

Abb. 1. Vereinfachtes Schema der Zonen der Stoßwellenmetamorphose (Stufen I–IV, vgl. Tabelle 1) kristalliner Gesteine beim Einschlag eines großen Meteoriten. Zeichnung in Anlehnung an die Berechnungen von DAVID (1966) für das Nördlinger Ries. Druck- und Temperaturangaben nach den im Text angegebenen experimentellen Untersuchungen an Quarz und Feldspat.

Temperaturbeanspruchung ausgebildet, in welchen die Minerale der Gesteine unterschiedliche Veränderungen durch Druck und Temperatur erfahren. Es handelt sich dabei um mechanische Deformationen und Phasenumwandlungen, die über Höchstdruck- und Schmelzphasen bis zum gasförmigen Zustand führen (Abb. 1).

Kenntnis über die Art und den Mechanismus dieser Veränderungen der primären Gesteine durch die dynamische Druckbeanspruchung erhalten wir in erster Linie aus mikroskopischen, röntgenographischen und physikalischen Untersuchungen der Bestandteile der Kraterauswurfsmassen.

Im Nördlinger Ries zeigen insbesondere die Einschlüsse kristalliner Gesteine, die dem variszischen Grundgebirge entstammen, innerhalb der Auswurfbreccien (Suevit, Bunte Breccie, Kristallin-Breccie) Zeichen einer charakteristischen sog. Stoßwellenmetamorphose. Die einzelnen Fragmente des kristallinen Grundgebirges lassen sich auf Grund ihres Beanspruchungsgrades Stufen oder Zonen einer progressiven Stoßwellenmetamorphose zuordnen. Diese Stufen sind durch den Umwandlungsgrad der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale charakterisiert, insbesondere der Gerüstsilikate Quarz, und Feldspat (STÖFFLER 1965, 1966). Der Vergleich mit experimentellen Untersuchungen über das Verhalten gesteinsbildender Minerale gegenüber Stoßwellen, bei welchen im Gegensatz zur Natur Druck und Temperaturbedingungen relativ genau berechnet werden können, erlaubt eine Zuordnung der Stufen der Stoßwellenmetamorphose zu bestimmten Druck/Temperaturwerten (ENGELHARDT und STÖFFLER 1966, STÖFFLER 1967, Tabelle 1). Ein ähnliches Schema der progressiven Stoßwellenmetamorphose hat CHAO (1966 b, 1967, 1968) entworfen, welches auf einer Einteilung in 7 Stufen beruht, nach denen die einzelnen Mineralien, nicht das Gesamtgestein, klassifiziert werden. Bei den Stoßwellenexperimenten, welche der Korrelierung bestimmter

mechanischer Deformationserscheinungen und Phasenumwandlungen zu bestimmten p-T-Werten zugrunde liegen, handelt es sich im wesentlichen um zwei Arten:

1. Experimente zur Bestimmung des thermodynamischen Zustandsverhaltens der Minerale bei dynamischer Kompression und Expansion, d. h. die Messung der sog. Rankine-Hugoniot-Beziehungen und/oder der Entspannungsdiabaten (WACKERLE 1962, McQUEEN, FRITZ und MARSH 1963, AHRENS und GREGSON 1964, AHRENS und ROSENBERG 1966, AHRENS, PETERSEN und ROSENBERG 1968, AHRENS, ANDERSON und RINGWOOD 1968).
2. Experimente mit nachfolgender mineralogischer Untersuchung des beanspruchten Materials (recovery experiments): DE CARLI und JAMIESON 1959, DE CARLI und MILTON 1963, 1965, SHORT 1966, MÜLLER und DEFORNEAUX 1968, HÖRZ 1968, MÜLLER und HORNEMANN 1969).

## 1.2. Stufen der Stoßwellenmetamorphose (s. Tabelle 1)

Tabelle 1

Schematische Darstellung der Stufen einer progressiven Stoßwellenmetamorphose quarz- und feldspatführender Kristallingesteine mit Angabe von Druck- und Temperaturgrenzen (im wesentlichen nach STÖFFLER 1966, 1967 und ENGELHARDT und STÖFFLER 1966). Druck- und Temperaturwerte nach den im Text angegebenen experimentellen Untersuchungen an Quarz und Feldspat; Werte für die Obergrenze der Stufe IV nach DAVID (1966).

Stufe	Druck in der Stoßfront in kilobar	Resttemperatur nach der Druckentlastung in °C	Kennzeichen der Stoßwellenmetamorphose an Hand der Indikatorminerale Quarz und Feldspat	Erscheinungsform des Gesteins im Kraterauswurf
I	~ 100	~ 100	Diaplektische Kristalle mit planaren, kristallographisch orientierten Deformationsstrukturen (isotrope Lamellen) und erniedrigter Dichte, Licht- und Doppelbrechung. Stishovit in Quarz	Primärgefüge erhalten, jedoch starke Kataklase
II	~ 350	~ 250	Diaplektische Gläser pseudomorph nach primären Kornformen. Coesit und Stishovit in diaplektischem Quarzglas	Primärgefüge erhalten, jedoch matt-trübe Erscheinung der Tektosilikate
III	~ 500	~ 1200	Normales Feldspatglas mit Blasen und Fließstrukturen. Diaplektisches Quarzglas. Coesit (und teilweise Spuren von Stishovit) in diaplektischem Quarzglas	Primärgefüge durch partielle Schmelzung teilweise verwischt, poröse bis hochporöse Textur
IV	~ 600	~ 2000	Totale Aufschmelzung aller Mineralphasen und Vermischung der Schmelzen. Reste von isolierten Quarz- und Feldspatgläsern mit Blasen und Fließstrukturen	Primärgefüge völlig zerstört, aerodynamisch geformte Glasbomben
	~ 1000	~ 5000	Verdampfung	



Die Stufe I unserer Klassifizierung (Druckbereich: ca. 100 bis ca. 300 kbar, Temperatur nach der Druckentlastung: ca. 100—300° C) ist durch plastische Deformationen der Minerale Quarz und Feldspat, die zur Ausbildung von planaren Deformationsstrukturen parallel zu niedrig indizierten kristallographischen Flächen führen, gekennzeichnet: diaplektische<sup>2)</sup> Kristalle. Für die Stufe II (Druckbereich ca. 300—500 kbar, Temperatur nach der Druckentlastung: ca. 300—1300° C) ist die Isotropisierung von Quarz und Feldspat, d. h. die Umwandlung in optisch isotrope und röntgenamorphe Phasen weit unterhalb der Schmelzpunkte typisch: diaplektische Mineralgläser. Diese Umwandlung ist verknüpft mit der Bildung metastabiler Hochdruckmodifikationen des Quarzes, Coesit und Stishovit.

Gesteine der Stufen I und II zeigen keine Veränderung ihres Mineralgefüges. Die Stufe III (Druckbereich: ca. 500 bis ca. 650 kbar, Temperatur nach Druckentlastung ca. 1300 bis ca. 2300 kbar) wird im wesentlichen durch die Bildung von Schmelzen des Feldspates gekennzeichnet, wobei schlierige und blasenführende Gläser entstehen: normale Mineralgläser. Das Gesteinsgefüge wird zunehmend verändert, die Textur mehr und mehr porös. In der Stufe IV kommt es zu einer vollständigen Aufschmelzung des primären Gesteins, wobei inhomogene Gesteinsgläser gebildet werden (Druckbereich: ca. 650 bis ca. 1000 kbar (?). Temperatur nach der Druckentlastung: ca. 2000—5000° C). Die Genauigkeit der Druck- und vor allem der Temperaturangaben für bestimmte Umwandlungserscheinungen in heterogenen Gesteinen ist nicht sehr groß, da sie auf Grund von Experimenten im Labormaßstab an monomineralischen Gesteinen oder Einkristallen von den oben genannten Autoren berechnet wurden. Schätzungsweise muß mit Abweichungen bis zu 10 % und mehr gerechnet werden. Die Zahlenwerte liefern daher vorerst nur größenordnungsmäßige Anhaltspunkte.

Die Bedingungen einer progressiven Stoßwellenmetamorphose (dynamische Gesteinsmetamorphose) unterscheiden sich wesentlich von denen der normalen, endogenen Gesteinsmetamorphose, welche unter statischer Druckbeanspruchung stattfindet. Drucke und Temperaturen sind bei der dynamischen Metamorphose um ein Vielfaches, etwa zeh- bis hundertfach größer, ihre Einwirkungszeiten jedoch um einige Größenordnungen, d. h. etwa um den Faktor  $10^{-13}$  (!) geringer als bei der statischen Metamorphose.

Die Stoßwellenmetamorphose ist daher durch extrem hohe Geschwindigkeiten der Druckbeanspruchung und Druckentlastung und extreme Kurzzeitigkeit der Druckeinwirkung charakterisiert, welche einerseits zu einem ungewöhnlichen mechanischen Verhalten der Mineralphasen und andererseits zu stark ausgeprägten chemischen Ungleichgewichten bei Phasenumwandlungen führen.

Schmelzvorgänge oder Modifikationsumwandlungen in bestimmten Phasen verlaufen nicht nach den Gleichgewichtsbedingungen, die für die Phasenbeziehungen in heterogenen Mehrstoff- oder Einstoff-Systemen gültig sind, wie dies für die normale Gesteinsmetamorphose im allgemeinen charakteristisch ist.

Beispielsweise werden in Schmelzprozessen, die durch Stoßwellen hervorgerufen werden, eutektische Reaktionen nicht beobachtet. Weiterhin sind z. B.

<sup>2)</sup> Für die durch Stoßwellen ohne echte Schmelzung hervorgerufenen Veränderungen von Kristallarten wurde das Wort diaplektisch (von griechisch diaplesso = zerschlagen) vorgeschlagen (ENGELHARDT et al. 1967).



für die Bildung von Coesit und Stishovit durch dynamische Druckbeanspruchung von Quarz Drucke erforderlich, die den Phasengleichgewichten entsprechenden Bildungsdrucke um ein Mehrfaches übersteigen (vgl. STÖFFLER und ARNDT 1969, STÖFFLER 1970a).

### 1.3. Stoßwelleneffekte in den gesteinsbildenden Mineralen der Riesgesteine

Im folgenden wird versucht, die durch physikalische Meßmethoden insbesondere optische und röntgenographische Verfahren erkennbaren Veränderungen (mechan. Deformationen, Phasenumwandlungen) der gesteinsbildenden Minerale, welche nach der Stoßwellenbeanspruchung kristalliner Gesteine irreversibel oder metastabil erhalten bleiben, zu beschreiben. In manchen Fällen ist es möglich durch Vergleich mit Stoßwellenexperimenten an den entsprechenden Mineralen für bestimmte Umwandlungserscheinungen die ungefähren Druck- und Temperaturbedingungen anzugeben. Die meisten der beobachteten Umwandlungserscheinungen können nur durch Stoßwellen, nicht durch statische Druckbeanspruchung hervorgerufen werden und dienen daher als sichere Indikatoren für Stoßwellenprozesse in der Natur, d. h. für die petrographische Identifizierung von Meteoritenkratern.

#### 1.3.1. Quarz (Coesit, Stishovit)

Die allgemeine Verbreitung und seine Empfindlichkeit gegenüber der Wirkung von Stoßwellen machen den Quarz zu einem wertvollen Indikator der Stoßwellenmetamorphose. Beobachtungen an den durch Stoßwellen beanspruchten Riesgesteinen und an experimentell mit Stoßwellen bekannter Intensität behandelten Quarzkristallen und Quarzgesteinen haben das folgende Bild über die Veränderungen ergeben, welche der Quarz bei steigender Stoßwellenbeanspruchung erleidet (Beobachtungen an Riesgesteinen: ENGELHARDT und STÖFFLER 1965, ENGELHARDT, HÖRZ, STÖFFLER, BERTSCH 1966, ENGELHARDT und BERTSCH 1969. Allgemeine und experimentelle Arbeiten: DE CARLI und JAMIESON 1959, WACKERLE 1962, AHRENS und GREGSON 1964, AHRENS und ROSENBERG 1966, MÜLLER und DEFURNEAUX 1968, HÖRZ 1968, STÖFFLER und ARNDT 1969).

**Spitzendrucke unter etwa 100 kbar:** Die Quarzkörner enthalten neben unregelmäßig verlaufenden Brüchen ebene, kristallographisch orientierte Bruchflächen. Die meisten verlaufen parallel zu (0001) oder (10 $\bar{1}$ 1), einige auch nach (10 $\bar{1}$ 3) (Abb. 2). Die breiteren dieser ebenen Brüche erscheinen unter dem Mikroskop als ehemals offene Spalten, die jetzt mit sekundären Mineralen wie Quarz oder Montmorillonit gefüllt sind. Sie kommen geschart vor, mit einem gegenseitigen Abstand von meistens mehr als 20  $\mu$ .

**Spitzendrucke zwischen etwa 100 und etwa 400 kbar:** Quarzkörner, welche durch Stoßwellen dieses Druckbereichs beansprucht wurden, sind durch das Vorkommen sogenannter planarer Elemente gekennzeichnet, Deformationsstrukturen, wie sie von anderen z. B. von tektonisch beanspruchten Gesteinen nicht bekannt sind. Planare Elemente erscheinen unter dem Mikroskop als optische Diskontinuitäten, die in Scharen parallel zu kristallographischen Ebenen verlaufen. Sie durchsetzen die einzelnen Quarzkörner oft in mehreren, sich kreuzenden Scharen und überschreiten niemals die Korngrenzen. In den Riesgesteinen kann man mehrere Arten unterscheiden: **Dekorierte planare Elemente** sind mit feinen Einschlüssen besetzt, welche wahrscheinlich Hohlräume sind, die entweder leer oder mit Gas oder Flüssigkeit gefüllt sind (Abb. 3). **Nicht dekorierte planare Elemente** sind ebene Diskontinuitäten, die auch bei höchster Vergrößerung im Mikroskop nicht auflösbar sind. Wenn sie parallel zur Mikroskopachse verlaufen, erscheinen sie als feine dunkle Linien (Abb. 4). Da sie im allgemeinen bei gekreuzten Nikols und bei Phasenkontrastbeleuchtung deutlicher sichtbar sind als bei normaler Beleuchtung, handelt es sich wahrscheinlich um sehr feine Lamellen, die nach Lichtbrechung und optischer Orientierung von der Umgebung abweichen. Insofern sind sie wahr-



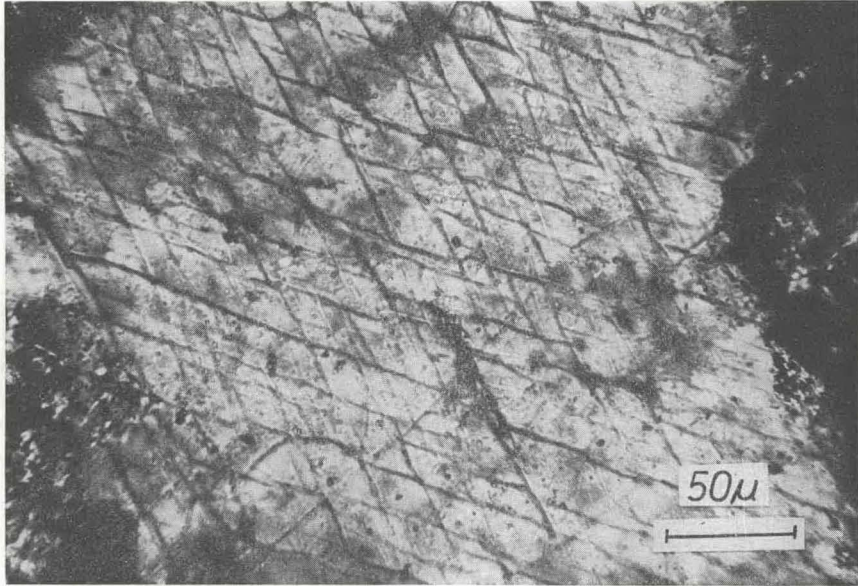


Abb. 2. Bruchflächen in Quarz nach  $(10\bar{1}1)$ . Aus einem Granit-Einschluß in der Bunten Breccie von Ronheim bei Harburg (S 614).

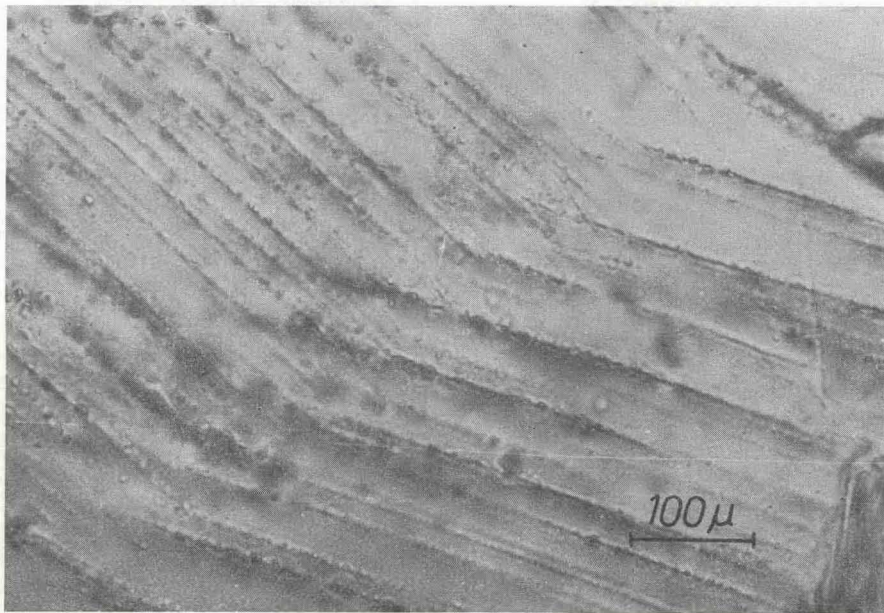


Abb. 3. Dekorierete planare Elemente in Quarz. Aus einem Gneis-Einschluß im Suevit von Zipplingen (S 379).



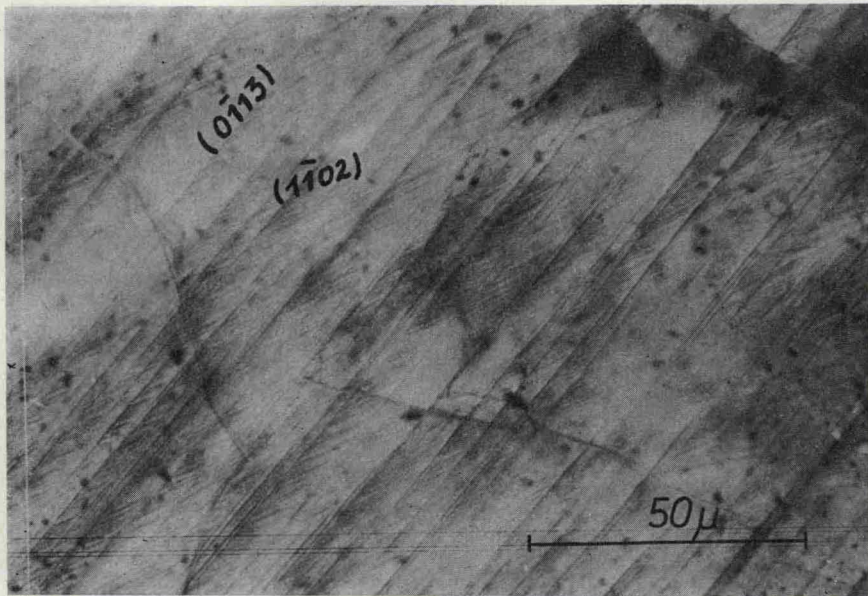


Abb. 4. Nicht-dekorierte planare Elemente nach  $(0\bar{1}13)$  und  $(1\bar{1}02)$  aus einem Gneis-Einschluß im Suevit von Bollstadt (B 7).

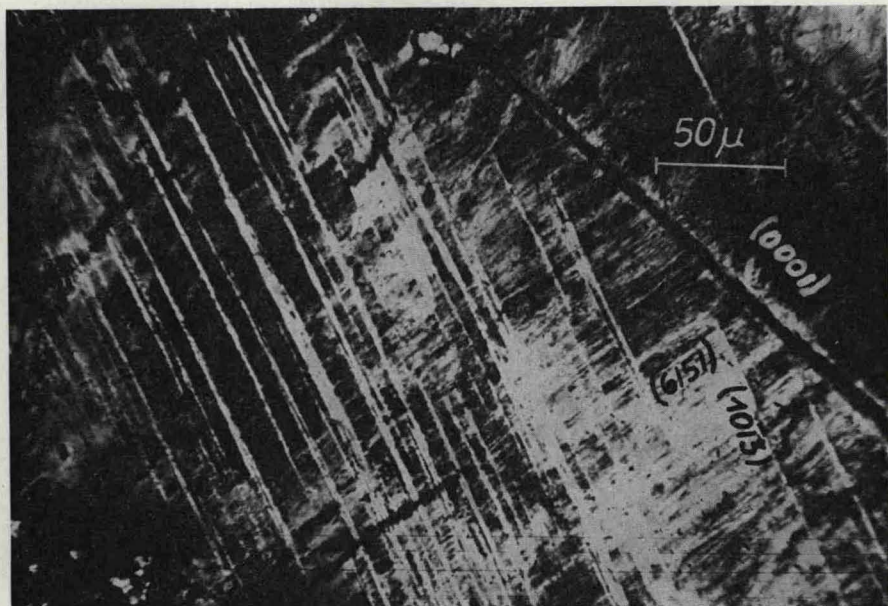


Abb. 5. Homogene Lamellen nach  $(10\bar{1}3)$ , planare Elemente nach  $(\bar{6}151)$  und Bruchfläche nach  $(0001)$  im Quarz aus einem Gneis-Einschluß im Suevit von Zipplingen (gekrenzte Polarisatoren) (S 349).



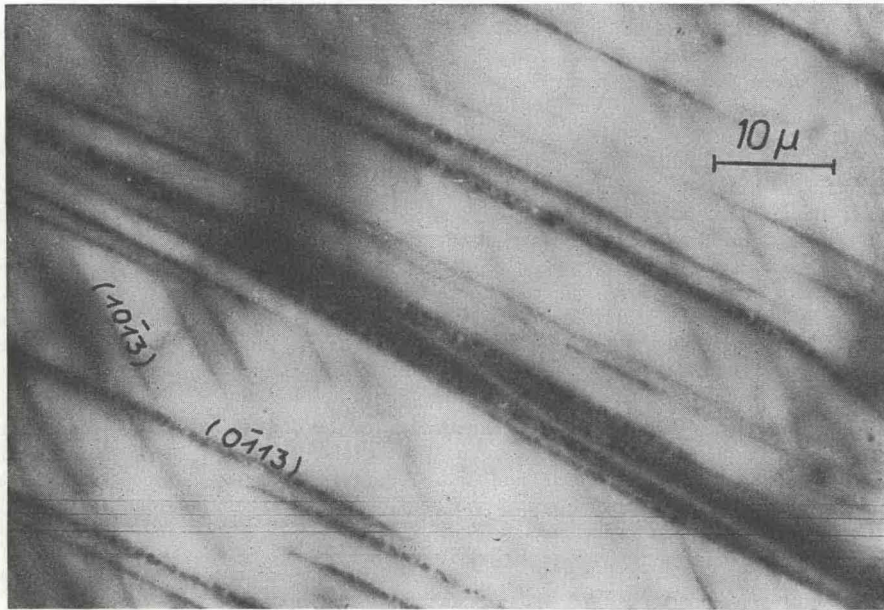


Abb. 6. Gefüllte Lamellen nach  $(10\bar{1}3)$  und  $(0\bar{1}13)$  im Quarz aus einem Gneis-Einschluß in der Kristallinbreccie von Appetshofen (S 289).

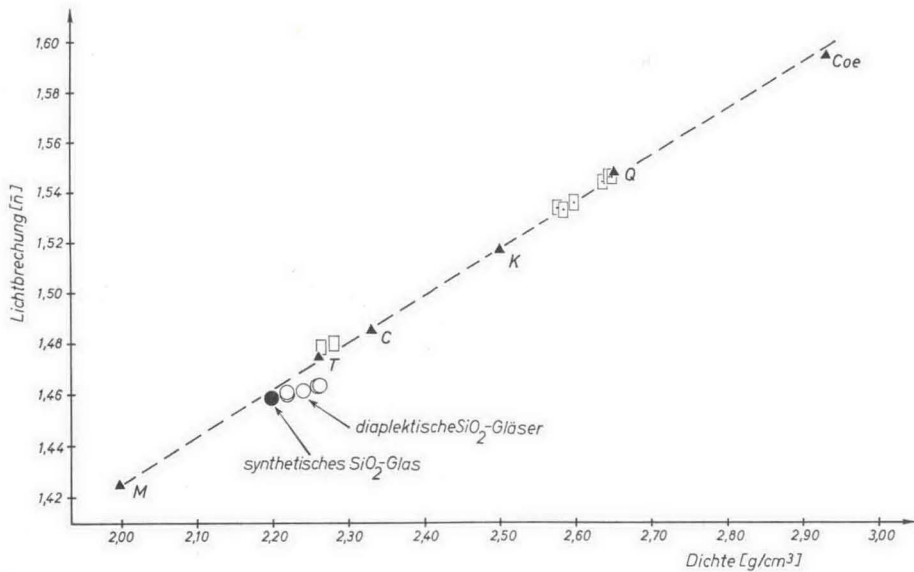


Abb. 7. Dichte und Lichtbrechung von diaplektischen Quarzen (Rechtecke) und Quarzgläser (Kreise).

M = Melanophlogit. T = Tridymit. C = Cristobalit. K = Keatit. Q = Quarz.  
Coe = Coesit.



scheinlich durch Übergänge mit den Homogenen Lamellen (Abb. 5) verbunden, planaren Elementen, welche unter dem Mikroskop eine Breite von wenigen  $\mu$  haben und sich durch niedrigere Lichtbrechung und Doppelbrechung vom umgebenden Quarz unterscheiden. Schließlich kommen selten auch noch Gefüllte Lamellen (Abb. 6) vor, das sind ebene Lamellen, die mit feinkörnigem kristallinem Material, wahrscheinlich Stishovit gefüllt sind.

Alle Arten planarer Elemente verlaufen parallel zu niedrig indizierten Ebenen des Quarzgitters. Am häufigsten sind solche nach (10 $\bar{1}$ 3). Bei höheren Spitzendrücken der Stoßwellen (nach den Experimenten bei Drücken über ca. 200 kbar) treten neben ihnen besonders häufig planare Elemente nach (10 $\bar{1}$ 2) auf. Weniger häufig sind Orientierungen nach (0001), (10 $\bar{1}$ 1), (11 $\bar{2}$ 2), 11 $\bar{2}$ 1), (21 $\bar{3}$ 1), (51 $\bar{6}$ 1), (10 $\bar{1}$ 0). Mit zunehmendem Spitzendruck der Stoßwelle vermehrt sich die Zahl der verschiedenen Systeme planarer Elemente, die ein einzelnes Korn durchsetzen, und vermindert sich der Abstand benachbarter Ebenen eines Systems. Im Mittel findet man in den Quarzkörnern stoßwellenbeanspruchter Riesgesteine 3 bis 10 Systeme nebeneinander. Maximal wurden 18 Systeme in einem Korn beobachtet. Die Abstände der einzelnen Ebenen eines Systems liegen meist zwischen 20 und 5  $\mu$ . Bei den höchstbeanspruchten Quarzen sind die Abstände so klein, daß man sie unter dem Mikroskop nicht mehr messen kann.

Alle Quarzkörner mit planaren Elementen haben geringere Lichtbrechung, Doppelbrechung und Dichte als normaler Quarz. Die gemessenen Werte überdecken den Bereich zwischen normalem Quarz und Quarzglas. Dichte und Lichtbrechung sind umso niedriger, je höher der Spitzendruck der einwirkenden Stoßwelle war und somit ein mindestens qualitativer Gradmesser für die Höhe der Stoßwellenmetamorphose (Abb. 7).

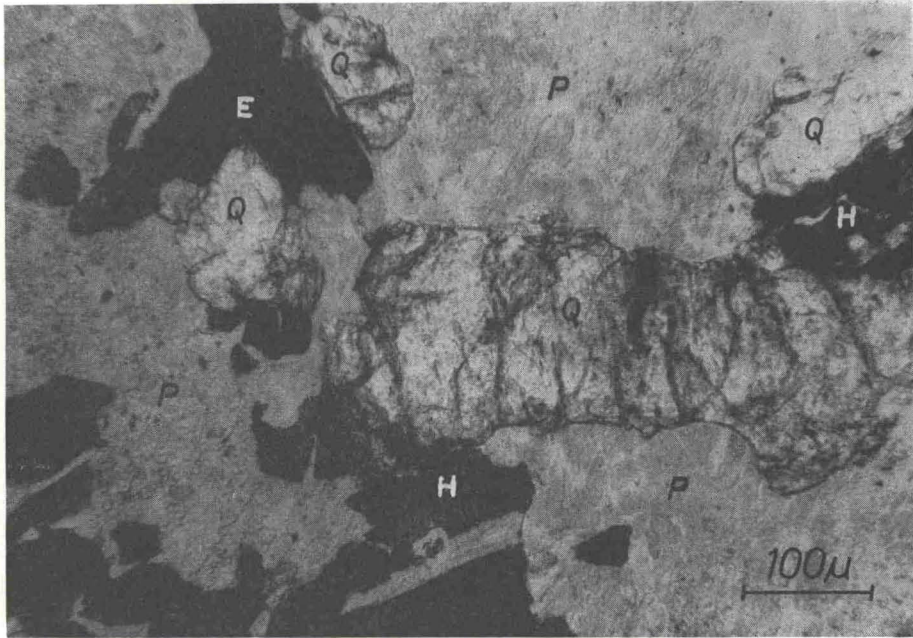
Spitzendrücke zwischen etwa 400 kbar und etwa 500 kbar: Quarzkörner dieser Belastungsstufe sind vollständig in diaplektisches Glas umgewandelt, ein SiO<sub>2</sub>-Glas, das nicht durch Schmelzung, sondern durch eine Umwandlung im festen Zustand entstanden ist. Es bewahrt deshalb alle Formen des ursprünglichen Kornes, enthält keine Blasen und keine Fließstrukturen (Abb. 8). Das diaplektische Quarzglas ist von dem normalen, durch Schmelzen entstandenen Glas durch eine deutlich höhere Lichtbrechung und höhere Dichte unterschieden (ENGELHARDT et al. 1967).

Diaplektische Quarzgläser enthalten bis zu etwa 50 % Coesit, der direkt unter dem Mikroskop (Abb. 9) oder nach entsprechender chemischer Anreicherung mit verdünnter Flußsäure röntgenographisch nachweisbar ist. In manchen Proben kommt jedoch in sehr viel geringerer Konzentration die SiO<sub>2</sub>-Modifikation Stishovit vor (vgl. STÖFFLER und ARNDT 1969).

