

GEOLOGICA BAVARICA

Herausgegeben
vom

BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT

Nr. 61

Das Ries

Geologie, Geophysik und Genese eines Kraters

Bericht der Arbeitsgemeinschaft Ries

Mit Beiträgen von

GUSTAV ANGENHEISTER	RALPH HÄNEL	JEAN POHL
DIETER BANNERT	ALBRECHT HAHN	EKKEHARD PREUSS
ROLF BOLTEN	HELMUT HAUNSCHILD	WINFRIED REIFF
ERWIN DAVID	REINHARD HLKOLD	HARTMUT SCHAAF
RICHARD DEHM	ERFRIED HOLLAUS	HERMANN SCHMIDT-KALER
BURKHARD DRESSLER	RUDOLF HÜTTNER	WERNER SCHNEIDER
WOLF V. ENGELHARDT	KARL JUNG	DIETER STÖLLER
WOLFGANG GENTNER	HANS-GÜRD KAHLÉ	WALTER TREIBS
GÜNTHER GRAUP	JULIUS KAVASCH	HELMUT VIDAL
HEINRICH GREINER	FRANÇOIS KRAUT	GÜNTHER A. WAGNER
PAUL GROSCHOPF	KLAUS MATZKE	EBERHARD WIRTH
	DIETER MÜLLER	

Mit 168 Abbildungen, 23 Tabellen und 7 Beilagen, darunter 1 farbige geologische Karte 1 : 100 000

Redaktion: EKKEHARD PREUSS und HERMANN SCHMIDT-KALER

MÜNCHEN 1969

GEOLOGICA BAVARICA

Herausgegeben
vom

BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT

Nr. 61

Das Ries

Geologie, Geophysik und Genese eines Kraters

Bericht der Arbeitsgemeinschaft Ries

Mit Beiträgen von

GUSTAV ANGENHEISTER	RALPH HÄNEL	JEAN POHL
DIETER BANNERT	ALBRECHT HAHN	EKKEHARD PREUSS
ROLF BOLTEN	HELMUT HAUNSCHILD	WINFRIED REIFF
ERWIN DAVID	REINHARD HEROLD	HARTMUT SCHAAF
RICHARD DEHM	ERFRIED HOLLAU	HERMANN SCHMIDT-KALER
BURKHARD DRESSLER	RUDOLF HÜTTNER	WERNER SCHNEIDER
WOLF V. ENGELHARDT	KARL JUNG	DIETER STÖFFLER
WOLFGANG GENTNER	HANS-GERD KAHLE	WALTER TREIBS
GÜNTHER GRAUP	JULIUS KAVASCH	HELMUT VIDAL
HEINRICH GREINER	FRANÇOIS KRAUT	GÜNTHER A. WAGNER
PAUL GROSCHOPF	KLAUS MATZKE	EBERHARD WIRTH
	DIETER MÜLLER	

Mit 168 Abbildungen, 23 Tabellen und 7 Beilagen, darunter 1 farbige geologische Karte 1 : 100 000

Redaktion: EKKEHARD PREUSS und HERMANN SCHMIDT-KALER

MÜNCHEN 1969

Geologica Bavarica	61	478 S.	168 Abb.	23 Tab.	7 Beil.	München 1969
--------------------	----	--------	----------	---------	---------	--------------



Das Ries

Das Luftbild zeigt das Becken des Nördlinger Ries, das mit einem Durchmesser von 20 bis 25 km zwischen die Schwäbische und Fränkische Alb eingesenkt ist. Die Blickrichtung geht etwa von einer Stelle 4 km südöstlich Neresheim (25 km südwestlich vom Ries-Zentrum) in Richtung Nordost mit einem Blickwinkel von 60° .

Der Ries-Wall im Vordergrund ist von Wald bedeckt, auf den sich die kleinen Sommerwölkchen projizieren, die über den stärker erwärmten Feldern des Vorries stehen. Vorn in der linken Bildhälfte liegt der Ort Schweindorf,

in der rechten Bildhälfte Forheim, Aufhausen, Bollstadt und (ganz rechts) Amerdingen. In der Riesebene liegt links die Stadt Nördlingen inmitten der konzentrisch angelegten Felder, dahinter in Richtung der geradlinigen Bahn am Nordrande der Ebene die Stadt Oettingen. Von dort fließt die von Norden kommende Wörnitz durch das Ries und durchbricht am rechten Bildrand, wo der Waldgürtel des Vordergrundes endet, bei Harburg den Ries-Wall.

Luftbild Albrecht Brugger, Stuttgart; freigegeben vom Innenministerium Baden-Württemberg Nr. 2/14605 und 14607. — Alle Rechte bei der Stadt Nördlingen.

Reliefmodell des Ries

Von JULIUS KAVASCH *)

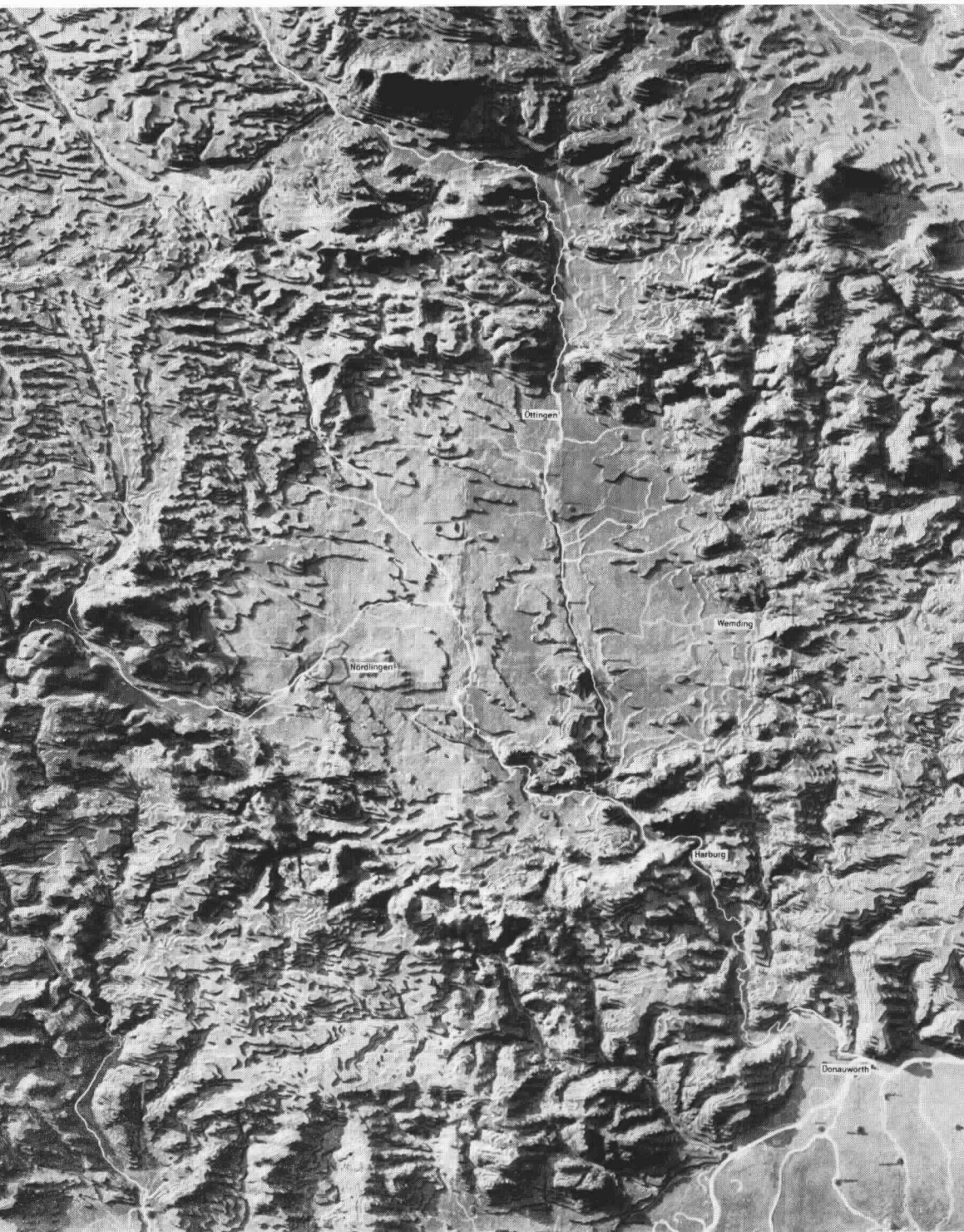
Das Bild des Ries-Modells gibt ein Gebiet von 44×50 km im Maßstab 1 : 250 000 wieder. 5 Städte sind beschriftet, damit das Bild mit der geologischen Karte verglichen werden kann. Außerdem sind zahlreiche Ortschaften als kleine runde, erhabene Punkte eingesetzt.

Die Höhenstufen betragen jeweils 10 m. Die Höhe der Donau bei Donauwörth ist ca. 400 m über NN, die Höhe in der Mitte der Riesebene ca. 420 m und die Berge des südlichen Ries-Walles erreichen 580 m und südwestlich bis 650 m.

Das Original-Modell wurde im Werkunterricht der Volksschule Mönchsdeggingen in den Jahren 1955 bis 1961 im Maßstab 1 : 25 000 und mit 3,7facher Überhöhung hergestellt. Die Anregung hierzu hat Professor Dr. GEORG WAGNER, Tübingen und Oberstudiendirektor Dr. RICHARD LÖFFLER, Schwäbisch-Gmünd gegeben. Bei der Materialbeschaffung sowie bei der Festlegung von Ausschnitt und Überhöhung hat Dr. GEROLD WAGNER, Freiburg, beratend geholfen. Als Material mußte aus finanziellen Gründen eine Modell-Hartpappe verwendet werden. Die Kosten dafür übernahm der Landkreis Nördlingen und zum Teil die Gemeinde Mönchsdeggingen. Schwierigkeiten machte zunächst die Beschaffung der Karten, da die neuen topographischen Blätter 1 : 25 000 noch nicht erhältlich waren. Zwei Blätter stellte die US-Army zur Verfügung.

Nach der Fertigstellung wurde das Relief im Museum der Stadt Nördlingen aufgestellt. Durch OstDir. Dr. LÖFFLER wurde ein Kunststoff-Negativ hergestellt (Kopien des Originalmodells sind erhältlich durch Frau FRIDA LÖFFLER, 707 Schwäbisch-Gmünd, Seelenbachweg 11). Daraufhin erhielt die Stadt Nördlingen zwei Positive, die jetzt im Museum und im Gymnasium aufgestellt sind. Das Original kehrte in die Volksschule Mönchsdeggingen zurück.

*) Alle Rechte bei Rektor JULIUS KAVASCH, 8861 Mönchsdeggingen.



Inhaltsverzeichnis

	Seite
VIDAL, H.: Warum Ries-Forschung?	9
PREUSS, E.: Einführung in die Ries-Forschung	12
DEHM, R.: Geschichte der Riesforschung	25
TREIBS, W.: Überblick über die geographische und geologische Situation des Nördlinger Rieses	36
SCHMIDT-KALER, H.: Versuch einer Profildarstellung für das Rieszentrum vor der Kraterbildung (Beilage 5)	38
WIRTH, E.: Ein Profil vom Malm bis ins Rotliegende südöstlich des Rieses. Kurzprofil der Erdölaufschlußbohrung Daiting 1	41
HAUNSCHILD, H.: Die Trias im Ries und Vorries	43
SCHMIDT-KALER, H.: Der Jura im Ries und in seiner Umgebung	59
BOLTEN, R. & MÜLLER, D.: Das Tertiär im Nördlinger Ries und in seiner Umgebung	87
HOLLAUS, E.: Kurze Übersicht der bisherigen Kenntnisse des Pleistozäns im Nördlinger Ries	131
HÜTTNER, R.: Bunte Trümmermassen und Suevit	142
DRESSLER, B., GRAUP, G. & MATZKE, K.: Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges im Nördlinger Ries	201
ENGELHARDT, W. v., STÖFFLER, D., SCHNEIDER, W.: Petrologische Untersuchungen im Ries	229
GENTNER, W. & WAGNER, G. A.: Altersbestimmungen an Riesgläsern und Moldaviten	296
ANGENHEISTER, G. & POHL, J.: Die seismischen Messungen im Ries von 1948—1969	304
POHL, J. & ANGENHEISTER, G.: Anomalien des Erdmagnetfeldes und Magnetisierung der Gesteine im Nördlinger Ries	327
JUNG, K., SCHAAF, H. & KAHLE, H. G.: Ergebnisse gravimetrischer Messungen im Ries	337
HAHN, A.: Deutung der magnetischen Anomalie in der Umgebung der Bohrung Wörnitzostheim	343
HÄNEL, R.: Temperaturmessungen in der Bohrung Wörnitzostheim	348
DAVID, E.: Das Ries-Ereignis als physikalischer Vorgang	350
BANNERT, D.: Luftbildkartierung des Lineationsnetzes vom Ries und seiner Umgebung	379
KAVASCH, J. & GREINER, H.: Die Erhaltung geologischer Aufschlüsse im Ries	385
PREUSS, E.: Kennzeichen von Meteoritenkratern mit Bezug auf das Ries	389
GROSCHOFF, W. & REIFF, W.: Das Steinheimer Becken. Ein Vergleich mit dem Ries	400

	Seite
HEROLD, R.: Eine Malmkalk-Trümmernasse in der Oberen Süßwassermolasse Niederbayerns	413
KRAUT, F.: Über ein neues Impaktit-Vorkommen im Gebiet von Rochecouart—Chassenon (Départements Haut Vienne und Charente, Frankreich)	428
HÜTTNER, R., SCHMIDT-KALER, H. & TREIBS, W.: Anmerkungen zur geologischen Übersichtskarte (Beilage 1)	451
Summary	455
Personen-Verzeichnis	469
Orts-Verzeichnis	474

VERZEICHNIS DER BEILAGEN

- Beilage 1: Geologische Übersichtskarte des Rieses und seiner Umgebung (HÜTTNER, SCHMIDT-KALER & TREIBS)
- Beilage 2: Profil 8 — Reflexionsprofil (ANGENHEISTER & POHL)
- Beilage 3: BOUGUER-Anomalien im Ries und seiner Umgebung (JUNG, SCHAAF & KAHLE)
- Beilage 4: Fotolineationen im Nördlinger Ries und seiner Umgebung (BANNERT)
- Beilage 5: Versuch einer Profildarstellung für das Rieszentrum vor der Kraterbildung (SCHMIDT-KALER)
- Beilage 6: Zur Vergriesung des Massenkalks. „Kiesgrube“ auf der Höhe zwischen Iggenhausen und Katzenstein (HÜTTNER)
- Beilage 7: Bewegungsspuren auf Schlift-Flächen und Gefügebeobachtungen in allochthonen Schollen (HÜTTNER)

Geologica Bavarica	61	9—11	München 1969
--------------------	----	------	--------------

Warum Ries-Forschung?

Von HELMUT VIDAL ¹⁾

In Mitteleuropa findet man im Ries ein Naturphänomen ganz besonderer Art. Ähnliche Kreisstrukturen der Erdoberfläche, Vulkan- und Meteoritenkrater dieser Größe, sind relativ selten. Und nur die wenigsten sind bisher geowissenschaftlich genauer untersucht. Zu den am besten durchforschten Kreisstrukturen gehört sicher das Ries, das an der Grenze von Bayern und Württemberg nördlich der Donau im Jura liegt.

Seit mehr als 100 Jahren haben Erdwissenschaftler das Ries untersucht, umfangreiche, interessante Erkenntnisse gewonnen und Theorien für seine Entstehung aufgestellt. Daß ein starker explosionsartiger Vorgang, bedingt durch innenbürtige Kräfte der Erde, für die Entstehung verantwortlich zu machen sei, schien aufgrund insbesondere der geologischen Feldarbeiten zunächst am plausibelsten. Doch tauchten auch schon anfang dieses Jahrhunderts Vermutungen darüber auf, daß das Ries durch eine extraterrestrische Einwirkung entstanden sein könnte. Jüngste Untersuchungen amerikanischer Mineralogen an Gesteinen aus dem Ries, inzwischen auch von deutschen Mineralogen bestätigt, haben den Nachweis von Hochdruckmineralien erbracht, wie sie bisher nur in Kratern gefunden worden sind, die eindeutig durch den Einschlag eines großen Meteoriten entstanden sind. Dadurch ist das Ries erneut in den Mittelpunkt internationalen wissenschaftlichen Interesses gerückt.

