnten „herrschaftlichen Schürfschächte“, einen 17 m tiefen Schacht, von diesem aus durch 100 m Strecken und einen Tagebau untersucht worden war, hat kein Baryt-Bergbau stattgefunden.

Dachsberger Kobaltrücken

Dieser Gang liegt in der südöstlichen Verlängerung des Vorkommens auf dem Oswaldkopf (südlich der Grube Münden). Er wurde am Zwetschengarten durch die Grube Langehecke-Ost im Tage- und Tiefbau abgebaut (Tage- und Tiefbau um 1911, um 1925, von 1959–1964). Das aus drei Linsen bestehende Vorkommen wurde bis zu seiner Quarzwurzel mittels eines 30 m tiefen Schachtes, eines 215 m langen Tagesstollens und auf einer Tiefbausohle restlos ausgebeutet.

Der Gang zieht nach Südosten weiter über den Kleinen Dachsberg, wo er in einem kleinen Tagebau und einem 1911 darunter getriebenen Stollen zwar 4–5 m mächtig wird, aber fast ausschließlich Quarz führt. Auf einem kurzen Barytmittel wurde ein 15 m tiefer



Abb. 22. Grube Dachsberg bei Nentershausen (1963). Das Lichtloch 17 des ehemaligen Kobaltbergbaus wurde zum Förderschacht umgebaut. Heute sind sämtliche Tagesanlagen verschwunden.

tonnlägeriger Schacht (mit 2 Strecken) abgeteuft, wobei in der engen Gangspalte nicht einmal Barytspuren angetroffen wurden.

Weiter südöstlich stößt man am Dachsberg bis an den Südrand der Gemeinde Bauhaus noch heute auf Spuren umfangreichen Kupferschiefer-, Kobalt- und Schwespatbergbaus: Dort arbeiteten einst 10 Förderschächte mit zwei langen Wasserlösungsstollen (Friedrich- und Carl-Stollen), deren 20 Lichtlöcher noch heute erkennbar sind. Baryt tritt in Form von 15–50 m langen Linsen auf dem Dachsberger Kobaltrücken auf, die durch taube Zonen von 50 m Länge getrennt werden.

Es folgt ein Überblick über den Bergbau auf dem Dachsberger Kobaltrücken.

1750–1820 Blütezeit des Kobaltbergbaus.

um 1880 Erste Baryt-Versuchsarbeiten durch Fa. Fleitmann & Witte (Iserlohn).

1888 Barytabbau unter Egon von Verschner. Das Lichtloch 17 wurde aufgewältigt, zwei 20 bzw. 24 m tiefe Gesenke unter die Sohle des Friedrichstollens geteuft. Baryt wurde in bis 2 m Mächtigkeit angetroffen.

1890 Fa. Krummhoff teufte den 55 m tiefen Schacht Dachsberg 1 (an der alten Straße Nentershausen–Triesch) ab, kam aber in Quarz und verbrochene Baue des Kobaltbergbaus. Vom Schacht 3 aus wurde bis 20 m unter die Sohle des Friedrichstollens auf mehreren Trümmern Baryt abgebaut (Abbauhöhe 45 m). Das Lichtloch 17 wurde 24 m vertieft, 4 Baryt führende Trümer wurden hier gebaut.

1922–1928 Nachlesebergbau in der Umgebung des Schachts Dachsberg 1. Der Gang wurde auf 310 m Länge verfolgt, wobei 4 Linsen von Baryt (bis 4 m mächtig) von jeweils 20–50 m Länge festgestellt wurden.

1956–1967 Kostspielige Aufwältigungs- und Versuchsarbeiten durch die Deutsche Baryt-Industrie. Ausgehend vom 78 m tiefen Schacht (ehemals Lichtloch 17) wurden der Dachsberger Kobaltrücken, der König- und Johannes-Gang sowie kleinere „Kobaltwechsel“ untersucht. Danach wurde der Schacht auf 118 m vertieft (Abb. 22). Von dort wurde eine Tiefbausohle nach NW im Gang aufgefahren.