Spitzendrücke über etwa 500 kbar: In Experimenten mit so hohen Spitzendrücken entsteht aus Quarz normales geschmolzenes Quarzglas, weil die bei der Kompression durch die Stoßwelle entstehende Temperatur auch nach der Entlastung (Resttemperatur) die Schmelztemperatur des Quarzes übertrifft (vgl. WACKERLE 1962). Die so gebildeten SiO<sub>2</sub>-Gläser enthalten Blasen und zeigen typische Fließgefüge (Abb. 10). Derartige normale Quarzgläser kommen in den Grundgebirgseinschlüssen des höchsten Metamorphosegrades vor.

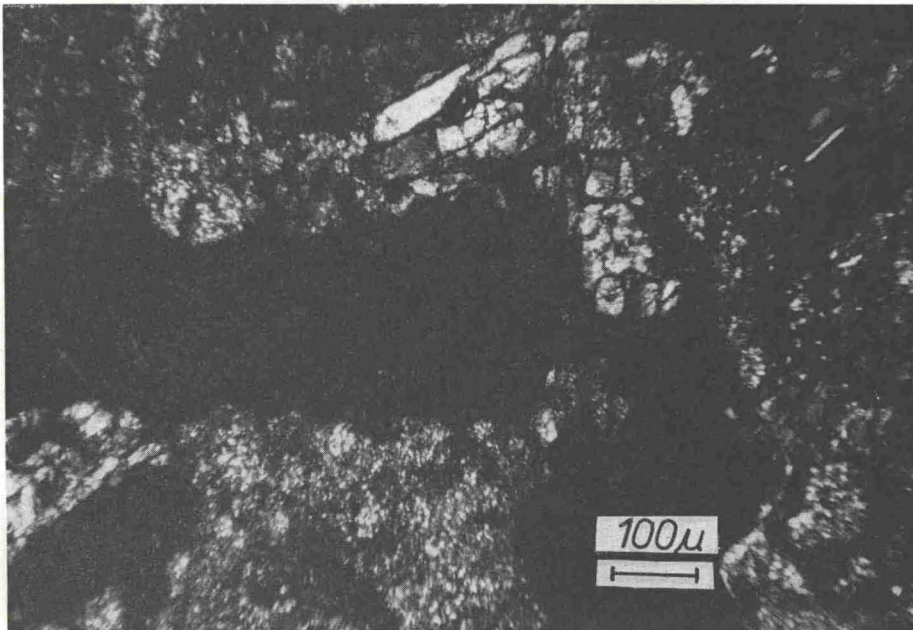
Nach dem augenblicklichen Stande des Wissens stellen wir uns die Wirkung der Stoßwellen auf Quarz etwa folgendermaßen vor: Unterhalb 100 kbar reagiert der Quarz im wesentlichen spröde und bricht parallel zu den oben genannten Ebenen. Oberhalb etwa 100 kbar beginnt die plastische Deformation der Quarzkörner durch Gleitung parallel zu den Ebenen der planaren Elemente. Gleichzeitig mit der Gleitung setzt eine teilweise Umwandlung in eine Hochdruckphase, wahrscheinlich Stishovit oder eine ähnlich dichte, aber noch nicht vollkommen geordnete Phase ein. Dies geschieht vorzugsweise entlang der Gleitebenen in dünnen lamellaren Zonen, welche jetzt als planare Elemente sichtbar sind. Die Menge der in der Stoßwelle gebildeten Hochdruckphase nimmt mit dem Spitzendruck zu. Bei etwa 400 kbar ist sie vollständig. Unter günstigen Bedingungen kann ein geringer Anteil des Stishovit die Druckentlastung überleben. Im allgemeinen bricht jedoch während der Druckentlastung und Abkühlung die dichte Phase zu diaplektischem Glas zusammen (vgl. auch McQUEEN et al. 1963). Wenn die Umwandlung zur Hochdruckphase vollständig war (d. h. oberhalb etwa 400 kbar), ist aller Quarz verschwunden und es bleibt nur diaplektisches Glas mit etwas, wahrscheinlich während der Entlastung gebildetem Coesit übrig (vgl. hierzu STÖFFLER und ARNDT 1969). War die Umwandlung nicht vollständig (Drücke zwischen 100 und 400 kbar), so ist das Endprodukt „Quarz“ mit planaren Elementen, d. h. Quarz mit mehr oder weniger dünnen Lamellen aus Glas, so daß die am Gesamtkorn gemessenen mittleren Werte von Lichtbrechung und Dichte entsprechend erniedrigt sind.





a) parallele Polarisatoren

Abb. 8. Diplotisches Quarzglas (Q). Mehrere Körner im Gefügeverband mit rekristallisiertem Plagioklasglas (P), Hornblende (H) und Erz (E). Aus einem Gneis-Einschluß im Suevit von Bollstadt (S 114).



b) gekreuzte Polarisatoren



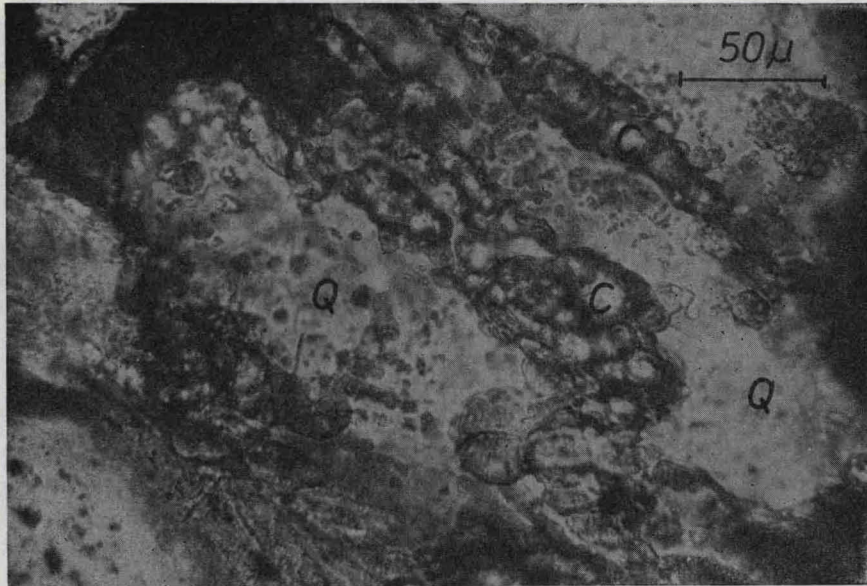


Abb. 9. Coesit-Aggregate (C) in diaplektischem Quarzglas (Q). Aus einem granitischen Einschluß im Suevit von Aufhausen (S 262).

Die Entstehung der dekorierten planaren Elemente kann noch nicht gedeutet werden, da es bisher nicht gelungen ist, sie experimentell zu erzeugen. Es scheint festzustehen, daß dieser Typ von Deformationsstrukturen sich nur dann bilden oder nur dann erhalten werden kann, wenn der Spitzendruck der Stoßwelle nicht zu hoch war.

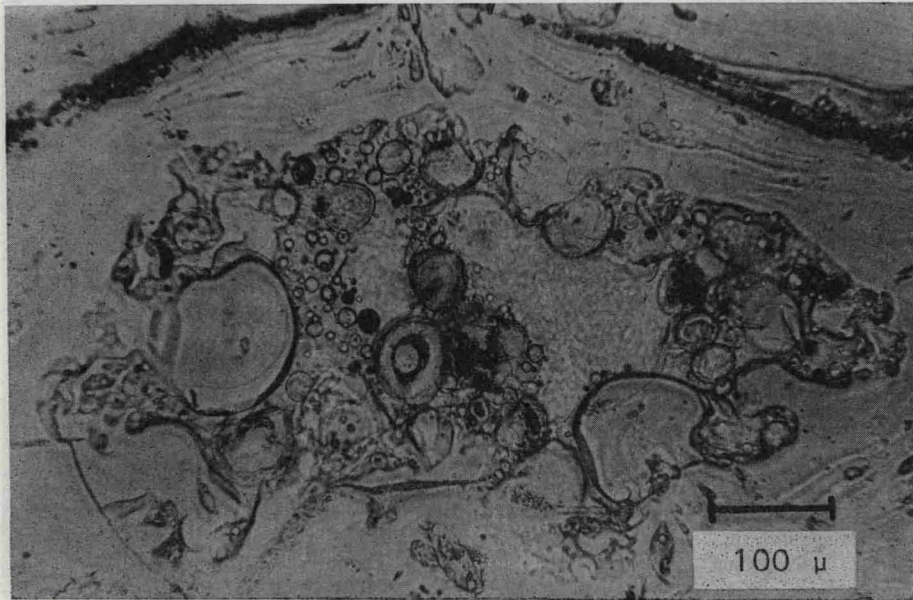


Abb. 10. Geschmolzenes Quarzglas mit zahlreichen Blasen in höher lichtbrechendem Gesteinsglas einer Glasbombe aus dem Suevit von Bollstadt.

## 1.3.2. Plagioklas

Ähnlich dem Quarz sind Plagioklase (Oligoklas bis Andesin) in allen Riesgesteinen weit verbreitet und eignen sich als empfindliche Stoßwellen-Druckindikatoren.

Die wichtigsten Kenntnisse über das Verhalten des Plagioklases gegenüber Stoßwellen beruhen auf Untersuchungen an Gesteinen von Meteoritenkratern (STÖFFLER 1967, ROBERTSON et al. 1968, BUNCH 1968, DWORAK 1969) und experimentellen Untersuchungen (DE CARLI und JAMIESON 1959, DE CARLI und MILTON 1963, AHRENS und GREGSON 1964, AHRENS, PETERSEN und ROSENBERG 1968, AHRENS und ROSENBERG 1966), die im folgenden zusammengefaßt werden:

## Spitzendrucke unter ca. 150 kbar

Plagioklase dieses Grades dynamischer Druckbeanspruchung sind von zahlreichen, unregelmäßigen Bruchflächen durchzogen, welche häufig scharenweise, ohne bevorzugte Orientierung angeordnet sind.

## Spitzendrucke zwischen ca. 150 und ca. 350 kbar

Nach den experimentellen Untersuchungen an Plagioklasen sind Stoßwellendrucke von etwa 150 kbar und mehr (DE CARLI, AHRENS und PETERSEN 1967) für das Auftreten plastischer Deformationen erforderlich.

Plagioklase, die diesen Drucken ausgesetzt waren, zeigen einen zunehmenden Grad der Umwandlung in eine isotrope Phase, die wir als diaplektisches Plagioklasglas bezeichnen (ENGELHARDT et al. 1967). Sie weisen Scharen ebener, paralleler, dünner Lamellen erniedrigter Lichtbrechung und erniedrigter oder fehlender Doppelbrechung auf, die niedrig indizierten Flächen des Gitters wie (001) (010) (100) (120) (130) und anderen parallel verlaufen. Diese Lamellen erscheinen im Gegensatz zum Quarz im Mikroskop als isotrope Bänder, die bis zu 8 oder 10  $\mu$  breit werden und in einem ihrer Breite entsprechenden Abstand aufeinanderfolgen. Sie sind häufig mit einer asymmetrischen Isotropisierung von Zwillinglamellen verknüpft, bei welchen in einem polysynthetisch nach dem Albit-Gesetz verzwilligten Kristall ein Zwillingssystem isotrop, das andere noch doppelbrechend ist (Abb. 11). In Verbindung mit den lamellaren Isotropisierungen können meist unregelmäßig fleckenartige Isotropisierungen und zuweilen auch Deformationsbänder beobachtet werden. Teilweise isotropisierte Kristalle bezeichnen wir als diaplektische Kristalle. Ihre kristallinen Bereiche befinden sich bezüglich der Lage der optischen Indikatrix und der optischen Achsenwinkel im Zustand eines weitgehend ungeordneten Kristalls (disordered andesine). Die Lichtbrechung kann bis zu Werten der isotropen Kristallbereiche erniedrigt sein (siehe STÖFFLER 1967).

Tabelle 2

**Häufigkeit von 124 Systemen isotroper Lamellen in 97 Andesinkristallen der Probe S 349 aus STÖFFLER (1967). Zahlen = Prozentanteil der Körner, die Lamellen der betreffenden kristallographischen Orientierung aufweisen, bezogen auf die Gesamtzahl der Körner mit einmeßbaren Lamellen**

Fläche	Häufigkeit in %	Fläche	Häufigkeit in %
(001)	25	( $\bar{1}\bar{1}0$ )	2
(010)	11	(102)	2
(100)	10	( $0\bar{1}2$ )	2
(120)	10	(150)	2
(012)	7	(130)*	2
(130)	6		
(201)	2		
(101)	2		
Summe	73	Gesamtsumme	83

\*) sowie eine Anzahl anderer Flächenlagen mit einer Häufigkeit von je 1 % und weniger.



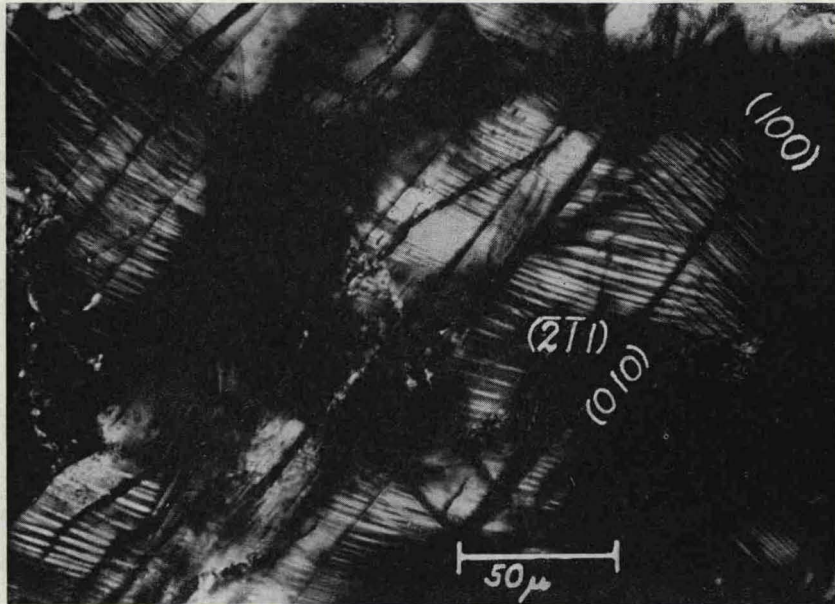


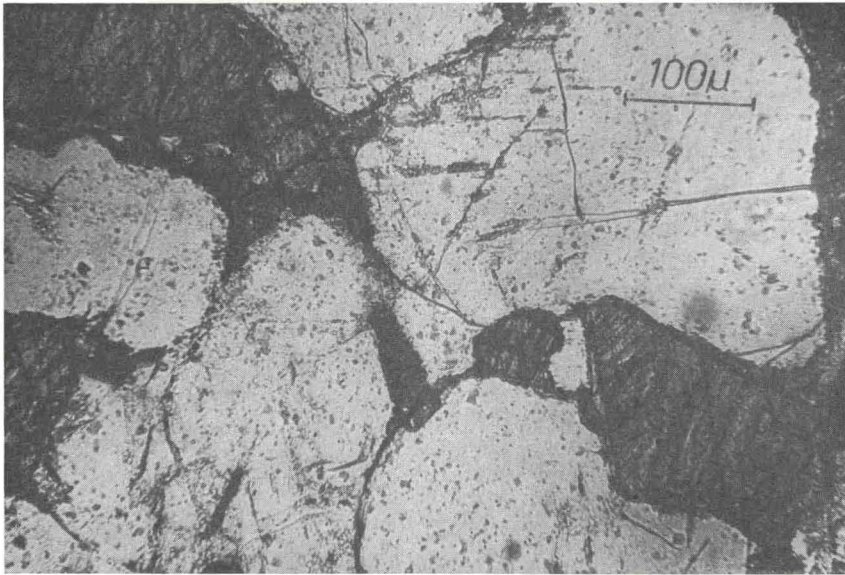
Abb. 11. Isotrope Lamellen nach (100) und  $(\bar{2}11)$  und isotrope Zwillinglamellen nach (010) in Andesin aus einem Gneis-Einschluß im Suevit von Zippingen (S 349).

Spitzendrucke zwischen ca. 350 und 500 kbar: Die vollständige Umwandlung des Plagioklases in ein diaplektisches Glas (Abb. 12) vollzieht sich vermutlich etwa oberhalb  $350 \pm 50$  kbar (AHRENS et al. 1968). Die Eigenschaften dieser röntgenamorphen Phase sind — ähnlich dem entsprechenden Quarzglas — merklich von denen eines aus der Schmelze entstandenen normalen Glases verschieden. Dichte und Lichtbrechung sind höher und erstrecken sich über einen gewissen Bereich, dem möglicherweise unterschiedliche strukturelle Zustände des Glases zugeordnet werden können (siehe ENGELHARDT et al. 1967 und Abb. 13). Auch das Infrarotabsorptionsverhalten zeigt in der Lage der Absorptionsbande und deren Intensität Unterschiede.

Spitzendrucke von über ca. 450–500 kbar, die zu Resttemperaturen oberhalb des Schmelzpunktes des Plagioklases führen, rufen in den beanspruchten Gesteinen eine selektive Schmelzung des Plagioklases hervor. Solche Gläser zeigen Blasen und Fließstrukturen und neigen sehr stark zur Rekristallisation. Sie koexistieren je nach Zusammensetzung des Gesteins mit diaplektischem Quarzglas und mehr oder weniger stark oxidierten Hornblenden oder Biotiten. Messungen der physikalischen Eigenschaften dieser „normalen“ Plagioklasgläser sind bis jetzt nicht durchgeführt worden. Dies ist z. T. darin begründet, daß eine sichere Identifizierung dieser Gläser nur mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikrosonde möglich ist. Messungen mit der Mikrosonde haben gezeigt, daß im Ries normale Plagioklasgläser im nicht rekristallisierten Zustand weit weniger häufig sind als entsprechende Alkalifeldspatgläser.

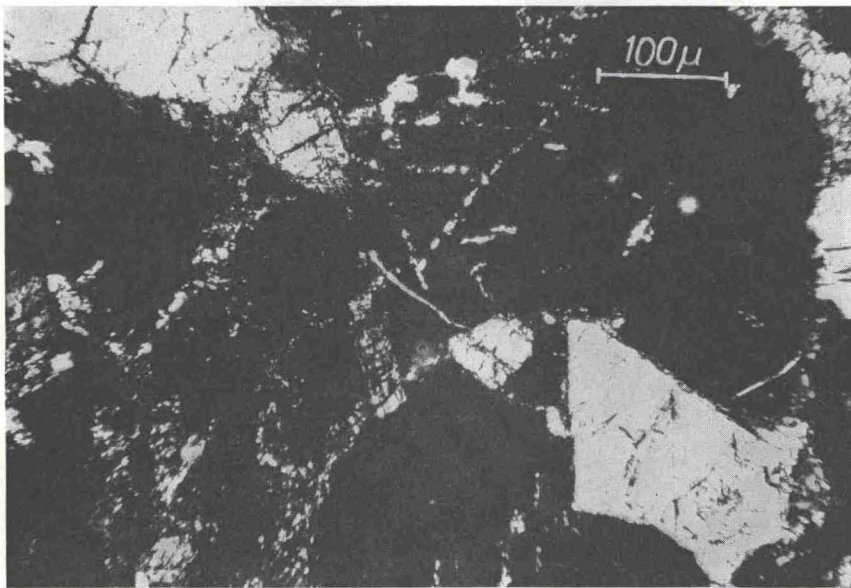
Die Deutung für die Entstehung diaplektischer und normaler Plagioklasgläser schließt sich eng derjenigen für die Vorgänge beim Quarz an.

Auf Grund der oben genannten experimentellen Untersuchungen an Plagioklasen ergibt sich, daß zwischen etwa 140 und 350 kbar Plagioklas zunehmend in eine dichtere Phase umgewandelt wird, wobei oberhalb 350 kbar diese Transformation vollständig ist. In diesem Druckbereich entstehen in den beanspruchten Kristallen zunehmende lamellare oder unregelmäßig geformte Anteile einer Hochdruckmodifikation des Plagioklases, die nach den statischen Experimenten von RINGWOOD et al. (1967) vermutlich eine der Rutil-Struktur ähnliche Hollandit-Struktur mit 6er-Koordination des Sauerstoffs besitzt. Diese Hochdruckphase wandelt sich bei der Druckentlastung in eine ungeordnete amorphe Phase geringer Dichte mit 4er-Koordination des Sauerstoffs zurück, ohne daß im Gegensatz zum Quarz ein Teil der Hochdruckmodifikation metastabil



a) parallele Polarisatoren

Abb. 12. Diaplektisches Andesinglas mit Hornblende aus einem Amphibolit-Einschluß im Suevit von Alerheim (S 15).



b) gekreuzte Polarisatoren



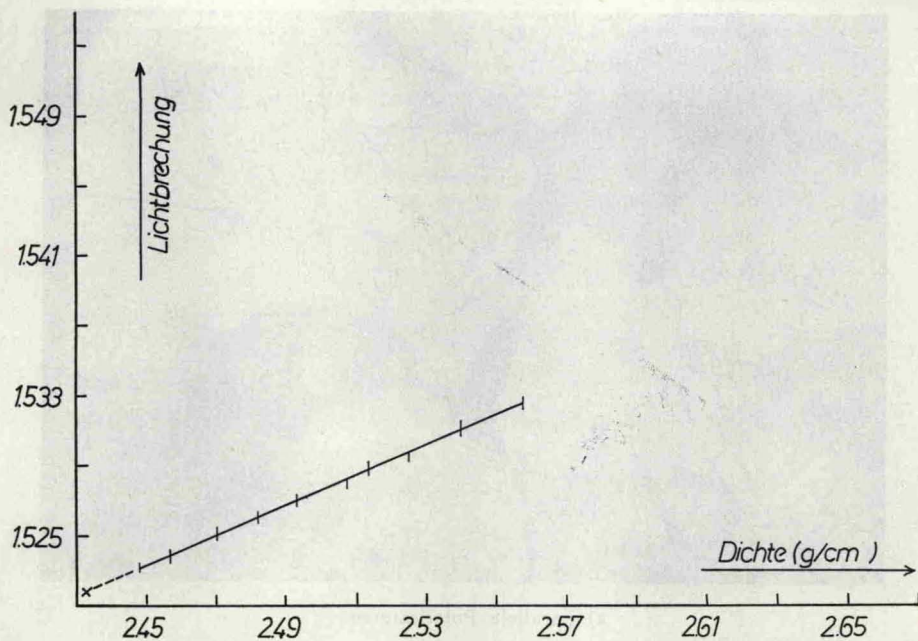


Abb. 13. Dichte und Lichtbrechung diaplektischer Andesine aus einem Amphibolit-Einschluß im Suevit von Bollstadt (B 135).

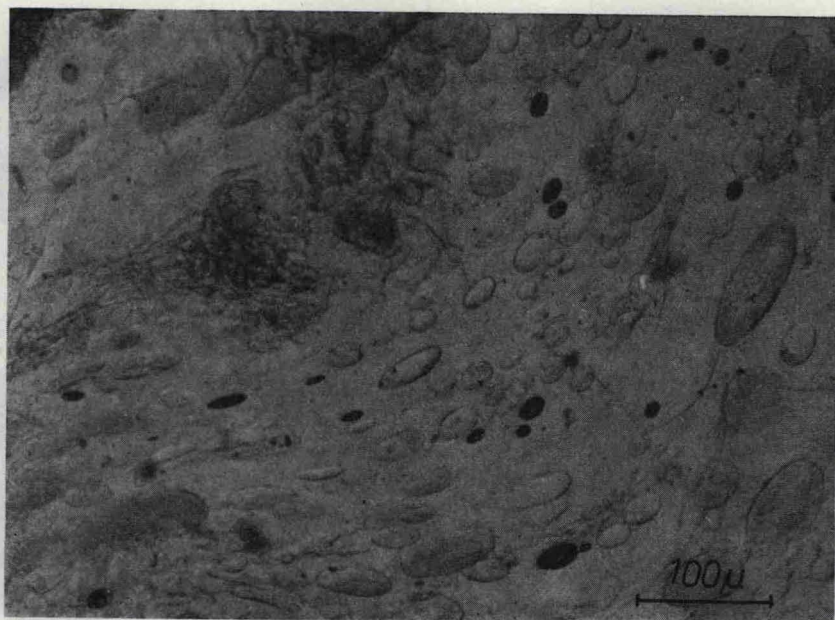


Abb. 14. Geschmolzenes Alkalifeldspatglas (ca. Or<sub>55-60</sub>) mit Blasen und Fließstrukturen aus einem granitischen Einschluß im Suevit von Otting (S 169).

erhalten bleibt. Daß dieses sog. diaplektische Plagioklasglas nicht aus einer Schmelzphase entstanden sein kann, ergibt sich auch aus der Resttemperatur, die nach dem Durchgang der Stoßfront irreversibel in der Materie zurückbleibt. Sie beträgt bei einem Spitzendruck von 400 kbar nur etwa 360° C (AHRENS et al. 1968). Die Bildung einer echten Schmelze, aus der durch Abschreckung normale Plagioklasgläser entstehen können, erfordert Spitzendrucke über etwa 500 kbar.

### 1.3.3. Alkalifeldspat

Das mechanische Verhalten des Alkalifeldspates — es handelt sich im allgemeinen um Orthoklas i. w. S. — in den Gesteinen des Nördlinger Rieses ist in der Zone geringster Stoßwellenbeanspruchung dem Plagioklas sehr ähnlich. Plastische Deformationen, d. h. extrem starke undulöse Auslöschung, sowie lamellare oder unregelmäßige Isotropisierung treten im selben Druckbereich wie beim Plagioklas auf, d. h. vermutlich zwischen etwa 140 und 350 kbar. Kristalle aus granitischen wie metamorphen Gesteinen dieses Beanspruchungsgrades erfahren eine deutliche Erniedrigung des optischen Achsenwinkels (Sanidinoptik!), wie sie für Kristalle mit ungeordneter Si-, Al-Verteilung typisch ist. Stoßwellenexperimente an Mikroklin im Druckbereich bis 580 kbar (AHRENS et al. 1968) lassen wie beim Plagioklas vermuten, daß die Bildung von diaplektischem Alkalifeldspatglas, die oberhalb etwa 350 kbar vollständig erfolgt, auf eine Rückwandlung einer ungeordneten, dichten Phase mit 6er-Koordination des Si (Hollandit-Struktur) in amorphe Phase geringerer Dichte zurückzuführen ist. Die von RINGWOOD et al. (1968) in statischen Experimenten synthetisierte  $KAlSi_3O_8$ -Phase mit Hollandit-Struktur konnte bisher in Riesgesteinen nicht nachgewiesen werden.

Weit verbreitet in den kristallinen Einschlüssen des Suevits sind farblose, blasenreiche Orthoklasgläser mit relativ hohem Na-Gehalt, die bei Spitzendrucken oberhalb etwa 500 kbar entstanden sind (Abb. 14). Genauere Untersuchungen der Zustandsformen des Alkalifeldspates sind im Gang.

### 1.3.4. Biotit

Biotit, wichtiger Gemengteil granitischer und metamorpher Gesteine des Ries, erfährt durch Stoßwellendrucke bis ca. 500 kbar typische mechanische Deformationen, die im wesentlichen durch Gittergleitungen nach der Fläche (001), verknüpft mit einer externen Rotation des Gitters um eine Achse, die senkrecht zur Gleitrichtung steht, ermöglicht werden. Dabei entstehen meist linsenförmige Knickbänder, deren Begrenzungsflächen im allgemeinen leicht gekrümmt sind (Abb. 15). Knickbandbildung wurde auch in tektonisch beanspruchten (BECKE 1882) oder durch statische hohe Drucke deformierten Biotiten beobachtet (GRIGGS et al. 1960). Knickbänder entstehen in Stoßwellenexperimenten bei Drucken über ca. 10 kbar (HÖRZ und AHRENS 1968). Durch statische Druckbeanspruchung gebildete Knickbänder können möglicherweise von den durch Stoßwellen erzeugten unterschieden werden, da letztere nach den Messungen von HÖRZ eine weit größere Variation des Winkels der externen Rotation  $\omega$  und eine stärkere Asymmetrie (d. h.  $\varepsilon$  ist deutlich von  $\delta$  verschieden) aufweisen (Abb. 16). Derartige plastische Deformationen des Biotits führen auch zu einer Erniedrigung des optischen Achsenwinkels (HÖRZ und AHRENS 1968). Messungen über die Geometrie der Knickbänder und des optischen Achsenwinkels an Biotiten des Ries liegen bis jetzt nicht vor.

Im Druckbereich oberhalb etwa 400 kbar wird Biotit durch die auftretenden hohen Resttemperaturen mehr und mehr zerstört, da das Kristallgitter der Biotite spätestens oberhalb 900° instabil wird. Man beobachtet in Dünnschliffen zunächst einen Verlust des Pleochroismus verbunden mit einer Erniedrigung der Doppelbrechung und schließlich bei noch höheren Drucken die Bildung mehr oder weniger opaker Umwandlungsprodukte (Oxidation, Abb. 17). Röntgenaufnahmen lassen vermuten, daß diese zumindest teilweise von einer amorphen Phase aufgebaut werden. CHAO (1968) beschreibt die Bildung von Eisenoxiden und Silikatgläsern aus Biotit in diesem Druckbereich.

### 1.3.5. Hornblende

Hornblende ist in den kristallinen Gesteinen des Ries, in Plagioklasamphiboliten und dioritischen Gneisen, weit verbreitet. Nach der chemischen Zusammensetzung handelt es sich um gemeine Hornblende. Die Analyse einer Hornblende aus einem Plagioklasamphibolit von





Abb. 15. Knickbänder in Biotit. Aus einem Gneis-Einschluß im Suevit von Zipplingen (S. 349).

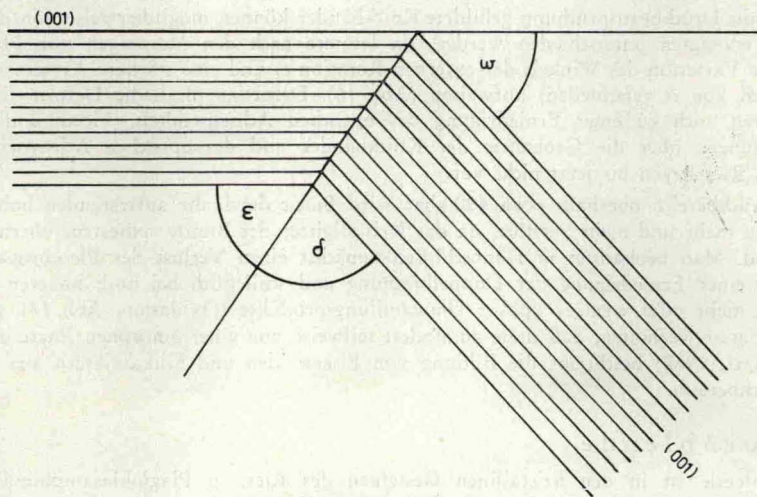


Abb. 16. Skizze der Geometrie eines Knickbandes in Biotit nach HÖRZ und AHRENS (1969).