Nach dem zweiten Weltkrieg hat die Ries-Forschung wieder neue Impulse erhalten. Vor allen Dingen waren es A. BENTZ und H. REICH, die, 1948 beginnend, dort geologische und geophysikalische, insbesondere seismische und geomagnetische Untersuchungen anregten und durchführten. 1953 wurde von der deutschen Erdölindustrie eine erste tiefere Bohrung bei Deiningen bis 350 m Endtiefe niedergebracht. Damit fand die erste geowissenschaftliche Gemeinschaftsarbeit im Ries zwischen staatlichen und privaten Institutionen, zwischen Industrie und Forschung, einen gewissen Abschluß.

Am 2. 12. 1961 konstituierte sich auf Veranlassung von E. PREUSS in München wiederum unter der Führung von A. BENTZ und H. REICH die „Arbeitsgemeinschaft Ries“, ein zwangloser Zusammenschluß von am Ries interessierten Erdwissenschaftlern zur Förderung der Ries-Forschung. Mit der Eingliederung dieser Arbeitsgemeinschaft in das Unternehmen „Erdmantel“ (Upper Mantle Project) weitete sich der Kreis interessierter Institutionen und Institute noch wesentlich aus. Jetzt standen über die Deutsche Forschungsgemeinschaft auch größere Mittel für eine erneute seismische Vermessung des Ries-Kessels und seiner Umrandung mit den damals modernsten Geräten und Methoden sowie für

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Präsident Dr. HELMUT VIDAL, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

detaillierte geologische Geländearbeiten und petrographisch-mineralogische Untersuchungen zur Verfügung. Auch die Mittel für eine zweite Tiefbohrung bei Wörnitzostheim (Endteufe 180 m) wurden durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft bereitgestellt.

Nachdem nun auch der zweite, sich über fast ein Jahrzehnt erstreckende Abschnitt verstärkter geowissenschaftlicher Ries-Forschung mit bemerkenswerten neuen Erkenntnissen einem gewissen Abschluß entgegen geht, und sich schon einige von der Arbeitsgemeinschaft in München (1963), in Tübingen (1965) und in Nördlingen (1966) veranstaltete Kolloquien mit dem Ries beschäftigt haben, hielten es verschiedene Mitglieder der „Arbeitsgemeinschaft Ries“ auf Anregung der Deutschen Forschungsgemeinschaft für wünschenswert, im Rahmen einer „Dokumentation Ries“ alle wichtigen neueren Beobachtungsergebnisse zu sammeln und sie einer breiteren Öffentlichkeit zusammengefaßt zugänglich zu machen. Diese Dokumentation sollte den Stand der Ries-Forschung am Ende des sechsten Jahrzehnts unseres Jahrhunderts darlegen, Rechenschaft ablegen über die dafür aufgewendeten nicht unerheblichen öffentlichen Mittel und aufzeigen, ob und in welchem Umfang diese Forschungsarbeiten noch weitergeführt werden müssen, um zu einer endgültigen Abklärung des Ries-Problems zu kommen.

Dieser Gedanke einer „Dokumentation Ries“ traf sich mit der Absicht des Verfassers, ein Heft des Publikationsorgans des Bayerischen Geologischen Landesamtes GEOLOGICA BAVARICA den neueren geowissenschaftlichen Arbeiten im Ries zu widmen und eine geologische Übersichtskarte des Ries-Kessels und seiner Umgebung beizulegen. Auf einer von E. PREUSS vorgeschlagenen Sitzung der Arbeitsgemeinschaft in München am 8. 1. 1968 wurde von dieser dem Angebot des Bayerischen Geologischen Landesamtes, „Die Dokumentation Ries“ in der GEOLOGICA BAVARICA in erweiterter Form abzdrukken, zugestimmt.

Das nunmehr vorliegende Heft beinhaltet neben zusammenfassenden und die Geschichte der Ries-Forschung behandelnden Arbeiten auch solche, die die jüngsten Ergebnisse der verschiedensten im Ries tätigen geowissenschaftlichen Disziplinen als Erstveröffentlichung bringen. Auch Grenzgebiete kommen dabei zu Wort. Die umfangreiche zitierte Literatur und die geologische Übersichtskarte 1 : 100 000 bereichern diesen Band sicher wesentlich.

Es ist dem Verfasser eine angenehme Pflicht, allen Autoren, die zu dem Zustandekommen dieses Bandes beigesteuert haben, sowie dem Redaktionsausschuß, bestehend aus den Herren P. CRAMER, R. DEHM, E. PREUSS und H. SCHMIDT-KALER, für ihre mühevollen Arbeit zu danken.

Der Verfasser glaubt auch im Namen aller Ries-Forscher zu sprechen, wenn er insbesondere der Deutschen Forschungsgemeinschaft für ihre bisherige großzügige finanzielle Unterstützung, aber auch allen sonstigen öffentlichen und privaten Förderern der Ries-Forschung an dieser Stelle sehr herzlich dankt.

Rückblickend und vorausschauend kann man zusammenfassend wohl sagen, daß alle bisherigen Untersuchungen der verschiedensten geowissenschaftlichen Disziplinen wertvolle Informationen über das Ries und seine Umgebung geliefert haben. Diese reichen aber noch nicht aus, das seit Jahrzehnten viel diskutierte Ries-Problem, nämlich seine Entstehung, als endgültig gelöst zu betrachten. Weitere Arbeiten sind noch dringend nötig, um die tieferen Strukturen des Ries-Kessels genauer zu erfassen. Hier können in erster Linie erneute seismische

Messungen mit den modernsten Apparaturen und Auswerteverfahren, aber auch die übrigen Methoden der angewandten Geophysik, insbesondere die bisher im Ries noch nicht eingesetzte Geoelektrik, weitere wertvolle Informationen liefern.

Zur genaueren Interpretation der bisherigen und zukünftigen geophysikalischen Meßergebnisse und letzten Endes zur Bestätigung der sich nunmehr als am wahrscheinlichsten abzeichnenden Theorie für die Ries-Entstehung, nämlich durch Meteoriten-Einschlag, ist eine weitere Tiefbohrung mit einer Endteufe von zwei- bis dreitausend Metern unbedingt nötig. Diese müßte den Ries-Kessel und seine gestörte Füllung möglichst an seiner geophysikalisch ermittelten tiefsten Stelle durchteufen und das gestörte kristalline Grundgebirge erreichen. Als Kernbohrung würde sie ein genaues Bild der geologischen Lagerungsverhältnisse und wertvolles Material für petrographisch-mineralogische Untersuchungen im Hinblick auf die Impaktmetamorphose liefern. Darüber hinaus würde sie neben dem geologischen Profil als wertvolle Ergänzung durch die Ermöglichung von geophysikalischen Messungen im Bohrloch und an den Kernen ein Profil der verschiedenen physikalischen Eigenschaften, z. B. der Elastizität, Dichte, Magnetisierung und Wärmeleitfähigkeit der durchbohrten Gesteine erbringen. All diese vielfältigen Informationen würden nicht nur zur endgültigen Abklärung der Ries-Entstehung im besonderen beitragen, sie würden darüber hinaus unsere bisherigen Kenntnisse über das Erscheinungsbild von Meteoriten-Einschlagkratern im allgemeinen vervollständigen und neue Kriterien für die Identifizierung von derartigen Kratern sowohl auf unserem Planeten wie auch auf anderen Himmelskörpern liefern.

Während des Entstehens dieses Bandes sind die ersten Menschen mit ihren Raumschiffen in Mondkratern gelandet und haben Mondgestein zur Erde zurückgebracht. Da die Mondoberfläche überwiegend von kleinsten bis größten Kratern bedeckt ist, gleiches haben Funkbilder vom Mars bestätigt, könnten vielleicht vergleichende Untersuchungen der Mondgesteine mit solchen aus einer Tiefbohrung im Ries gewisse Rückschlüsse auf die Entstehung der Mondkrater ermöglichen. Es wird sicher nicht mehr lange dauern, bis neben den Astronauten auch Geowissenschaftler den Mond betreten und dann als Lunologen mit den auf der Erde erprobten geologischen, petrographisch-mineralogischen und geophysikalischen Methoden mit der Erforschung des Mondes beginnen werden.

Damit schlägt die Ries-Forschung eine Brücke zur geowissenschaftlichen Erforschung des extraterrestrischen Raumes, und die Arbeiten deutscher Geowissenschaftler im Ries könnten damit indirekt ein nicht unwesentlicher und mit relativ bescheidenen öffentlichen Mitteln geleisteter deutscher Beitrag zur Erforschung des Weltraumes werden.

Der Verfasser glaubt daher noch einmal im Namen aller Ries-Forscher zu sprechen, wenn er an die Deutsche Forschungsgemeinschaft, an die Öffentliche Hand und alle sonstigen privaten Förderer der Ries-Forschung die eindringliche Bitte richtet, auch deren dritten und wahrscheinlich letzten, sicher aber teuersten Abschnitt durch die Bereitstellung ausreichender Mittel zu einem erfolgreichen Abschluß zu bringen und darin nicht nur eine nationale, sondern mehr noch eine internationale Aufgabe und Verpflichtung zu sehen.

Geologica Bavarica	61	12—24	München 1969
--------------------	----	-------	--------------

Einführung in die Ries-Forschung

Von EKKEHARD PREUSS ¹⁾

1. Einleitung

Das Problem des Ries ist lange bekannt. In zahlreichen Hypothesen wurden geologische Kräfte bemüht, seine Entstehung zu erklären. Schließlich gab die Annahme von kosmischen, außerirdischen Kräften eine völlig neue Erklärung für die vielen, schwer verständlichen Beobachtungen. Der Einschlag eines kosmischen Körpers („Meteoriten-Theorie“) wurde erst ab 1960 ernsthaft diskutiert, nachdem CHAO und SHOEMAKER den zweiten Fund von Coesit (der erste war im bekannten Meteorkrater von Arizona) auf dem XXI. Intern. Geologenkongreß in Kopenhagen bekannt gaben. CHAO sprach und diskutierte dann im September 1961 auf der Tagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in Tübingen über: New Evidence for the Impact Origin of the Ries Basin, Bavaria, Germany. Diesen Impuls hat der Verfasser aufgenommen, der durch seinen Lehrer F. HEIDE (1933) mit dem Problem der Meteoritenkrater und Riesenmeteoriten bekannt geworden war.

Über die Idee, daß Einschläge von sehr großen Meteoriten möglich sind und neue und bisher nicht erkannte geologische Strukturen erzeugen, ist seit langem geschrieben worden. Die vorsichtigen Äußerungen von WERNER 1904, die Beobachtungen von SPENCER 1933, die kühnen Vorschläge von KALJUVEE 1933 und die detaillierten Vergleiche mit dem Arizonakrater von STUTZER 1936 sind bekannt. Sehr weitgehende Überlegungen über Einschläge und ihre Folgen machten auch KELLY und DACHILLE 1953.

Heute ist das Ries nur einer der zahlreichen bekannten Meteoritenkrater. Doch ist das Ries ausgezeichnet durch seine erstklassige Erhaltung, durch seine umfangreichen geologischen Untersuchungen und durch seine bequeme Zugänglichkeit. Es ist ausgezeichnet durch die vorzüglich aufgeschlossenen Auswurfmassen (Trümmermassen). Das Ries bestand vor dem Einschlag aus einer großen Zahl von gut bekannten und erkennbaren mesozoischen Schichten von Sandsteinen, Tonen, Mergeln und Kalken über einem differenzierten Untergrund aus kristallinen Gesteinen. Der Auswurfvorgang kann deshalb rekonstruiert werden, wenn die aufgeworfenen Trümmermassen ausreichend untersucht werden. Die Rekonstruktion eines Auswurfvorganges ist sonst nur in viel kleineren künstlichen Versuchen zur Kraterbildung möglich.

Es ist deshalb eine Notwendigkeit, für den Schutz, die Erhaltung und Schaffung von Aufschlüssen zu sorgen, die dieses einzigartige Naturdenkmal allen Forschern und Freunden zugänglich und verständlich macht (s. KAVASCH, ds. Bd.).

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. EKKEHARD PREUSS, Staatl. Forschungsinstitut für angew. Mineralogie, 84 Regensburg, Kumpfmüllerstraße 2.

2. Allgemeines

Das Ries, auch Nördlinger Ries genannt, ist ein nicht streng begrenztes Gebiet, das heute die Ebene und die nähere Umgebung umfaßt. Der Name Ries entstand aus dem Namen der alten römischen Provinz Raetia, die einst das nördliche Vorland der Alpen umfaßte. Spezielle Teile des Ries heißen auch „Ries-Ebene“, „Ries-Kessel“, „Ries-Wall“. Die Umgebung wird in geologischen Schriften auch als „Vorries“ bezeichnet. Das „Ries“ wird auch als Zeitbegriff verwendet: der geologische Zeitablauf wird durch das „Ries-Ereignis“ in „prä-riesisch“ und „postriesisch“ geteilt.

Die Landschaft und die Städte, wie Nördlingen, Oettingen, Wemding und Harburg, gehören zu den bekannten Sehenswürdigkeiten. Ein eindrucksvoller Rundblick über das Innere des Ries-Kraters bietet sich vom Turm der St. Georgskirche, dem „Daniel“ in Nördlingen. Das Stadtmuseum zeigt in der geologischen Abteilung auch das eindrucksvolle Ries-Modell (s. S. 7).

2.1. Topographische Karten

Die Nummern und Namen der topographischen Karten im Maßstab 1 : 25 000 sind auf der Geologischen Übersichtskarte (Beilage 1) im Schemabild am Kartenrand angegeben. Sie sind erhältlich im Bayerischen Landesvermessungsamt, München 22, Alexandrastraße 4 und im Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart N, Büchsenstraße 54. Bei den neuen farbigen Karten 1 : 50 000 werden 4 Blätter 1 : 25 000 zusammengefaßt (z. B. 7028 Unterschneidheim, 7029 Oettingen, 7128 Nördlingen und 7129 Deiningen zum 1 : 50 000 Blatt L 7028 Nördlingen).

Folgende Blätter im Maßstab 1 : 50 000 überdecken das Gebiet der geologischen Übersichtskarte: L 6928 Wassertrüdingen, L 6930 Weißenburg, L 7126 Aalen, L 7128 Nördlingen, L 7130 Treuchtlingen, L 7326 Heidenheim a. d. Brenz, L 7328 Höchstädt und L 7330 Donauwörth.

Die Blätter 1 : 100 000 sind einfarbig. Viele Ortsangaben in diesem Bande sind durch die Rechts- und Hochwerte des Gauß-Krüger-Netzes bestimmt.

2.2. Geologische Karten

Die zahlreichen geologischen Spezial-Kartierungen wurden in der geologischen Übersichtskarte 1 : 100 000 (Beilage 1) zusammengefaßt. Eine starke Vereinfachung war notwendig, da die weit verbreiteten Trümmernmassen nicht weiter unterteilt werden können. Nur kristalline Anteile der Bunten Breccie sind durch Kreuzchen markiert. Suevit-Vorkommen sind so vollzählig wie möglich angegeben. Für die Verwendung der geologischen Karte im Gelände sind die topographischen Karten unerlässlich.

Kartierungen und Profile kleinerer Gebiete, vor allem von Aufschlüssen, sind in der Literatur weit verstreut. Einen vorzüglichen Einblick in die Oberflächenbedeckung gibt das Profil des Rohrgrabens der Rhein-Donau-Ölleitung auf ca. 50 km Länge (TREIBS 1965). Von älteren geologischen Karten sei das Blatt im Maßstab 1 : 200 000 von FRICKHINGER und SCHNITZLEIN 1848 nicht vergessen.

2.3. Geologische Literatur

Die geologische Literatur ist sehr zahlreich. Alle alten Beschreibungen sind heute noch aktuell, da viele Aufschlüsse inzwischen verschwunden oder unzugänglich sind. Es war ja die zunehmende Zahl der merkwürdigen Beobachtungen, die zu den verschiedenen Theorien führte und auch die Geschichte der Riesforschung so interessant machte (R. DEHM, ds. Bd.).