1967 Da keine bauwürdigen Reserven nachgewiesen wurden, wurde das Bergwerk aufgelassen.

Der Dachsberger Kobaltrücken und seine beiden Nebengänge erwiesen sich als relativ geringmächtig und weitgehend verquarzt. Geringe Barytmittel wurden lediglich im Bereich des Kupferschiefers angetroffen; ihre Gewinnung war auf eine Teufenerstreckung von etwa 15 m möglich.

Von 1960–1967 wurden auf der Grube Lange Hecke-Ost (einschließlich alter Halden) 16005 t, auf Dachsberg 1456 t Baryt (roh) gefördert. Seit ihrem Bestehen dürften die Gruben insgesamt 18000 t (Lange Hecke-Ost) und 15000 t (Dachsberg) geliefert haben.

Die Herzberger Gänge

Die Herzberger Gänge streichen zwischen Nentershausen und Bauhaus am Nordhang des Herzbergs zutage aus. Dort setzte der Bergbau mit Tagebauen und kleinen Stollen zunächst ein. 1895 wurde von der Richelsdorferhütte mit dem Vortrieb des Gertruden-Stollens begonnen. Die Deutsche Baryt-Industrie trieb 1924–1925 von diesem aus einen 132 m langen erfolglosen Untersuchungsquerschlag zu einem 90 m weiter südlich gelegenen Gang, der beim Kupferschieferabbau gefunden worden war. 1967 wurde nach erneuten erfolglosen Versuchsarbeiten die Grube aufgelassen.

Baryt tritt auf dem auf 700 m Länge durch Schächte und den Gertruden-Stollen untersuchten Gang in 6 jeweils 20–50 m langen Linsen auf. Maximale Baryt-Mächtigkeiten von 4 m lagen in den Tagebauen im Bereich des Kupferschiefer-Flözes. Mit dem Eintritt in den Zechsteinkalk verengte sich die Gangspalte rasch. Der Südflügel des 60–80° S einfallenden Ganges ist abgesunken.

In einem in 445 m Höhe NN angesetzten Kobalterz-Stollen ist auf einem südlich des Herzberger Ganges verlaufenden Gang versuchsweise Baryt abgebaut worden. Dieser Gang stellt wahrscheinlich die nordwestliche Fortsetzung des Hohesüßer Kobaltrückens dar. Einen Blick in die alten Baue, die von durch Nickel- und Kobaltblüte grünlich bzw. rötlich verfarbtem Kalksinter überzogen sind, zeigt Abb. 23.



Abb. 23. Mit Kalksinter überzogene alte Baue in einem Stollen auf dem südlichen Nebengang des Herzberger Ganges. – Herzberg, Nordwesthang.

Die Gänge bei Süß und Bauhaus

Nördlich und nordwestlich Süß wurde auf mehreren Gängen umfangreicher Kobaltbergbau getrieben. Es waren (von NE nach SW) die Neue Seegener Gänge, der Hohesüßer und der Wechselschachter Kobaltrücken. Nördlich Bauhaus wurde auf dem Wilhelmer und Dorotheer Hauptrücken, dem Friedrichs-Rücken und östlich Bauhaus auf dem Kurfürst-Rücken gebaut.

Bis 1962 wurde nördlich Süß von der Richelsdorferhütte Schwerspatabbau betrieben. In Förderung standen die Gänge im Neue Seegener Revier, das vom Hasselfeld-Stollen aus durch einen 400 m langen Querschlag erschlossen war. 1961 waren zwei dieser Gänge bereits abgebaut, zwei standen in Förderung. Nach praktisch restloser Gewinnung des Baryts wurde der Bergbau eingestellt. Noch 1951 hatten dort 37 Bergleute gearbeitet.

Von Bedeutung für den Kobaltbergbau waren der Hohesüßer und Wechselschachter Kobaltrücken, die durch den Wechselschachter Tagesstollen, den Wechselschacht und die Schächte Philippine, Hohesüß 1 und 2, Wacholderburg sowie Morgenröte erschlossen waren.