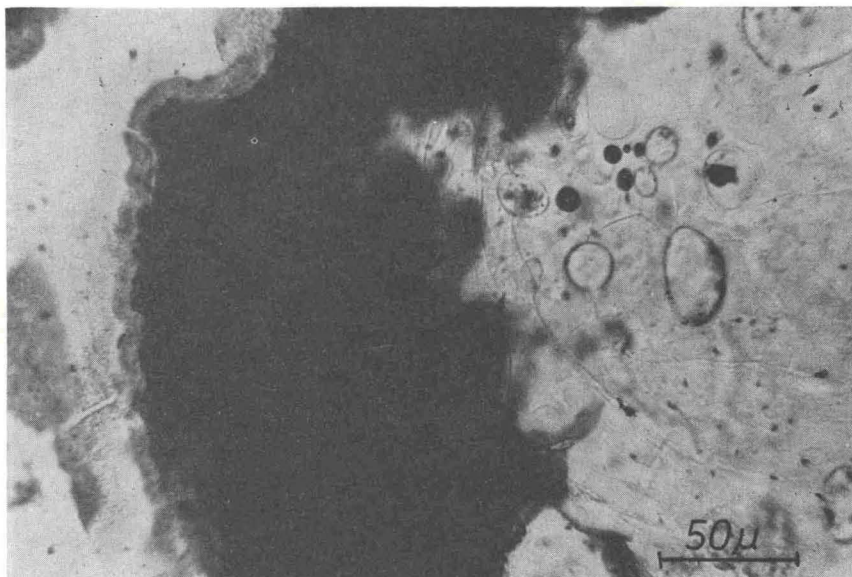


Abb. 17. Oxidierter Biotit (schwarz) bestehend aus opaken Umwandlungsprodukten in geschmolzenem Alkalifeldspatglas. Aus einem granitischen Einschluß im Suevit von Bollstadt (S 115).

Bollstadt (B 135) mit der Mikrosonde ergab folgende Zusammensetzung:  $\text{SiO}_2$  43,0 %,  $\text{TiO}_2$  1,4 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  10,5 %,  $\text{FeO}$  13,6 % (Gesamt-Eisen als  $\text{FeO}$ ),  $\text{MnO}$  0,5 %,  $\text{MgO}$  12,3 %,  $\text{CaO}$  11,4 %,  $\text{Na}_2\text{O}$  2,55 %,  $\text{K}_2\text{O}$  0,55 %. Über die optischen Eigenschaften liegen keine genaueren Daten vor.

Hornblende ist ebenso wie Biotit gegenüber der dynamischen Druckbeanspruchung wesentlich resistenter als die Tektosilikate. Im Druckbereich bis ca. 500 kbar werden keine merklichen Umwandlungsvorgänge beobachtet. Hornblenden in Paragenese mit diaplekischem Plagioklas- und Quarzglas zeigen lediglich Anzeichen mechanischer Deformation meist in Gestalt dicht gescharter planarer Elemente (ähnlich Spaltrissen) oder lamellarer Deformationsstrukturen (Abb. 18). Mit steigender Druckbeanspruchung entsteht eine Vielzahl kleiner meist länglicher bis lamellarer, gegeneinander desorientierter Kristallbereiche („zerscherte“ Kristalle). Parallel hierzu gehen Pleochroismus und Doppelbrechung verloren und es bilden sich schließlich mit steigender Resttemperatur Oxidationsprodukte, welche für Gesteine der Stufe III der Stoßwellenmetamorphose besonders typisch sind. Solche Hornblenden sind im Dünnschliff teilweise bis völlig opak (Abb. 19) und häufig von feinkörnigen, wenig transparenten, schmutzig braunen Mineralaggregaten erfüllt (Magnetit?, vgl. CHAO 1968). Eine genauere Analyse dieser Umwandlungsprodukte steht noch aus.

### 1.3.6. Granat

Granat, im wesentlichen der Almandin-Gruppe angehörend, ist in biotitführenden Gneisen des Ries verbreitet, meist typisch in Paragenese mit Graphit, sehr selten mit Sillimanit und Ilmenit.

Bisher wurde Almandin nur in Gesteinen der Stufen I bis II der Stoßwellenmetamorphose gefunden, eine Paragenese mit blasenreichem Feldspatglas konnte nur in einem Fall beobachtet werden. Nach optischen und röntgenographischen Untersuchungen wird das Kristallgitter in diesem Druckbereich (etwa bis 450 kbar) nicht merklich beeinflusst. Lediglich mechanische Deformationen, meist starke Bruchdeformationen deuten auf eine starke Druckbeanspruchung hin. Häufig beobachtet man eine deutliche Spaltbarkeit nach (110), die bei unbeanspruchtem Granat fehlt.





Abb. 18. Deformationsstrukturen in Hornblende. Aus einem Gneis-Einschluß im Suevit von Otting (S 159), gekreuzte Polarisatoren.

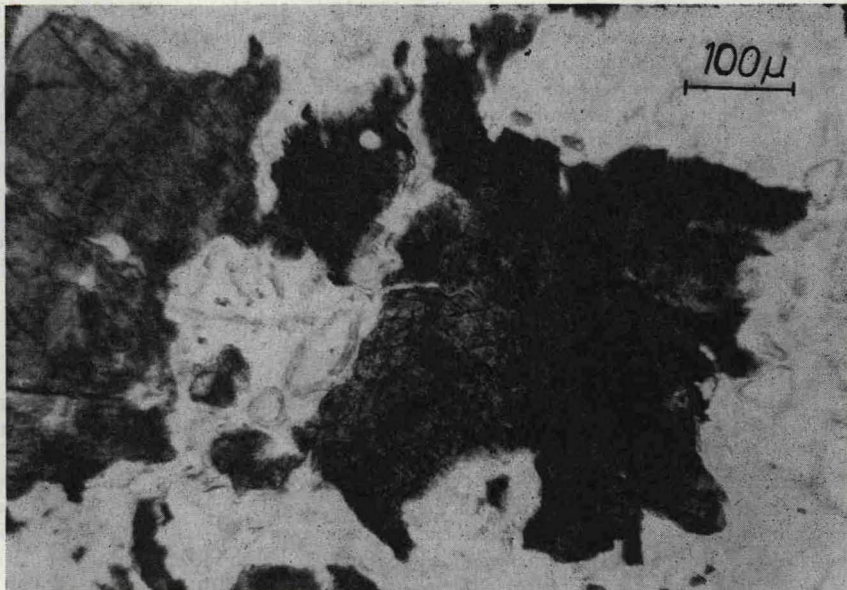


Abb. 19. Opake Umwandlungsprodukte in Hornblende. Aus einem Gneis-Einschluß im Suevit von Bollstadt (S 8).

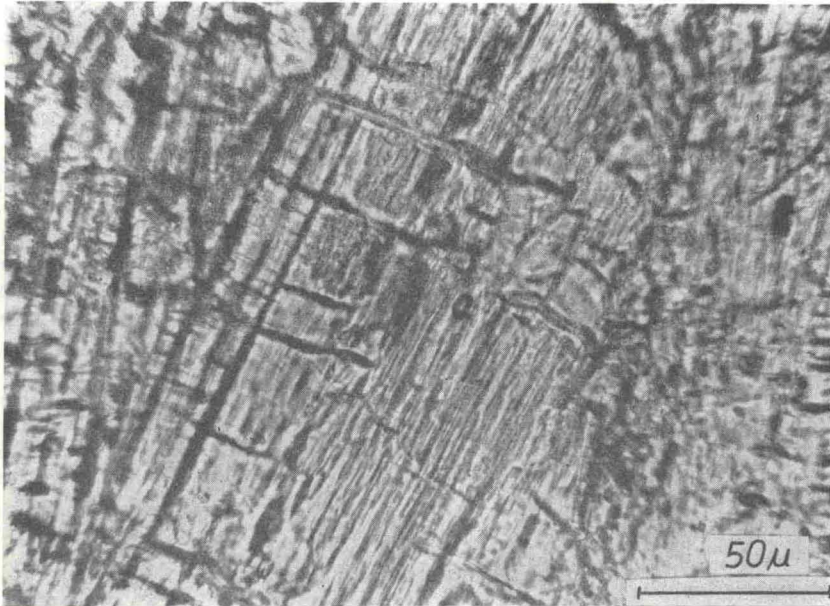


Abb. 20. Planare Elemente nach (010) in Sillimanit. Aus einem Gneis-Einschluß im Suevit von Aumühle (S 768).

### 1.3.7. Sillimanit

Sillimanit findet sich in den Riesgesteinen relativ selten in Sillimanit-Cordierit-Gneisen, die den sog. Kristallinen Trümmernmassen angehören. In einem Bruchstück eines Granat-Sillimanit-Schiefers aus dem Suevit von Aumühle, welcher auf Grund des Gehaltes von Coesit und blasenreichem Alkalifeldspatglas einem Spitzendruck von etwa 400 bis 500 kbar ausgesetzt gewesen sein muß, konnte (erstmalig in Meteoritenkratern) das Verhalten des Sillimanits gegenüber Stoßwellenbeanspruchung untersucht werden (STÖFFLER 1970b). Sillimanit zeigt stellenweise dichte Scharen von planaren Deformationsstrukturen, die im Mikroskop als nicht auflösbare Diskontinuitäten erscheinen, deren gegenseitige Abstände meist ebenfalls unter der Auflösungsgrenze des Mikroskops liegen (Abb. 20). Sie verlaufen parallel zu den Flächen (010) und (001). Die Kristalle sind in sich stark deformiert (extreme undulöse Auslöschung) und weisen gelegentlich eine starke Erniedrigung der Doppelbrechung auf. Die mittlere Lichtbrechung der deformierten Sillimanit-Kristalle ist durchschnittlich um 0,04 auf Werte zwischen 1,621 und 1,627 gegenüber normalem Sillimanit erniedrigt. In den Bereichen mit Deformationsstrukturen treten feinstkörnige Umwandlungsprodukte auf, die vom Zentrum der stengeligen Kristalle sich ausbreiten. Möglicherweise besteht ein Zusammenhang mit einer von AHRENS et al. (1968) auf Grund der Hugoniot-Daten vermuteten Hochdruckmodifikation (Disthen, Pseudobrookit-Struktur oder Korund + Stishovit). Mit Hilfe der Mikrosonde konnten nur die Elemente Al und Si nachgewiesen werden. Infrarot-Absorptions-Spektren und Röntgenaufnahmen an Einkristallen mit der Debye-Scherrer-Methode machen eine Bildung von Mullit und Cristobalit wahrscheinlich.

### 1.3.8. Graphit

In den Paragesteinen des Kristallins kommen nicht selten graphitführende Gneise vor, die auch als Einschlüsse im Suevit enthalten sind. Genauere Untersuchungen hinsichtlich Stoßwelleneffekten in den einzelnen Metamorphosestufen liegen nicht vor. Lediglich in Glasbomben (Stufe IV der Stoßwellenmetamorphose) hat EL GORESY (1968) erzmikroskopische und röntgenographische Untersuchungen durchgeführt: Graphit wandelt sich in eine ebenfalls hexagonale, dichtere Modifikation um, die im normalen Graphit in Form 3–15  $\mu$  dicker Lamellen eingelagert ist.



Eine Umwandlung in Diamant konnte bisher nicht nachgewiesen werden. Sie wäre nach den Bedingungen der dynamischen Diamantsynthese (DE CARLI und JAMIESON 1961) in Gesteinen der Metamorphosestufen II bis III zu erwarten.

### 1.3.9. Übrige akzessorische Minerale

Titanit zeigt in Gesteinen mit diaplektischen und normalen Tektosilikatgläsern (Stufe II, III) planare Deformationsstrukturen mit starker undulöser, mosaikartiger Auslöschung, während bei Rutil und Zirkon keine derartigen Effekte beobachtet wurden. Dagegen wurde in Apatit häufig Spaltbarkeit nach (0001) und seltener vermutlich nach dem Rhomboeder (10 $\bar{1}$ 1) beobachtet, welche letztere in Apatit aus gewöhnlichen Gesteinen nicht bekannt ist. Die von BENDELYANI et al. (1966) in statischen und von McQUEEN et al. (1967) in dynamischen Hochdruckversuchen entdeckte rhombische Höchstdruckmodifikation des Rutils konnte von uns bisher nicht nachgewiesen werden.

Nach EL GOESY (1964) gehen die Minerale Magnetit, Ilmenit und Rutil in ihre Schmelzphasen über, welche in Tröpfchenform ausschließlich in den Glasbomben vorkommen. Auch Pseudobrookit und Rutil als Umwandlungsprodukte des Ilmenits und Baddeleyit als Umwandlungsprodukt des Zirkons wurden in den Glasbomben beobachtet. Sie weisen auf die sehr hohen Resttemperaturen hin, die zur Bildung der Glasbomben bei Spitzendrücken vermutlich oberhalb 650 kbar führten.

## 2. Petrographie einiger Riesgesteine

### 2.1. Suevit (W. v. ENGELHARDT)

#### 2.1.1. Petrographie des Suevit

Der Suevit ist eine Breccie, welche in einer feinkörnigen Grundmasse Einschlüsse verschiedener Art enthält, deren Durchmesser 20 cm selten übersteigt. Diese Einschlüsse stammen alle aus den Gesteinen des Untergrundes und können in die Gruppen der Sedimentgesteine, kristallinen Gesteine und Glasbomben (Flädle) eingeteilt werden.

ACKERMANN (1958) hat in einigen Suevitvorkommen die Mengenanteile von Grundmasse und Einschlüssen ermittelt. Seine Ergebnisse sind in Tabelle 3 zusammengefaßt:

Tabelle 3

Mengenanteile der Komponenten des Suevit in verschiedenen Vorkommen nach ACKERMANN

Lokalität	Grundmasse	Sediment- gesteine	Kristalline Gesteine	Glas- bomben
Aufhausen				
südl. Wand . . . . .	84,7 . . . . .	0,2 . . . . .	2,3 . . . . .	12,8
nördl. Wand . . . . .	77,9 . . . . .	0,2 . . . . .	3,8 . . . . .	18,1
Mauren . . . . .	87,0 . . . . .	0,05 . . . . .	1,8 . . . . .	11,2
Hainsfarth . . . . .	79,3 . . . . .	0,2 . . . . .	3,2 . . . . .	17,3
Bollstadt . . . . .	77,1 . . . . .	0,5 . . . . .	7,6 . . . . .	14,8
Otting . . . . .	76,4 . . . . .	1,2 . . . . .	2,5 . . . . .	17,9

#### 2.1.1.1. Sedimentäre Einschlüsse

Die Menge der sedimentären Einschlüsse ist in den einzelnen Suevitvorkommen verschieden. Man beobachtet manchmal selbst im gleichen Aufschluß Suevitpartien mit sehr wechselnden Gehalten von sedimentärem Material. Be-

sonders reich an Sedimenten ist z. B. der Suevit von Amerdingen, während der von Bollstadt sehr viel mehr kristalline Einschlüsse enthält.

Unter den Sedimentgesteinen sind Weißjurakalke am häufigsten. Ferner kommen Mergel des Keuper, Liaskalke, Lias- und Doggermergel, sowie Dogger- und Keupersandsteine vor. Tabelle 4 zeigt die Häufigkeit kalkiger, toniger und sandiger Gesteine in einigen Suevitaufschlüssen nach Auszählungen von BARANYI (1967).

Tabelle 4

Häufigkeit (%) verschiedener Sedimentgesteinseinschlüsse im Suevit nach  
(BARANYI (1967))

Lokalität	Zahl der Einschlüsse	Kalke (%)	Tonige Gesteine (%)	Sand- steine (%)
Bollstadt . . . . .	715 . . . . .	83 . . . . .	14 . . . . .	3
Altebürg . . . . .	166 . . . . .	83 . . . . .	16 . . . . .	1
Otting . . . . .	112 . . . . .	88 . . . . .	6 . . . . .	6
Amerdingen . . . . .	111 . . . . .	91 . . . . .	6 . . . . .	3
Aumühle . . . . .	75 . . . . .	79 . . . . .	14 . . . . .	7
Aufhausen . . . . .	46 . . . . .	91 . . . . .	6 . . . . .	2

Die sedimentären Einschlüsse sind scharfkantige Bruchstücke. Im Gegensatz zu den Einschlüssen kristalliner Gesteine zeigen sie keine deutlich sichtbaren Wirkungen hoher Temperaturen. So wurden bisher noch niemals angeschmolzene Sedimentgesteine gefunden.

Eine nähere Untersuchung der Kalkeinschlüsse durch BARANYI (1967) ergab, daß diese einer kurzdauernden Erwärmung, wahrscheinlich bis auf 500—900° unterworfen waren. Die unveränderten Malmkalke der Riesumgebung enthalten einen geringen Tonanteil, der aus Illit mit weniger Kaolinit besteht. Alle untersuchten Kalkeinschlüsse (13) aus dem Suevit enthalten jedoch den dioktaedrischen Chlorit Sudoit mit geringen Beimengungen von Illit und Kaolinit. Es ist anzunehmen, daß der Sudoit durch Erhitzung aus den primären Tonmineralen hervorgegangen ist, übereinstimmend mit synthetischen Versuchen, bei denen aus Illit-Kaolinit-Tonen bei 400—500° und 500 at Wasserdampfdruck Sudoit hergestellt werden konnte.

Etwa 3—10 % der Kalkeinschlüsse haben eine 0,5 bis 15 mm dicke, scharf begrenzte, helle Rinde, welche aus feinkörnigem Calcit und einem nicht-karbonatischen Anteil besteht, dessen chemische Zusammensetzung der des nicht-karbonatischen Anteils des inneren Teils der Einschlüsse entspricht. Das Innere der Kalke enthält zwischen 0,2 und 12 %, die Rinde zwischen 1 und 63 % (Mittel 32,4 %) in Säure Unlösliches. Der nichtkarbonatische Anteil der Rinde besteht aus viel röntgenamorphem Material mit verschiedenen Tonmineralien: Sudoit, Montmorillonit, manchmal auch Illit und Kaolinit. Es ist anzunehmen, daß die Kalke mit Rinde durch eine kurze Erhitzung in einer äußeren Zone dekarbonatisiert wurden. Das dabei gebildete CaO wurde später zum Teil fortgeführt, z. T. erfolgte eine Neubildung von feinkörnigem CaCO<sub>3</sub>. Der Tonanteil blieb erhalten, erfuhr aber z. T. eine Zerstörung und Veränderung seines ursprünglichen Mineral-



bestandes. Während der Erhitzung müssen im Inneren der Einschlüsse kurzzeitig Drucke geherrscht haben, die einige Atmosphären über dem Dissoziationsdruck des  $\text{CaCO}_3$  lagen.

Die anderen Sedimentgesteine sind hinsichtlich thermischer Umwandlungen bisher noch nicht untersucht worden. Es ist anzunehmen, daß Tone Veränderungen ihres primären Mineralbestandes erfahren haben.

#### 2.1.1.2. Kristalline Einschlüsse

Die kristallinen Gesteine im Suevit sind entweder frisch und unverändert oder durch die Einwirkung von Stoßwellen umgewandelt. Es können drei Stufen der Stoßwellenmetamorphose unterschieden werden, welche oben (S. 234) näher beschrieben worden sind. Unveränderte Gesteinsstücke kommen mit solchen der verschiedenen Metamorphosestadien und mit Glasbomben vermischt vor.

Die Glasbomben sind vollständig aufgeschmolzenes Grundgebirge und werden der Stufe IV der Stoßwellenmetamorphose zugeordnet. Sie sind im nächsten Abschnitt gesondert beschrieben. Die Gesteine der Stufe III sind stets porös, sehen bimssteinartig aus und können makroskopisch leicht erkannt werden. Dagegen ist es schwierig, Gesteine der Stufen II und I ohne mikroskopische Untersuchung voneinander und von den nicht beanspruchten Gesteinen zu unterscheiden, da das Primärgefüge der Gesteine dieser Stufen kaum verändert ist. Mit einiger Übung können Gesteine der Stufe II an der trüb-milchigen Oberfläche der Quarz- und Feldspatkörner und am Fehlen glänzender Spaltflächen bei den Feldspäten erkannt werden.

Auffallend ist die verschiedene Größe der Gesteinsbruchstücke der einzelnen Metamorphosestufen: Bruchstücke der Gesteine der Stufe III sind stets wesentlich größer als die der Stufen II und I sowie der unbeanspruchten Gesteine. Von der Stufe III kommen gelegentlich Bruchstücke von über 50 cm Durchmesser vor, während die Bruchstücke der anderen Stufen kaum größer als 10–20 cm sind. Der Grund für die Unterschiede ist offenbar das verschiedene mechanische Verhalten beim Auswurf des Suevits aus dem Krater zu suchen. Die partiell geschmolzenen Gesteine der Stufe III wurden wie die Glasbomben in größere Fetzen zerrissen und plastisch verformt, während sich die Gesteine der niedrigen Beanspruchungsstufen spröde verhielten und in kleine scharfkantige Bruchstücke zerbrachen. In den folgenden Auszählungen wurden die einzelnen Stücke der verschiedenen Typen gezählt, ohne die Größe zu berücksichtigen. Wegen der Größenunterschiede kann man aus diesen Zählungen nicht direkt auf die volumenmäßigen Anteile der einzelnen Metamorphosegrade und Gesteinsarten schließen.

Um einen Eindruck über die Häufigkeit der verschiedenen Metamorphosegrade zu gewinnen, hat STÖFFLER 176 Gesteinsfragmente aus 5 Suevitaufschlüssen (Altebürg [32], Bollstadt [35], Aumühle [34], Otting [34], Zipplingen [41]) nach ihrem Metamorphosegrad untersucht. Dabei ergaben sich die in Tabelle 5 zusammengestellten Zahlen.

Tabelle 5

Häufigkeit der Gesteinsbruchstücke verschiedener Metamorphosegrade  
im Suevit von 5 verschiedenen Vorkommen (Stückzahlprozent)

	%
Keine Stoßwellenbeanspruchung . . . . .	6
Stufe I . . . . .	15
Stufe II . . . . .	53
Stufe III . . . . .	26

Eine Auszählung der verschiedenen Gesteinsarten ist für die höheren Metamorphosestufen schwierig, da die geschmolzenen Gläser von Alkalifeldspäten und Plagioklasen voneinander nicht mit Sicherheit unterschieden werden können. BORUS hat daher zunächst die quantitative Mineralzusammensetzung von 97 Bruchstücken solcher kristalliner Gesteine bestimmt (Punktzählverfahren), die so wenig stoßwellenbeansprucht waren, daß eine einwandfreie Bestimmung der Minerale möglich war. Die Ergebnisse finden sich in Tabelle 6. Die Benennung der Gesteine erfolgte nach dem Klassifikationsschema von STRECKEISEN (1967). Außerdem wurden die dunklen Minerale und die Farbzahlen ( $M$  = Volumprozent der dunklen Minerale) angegeben, die letzteren als die Mittel der in einer Gruppe vereinigten Einzelproben. Metamorphe und Eruptivgesteine wurden in dieser Zusammensetzung nicht unterschieden, da dies bei den oft nur kleinen Stücken nicht immer eindeutig möglich ist. Die quarzdioritischen und dioritischen Gesteine sind wohl ganz überwiegend Metamorphite, insbesondere gilt dies von den hornblendereichen Typen, welche nach der gebräuchlichen Nomenklatur als Amphibolite zu bezeichnen sind. Unter den Gesteinen granitischer Zusammensetzung gibt es neben Gneisen auch Gesteine ohne metamorphes Gefüge. Im ganzen ist ein Überwiegen dioritischer und quarz-dioritischer Gesteine festzustellen.

Tabelle 6

Häufigkeit verschiedener Gesteinstypen der nicht oder wenig durch Stoßwellen  
beanspruchten Kristallineinschlüsse des Suevit (Stückzahlprozent) nach  
BORUS (1969)

Gesteinsname nach dem Bestand an hellen Mineralen (STRECKEISEN)	Dunkle Minerale	Mittlere Farbzahl (M)	Anzahl	%
Granitisch . . . . .	Biotit . . . . .	8 . . . . .	20 . . . . .	21
Granodioritisch . . . . .	Biotit + weniger Hornblende . . . . .	15 . . . . .	6 . . . . .	6
Monzonitisch und monzodioritisch . . . . .	Biotit + weniger Hornblende . . . . .	23 . . . . .	6 . . . . .	6
Quarzdioritisch . . . . .	Biotit . . . . .	15 . . . . .	23 . . . . .	24
Quarzdioritisch . . . . .	Biotit + Hornblende . . . . .	20 . . . . .	14 . . . . .	14
Dioritisch . . . . .	Biotit $\pm$ weniger Hornblende . . . . .	38 . . . . .	5 . . . . .	5
Dioritisch . . . . .	Hornblende $\pm$ weniger Biotit . . . . .	52 . . . . .	23 . . . . .	24



Die untersuchten Proben stammen von den folgenden Aufschlüssen: Bollstadt (29), Altebürg (8), Otting (4), Zipplingen (34), Bohrung Wörnitzostheim (14), Brunnenbohrung Möttingen (4), Aumühle (2), Itzing (1), Alerheim (1). Die Anzahl der Proben ist noch zu gering, um jetzt schon Unterschiede der Gesteinsführung einzelner Suevitvorkommen festzustellen.

Für 146 kristalline Gesteine der Stufen II und III aus 5 Suevitaufschlüssen (Altebürg [32], Bollstadt [35], Aumühle [34], Otting [34], Zipplingen [41]) hat STÖFLER die Häufigkeit der einzelnen Gesteinsarten auf Grund einer qualitativen Gesteinsbestimmung ermittelt. Die Ergebnisse finden sich in der Tabelle 7. Ein Vergleich mit der Verteilung der Gesteine unter den wenig beanspruchten Fragmenten (Tabelle 6) zeigt, daß auch in der Stufe II die dioritischen und quarz-dioritischen Typen überwiegen, während in der Stufe III die granitischen Gesteine eine stärkere Rolle zu spielen scheinen. Bei einem solchen Vergleich ist daran zu erinnern, daß die Gesteinsbestimmung bei Stücken der Stufe III mit großen Unsicherheiten behaftet ist.

Tabelle 7

Häufigkeit verschiedener Gesteinstypen der Kristallineinschlüsse des Suevit in den Stufen II und III der Stoßwellenmetamorphose (Stückzahlprozente). In der Stufe II wurden 94, in der Stufe III 52 Einschlüsse ausgezählt

(siehe Text)

	granitische Gesteine i. w. S.	dioritische Gesteine mit überwiegend Hornblende	dioritische Gesteine mit überwiegend Biotit	quarzdiori- tische Gesteine mit überwiegend Hornblende	quarzdiori- tische Gesteine mit Biotit	quarzdiori- tische Gesteine mit Granat
Stufe II	17	14	20	14	30	5
Stufe III	60	5	10	8	15	2

Tabelle 8 enthält die Ergebnisse der chemischen Analyse von 19 Proben kristalliner Gesteine verschiedener Metamorphosestufen aus dem Suevit von verschiedenen Vorkommen und Tabelle 9 eine qualitative Beschreibung dieser Gesteine. Der Mineralbestand der Gesteine Nr. 604, 633, 43, 316, 352, 600, 608, 324 wurde quantitativ nach dem Punktzählverfahren bestimmt (BORUS). Für die übrigen Proben beruhen die gewählten Gesteinsbezeichnungen auf einer qualitativen Abschätzung des Mineralgehaltes. Die Auswahl der Tabelle ist zunächst noch eine ganz willkürliche. Es ist vorgesehen, noch sehr viel mehr Proben zu analysieren, um einen Überblick über den Chemismus der von den Stoßwellen betroffenen Gesteine zu bekommen.

Zum weiteren Vergleich sei auch noch auf die Tabellen 10 und 11 hingewiesen, welche Zusammensetzung und qualitative Gesteinsbeschreibung einiger Gesteine aus kristallinen Trümmern enthalten.

Tabelle 8

## Chemische Analysen kristalliner Einschlüsse aus dem Suevit

Nr.	604	48	633	43	630	316
SiO <sub>2</sub>	72,77	72,64	70,38	69,84	69,71	67,70
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,29	0,34	0,30	0,22	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,98	13,71	15,30	15,16	13,45	15,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,93	1,21	1,32	0,81	1,49	1,76
FeO	0,29	0,23	0,16	0,59	0,21	1,31
MnO	—	0,05	0,02	0,03	0,09	0,05
MgO	0,40	1,25	0,48	0,57	0,65	1,37
CaO	1,01	2,68	1,12	1,23	1,62	2,80
Na <sub>2</sub> O	4,68	3,36	4,04	5,28	2,56	1,32
K <sub>2</sub> O	3,06	0,25	4,19	4,40	4,30	5,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,17	—	0,31	0,11	0,31
Glühverlust	2,98	4,93	2,34	1,21	5,70	3,31
Summe	100,54	100,52	99,69	99,73	100,11	100,59

Nr.	200	25	352	601	727	600
SiO <sub>2</sub>	66,31	65,98	59,99	58,77	55,88	55,59
TiO <sub>2</sub>	0,35	1,00	0,34	0,97	0,77	1,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,70	16,20	17,09	16,48	17,64	18,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45	2,17	2,94	2,31	3,63	1,85
FeO	0,49	0,30	1,67	1,84	2,52	4,12
MnO	—	0,04	0,05	0,07	0,12	0,09
MgO	0,44	0,72	1,69	3,26	5,11	3,30
CaO	0,84	2,40	2,80	3,30	2,41	3,80
Na <sub>2</sub> O	3,70	3,55	3,20	1,76	1,65	3,37
K <sub>2</sub> O	5,16	5,23	5,13	2,97	3,15	4,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,59	0,16	0,85	0,56	0,25	0,62
Glühverlust	4,43	2,75	4,39	8,21	7,51	3,06
Summe	100,46	100,50	100,14	100,50	100,64	100,33

Nr.	114	150	621c	608	627	246	324
SiO <sub>2</sub>	53,85	53,07	51,85	47,64	47,63	46,95	46,00
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,32	0,95	0,32	0,54	2,45	1,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,35	15,94	13,20	19,04	18,30	19,80	15,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,65	4,03	5,00	4,82	4,28	2,82	4,82
FeO	4,27	2,56	3,48	5,07	4,99	3,70	5,05
MnO	0,17	0,11	0,24	0,16	0,21	0,08	0,25
MgO	5,46	4,81	8,30	6,69	7,45	3,79	7,66
CaO	5,00	3,38	5,26	6,27	7,55	5,15	7,27
Na <sub>2</sub> O	1,19	1,70	1,05	1,71	3,02	5,15	2,60
K <sub>2</sub> O	0,61	2,86	3,00	3,05	1,29	2,57	1,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,76	0,51	0,64	0,20	1,52	0,13
Glühverlust	10,62	10,86	7,75	4,94	4,96	6,50	8,74
Summe	100,07	100,40	100,59	100,35	100,42	100,48	109,65



Tabelle 9

**Beschreibung der analysierten Einschlüsse kristalliner Gesteine  
aus verschiedenen Suevitvorkommen**

Nr.