Zu den geologischen Arbeiten kommen zunehmend petrographische, geophysikalische, schließlich physikalische und astronomische Arbeiten. Denn manche Probleme eines Meteoriteneinschlages können besonders gut am Beispiel des Ries erforscht werden. So ist die Vielfalt der Ries-Literatur heute sehr groß und heterogen. Sie konnte in diesem Bande nicht in einer einzigen Liste zusammengestellt werden. Trotzdem kann man sich das Schrifttum eines Autors leicht zusammenstellen, wenn man die Hinweise im Personen-Index am Ende des Bandes verwendet.

Ein Gesamt-Literaturverzeichnis von 187 Schriften hat R. LÖFFLER 1925 zusammengestellt, fortgeführt von W. KRANZ 1925—1952. Neuere Arbeiten sind bei PREUSS 1964 und BARTHEL 1964/5 zu finden.

Die sehr vielseitige Literatur über die Stoßwellen-Metamorphose, Meteoritenkrater und ähnliche Phänomene ist ganz vorzüglich in dem Sammelband von FRENCH und SHORT 1968 zu finden.

2.4. Geologische Aufschlüsse

Das Ries hat während der letzten 100 Jahre zahlreiche gute Aufschlüsse gehabt, von denen viele beschrieben wurden. Nicht alle kommen zur Kenntnis der Geologen. Deshalb muß es ein besonderes Bemühen aller Ries-Forscher sein, die Einwohner zu interessieren, damit neue Aufschlüsse zur Kenntnis der Fachleute gebracht werden. Viele durch die Flurbereinigung vorübergehend geschaffenen Aufschlüsse blieben unbekannt, zugleich wurden alte Aufschlüsse zerstört. Der Schutz mancher einzigartigen, im wahrsten Sinn des Wortes auf der Erde einzigartiger Aufschlüsse ist eine wichtige Aufgabe geworden (KAVASCH u. GREINER, ds. Bd.).

Ein 1969 kurze Zeit offener Aufschluß beim Straßenbau Lierheim—Appetshofen zeigte kristalline Trümmernmassen, Bunte Breccie und Suevit in vorzüglicher Weise. Seine Beschreibung erfolgt nächstens in der *Geologica Bavarica*. — Im monatelang offenen Graben der Rhein-Donau-Ölleitung wurde erstmals Suevit bis 21 km und Bunte Breccie bis 35 km vom Ries-Zentrum entfernt gefunden (TREIBS 1965).

Einige, aber noch zu wenige Bohrungen (Beilage 1) geben Aufschluß über die Tiefe. Die zwei großen Forschungsbohrungen seien besonders genannt: Deiningen I-Bohrung der Deutschen Erdöl-A.G. Hamburg im Winter 1953/54 (R 43 97 393, 87; H 54 15 137,57). Sie erreichte mit fast 100 m Kerngewinn eine Endteufe von 350,4 m. Wörnitzostheim I-Bohrung der Deutschen Forschungsgemeinschaft 1965. Sie wurde gekernt und erreichte 180 m Teufe (MOSEBACH 1964, FÖRSTNER 1967, POHL 1965, ferner in diesem Band POHL & ANGENHEISTER, v. ENGELHARDT, STÖFFLER und SCHNEIDER, HÄNEL, HAHN).

Beide Bohrungen wurden petrographisch und magnetisch untersucht und brachten neue und wichtige Erkenntnisse.

Überraschend zeigten auch die industriellen Bohrungen im Vorries, wie stark die präriesische Landoberfläche mit Trümmernmassen zugeschüttet worden ist (BIRZER 1969) oder wie mächtig Trias- und Rotliegendeschichten sind (WIRTH, ds. Bd., HAUNSCHILD, ds. Bd.).

Die Hoffnung auf weitere notwendige Bohrungen an interessanten Punkten bleibt ein Wunsch der Forscher.

25 gute Aufschlüsse werden bei BARTHEL 1965 beschrieben.

Von den speziellen Ries-Aufschlüssen seien genannt für Kristalline Trümmernmassen: Appetshofen, Langenmühle, Leopold Meyers Keller (Nördlingen), Wennenberg; ferner ds. Bd.

Bunte Trümmernmassen: Märker Zementwerk, Harburg; ferner S. 182.

Bunte Breccie: Gundelsheim, Otting, Ronheim; ferner S. 279.

Kalkgriese und -schollen: Holheim (2 Brüche), Rollenberg; ferner S. 154.

Suevit: Altebürg, Amerdingen, Aumühle, Otting, Polsingen, Zipplingen; ferner S. 272.

Schlifffläche (Grenze Allochthon über Autochthon): Gundelsheim, Holheim, Ronheim; ferner S. 171.

Süßwasserkalke: Adlersberg, Hainsfahrt, Wallerstein, Goldberg; ferner S. 110.

Tertiär: zahlreiche Angaben bei R. BOLTEN & D. MÜLLER in diesem Band.

3. Geologische Schichtenfolge

Die kristallinen Gesteine des Untergrundes, die etwa 500 m unter der heutigen Ries-Ebene lagen, sind sehr wechselhaft und nur aus den ausgeworfenen Trümmernmassen bekannt. Ihre Obergrenze konnte außerhalb des Ries im Westen bestimmt werden (G. ANGENHEISTER & J. POHL, ds. Bd.).

Die Schichtenfolge des Mesozoikums vom Rotliegenden über Trias (HAUNSCHILD, ds. Bd.) bis zum Jura (SCHMIDT-KALER, ds. Bd.) und zu Resten der Kreide (BOLTEN & MÜLLER, ds. Bd. S. 88) ist aus zahlreichen Aufschlüssen bekannt. Besonders interessiert die ursprüngliche Schichtenfolge mit ihrem Wechsel des Gesteinsmaterials und der Mächtigkeiten. Dieser Versuch einer Profildarstellung für das Rieszentrum vor der Kraterbildung wurde von SCHMIDT-KALER (ds. Bd., Beilage 5) gemacht.

Mit Hilfe der Schichtenfolge kann der Vorgang des Einschlages und Auswurfes rekonstruiert werden (DAVID, ds. Bd.). Die inverse Lagerung der Trümmernmassen (PREUSS 1964, S. 294) wird immer deutlicher erkennbar (v. ENGELHARDT, STÖFFLER und SCHNEIDER, ds. Bd.). Bereits KRANZ hatte aus der Verteilung der Aufwurfmassen auf eine oberflächennahe Explosion geschlossen.

Die Kenntnis der Zusammensetzung der Trümmernmassen ist auch wichtig, um über die weit entfernten Funde der REUTERSchen Blöcke, der Malmkalk-Trümmernmasse von HEROLD (ds. Bd.), der Bentonite und Moldavite (W. GENTNER & W. WAGNER, ds. Bd.) diskutieren zu können, die zum Ries-Ereignis zu gehören scheinen.

3.1. Kristallines Grundgebirge

Die Zusammensetzung des Grundgebirges kann aus den kristallinen Trümmernmassen, aus den Sueviten und gelegentlich auch aus der Bunten Breccie erkannt werden. Nach verschiedenen älteren Untersuchungen (z. B. R. LÖFFLER 1912,

W. ACKERMANN 1958) haben erst B. DRESSLER, H.-G. GRAUP und K. MATZKE in ds. Bd. eine zusammenfassende Beschreibung gegeben auf Grund systematischer Aufsammlungen. Überwiegend finden sich Granite (>75%), weiterhin basischere Tiefengesteine und Metamorphite. Es ist dabei zu beobachten, daß die Mengenteile der einzelnen Gesteinstypen in den verschiedenen Sektoren des Ries-Auswurfes wechseln (z. B. beim Wennenbergit; ds. Bd. S. 218). Die Zusammensetzung der Gesteine zeigt viele Parallelen mit dem ostbayerischen Moldanubikum. Die Vielzahl der Gesteinstypen hat auch für die Erforschung der Stoßwellen-Metamorphose jedes gewünschte Gesteinsmaterial geliefert. Dies hat die vielseitigen petrologischen Untersuchungen von v. ENGELHARDT, D. STÖFFLER und W. SCHNEIDER in ds. Bd. unterstützt, die auch zahlreiche Analysen kristalliner Einschlüsse (s. S. 257) angeben. In letzter Zeit bekannt geworden sind eingeschmolzene Graphitgneise, deren Graphit eine neue Kohlenstoffmodifikation, den Chaoit (EL GORESY 1969) enthält.

3.2. Das Mesozoikum

Trias und Jura wurden in letzter Zeit von verschiedenen Stellen untersucht. Neue Daten für die tiefsten Schichten wurden aus Bohrungen und Untersuchungen der Seismik erhalten. Das Rotliegende, das nur einmal von BENTZ 1928 in Grundgebirgsgeröllen erkannt wurde, bildet ein mächtiges Paket (HAUNSCHILD und SCHMIDT-KALER, ds. Bd.). E. WIRTH (ds. Bd.) findet unter 75 m ? Rotliegend einen dunkelrotgrauen Porphyry. Weitere Anzeichen von Rotliegendem sind in den Trümmernmassen noch nicht bekannt.

Die Trias wird auf fast 300 m geschätzt (HAUNSCHILD, ds. Bd.), der größte Anteil ist Keuper mit viel Sandstein und etwas Tonstein. Auffallend ist schon lange der große Anteil sandiger Gesteine in den tieferen Trümmernmassen nahe dem Ries-Rand. Dies kann bei der Diskussion über die Moldavite eine Rolle spielen.

Die Schichten des Jura sind für das Riesgebiet charakteristisch. Sie bilden den größten Anteil der Bunten Breccie. Doch gibt es in der Nähe des Ries nur wenige zusammenhängende Profile. Die Aufstellung eines Idealprofils wird nicht nur hierdurch, sondern auch durch die häufigen Faziesänderungen auf engem Raum erschwert. Die von SCHMIDT-KALER in diesem Band zusammengestellte Jura-Stratigraphie wurde deshalb nochmals extra auf ein wahrscheinliches Profil für die ursprüngliche Ries-Mitte zusammengezogen (ds. Bd. S. 38). Er betont besonders das wechselnde Gesteinsmaterial, da Sande, Tone, Mergel und Kalke die Ursache für die mannigfaltige und farbenprächtige Ausbildung der Trümmernmassen, der „Bunten Breccie“ sind. Dieser häufige Fazieswechsel gibt dem Ries eine Sonderstellung zwischen der Schwäbischen und Fränkischen Alb, derart, daß westlich des Ries Sedimente vorherrschen, die tieferen Teilen des Meeresbeckens entsprechen. Da sich diese Faziesgürtel um das Vindelizische Land herumlegen, haben sie mit dem speziellen Ries-Geschehen nichts zu tun.

Gesteine der Kreide werden in den Ries-Trümmernmassen mehrfach erwähnt (R. BOLTEN & D. MÜLLER, ds. Bd., S. 88). Sie spielen bisher nur eine untergeordnete Rolle.

Im Tertiär gehörte das Riesgebiet der tiefgreifend verkarsteten Hochfläche der Schwäbisch-Fränkischen Alb an. Überall waren Hohlformen mit den Resten einer langen festländischen Verwitterungsperiode gefüllt. Im Süden reichte das Riesgebiet bis an den Molassetrog. So gerieten charakteristische Verwitterungsprodukte, fluviale und limnische Ablagerungen auch in die Bunte Breccie: Roterde-Bohnerz-Bildungen, Süßwasserkalke und Reste von Braunkohlen und Schotter („Buchberggerölle“) (R. BOLTEN & D. MÜLLER, ds. Bd.).

Das Ries-Ereignis, das sich geologisch mit ziemlicher Genauigkeit in das höhere Tortonium einordnet, hat nicht nur die tiefe Hohlform des Ries-Kraters geschaffen, sondern auch die Umgebung weithin mit Trümmernmassen zugedeckt. Der Ries-Krater füllte sich langsam mit Wasser zum Ries-See, in den ein Teil der Trümmernmassen (bis über 300 m) eingeschwemmt und als Tone und Mergel abgesetzt wurde. Es ist unentschieden, ob die heutige Höhenlage der Riesebene vorwiegend durch eine spätere Ausräumung oder durch eine stärkere Sedimentsetzung zustande gekommen ist. Strandkonglomerate des Ries-Sees sind jedenfalls auch fast 100 m höher zu beobachten. Besondere Aufmerksamkeit wurde stets den überwiegend organisch entstandenen Süßwasserkalken gewidmet, die auf Hügeln und am Riesrand sehr mächtig anstehen, heute aber allermeist als Baumaterial abgebaut sind. Die Trümmernmassen der Bunten Breccie im Vorries werden mannigfaltig umgelagert, so daß nicht immer zu entscheiden ist, ob und wie weit tonige und sandige Ablagerungen auf der Alb aus Bunter Breccie entstanden oder später (eventuell schon vorher) zugeführt wurden.

Im Pleistozän schließlich entstand das heutige Landschaftsbild. Verstärkte Erosion und Akkumulation formten die Oberflächengestalt. Das Riesgebiet blieb aber außerhalb der Vereisungszone (E. HOLLAUS, ds. Bd.).

Trotz der 15 Millionen Jahre, in denen nach dem Ries-Ereignis verschiedene geologische Kräfte versuchten, das Bild des Kraters zu verwischen, sind an vielen Stellen die Ries-Trümmernmassen und vor allem der zu oberst liegende Suevit nicht verändert worden. In einigen Suevit-Vorkommen dürften in der ganzen Zeit nur wenige Meter abgetragen worden sein. Dies alles gibt dem Ries den Wert eines einzigartigen Studienobjektes.

4. Das Ries-Ereignis

Das Riesereignis liegt jetzt fast 15 Millionen Jahre zurück, wie voneinander unabhängige Altersbestimmungen gezeigt haben (W. GENTNER & G. A. WAGNER, ds. Bd.). Für die damalige Lebewelt im Umkreis von einigen 100 km war es sicher eine „echte“ Katastrophe. Die vier Blockdiagramme von GEROLD H. WAGNER (in G. WAGNER 1960, ebenso umgezeichnet in BARTHEL 1964) geben einen anschaulichen Begriff von dem tiefgreifenden, weithin wirksamen Ereignis.

Alle heute bekannten Beobachtungen im Ries werden am besten und vollständigsten durch den Einschlag eines extraterrestrischen, kosmischen Körpers erklärt. Ob es ein Meteorit, also ein kompakter Körper aus Silikat und/oder Nickeleisen war, oder ein Komet, also ein lockerer Körper oder etwas anderes, können wir aus den bisherigen Funden oder aus der Form des Kraters noch nicht sagen (E. DAVID, ds. Bd.). Trotzdem werden das Ries und ähnliche Gebilde vorerst als „Meteoritenkrater“ bezeichnet. Es sind bisher keine eindeutig sicheren

Reste des Meteoriten bekannt. Charakteristische Meteoritenelemente werden besonders gesucht, etwa Nickel (v. ENGELHARDT et al., S. 269) oder Iridium (S. HERR & E. PREUSS, demnächst).

So wenig, wie die Beschaffenheit des einschlagenden Körpers bekannt ist, kann auch Größe und Geschwindigkeit nur in Größenordnungen geschätzt werden. Vielleicht kann in Zukunft bei genauerer Kenntnis aller Krater aus der Form des Kraters und der Stärke der Stoßwellen-Metamorphose etwas über Größe und Geschwindigkeit ausgesagt werden.

Der mit hoher Geschwindigkeit mit der Erde zusammenstoßende Körper komprimiert beim Einschlag sich und die getroffenen Schichten bis zu einer mehrfachen Dichte. Zugleich löst sich eine Stoßwelle hoher Geschwindigkeit ab. Ist der einschlagende Körper zur Ruhe gekommen, beginnt die Dilatation der komprimierten Massen, die mit erheblicher Geschwindigkeit herausgeworfen werden. Ein Teil fällt in den Krater, ein Teil außerhalb wieder zurück. Die sehr vielfältigen Vorgänge, die oft nur qualitativ beschrieben werden können, werden von E. DAVID (ds. Bd.) ausführlich behandelt. DAVID hat die sehr zahlreichen Beobachtungen, die bisher nur bei diesem jungen und gut erhaltenen Ries-Krater gemacht werden konnten, zu einem einheitlichen Bild des Ries-Ereignisses zusammengefaßt.