Kleinere Vorkommen bei Nentershausen

Neben diesen Vorkommen, die zu länger anhaltendem Bergbau Anlaß gaben, kennt man aus der Umgebung von Nentershausen kleinere, nur kurze Zeit untersuchte Gänge. Sie werden hier beschrieben, da sich gerade auf ihnen heute noch sichtbare Aufschlüsse finden.

Auf dem Gipfel des Oswaldkopfes (1,5 km südwestlich Nentershausen) wurde im Rotliegenden ein 0,7–1,3 m mächtiger Barytgang erschürft, der von NW her durch einen Stollen untersucht wurde.

Am Südwestrand von Nentershausen wurde an der Nordostseite des Ölbergs ein 55–60° NE einfallender Gang um 1910 durch einen Eschweger Zahnarzt durch zwei Stollen und drei Versuchsschächte untersucht. – An der Südwestseite dieses Berges (westlich des Forstamts) sind im Rotliegenden zwei Gänge durch zwei Stollen sowie drei Stollen untersucht worden. In einem der beiden Stollen auf dem 65–70° NE einfallenden Gang sind drei jeweils 6–9 m lange, maximal 1 m mächtige Barytmittel sichtbar. Der Gang zerschlägt sich in nordwestlicher Richtung und führt neben Baryt und Quarz auch (jüngeren) Haematit sowie Malachit.

Südöstlich der Burg Tannenberg ist der Verlauf von zwei NW–SE bzw. NNW–ESE verlaufenden Gängen durch zahlreiche, aus der Zeit des Kobaltbergbaus herrührende Schachtpingen, kleine Tagebaue und Stollen bis zum Hasselfeld-Stollen nördlich Süß zu verfolgen. Die beiden Gänge scharen sich offenbar 400 m südöstlich der Burg. Dort wurde 1912 in einem Versuchsschacht und Schürfen 1 m Baryt ermittelt. Auch weiter südöstlich wurde – vor allem dort, wo der Gang übertage Zechstein und Rotliegendes gegeneinander versetzt – verschiedentlich nach Baryt gesucht. In einem 75 m langen Stollen am Weg zwischen den Forstteilungen 48 und 52 arbeitete die Deutsche Baryt-Industrie zuletzt 1925. Der Gang fällt dort 60° S bis seiger ein. Nur an einer Stelle ist der Baryt in 2,1 m Mächtigkeit sichtbar (grobblättriger Baryt und jüngerer, weißes bis bräunliches Carbonat), sonst sind die Mächtigkeiten bedeutend geringer. – Auf einem 75–100 m weiter südlich verlaufenden Parallelgang stehen an einem Schacht und zwei Stollen des Kobaltbergbaus bis 1 m Baryt an. Auch östlich der nach Süß führenden Straße liegen große Halden aufgelassener Kobaltbergwerke.

Zur Mineralisation der Gänge im Richelsdorfer Gebirge

Die Mineralisation ist recht einheitlich und der der Gänge im Südwestharz und der „Rücken“ in der Mansfelder Mulde recht ähnlich. Allgemein überwiegt Schwerspat, auf einigen Gängen spielen auch Kalkspat und Quarz – zur Teufe zunehmend – eine mengenmäßige Rolle.

Zu Beginn der Mineralisation wurde auf einigen Gängen das Nebengestein von Carbonaten durchtrüert, gefolgt von einer Verkieselung. Der folgende Schwerspat tritt in zwei bis drei Generationen auf. Auf Grube Franziska und den benachbarten Vorkommen ist der Ältere Baryt meist weiß, der Jüngere Baryt rötlich, seltener grünlich gefärbt. Dort folgt ein Jüngerer Kalkspat (vor allem auf dem Erdfelder Gang), der zur Teufe mengenmäßig stark zunimmt.