- 604: Heller Biotitgranit. Otting. Stufe I (diaplekt. Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Biotit untergeordnet)
- 48: Biotitgranit (?) Altebürg. Stufe III (diaplekt. Quarzglas mit Coesit, Feldspatglas, vollst. rekristallisiert, Mafite vollst. umgewandelt)
- 633: Biotitgranit. Alerheim. Stufe I (diaplekt. Quarz, wenig Orthoklas, Oligoklas, Biotit)
- 43: Heller Biotitgranit. Altebürg. Stufe I (Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Biotit)
- 630: Heller Granit. Aumühle. Stufe III (diaplekt. Quarzglas mit Coesit, Feldspatglas teils blasenarm und stark rekristallisiert, teils sehr blasenreich, geringe Reste von Mafiten).
- 316: Quarzdioritischer Biotit-Hornblende-Gneis. Zipplingen. Stufe I (diaplekt. Quarz, Oligoklas, Orthoklas fraglich, wenig Hornblende und Biotit, Epidot (?))
- 200: Granodiorit. Aumühle. Stufe II—I (diaplekt. Quarz mit stark erniedrigter Doppelbrechung, Orthoklas (?) mit beginnender Isotropisierung, Plagioklas, Biotit zersetzt)
- 25: Biotitgranit. Alerheim. Stufe I (diaplekt. Quarz, diaplekt. Orthoklas, diaplekt. Plagioklas, Biotit)
- 352: Monzodiorit. Zipplingen. Stufe I (diaplekt. Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Biotit chloritisiert, Titanit)
- 601: Gneis (?) Otting. Stufe III (diaplekt. Quarzglas mit Coesit, Feldspatglas mit Blasen teils rekristallisiert, Biotit fast völlig opak)
- 727: Biotitgneis. Otting. Stufe II (diaplekt. Quarzglas, Feldspatglas z. T. rekristallisiert, viel Biotit)
- 600: Monzodiorit. Otting. Stufe I (Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Biotit, Titanit, Hornblende zersetzt)
- 114: Hornblende-Diorit (Gneis?). Bollstadt. Stufe II (diaplekt. Quarzglas mit Coesit, Feldspatglas vollst. rekristallisiert, Hornblende)
- 150: Biotitgranit oder -gneis. Otting. Stufe II (diaplekt. Quarzglas mit Coesit, diaplekt. Orthoklasglas (?) mit feinsten Bläschen, Plagioklasglas (?) vollst. rekristallisiert, Biotit)
- 621c: Biotit-Amphibolit. Bollstadt. Stufe II (diaplekt. Quarzglas mit Coesit, Feldspatglas mit Bläschen z. T. rekristallisiert, Hornblende, Biotit, Titanit, sekundärer Calcit)
- 608: Amphibolit (Hornblende-Biotit-Diorit). Zipplingen. Stufe I (Plagioklas z. T. mit Gleitbändern, Hornblende, wenig Biotit)
- 627: Amphibolit. Schmädingen. Stufe II (diaplekt. Andesinglas, doppelbrechende Partien mit Gleitbändern, Hornblende, wenig Biotit)
- 246: Glimmerschiefer. Aumühle. Stufe II (diaplekt. Orthoklasglas (?) mit feinsten Bläschen, diaplekt. Plagioklasglas z. T. noch schwach doppelbrechend, viel Biotit, Muskowit zersetzt, Titanit)
- 324: Amphibolit (Hornblende-Biotit-Diorit). Zipplingen. Stufe I (Andesin serizitisiert, Hornblende z. T. zersetzt, Biotit chloritisiert)

**Bemerkung zu den Fundpunkten:**

Alerheim: kleines Suevitvorkommen, das beim Bau einer Rohrleitung 1964 aufgeschlossen wurde.

Schmädingen: Nur durch Lesesteine kenntliches Suevitvorkommen 1 km westlich des Ortes.

Die übrigen Lokalitäten sind in der Aufschlußbeschreibung 272 ff. erwähnt.

Tabelle 10

## Chemische Analysen von Gesteinen kristalliner Trümmersmassen

Nr.	719	725	321	303
SiO <sub>2</sub>	73,60	72,24	65,18	64,29
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,13	0,05	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,90	15,80	15,06	14,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	0,64	1,64	2,60
FeO	0,79	0,88	4,05	3,78
MnO	0,02	0,03	0,16	0,17
MgO	0,69	0,56	2,94	2,90
CaO	0,45	0,79	2,07	2,40
Na <sub>2</sub> O	3,94	4,02	1,72	2,42
K <sub>2</sub> O	3,38	2,93	3,85	2,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,23	0,53	0,80
Glühverlust	1,26	1,49	2,56	3,73
Summe	99,63	99,74	99,71	100,57

Tabelle 11

## Qualitative Gesteinsbeschreibung der analysierten Gesteine aus Kristallinen Trümmersmassen

- 719: Heller Granit. Wengenhausen. (Quarz, Orthoklas, Oligoklas-Andesin, Epidot, Muskowit, Chlorit; z. T. schriftgranitische Verwachsungen)
- 725: Zweiglimmergranit. Schnabelhöfe b. Minderoffingen. (Quarz, perthitischer Orthoklas, zonarer Oligoklas, pinitisierter Cordierit, Biotit [z. T. chloritisiert], Muskowit)
- 321: Granat-Biotit-Gneis. Klostermühle b. Maihingen (serizitisierter Oligoklas-Andesin, Quarz, Orthoklas fraglich, Biotit, Granat)
- 303: Granat-Biotit-Gneis. Appethofen. Stufe I der Stoßwellenmetamorphose (diaplekt. Quarz, Orthoklas, Plagioklas, viel Biotit, wenig Granat)

## Anmerkung:

Proben 719, 725 und 321 aus homogenen Kristallinschollen.  
 Probe 303 aus einer heterogenen Kristallinbreccie.

## 2.1.1.3. Glasbomben

Die Glasbomben sind aus der Aufschmelzung kristalliner Gesteine entstanden und stellen die höchste Beanspruchungsstufe der Stoßwellenmetamorphose (Stufe IV) dar. Wegen ihrer meist charakteristisch flachen Formen werden sie Fladen oder Flädle genannt (Abb. 21). Eine Beschreibung ihrer Morphologie ist von HÖRZ (1966) gegeben worden, auf dessen ausführliche Arbeit mit zahlreichen Abbildungen hier verwiesen sei.

Es ist sicher, daß die Bomben ihre Formen durch den sehr schnellen Flug durch die Atmosphäre erworben haben, während sie sich mindestens in den Außenzonen noch in zähflüssigem Zustand befanden. Beim Auftreffen auf den Boden waren sie schon so weit erkaltet, daß sie im Unterschied zu vulkanischen

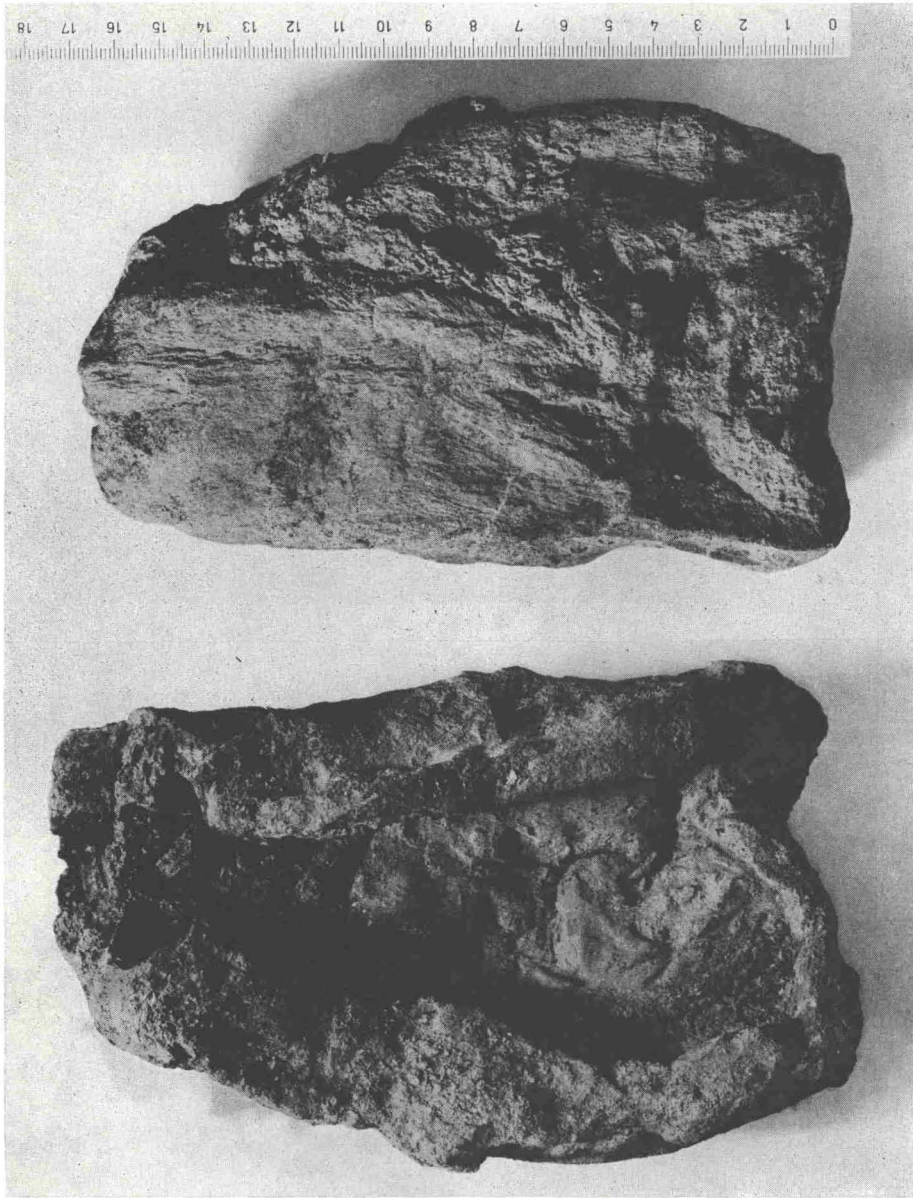




Abb. 21. Drei charakteristische Typen von Glasbomben (a, b, c) aus dem Suevit von Heerhof.

a<sub>1</sub>, b<sub>1</sub>, c<sub>1</sub>: „Vorderseiten“

a<sub>2</sub>, b<sub>2</sub>, c<sub>2</sub>: „Rückseiten“



$b_1$

$b_2$





Schweißschlacken durch den Aufprall keine plastische Verformung mehr erlitten. Ein Unterschied zu vulkanischen Bomben von ähnlich hohem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt besteht darin, daß die letzteren im allgemeinen massivrundlich ausgebildet sind. Die Verformung zu den flachen, lappenförmigen Gebilden, wie sie unter den Riesbomben sehr häufig sind, beobachtet man höchstens bei niedrig-viskosen Magmen niedrigen  $\text{SiO}_2$ -Gehaltes (fladenähnliche Formen kommen z. B. am Stromboli bei einem Gehalt von ca. 51 %  $\text{SiO}_2$  vor).

In dem Augenblick des Auftreffens auf den Boden und der Einlagerung in die Suevitmasse waren die Bomben zwar soweit erkaltet, daß sie nicht mehr plastisch verformt werden konnten, doch hatte in ihnen noch keinerlei Kristallisation begonnen. Dies ist daraus zu schließen, daß die Glasbomben der untersten Suevitschicht, die sich schnell abkühlte, auch heute noch vollständig glasig sind und keine Rekristallisationsprodukte enthalten. Abgeschreckte Zonen an der Basis des Suevit konnten in zahlreichen Vorkommen nachgewiesen werden (Otting, Aumühle, Bollstadt, Aufhausen, Altebürg); es sei hier auf die Beschreibung der einzelnen Aufschlüsse verwiesen. Besonders deutlich sind solche Zonen auch im Suevitprofil der Bohrung Wörnitzostheim ausgebildet. Eine genaue Beschreibung hat FÖRSTNER (1967) gegeben. In diesem Profil liegt eine 84 m mächtige Suevitschicht auf brecciertem Granit und wird von tertiären Seesedimenten überlagert. Eine unterste 17 m mächtige Lage und eine oberste 6 m mächtige Partie des Suevits enthalten nicht-rekristallisierte, also schnell abgekühlte Glasbomben, während die Gläser im dazwischen liegenden Abschnitt alle rekristallisiert sind. Eine hangende abgeschreckte Lage an der Oberfläche des Suevit hat es natürlich auch in allen isolierten Suevitvorkommen außerhalb des Kessels gegeben. Nur ist sie dort meist durch die Erosion abgetragen worden und nur in wenigen Vorkommen noch erhalten, so z. B. in Otting und Zipplingen, ein Beweis dafür, daß die Erosion hier verhältnismäßig wenig Material abgetragen hat.

Die nicht-rekristallisierten, glasigen Bomben repräsentieren am deutlichsten den ursprünglichen Zustand der aus dem Rieskessel herausgeschleuderten Schmelze. Sie wurden zur kürzeren Bezeichnung als Typ I-Gläser benannt, im Unterschied zu den vollständig kristallisierten Gläsern des Typus III und den Gläsern mit beginnender Kristallisation vom Typus II (ENGELHARDT 1967b).

Die I-Gläser sind im allgemeinen sehr inhomogene Gebilde. Die überwiegende Mehrzahl von ihnen besteht aus einem schlierigen Matrixglas, in welches verschiedene Fragmente eingebettet sind (Abb. 22). Die Matrix ist eine unvollkommene Mischung verschiedener nach Farbe und Lichtbrechung unterscheidbarer, d. h. also chemisch verschiedener Glasarten. Daher kann man für diese Gläser nicht eine einzige Lichtbrechung angeben. Nach unseren neueren Bestimmungen liegt die Lichtbrechung des Matrixglases von Typ I-Bomben im Bereich zwischen 1,535 und 1,547, die mittlere Lichtbrechung beträgt etwa 1,54. Die Fragmente bestehen aus kristallinen und glasigen Komponenten. Kristalline Bestandteile sind ganz überwiegend eckige Bruchstücke von Quarz und wenige Feldspatfragmente. Häufig sind Quarze mit planaren Elementen, wie sie in den Gesteinen der ersten Stoßwellenstufe vorkommen. Es fehlen so gut wie vollständig dunkle Minerale. Ganz selten findet man einmal ein einzelnes Biotitblättchen oder ein Hornblendekorn. Gelegentlich kommen einzelne Körner von





Abb. 22. Nicht rekristallisiertes Glas mit Schlieren, Blasen und Mineralfragmenten. Glasbombe aus dem Suevit von Otting.

Apatit, Zirkon oder Titanit vor. Die Mineralfragmente sind meist in schlierenförmigen Zonen angeordnet, die den Schlieren des Glases parallel verlaufen und eine Strömung der heißen Schmelze abbilden. Weitere Fragmente sind helle Gläser, von denen mindestens zwei Arten unterschieden werden können:

$\text{SiO}_2$ -Glas, von schaumiger Ausbildung oder zu langen Fäden und phantastischen Formen ausgezogen (siehe Abb. 10). Dieses Glas war sicherlich in geschmolzen-flüssigem Zustand, doch konnte es sich nicht in der umgebenden Matrixschmelze lösen. Mit der Mikrosonde wurde festgestellt, daß es sich bei diesem Glas um reines  $\text{SiO}_2$  handelt. Die Messung der Lichtbrechung ergab jedoch Werte zwischen 1,472 und 1,475, während für normales geschmolzenes  $\text{SiO}_2$   $n = 1,46$  gilt. Die Ursache dieser zu hohen Lichtbrechung ist noch nicht geklärt.

Andere Fragmente hellen Glases haben höhere Lichtbrechungen (um 1,51, z. T. auch höher). Es handelt sich z. T. um geschmolzenes Feldspatglas, das sich noch nicht in der Matrix aufgelöst hat, z. T. um diaplektische Gläser von Quarz und Feldspat.

Ein weiterer Bestandteil der meisten Gläser sind die oft sehr zahlreichen Blasen, die ehemals mit heißen Gasen oder Dämpfen erfüllt waren. Sie haben heute oft eine Tapete aus sekundär gebildeten Mineralen, vor allem ein Mineral der Montmorillonitgruppe oder Quarz. Häufig sind die Blasen in den fragmentreichen Schlieren angereichert, offenbar eine Art Flotationseffekt.

In manchen Vorkommen (Otting, Amerdingen) findet man an der Basis des Suevit kleine mehr oder weniger rundliche Körper (kirschkernegroß, auch größer) aus einem sehr homogenen Glas, die weder Schlieren, noch Fragmente, noch nennenswerte Mengen von Blasen enthalten. Die rundliche Form scheint

Tabelle 12

## Chemische Zusammensetzung von Glasbomben aus dem Suevit

( $\bar{x}$  = Mittelwert.  $\sigma$  = Standardabweichung)

	Gläser Typ I <sup>1)</sup>		Gläser Typ II <sup>2)</sup>		Gläser Typ III <sup>3)</sup>		Homogener Glaskörper Otting
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	
SiO <sub>2</sub>	63,54	1,03	62,07	1,36	64,04	1,15	64,22
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,08	0,85	0,13	0,78	0,10	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,10	0,43	14,72	0,67	15,28	0,80	15,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,99	0,19	1,25	0,65	1,42	0,72	0,67
FeO	3,75	0,19	3,37	0,26	2,39	1,26	4,09
MnO	0,10	0,01	0,13	0,06	0,08	0,03	0,12
MgO	2,71	0,19	2,63	0,43	1,71	0,92	2,94
CaO	3,45	0,42	3,62	0,45	3,98	0,86	3,47
Na <sub>2</sub> O	2,86	0,29	3,53	0,61	3,59	0,68	3,41
K <sub>2</sub> O	3,71	0,16	3,29	0,36	3,50	0,76	3,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,12	0,36	0,09	0,32	0,08	0,31
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,73	0,30	3,58	1,06	2,72	1,03	0,80
CO <sub>2</sub>	0,37	0,22	0,53	0,49	0,33	0,19	

1) Mittel aus 9 Einzelanalysen.

2) Mittel aus 6 Einzelanalysen.

3) Mittel aus 17 Einzelanalysen.

Beschreibung der analysierten Bomben bei ENGELHARDT (1967).

— in den meisten Fällen wenigstens — nicht primär zu sein, sondern aus perlitischen Sprüngen hervorzugehen. Primär lagen hier offenbar Bomben vor, die aus einem sehr homogenen Glas ohne Fragmente bestanden und wegen ihrer Homogenität, mehr als die inhomogenen Bomben, zur Bildung perlitischer Sprünge neigten. So entstanden aus den homogenen Glasbomben bevorzugt die rundlichen, auf den ersten Blick tropfenähnlichen Glaskörper.

Die chemische Zusammensetzung dieser homogenen Glaskörper ist mit der der inhomogenen identisch (siehe Tabelle 12). Der Unterschied besteht offenbar darin, daß die homogenen Gläser besonders hoch, oder auch etwas länger erhitztes Material darstellen, während bei der Bildung der inhomogenen Bomben dasselbe Material nicht vollständig aufgeschmolzen und durchmischt werden konnte.

Die glasigen Bomben vom Typus I kommen in verschiedenen Farben vor. Häufig sind etwas lichtere Farbtöne (grünlich, bräunlich), es kommen aber auch ganz dunkle, fast schwarze Farben vor. Nach den bisher vorliegenden Daten ist die verschiedene Farbe nicht durch verschiedenen Fe-Gehalt oder einen verschiedenen Oxidationsgrad zu erklären. Die Ursache der Färbung muß noch näher untersucht werden. Die nicht-kristallisierten Gläser können auch im Gelände durch ihren Glanz und die durchscheinenden Kanten und Ecken leicht von Gläsern des Typus III unterschieden werden. Nicht ganz eindeutig ist für das unbewaffnete Auge die Unterscheidung von den II-Gläsern mit beginnender Kristallisation.

Die vollständig kristallisierten Gläser (III) sind auf frischem Bruch von grau-schwarzer oder bläulicher Farbe. Der Glanz fehlt oder ist doch von viel



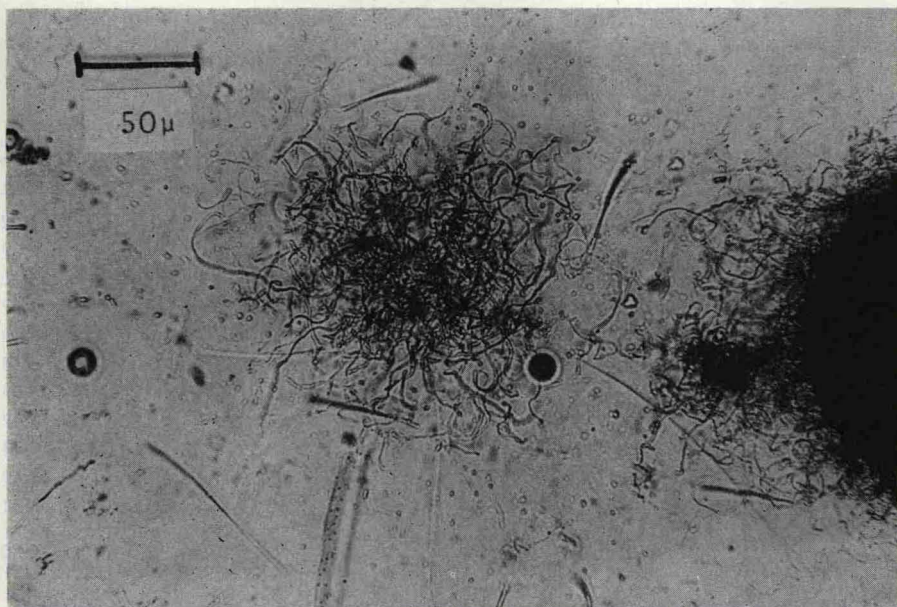


Abb. 23. Haarkristalle von Pyroxen. Aus einer stark rekristallisierten Glasbombe im Suetit von Bollstadt.

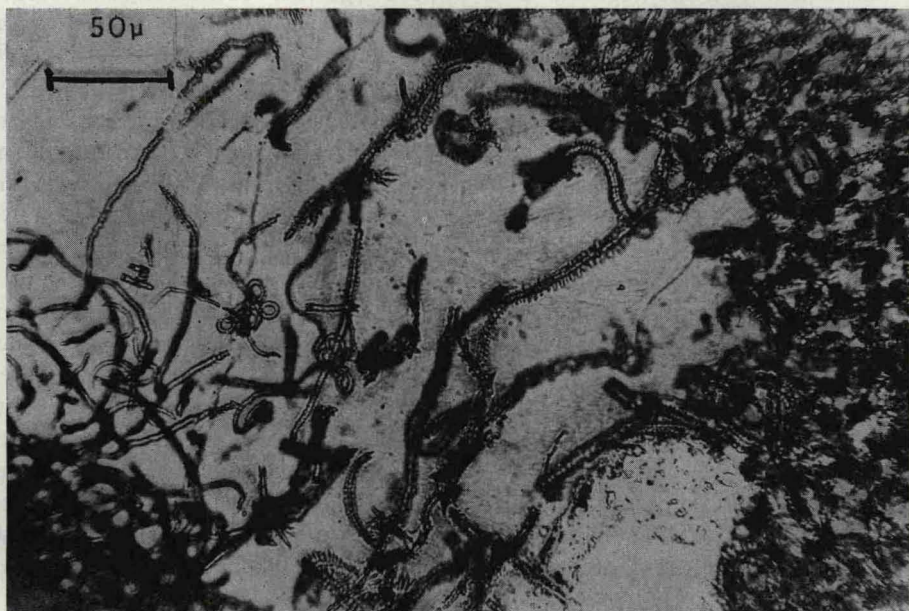


Abb. 24. Wurmförmige Pyroxenkristalle. Aus einer stark rekristallisierten Glasbombe im Suetit von Aufhausen.

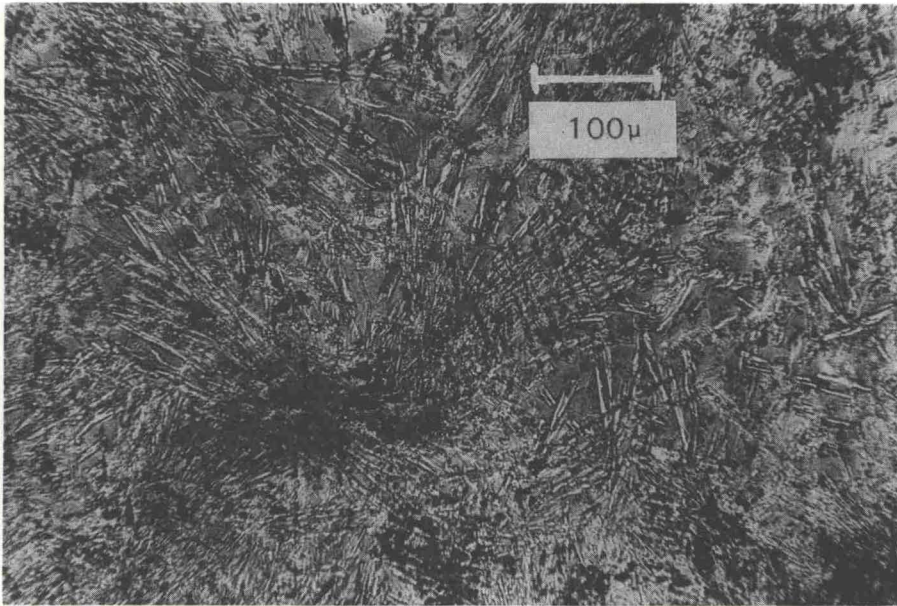


Abb. 25. Leistenförmige Feldspatkristalle. Aus einer stark rekristallisierten Glasbombe im Suevit von Fünfstetten.

stumpferer Art als der der I-Gläser. Die Glasbomben vom Typus III erfüllen die ganze innere Masse des Suevit, d. h. diejenigen Teile, in denen sich eine relativ hohe Temperatur so lange halten konnte, daß die Substanz der Gläser zu einem großen Teil kristallisierte. Daß die Kristallisation erst in einem Augenblick begann, in dem diese Bomben im Suevit eingelagert waren und sich nicht mehr bewegten, kann man daran erkennen, daß — anders als bei vulkanischen Gläsern — die neugebildeten Kristalle hier niemals irgendwelche Strömungsgefüge abbilden. Sie sind in der vollständig ruhenden Schmelz- oder Glasmasse entstanden und weitergewachsen, solange diese noch heiß genug war. Die Untersuchung der Kristallisationsprodukte ist noch nicht abgeschlossen, daher soll hier nur eine vorläufige und summarische Beschreibung gegeben werden.

Die wichtigsten Neubildungen sind Pyroxen und Feldspat. Charakteristisch sind merkwürdige Whiskerbildungen, wie sie in dieser Form in vulkanischen Gläsern nicht bekannt sind.

Pyroxen entsteht bei der Abkühlung vermutlich meist als die erste Phase. Er bildet gerne feine Haarkristalle, die von einer Unterlage aus weit in die Schmelze hinausreichen (Abb. 23). Manchmal kommen auch dickere, wurmförmige Kristalle vor, die sich rechtwinklig verzweigen (Abb. 24) oder schneesternartige Gebilde.

Der Feldspat ähnelt röntgenographisch einem Andesin-Oligoklas. Er bildet teils feine dünne Leisten (Abb. 25), die nach dem Albitgesetz verzwilligt sind, oder fächerförmige bis unregelmäßige Aggregate (Abb. 26).

Als Neubildung verbreitet ist ferner ein Mineral der Montmorillonitgruppe (vor allem als Blasenfüllung und auf Rissen) und Quarz. In Amerbach und Polsingen kommt Christobalit vor.





Abb. 26. Strahlige Feldspatkristalle. Aus einer stark rekristallisierten Glasbombe im Suevit von Bollstadt.

Die Ausbildung der Rekristallite und ihr gegenseitiges Mengenverhältnis ist in den einzelnen Vorkommen, ja selbst in den Bomben eines Vorkommens recht verschieden, jedoch offenbar nicht durch Unterschiede der primären Zusammensetzung bedingt. Vielmehr dürfte der zeitliche Verlauf der Abkühlung eine entscheidende Rolle spielen.

Tabelle 12 enthält die Durchschnittswerte zahlreicher früher schon publizierter Analysen von Glasbomben (ENGELHARDT & HÖRZ 1965, ENGELHARDT 1967b) und dazu eine neue Analyse eines der erwähnten Homogenen Glaskörper. Für die Einzeldaten und die Beschreibung der analysierten Glasproben sei auf die zitierten Arbeiten verwiesen.

Die Zusammensetzung der I-Gläser ist außerordentlich uniform und nicht vom Vorkommen abhängig. Dies spricht dafür, daß das geschmolzene Material aus einer einzigen Quelle im Zentrum des Rieskessels stammt. Da ferner die meisten Bomben eine sehr unvollkommene Durchmischung im Kleinen zeigen, ist es nicht vorstellbar, daß die Schmelze der Glasbomben aus einer Mischung verschiedener Gesteine entstanden ist. Vielmehr müssen alle Bomben aus der Aufschmelzung eines einzigen ganz bestimmten Gesteins gebildet worden sein. Da im Untergrund des Ries sehr verschiedene Gesteine anstehen, wie die verschiedenen Typen der Einschlüsse zeigen, hat vermutlich nur ein räumlich nicht sehr großer Bereich des Untergrundes die Schmelze geliefert, aus denen die Bomben herzuleiten sind.