4.1. Die Zonen des Kraters

BENTZ hat 1928 den Krater in 4 Zonen unterteilt. Diese sind mit einigen Erweiterungen:

- Zone Ia: Innerer zentraler Ries-Kessel mit ca. 10 km Durchmesser, gefüllt mit See-Sedimenten bis ca. 350 m Tiefe. Darunter Suevit und kristalline Trümmernmassen (ds. Bd., S. 308, Abb. 2).
- Zone Ib: Innerer Wall in Hufeisenform, überwiegend aus kristallinen Trümmernmassen („Kristalliner Wall“), teilweise aus den See-Sedimenten herausragend (Wallerstein, Adlerberg, Steinberg, Schloß Alerheim, Wennenberg), Abstand vom Zentrum $4\frac{1}{2}$ bis 6 km (ds. Bd., S. 328, Abb. 1 und S. 340, Abb. 3).
- Zone II: Schollenzone zwischen innerem Wall Ib und dem morphologischen Ries-Rand. Gefüllt mit Ries-Trümmernmassen (darin nach REICH 1955 einige seismisch gefundene kleine Kessel). Abstand vom Zentrum etwa 6 bis 10 km.
- Zone III: Wurzellose Schollen, Bunte Trümmernmassen und Malm-Griese auf den unzerstörten, autochthonen Jura- und Keuper-Schichten. Abstand vom Zentrum bis 35 km bekannt.
- Zone IV: REUTERSche Blöcke, Jurakalkblöcke auf und in der Molasse (HEROLD, ds. Bd., Abb. 1).
- Zone V: Staubdecke, möglicherweise in den Bentoniten nachweisbar (GENTNER & WAGNER, ds. Bd., S. 303).
- Zone VI: Hierzu wird man sehr wahrscheinlich die mit dem Ries gleichalten Moldavite in Böhmen und Mähren (Abstand 250 bis 400 km) rechnen müssen (GENTNER & WAGNER, ds. Bd.).

4.2. Die Unsymmetrie des Ries

Der nördliche Abfall der Alb, der „Albtrauf“, verlief vor dem Einschlag von Westen kommend durch das Ries und bog dann nach Norden ab. So darf nicht überraschen, daß der heutige morphologische Riesrand leicht polygonal ist. Zum anderen bedingt dies, daß die Jurakalkmassen in westlicher — südlicher — östlicher Richtung ausgeworfen werden konnten und im nördlichen Vorries fehlen. Weiterhin ist statistisch zu erwarten, daß der Einschlag schräg, etwa um die 30° gegen die Oberfläche geneigt erfolgte. Bisher wurden als Richtungen West, Nord und Ost mit jeweils anderen Begründungen genannt. Wie weit sich überhaupt ein schräger Einschlag in einem unsymmetrischen Auswurf auswirkt, ist nur abzuschätzen. In der Tiefe verliert sich die Unsymmetrie (DAVID, ds. Bd., S. 362). Auch die verschieden starke Erosion kann zur Unsymmetrie beigetragen haben.

4.3. Der Auswurf und die Gesteins-Veränderungen bei der Kraterbildung

4.3.1. Kristalline Trümmernmassen

Diese bestehen überwiegend aus kristallinen Gesteinen in der verschiedensten Größe. Es treten auch einheitliche Blöcke von vielen Metern Größe auf, die meist stark zertrümmert („vergriest“) sind. Innere Veränderungen durch die Stoßwelle sind im allgemeinen gering. Das sehr verschiedenartige Gesteinsmaterial des Untergrundes (metamorphe Gesteine, Tiefengesteine und Ganggesteine) ist von B. DRESSLER, H.-G. GRAUP und K. MATZKE (ds. Bd.) untersucht worden. Nach ihren Angaben können die Kristallingesteine im Handstück oder im Dünnschliff wiedererkannt werden.

Die kristallinen Trümmernmassen sind im Ries-Krater (Kristalliner Wall) verbreitet. Einzelne Partien sind auch außerhalb in der Bunten Breccie zu finden. Wie weit die kristallinen Trümmernmassen in die Tiefe des Ries-Kraters reichen und wo das unzerstörte Gestein beginnt, ist nicht bekannt. Es kann aber mit einer Zerstörung bis mindestens 2 km Tiefe gerechnet werden (s. ANGENHEISTER & POHL, ds. Bd., S. 325).

4.3.2. Bunte Breccie²⁾ oder Bunte Trümmernmassen (falls sehr große Bruchstücke beigemischt sind)

Diese bestehen weit überwiegend aus den mesozoischen Schichten, die Sandsteine, Tone, Mergel und Kalke der verschiedensten Art, Größe und Farbe beisteuern (s. HÜTTNER, ds. Bd.). Dazu kommen noch zahlreiche Gesteine des präriesischen Tertiär, die zu der phantastischen Buntheit dieser Trümmernmassen beitragen (R. BOLTEN & D. MÜLLER, ds. Bd.).

Die Bunten Trümmernmassen, z. T. mit großen einheitlichen Gesteinspartien, sind am Krater-Rand (Bohrung Wörnitzostheim, Holheim, Harburg) deutlich erkennbar. In der Tiefe des Ries-Zentrums wurde in der Bohrung Deinigen I keine Bunte Breccie erreicht. Vom Ries nach auswärts wird die Bunte Breccie kleinstückiger, sie ist stark durchmischt. Die Anteile der oberen mesozoischen

²⁾ Im vorliegenden Band wurde die alte Schreibweise „Bunte Breccie“ (W. BRANCO & E. FRAAS 1901) verwendet.

Schichten nehmen zu. Auch nimmt die Bunte Breccie während ihrer Bewegung nach auswärts auch Anteile der präriesischen Albbedeckung mit. Ihre Mächtigkeit kann in den alten Hohlformen der Alb bis über 100 m betragen (vgl. BIRZER 1969).

4.3.3. Kalkschollen und Kalkgriese

Diese mächtigen Blöcke von Malmkalken sind stets verkippt, oft auch wieder verfestigt. Im Landschaftsbild des südlichen Ries und Vorries bilden sie charakteristische Klippen (im nördlichen Ries fehlte Malm schon vor dem Ries-Ereignis).

4.3.4. Suevit

Der Suevit ist eine Breccie, welche in einer feinkörnigen Grundmasse Einschlüsse aus den Gesteinen des Untergrundes (Kristalline Gesteine, Sedimentgesteine) bis zu Dezimetergröße und Glasbomben („Flädle“) enthält. Der Suevit wurde im Zentrum des Einschlages gebildet und beim Auswurf stark durchmischt. So enthält der Suevit von kaum veränderten Gesteinen bis zu den geschmolzenen Gesteinen alle Übergänge, die einer progressiven Stoßwellen-Metamorphose bis etwa 1000 kbar und einigen 1000° C entsprechen. Die einzelnen Stufen können durch den Umwandlungsgrad der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale charakterisiert werden. Verschiedenartige Effekte, von denen die planaren Elemente, die diaplektischen Gläser und die Mineralneubildungen, wie Coesit und Stichovit am bekanntesten sind, werden mit experimentellen Stoßwellen-Umwandlungen verglichen und können dadurch auch bestimmten Druck- und Temperaturbereichen zugeordnet werden (W. v. ENGELHARDT, D. STÖFFLER & W. SCHNEIDER, ds. Bd.). Die meisten Umwandlungserscheinungen im Suevit können nur durch Stoßwellen, nicht durch statische Druckbeanspruchung hervorgerufen werden. Sie sind also sichere Indikatoren für Stoßwellen-Prozesse in der Natur, d. h. für die petrographische Identifizierung von Meteoritenkratern.

Die Untersuchung der langen Skala von Gesteins- und Mineralveränderungen durch die Stoßwellen des einschlagenden kosmischen Körpers gehört heute zu den interessantesten und aufregendsten Untersuchungen im Ries.

Der Suevit liegt im Ries über der Bunten Breccie, meist scharf gegen diese abgegrenzt. Ursprünglich mag er eine mehr oder weniger vollständige Decke gebildet haben, die heute bis 11 km vom Ries-Rand entfernt nachweisbar ist. Manche Suevitlager, die in höheren Lagen vor der Erosion geschützt sind, haben noch erhebliche Mächtigkeiten (HÜTTNER, ds. Bd.). Der Suevit ist in einem einmaligen Vorgang ausgeworfen worden. Seine Glasbomben („Flädle“) sind in den oberen und unteren Metern seines Profiles glasig erstarrt, auch ist die Richtung der remanenten Magnetisierung in allen Vorkommen die gleiche (POHL & ANGENHEISTER, ds. Bd.).

4.3.5. REUTERSche Blöcke

Die von PENCK und später von L. REUTER 1925 beschriebenen Malmkalk-Blöcke südlich der Donau sind nicht nur auf dem Tertiär, sondern auch in der Oberen Süßwassermolasse (W. STEPHAN 1952) gefunden worden. Es ist noch unklar, ob diese ortsfremden Blöcke einem nicht bekannten Molassevulkanismus

oder dem Ries-Ereignis ihre Ablagerung verdanken. Eine Jurakalk-Trümmersmasse in 150 km Entfernung vom Ries beschreibt R. HEROLD (ds. Bd.). Auch ihre Herkunft aus dem Ries kann nur vermutet werden.

4.3.6. Bentonite

Es ist sicher, daß beim Ries-Einschlag auch feines und feinstes Gesteinsmaterial verstäubt und über große Entfernungen abgelagert wurde. Ob die in Oberbayern bekannten Bentonite hierzu gehören, ist wahrscheinlich, aber nicht gesichert (R. HEROLD, ds. Bd., Abb. 1). Altersbestimmungen sprechen dafür (W. GENTNER & G. A. WAGNER, ds. Bd.). Auffällig ist jedenfalls ihre Ablagerung in einer einzigen zusammengeschwemmten Schicht. Eine zusammenfassende Bearbeitung der Bentonite steht noch aus.

4.3.7. Moldavite

Mit Sicherheit gehören die in Böhmen und Mähren gefundenen Tektite, die Moldavite, zum Ries-Ereignis auf Grund ihres gleichen Alters (GENTNER & WAGNER, ds. Bd.). Auffällig ist ihre vom Suevit abweichende Zusammensetzung. Es ist nicht zu entscheiden, ob sie aus Sedimentmaterial des Ries eingeschmolzen, ob sie aus einer Gesteinsdampf Wolke kondensiert oder ob sie in anderen Gebieten gebildet worden sind. Auch der physikalische Vorgang ihres Auswurfes und lokalen Auftretens ist nicht sicher bekannt (PREUSS & SASSENSCHIEDT 1966, OTTEMANN 1966, BARNES 1969, DAVID 1970, WEISKIRCHNER 1970).

4.4. Magnetische Eigenschaften des Suevit

Die von REICH & HORRIX 1955 eingehend vermessenen magnetischen Anomalien im Ries konnten inzwischen von POHL & ANGENHEISTER (ds. Bd.) eindeutig dem Suevit zugeschrieben werden. Als der Suevit nach dem Ries-Einschlag niederfiel, verloren die Glasschmelzen (Fladen) ihre Temperatur von 1500 bis 2000° C soweit, daß sie beim Aufschlag keine Plastizität mehr hatten, also nicht deformiert wurden. Andererseits lag ihre Temperatur über der Curie-Temperatur des Magnetits von 580° C. Die Suevit-Masse kühlte dann in den unteren und oberen Partien schnell ab, so daß die Glasschmelzen glasig erstarrten (v. ENGELHARDT, D. STÖFFLER u. W. SCHNEIDER, ds. Bd., S. 263). Die mittlere Suevit-Masse rekristallisierte und bildete feinsten Magnetit, der eine remanente, im Falle des Ries inverse Magnetisierung erhielt (POHL & ANGENHEISTER, ds. Bd., Abb. 2, S. 333). Diese erklärt völlig die Anomalien im Ries. Für die besonders starke Anomalie bei Wörnitzostheim konnte A. HAHN (ds. Bd.) durch Modellrechnung zeigen, daß sie allein durch den Suevit erklärt werden kann.

5. Der Tiefenbau des Ries-Kraters

Der Tiefbau des Ries kann mangels Bohrungen leider nur mit den Methoden der Geophysik, also der Seismik (G. ANGENHEISTER & J. POHL, ds. Bd.) und der Gravimetrie (K. JUNG, H. SCHAAP & H.-K. KAHLE, ds. Bd.) untersucht werden. Der wahrscheinliche Bau des Ries-Kraters kann und muß auch mit den zahlreichen Kratern in Kanada, die stärker abgetragen und durch zahlreiche Boh-

rungen und Geophysik untersucht werden, verglichen werden. Um eine Vorstellung zu geben, wie das Ries in einigen km Tiefe beschaffen sein könnte, wurde F. KRAUT (ds. Bd.) um einen Bericht über das Gebiet von Rochechouart gebeten.

Die Messungen von REICH 1955 hatten Informationen bis etwa 500 m Tiefe geliefert. Diese gaben Tiefe und Ausdehnung der Ries-Seesedimente an, zeigten einen hufeisenförmigen kristallinen Wall und die Obergrenze des normalen, bzw. wenig zerrütteten Kristallins.

Diese Messungen wurden 1967 und 1968 von G. ANGENHEISTER & J. POHL (ds. Bd.) durch reflexions- und refraktionsseismische Messungen erweitert und verfeinert. Unter den maximal 350 m mächtigen Seesedimenten liegt eine bis maximal 400 m mächtige Suevit-Schicht, die in zertrümmertes Kristallin ohne besondere Reflexionshorizonte übergeht. Auch nach außen zu sind keine besonderen Reflexionshorizonte, sondern nur kleinere Reflexionselemente erkennbar. Überraschend macht sich die Grenze der Ries-Struktur durch den plötzlichen Beginn der außerhalb des Ries liegenden 2 Reflexionshorizonte (bei 400 und 600 m Tiefe) bemerkbar. Dieser Beginn der durchgehenden Reflexionshorizonte kann als eigentlicher Kraterand angesehen werden, der vom Zentrum etwa 10 km entfernt ist (S. 319, Abb. 7). Das Kristallingestein ist unter dem Zentrum in 2 km Tiefe schon so verfestigt, daß es keine verringerte Geschwindigkeit gegenüber dem unzertrümmerten Gestein außerhalb des Ries hat.

Die Messungen der Schwereanomalien (K. JUNG, H. SCHAAF & H.-G. KAHLE, ds. Bd.) zeigen ein deutliches Massendefizit, das durch die Ausfüllung des Kraters mit aufgelockertem Gestein oder zurückgefallenen Trümmern erklärt werden muß. Auch die in kanadischen Kratern mit ähnlichen Durchmesser gemessenen Schweredefizite liegen in dieser Größenordnung.

6. Steinheimer Becken

Mit dem Ries wird ein weiteres kraterartiges Gebilde, das 40 km südwestlich gelegene, räumlich nur $\frac{1}{30}$ so große Steinheimer Becken verglichen. Auffallende Ähnlichkeiten haben trotz auffallender Unterschiede eine meteoritische Entstehung wahrscheinlicher gemacht. Deshalb findet das Steinheimer Becken auch einen Platz neben der Ries-Forschung (P. GROSCHÖPF & W. REIFF, ds. Bd.).

7. Rochechouart

Die brecciösen, durch charakteristische Mineralveränderungen der Stoßwellen-Metamorphose und z. T. durch Glas gekennzeichneten Gesteine von Rochechouart (West-Frankreich) finden sich in einem Gebiet von über 10 km Durchmesser. Sie sind erst seit kurzem von F. KRAUT erkannt und untersucht, dem wir einen zusammenfassenden Beitrag in diesem Bande verdanken. Diese Breccien gehören zweifellos zu einem sehr alten und bis zur Unkenntlichkeit abgetragenen Meteoritenkrater. Er hatte wahrscheinlich ähnliche Dimensionen wie das Ries und zeigt also, welche Gesteinsverhältnisse in großer Tiefe beim Ries zu erwarten sind. Deshalb gilt ihm unser Interesse.