Auf Grube Münden ist dagegen der Ältere Baryt rötlich gefärbt, wie aus Beobachtungen von R. THIENHAUS (1940) und Grubenakten hervorgeht. Brekziöser roter Baryt wird durch weißen verkittet; roter Baryt ist mit dem Nebengestein fest verwachsen, während der weiße Baryt in der Gangmitte auftritt; Trümer von weißem Baryt durchsetzen rötlichen Baryt. Zur Teufe und zu den Gangenden soll der rötliche Baryt zugenommen haben.

*Die Älteren Carbonate sind meist weiß gefärbt, die jüngeren auch lichtgrau oder bräunlich.

Jüngere Verquarzung verdrängte den Baryt oft noch im Bereich des Kupferschiefer-Flözes.

Bauwürdige Mächtigkeiten kamen auf den großen Gängen (Gruben Münden, Franziska, Dachsberg) vereinzelt bis 40 m unter dem Kupferschiefer-Flöz vor, meist reichen sie aber nur bis 20 oder 30 m unter die Zechstein-Basis. Besonders günstig und standfest waren als Nebengestein die Konglomerate des Oberrotliegenden und der Zechsteinkalk; in den tonigen Sandsteinen des Rotliegenden und den Auslaugungsrückständen des Werra-Anhydrits sowie dem vielfach grusig zersetzten Zechsteindolomit sind die Gangspalten nur schmal und verästelt. Größere Mächtigkeiten wurden mehrfach an Scharungen mit ablaufenden Trümmern beobachtet.

An den Gangspalten fanden mehrfach tektonische Bewegungen statt. THIENHAUS (1940) beschreibt am und im Martlingeröder Gang Schollen von „wird gelagertem und teilweise zerquetschtem“ Kupferschiefer, Letten (Auslaugungsrückstände) und Dolomit. Ähnliche Beobachtungen teilte HEUSER (1819) vom Eckhardsberger Kobaltrücken mit.

Systematische geochemische Untersuchungen der Baryte liegen nicht vor. Lediglich Analysen von Einzelproben sind vorhanden. Relativ hoch sind die SrSO_4 -Gehalte von rosa bzw. lichtgrau gefärbtem jüngerem Baryt der Grube Franziska (Bühl-Gang, Abbau am Schacht unter der 1. Tiefbausohle) mit 6,5 bzw. 5,45%. Auch der Durchschnittsgehalt einer größeren Probe aus einem südwestlichen Nebengang des Dachsberger Kobaltrückens (Stollen 170 m südlich Schacht Langehecke-Ost) liegt mit 5,76% SrSO_4 relativ hoch. Auch eine Probe vom Schacht in der Forstabteilung 48 südöstlich Burg Tannenberg ergab mit 4,5% SrSO_4 einen relativ hohen Wert.

Diese leider nur wenigen Werte fügen sich in die bei systematischen Untersuchungen auf den Gängen bei Albugen gemachten Beobachtungen ein, wonach die SrSO_4 -Gehalte zur Gangwurzel und -mitte zunehmen und in den jüngeren Generationen relativ hoch sind (über 5%).

Die Rotfärbung des Baryts erklärt sich nicht allein durch einen erhöhten Eisengehalt. Eine Probe von rötlichem Baryt der Grube Franziska (Bühl-Gang, Abbau unter der 1. Tiefbausohle in der Nähe des Förderschachts) ergab nur 0,17% Fe und 0,06% Mn gegenüber 0,31% Fe und 0,09% Mn in lichtgrauem Baryt aus dem gleichen Abbau. Die rötliche Färbung erklärt sich wahrscheinlich durch das Auftreten von feinschuppigem Haematit im rötlichen Baryt, während das Eisenoxid im weißen Baryt feinverteilt auftritt.

Die früher abgebauten *Kobalterze* waren in den letzten Jahren des Schwespatbergbaus – sieht man von Überzügen und feinen Adern von Nickel- und Kobaltblüte im Baryt, Nebengestein sowie Kalksinter (in alten Bauen) ab – nirgends aufgeschlossen. Diese Vorkommen können als praktisch abgebaut angesehen werden.