Aus den chemischen Einzelanalysen der Bomben wurden normative Mineralgehalte nach dem Verfahren von RITTMANN berechnet. Die auf 100 umgerechneten Zahlen für A (Alkalifeldspat), P (Plagioklas) und Q (Quarz) sind in Abb. 27 in Dreiecksprojektion dargestellt, zusammen mit den entsprechend berechneten



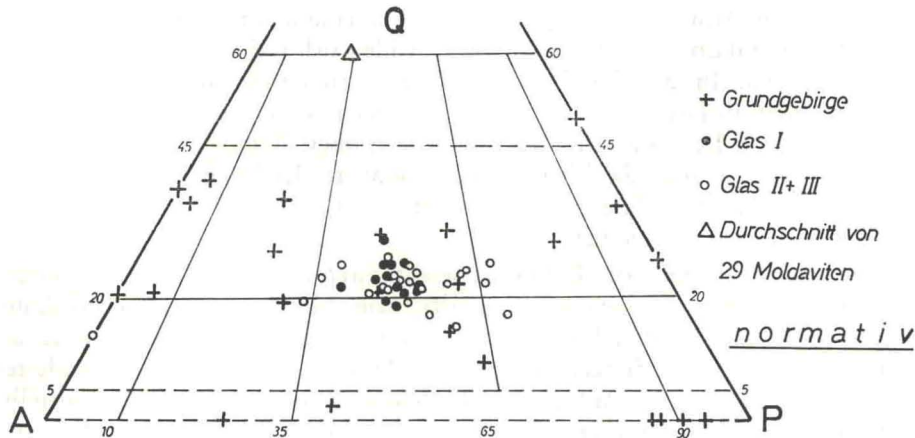


Abb. 27. Normative Mineralzusammensetzung von Glasbomben und Kristallinem Grundgebirge (Einschlüsse im Suevit und Kristalline Trümmernmassen). Erklärung im Text.

Werten der kristallinen Gesteine aus den Tabellen 8 und 10. Die Glasanalysen fallen also in das Granitfeld und von allen untersuchten Kristallingesteinen entspricht der Chemismus der Gneise von Maihingen (321) und von Appethshofen (303) am besten der Zusammensetzung der Glasbomben. Es wäre also denkbar, daß die Gläser durch die Aufschmelzung eines solchen Gneises entstanden sind.

Weitere chemische Untersuchungen sind im Gange. Vorläufig abgeschlossen ist eine größere Reihe von Ni- und Co-Bestimmungen durch STAEBLE (1969) an Gläsern und kristallinen Gesteinen, über welche an anderer Stelle ausführlich berichtet werden soll. Es ergab sich, daß die Glasbomben vom Typ I durchschnittlich 38 mg Ni/g und 14 mg Co/g enthalten. Der Co-Gehalt ist nicht höher als der sonst in Gesteinen ähnlichen  $\text{SiO}_2$ -Gehaltes vorkommende und entspricht auch genau dem Co-Gehalt derjenigen kristallinen Riesgesteine, deren Chemismus dem der Glasbomben am nächsten kommt (Nr. 321 und 303). Dagegen ist der Ni-Gehalt der Bomben deutlich höher als der Durchschnittsgehalt granitischer und granodioritischer Gesteine und auch deutlich höher als der der Riesgesteine sonst sehr ähnlicher Zusammensetzung (die Gneise Nr. 321 und 303 enthalten beide nur 25 mg Ni/g). Es wäre also möglich, daß die Glasbomben durch eine geringe Beimengung meteoritischen Materials eine Erhöhung ihres Ni-Gehaltes erfahren haben. Um den erhöhten Gehalt an Ni zu erzeugen, würden 0,04 % eines Eisenmeteoriten oder 0,2 % eines Chondrits, bezogen auf die Glasmasse, genügen.

#### 2.1.1.4. Grundmasse

Die Grundmasse des Suevit wird zur Zeit in einer Diplomarbeit (SCHÜLE 1969) untersucht, die sich zunächst auf Proben aus dem Suevitbruch von Otting beschränkt. Diese Arbeit ist noch nicht abgeschlossen, so daß wir hier nur über einige vorläufige Ergebnisse berichten können.

Unter dem Mikroskop erkennt man als die größeren Bestandteile der Grundmasse des Suevit alle Minerale der kristallinen Gesteine, d. h. eckige Bruchstücke von Quarz, Feldspäten, Hornblende und Biotit. Feldspäte und Quarzkörner zeigen zum Teil die beschriebenen Erscheinungen der Stoßwellenmetamorphose.



Zwischen diesen Mineralbruchstücken kommen kleine meist unregelmäßig fetzenartig geformte Glasbomben vor. Sie unterscheiden sich nicht von den Gläsern der großen Bomben. In den Bereichen des Suevit, in denen die großen Bomben aus nicht kristallisiertem Glas (Typ I) bestehen, enthalten auch die kleinen Glasfetzen keine Rekristallisationen. Wo die großen Bomben kristallisiert sind (Typ III), sind es auch die kleinen Glasfragmente. Es besteht also hinsichtlich der Kristallisation der Gläser kein wesentlicher Unterschied zwischen großen und mikroskopisch kleinen Bomben.

Die feinsten Anteile der Grundmasse enthalten nach Ausweis von Röntgenaufnahmen als vorherrschenden Bestandteil ein Mineral der Montmorillonitgruppe. Im Dünnschliff erkennt man Auskleidungen von Hohlräumen und mannigfache Krustenbildungen aus diesem Mineral, das demnach mindestens zum großen Teil nach der Ablagerung des Suevit, also wohl in einer unmittelbar der Ablagerung folgenden thermalen Phase entstanden ist. Das Röntgendiagramm zeigt außerdem die Interferenzen von Quarz und Glimmer.

Worauf die stellenweise starke Verfestigung der Grundmasse des Suevit beruht, welche seine Eignung als Baustein bedingt, ist noch nicht geklärt. Es handelt sich jedenfalls nicht um eine Verfestigung durch Karbonat, da sie auch der Einwirkung von Salzsäure standhält. Es ist möglich, daß die verfestigten Partien ihre Festigkeit durch eine sekundäre Verkieselung erhalten haben.

## 2.1.2. Vorkommen, Verbreitung und Lagerung des Suevits

### 2.1.2.1. Allgemeines

Man kann zwei verschiedene Arten des Vorkommens von Suevit im Ries unterscheiden:

1. Im Inneren des zentralen Rieskessels als Unterlage der tertiären Seesedimente.
2. In isolierten fleckenhaften Vorkommen am Riesrand und im Vorries.

Der die tertiären Sedimente des Rieskessels unterlagernde Suevit wurde direkt durch die beiden Bohrungen Deiningen und Wörnitzostheim nachgewiesen. Die dort erbohrten Profile und die Beschaffenheit des Suevit wurden von MOSEBACH (1964) und FÖRSTNER (1967) beschrieben. In Deiningen, nahe dem Zentrum des Kessels, liegt der Suevit unter 296 m einer aus bituminösen an der Basis sandigen Mergeln bestehenden Serie von Seesedimenten. Der Suevit ist in den oberen ca. 30 m mehr oder weniger umgelagert. Etwa 60 m Suevit wurden durchbohrt, ohne daß eine untere Grenze erreicht wurde. Die Glasbomben dieses Suevits sind fast vollständig zersetzt und das Gestein enthält im Unterschied zu allen anderen bekannten Vorkommen viel Analcim, z. T. in recht großen Kristallen. In der Bohrung Wörnitzostheim, in der südöstlichen Randzone des Riesbeckens traf man 13 m tertiäre Seesedimente und darunter 87 m Suevit mit gut erhaltenen Glasbomben. Unter dem Suevit folgen 1,3 m Granit, 5 m Keuper-sandstein und -letten und etwa 70 m Opalinuston (Dogger) — also eine auf den Kopf gestellte Schichtfolge, deren Glieder der Bunten Breccie entsprechen.

Es ist anzunehmen, daß die Seesedimente im gesamten zentralen Riesbecken von Suevit unterlagert werden, welcher eine mehr oder weniger geschlossene Lage wechselnder Mächtigkeit bildet. Dies ist nach ANGENHEISTER und POHL



(POHL 1965, ANGENHEISTER und POHL 1964, ANGENHEISTER 1967) aus der negativen Anomalie der erdmagnetischen Totalintensität im Bereich des zentralen Rieskessels zu schließen. An zahlreichen Oberflächenaufschlüssen wurde nämlich festgestellt, daß der Suevit durchwegs invers magnetisiert ist. Der invers gerichtete Vektor der remanenten Magnetisierung des Suevits ist für alle gemessenen Vorkommen innerhalb außerordentlich enger Grenzen identisch und entspricht der Richtung des magnetischen Erdfeldes zur Zeit des Riesereignisses vor 15 Millionen Jahren (Obermiozän). Die negative magnetische Anomalie im Rieskessel kann durch eine invers magnetisierte Suevitschicht wechselnder Dicke erklärt werden, die überall die Unterlage der tertiären Seesedimente bildet.

In den fleckenhaften Vorkommen außerhalb des zentralen Kessels bildet der Suevit stets das jüngste der aus dem Rieskrater stammenden Trümmergesteine. Nirgends wird Suevit von Riesbreccien oder Trümmermassen überlagert. Wo die Unterlage des Suevit aufgeschlossen ist, besteht sie stets aus Bunter Breccie. An vielen Stellen wurde der Suevit früher im Steinbruchbetrieb als Baustein oder als Zuschlag für Zement gewonnen. Daher sind viele Vorkommen seit langer Zeit bekannt und waren in früheren Jahren gut aufgeschlossen. Heute werden nur noch wenige Vorkommen abgebaut (Otting, Amerdingen, Aufhausen; bis vor einigen Jahren: Bollstadt, Aumühle), so daß die Aufschlußverhältnisse sehr viel schlechter geworden sind. Eine Aufzählung der 1926 bekannten Vorkommen findet man bei SCHNELL (1926). Im folgenden Abschnitt ist der heutige Zustand der wichtigsten Vorkommen beschrieben. Weitere Suevitvorkommen findet man auf den geologischen Kartenblättern 1 : 25 000.

Die oberflächlichen Suevitvorkommen (vgl. die Karten bei HÖRZ 1965, sowie auf S. 63) liegen in der südlichen und östlichen Außenzone des Riesbeckens, im Bereich der Peripherie des Beckens und im östlichen und südlichen Vorland (Vorries), außerhalb des Kraters. Die Verteilung der Suevitvorkommen entspricht nicht der Kreissymmetrie. Im Westen und Norden sind Suevitvorkommen spärlich und auf den Beckenrand beschränkt. Im Süden und Osten sind sie zahlreicher und erstrecken sich weit in das Vorries hinaus (bis zu 20 km vom Zentrum entfernt).

Es ist sicher, daß längst nicht alle Suevitvorkommen an der Oberfläche bekannt sind, da manche Suevite weich und stark zersetzt sind und deshalb im Wald- oder Ackerboden verborgen bleiben, wo sie nur zufällig anlässlich von Erdarbeiten zum Vorschein kommen. Auch wird man annehmen dürfen, daß einige Suevitvorkommen, besonders solche in exponierten Höhenlagen, der Erosion zum Opfer gefallen sind. Da jedoch die Erosion im Riesgebiet seit dem Obermiozän nicht allzu stark gewesen ist, sind sicherlich nicht größere Vorkommen auf diese Weise verschwunden. Aus der Lage verschiedener Suevitvorkommen kann man sogar schließen, daß diese von Anfang an nicht sehr viel größer gewesen sein können als heute. Es mag unmittelbar nach dem Riesereignis eine sehr dünne suevitische Staubschicht das ganze Gebiet bedeckt haben, die inzwischen abgetragen wurde. Die heute fleckenhaften Suevitvorkommen sind aber sicherlich nicht die Reste einer ehemals geschlossenen, mehrere m dicken Suevitdecke. Vielmehr wurde der Suevit sehr wahrscheinlich außerhalb des zentralen Kraters von vornherein in der Gestalt isolierter Massen oder einzelner Spritzer abgelagert.



### 2.1.2.2. Beschreibung einiger Suevitvorkommen

#### Im Norden:

1. **Hainsfarth** (99900/25300)<sup>2)</sup>. Der alte Steinbruch am Westhang des Büschelberges östlich Hainsfahrt ist fast vollständig verwachsen. Es ist nur noch eine einzelne Klippe von Suevit im Nordteil des alten Bruches zu sehen. Das Gestein enthält recht viel Kristallin und bräunliche bis schwarze Glasbomben, z. T. nicht kristallisiert.

2. **Aumühle** (99800/26800). 800 m östlich der Aumühle (2 km nordöstlich Öttingen) liegt am Südhang eines kleinen Tälchens ein Suevitvorkommen, das durch einen Steinbruch aufgeschlossen wird, der in den letzten Jahren verschiedentlich abgebaut wurde, so daß auch heute noch gute Aufschlüsse zu sehen sind. Die unter dem Suevit liegende Bunte Breccie hat hier ein besonders unruhiges Relief, so daß die Grenze gegen den Suevit gut aufgeschlossen ist. In der Mitte des Bruchgeländes erhebt sich eine hohe Aufragung von Bunter Breccie, die vom Steinbruchbetrieb stehen gelassen wurde. Der Suevit liegt mit scharfer Grenze darüber, die untere, etwa 1 m mächtige Abschreckungszone mit nicht kristallisierten Bomben ist gut zu beobachten. Darüber schließt sich normaler Suevit mit rekristallisierten Bomben an. Kristalline Einschlüsse in allen Stufen der Stoßwellenmetamorphose sind häufig. Unter den sedimentären Einschlüssen sind Jurakalke etwa ebenso häufig wie in anderen Suevitvorkommen, obwohl in diesem nördlichen Gebiet Malm heute nicht mehr ansteht und wohl auch zur Zeit des Riesereignisses gefehlt hat. Im oberen NO-Teil des Bruches hat der dort anstehende Suevit einen abweichenden Charakter. Er ist heller gefärbt, scheint im ganzen feiner oder gleichmäßiger gekörnt zu sein und enthält sehr viel weniger und deutlich kleinere Kristallineinschlüsse und Bomben. Nach Westen hin scheint dieser Suevit ohne Übergang an „normalen“ Suevit mit zahlreichen und größeren Gesteinseinschlüssen und Bomben zu grenzen. Eine nähere Untersuchung des Unterschiedes der beiden Suevitvarietäten steht noch aus.

#### Im Osten:

3. **Polsingen** (05300/20900). 100 m südsüdwestlich von Polsingen, zwischen der Straße nach Laub und dem Waldrand liegt ein kleiner stark verwachsener Bruch, in dem senkrechte Wände eines z. T. grauen, z. T. roten Gesteins beobachtet werden können, das dem Gestein von Amerbach sehr ähnlich ist, sich sonst aber von allen Sueviten anderer Vorkommen unterscheidet. Das Gestein ist sehr reich an z. T. großen Einschlüssen kristalliner Gesteine, enthält aber keine Glasbomben. Auch Sedimente scheinen zu fehlen. Die ganze, partienweise schaumige Grundmasse ist offenbar aus einer Schmelze hervorgegangen. Sie besteht unter dem Mikroskop im wesentlichen aus einem grobstrahligen Gewirr von Feldspatleisten. Die sonst auch nur beim Gestein von Amerbach beobachtete rote Farbe rührt von feinverteiltem Hämatit her.

4. **Amerbach** (04650/17900). Das sehr harte Gestein bildet eine kleine Kuppe am NNO-Rand von Amerbach und war bis 1966 in einigen kleinen Gruben auf der Höhe dieser Kuppe anstehend zu sehen. Leider sind diese Gruben inzwischen mit Kies aus einem Kristallinvorkommen der Nachbarschaft angefüllt worden, so daß höchstens einige Lesestücke auf den Feldern gefunden werden können. Das Gestein von Amerbach ist von allen anderen Sueviten unterschieden und entspricht ganz dem Gestein von Polsingen. Die rote, harte Grundmasse enthält sehr viel kristalline Einsprenglinge, wohl keine Sedimente und keine Glasbomben. Die gesamte Grundmasse, die im wesentlichen aus einem Gewirr strahliger Feldspatkristalle besteht, war offenbar bei der Ablagerung des Gesteins in schmelzflüssigem Zustand.

5. **Doosweiher** (07300/18200). An einem Waldweg am Nordufer des Fischteiches kommen zahlreiche herausgewitterte z. T. sehr große Glasbomben vor, die zum Teil sehr charakteristische Formen zeigen. Sie sind alle stark rekristallisiert. Der Suevit selbst ist hier wohl tiefgründig verwittert und nicht aufgeschlossen.

6. **Otting** (11700/16050). Ein großer Bruch nordwestlich des Ortes, westlich der Straße Otting—Wolferstadt, wird vom Zementwerk Märker in Harburg ausgebeutet und bietet zur Zeit den besten und größten Suevitaufschluß im Ries. Am Eingang zum neueren Teil des Bruches (im Süden) tritt als Unterlage des Suevits die Bunte Breccie zu Tage. Sowohl an der

<sup>2)</sup> Rechts- und Hochwert der topographischen Karte 1 : 50 000.



Suevitbruch Otting

## Nordwand

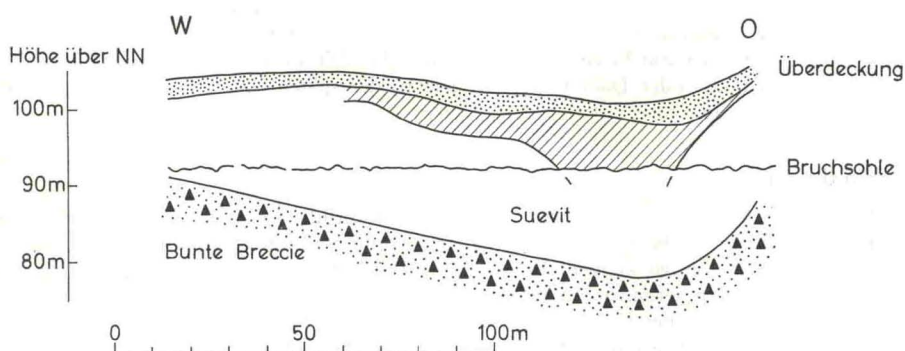


Abb. 28. Suevitbruch Otting, Nordwand. Lagerungsverhältnisse nach Bohrungen der Fa. Märker, Harburg, bearbeitet von H. G. WAGNER, Geologisches Landesamt, Freiburg. Schraffiert: obere abgeschreckte Suevitlage.

Suevitbruch Otting

## Ostwand

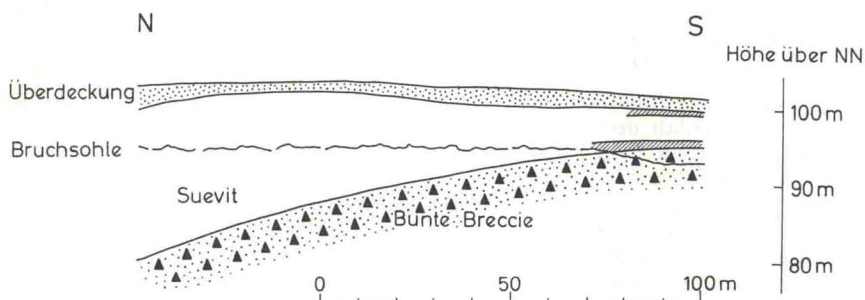


Abb. 29. Suevitbruch Otting, Ostwand. Wie Abb. 28. Schraffiert: untere und obere abgeschreckte Suevitlage.

Ost- wie auch an der Westwand ist dort die scharfe Grenze beider Formationen gut aufgeschlossen. Eine unterste Zone des Suevit (ca. 1 m mächtig) enthält nur glasige, nicht rekristallisierte Bomben, von denen man insbesondere an der Westwand schöne, z. T. sehr große Stücke sammeln kann. Diese größeren Glasbomben vom Typ I haben hier meist eine ziemlich helle, grünliche Farbe. Nach Norden hin taucht, wie durch Bohrungen festgestellt wurde, die Unterkante des Suevits ab. Vor der jetzigen Nordwand liegt sie bis zu 15 m unter der Bruchsohle. Der ganze Suevit ist an dieser Stelle bis 20 m mächtig. An der Nordwand ist z. T. auch die obere abgeschreckte Zone des Suevits erhalten, welche wie die untere Zone im Gelände leicht durch das Vorkommen nicht rekristallisierter Glasbomben zu erkennen ist. Die scharfe Grenze zwischen dieser oberen Suevitlage mit Bomben vom Typ I und dem darunter liegenden Suevit mit solchen vom Typ III senkt sich an der Nordwand bis unter die Bruchsohle. In den Abbildungen 28 und 29 ist dies im einzelnen dargestellt.

Der Suevit ist reich an kristallinen Einschlüssen aller Stufen der Stoßwellenmetamorphose. Es kommen auch zahlreiche sedimentäre Einschlüsse vor.

Die Grundmasse zeigt unterschiedliche Festigkeit. Während z. B. an der langen Ostwand verhältnismäßig hartes Gestein ansteht, kommt in der Nord-West-Ecke ein sehr weicher Suevit



mit gelblich zersetzten Bomben und Kristallineinschlüssen vor. Offensichtlich handelt es sich nicht um Verwitterungserscheinungen, sondern um primäre Unterschiede, resp. um hydrothermale Einflüsse unmittelbar nach der Bildung. Solchen Wirkungen der in der heißen Masse eingeschlossenen Dämpfe ist wohl auch die eigentümlich gelockerte Zone in der Nordwand zuzuschreiben, in der eine etwa 2 m große Linse aus einem strukturlosen und sehr feinkörnigen Kalk liegt. Dieser Kalk hat dasselbe Aussehen wie die Füllung feiner Adern und Gänge, welche den Suevit in verschiedenen Richtungen durchziehen. Bei der Linse handelt es sich wahrscheinlich um einen großen Hohlraum (Gas- oder Dampfblase) im Suevit, der später von zirkulierenden Lösungen mit Kalk gefüllt wurde.

### Im Süden:

7. **Mauren** (02900/02500). Am Waldrand südöstlich des Ortes bestand einmal ein sehr großer Bruch. Er ist heute von Wald bestanden und vollständig verwachsen, so daß nur Lesesteine gesammelt werden können. Es wurden auffallend dunkel gefärbte Glasbomben vom nicht kristallisierten Typ gefunden. Außerdem kommen auch bläulich-graue, vollständig kristallisierte Bomben vor. Auffallend ist das sehr unruhige Relief, das der alte Bruchbetrieb hinterlassen hat. Es bildet vielleicht die unregelmäßige Oberfläche der darunterliegenden Breccie ab.

8. **Spielberg** (01200/01600). Am Waldrand 700 m südsüdöstlich von Spielberg liegt ein großer, alter Suevitbruch, der stark verwachsen ist. Die mehrere Meter hohen Wände im Südteil des Bruches bieten aber auch heute noch einen Eindruck des Gesteins. In der Südstecke kommen nahe der Bruchsohle dunkle, wenig kristallisierte Glasbomben vor.

9. **Burmagerbein** (97180/00920) (auch Hirschberg genannt). Etwa 800 m südöstlich des Ortes, östlich vom großen Steinbruch in Malmkalk, am Nordhang eines kleinen Seitentälchens des Kesseltales, liegt ein lange schon verlassener, stark verwachsener kleiner Steinbruch. Es sind nur noch Reste der ausgeräumten Suevitmasse zu finden, welche hier unregelmäßige Hohlformen einer aus Malmkalkbreccie bestehenden Unterlage ausfüllte. Diese Kalke sind hier auffallend dunkel gefärbt. Die Ursache der Dunkelfärbung wurde noch nicht untersucht.

10. **Jochbuck** (95600/00400). 1 km östlich Fronhofen am östlichen Hang des Kesseltales, unmittelbar westlich der Straße, die von der Straße Fronhofen—Bissingen nach Obermagerbein führt, liegt ein alter, heute fast völlig verwachsener Suevitbruch, der nach SCHNELL (1926) bis 1913, nach Auskunft von Ortsansässigen noch zu Anfang der 20iger Jahre in Betrieb war. Es findet sich an einigen Stellen noch sehr harter Suevit anstehend. Der Suevit wird durch Malmkalk-Schutt überdeckt und scheint auf zerklüftetem Malmkalk zu liegen. Nach SCHNELL (1926) füllte der Suevit eine nach der Tiefe schmaler werdende Kluft in massigem Jurakalk aus und wurde zufällig beim Kalkbrechen entdeckt. Es hat sich hier offensichtlich eine Suevitmasse erhalten, die am steilen Hang des damals schon vorhandenen Kesseltales zur Ablagerung kam. Die Lagerungsverhältnisse scheinen hier ähnlich zu sein wie beim Vorkommen von Altbürg (Nr. 16).

11. **Oberringenen** (92450/01000). Nordöstlich des Ortes, etwa in der Mitte zwischen Oberringenen und Hochdorf, liegt ein alter, recht verwachsener Steinbruch. Der recht harte Suevit bildet senkrechte Wände mit steil stehender Klüftung, die eine Art säuliger Absonderung hervorruft. Es kommen viele kristalline Einschlüsse und bläulich-schwarze, stark kristallisierte Glasbomben vor.

12. **Bollstadt** (90300/01300). Der große Bruch liegt etwa 1,5 km südlich des Ortes am Hang eines flachen Tälchens. Er wird seit einigen Jahren nicht mehr abgebaut, so daß die Aufschlußverhältnisse zunehmend schlechter werden. Der Untergrund des Suevit, welcher sich in östlicher Richtung bis gegen den Wald hin fortsetzt, ist nicht aufgeschlossen. Die besten Aufschlüsse finden sich in einem kleinen nach Osten hin vorstoßenden Teilbruch, in welchem zuletzt gearbeitet wurde. An der Südwestwand dieses kleinen Bruches verläuft die Grenze zwischen einer unteren abgeschreckten Zone und der Masse mit kristallisierten Bomben etwa 2,5 m über der Bruchsohle. An der Ostwand und in der stark verstützten Nordwand steigt dieselbe Grenze sehr viel höher hinauf. Die untere abgeschreckte Zone scheint in diesem Vorkommen besonders mächtig zu sein. Kristalline Einschlüsse in allen Stadien der Stoßwellenmetamorphose sind häufig. Es wurden hier besonders viel Quarzdiorite und Amphibolite gefunden. Granitische Gesteine scheinen, wenigstens unter den nicht stark veränderten Gesteinen, besonders selten zu sein.



Sedimentäre Einschlüsse kommen überall vor und scheinen im nördlichen Teil des großen Bruches besonders häufig zu sein. Die Grundmasse ist überall relativ hart und fest (Anmerkung während der Korrektur: Der Bruch wurde 1969 verfüllt).

13. Amerdingen (09650/99400). Südöstlich des Ortes, östlich der Straße nach Eglingen, befindet sich ein älterer großer Bruch, in dem neuerdings wieder Abbau stattfindet, so daß frische Aufschlüsse entstanden. An der ganzen Ostwand steht ein recht hell gefärbter, verhältnismäßig weicher Suevit an, der besonders viel sedimentäre Einschlüsse und auffallend wenig kristalline Bestandteile und Bomben enthält. Unter den Sedimenten sind Keupertone, Juratone und -kalke besonders häufig. Hier wurde auch der Abdruck einer wohl tertiären Pflanze im Suevit gefunden (W. SCHNEIDER 1968). Die Glasbomben wie auch die kristallinen Einschlüsse sind zum großen Teil zu einer gelblichen Masse zersetzt, die sich kaum von der umgebenden Grundmasse abhebt. Manche in dieser Weise zersetzten Bomben enthalten im Inneren noch Reste von dunklem Glas, die als etwa kirschkernegroße, rundliche Gebilde (z. T. auch größer) herausfallen und am Fuße der Wand gesammelt werden können. Sie erwecken den Eindruck primär gebildeter Schmelztropfen, sind aber doch wohl nur durch perlitische Sprünge begrenzte Kerne äußerlich zersetzter größerer Bomben. Die noch erhaltenen Glasbomben zeigen, daß im unteren Teil der Ostwand eine etwa horizontal verlaufende Grenze verläuft, unterhalb welcher abgeschreckter Suevit mit nicht kristallisierten Gläsern vorkommt. Die (noch nicht näher untersuchte) Zersetzung von Bomben und kristallinen Gesteinen ist sicherlich keine Verwitterungserscheinung, da sie keine Beziehung zur Oberfläche zeigt und auch nach unten hin zuzunehmen scheint. Wahrscheinlich handelt es sich um eine frühe hydrothermale Zersetzung durch die in der heißen Masse eingeschlossenen Gase und Dämpfe.

Im Norden befindet sich ein schon länger verlassenener Teil des Bruches, in dessen Grunde Wasser steht. Die steilen Wände bestehen aus einem dunklen und sehr harten Suevit ohne die an der Ostwand zu beobachtenden Zersetzungserscheinungen. Die Glasbomben sind grau- bis schwarz-bläulich und stark rekristallisiert.

An der Südwand des Bruches kommt Bunte Breccie als Unterlage zu Tage. Der unmittelbar aufliegende Suevit ist wie an der Ostwand weich und voll gelb zersetzter Bomben und Kristallineinschlüsse.

Im Südwestteil des Bruches kommt ebenfalls weicher Suevit mit gelb-zersetzten und nicht kristallisierten Glasbomben vor, auf den nach Norden zu harter Suevit mit vollständig rekristallisierten Bomben folgt, welcher in einzelnen Klippen an der westlichen Bruchgrenze ansteht.

14. Aufhausen (08150/00850) (früher auch Sellbronn genannt). In einem Bruch, etwa 1,5 km südlich des Ortes, östlich der Straße nach Eglingen und nördlich vom Gehöft Seelbronn, wird Suevit abgebaut und zu Hartsteinen verarbeitet. Die frischesten Aufschlüsse sind zur Zeit im westlichen Teil des Bruches, links vom Eingang. Es steht dort ein relativ harter Suevit an, der nahe der Bruchsohle nicht kristallisierte Glasbomben vom Typ I enthält. Die Grenze zur liegenden abgeschreckten Zone verläuft hier etwa im Niveau der Bruchsohle. Der feste bläuliche Suevit mit vielen kristallinen Einschlüssen und Glasbomben wird von einem steil nach W einfallenden etwa NS streichenden „Gang“ durchsetzt, der schon von FISCHER (1965) beschrieben wurde. Dieser „Gang“ ist von einem heller gefärbten feinkörnigen Suevit erfüllt, der sich scharf vom umgebenden Material abhebt. Er enthält nur sehr wenige gröbere Einschlüsse; einzelne in ihm vorkommende Glasbomben sind von einer gelben Zersetzungsrinde umgeben, wie sie aus dem Vorkommen von Amerdingen beschrieben wurde. An der Ostwand kommt ein zweiter „Gang“ dieser Art vor. Auch hier ist die feinkörnige Gangfüllung sehr scharf von der Umgebung abgesetzt. Sie enthält kaum kristalline Einschlüsse und nur wenige kleine und gelblich zersetzte Glasbomben. Dieser „Gang“ streicht und fällt in seinem oberen Teil ähnlich wie der zuerst erwähnte. Nach unten hin biegt er jedoch in eine fast horizontale Lage um und scheint sich zudem in mehrere dünnere „Gänge“ aufzuspalten. Nähere Untersuchungen über die Entstehung dieser Gebilde sind bisher noch nicht ausgeführt worden. Vielleicht handelt es sich um Risse, die sich in der abkühlenden Masse bildeten und dann mit feinem, von der Oberfläche abgespültem Material gefüllt wurden.