Nachtrag während der Drucklegung:

- H. ILLIES, Karlsruhe: Nördlinger Ries, Steinheimer Becken, Pfahldorfer Becken und die Moldavite: strukturelle und dynamische Zusammenhänge einer Impact-Gruppe. — *Oberrhein. geol. Abh.*, **18**, 1—31, Karlsruhe, November 1969.
- ST. MÜLLER, J. ANSORGE, D. EMTER & G. GREINER: Geomagnetische Messungen im Gebiet des Steinheimer Beckens. — *Oberrhein. geol. Abh.*, **18**, 33—46, Karlsruhe, November 1969.

Für das Ries und das Steinheimer Becken wird gleiche Entstehung durch einen Impact vorausgesetzt, für den ein flacher Einschlagwinkel (13° bzw. weniger als 17°) aus NNW aus den Unsymmetrieverhältnissen des Ries bestimmt wird. Folgerichtig wird nach weiteren Impact-Strukturen gesucht und ein 58 km ENE vom Ries entferntes Becken von Pfahldorf (2,5 km ϕ) nebst zwei benachbarten kleineren Strukturen auf der Altmühlalb gefunden und ebenfalls als mit dem Ries gleichzeitiger Einschlag gedeutet. Auch die Moldavite werden in diese Betrachtung eingezogen und dem anfliegenden Schwarm zugeordnet.

Exkursionsführer zur geologischen Übersichtskarte des Rieses 1:100 000

Das Bayerische Geologische Landesamt beabsichtigt, die farbige geologische Übersichtskarte 1:100 000 (Beilage 1 dieses Bandes) zusammen mit einem ausführlichen Exkursionsführer und einer kurzen Erläuterung im Laufe des Jahres 1970 herauszugeben.

Literatur

- ACKERMANN, W.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Ries. — *Geol. Jb.*, **75**, S. 135—182, Hannover 1958.
- BARNES, V. E.: Petrology of moldavites. — *Geochim. cosmochim. A.*, **33**, S. 1121—1134, Oxford 1969.
- BARTHEL, K. W.: Das Ries und sein Werden. Eine geologische Skizze. — *Fränkisch-Schwäbischer Heimatverlag Oettingen/Bayern*, Band 1: 1964, Band 2: 1965.
- BENTZ, A.: Geologische Beobachtungen am westlichen Riesrand. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **79**, S. 405—437, Hannover 1927.
- BIRZER, F.: Molasse und Ries-Schutt im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **19**, S. 1—28, Erlangen 1969.
- BRANCO, W. & FRAAS, E.: Das vulkanische Ries bei Nördlingen. — *Abh. k. preuß. Akad. Wiss.*, Berlin 1901.
- DAVID, E. J. H.: Tektite production process. — *J. Geophys. Res.* 1970.
- EL GORESY, A.: Neue Kohlenstoff-Modifikation aus dem Nördlinger Ries. — *Naturwiss.*, **56**, S. 493, Heidelberg 1969.
- FÖRSTNER, U.: Petrographische Untersuchungen des Suevits aus den Bohrungen Deiningen und Wörnitzostheim im Ries von Nördlingen. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **15**, S. 93—102, Heidelberg 1967.
- FRICKHINGER, A. & SCHNITZLEIN, A.: Die Vegetationsverhältnisse der Jura- und Keuperformation in den Flußgebieten der Wörnitz und Altmühl. Mit einer Geogn. Karte des Bezirkes, Nördlingen 1848.
- FRENCH, B. M. and SHORT, N. M.: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.

- HEIDE, F.: Über Riesenmeteoriten. — Chem. d. Erde, **8**, S. 224—251, Jena 1933.
- KALJUVEE, J.: Die Großprobleme der Geologie. Tallinn (F. Wassermann) 1933.
- KELLY, A. O. and DACHILLE, F.: Target: Earth (The role of large meteors in earth science). Publ. by Target: Earth, Box 335, Carlsbad, Calif. 1953.
- KRANZ, W.: Dritte bis siebente und neunte Fortsetzung der Beiträge zum Nördlinger Ries-Problem. — Zbl. Mineral. (B), **1925**, S. 199—201. **1927**, S. 403—407, **1934**, S. 262—267, **1937**, S. 215—216. N. Jb. Mineral., Mh., **1945—1948**, S. 336—339. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1952**, S. 49—50.
- LÖFFLER, R.: Die Zusammensetzung des Grundgebirges im Ries. — Jh. Ver. vaterl. Nkde. Baden-Württemberg, **68**, S. 107—154, Stuttgart 1912.
- Beiträge zur Riesentstehungshypothese. — Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **14**, S. 75—83, Stuttgart 1925.
- MOSEBACH, R.: Das Nördlinger Ries, vulkanischer Explosionskrater oder Einschlagstelle eines Großmeteoriten? — Ber. Oberhess. Ges. Naturkd., **33**, S. 165—204, Gießen 1964.
- OTTEMANN, J.: Zusammensetzung und Herkunft der Tektite. — Fortschr. chem. Forsch., **7**, S. 409—444, Heidelberg 1966.
- PREUSS, E.: Das Ries und die Meteoritentheorie. — Fortschr. Mineral., **41**, S. 271—312, Heidelberg 1964.
- PREUSS, E. & SASSENSCHIEDT, A.: Zum Vergleich der Moldavite mit der Bunten Breccie im Ries. — A. Albert. Ratisbon., **26**, S. 171—177, Regensburg 1966.
- REICH, H. & HORRIX, W.: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — Bh. geol. Jb., **19**, 119 S., Hannover 1955.
- REUTER, L.: Die Verbreitung jurassischer Kalkblöcke aus dem Ries im südbayerischen Diluvialgebiet. (Ein Beitrag zur Lösung des Riesproblems). — Jber. Oberrh. geol. Ver., **14**, S. 191—218, Stuttgart 1925.
- SPENCER, L. J.: Meteorite craters as topographical features on the earth's surface. — Geogr. J. London, **81**, 227—242, 1933.
- STEPHAN, W.: Ein tortonischer vulkanischer Brockhorizont in der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. Geologica Bavarica, **14**, S. 76—85, München 1952.
- STUTZER, O.: „Meteor crater“ (Arizona) und Nördlinger Ries. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 510—523, Berlin 1936.
- TREIBS, W.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Rieses und östlichen Vorrieses nach Beobachtungen im Rohrgraben der Rhein-Donau-Ölleitung. — Geologica Bavarica, **55**, S. 310—315, München 1965.
- WAGNER, G.: Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte. 3. Aufl., Öhringen 1960.
- WEISKIRCHNER, W.: Tektite-natürliche Gläser. — Glastechn. Ber. 1970 (im Druck).

Geschichte der Riesforschung

VON RICHARD DEHM ¹⁾

Einleitung

„Eine auffallende Unterbrechung erleidet die Kette des schwäbisch-fränkischen Jurazuges durch die Senke des Rieses, welches wie ein riesiges Amphitheater von 25 km Durchmesser in den Rand des Juragebirges einschneidet“ (E. FRAAS 1903). Das Nördlinger Ries vereinigt mit solcher Gestalt weitere ungewöhnliche Phänomene, u. a. folgende: Gesteine des kristallinen Grundgebirges und des Juras sind aufs stärkste zertrümmert, durcheinander gemengt und bis 25 km vom Riesrand nach außen ortsfremd überschoben; ein echtes magmatisches Gestein fehlt, aber ein pseudovulkanisches Gestein, der Suevit, bestehend aus zertrümmerten und angeschmolzenen Komponenten kristalliner Gesteine, enthält gedrehte und fladenförmige Bomben und führt ungewöhnliche Mineralien, u. a. Hochdruckformen des Quarzes; der Riesessel wird bis zur Tiefe von 300 m mit den Ablagerungen des jungobermiozänen Riesees ausgefüllt.

1. Frühe Periode

Der eigentlichen Erforschung des Rieses geht eine frühe Periode voraus, welche eine allmähliche Kenntnis der Riesphänomene und eine Vorahnung der ganz besonderen Bildungsumstände anbahnte. Von dem seit 1686 auch in der wissenschaftlichen Welt bekannten Mineralbad Wemding am Oststrand des Rieses ging, wie es scheint, merkwürdigerweise keine Anregung zu einer näheren Untersuchung aus. 1758 fand Generalsuperintendent G. A. MICHEL in Oettingen am Nordostrand des Rieses „eine Masse von Millionen kleinen, kaum eines Hirsekorn großen Muscheln und Turbiniten, welche mit dazwischen gemengtem Mergel und klarem Sand zusammenbacken. Diese Masse macht ein ganzes Stratum aus“; er stand damit, ohne es zu erkennen, vor den Ostracoden- und Hydrobien-reichen Ablagerungen des obermiocänen Riesees. 1789 suchte der aus dem Rheinland an die Festung Ingolstadt gerufene Ingenieur-Hauptmann C. v. JASPERS nach einem vulkanischen Baumaterial, wie er es vom rheinischen Traß her als wasserfesten Zement schätzte; in der Tat, er fand es bei Hainsfarth nahe Oettingen, bei Harburg und bei Monheim und sprach ausdrücklich von einem „erloschenen Vulkan“; weil ihm aber die Existenz vorzeitlicher Vulkane vom rheinischen Siebengebirge her selbstverständlich war, bemerkte er nicht, daß er an ein für Süddeutschland ganz ungewöhnliches Thema rührte. Erst der Direktor des Salinen-, Berg- und Hüttenwesens in München, MATHIAS FLURL, war es, der 1805 das Besondere erkannte: „Was aber alle mineralogischen Merkwürdigkeiten in dem Neuburgischen wenigstens in

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. RICHARD DEHM, Universitäts-Institut für Paläontologie und historische Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

geognostischer Rücksicht übersteigt, ist die wirklich vulkanische Gegend um Otting bis Rehaus“.

C. B. COTTA, später Professor in Freiberg in Sachsen, fand 1834 „Bruchstücke älterer Gesteine (Gneiss?)“, „Breccienbildung des Jurakalkes“, prägte die Vorstellung eines Riesesees, der schließlich gewaltsam zwischen Harburg und Donauwörth durchgebrochen war, sprach von basaltischen Eruptionen rings um den Süßwassersee und bemerkte das Fehlen des Basalts selbst, der „wie es scheint, nirgends zum eigentlichen Durchbruche gekommen“; er sah „bedeutende Einwirkungen durch Gas, Hitze und Druck“ angedeutet. 1837 stellten J. F. WENG & J. B. GUTH die schwerwiegende Frage: „Sollte vielleicht unser Ries seine auffallende Kesselgestalt gleichfalls durch vulkanische Tätigkeit des Erdkörpers erhalten haben?“

A. SCHNIZLEIN & A. FRICKHINGER (1848) brachten die erste geologische Karte des Rieses, in der zwar sein Rand als normale Schichtfolge von Braun- und Weißjura aufgefaßt, aber der eigenartige geologische Bau durch zahlreiche Angaben von Granit, „Basaltuff (Traß)“ und „Porphy“ und der Bereich des Riesesees durch die Darstellung des Süßwasserkalkes hervorgehoben wurden.

2. Von Gümbel bis Branca und Kranz

Planmäßige Forschung begann im Ries in der Mitte des 19. Jahrhunderts, getragen zunächst von der geologischen Landesuntersuchung, im württembergischen wie im bayerischen Anteil. C. W. GÜMBEL (1870) beschäftigte sich eingehend mit dem „Riesvulkan“. Die vulkanischen Bomben, tauartig gewundene Brocken der Riestuffe, beweisen, daß die Riestuffe Produkte der Eruption eines früheren Vulkans in der Riesgegend sind; GÜMBEL sprach von Rhyolith- und Liparit-Tuffen und betrachtete das dunkle, derbe Wennenberg-Gestein als die gangförmig auftretende Lavaform der Eruptionen, welchen anderwärts die Riestuffe ihre Entstehung verdanken. Als Absätze zugehöriger Mineralquellen findet er am Spitzberg mulmigen Brauneisensinter aus arsensaurem Eisenoxyd. Die „Bunte Breccie“, wie GÜMBEL den Hauptbestandteil der Riestrümmernmassen nannte, deutete er als Aufpressungsprodukt. „Ein wirklich thätiger Vulkan war mithin im Ries vorhanden. Jetzt ist er mit Ausnahme seiner Auswurfprodukte spurlos verschwunden und dieses Verschwinden kann nur als Folge einer späteren Rücksenkung in die Tiefe gedacht werden.“ O. FRAAS und besonders C. DEFFNER nahmen am Westrand des Rieses Blatt Bopfingen auf; sie erkennen als erste, daß die großen Massen von Bunter Breccie nicht aus der Tiefe stammen, sondern ortsfremd vom Ries hergeschoben sind. Der Buchberg wird als „Rest der durch vulkanische Kraft auf den Rand überschobenen, ehemaligen Riesdecke“ aufgefaßt. Dabei führten die Riesschuttmassen im Lauchheimer Eisenbahntunnel DEFFNER 1870 in das Dilemma, miocäne Helix-Kalke und Braunkohlentone, wie er sie bei 34 Bohrungen im Rieskessel selbst kennen gelernt hatte, auch in den unzweifelhaft aus dem Ries stammenden Massen wieder zu finden; also habe der Schub stattgefunden, nachdem im Ries schon vollständige Ruhe eingetreten war; „so werden wir, in Ermangelung einer anderen Möglichkeit, von selbst, wenn auch gegen unsere Neigung, auf die Gletscher als die einzige noch übrige Kraft verwiesen, welche den Transport so gewaltiger Massen bewerkstelligen konnte“.

Erst 1920 konnte C. JOOSS (KRANZ 1920, S. 391) an der Schneckenfauna endgültig klären, daß die in den Trümmermassen enthaltenen Helix-Kalke nicht mit denjenigen des Riesessels gleichaltrig, sondern etwas älter, tortonisch sind. O. FRAAS war DEFFNER in der glazialen Deutung nicht gefolgt (1877): „Im Ries vollführten die unterirdischen Kräfte vermittels des Granits die Umwälzung der alten Schichtdecken, der das geschichtete Gebirge durch horizontalen Seitendruck zusammenpreßte, übereinander schob und gegen den am Rand entstandenen Abgrund drängte“; 1882 sprach O. FRAAS von einem Senkungsfeld oder Maar, jedenfalls von vulkanischer Wirkung. Die Gletscherschliffen und -schrammen so ähnlichen Schliff-Flächen am Riesrand haben noch E. KOKEN (1901) an die Mitwirkung von Gletschern denken lassen.

Die Aktualität vulkanischer Gewaltereignisse, wie die Ausbrüche des Bandai San in Japan und die Explosion des Krakatau in Indonesien, brachten gegen die Jahrhundertwende eine Neubelebung für die Riesforschung. Sie ist vor allem mit den Namen W. BRANCA und E. FRAAS verbunden; zunächst konnten sie der glazialen Deutung des Rieses entgegentreten: DEFFNERS Süßwasserkalk vom Lauchheimer Tunnel muß nicht notwendigerweise aus dem Ries hergeleitet werden, und die Schliff-Flächen können auch andere Ursachen als die Gletscherbewegung haben, die Buchberg-Masse ist für Eistransport viel zu groß u. a. Im Vordergrund stand für BRANCA und FRAAS die Hebung granitischen Gesteins durch einen nicht ganz zur Oberfläche aufdringenden Lakkolith zu einem „Riesberg“. Dann aber (BRANCA 1903) lieferten differenzierte Untersuchungen im Ries selbst und im südlichen Vorries über den Grad der Vergriesung, über die Verteilung der Suevite und über das Vorkommen von „Granitischen Explosionsprodukten“ die „Anzeichen einer großen vulkanischen Contact-Explosion“; EDUARD SUESS hatte diesen Gedanken 1903 ausgesprochen. Gerade BRANCA hat mit großer Eindringlichkeit dargetan, daß eine Hebung zu einem „Riesberg“ nicht ausreicht, sondern daß die von ihm vor allem im südlichen Vorries durchgeführten Untersuchungen dazu nötigen, eine riesige zentrale Explosion anzunehmen und dazu, mindestens im südlichen Vorries, weitere kleine Eruptionszentren, die „örtlichen Aufbrüche“. Beobachtungen beim Bau der Bahnlinie Donauwörth—Treuchtlingen (BRANCA & FRAAS 1907) zeigten, daß auch im Osten des Rieses, wo bis dahin nur der Suevit von Otting zur Riesdeutung beigetragen hatte, ausgedehnte Flächen von Riestrümmermassen bedeckt werden. Außerdem gelang hier BRANCA & FRAAS, aus dem Vorkommen eines wahrscheinlich obermiozänen Süßwasserkalks in der Bunten Breccie des Weilheimer Bahneinschnittes für die Riesbildung die Zeit des unteren oder die zwischen dem unteren und oberen Obermiozän anzunehmen.