Die im weißen Baryt in Nestern, auf Spaltflächen und in Kristallzwickeln auftretenden Kobalt- sowie Nickelerze – vor allem Rotnickelkies, Gersdorffit, Rammelsbergit-Safflorit und Speiskobalt – wurden fast ausschließlich im Bereich der durch die Gangstörung versetzten Teile des Kupferschiefer-Flözes aufgefunden. Seltener traten sie auch einige Meter darüber und darunter auf. Ihr Ursprung ist umstritten. Auf einigen Gruben war der Kupferschiefer in Gangnähe „außerordentlich erzarm und ausgelaugt“. Einige Autoren bringen die Ausfällung der Erze in Verbindung mit topomineralischen Reaktionen mit dem Bitumen des Kupferschiefers. Übereinstimmend sehen alle Autoren in den Kobalt- und Nickelerzen recht junge Bildungen.

Die *Kupfererze* (Kupferkies, Kupferglanz, Malachit) sowie Pyrit, Markasit und Haematit sollen gleichfalls jung sein. Mengenmäßig treten sie sehr zurück.

Die Entstehung der Gänge erfolgte nach dem Zechstein und nach Ansicht der meisten Autoren im Tertiär. Die Gänge sind gelegentlich – so auf Grube Franziska – durch N-S gerichtete Störungen um Beträge von bis zu mehreren Metern versetzt.

Zugängliche Aufschlüsse auf den Gängen des Richelsdorfer Gebirges

Die meisten Grubenaufschlüsse im Richelsdorfer Gebirge sind heute unzugänglich, sämtliche Schächte sind verfüllt.

Instruktive Beispiele für die aus dem Kobaltbergbau herrührenden Pingenzüge und Halden bieten die Langehecker Kobaltrücken und der Dachsberger Kobaltrücken (mit den Lichtlöchern der langen Wasserlösungsstollen).

Auf dem Herzberger Gang sowie dem südlich verlaufenden Nebengang sind auf der Höhe des Herzbergs (südlich der Märchenhütte) und am Hang Schwerspat, Kupferschiefer und Zechsteinkalk in Tagebauen, kleinen Stollen und Weganschnitten sichtbar.

An der Südwestseite des Ölbergs und 750 m südöstlich der Burg Tannenberg zeigen die auf der Seite 282 erwähnten Stollen die linsenförmige Ausbildung der dort unbauwürdigen Baryt-Mittel. In den Forstabteilungen 47 und 48 beiderseits der Straße Nentershausen-Süß zeigen Stollen (mit Baryt-Ausbissen) und Schachthalden den Verlauf der vorwiegend auf Kobalterz gebauten Gänge.

Nordöstlich Bauhaus werden Schachthalden gelegentlich für den Wegebau genutzt und sind dann frisch angeschnitten.

Bei Imshausen sind an Pingens der Wolfsberger Gänge (Abb. 18) und auch am Nordwesthang des Eckhartsberges Gangausbisse sichtbar.

Nicht unerwähnt bleiben sollen die in den Museen in Kassel (Naturkunde-Museum) und Rotenburg/Fulda gezeigten Mineralien, Gesteine und Fossilien aus dem hier beschriebenen Gebiet.