Auch an der Ostwand ist die Grenze des normalen Suevits mit kristallisierten Bomben gegen eine unterste Zone mit nicht kristallisierten Bomben zu erkennen. Hinter dem Gebäude erhebt sie sich um mehr als einen Meter über die Bruchsohle. Die Unterlage des Suevits ist nirgends aufgeschlossen.



15. **Anhausen** (08600/06600). Auf dem Acker westlich der Straßenkehre bei Anhausen im Tal von Christgarten finden sich zahlreiche herausgewitterte Glasbomben, alle stark kristallisiert. Sie zeigen ein Suevitvorkommen an, das deshalb bemerkenswert ist, da es etwa im Niveau der Talsohle liegt und somit beweist, daß das Tal von Christgarten schon vor der Rieskatastrophe existierte und von den Schuttmassen z. T. bedeckt wurde.

16. **Altenbürg** (05150/09500). Nordwestlich des Hofes Altenbürg, westlich Ederheim, liegt ein großer alter Suevitbruch mit ca. 12 m hohen Wänden, aus dem im Mittelalter Bausteine für Nördlingen (St. Georgskirche) gewonnen wurden. Der in neuerer Zeit wieder aufgenommene Betrieb ist seit mehreren Jahren eingestellt. Von der ehemals großen Suevitmasse, welche sich am Hang eines Tälchens zwischen großen Schollen von Malmkalken abgelagert hat, ist nur noch ein Rest erhalten, der sich steil an die Kalkschollen anlehnt, ähnlich wie im Vorkommen vom Jochbuck (Nr. 10). Wegen der nahezu senkrechten Kontakte zwischen Kalkschollen und Suevit glaubte man früher, hier ein gutes Beispiel eines Eruptionsschlotes vor sich zu haben. Zahlreiche Bohrungen auf der Sohle des Bruches durch HÜTTNER und WAGNER (1965) haben inzwischen gezeigt, daß der Suevit keine Fortsetzung in die Tiefe hat, sondern überall von Malm, bzw. Bunter Breccie unterlagert wird. Der ziemlich harte Suevit enthält zahlreiche kristallisierte Glasbomben, viele kristalline Gesteine und auch besonders viel Sedimente, vor allem Malmkalke, darunter solche mit heller Rinde. Am senkrechten Kontakt gegen eine Malmkalkscholle ist eine etwa 1 m dicke abgeschreckte Zone entwickelt, die nur nicht rekristallisierte Glasbomben enthält.

### Im Westen:

17. **Heerhof** (02900/15000). Auf Feldern östlich des Heerhofs, 3,5 km östlich von Bopfingen, kommen herausgewitterte, stark kristallisierte Glasbomben vor. Es wurden hier besonders charakteristische, aerodynamisch geprägte Formen der Bomben gefunden.

18. **Zipplingen** (03400/22000). Der ungewöhnlich harte Suevit dieses Vorkommens bildet unmittelbar nördlich des Ortes eine Erhebung, die durch ein hohes Kreuz gekennzeichnet ist. Das auf der Straße nach Geislingen und auf einem Feldweg, der auf der Höhe nach Osten abbiegt, anstehende Gestein enthält besonders viele kristalline Einschlüsse. Unter den weniger stark veränderten Proben solcher Gesteine wurden neben wenigen Stücken granitischer Zusammensetzung vorwiegend solche mit dioritischem und quarzdioritischem Mineralbestand festgestellt. Es kommen zahlreiche Glasbomben vor, die jedoch aus der harten Grundmasse nur schwer zu gewinnen sind. Auf der Höhe am Kreuz gehören sie zu dem nicht kristallisierten Typus. Es ist hier offenbar die oberste abgeschreckte Lage des Suevit erhalten geblieben, denn auf dem abwärts nach Norden führenden Wege steht in tieferer Lage Suevit mit kristallisierten Bomben an. An einer Böschung, etwa 110 m nördlich des Kreuzes, unmittelbar östlich der Straße nach Geislingen, ist die Unterkante des Suevit und die Grenze gegen die darunter liegende, sehr kristallinreiche Bunte Breccie aufgeschlossen. Der Suevit unmittelbar über der Bunter Breccie enthält Bomben aus einem grünlichen nicht kristallisierten Glas, das von einer gelblichen Zersetzungsrinde umgeben ist. Das Vorkommen von Zipplingen bietet ein schönes, wenn auch nur schlecht aufgeschlossenes Beispiel für die abgeschreckten Zonen im oberen und unteren Teil einer Suevitmasse.

## 2.2. Bunte Breccie (W. SCHNEIDER)

### 2.2.1. Allgemeines

Der folgende Bericht beruht auf vorläufigen Ergebnissen einer noch nicht abgeschlossenen Dissertation über die Bunte Breccie.

Da die Untersuchungen sich vornehmlich auf die mineralogische Zusammensetzung bezogen, sei hinsichtlich der makroskopischen Beschreibung der Bunter Breccie auf die geologischen Arbeiten verwiesen, die von PREUSS (1964) referiert wurden, insbesondere auf die Arbeit von HÜTTNER (1958), der die Bunte Breccie ausführlich beschrieben und mit anderen Breccien bekannter Herkunft verglichen hat.



### 2.2.2. Zur Verbreitung der Trümmernmassen

Auf Grund der bis heute vorliegenden geologischen Karten entspricht die Verbreitung des Suevits, der kristallinen Trümmernmassen, der auf der geologischen Karte darstellbaren Keuperschollen, der Bunten Breccie und der großen Malmschollen in großen Zügen einer Feststellung von SCHRÖDER und DEHM (1950), daß mit zunehmender Entfernung vom Rieszentrum als größere allochthone Schollen immer jüngere Gesteine vorherrschen:

Der Suevit liegt als primärstratigraphisch tiefste Einheit überwiegend riesrandnah und scheint an der Oberfläche nur in Form einzelner „Spritzer“ verbreitet zu sein. Die kristallinen Trümmernmassen, die aus ähnlich tiefer Lage stammen, liegen mit Ausnahme zweier schmaler Streifen (Appetshofen/Bissingen und Appetshofen/Itzing) ebenfalls überwiegend randnah. Auch die auskartierten Keuperschollen zeigen eine ähnliche Verbreitung.

Dagegen herrscht bei der Bunten Breccie eine flächenhafte und wesentlich größere Verbreitung vor, die sich auch auf das entferntere Vorries erstreckt. Eine ähnlich weite Verbreitung haben die allochthonen Malmschollen.

### 2.2.3. Korngrößenverteilung der Bunten Breccie

Die in Abb. 30 dargestellten Verteilungskurven zeigen eine breite Streuung der in der Bunten Breccie vorkommenden Korngrößen und im gleichen Aufschluß jeweils nur geringfügige Unterschiede in der Form der Kurven, was für eine gute Durchmischung der an der Zusammensetzung der Bunten Breccie beteiligten Gemengteile (Gesteine) spricht. Die dargestellten Korngrößenverteilungen sind sicherlich durch die Aufbereitung beeinflusst, da größere tonig-mergelige und tonig-sandige Partikel bei der Aufbereitung zerstört wurden.

Die in Abb. 31 dargestellten Kornsummenkurven lassen durch ihre geringe Steigung mit sehr großen Sortierungskoeffizienten ( $s = \sqrt{Q_3 / Q_1} = 6,3 - 14,2$ ) eine der guten Durchmischung entsprechende schlechte Sortierung erkennen.

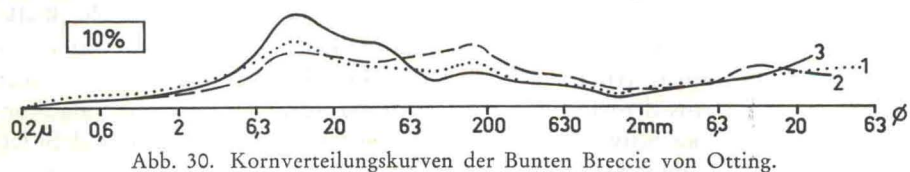


Abb. 30. Kornverteilungskurven der Bunten Breccie von Otting.

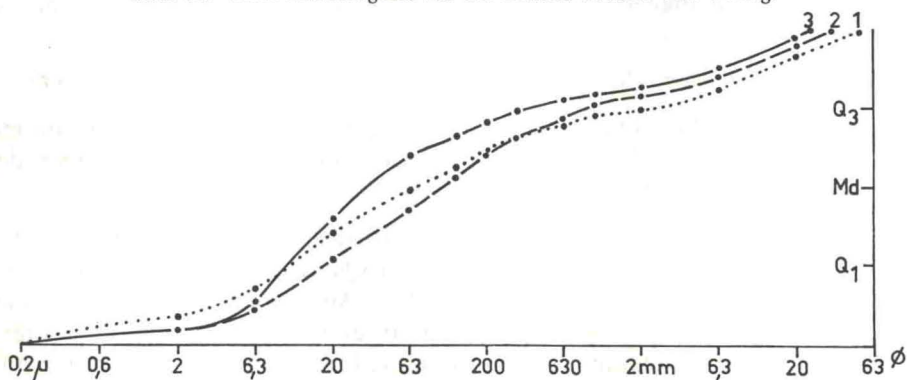


Abb. 31. Kornsummenkurven der Bunten Breccie von Otting.



Der Schiefekoeffizient  $sk = \frac{Q_1 \cdot Q_3}{Md^2}$  liegt zwischen 1,6 und 6,2 und zeigt ein starkes Überwiegen der gröbereren Fraktionen an.

#### 2.2.4. Mineralbestand der Gesteinskomponenten der Bunten Breccie

Die die Bunte Breccie aufbauenden Gesteine des kristallinen Untergrundes und der sedimentären Formationen liefern die Mineralien der feineren Kornfraktionen. Aus charakteristischen Leitmineralien kann auf die Anteile der einzelnen Formationen in bestimmten Proben der Bunten Breccie geschlossen werden.

Im folgenden werden die Mineralien der verschiedenen Gesteinsarten des Riesuntergrundes aufgezählt, die in den Sandfraktionen der Bunten Breccie vorkommen können.

**Kristallin:** Die Gesteine des kristallinen Untergrundes liefern als Leichtmineralien Quarz, Orthoklas, Mikroklin und saure bis intermediäre Plagioklase, sowie geringe Anteile an Muskovit und Cordierit. Als Schwermineralien treten in der Reihenfolge abnehmender Häufigkeit Granat, Apatit, Titanit, Zirkon, Rutil, sowie Amphibole, Biotit, Pyroxen, Epidot und Sillimanit auf.

**Keuper:** Die Sandsteine des Mittleren Keupers enthalten nach eigenen, noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen neben Quarz von den Feldspäten überwiegend Mikroklin und Orthoklas. Als Schwermineralien kommen Granat, Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit und untergeordnet Brookit, Anatas und Staurolith vor.

**Lias:** Nur sehr geringe Anteile an Quarz, Feldspat, Glaukonit und Karbonat sind aus den geringmächtigen Sand-, Kalksandstein- und Kalksteinschichten des überwiegend tonigen Lias zu erwarten.

**Dogger:** Die Dogger-Beta-Sandsteine liefern Quarz und nur sehr wenig Kalifeldspat, die Gamma- bis Epsilon-Schichten überwiegend oolithische Kalke. Als Schwermineralien werden Zirkon, Turmalin, Rutil, Staurolith, Granat und als seltene Vorkommen Anatas, Brookit, Epidot, Titanit und Baryt genannt (SCHRÖDER 1962). Aus dem Dogger-Zeta ist in geringem Umfang mit Glaukonit zu rechnen. Als opake Schwermineralien können Goethit, Haematit und Siderit aus den Toneisensteingeoden und Eisenoolithen des Lias und Dogger eine beträchtliche Rolle spielen.

**Malm:** Aus dem Malm sind Mergelkalk- und Kalksteine zu erwarten.

**Höhensande:** Die wohl postriesischen Höhensande von Monheim etc. dürften nicht Bestandteil der Bunten Breccie sein. Untersuchungen über den Mineralbestand sind im Gange.

**Praeriesisches Tertiär:** Südlich der Burdigalen Klifflinie kann in der Bunten Breccie mit hohen Anteilen von Quarz und Feldspat aus Sanden der Oberen Meeressmolasse gerechnet werden. An Schwermineralien kommen Epidot, Chlorit, Granat, Hornblende, Apatit und Zirkon, sowie als weiteres typisches Mineral Glaukonit vor (LEMCKE, v. ENGELHARDT und FÜCHTBAUER 1953).



Neben den häufig beobachteten limnischen und terrestrischen Karbonatgesteinen wie den oberoligozänen Süßwasserkalken und den altobermiozänen Pisolithkalken treten im östlichen bis südöstlichen Vorries stellenweise auch tertiäre Sande als Bestandteile der Bunten Breccie auf, die den Quarz- und Feldspatgehalt wesentlich erhöhen (DEHM 1931). Diese Sande und die von NATHAN (1925) erwähnten Sande östlich Mönchsdeggingen stimmen in ihrer Fazies nach SCHETELIG (1962) mit Sanden der Oberen Süßwassermolasse überein, die auf Blatt Donauwörth häufig auftreten und über den Nordrand dieses Blattes hinaus verbreitet sind. Im südöstlichen und östlichen Vorries muß auch nach BIRZER (1969) mit Sedimenten der Oberen Süßwassermolasse gerechnet werden, deren Schwermineralparagenese aus Granat, Epidot, Staurolith, Apatit, Turmalin, Rutil, Zirkon, Hornblende, Disthen, Zoisit und Titanit besteht (LEMCKE, v. ENGELHARDT und FÜCHTBAUER 1953).

Die im Eozän gebildeten Bohnerze können als opake „Schwermineralien“ stellenweise in größerer Menge auftreten.

Nach dem Mineralbestand kann man die Abfolge der Gesteine des Riesuntergrundes in die folgenden zwei Einheiten unterteilen:

- a) eine untere Einheit (Kristallin-Dogger-Beta), bei der die Summe Quarz + Feldspat gegenüber den Kalken weit überwiegt (15:1 ohne Berücksichtigung des Kristallins!) und
- b) eine obere Einheit (Dogger-Gamma-Malm-praeriesisches Alttertiär), in der — von praeriesischen tertiären Sanden abgesehen — nur Karbonate auftreten.

Eine Beimengung tertiärer Sande könnte zwar den fast rein karbonatischen Charakter der oberen Einheit verwischen, sollte aber durch die aus den Alpen stammenden Schwermineralien (Epidot, Zoisit, Disthen, Staurolith) erkannt werden können.

Da der Feldspatgehalt in den kristallinen Gesteinen meist wesentlich höher ist als in den Sandsteinen, wird eine erhöhte Beteiligung von Kristallin eine Zunahme von Feldspat erzeugen. Hohe Plagioklasanteile weisen ebenfalls auf Kristallin hin, weil in den Sandsteinen nach den bisher gemachten Beobachtungen Kalifeldspäte überwiegen. Von den Schwermineralien sind Titanit, Hornblende und Biotit für das Kristallin typisch.

### 2.2.5. Mineralbestand einzelner Vorkommen der Bunten Breccie

Im folgenden wird über die Gesteinseinschlüsse ( $> 2 \text{ mm } \phi$ ) und über die Mineralzusammensetzung der Sandfraktion  $63-125 \mu$  einzelner Vorkommen der Bunten Breccie berichtet. Die Untersuchung aller anderen Fraktionen ist im Gange. Ergebnisse von Tonmineraluntersuchungen liegen bis jetzt nur von Otting vor.

#### Otting (11700/16050):<sup>3)</sup>

In einer Mächtigkeit von ca. 2 m ist zur Zeit die Bunte Breccie im mittleren Teil des Suevitbruchs an der W- und E-Wand mit der Hangendgrenze zum Suevit aufgeschlossen. Die ersten Gläser treten in dem untersuchten Teil der Westwand bereits 0—15 cm unter der eigentlichen Basis der unteren abgeschreckten Zone des Suevits in noch typischer Bunter Breccie auf.

<sup>3)</sup> Rechts- und Hochwert der topographischen Karte 1:50 000.



Die obersten Partien der Bunten Breccie sind an derselben Wand stellenweise durch karbonatisches Bindemittel sekundär stärker verfestigt.

Folgende Gesteine sind als Einschlüsse  $> 2 \text{ mm } \phi$  in der Reihenfolge abnehmender Häufigkeit zu beobachten: Kalke und Mergelkalke des Jura, Sandsteine und Mergel des Keupers, Juratone, Kristallin und in geringem Maß Doggersandstein, Tone und Karbonate des Tertiärs (vgl. WAGNER 1965).

Das 2 m lange Profil an der Westwand wurde an Hand von 7 Proben untersucht. Es ergab sich von unten nach oben eine Abnahme der Verhältnisse Quarz/Feldspat und Orthoklas/Plagioklas. Das Verhältnis Quarz + Feldspat/Jurakalk nimmt nach oben hin zu. Daß auch von Stoßwellen beanspruchtes Material beigemischt ist, beweist das Vorkommen von Quarzen mit planaren Elementen, deren Anteil mit kleinen Schwankungen zum Suevit hin  $\pm$  kontinuierlich zunimmt. Der Gesamtkarbonatgehalt zeigt an der Basis des Profils und im Top der Bunten Breccie jeweils ein kleines Maximum; das letztere ist durch die sekundäre Zementierung bedingt. An der Suevitbasis sinkt der Karbonatgehalt — vermutlich wegen der Auflösung durch descendente Lösungen — auf 0%.

Die Verteilung der Schwerminerale zeigt im Profil keine charakteristische Entwicklung. Auffallend ist die große Schwankung des Biotit- und Hornblendegehaltes bei  $\pm$  konstanter Beteiligung von Titanit, Granat, Zirkon, Apatit, Turmalin, Rutil und Epidot. Während Biotit, Hornblende und Titanit überwiegend aus kristallinen Gesteinen stammen, verrät die nur in sehr geringem Maß auftretende Paragenese Epidot-Stauroolith eine schwache Beteiligung tertiärer Sedimente.

Die Tonmineraluntersuchungen zeigen das Vorherrschen von Illit und Kaolinit gegenüber einem Mineral der Montmorillonit-Gruppe. Darin unterscheidet sich die Bunte Breccie vom Suevit, in dem Montmorillonit bei sehr geringen Anteilen von Illit und Kaolinit überwiegt.

In einem biotitführenden granitischen Gestein konnten wie in den Körnerpräparaten Quarze mit planaren Elementen und zusätzlich teilisotropisierte Feldspäte als Stoßwellenindikatoren nachgewiesen werden.

#### A u m ü h l e (99800/26800):

Im Suevitbruch wird Bunte Breccie mit einem sehr unruhigen Relief von einer Suevitdecke überlagert (vgl. WAGNER 1965). Die Bunte Breccie besteht überwiegend aus größeren Schollen von Juratonen und Keupermaterial. Dabei liegen die roten Mergel und Sandsteine des Keupers über den tonigen Sedimenten des Jura. Eine einzelne heterogen-brecciöse Scholle, 50 cm unter der Suevitbasis, enthält nach Ausweis der Leicht- und Schwerminerale ebenfalls Keupersedimente. Unmittelbar unter dem Suevit liegt eine 0–20 cm mächtige Breccie mit deutlicher Paralleltexur, die auf Grund des steilen Reliefs durch Partialbewegungen des darüber abgesetzten Suevits entstanden sein kann.

Die Untersuchungen der Proben aus der brecciösen Scholle, der brecciösen Lage im Top der Bunten Breccie und aus dem Suevit selbst ergab wie in Otting eine Abnahme der Mineralverhältnisse Quarz/Feldspat und Orthoklas/Plagioklas und des Gesamtkarbonatgehaltes von unten nach oben. Der Anteil von Quarzen mit planaren Elementen und das Verhältnis Quarz + Feldspat/Jurakalk nehmen zum Suevit hin zu.

Die Zunahme von Granat und Biotit von unten nach oben und die gleichsinnige Abnahme der Keupersandsteine charakterisierenden Schwerminerale Zirkon, Turmalin, Brookit und Anatas bei  $\pm$  gleichbleibendem Anteil an Apatit + Baryt weisen auf eine Anreicherung kristalliner Minerale im oberen Teil des Profils hin.

#### R o n h e i m (04300/07300):

Über autochthones und geschrammtes Weißjura-Delta liegen max. 10 m gut durchmischte Bunte Breccie mit größeren Schollen aus Keupermergeln und -sandsteinen, Jurakalken und -tonen, Doggersandstein und tertiären Sedimenten (vgl. WAGNER 1964, S. 567). In den Fraktionen 2–6,3 mm  $\phi$  und 6,3–20 mm  $\phi$  sind nach bisherigen Untersuchungen die Sedimente des Keupers, des Dogger-Beta und das Kristallin mindestens so stark beteiligt wie die Jurakalke, -tone und die tertiären Sedimente.

Wie in Otting und Aumühle nimmt das Mineralverhältnis Quarz/Feldspat in dem untersuchten Profil von unten nach oben ab, während im Gegensatz zu diesen beiden Aufschlüssen



das Verhältnis Kalifeldspat/Plagioklas zunimmt. Dies kann durch die hohen Mikroklingehalte in den Keupersandsteinen erklärt werden. Das Verhältnis Quarz + Feldspat/Jurakalk und der Gesamtkarbonatgehalt zeigen im Profil Ronheim keine charakteristische Veränderung. Der Anteil von Quarzen mit planaren Elementen nimmt wie in den anderen Profilen von unten nach oben zu.

Neben den in den untersuchten Proben nur mit geringen Schwankungen vorkommenden Schwermineralien Granat, Zirkon, Turmalin, Rutil, Anatas, Brookit, Apatit und Baryt tritt mit Epidot, Zoisit, Staurolith und Disthen sowie etwas Glaukonit in sehr geringen Anteilen die typische Molasse-Schwermineralparagenese auf. Der aus dem Kristallin abzuleitende z. T. große Biotitgehalt schwankt sehr stark und kann maximal das 45fache der Summe aller anderen Schwermineralien erreichen.

In biotitführenden granitischen Gesteinen wurden ebenfalls planare Elemente in Quarz und teilisotropisierte Feldspäte beobachtet.

#### Gundelsheim (14850/19550):

In einer Mächtigkeit von maximal 7 m liegt die Bunte Breccie auf autochthonem geschrammtem Weißjura-Delta (vgl. WAGNER 1964, S. 573). In den Fraktionen  $> 2$  mm  $\phi$  überwiegen Jurakalke und Tertiärtonen bei weitem; es folgen Juratone und zu sehr geringen Anteilen Kristallin- und Keupermaterial. Die Matrix der Bunten Breccie besteht hauptsächlich aus den gelbbraunen und grauen Tertiärtonen. Gut gerundete Weißjuragerölle konnten mehrfach beobachtet werden.

Der Quarz- und Feldspatgehalt, sowie der Anteil von Quarzen mit planaren Elementen treten im Vergleich zu den bisher beschriebenen Profilen zu Gunsten der Karbonate auffallend zurück. Die oben angeführten Mineralverhältnisse und der Gesamtkarbonatgehalt zeigen in dem untersuchten Profil keine charakteristische Entwicklung.

Der Schwermineralbestand ist mit Ausnahme des stark schwankenden Biotit- und Chloritgehalts ähnlich wie in den anderen Profilen recht konstant. Neben einer deutlichen Granatvormacht treten hauptsächlich Epidot, Staurolith und Disthen auf, die auf eine Beteiligung von Sedimenten der Oberen Süßwassermolasse hinweisen. Diese Beobachtung ist besonders interessant, da ein so weit nördliches Vorkommen aus dem Alpenraum her geschütteter Molassesedimente unseres Erachtens bisher nicht bekannt war. In geringer Menge kommen Rutil, Turmalin, Zirkon, Apatit und Glaukonit vor. Im Gegensatz zu den anderen sehr wenig Chlorit führenden Proben überwiegt bei  $\pm$  konstantem Biotit/Chlorit-Verhältnis der Chlorit, der ebenfalls wie der Glaukonit aus der Molasse abgeleitet werden kann.

In einem granitischen Gestein wurden vollständig isotropisierte Quarze und Feldspäte festgestellt.

#### Möhren (17200/23200):

Über autochthonem geschrammtem Weißjura-Delta liegen maximal 6 m Bunte Breccie, für die dieselbe makroskopische Beschreibung wie im Profil Gundelsheim gilt; auch hier konnten aufgearbeitete praeriesische Weißjuragerölle als Einschlüsse in der Bunten Breccie nachgewiesen werden.

Der Quarz- und Feldspatgehalt und der Anteil geschockter Quarze tritt wie in Gundelsheim im Vergleich zu Otting, Aumühle und Ronheim zu Gunsten der Karbonate zurück. Die einzelnen Mineralverhältnisse und der Gesamtkarbonatgehalt zeigen mit Ausnahme des Verhältnisses Quarz + Feldspat/Jurakalk, das von unten nach oben zunimmt, keine charakteristische Entwicklung innerhalb des Profils.

Neben Granat, Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit treten wieder Epidot, Staurolith, Disthen und Glaukonit auf. Mit Ausnahme des Biotit- und Chloritgehalts, die kontinuierlich von unten nach oben abnehmen, ändern sich auch in diesem Profil die Mengenverhältnisse der Schwermineralien nicht wesentlich.

#### Zipplingen (03400/22100):

Die unter dem Suevit maximal 2 m aufgeschlossene Bunte Breccie besteht bei sehr geringer Beteiligung von Juratonen, Keupermaterial und Spuren tertiärer Braunkohlentone fast nur aus stark zerriebenem Kristallin. Der Übergang von der Bunten Breccie zum Suevit zeigt



daher einen verhältnismäßig kontinuierlichen Charakter. Auch die ersten Glasbomben der unteren abgeschreckten Zone des Suevit finden sich bereits in der Bunten Breccie eingeschlossen. Quarz und Feldspat kommen in ungefähr gleich großen Anteilen vor. Die gesamte Bunte Breccie ist frei von Karbonat.

Die Quarze mit planaren Elementen nehmen auch in diesem Profil von unten nach oben zu. Neben den für kristalline Gesteine typischen Schwermineralien Biotit und Hornblende wurden Granat und Epidot festgestellt.

In biotitführenden granitischen und hornblendediortischen Gesteinen sind Quarze mit planaren Elementen und teilsotropisierte Feldspäte zu beobachten.

#### Guldesmühle (99950/95000):

Über autochthone Sanden der OMM, die von Riestrümmermassen aufgepflügt wurden, folgen 1,5–3 m Bunte Breccie, die von stark zerbrochenen Massenkalken überlagert werden (vgl. HÜTTNER 1958, S. 204). Neben den weit überwiegenden, aufgearbeiteten sandigen und tonig-mergeligen Molassesedimenten sind an der Zusammensetzung dieser Bunten Breccie neben Malmkalken in geringem Ausmaß auch Kristallin, rote Keupermergel und Juratone beteiligt. Während die Basispartien der Bunten Breccie, bedingt durch die aufgearbeiteten Sande, bei einem hohen Quarz- und Feldspatgehalt nur wenig Karbonate enthalten, wird der Anteil an Karbonat in Richtung der überlagernden Malmkalke auf Kosten des Quarz- und Feldspatgehalts größer.

Bei den Schwermineralien tritt eine Granat-Epidot-Vormacht auf. Staurolith, Disthen, Turmalin, Rutil und Apatit kommen nur in geringen Mengen vor; Chlorit und Glaukonit sind häufig.

In einem biotitführenden granitischen Gestein wurden vollständig isotropisierte Quarze und Feldspäte nachgewiesen.

#### Dischingen (01000/96350):

An der Südwand des in einer großen, vergriesten, allochthonen Massenkalkscholle angelegten Steinbruchs liegt in einer ca. 2 m lang aufgeschlossenen  $\pm$  vertikalen Spalte mit unregelmäßigem Querschnitt eine Breccie, die im wesentlichen aus einem feinerriebenen hornblendediortischen Gestein, sowie in geringerem Anteil aus Jurakalken und -tonen besteht.

Neben den Leichtmineralien Quarz, intermediärem Plagioklas und Karbonat treten als Schwermineralien nur Hornblende (98 %) und Apatit (2 %) auf. Keuper-, Dogger- und Tertiärsedimente scheinen deshalb nicht beteiligt zu sein.

In einem hornblendediortischen Gestein wurden isotropisierte Plagioklase beobachtet.

### 2.2.6. Typen und Petrographische Zusammensetzung der Bunten Breccie

Wegen der wechselnden Mengenverhältnisse von sedimentärem und kristallinem Material ist die Bunte Breccie durch Übergänge mit den kristallinen Trümmermassen verbunden, so daß es in manchen Fällen schwierig sein dürfte, eine scharfe Grenze zwischen beiden Formationen zu ziehen. Gemeinsam ist allen diesen Trümmermassen das Fehlen von Schmelzprodukten, welche für den Suevit charakteristisch sind.

Die bisher untersuchten Vorkommen der Bunten Breccie können nach 4 Typen geordnet werden:

- Typ 1: Trümmermassen aus dem Krater, ohne Vermischung mit am Ablagerungsort anstehenden Sedimenten (Aumühle, Zipplingen)
- Typ 2: Trümmermassen überwiegend aus dem Krater, vermischt mit aufgearbeiteten Vorriessedimenten (Ronheim, Otting, Gundelsheim, Möhren)
- Typ 3: Trümmermassen überwiegend aus den von Malmkalkschollen aufgepflügten tertiären Vorriessedimenten mit geringen Anteilen von Material aus dem Krater (Guldesmühle)



Typ 4: Bunte Breccie als Spaltenfüllung in allochthonen Malmkalken (Disingen).