Auch die ersten geophysikalischen Messungen im Ries fielen in diese Jahre; die magnetischen Messungen von HAUSSMANN (1904) zeigten Anomalien im Untergrund des Rieses und seiner Umgebung auf, die sich aus basischen Massen in 2—8 km Tiefe erklären ließen und als eine Bestätigung für einen vermuteten steckengebliebenen Lakkolith galten.

Die Vorstellung einer zentralen riesigen Sprengung wurde so vielen Phänomenen des Rieses gerecht, daß sie W. KRANZ, Schüler von AUGUST ROTHPLETZ in München, gestützt auf seine Erfahrungen als Pionieroffizier und ange-

regt von A. PENCK zu einem Modellsprengversuch, als alleinige Ursache, ohne Riesberg und ohne örtliche Aufbrüche, lebhaft gegen BRANCA verfocht. Die Diskussion erweckte ein so allgemeines Interesse am Ries, daß A. ROTHPLETZ geologische Spezialaufnahmen des Rieses in 1 : 25 000 anregte, die durch das Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München bis heute fortgesetzt wurden, später auch durch das Geologisch-Paläontologische Institut der Universität Tübingen auf dem württembergischen Anteil.

3. Von 1920 bis 1960

Die Jahre nach dem ersten Weltkrieg brachten vielseitige geologische Untersuchungen im Nördlinger Ries und gipfelten in der Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins zu Nördlingen in der Osterwoche 1924, insbesondere mit R. LÖFFLERS umfassender Darstellung des Riesproblems, in der er sich der Annahme einer Riesensprengung von BRANCA und KRANZ anschließt, mit A. MOOS' Versuch des Nachweises örtlicher Aufbrüche im südlichen Vorries (den KRANZ kurz darauf widerlegt), mit L. REUTERS monographischer Bearbeitung der von A. PENCK als erstem entdeckten verstreuten Jurakalkblöcke in Südbayern, mit TH. SCHNELLS Versuch, aus der ungleichen Verteilung der Trümmersmassen und Suevite auf ein von Süden her schräg aufdrängendes und sich schräg entladendes Magma zu schließen.

Geophysikalische Messungen durch K. JUNG erbringen 1932 das wichtige Ergebnis, daß das Ries in seiner heutigen Gestalt als Ganzes keinen einheitlichen Sprengtrichter darstellt, sondern daß in seinem Innern etwas exzentrisch ein kleiner Sprengtrichter liegt. Die Vorstellung einer Riesensprengung festigte sich und wurde als die „Reine Sprengtheorie“ — ohne die Annahme einer vorausgehenden Hebung und einer nachfolgenden Rücksendung und örtlicher Aufbrüche — zur herrschenden Anschauung.

Die ständig wachsende Kenntnis von Einzelergebnissen erlaubt mehr und mehr seit dem ersten Weltkrieg eine z u s a m m e n f a s s e n d e r e g i o n a l e Betrachtung der Riesphänomene. Riestrümmersmassen, Zerrüttungszone und Reuter'sche Sprengblöcke verteilen sich anscheinend innerhalb gewisser Zonen um das Ries (A. BENTZ, L. REUTER). Die Verbreitung von Suevititen und Trümmersmassen um das Ries herum ist nicht gleichmäßig, der Süden ist stark bevorzugt (TH. SCHNELL, J. SCHRÖDER & R. DEHM). Das Ries weist in seiner Lage zu den varistischen Kristallin-Massiven von Bayerischem Wald und Schwarzwald eine ähnliche Lage auf wie das Massiv von Serre zum Französischen Zentralplateau und den Vogesen (R. SEEMANN). Das Ries nimmt in der Süddeutschen Großscholle eine besondere tektonisch vorgezeichnete Lage ein (W. DEECKE, H. CLOOS, W. CARLÉ). Das Riesgebiet befindet sich Ende der varistischen Gebirgsbildung mehrmals auf der Scheide zwischen östlichem und westlichem bzw. nördlichem und südlichem Sedimentations- und Hochgebiet (J. SCHRÖDER & R. DEHM). Zugleich erweist sich das Auftreten von Suevit in Gebieten mit Riestrümmersmassen als so regelmäßig, daß es den Verdacht weckt, „als sei den späteren Eruptionen schon irgendwie vorher der Ort ihres Ausbruches durch Vorgänge bestimmt worden, die auch die Entstehung der Trümmersmassen mitveranlaßt hatten“ (DEHM 1931, 145). Nicht alle diese Vorstellungen ließen sich mit der Reinen Sprengtheorie in Einklang bringen.

In der Zeit nach dem Zweiten Weltkrieg wurden geologische und geophysikalische Aufnahmen im Ries wieder aufgenommen. Die Prüfung, ob es überhaupt „örtliche Aufbrüche“ in Riesrandgebieten (W. BRANCA, A. MOOS, J. SCHRÖDER & R. DEHM) gäbe, verlief negativ; für einige Stellen sind sie durch refraktionsseismische Messungen (H. REICH), die einen durchgehenden Refraktor in geringer Tiefe — nichts anderes als die Weißjura-Oberfläche — erkennen ließen, oder durch den Nachweis verdrehter präriesischer Kluftrichtungen an ortsfremden Schollen (G. H. WAGNER) ausgeschlossen worden. Mit engmaschigen Aufnahmen und modernen Geräten wurden die gravimetrischen und magnetischen Anomalien und die reflektierenden Strukturen im Ries selbst und in seinen Rändern so genau erfaßt, daß auf die besonders deutliche magnetische Anomalie von Wörnitzostheim (REICH & HORRIX) eine wissenschaftliche Kernbohrung angesetzt werden konnte, die die Entscheidung zwischen den beiden Alternativen — Basaltschlot oder Suevit — zugunsten der letzteren lieferte.

Die Aufnahmen von R. HÜTTNER im südwestlichen Vorries brachten das Ergebnis, daß der Suevit dort nicht in Schloten auftritt, sondern stets auf den Bunten Trümmern liegt; gezielte Bohrungen (R. HÜTTNER & G. H. WAGNER 1965) haben ergeben, daß, entgegen bisherigen Beobachtungen steiler Kontakte des Suevits gegen Weißjura-Nebengestein, Förderschloten nicht nachweisbar sind, sondern daß der Suevit jeweils ursprünglich „eine mehr oder weniger vollständige Decke über der Bunten Bresche“ (E. PREUSS 1964, S. 279) bildet, also nicht einzelnen örtlichen Schloten, sondern wie die Bunten Trümmer dem zentralen Sprengherd entstammt.

Nachdem J. POHL (1965) an der sehr geringen Streuung der Magnetisierungsrichtung nachgewiesen hat, daß die Suevite nur innerhalb kurzer Zeit gefördert sein konnten, vermochte U. FÖRSTNER (1967) für den 40 m mächtigen Suevit der Bohrung Deinungen und für den 70 m mächtigen der Bohrung Wörnitzostheim an der einheitlichen Verteilung der Leicht- und Schwerminerale und der gleichartigen Entwicklung der Korngrößen zu zeigen, daß der Suevit in seiner ganzen Mächtigkeit in einem einmaligen Vorgang sedimentiert worden war. Dem steht entgegen, daß G. H. WAGNER (1965) im Suevit der Aumühle bei Oettingen eine mehrphasige Förderfolge sah. Schließlich hat von bautechnischer Seite her die Riesgeologie in den letzten Jahren einige in dieser Weise bisher nicht bekannte zusammenhängende Aufschlüsse und damit bedeutende Einblicke erhalten: einmal den Bau der Rhein-Donau-Ölleitung (TREIBS 1965), der die weitere Ausdehnung der Riestrümmernmassen nach Osten gezeigt hat, dann die Serie der Probebohrungen für eine geplante Wasserleitung aus dem Lechtal nach Franken (BIRZER 1969), aus denen nicht nur die große Mächtigkeit der Trümmernmassen weit östlich des Rieses hervorgegangen ist, sondern auch Vorstellungen über die jungtertiäre Talplombierung des Urmains durch diese Trümmernmassen abgeleitet werden konnten.

4. Das Ries als Meteoritenkrater

In ganz unerwarteter Weise erhielt die Riesgeologie 1961 von außen eine besonders wirksame Hilfe, als im Zuge ihrer vergleichenden Untersuchungen der Wirkung von Meteoreinschlägen (impacts) und Atomspaltungen die beiden Amerikaner E. M. SHOEMAKER & E. C. T. CHAO in einer Suevitprobe eine

Hochdruckmodifikation des Quarzes, Coesit, entdeckten, die bisher nur in Meteorokratern und bei einer unterirdischen Atomsprengrung gefunden worden war. Das rief Meteoriten-Spezialisten (E. PREUSS), Physiker (E. DAVID, W. GENTNER u. a.), Mineralogen und Petrographen (W. v. ENGELHARDT, W. WEISKIRCHNER, D. STÖFFLER, F. HÖRZ) u. a. auf den Plan. Schlag auf Schlag folgten die neuen Beobachtungen wechselnd mit neuen Fragestellungen aufeinander, begünstigt durch ein „Ries-Kolloquium“ 1965 in Tübingen, durch ein „Symposion über Meteorite, Tektite und Einschlagskrater“ 1966 in Nördlingen und gefördert durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Schwerpunktprogramms „Oberer Erdmantel“.

Das Auftreten von Coesit bestätigte sich an mehreren Suevitvorkommen, darauf folgte der Nachweis einer noch extremeren Hochdruckform des Quarzes, des Stishovits, im Suevit und der einer allotropischen Form des Graphits im Graphitgneis. An Feldspäten wies STÖFFLER (1967) Umwandlungen nach, die sich nur als Stoßwellen-Metamorphose durch Drucke vom 100 bis 1000 Kilobar und damit als Wirkung eines Meteoreinschlages deuten lassen. Die im Suevit enthaltenen Gläser können nach HÖRZ (1965) nur ganz kurze Zeit heiß gewesen sein, da sich sonst die Hochdruckformen zur Normalform zurückgebildet hätten. Da die Suevitbomben (Ries-Fladen) keine Aufprallspuren, sondern nur aerodynamische Formen zeigen, müssen sie mit sehr hoher Geschwindigkeit geflogen und bei dem Auftreffen auf den Boden bereits erkaltet gewesen sein.

Zusammenfassend hat E. PREUSS (1964) die Meteoriten-Erklärung des Rieses, die von E. WERNER 1904 als erstem geäußert worden war, dargestellt, insbesondere die Unterscheidung zwischen den Wirkungen der Schockwelle des Meteoreinschlages selbst und der darauf folgenden Sprengung infolge der Verdampfung klargelegt. Die interessante Querverbindung, ob sich die Tektite Böhmens und Mährens, die Moldavite, die innerhalb der Fehlergrenzen die gleichen Alterszahlen mit den Suevitern ergeben ($14,7 \pm 0,7$ bzw. $14,8 \pm 0,7$ Millionen Jahre), vom Ries herleiten lassen, steht noch in der Diskussion; E. PREUSS, V. VAND u. a. halten eine Verbindung für wahrscheinlich, W. v. ENGELHARDT & F. HÖRZ stellen entgegengesprechende Verhältnisse in der chemischen Zusammensetzung fest.

Schluß

Der jetzige Stand der Riesforschung läßt sich folgendermaßen umreißen: es sind keine chemisch-physikalisch-geologischen Kräfte an der Erdoberfläche oder in ihrer Tiefe bekannt, die in so kurzer Zeit die für die Entstehung des Riesessels, der Trümmermassen und des Suevits die erforderliche Energiemenge liefern könnten. Die ungemein vielseitigen Untersuchungen der letzten Jahre haben die Meteoritentheorie für das Ries so, wie es überhaupt möglich ist, bestätigt.

Für den Geologen birgt das Rätsel des Rieses noch schwere Fragen. Das Zufallsereignis eines Meteoreinschlages im Obermiozän fällt mit der Hauptphase des jungtertiären Vulkanismus zusammen, nachdem sich seit der Permformation, das ist über 200 Millionen Jahre lang, in Süddeutschland keine Vulkane bemerkbar gemacht haben; man muß wohl angesichts der erdrückenden Gründe für einen Meteoreinschlag diesen Zufall hinnehmen. Daß sich in der

Nähe des Rieses zwei auf der Erde gleichfalls einmalige und altersgleiche geologische Formen befinden, das Steinheimer Becken, für das sich die Anzeichen meteoritischer Entstehung mehren, und die sicherlich vulkanischen „Uracher Vulkanembryonen“, wird zu Überlegungen und Untersuchungen Anlaß geben, ebenso wie die besondere Lage des Rieses innerhalb der Süddeutschen Großscholle.

Literatur

- ACKERMANN, W.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Ries. — *Geol. Jb.*, **75**, S. 135—182, Hannover 1958.
- AHRENS, W. & BENTZ, A.: Alte und junge Tektonik am Nördlinger Riesrand. — *Cbl. Mineral. usw.*, 1928 B, S. 449—456, Stuttgart 1928.
- AMMON, L. v.: Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten am Ries und an anderen Punkten der Donauwörth—Treuchtlinger Linie. — *Geogn. Jh.*, 1903, **16**, S. 145—184, München 1904.
- ANGENHEISTER, G.: Bemerkungen zu den Vermessungen des erdmagnetischen Feldes im Ries und seiner Umgebung (1902—1965). — *N. Jb. Mineral., Mh.*, 1965, S. 260—267, Stuttgart 1965.
- ANGENHEISTER, G. & POHL, J.: Beiträge der Geophysik zur Erforschung des Rieses von Nördlingen. — *Die Naturwiss.*, **54**, S. 209—216, Berlin 1967.
- BARTHEL, K. W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Fremdingen. — *Geologica Bavarica*, **32**, S. 1—64, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1957.
- BENTZ, A.: Die Entstehung der „Bunten Bresche“, das Zentralproblem im Nördlinger Ries und Steinheimer Becken. — *Zbl. Mineral. usw.*, Abt. B, 1925, S. 97—104, S. 141—145, Stuttgart 1925.
- Geologische Beobachtungen am westlichen Riesrand. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **79**, S. 405—437, Berlin 1927.
- Der heutige Stand des Riesproblems. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **81**, S. 71—75, Berlin 1929.
- BIRZER, F.: Molasse und Ries-Schutt im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **19**, S. 1—28, Erlangen 1969.
- BRANCA, W. & FRAAS, E.: Die Lagerungsverhältnisse Bunter Breccie an der Bahnlinie Donauwörth—Treuchtlingen und ihre Bedeutung für das Riesproblem. — *Abh. K. Preuß. Akad. Wiss.*, 1907, S. 1—56, Berlin 1907.
- BRANCO, W.: Das vulcanische Vorries und seine Beziehungen zum vulcanischen Ries bei Nördlingen. — *Abh. K. Preuß. Akad. Wiss.*, 1902, S. 1—132, Berlin 1903.
- BRANCO, W. & FRAAS, E.: Das vulcanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der Allgemeinen Geologie. — *Abh. K. Preuß. Akad. Wiss. Berlin*, 1901, S. 1—169, Berlin 1901.
- BREYER, F.: Ergebnisse seismischer Messungen auf der süddeutschen Großscholle, besonders im Hinblick auf die Oberfläche des Varistikums. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **108**, S. 21—36, Hannover 1956.
- BUCHER, W. H.: Cryptoexplosion structures caused from without or from within the earth? (“Astroblemes” or “Geoblemes”). — *Amer. J. Sci.*, **261**, S. 597—649, New Haven/Conn. 1963.
- CARLÉ, W.: Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. — *Beih. geol. Jb.*, **16**, S. 1—272, Hannover 1955.
- CLOOS, H.: Hebung — Spaltung — Vulkanismus. — *Geol. Rdsch.*, **30**, S. 405—527, Stuttgart 1939.
- Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an dem Schwäbischen Vulkan. — *Geol. Rdsch.*, **32** (1941), S. 90—111, Stuttgart 1942.
- COTTA, C. B.: Geognostische Beobachtungen im Riesgau und dessen Umgebungen. — *N. Jb. Mineral. usw.*, S. 307—318, Stuttgart 1834.