Schriftenverzeichnis

- BEYRICH, E. & MOESTA, Fr. (1876): Geol. Spezialkarte von Preußen 1:25000, Bl. Sontra mit Erläuterungen; Berlin.
- CANCRINUS, F. L. (1767): Beschreibung der vorzüglichsten Bergwerke in Hessen, in dem Waldeckischen, an dem Harz usw. – 430 (+6) S., 11 Taf., Frankfurt/Main. Neuauflage (m. Nachwort v. G. SEIB), Kassel (Hamacher) 1971.
- GUNDLACH, H. & STOPPEL, D. (1966): Zur Geologie und Geochemie der Schwerspatlagerstätten im Unterwerra-Grauwackengebirge. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**, 310–337, 22 Abb., 5 Tab., Taf. 19–20, Wiesbaden (dort weitere Literatur).
- GUNDLACH, H., STOPPEL, D. & STRÜBEL, G. (1972): Zur hydrothermalen Löslichkeit von Baryt. – N. Jb. Miner., Abh. **116**: 321–338, 4 Abb., 4 Tab., Stuttgart.
- HEUSER, A. (1819): Versuch einer geognostischen Beschreibung der im Richelsdorfer Gebirge aufsezzenden Gänge und sogenannten Veränderungen. – Mineral. Taschenbuch f. 1819, 1. Abt., Abh., 311–437, Frankfurt/Main (J. Chr. Hermann).
- HOLLAND, H. D. (1967): Gangue Minerals in Hydrothermal Deposits. – in: BARNES, H. L. (Ed.): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits: 382–436, 36 Abb., 2 Tab., New York etc. (Holt, Rinehart & Winston Inc.).
- SEIB, G. (1960): 500 Jahre Bergbau im Richelsdorfer Gebirge 1460–1960. – 75 S., Nentershausen.
- THIENHAUS, R. (1940): Die Schwerspatgänge des Richelsdorfer Gebirges. – Z. angew. Mineral., **3**, 21–52, 16 Textfig., Berlin.
- WERNER, C.-D. (1966): Die Spatlagerstätten des Thüringer Waldes und ihre Stellung im Rahmen der saxonischen Metallprovinz Mitteleuropas – Versuch einer regionalen Synthese. – Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., B, Miner. Lagerstättenf., **11**, H. 1, 5–45, 3 Abb., 1 Tab., Berlin.

Quellen

Berichte und Grubenbilder im Archiv der Deutschen Baryt-Industrie, Bad Lauterberg (Autoren: BRUNNER, DONATH, KÜHNHOLD, SCHUBERT, WOLTER).

Weitere Schriften

- BÄRTLING, R. (1911): Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands. – 188 S., 19 Abb., Stuttgart (Enke).
- BERG, G. & FRIEDENSBURG, F. (m. Beitr. v. G. BREISCH & K. HORALEK) (1944): Nickel und Kobalt. – Die mineralischen Rohstoffe, 6, 280 S., 28 Abb., Stuttgart (Enke).
- GUNZERT, G. (1961): Über das selektive Auftreten der saxonischen Schwerspatlagerstätten in Deutschland. N. Jb. Mineral., Mh., 25–53, 6 Abb., Stuttgart.
- MESSER, G. (1955): Kupferschiefer, Sanderz und Kobaltrücken im Richelsdorfer Gebirge. – Hess. Lagerstättenarchiv, 3, 125 S., 39 Abb., 19 Tab., 29 Taf., Wiesbaden.
- STOPPEL, D. & GUNDLACH, H. (1968): Die Schwerspatvorkommen im Unterwerra-Grauwackengebirge und Richelsdorfer Gebirge. – V.F.M.G., Sonderh. 17, 139–147, 8 Abb., 1 Tab., Heidelberg.
- WERNER, C.-D. (1958): Geochemie und Paragenese der saxonischen Schwerspat-Flußspat-Gänge im Schmalkaldener Revier. – Freiburger Forschungshefte, C 47, Berlin.