Die keineswegs gleichförmige Mineralzusammensetzung zeigt, daß die Bunte Breccie keine im ganzen Riesgebiet einheitlich zusammengesetzte Masse ist. Nach den bisherigen Ergebnissen deuten sich sowohl in vertikaler als auch in lateraler Richtung systematische Veränderungen der Mengenverhältnisse der die Bunte Breccie aufbauenden Gesteinsarten an. Die in den Profilen häufig beobachtete Abnahme des Verhältnisses Quarz/Feldspat von unten nach oben und die Zunahme der Quarze mit planaren Elementen sowie des Verhältnisses Quarz + Feldspat/Karbonat in derselben Richtung sprechen für eine stärkere Beteiligung stratigraphisch tieferer Gesteine in den Oberen Partien der Bunten Breccie. Dies ist besonders deutlich in den riesrandnahen Profilen, die wenig Vorries-Sedimente enthalten. In den entfernter liegenden Aufschlüssen Gundelsheim und Möhren werden die Mineralverhältnisse mit Ausnahme des Verhältnisses Quarz + Feldspat/Karbonat durch die aufgearbeiteten Vorries-Sedimente vermutlich in solcher Weise beeinflusst, daß eine entsprechende Feststellung nicht möglich ist. Es scheint sich daher mindestens in den riesrandnahen Profilen der Bunten Breccie eine Inversion der primären Lagerung darzustellen, wie ja auch der Suevit mit über-

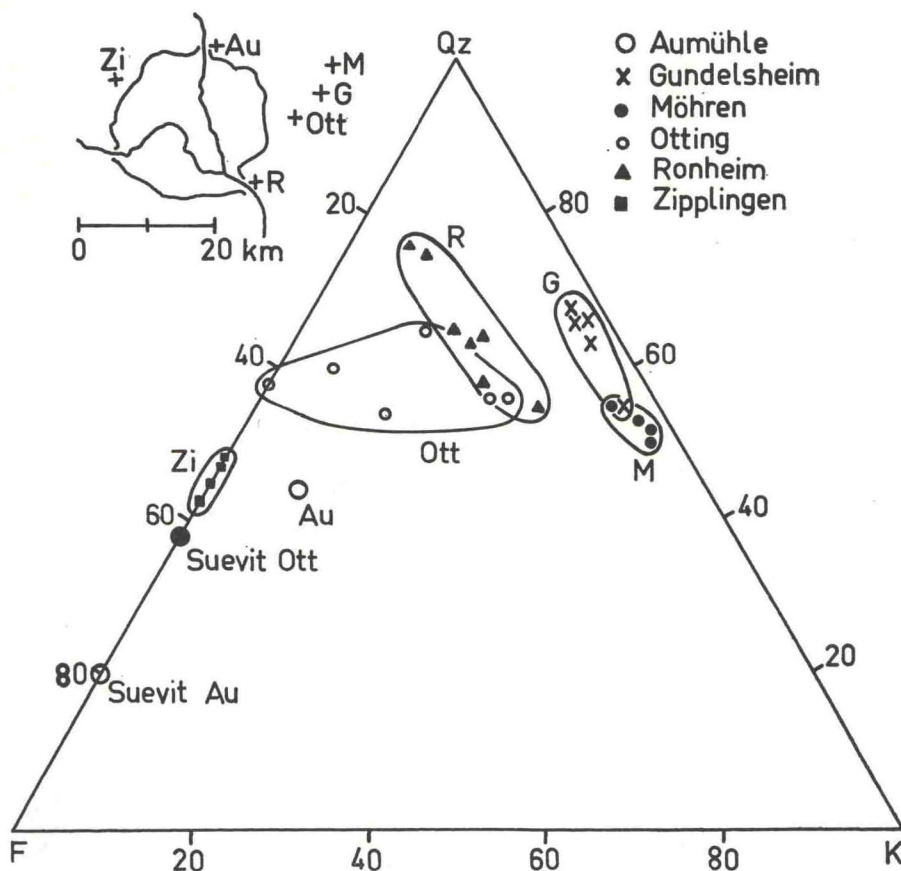


Abb. 32. Diagramm Quarz-Feldspat-Karbonat (63—125  $\mu \phi$ ).



wiegender Kristallinbeteiligung stets über der vorwiegend aus Sedimenten bestehenden Bunten Breccie liegt.

Ein Vergleich des Mineralgehaltes der verschiedenen Aufschlüsse (Abb. 32 und 33) zeigt, daß die Beteiligung der einzelnen Gesteine am Aufbau der Bunten Breccie auch lateral verschieden ist. Es herrscht offenbar in Riesnähe eine deutliche Vormacht der stratigraphisch tieferen Einheiten, während mit zunehmender Entfernung vom Rieszentrum die stratigraphisch höheren Formationen eine immer größere Rolle spielen. Diese Tatsache steht im Einklang mit den eingangs erwähnten Beobachtungen von SCHRÖDER und DEHM, daß unter den größeren Allochthon-Schollen die jüngeren Gesteine mit wachsender Entfernung vom Zentrum zunehmen.

Von Bedeutung für die Rekonstruktion des Riesereignisses ist das Vorkommen diaplektischer, d. h. durch Stoßwellen veränderter Quarze und Feldspäte in der Bunten Breccie. Im Unterschied zu den Mineralien der im Suevit auftretenden Kristallinbruchstücke wurde an Quarzen und Feldspäten der Bunten Breccie bisher höchstens die Stoßwellenstufe II festgestellt. Die aus dem Krater stammenden Anteile der Bunten Breccie kommen also aus Zonen, in denen der Spitzendruck der Stoßwelle jedenfalls nicht höher als 500 kbar war.

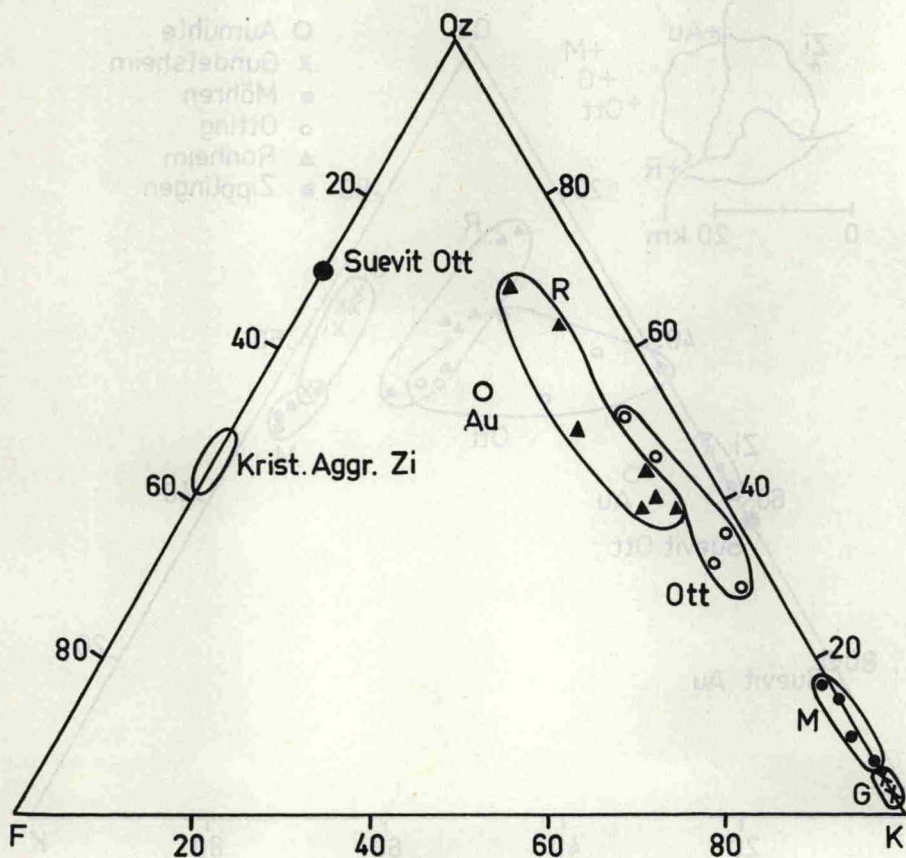


Abb. 33. Diagramm Quarz-Feldspat-Karbonat (1—2 mm  $\phi$ ).

### 2.3. Kristalline Trümmernmassen (D. STÖFFLER)

#### 2.3.1. Allgemeines

Unter dem Begriff „Kristalline Trümmernmassen“ fassen wir homogene, mehr oder weniger stark breccierte größere, jedoch allochthone Kristallinschollen (Ausdehnung: einige Zehner bis einige hundert Meter) und heterogene „Kristallinbreccien“ zusammen, welche letztere gangförmig oder in unregelmäßigen Körpern in die kristallinen oder sedimentären Trümmernmassen (Bunte Breccie) eingelagert sind und aus einem Gemenge eckiger bis gerundeter Bruchstücke kristalliner Gesteine verschiedener Zusammensetzung in tonig-sandiger Grundmasse bestehen (vgl. auch PREUSS 1964). Letztere wurden früher etwas uneinheitlich als „granitische Explosionsprodukte“ bezeichnet (BRANCO 1903) und meist als postriesische Bildungen verstanden (z. B. DEHM 1931, SCHRÖDER und DEHM 1950). Diese Nomenklatur und Genese kann heute nicht mehr aufrecht erhalten werden.

Kenntnisse über Vorkommen und Petrographie der Kristallinen Trümmernmassen gehen im wesentlichen auf Untersuchungen von GÜMBEL (1870), LÖFFLER (1912), NATHAN (1935) und ACKERMANN (1958) zurück. Neuerdings liegen sehr genaue Ergebnisse über die petrographische Zusammensetzung und die Verbreitung des Kristallins im Ries vor, welche im Zuge einer geologischen Neukartierung des Kristallins der Blätter Unterschneidheim, Nördlingen, Neresheim, Bissingen, Höchstädt a. D., Wemding, Monheim, Wolfenstadt, Donauwörth, Öttingen und Deiningen von DRESSLER (1967), MATZKE (1967) und GRAUP (1968) erarbeitet wurden. Jedoch ist über die Stoßwellenmetamorphose der Kristallinen Trümmernmassen bisher nur wenig bekannt.

Wir können über einige Ergebnisse vorläufiger Untersuchungen, vor allem über den Grad der Stoßwellenmetamorphose und deren Konsequenzen für die Genese dieser Gesteine berichten. Am wichtigsten erscheint die Tatsache, daß die „Kristallinschollen“ keine deutliche Stoßwellenbeanspruchung zeigen im Gegensatz zu den heterogenen „Kristallinbreccien“, die stets Gesteinskomponenten der Stufen I bis II der Stoßwellenmetamorphose führen. Typisch ist ferner das Fehlen von Gesteinsfragmenten der Stufen III und IV (Mineral- und Gesteinsgläser), wodurch diese Breccien sich eindeutig vom Suevit unterscheiden. In dieser Eigenschaft stehen die heterogenen Kristallinbreccien der Bunten Breccie nahe, gegenüber welcher sie sich durch das Fehlen von Sedimentgesteinsbruchstücken abgrenzen lassen. Die Gesteine der Kristallinschollen entstammen demnach einem Druckbereich, dessen obere Grenze bei etwa 100 kbar liegt, die der heterogenen Kristallinbreccien aus einem Druckbereich, welcher bis etwa 400 kbar reicht.

Die Kristallinen Trümmernmassen, insbesondere diejenigen des sog. kristallinen Walls, können vermutlich als Teile des obersten, vom Einschlagszentrum etwas entfernteren Bereichs des von der Kraterbildung betroffenen kristallinen Grundgebirges betrachtet werden, die auf Grund der sphärischen Geometrie der Stoßwellenausbreitung ähnlich wie die oberflächennahen Sedimentgesteine einen mehr oder weniger tangentialen Schub erhielten und daher unter einem sehr flachen Winkel zur Oberfläche aus dem Krater herausgeschoben oder geschleudert (Vorkommen außerhalb des morphologischen Riesrandes) wurden. Außerdem erlitt dieser Bereich eine nur mäßige Stoßwellenbeanspruchung, da die schon mit



Beginn des Impact-Vorganges an der freien Oberfläche gebildeten Verdünnungswellen die Stoßwellenspitzendrucke sehr stark vermindern, so daß es innerhalb dieser Beanspruchungszone z. B. nicht zu einer partiellen oder totalen Aufschmelzung des Gesteins kommen konnte (vgl. Abschnitt 3.).

### 2.3.2. Homogene Schollen

#### 2.3.2.1. Vorkommen

Die wichtigsten Verbreitungsgebiete liegen im Bereich des sog. kristallinen Walls (siehe auch REICH und HORRIX 1955), der als wenig geschlossene Hügelkette im Westen, Süden und Osten das Zentrum des Ries etwa halbkreisförmig umschließt, sowie zwischen kristallinem Wall und morphologischem Riesrand (Schollen- und Schuppenzone nach BENTZ 1927):

1. Das Gebiet um Maihingen, Minderoffingen, Marktoffingen, Wengenhausen, Lehberg im nordwestlichen und westlichen Ries mit den Aufschlüssen Klostermühle und Langenmühle bei Maihingen, Schnabelhöfe, Granitbruch östlich Minderoffingen, Kiesgrube nordwestlich Wengenhausen und Lehberg (Beschreibung siehe ACKERMANN 1958). Verschiedene Arten von Graniten, Gneisen und Amphiboliten herrschen vor.
2. Das Gebiet zwischen Hürnheim (Allbuck), Herkheim, Ederheim und Schmähingen im südlichen Ries mit den Aufschlüssen Kiesgrube nördlich Hürnheim, Weganschnitte und Tiefental am Süabhäng des Allbucks, Bergrücken westlich Schmähingen. Es kommen Granite, Para- und Orthogneise sowie Plagioklasamphibolite vor (siehe ACKERMANN 1958).
3. Das Gebiet Lierheim, Appetshofen im südöstlichen Ries mit den Aufschlüssen am Lierheimer Schloß und Kiesgrube Appetshofen („roter Lierheimer Granit“).
4. Das Gebiet des Wennenberg mit Aufschlüssen in Graniten, Dioriten und Lamprophyren.

#### Verbreitung außerhalb des morphologischen Riesrandes:

1. Das Gebiet zwischen westlich Möggingen, Schaffhausen, Riemertshof, Stillnau und Unterbissingen mit vorwiegend biotitarmer Graniten.
2. Das Gebiet zwischen Sulzdorf und Itzing und einige Vorkommen westlich davon (vgl. DRESSLER 1967).
3. Vereinzelt Vorkommen auf den Blättern Wemding und Wolferstadt, z. B. Granit südlich vom Kummersberg (siehe DRESSLER 1967).
4. Roter zerscherter Granit der Bohrung Wörnitzostheim (Teufe 100,2–101,5 m), der zwischen Suevit im Hangenden und invers gelagerten tonigen Sedimenten des Keupers und Lias im Liegenden angetroffen wurde.

Über Einzelheiten der Verbreitung und der Aufschlüsse unterrichten die Arbeiten von DRESSLER (1967), MATZKE (1967) und GRAUP (1968).

#### 2.3.2.2. Petrographie

Die petrographische Zusammensetzung der Kristallinen Trümmersmassen, speziell der homogenen Schollen, ist genauer zuletzt durch die Arbeit ACKERMANN (1958) sowie durch die Kartierungen von DRESSLER (1967), MATZKE (1968) und GRAUP (1967), welche letztere auch Angaben über die quantitative petrographische Zusammensetzung der gefundenen Gesteinsarten mitteilen, bekannt geworden.

ACKERMANN (1958), DRESSLER (1967), MATZKE (1967) und GRAUP (1968) unterscheiden folgende Gesteinsarten:

- Eruptivgesteine: 1. Hornblende-Diorite (-Gabbro)  
 Quarz-Glimmer-Diorite  
 Titanitfleckendiorite  
 2. Granite (verschiedene Arten von Biotitgraniten und Zweiglimmergranite)  
 3. Granodiorite (z. T. Redwitzite)

Metamorphe Gesteine:

Orthogneise, z. T. hornblendeführend

Paragneise: 1. Biotit-Plagioklas-Gneise, z. T. granatführend

2. Biotit-Plagioklas-Metablastite

3. Quarzitgneise

4. Granat-Cordierit-Gneise, z. T. mit Sillimanit

Amphibolite, z. T. granatführend

Kalksilikatfelse, Serpentine, Aktinolithfelse

Ganggesteine: Lamprophyre (Wennebergit)

Kersantite

Aplite

Pegmatite

Gangquarze

Neuere mikroskopische Untersuchungen haben gezeigt, daß die Mineralien dieser Gesteine keine deutlichen Stoßwelleneffekte aufweisen, d. h. die Druckbeanspruchung hat sicherlich 100 kbar, wahrscheinlich sogar 50 kbar nicht überschritten.

Lediglich Biotite, auch aus nicht metamorphen Gesteinen, sind zuweilen durch Knickbänder deformiert.

Von einigen Stichproben aus dem Bereich der „homogenen Schollen“ wurden chemische Analysen durchgeführt, die in der Tabelle 10 zusammen mit einer qualitativen Gesteinsbeschreibung aufgeführt sind (Tabelle 11).

### 2.3.3. Heterogene Breccien

#### 2.3.3.1. Vorkommen

Heterogene Kristalline Breccien stehen räumlich meist in Zusammenhang mit homogenen Kristallinen Schollen, die sie meist gangförmig durchschneiden, oder mit sedimentären Trümmernmassen, vornehmlich Bunter Breccie, in welche sie in größeren, unregelmäßig begrenzten Massen eingelagert sind. Häufig sind jedoch die Verbandsverhältnisse noch ungeklärt. Besonders typisch für eine gangförmige Lagerung sind die Vorkommen von Maihingen—Langenmühle und Wengenhausen (letzteres ist heute nicht mehr zugänglich, vgl. auch ACKERMANN 1958). Ein ähnliches Vorkommen liegt östlich Appetshofen und nördlich Hürnheim und südlich vom Amerbacher Bichl.

Größere Massen bilden die Vorkommen von Leopold-Meyers-Keller in Nördlingen und am Sportplatz von Itzing im östlichen Vorries. Kleinere Komplexe dieser Art konnten in der Bunten Breccie des Steinbruchs Ronheim bei Harburg und anderen Vorkommen der Bunten Breccie beobachtet werden (vgl. Abschnitt 22).



### 2.3.3.2. Petrographie

Moderne quantitative Analysen des Mineralbestandes der heterogenen Breccien im Ries liegen nicht vor. Zahlreiche, nützliche qualitative Angaben sind in geologischen Schriften weit verstreut.

Nach unseren vorläufigen Untersuchungen sind am Aufbau dieser Breccien Gesteinsarten beteiligt, die den Kristallineinschlüssen im Suevit ähnlich sind.

Fast alle Komponenten sind von einer Stoßwellenmetamorphose betroffen. Diaplektische Kristalle und diaplektische Gläser von Quarz und Feldspat, sowie Coesit und Stishovit (s. STÖFFLER 1969 a), nicht jedoch Schmelzgläser, sind allgemein verbreitet. Auffallend ist, daß die heterogenen Breccien häufig Anzeichen von Mineralumbildungen und -verdrängungen (Talk- oder Vermiculitbildung (WEISKIRCHNER 1966), Verdrängung von Quarz durch Calcit aufweisen, die einer hydrothermalen Einwirkung ähnlich sind. Hydrothermale Lösungen könnten im Zusammenhang mit den während des Meteoriteneinschlags gebildeten Schmelzmassen entstanden sein, welche hauptsächlich durch Rückfall in größeren Tiefen des Kraters zur Ablagerung gelangten, wo eine langsamere Abkühlung und Entgasung vonstatten gegangen sein muß als dies in den Auswurfbreccien der Oberfläche der Fall war. Eine echt vulkanische Aktivität im Ries braucht deswegen zur Erklärung dieser Erscheinung nicht notwendigerweise herangezogen zu werden. Detaillierte Untersuchungen hierüber wie auch über die petrographische Zusammensetzung der Breccien sind im Gange (Diss. ABADIAN). Nach ABADIAN kommen folgende Gesteinsarten in den Breccien von Appetshofen, Maihingen (Langenmühle) und Leopold-Meyers-Keller (Nördlingen) vor:

1. Biotitgranite
2. Biotitgneise (meist dioritisch)
3. Plagioklas-Amphibolite (dioritisch)
4. Biotitführende Hornblendegneise (meist quarzdioritisch)
5. Granatführende Biotitgneise (meist dioritisch)

Das Ergebnis der chemischen Analyse eines biotitführenden Gneises von Appetshofen ist in der Tabelle 10 aufgeführt. Die Häufigkeitsverteilung dieser Gesteinsarten in den einzelnen Vorkommen sind sehr stark variabel. Beispielsweise überwiegen Plagioklasamphibolite in Leopold-Meyers-Keller, während diese in Appetshofen fehlen. Dort herrschen Granite vor. In Maihingen kommen alle Gesteinsarten ungefähr in gleicher Menge vor.

### 3. Zur Entstehung der Riesgesteine

Das aus dem Rieskrater herausgeworfene Material findet sich im Becken selbst und in seiner Umgebung nicht in chaotischer Durchmischung, sondern in bestimmte Einheiten gegliedert, welche seit dem Beginn der geologischen Erforschung des Ries auf Grund ihrer Lagerungsverhältnisse und der petrographischen Beschaffenheit unterschieden wurden. Für eine Rekonstruktion des Riesereignisses ist die räumliche Verbreitung dieser aus verschiedenen Tiefen des Kraters stammenden Gesteinseinheiten von besonderer Bedeutung.

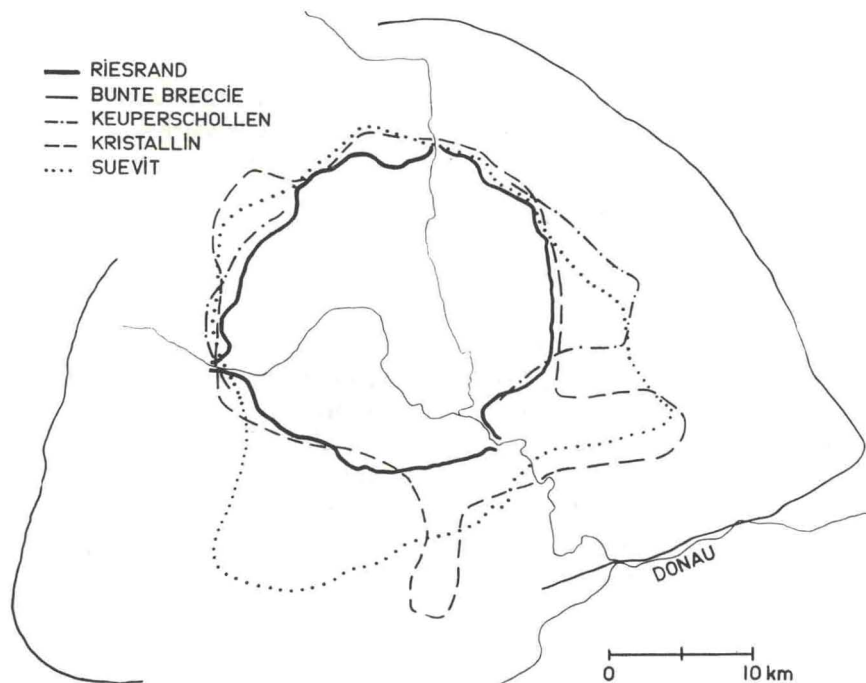


Abb. 34. Vorläufige Kartenskizze der Verbreitung der verschiedenen Auswurfmassen des Rieskraters.

In Abb. 34 ist in einer vorläufigen und schematischen Kartenskizze nach SCHNEIDER die Verbreitung derjenigen Riesgesteine dargestellt, welche in den vorhergehenden Abschnitten beschrieben wurden. Die aus den jüngsten Schichtgliedern bestehenden Trümmersmassen, die Malmkalkschollen und die Bunte Breccie, haben die größte Verbreitung, während die Kristallinen Trümmersmassen und der Suevit, die vornehmlich tieferen Zonen entstammen, weniger weit gestreut sind. Alle Trümmersmassen sind relativ zum Zentrum des Kessels nicht allseitig symmetrisch verteilt. Nach Südosten, Süden und Südwesten reicht das Verbreitungsgebiet weiter als nach den entgegengesetzten Himmelsrichtungen. Andererseits ist jedoch eine etwa um die Richtung des unteren Wörnitztals symmetrische Anordnung unverkennbar: Östlich und westlich dieser Linie erstrecken sich je zwei Zungen von Kristallinen Trümmersmassen und von Suevit weit in das Vorland hinaus.

Bezüglich der vertikalen Lagerung gilt, daß im allgemeinen die aus der größten Tiefe stammenden Trümmersmassen, die Kristallinen Trümmersmassen und der Suevit, zu oberst liegen. Dies trifft in aller Strenge für das Verhältnis zwischen Suevit einerseits, Bunter Breccie und Malmkalkschollen andererseits zu. Die Lagerungsverhältnisse zwischen Kristallinen Trümmersmassen, Bunter Breccie und Malmkalkschollen scheinen uneinheitlich zu sein. Allerdings sind die genauen Verbandsverhältnisse wegen mangelnder Aufschlüsse nur selten bekannt.

Selbst innerhalb der einzelnen Einheit der Bunten Breccie gilt in den durch SCHNEIDER mineralogisch untersuchten Profilen die Regel, daß die Beteiligung



aus größerer Tiefe stammender Gesteine am Aufbau der Breccie von unten nach oben zunimmt.

Bemerkenswert ist der unterschiedliche Grad der Stoßwellenmetamorphose der in den einzelnen Breccien enthaltenen Gesteine: Die stärkste Beanspruchung weisen die im Suevit enthaltenen kristallinen Gesteine auf: nur hier kommen die der Stufe IV zugerechneten Glasbomben vor. Sie entstanden aus Gesteinen, die von Drucken über 600 bis 700 kbar betroffen wurden, so daß sie bis zur vollständigen Aufschmelzung erhitzt wurden. Die Bunte Breccie und die heterogenen Kristallinen Trümmernmassen enthalten als maximal beanspruchte Gesteinsfragmente solche der Stufe II, welche Stoßwellendrucke bis etwa 500 kbar ausgesetzt waren. Daß die Masse der Gesteine des sedimentären Deckgebirges (rund 650 m) nur geringfügige Stoßwellenbeanspruchung erlitt geht daraus hervor, daß die im Suevit und in der Bunten Breccie vorkommenden Sedimentgesteinsstücke keine Veränderungen oder nur die Wirkungen schwacher Stoßwellen mit Spitzendrucken unter 100 kbar aufweisen. Dasselbe gilt auch für die großen, homogenen Schollen kristalliner Gesteine.

Eine genaue Analyse der Lagerungsverhältnisse und der Stoßwellenbeanspruchung der aus verschiedenen Tiefen stammenden Trümmernmassen sollte im Verein mit Experimenten zur Kraterbildung beim Einschlag sehr schneller Geschosse in Gesteine verschiedener mechanischer Eigenschaften (vgl. z. B. GAULT, QUAIDE und OVERBECK 1968) sowie in Verbindung mit theoretischen Überlegungen zur Bildung von Einschlagkratern (vgl. z. B. GAULT und HEITOWIT 1963, ÖPIK 1958, BJORK 1961, BEALS, INNES und ROTTENBERG 1963, SHOEMAKER 1963, DAVID 1966, DENCE 1968) zu einem detaillierten Bild über den Vorgang des Riesereignisses führen. Eine solche Analyse wird jedoch heute noch durch die Tatsache erschwert, daß der Meteorit einen Gesteinsuntergrund getroffen hat, der aus mehreren Schichtpaketen von Sedimenten sehr unterschiedlicher mechanischer Eigenschaften auf einem wahrscheinlich ebenfalls heterogenen kristallinen Sockel besteht.

Ohne einer künftigen besser begründeten Beschreibung des Riesereignisses vorzugreifen, kann man sich heute etwa das folgende allgemeine Bild machen: die oberflächennahen Sedimentschichten wurden als erstes und am weitesten vom Einschlagszentrum fortgeschleudert, weil sie im wesentlichen einen tangentialen oder flach geneigten Schub erfuhren, der ganz zu Beginn der sogenannten Excavationsphase erfolgte (GAULT et al. 1968). In diesen oberflächennahen Schichten konnte es nicht zu hohen Stoßwellendrucke kommen, weil die vom Einschlagszentrum ausgehende Druckwelle sofort durch die von der freien Oberfläche ausgehenden Verdünnungswellen abgebaut wurde. Die weitgestreuten und horizontal über das Vorland geschobenen Malmkalkschollen und die weitverbreitete Decke aus Bunter Breccie entstammen diesen oberflächennahen Bereichen des Riesuntergrundes. Auch die wenig beanspruchten homogenen Kristallinschollen gehören diesem Bereich an und dürften aus Teilen des kristallinen Sockels bestehen, die vom Einschlagszentrum etwas weiter entfernt sind. Die höchsten Stoßwellendrucke wurden in einem Bereich erzeugt, der vertikal unter dem Einschlagszentrum liegt. Hier, in einer bestimmten Zone des kristallinen Untergrundes, entstand das Material des Suevits. Es wurde in der Entlastungs- oder Excavationsphase als ein Gemenge von großen bis kleinsten Gesteinsfragmenten



verschiedener Stoßwellenbeanspruchung zusammen mit Fetzen von Schmelze mit starker Vertikalkomponente aus dem Krater geworfen. Die Suevitmassen wurden am höchsten emporgeschleudert und fielen deshalb als jüngste Formation des Riesereignisses auf alle vorher entstandenen Trümmergesteine. Am meisten Material fiel in das Becken zurück, wo der Suevit unter den später entstandenen Seesedimenten eine geschlossene und recht mächtige Schicht bildet. Außerhalb des Kessels kommt der Suevit heute in Form isolierter Flecken vor.

Die nicht zentrosymmetrische Lagerung der Riesgesteine (siehe Abb. 34) kann heute noch nicht befriedigend erklärt werden. Sie mag ihre Ursachen sowohl in der primär ungleichmäßigen Verteilung der Gesteine des Untergrundes vor dem Meteoriteneinschlag (Verlauf des Albtraufs, Bau des kristallinen Untergrundes) als auch in einem schrägen Einfall des Meteoriten haben.

### Schrifttum

- ABADIAN, M.: Petrographie, Stoßwellenmetamorphose und Entstehung heterogener Kristallinbreccien im Nördlinger Ries. — Dissertation Tübingen 1969. — [noch nicht abgeschlossen].
- ACKERMANN, W.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Ries. — Geol. Jb., 75, S. 135—182, Hannover 1958.
- AHRENS, T. J. and V. G. GREGSON, Jr.: Shock compression of crustal rocks: Data for quartz, calcite und plagioclase rocks. — J. Geophys. Res., 69, 4839—4875, 1964.
- AHRENS, T. J. and J. T. ROSENBERG: Shock metamorphism: experiments on quartz and plagioclase. Proceedings of the Conference on Shock Metamorphism of Natural Materials at Greenbelt, Md., April 14—16, 1966, in B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): Shock Metamorphism of Natural Materials, Mono Book Corp., S. 59—82, Baltimore 1968.
- AHRENS, T. J., D. L. ANDERSON and A. E. RINGWOOD: Equations of state and crystal structure of high pressure phases of shocked silicates and oxides. — Contribution 1571, Div. of Geol. Sci., Caltech Pasadena, California 1968.
- AHRENS, T. J., C. F. PETERSEN and J. T. ROSENBERG: Shock compression of feldspars. — Contribution 1563, Div. of Geol. Sci., Caltech Pasadena, California 1968.
- ANGENHEISTER, G. und J. POHL: Beiträge der Geophysik zur Erforschung des Rieses von Nördlingen. — Naturwiss., 54, S. 209—216, 1967.  
— The remanent magnetization of the suevite from the Ries area (Southern Germany). — Z. Geophys., 30, S. 258—259, Würzburg 1964.
- BALDWIN, R. B.: The measure of the moon. — 488 p., Chicago (Univ. of Chicago Press) 1963.
- BARANYI, J.: Untersuchungen über die Veränderungen von Sedimenteinschlüssen im Suevit des Nördlinger Ries. — Diplom-Arb. (Mineralogie) Tübingen 1967.
- BEALS, C. S. and J. HALLIDAY: Impact craters of the earth and moon. — Journ. Roy. Astronomical Soc. Canada, 59, S. 199—216, 1965.
- BEALS, C. S., M. J. S. INNES and J. A. ROTTENBERG: Fossil meteorite craters. — in: the solar system v. 4: the moon, meteorites, and comets, B. M. Middlehurst and G. P. Kuiper, eds., pp. 235—284, Chicago (Univ. of Chicago Press) 1963.
- BECKE, F.: Petrographische Studien am Tonalit der Riesenferner. — Tschermarks Miner. Mitt., 13, S. 379—432, 1882.
- BENDELYANI, N. A., S. V. POPOVA and L. F. VERESHAGIN: New modification of titanium oxide obtained at high pressures. — Geokhimiya, S. 499—503, 1966.
- BENTZ, A.: Geologische Beobachtungen am westlichen Riesrand. — Z. deutsch. geol. Ges., 79, S. 405—437, 1927.