- DAVID, E.: Großmeteoriteneinschläge und Tektite. — *Z. Geophysik*, **32**, S. 539—550, Würzburg 1966.
- DEECKE, W.: Das innere System im west- und süddeutschen Thermalphänomen. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **77**, S. 90—111, Berlin 1925.
- DEFFNER, C.: Der Buchberg bei Bopfingen. — *Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ.*, **26**, S. 95, Stuttgart 1870.
- DEFFNER [C.] & FRAAS, [O.]: Begleitworte zur geognostischen Specialkarte von Württemberg. Atl. Bl. Bopfingen und Ellenberg, S. 1—36, Stuttgart (W. Kohlhammer) 1870.
- DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. — *N. Jb. Mineral. usw.*, **67**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 139—256, Stuttgart 1931.
- Das Nördlinger Ries und die Meteortheorie. — *Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, **2**, S. 69—87, München 1962.
- DIETZ, R. S.: Astrolemls. — *Scientific American*, **205**, S. 50—58, 1961.
- DORN, P.: Paläogeographie der „Riesbarre“. — *N. Jb. Mineral. usw.*, **77**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 1—44, Stuttgart 1937.
- ENGELHARDT, W. v.: Mineralogische und petrographische Untersuchungen an Gesteinen des Ries. — *N. Jb. Mineral., Mh.*, S. 354—357, Stuttgart 1965.
- Neue Beobachtungen im Nördlinger Ries. — *Geol. Rdsch.*, **57**, S. 165—188, Stuttgart 1967.
- ENGELHARDT, W. v., ARNDT, J., STÖFFLER, D., MÜLLER, W. F., JEZIORKOWSKI, H.: Diaplektische Gläser in den Breccien des Ries von Nördlingen als Anzeichen für Stoßmetamorphose. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **15**, S. 93—102, Berlin 1967.
- FÖRSTNER, U.: Petrographische Untersuchungen des Suevit aus den Bohrungen Deiningen und Wörnitzostheim im Ries von Nördlingen. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **15**, S. 281—288, Berlin 1967.
- FRAAS, E.: Das geologische Problem im Ries. — *Jh. Ver. vaterl. Naturkd. Württ.*, **57**, S. LXXXV—LXXXVIII, Stuttgart 1901.
- Die geologischen Verhältnisse im Ries. — *Ber. 36. Versamml. oberrhein. geol. Ver.*, S. 8—18, Stuttgart 1903.
- GALL, H.: Geologische Untersuchungen im südwestlichen Vorries. Das Gebiet des Blattes Wittlingen. — *Diss. Univ. München*, in Druckvorbereitung.
- GENTNER, M., LIPPOLT, H. J. & SCHAEFFER, O. A.: Argonbestimmungen an Kaliummineralien. XI. Die Kalium-Argon-Alter der Gläser des Nördlinger Rieses und der böhmisch-mährischen Tektite. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **27**, S. 191—200, Oxford 1963.
- GERSTLAUER, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Oettingen. — *Mitt. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. München*, **35**, S. 1—71, München 1940.
- GÜMBEL [C. W.]: Ueber den Riesvulkan und über vulkanische Erscheinungen im Riesessel. — *S.-Ber. math.-phys. Classe Bayer. Akad. Wiss.*, 1870, S. 153—200, München 1870.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete. — S. 1—763, Kassel 1891.
- HAUSSMANN, K.: Magnetische Messungen im Ries und dessen Umgebung. — *Abh. K. Preuß. Akad. Wiss.* 1904, Anhang Abh. IV, 1—138, Berlin 1904.
- HÖLDER, H.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Lauchheim (Ostalb). — *N. Jb. Mineral.*, **86**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 315—389, Stuttgart 1942.
- HÖRZ, F.: Untersuchungen an Riesgläsern. — *Beitr. Mineral. Petrogr.*, **11**, S. 621—661 (Springer) Berlin 1965.
- HÜTTNER, R.: Geologische Untersuchungen im SW-Vorries auf Blatt Neresheim und Wittlingen. — *Diss. Tübingen* 1958. — [Maschinenschrift].
- HÜTTNER, R. & WAGNER, G. H.: Über Lagerung und Herkunft einiger Suevitvorkommen. — *N. Jb. Mineral., Mh.*, S. 316—321, Stuttgart 1965.

- JUNG, K.: Drehwaagemessungen im Ries bei Nördlingen. — Z. Geophysik, **7**, S. 1—21, Würzburg 1931.
- KALJUVEE, J.: Die Großprobleme der Geologie (Hinweise zur tagenden Lösung). — S. 1—162, F. Wassermann, Tallinn, 1933.
- KAVASCH, J.: Die Entstehung des Rieses. — In: Das Ries. Gestalt und Wesen einer Landschaft. Ein Heimatbuch, Lief. 1, S. 1—20, Lutzeier-Oettingen 1967.
- KOKEN, E.: Die Schlicfflächen und das geologische Problem im Ries. — N. Jb. Mineral. usw., 1901, II, S. 67—88, Stuttgart 1901.
- KRANZ, W.: Zahlreiche Veröffentlichungen über das Ries; zuletzt besonders die Fortsetzungen der Beiträge zum Nördlinger Riesproblem, N. Jb. Geol. Paläont., Mh. — [1914—1952].
— Beitrag zum Nördlinger Ries-Problem. — Cbl. Mineral. usw., 1920, S. 330—337, 384—391, 438—445, Stuttgart 1920.
— Der geologische Aufbau und Werdegang des Nördlinger Rieses. — Rieser Heimatbuch, **1**, S. 25—68, München 1922.
— Steinheimer Becken, Nördlinger Ries und „Meteorkrater“. — Petermann's Geogr. Mitt., S. 198—202, Heidelberg 1937.
- LÖFFLER, R.: Die Zusammensetzung des Grundgebirges im Ries. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **68**, S. 107—154, Stuttgart 1912.
— Beiträge zur Riesentstehungshypothese. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **14** (1925), S. 75—83, Stuttgart 1925.
- MEDINGER, H.: Oberster Malm, Tektonik und Landschaftsgeschichte im Vorries um Neresheim (Härtsfeld). — N. Jb. Mineral. usw., **74**, Beil.-Bd., S. 157—200, Stuttgart 1935.
- MOOS, A.: Die Trümmerhöhen im südlichen Vorries und ihre Bedeutung für das Riesproblem. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **14** (1925), S. 99—147, Stuttgart 1926.
- MOSEBACH, R.: Das Nördlinger Ries, vulkanischer Explosionskrater oder Einschlagstelle eines Großmeteoriten? — Ber. oberhess. Ges. Nat.- u. Heilkde. Gießen, N. F. **33**, S. 165—204, Gießen 1964.
- 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.
— Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Ederheim. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Ober-Bergamt, **19**, S. 1—42, München 1935.
— Wasserbohrungen im Ries. — Geol. Jb., **74**, S. 135—146, Hannover 1957.
- OBERDORFER, R.: Die vulkanischen Tuffe des Ries bei Nördlingen. — Jh. Ver. vaterl. Naturkd. Württ., **61**, S. 1—40, Stuttgart 1905.
- POHL, J.: Die Magnetisierung der Suevite des Rieses. — N. Jb. Mineral., Mh., S. 268—276, Stuttgart 1965.
- PREUSS, E.: Das Ries und die Meteoritentheorie. — Fortschr. Mineral., **41**, S. 271—312, Stuttgart 1964.
— Zum Ries-Kolloquium am 25. und 26. Juni 1965 in Tübingen. — N. Jb. Mineral., Mh., 1965, S. 257—260, Stuttgart 1965.
- REGELMANN, C.: Überschiebungen und Aufpressungen im Jura bei Donauwörth. — Ber. Versamml. oberrh. geol. Ver., **42**, S. 43—63, Karlsruhe 1909.
- REICH, H.: Geophysikalische Probleme des Rieses. — Z. deutsch. geol. Ges., **81**, S. 99—109, Berlin 1929.
- REICH, H. & HORRIX, W.: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — Beih. geol. Jb., **19**, S. 1—119, Hannover 1955.
- REIN, U.: Die Möglichkeiten einer pollenstratigraphischen Gliederung des Miocäns in Nordwestdeutschland. — Meyniana, **10**, S. 160—166, Kiel 1961.

- REIS, O. M.: Zusammenfassung über die im Ries südlich von Nördlingen auftretenden Süßwasserkalke und ihre Entstehung. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **14** (1925), S. 176—190, Stuttgart 1926.
- REUTER, L.: Die Verbreitung jurassischer Kalkblöcke aus dem Ries im südbayerischen Diluvialgebiet. (Ein Beitrag zur Lösung des Riesproblems.) — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **14**, 1925, S. 191—218, Stuttgart 1926.
- ROHLEDER, H. P. T.: Meteor-Krater (Arizona) — Salzpflanze (Transvaal) — Steinheimer Becken. — Z. deutsch. geol. Ges., **85**, S. 463—468, Berlin 1933.
- ROLL, A.: Über ein Vorkommen von Ries-Grieß bei Wellheim. — N. Jb. Mineral. usw., **69**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 292—304, Stuttgart 1932.
- SAUER, A.: Petrographische Studien an den Lavabomben aus dem Ries. — Jh. Ver. vaterl. Naturkd. Württ., **57**, S. LXXXVIII, Stuttgart 1901.
- SCHALK, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Bissingen. — Geologica Bavarica, **31**, S. 1—107, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1957.
- SCHETELIG, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Donauwörth und Genderkingen. — Geologica Bavarica, **47**, S. 1—98, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1962.
- SCHMIDT-KALER, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Ries-Rahmens. — Erlanger geol. Abh., **44**, S. 1—51, Erlangen 1962.
- SCHNELL, TH.: Der bayerische Traß und seine Entstehung. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **14** (1925), S. 222—279, Stuttgart 1926.
- SCHNIZLEIN, A. & FRICKHINGER, A.: Die Vegetations-Verhältnisse der Jura- und Keuperformation in den Flussgebieten der Wörnitz und Altmühl. b. Geognostische Verhältnisse. — S. 29—34, Nördlingen (C. H. Beck) 1848.
- SCHRÖDER, J. & DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — Abh. naturw. Ver. Schwaben Augsburg, **5**, S. 1—147, Augsburg 1950.
- SCHÜLLER, A. & OTTEMANN, J.: Vergleichende Geochemie und Petrographie meteoritischer und vulkanischer Gläser. (Ein Beitrag zum Riesproblem.) — N. Jb. Miner., Abh. **100**, S. 1—26, Stuttgart 1963.
- SEEMANN, R.: Versuch einer vorwiegend tektonischen Erklärung des Nördlinger Rieses. — N. Jb. Mineral. usw., **81**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 70—214, Stuttgart 1939.
- SEIBOLD, E.: Das schwäbische Lineament zwischen Fildergraben und Ries. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **93**, S. 285—324, Stuttgart 1951.
- SHOEMAKER, E. M. & CHAO, E. C. T.: New Evidence for the Impact Origin of the Ries Basin, Bavaria, Germany. — J. geophys. Research, **66**, S. 3371—3378, Richmond/Virg. 1961.
- STEPHAN, W.: Ein tortonischer vulkanischer Brockhorizont in der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. — Geologica Bavarica, **14**, S. 76—85, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1952.
- STÖFFLER, D.: Deformation und Umwandlung von Plagioklas durch Stoßwellen in den Gesteinen des Nördlinger Ries. — Contr. Mineral. Petrol., **16**, S. 51—83, Berlin (Springer) 1967.
- STUTZER, O.: „Meteor Crater“ (Arizona) u. Nördlinger Ries. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 510—523, Berlin 1936.
- SVENSSON, N.-B.: Lake Mien, Southern Sweden — a possible astroblem. — Geol. Fören. Stockholm Forhandl., **91**, S. 101—110, Stockholm 1969.
- TREIBS, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Otting. — Geologica Bavarica, **3**, 52 S., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1950. — [siehe auch: STROBEL 1964].
- Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Rieses und östlichen Vorrieses nach Beobachtungen im Rohrgraben der Rhein-Donau-Ölleitung. — Geologica Bavarica, **55**, S. 310—316, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1965.

- VAND, V.: Astrogeology. Terrestrial meteoric craters and the origin of tektites. — *Advanc. Geophys.*, **11**, S. 1—114, New York 1965.
- 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.
- WAGNER, W.: Geologisch-stratigraphische Untersuchungen in der Südlichen Frankenalb bei Treuchtlingen. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **10**, S. 130—141, Erlangen 1960.
- WEBER, E.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Wemding. — *Abh. Naturkd. u. Tiergarten-Ver. Schwaben*, **3**, S. 1—248, Augsburg 1941.
- WEDEPOHL, K. H.: Symposium der Sektion für Geochemie über Meteorite, Tektite und Einschlagskrater. — *Fortschr. Mineral.*, **44**, S. 131—155, Stuttgart 1967.
- WEISKIRCHNER, W.: Untersuchungen und Überlegungen zur Entstehung des Rieses. — *Jb. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F. **44**, S. 17—30, Stuttgart 1962.
- WERNER, E.: Das Ries in der schwäbisch-fränkischen Alb. — *Bl. schwäb. Albvereins*, **16**, S. 153—167, Tübingen 1904.
- ZÖLLNER, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Meßtischblattes Heidenheim a. H. — *Diss. Bern*, 87 S., Konstanz 1946.

Geologische Aufnahmen durch Diplomanden und Doktoranden des Instituts für Paläontologie und historische Geologie der Universität München im Gebiet des Nördlinger Rieses, soweit fertiggestellt, aber noch nicht in Druck gegeben:

ANDRITZKY, G., 1959: Ebermergen N; GARSCHA, H., 1963: Heidenheim NE; HOLLAUS, E., 1969: Nördlingen; JAHNEL, CHR., 1966: Ebermergen SW; KAMPANELLOS, J., 1969: Wassertrüdingen NE; MAYR, H., 1968: Ziplingen; NITZOPOULOS, G., 1969: Heidenheim SW; SCHAIRER, G., 1963: Heidenheim SE; STARKE, B., 1963: Heidenheim SW; STROBEL, O., 1963: Wolfersstadt NE; TORKZADEH, N., 1966: Wassertrüdingen NE; WEISER, TH., 1963: Heidenheim NW; WINKLER, H., 1966: Höchstädt a. d. D.

Überblick über die geographische und geologische Situation des Nördlinger Rieses

VON WALTER TREIBS ¹⁾

Als Ries oder auch „Nördlinger Ries“ wird ein nahezu kreisrunder Kessel von 20 bis 22 km Durchmesser bezeichnet, der in den hier West—Ost verlaufenden Höhenzug der Schwäbisch-Fränkischen Alb und seinen zum mittelfränkischen Schichtstufenland abfallenden Nordrand, den Albtrauf, eingesenkt ist. Der großenteils ebene Boden dieses Kessels liegt mit 420—430 m NN nur um wenige Meter höher als die im Süden vorbeifließende Donau bei Donauwörth. Von der Riesebene leitet eine im Norden schwächer, im Süden stärker ausgeprägte Hügelzone in die eigentlichen, im Norden um 500 m und im Süden bis über 600 m hohen Jura-Randhöhen über, welche das Ries fast geschlossen umrahmen. Sie sind nur im Norden und Süden vom Tal der zur Donau entwässernden Wörnitz und im Westen von dem der Eger durchbrochen, welche am südlichen Innenrand des Rieskessels in die Wörnitz mündet. Dank seiner fruchtbaren Böden weist das Ries eine dichte, in ihren Anfängen bis in prähistorische Zeit zurückgehende Besiedlung auf. Die wichtigsten Orte sind außer der nahe dem Westrand gelegenen Kreisstadt Nördlingen die kleinen Städtchen Harburg im Süden, Wemding im Osten, Oettingen im Norden und Wallerstein im Westen. Verkehrsmäßig gut erschlossen, werden sie alle und auch zahlreiche nicht eigens genannte Orte alljährlich von vielen Reisenden besucht, sind sie doch reich an Zeugen jahrhundertalter Kultur, Kunst und Geschichte.