GEOLOGISCHE KARTE

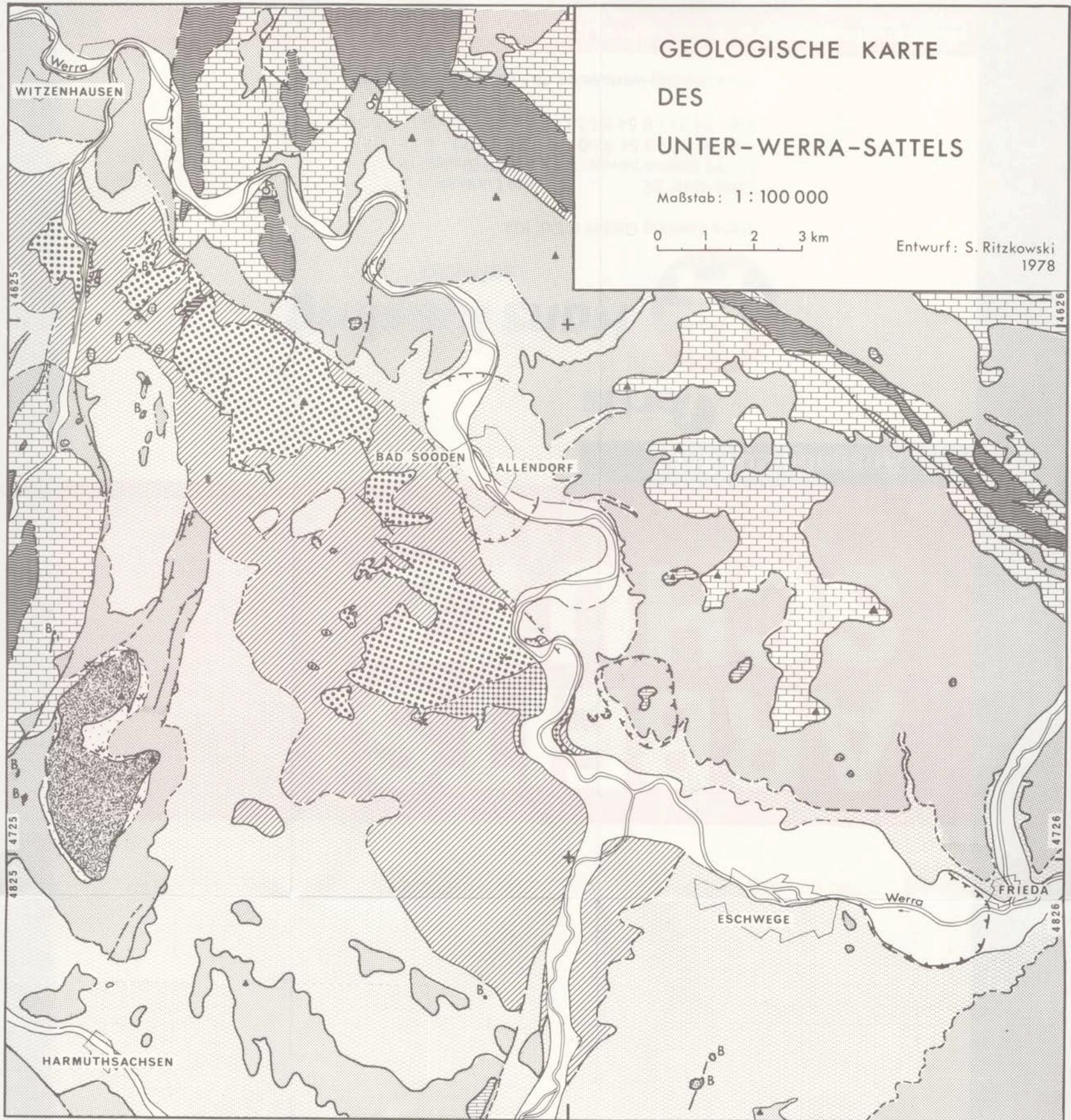
DES

UNTER-WERRA-SATTELS

Maßstab: 1 : 100 000

0 1 2 3 km

Entwurf: S. Ritzkowski
1978



- | | | |
|-----------------------------------|----------------------|--------------------------|
| Keuper | Rotliegendes | Störung, sicher vermutet |
| Muschelkalk | Werra-Grauacke | Subrosion, Erdfall |
| Mittlerer u. Oberer Buntsandstein | Alburger Paläozoikum | Talau |
| Unterer Buntsandstein | Tertiär | Basalt |
| Zechstein | ehem. Bergbau | |