- BIRZER, F.: Molasse und Riesschutt im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb. Geol. Bl. NO-Bayern **19**, S. 1—28, 1969.
- BJORK, R. L.: Analysis of the formation of Meteor Crater, Arizona. — *J. Geophys. Res.*, **66**, S. 3379—3387, 1961.
- BORUS, E.: Petrographische Untersuchungen an Kristallineinschlüssen im Suevit des Nördlinger Ries. — *Diplom-Arb. (Mineralogie) Tübingen* 1969. — [noch nicht abgeschlossen].
- BRANCO, W.: Das vulkanische Vorries und seine Beziehungen zum vulkanischen Ries bei Nördlingen. — *Abh. preuß. Akad. Wiss.*, **1902**, S. 1—132. 1903.
- BUNCH, T. E.: Some Characteristics of Selected Minerals from Craters. Proceedings of the Conference on Shock Metamorphism of Natural Materials at Greenbelt, Md. April 14—16, 1966, in B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): *Shock Metamorphism of Natural Materials*, S. 413—432, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- CHAO, E. C. T.: Ries and the progressive stages of impact metamorphism. Symposium über Meteorite, Tektite und Einschlagkrater. — *Fortschr. Mineral.*, **44**, S. 139—140, 1966.
- Pressure and Temperature Histories of Impact Metamorphosed Rocks—Based on Petrographic Observations. Proceedings of the Conference on Shock Metamorphism of Natural Materials at Greenbelt, Md., April 14—16, 1966, in: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): *Shock Metamorphism of Natural Materials*, S. 135—158, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- Impact Metamorphism in P. H. ABELSON. *Researches in Geochemistry*, **2**, S. 204—233, New York (John Wiley and Sons Inc.) 1967.
- DAVID, E.: Flight of tektites from meteorite impact. — *Z. Naturforschg.*, **21 a**, S. 1133—1137, 1966.
- DE CARLI, P. S. and D. J. MILTON: Stishovite: Synthesis by shock wave. — *Science*, **147**, S. 144—145, 1965.
- DE CARLI, P. S. and J. C. JAMIESON: Formation of an amorphous form of quartz under shock conditions. — *J. Chem. Phys.*, **31**, S. 1675—1676, 1959.
- Formation of diamond by explosive shock. — *Science*, **133**, S. 1821—1822, 1961.
- DE CARLI, P. S., T. J. AHRENS and C. F. PETERSEN: The effect of shock waves on meteorites. — *Quarterly Progr. Rep.*, No 3, Stanford Research Institute Project FGU-6105, Menlo Park, California 1967.
- DEHM, R.: Geol. Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. — *N. Jb. Miner.*, **67**. Beil., Bd. B, Abt. B, S. 139—256, Stuttgart 1931.
- DENCE, M. R.: The extraterrestrial Origin of Canadian craters. — *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, **123**, S. 941—969, 1965.
- Shock Zoning at Canadian Craters: Petrography and Structural Implications. Proceedings of the Conference on Shock Metamorphism of Natural Materials at Greenbelt, Md., April 14—16, 1966, in: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): *Shock Metamorphism of Natural Materials*, S. 169—184, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- DIETZ, R. S.: Cryptoexplosion structures: a discussion. — *Amer. J. Sci.*, **261**, S. 650—664, 1963.
- DRESSLER, B.: Petrographische Untersuchungen des kristallinen Grundgebirges im östlichen Ries und Vorries. — *Diplom-Arb. München* 1967.
- DWORAK, U.: Stoßwellenmetamorphose des Anorthosits vom Manicouagan Krater, Quebec, Canada. — *Contr. Mineral. and Petrol.* **24**, S. 306—347 (1969).
- EL GORESY, A.: Die Erzminerale in den Ries- und Bosumtwi-Krater-Gläsern und ihre genetische Deutung. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, S. 1881—1891, 1964.
- The Opaque Minerals in Impactite Glasses. Proceedings of the Conference on Shock Metamorphism of Natural Materials at Greenbelt, Md., April 14—16, 1966, in: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): *Shock Metamorphism of Natural Materials*, S. 531—554, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- ENGELHARDT, W. v.: Neue Beobachtungen im Nördlinger Ries. — *Geol. Rdsch.*, **57**, S. 165—188, Stuttgart 1967. — [1967 a].
- Chemical composition of Ries glass bombs. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, S. 1677—1689, 1967. — [1967 b].



- ENGELHARDT, W. v. und W. BERTSCH: Shock Induced Planar Deformation Structures in Quartz from the Ries Crater, Germany. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, **20**, S. 203—234, 1969.
- ENGELHARDT, W. v. und M. R. DENCE: Petrological investigation of glasses from the West Clearwater Lake crater, Quebec. — *Publ. Dominion Observatory, Ottawa*. — [in Vorbereitung].
- ENGELHARDT, W. v. und F. HÖRZ: Riesgläser und Moldavite. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, S. 609—620, 1965.
- ENGELHARDT, W. v. und D. STÖFFLER: Spaltflächen im Quarz als Anzeichen für Einschläge großer Meteoriten. — *Naturwiss.*, **52**, S. 489, 1965.
- Stages of Shock Metamorphism in the Crystalline Rocks of the Ries Basin, Germany. Proceedings of the Conference on Shock Metamorphism of Natural Materials at Greenbelt, Md., April 14—16, 1966, in: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): *Shock Metamorphism of Natural Materials*, S. 159—168, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- ENGELHARDT, W. v., F. HÖRZ, D. STÖFFLER and W. BERTSCH: Observations on quartz deformation in breccias of West Clearwater Lake (Canada) and the Ries Basin (Germany). Proceedings of the Conference on Shock Metamorphism of Natural Materials at Greenbelt, Md., April 14—16, 1966, in: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): *Shock Metamorphism of Natural Materials*, S. 475—482, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- ENGELHARDT, W. v., W. BERTSCH, D. STÖFFLER, P. GROSCHOFF und W. REIFF: Anzeichen für den meteoritischen Ursprung des Beckens von Steinheim. — *Naturwiss.*, **54**, S. 198—199, 1967.
- ENGELHARDT, W. v., J. ARNDT, D. STÖFFLER, W. F. MÜLLER, H. JEZIORKOWSKI und R. A. GUBSER: Diaplektische Gläser in den Breccien des Ries von Nördlingen als Anzeichen für Stoßwellenmetamorphose. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, **15**, S. 93—102, 1967.
- FISCHER, G.: Einige Betrachtungen zur Genesis des Rieses. — *N. Jb. Miner., Mh.*, **1965**, S. 310—315, Stuttgart 1965.
- FÖRSTNER, U.: Petrographische Untersuchungen des Suevits aus den Bohrungen Deiningen und Wörnitzostheim im Ries von Nördlingen. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, **15**, S. 281—308, 1967.
- FREEBERG, J. H.: Terrestrial impact structures — a bibliography. — *U. S. Geol. Survey Bull.*, **1220**, 91 S., 1966.
- FRENCH, B. M. and N. M. SHORT (eds.): *Shock Metamorphism of Natural Materials*. — Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- GAULT, D. E. and E. D. HEITOWIT: The partition of energy for hypervelocity impact craters formed in rock. — *Proc. 6th Hypervelocity Impact Symp.*, **2**, S. 419—456, 1963.
- GAULT, D. E., W. L. QUAIDE and V. R. OBERBECK: Impact Cratering Mechanics and Structures. Proceedings of the Conference on Shock Metamorphism of Natural Materials at Greenbelt, Md., April 14—16, 1966, in: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): *Shock Metamorphism of Natural Materials*, S. 87—100, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- GRAUP, G.: Petrographische Untersuchungen des kristallinen Grundgebirges im Ries. — *Diplom-Arb. München* 1968.
- GRIGGS, D. T., F. J. TURNER and H. C. HEARD: Deformation of rocks at 500°—800° C. — in D. T. GRIGGS and J. HANDIN: *Rock deformation*. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **79**, S. 39—104, 1960.
- GÜMBEL, C. W. v.: Über den Riesvulkan und über vulkanische Ersch. im Rieskessel. — *S.-Ber. Kgl. bayer. Akad. Wiss.*, **1**, S. 153—200, München 1870.
- HÖRZ, F.: Untersuchungen an Riesgläsern. — *Beitr. Mineral. Petrog.*, **11**, S. 621—661, 1965.
- Statistical measurements of deformation structures and refractive indices in experimentally shock loaded quartz. — in: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): *Shock Metamorphism of Natural Materials*, S. 243—253, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- HÖRZ, F. and T. J. AHRENS: Deformation of experimentally shocked biotite, 1968. — [im Druck].
- HÜTTNER, R.: Geologische Untersuchungen im SW-Vorries auf Blatt Neresheim und Wittlingen. — *Diss. Tübingen*, 347 S., Tübingen 1958.



- HÜTTNER, R. und G. H. WAGNER: Bericht über Bohrungen in Suevittuffen des württembergischen Riesgebietes. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **7**, S. 223—227, Freiburg im Breisgau 1965.
- INNES, M. S. J., M. R. DENCE and P. B. ROBERTSON: Recent Geological and Geophysical Studies of Canadia Craters, Proceedings of the Conference on Shock Metamorphism of Natural Materials at Greenbelt, Md., April 14—16, 1966. — in: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): Shock Metamorphism of Natural Materials, S. 339—362, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- LEMCKE, K., W. v. ENGELHARDT und H. FÜCHTBAUER: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — Beih. geol. Jb., **11**, Hannover 1953.
- LÖFFLER, R.: Die Zusammensetzung des Grundgebirges im Ries. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **68**, S. 107—154, 1912.
- MATZKE, K.: Petrographische Untersuchungen des kristallinen Grundgebirges im westlichen Ries und Vorries. — Diplom-Arb. München 1967.
- MCQUEEN, R. G., J. N. FRITZ and S. P. MARSH: On the Equation of State of Stishovite. — J. Geophys. Res., **68**, S. 2319—2322, 1963.
- MCQUEEN, R. G., J. C. JAMIESON and S. P. MARSH: Shock wave compression and x-ray studies of titanium dioxide. — Science, **155**, S. 1401—1404, 1967.
- MILTON, D. J., P. S. DE CARLI: Maskelynite: Formation by explosive shock. — Science, **140**, S. 670—671, 1963.
- MOSEBACH, R.: Das Nördlinger Ries, vulkanischer Explosionskrater oder Einschlagstelle eines Großmeteoriten? — Ber. Oberhess. Ges. Natur u. Heilkde, N. F. **33**, S. 165—204, 1964.
- MÜLLER, W. F. und M. DEFURNEAUX: Deformationsstrukturen in Quarz als Indikator für Stoßwellen: eine experimentelle Untersuchung an Quarzeinkristallen. — Z. Geophys., **34**, S. 483—504, Würzburg 1968.
- MÜLLER, W. F. und U. HORNEMANN: Deformation Microstructures in shock-loaded olivine. — Nature, **220**, S. 1227—1228, 1968.
- NATHAN, H.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Möttingen. — N. Jb. Mineral usw., **53**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 31—97, Stuttgart 1925.
- ÓPIK, E. J.: Meteor Impact on solide surface. — Irish Astron. J., **5**, S. 14—33, 1958.
- POHL, J.: Die Magnetisierung der Suevite des Ries. — N. Jb. Miner., Mh., S. 268—276, Stuttgart 1965.
- PREUSS, E.: Das Ries und die Meteoritentheorie. — Fortschr. Miner., **41**, S. 271—312, 1964.
- REICH, H. und W. HORRIG: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — Beih. geol. Jb., **19**, 119 S., Hannover 1955.
- RINGWOOD, A. E., A. F. REID and A. D. WADSLEY: High pressure transformation of alkali aluminosilicates and aluminogermanates Earth and Planet. Science Letters, **3**, S. 38—40, 1967.
- ROBERTSON, P. B., M. R. DENCE and M. A. VOS: Deformation in rock-forming minerals from Canadian craters. Proceedings of the Conference on Shock Metamorphism of Natural Materials at Greenbelt, Md., April 14—16, 1966. — in: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): Shock Metamorphism of Natural Materials, S. 433—452, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- ROHLEDER, H. P. T.: Steinheim basin and Tretoria zalt pan, volcanic or meteoritic origin. — Geol. Mag., **70**, 489 S., 1933.
- SCHETELIG, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Donauwörth und Genderkingen. — Geologica Bavarica, **47**, 98 S., München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1962.
- SCHNELL, TH.: Der bayerische Trass und seine Entstehung. In: Das Problem des Rieses, zugleich Führer zu geologischen Ausflügen in der Umgebung von Nördlingen. Herausgegeben vom Oberrhein. geol. Verein anlässlich seiner Tagung im Frühjahr 1924. Nördlingen 1926.

- SCHRÖDER, B.: Schwermineralführung und Paläogeographie des Doggersandsteins in Nordbayern. — Erlanger geol. Abh., **42**, Erlangen 1962.
- SCHRÖDER, J. und R. DEHM: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — Abh. naturw. Ver. Schwaben, **5**, Augsburg 1950.
- SCHÜLE, F.: Petrographische Untersuchungen am Suevit von Otting. — Diplom-Arb. (Mineralogie) Tübingen 1969. — [noch nicht abgeschlossen].
- SHOEMAKER, E. M.: Impact mechanics at Meteor Crater, Arizona, in: The solar system, v. 4 The moon, meteorites, and comets, B. M. Middlehurst and G. P. Kuiper, eds., pp. 301—336, Chicago (Univ. of Chicago Press) 1963.
- SHORT, N. M.: Effect of shock pressures from a nuclear explosion on mechanical and optical properties of granodiorites. — J. Geophys. Res., **71**, S. 1195—1215, 1966.
- SHORT, N. M. and T. E. BUNCH: A worldwide inventory of features characteristic of rocks associated with presumed meteorite impact structures. Proceedings of the Conference on Shock Metamorphism of Natural Materials at Greenbelt, Md., April 14—16, 1966, in: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds): Shock Metamorphism of Natural Materials, S. 255—266, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- STAEHLE, V.: Nickel und Kobalt in Gesteinen des Nördlinger Ries. — Diplom-Arb. (Mineralogie) Tübingen 1969.
- STÖFFLER, D.: Anzeichen besonderer mechanischer Beanspruchung an Mineralien der Kristallineinschlüsse des Suevits (Stoßwellenmetamorphose). — N. Jb. Miner., Mh., S. 350—354, Stuttgart 1965.
- Zones of impact metamorphism in the crystalline rocks of the Nördlinger Ries crater. — Contr. Mineral. Petrol., **12**, S. 15—24, 1966.
  - Deformation und Umwandlung von Plagioklas durch Stoßwellen in den Gesteinen des Nördlinger Ries. — Contr. Mineral. and Petrol., **16**, S. 51—83, 1967.
  - Coesite and stishovite in shock metamorphosed rocks: Identification and formation conditions. — [in Vorbereitung, 1970 a].
  - Shocked sillimanite from the Ries crater, Germany. — [in Vorbereitung, 1970 b].
- STÖFFLER, D. und J. ARNDT: Coesit und Stishovit, Höchstdruckmodifikationen des Siliziumdioxids. — Naturwiss., **56**, S. 100—108, 1969.
- STRECKEISEN, A. L.: Classification and nomenclature of igneous rocks. — N. Jb. Miner., Abh., **107**, S. 144—240, Stuttgart 1967.
- STUTZER, O.: „Meteor Crater“ (Arizona) u. Nördlinger Ries. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 510—523, 1936.
- WACKERLE, J.: Shock compression of quartz. — J. Appl. Phys., **33**, S. 922—937, 1962.
- WAGNER, G. H.: Kleintektonische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. — Geol. Jb., **81**, S. 519—600, Hannover 1964.
- Über Bestand und Entstehung typischer Riesgesteine. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **7**, S. 199—222, Freiburg im Breisgau 1965.
- WERNER, E.: Das Ries in der schwäbisch-fränkischen Alb. — Bl. schwäb. Albver., **16**, S. 153—167, 1904.



## Petrologische Untersuchungen im Ries

Mit 34 Abbildungen und 12 Tabellen

Von WOLF v. ENGELHARDT, DIETER STÖFFLER, WERNER SCHNEIDER <sup>1)</sup>

### Inhaltsübersicht

Einleitung . . . . .	230
1. Stoßwellenmetamorphose (D. STÖFFLER) . . . . .	232
1.1. Allgemeines . . . . .	232
1.2. Stufen der Stoßwellenmetamorphose . . . . .	234
1.3. Stoßwelleneffekte in gesteinsbildenden Mineralen der Riesgesteine . . . . .	236
1.3.1. Quarz . . . . .	236
1.3.2. Plagioklas . . . . .	243
1.3.3. Alkalifeldspat . . . . .	247
1.3.4. Biotit . . . . .	247
1.3.5. Hornblende . . . . .	247
1.3.6. Granat . . . . .	249
1.3.7. Sillimanit . . . . .	251
1.3.8. Graphit . . . . .	251
1.3.9. Übrige akzessorische Minerale . . . . .	252
2. Petrographie einiger Riesgesteine . . . . .	252
2.1. Suevit (W. v. ENGELHARDT) . . . . .	252
2.1.1. Petrographie . . . . .	252
2111. Sedimentäre Einschlüsse . . . . .	252
2112. Kristalline Einschlüsse . . . . .	254
2113. Glasbomben . . . . .	259
2114. Grundmasse . . . . .	269
2.1.2. Vorkommen, Verbreitung und Lagerung . . . . .	270
2121. Allgemeines . . . . .	270
2122. Beschreibung einiger Suevitvorkommen . . . . .	272
2.2. Bunte Breccie (W. SCHNEIDER) . . . . .	276
2.2.1. Allgemeines . . . . .	276
2.2.2. Zur Verbreitung der Trümmernmassen . . . . .	277
2.2.3. Korngrößenverteilung der Bunten Breccie . . . . .	277
2.2.4. Mineralbestand der Gesteinskomponenten der Bunten Breccie . . . . .	278
2.2.5. Mineralbestand einzelner Vorkommen der Bunten Breccie . . . . .	279
2.2.6. Typen und petrographische Zusammensetzung der Bunten Breccie . . . . .	282

<sup>1)</sup> Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. WOLF v. ENGELHARDT, Dr. DIETER STÖFFLER, Dipl.-Geol. WERNER SCHNEIDER, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Tübingen, 74 Tübingen, Wilhelmstraße 56.

2.3. Kristalline Trümmermassen (D. STÖFFLER) . . . . .	285
2.3.1. Allgemeines . . . . .	285
2.3.2. Homogene Schollen . . . . .	286
2321. Vorkommen . . . . .	286
2322. Petrographie . . . . .	286
2.3.3. Heterogene Breccien . . . . .	287
2331. Vorkommen . . . . .	287
2332. Petrographie . . . . .	288
3. Zur Entstehung der Riesgesteine . . . . .	288
Literatur . . . . .	291

### Einleitung

Nachdem die amerikanischen Forscher SHOEMAKER und CHAO in den Jahren 1960 und 1961 im Suevit des Ries die Höchstdruckmodifikationen des  $\text{SiO}_2$  Coesit und Stishovit entdeckten, begann eine neue Phase in der Geschichte der Riesforschung. Das Vorkommen dieser beiden Kristallarten beweist, daß bei der Entstehung des Rieskessels Gesteine des kristallinen Untergrundes Drucken von über 300, bzw. über 120 kbar ausgesetzt waren. Nach experimentellen Untersuchungen sind nämlich unter dynamischen Bedingungen (Stoßwellen) für die Bildung von Coesit über 300 kbar und für die Entstehung von Stishovit mindestens 120 kbar erforderlich (STÖFFLER und ARNDT 1969). Das sind Bedingungen, welche nach dem Stande unseres heutigen Wissens durch Vorgänge endogenen Ursprungs (Vulkanismus) nahe der Erdoberfläche nicht hervorgerufen werden können. Dagegen können diese und höhere Drucke in Form kurz dauernder Stoßwellen ohne weiteres durch den Aufprall eines Meteoriten genügender Größe erzeugt werden. Die schon früher hypothetisch geäußerte Ansicht (WERNER 1904, STUTZER 1936), daß das Ries durch den Aufschlag eines Meteoriten entstanden sei, wurde damit zu Beginn der 60-iger Jahre zu einer begründeten und überprüfbareren Theorie, welche auch dadurch weitere Unterstützung erfuhr, daß in der letzten Zeit von verschiedenen Stellen der Erdoberfläche immer mehr ähnliche Strukturen bekannt wurden, die vermutlich ebenfalls als Meteoritenkrater zu deuten sind (Zusammenstellungen siehe bei BALDWIN 1963, DIETZ 1963, FREEBERG 1966, SHORT und BUNCH 1968). Von besonderer Bedeutung war in diesem Zusammenhang die intensive Untersuchung zahlreicher solcher Krater auf dem canadischen Schild durch geophysikalische Messungen und Tiefbohrungen (BEALS et al. 1963, DENCE 1965, BEALS und HALLIDAY 1965, INNES, DENCE, ROBERTSON 1966).

Seit einigen Jahren ist eine Gruppe von Mitarbeitern des Mineralogischen Instituts in Tübingen damit beschäftigt, diejenigen Gesteine des Ries und seiner Umgebung, welche vermutlich Informationen über Art und Verlauf des Riesereignisses enthalten, mit modernen Methoden möglichst eingehend zu untersuchen. Mit dem vorliegenden Bericht möchten wir über die bisherigen Untersuchungen eine vorläufige Rechenschaft ablegen. Sie ist vorläufig, da die begonnenen Aufgaben nicht beendet sind und viele Probleme noch nicht in Angriff genommen werden konnten, so daß unsere Deutungen heute noch nicht in allen Einzelheiten in der letzten Endes wünschenswerten Weise gesichert sind.



Unsere Untersuchungen beziehen sich auf alle Gesteine, welche die Wirkungen der Rieskatastrophe erlitten, durch dieselbe geformt und gebildet wurden oder im Bereich des Ries nach dem Riesereignis entstanden. Diese Riesgesteine im engeren Sinne kann man in einige Hauptgruppen einteilen (vgl. PREUSS 1964, ENGELHARDT 1967 a): Kalkschollen und Kalkgriese sind durch die Zertrümmerung von Weißjurakalken entstanden. Die Bunte Breccie entstand aus allen Sedimentgesteinen (Tertiär, Malm, Dogger, Lias und Keuper) und meist geringeren Mengen kristallinen Materials. Kristalline Trümmersmassen bestehen aus z. T. sehr großen Massen einheitlicher kristalliner Gesteine, die in sich mehr oder weniger stark zerbrochen sind, oder aus brecciösen Gemengen verschiedener Gesteine des kristallinen Untergrundes. Die Suevit genannte Breccie enthält neben einem geringen Anteil von Sedimenten kristalline Gesteine in verschiedenen Stadien der Umwandlung und Aufschmelzung sowie die als Fladen oder Flädle bekannten Glasbomben. Schließlich sind zu den Riesgesteinen auch noch die verschiedenen jungtertiären Sedimente zu rechnen, die sich am Ufer und im Inneren des Riesbeckens bildeten, als dieses nach der Kraterbildung von einem Süßwassersee erfüllt war. Dazu gehören die ufernah gebildeten Süßwasserkalke und Strandkonglomerate und die meist mergelig-tonigen Beckenablagerungen.

Unsere Untersuchungen, über welche wir heute berichten können, haben sich auf den Suevit, die Bunte Breccie und die kristallinen Trümmersmassen erstreckt. Sie werden in den Abschnitten 21, 22 und 23 gesondert behandelt. Die Beteiligung einzelner Mitarbeiter an besonderen Themen, insbesondere auch an den Arbeiten im Gelände, ist nicht streng abzugrenzen. Doch waren, resp. sind an der Untersuchung der einzelnen Gesteinsgruppen bisher die folgenden Mitarbeiter in erster Linie beteiligt:

Suevit: BARANYI, BORUS, BERTSCH, ENGELHARDT, FÖRSTNER, HÖRZ, JEZIORKOWSKI, SCHÜLE, STAEHLE, STÖFFLER.

Bunte Breccie: SCHNEIDER. Kristalline Trümmersmassen: ABADIAN, STÖFFLER, WEISKIRCHNER.

Noch nicht in Angriff genommen haben wir bisher die Untersuchung der Kalkschollen und Kalkgriese sowie der tertiären Seesedimente. Eine Untersuchung der Süßwasserkalke ist kürzlich von H. FÜCHTBAUER und Mitarbeitern (Geologisches Institut der Universität Bochum) begonnen worden.

Bei der näheren Untersuchung des Suevit, insbesondere seiner Kristallin- und Glasbomben-Einschlüsse stellte es sich heraus, daß nicht nur die Hochdruckminerale Coesit und Stishovit in ihm vorkommen, sondern verschiedene andere ungewöhnliche Umwandlungen von Mineralen, wie sie von normalen Metamorphiten aller Art nicht bekannt sind. Da ähnliche Erscheinungen von anderen vermutlichen Meteoritenkratern, aus Kratern von Atomexplosionen und von Stoßwellenexperimenten bekannt wurden, wurde der Begriff der Stoßwellenmetamorphose entwickelt, welcher alle Erscheinungen, insbesondere bei gesteinsbildenden Mineralen, zusammenfaßt, welche durch Stoßwellen mit hohen Spitzendrücken hervorgebracht werden (vgl. hierzu das von FRENCH und SHORT [1968] herausgegebene Symposium und einzelne speziell auf das Ries bezogene Arbeiten: STÖFFLER 1965, 1966, CHAO 1966 a, b, 1967, ENGELHARDT und STÖFFLER 1966). Im Hinblick auf die Rekonstruktion der Bedingungen des



Riesereignisses haben wir uns mit den allgemeinen Fragen der Stoßwellenmetamorphose beschäftigt, worüber im Abschnitt 1 zusammenfassend berichtet wird. Wir haben uns nicht darauf beschränkt, eigene Beobachtungen in den Riesgesteinen und die anderer Forscher in anderen Kratern auszuwerten, sondern auch versucht, durch Experimente bei statischen und dynamischen Höchstdrücken diejenigen Umwandlungen und Deformationen zu erzeugen, welche in den Riesgesteinen und in den Breccien anderer Krater beobachtet werden können. Auf die bei dynamischen (Stoßwellen) von MÜLLER und Mitarbeitern und bei statischen Höchstdrücken von ARNDT und STÖFFLER bisher durchgeführten Arbeiten kann im Rahmen dieses Berichtes im einzelnen nicht eingegangen werden. Doch sind die bei diesen Untersuchungen gewonnenen Erkenntnisse zusammen mit den Daten anderer Autoren die Grundlage für die Angaben über die Druckgrenzen der einzelnen Stufen der Stoßwellenmetamorphose.

Schließlich wird es auch wichtig sein, die Riesgesteine mit Gesteinen anderer Krater zu vergleichen, für welche ebenfalls ein meteoritischer Ursprung angenommen wird. Einige Untersuchungen in dieser Richtung wurden in Zusammenarbeit mit canadischen Kollegen ausgeführt, resp. begonnen. Zwei Arbeiten beziehen sich auf Gesteine vom Clearwater-Lake-Krater in Quebec (ENGELHARDT, HÖRZ, STÖFFLER, BERTSCH 1966, ENGELHARDT und DENCE in Vorbereitung). Im Rahmen einer Dissertation hat DWORAK (1969) auf Grund eigener Feldarbeiten mit einer canadisch-amerikanischen Geologengruppe durch Stoßwelleneinfluß isotropisierte Anorthosite aus dem Manicouagan-Krater in Quebec untersucht, einem der größten aller Krater, für welche meteoritischer Ursprung vermutet wird.

Daß im Steinheimer Becken, ca. 40 km westlich vom Rieszentrum, ebenfalls Anzeichen für die Wirkung starker Stoßwellen vorkommen, wurde kürzlich aufgezeigt (ENGELHARDT, BERTSCH, STÖFFLER, GROSCHOFF, REIFF 1967). Damit wird eine frühe Vermutung von ROHLER (1933) über den meteoritischen Ursprung dieser Struktur bestätigt.

## 1. Stoßwellenmetamorphose (D. STÖFFLER)

### 1.1. Allgemeines

Treffen große Meteoriten oder Kometen mit kosmischer Geschwindigkeit auf der Erdoberfläche auf, so entstehen im Gesteinsuntergrund (wie auch im Asteroiden) mit mehrfacher Schallgeschwindigkeit sich fortpflanzende Druckdiskontinuitäten (Stoßwellen) hoher Energie, deren Spitzendrucke und Spitzentemperaturen entsprechend einer kugelschaligen Ausbreitung vom Kollisionszentrum radial nach außen hin abnehmen. Der von einer solchen dynamischen Druckbeanspruchung erfaßte Gesteinsbereich erleidet je nach Größe und Geschwindigkeit des auftreffenden Körpers für kurze Zeiten (Mikrosekunden bis Zehntel Sekunden) Drucke von maximal einigen Megabar und Spitzentemperaturen von einigen Zehntausend Grad im Zentrum des Aufschlags bis zu Normaldruck- und -temperatur in einigen Kilometern Entfernung vom Kollisionszentrum (vgl. DAVID 1966). Bevor durch eine von der Rückseite des Meteoriten zum Erdinnern hin sich ausbreitende Verdünnungswelle der Mechanismus des Kraterauswurfs in Gang kommt, sind im Gesteinsuntergrund kurzzeitig kugelschalige Zonen unterschiedlicher, d. h. mit wachsendem Radius abnehmender Druck- und