Darüberhinaus hat das Ries für den Naturwissenschaftler eine besondere Anziehungskraft. Mutet schon die Landschaft des Rieses als Fremdkörper innerhalb des Schwäbisch-Fränkischen Juras an, so wird dieser Eindruck zur Gewißheit bei Betrachtung der geologischen Verhältnisse, die durch folgende Eigenheiten gekennzeichnet sind:

1. Im Rieskessel selbst ist der normale Aufbau der Schwäbisch-Fränkischen Alb aus Gesteinen der Juraformation unterbrochen. Unter einer eiszeitlichen Löß- und Flugsandüberdeckung besteht der ebene Riesboden aus jungtertiären, im Zentrum bis an die 300 m mächtigen Seeablagerungen in Form feingeschichteter Tone und Mergel mit stellenweise eingelagerten Braunkohlen. Die Hügel des Riesrandes und des Riesinnern weisen meist Kappen aus Süßwasserkalken als ufernahe Ablagerungen des ehemaligen Rieses auf. Darunter bestehen sie aus stark zertrümmerten und durcheinandergemengten Gesteinen des tiefen kristallinen Untergrundes (verschiedene Granite, Gneise u. a.) und aus allen ursprünglich in diesem Gebiet normal darüberfolgenden Sedimentserien des Mesozoikums und älteren Tertiärs. Die gleichen Trümmersmassen wurden bei Tiefbohrungen unter den Seetonen der Riesebene angetroffen.

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Oberregierungsrat Dr. WALTER TREIBS, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

2. Außerhalb des Rieskessels liegen ebensolche Trümmermassen vor allem auf den Jurahöhen im Südwesten, Süden und Südosten bis zu 25 km Entfernung vom Riesrand in nahezu geschlossener Decke über normal gelagertem Weißjura und, wo vorhanden, dessen kreidezeitlicher und tertiärer Überdeckung. Die Auflagerungsfläche stellt eine ehemalige Landoberfläche mit ausgeprägtem, oft steilwandigem Erosions- und Karstrelief dar. Daher ist die Mächtigkeit der darin eingelagerten Trümmermassen sehr verschieden, sie kann in Reliefvertiefungen über 100 m betragen. Im westlichen, nördlichen und nordöstlichen Riesvorland sind Trümmermassen nicht mehr in geschlossener Verbreitung, sondern nur als Einzelschollen verschieden großer Ausdehnung bekannt.

Bestehen die Trümmermassen überwiegend aus tonigen und sandigen, mehr oder weniger intensiv miteinander verknüpften Bestandteilen der verschiedenen Keuper- und Jurastufen, untermischt mit Kristallin und kleinen Weißjurakalk-Brocken, so werden sie als „Bunte Breccie“ („Bunte Bresche“) bezeichnet, größere Schollen aus völlig zerrüttetem, kleinstückig zerfallendem Weißjuragestein dagegen als „Weißjuragries“. Stellenweise sind solche Schollen zwar im ursprünglichen stratigraphischen Verband, jedoch in anormal schräger bis überkippter Lagerung zu beobachten.

3. Auch das im Liegenden der Trümmermassen „normal“ anstehende, d. h. in seiner ursprünglichen Lage nicht oder nur wenig veränderte Weißjuragestein zeigt verschieden starke Zerrüttungserscheinungen, die in Extremfällen ebenfalls bis zur „Vergriesung“ gehen können. Die Weißjura-Oberfläche ist unter den aufgelagerten Trümmermassen vielfach als Schliff-Fläche mit Schrammen ausgebildet, wobei die letzteren meistens radial zum Rieskessel gerichtet sind. Gelegentlich weisen auch „normal“ anstehende Lockersedimente der Oberen Meeresmolasse und älteren Oberen Süßwassermolasse Schrägstellung und gewisse Stauchungserscheinungen auf.

4. Im Zusammenhang mit Trümmermassen tritt ein als „Ries-Traß“ oder „Suevit“ bezeichnetes Gestein auf, von dem bisher über 130 größere und kleinere Vorkommen meist außerhalb des Rieskessels, einige aber auch in demselben bekannt sind. Der Suevit ist ein dunkles bis grüngraues, poröses, tuffähnliches Gestein und besteht aus einer feinkörnigen Grundmasse mit eingelagerten glasigen Schmelzprodukten und zertrümmerten, teilweise angeschmolzenen oder gefritteten Gesteinsteilen des kristallinen und mesozoischen Untergrundes.

All diese im geologischen Aufbau der Schwäbisch-Fränkischen Alb ungewöhnlichen Erscheinungen machen das Ries zu einem in Mitteleuropa einzigartigen geologischen Phänomen, welches seit mehr als 100 Jahren Gegenstand geowissenschaftlicher Forschung ist.

Geologica Bavarica	61	38—40	München 1969
--------------------	----	-------	--------------

Versuch einer Profildarstellung für das Rieszentrum vor der Kraterbildung (Beilage 5)

VON HERMANN SCHMIDT-KALER ¹⁾

Es ist ein gewagtes Unterfangen, für das Rieszentrum ein geologisches Schichtprofil aufzustellen, wie es vor der Bildung des Kraters etwa vorgelegen hat. Denn gerade im Rieszentrum ist man nur auf Analogieschlüsse aus dem Riesrand und seiner Umgebung angewiesen. Doch erscheint es notwendig, für denjenigen, der sich mit der Geologie nicht allzu intensiv beschäftigen will, aber am Ries und seiner Entstehung interessiert ist, einen vereinfachten Überblick über den Aufbau der ausgeworfenen Gesteinsschichten zu geben. Für alle aber, die sich näher mit dem Ries befassen wollen oder im Ries arbeiten, genügt dieses schematisierte Profil nicht; sie müssen sich mit den Spezialarbeiten in diesem Band beschäftigen (für die Trias HAUNSCHILD, für den Jura SCHMIDT-KALER). Dort wird man sofort die Hindernisse erkennen können, die sich bei der Aufstellung eines solchen Profils auftürmen. Denn es ist nicht nur die Schwierigkeit zu überwinden, daß die autochthone Schichtserie im Rieszentrum heute nicht mehr zu beobachten ist und man deswegen auf weiter abgelegene Ausgangspunkte zurückgreifen muß, sondern auch die, daß diese Ausgangspunkte nicht gleich gestaltet sind: denn gleichalte Schichten sind in W anders ausgeprägt als im E, haben andere Mächtigkeiten oder sind auf einer Seite überhaupt nicht abgelagert worden. Mit anderen Worten, es findet im Riesgebiet in vielen Stufen ein ausgeprägter Fazies- und Mächtigkeitswechsel statt. Weiterhin wirkt störend, daß wir über den tieferen mesozoischen Untergrund im Ries nicht unterrichtet sind, sondern nur aus geophysikalischen Untersuchungen die Oberfläche des Grundgebirges kennen. Diese Einschränkungen sind bei der Betrachtung dieser Profildarstellung zu berücksichtigen.

G. H. WAGNER hatte schon 1964 ein ähnliches Profil entworfen, ohne es zu veröffentlichen. Inzwischen sind neue Erkenntnisse, besonders in der Trias, aber auch in einzelnen Jurastufen gewonnen worden, die eine erweiterte Darstellung notwendig machten. Außerdem war das Profil WAGNERS für das gesamte Riesgebiet entworfen worden und nicht für das Rieszentrum.

Wir beginnen die kurze Betrachtung mit dem *Grundgebirge*, dessen Zusammensetzung aus den allochthonen Schollen und Kristallineinschlüssen im Suevit und in der Bunten Breccie gut bekannt ist (vgl. DRESSLER, GRAUP & MATZKE, ds. Bd.). Es überwiegen Granite; basischere Tiefengesteine und metamorphe Gesteine (Ortho- und Paragneise, Metabasite) sowie Ganggesteine (z. B. der bekannte Wennenbergit) sind untergeordnet, doch ist die Vielfalt der einem verhältnismäßig kleinen Raum angehörenden Kristallingesteine bemerkenswert. Das Grundgebirge des Rieses zeigt gute Übereinstimmung mit dem Moldanubikum Ostbayerns und stellt als Teil des Vindelizischen Gebirges die Verbindung zwischen Bayerischem Wald und Schwarzwald her.

Die Mächtigkeit der zwischen Grundgebirge und Jura liegenden Sedimentserie, die als *Rotliegendes und Trias in Randfazies* bezeichnet werden kann, wurde von HAUNSCHILD (1968 und ds. Bd.) mit 50 m Muschelkalk in Randfazies und 250 m Keuper angegeben. Diese Werte wurden abgeleitet aus dem Profil einer Keuperbohrung bei Wassertrüdingen und der Tiefenlage

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. HERMANN SCHMIDT-KALER, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

der Kristallinoberfläche v. a. nach BREYER (1956). Zu einem ähnlichen Wert für den Keuper war schon KRANZ (1952) gelangt. Die neuesten seismischen Messungen (ANGENHEISTER & POHL, ds. Bd.) weisen nun aber am nordwestlichen Riesrand eine weitere, etwa 200 m mächtige Sedimentfolge zwischen vermutlicher Untergrenze Keuper und Oberfläche Kristallin nach. Möglicherweise handelt es sich hierbei teilweise um Rotliegendes, wie es südöstlich des Rieses in der Bohrung Daiting 1 (vgl. WIRTH, ds. Bd.) angeschnitten wurde. Ebenso kann aber auch tiefere Trias bis ins Ries hinein entwickelt sein oder die mittlere Trias größere Mächtigkeit haben als die von HAUNSCHILD vermuteten 50 m. Die Gesamtmächtigkeit des Keupers dürfte 250 m kaum übersteigen. Über die Ausbildung des tieferen Keupers im Ries selbst wissen wir nichts. Erst von den Estheriensichten an aufwärts ist ein dem Ries nahes Profil durch die Bohrung Rastberg 1 bei Wassertrüdingen bekannt; im Ries dürfte die Fazies ähnlich sein wie dort, die Mächtigkeiten der einzelnen Stufen etwas geringer. Der Keuper schließt mit dem Feuerletten ab. Eventuell entwickelte Rhät-Lias-Übergangsschichten wurden wahrscheinlich schon vor der Juratransgression abgetragen.

Der J u r a beginnt mit dem Lias Alpha 2, der im Rieszentrum etwa 5 m mächtig gewesen sein dürfte. Im SE des Rieses dürfte er auf 0 m reduziert sein, im W dagegen steigt er auf 9 m an. Solche Mächtigkeitsunterschiede, oft Hand in Hand mit Faziesveränderungen, treten im gesamten Lias auf, abgeschwächt auch im Dogger, stärker wieder im Malm. Sie sind in der Bearbeitung des autochthonen Jura dargestellt und können dort leicht abgelesen werden (siehe SCHMIDT-KALER, ds. Bd.). Es erübrigt sich daher, hier alle Einzelheiten zu wiederholen. Betont sei aber, daß der Lias (mit nur 30 m) die geringmächtigste Abteilung des Jura ist und innerhalb des Lias der Amaltheenton mit knapp 20 m die mächtigste Stufe darstellt. Im Dogger nimmt der Opalinuston mit ca. 90 m die mächtigste Stellung ein, gefolgt vom Eisensandstein mit ca. 40 m. Die Oolithkalke und Tone des oberen Dogger sind geringmächtig. Insgesamt bleiben Fazies und Mächtigkeit der Doggerstufen im Ries weitgehend gleich. Anders ist es im Malm, wo im Ries fast in allen Stufen die Faziesscheide zwischen der stärker kalkigen fränkischen und der stärker mergeligen schwäbischen Ausbildung liegt. Zwischen beiden Fazies ist ein manchmal starker, manchmal schwächerer Riffgürtel entwickelt, der meistens im westlichen Ries liegt, so daß dann die schwäbische Ausbildung erst westlich des Rieses auftritt.

Wichtig für die Berechnung der Auswurfmassen aus dem Rieskessel ist die Lage des Albraufes, also die Ausbildung der L a n d o b e r f l ä c h e kurz vor der Rieskatastrophe. Nach FESEFELDT (1963, Abb. 4 und S. 14) verlief der Albrauf südlich Nördlingen in W—E-Richtung bis östlich der Wörnitz und bog dann in eine S—N-Richtung etwa entlang des Wörnitzlaufes um. In einem südlichen bzw. östlichen Abstand von ca. 3 km verlief die Malm-Zeta-Nordgrenze. Damit kann nur im südlichsten und östlichsten Ries mit der vollständigen Malmmächtigkeit gerechnet werden. Im mittleren, nördlichen und nordwestlichen Ries lag dagegen z. Zt. seiner Entstehung keine zusammenhängende Malmdecke vor, sondern nur Auslieger und Zeugenberge, die vielleicht bis in den Malm Gamma oder Delta reichten, wie heute beispielsweise Hahnenkamm oder Hesselberg.

Angeführte Literatur

- ANGENHEISTER, G. & POHL, J.: Die seismischen Messungen im Ries von 1948—1969. — *Geologica Bavarica*, **61**, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1969.
- BREYER, F.: Ergebnisse seismischer Messungen auf der süddeutschen Großscholle, besonders im Hinblick auf die Oberfläche des Varistikums. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **108**, Jg. 1956, S. 21—36, Hannover 1957.
- DRESSLER, B., GRAUP, H.-G. & MATZKE, K.: Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges im Nördlinger Ries. — *Geologica Bavarica*, **61**, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1969.
- FESEFELDT, K.: Der Obere Malm im südlichen Vorries. — *Erlanger geol. Abh.*, **47**, Erlangen 1963.
- HAUNSCHILD, H.: Die Bohrung 1 und 3 der Rastberg-Gruppe und ihre Deutung für die Geologie des nördlichen Vorrieses. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **18**, S. 139—162, Erlangen 1968.
- Die Trias im Ries und Vorries. — *Geologica Bavarica*, **61**, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1969.
- KRANZ, W.: Neunte Fortsetzung der Beiträge zum Nördlinger Riesproblem. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1952, S. 49—65, Stuttgart 1952.
- SCHMIDT-KALER, H.: Der Jura im Ries und in seiner Umgebung. — *Geologica Bavarica*, **61**, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1969.
- WIRTH, E.: Ein Profil vom Malm bis ins Rotliegende südöstlich des Rieses. Kurzprofil der Erdölaufschlußbohrung Daiting 1. — *Geologica Bavarica*, **61**, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1969.

Geologica Bavarica	61	41—42	München 1969
--------------------	----	-------	--------------

Ein Profil vom Malm bis ins Rotliegende südöstlich des Rieses

Kurzprofil der Erdölaufschlußbohrung Daiting 1

Von EBERHARD WIRTH¹⁾

Die Bohrung Daiting 1 wurde im Jahre 1965 durch die Gewerkschaft Elwerath, Erdölwerke Hannover, niedergebracht. Sie liegt auf dem Meßtischblatt Nr. 7231 Genderkingen in der Gemarkung Daiting und hat folgende Koordinaten:

Rechtswert	44 21 245
Hochwert	54 04 347
Höhe ü. NN	489 m.

Ihr Kurzprofil lautet:

- 0 — 83,50 m Albüberdeckung (Obermiozän)
- ca. 130 m Malm zeta 2 (? und zeta 3) = Solnhofener Schiefer und Mörnsheimer Schichten
- ca. 170 m Malm zeta 1 = Geisentialschichten
- ca. 290/295 m Malm epsilon und delta
- 325 m Malm gamma
- 342,50 m Malm beta
- 384,50 m Malm alpha
- 393,50 m Dogger zeta bis gamma
- Nach Diagrammvergleich mit Eichstätt 1:
- 387,20 m Ornatenton
- 388,10 m Macrocephalenschichten
- 391,00 m Varians- und Parkinsoniensschichten
- 393,50 m Übriges Delta + Gamma
- 432 m Dogger beta, darin von 393,5 — 397 m Discitenschichten
- 515 m Dogger alpha
- 516,60 m Lias zeta
- 519,65 m Lias epsilon
- 520,70 m Lias delta
- 522 m Lias gamma (? + beta)
- 522,50 m Lias alpha
- 550 m ? Rhätolias und Feuerletten
- 725,50 m Kontinentale Trias
- 775 m ? Rotliegendes
- 805,00 m (ET) Quarzporphyr

Die Bohrung wurde ganz überwiegend als Meißelbohrung abgeteuft, wobei alle 5 m Spülproben genommen wurden. Kerne liegen vor von 400,0—409,0 m

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. EBERHARD WIRTH, 752 Bruchsal, Weiherbergstraße 42.

(2,55 m Gewinn), von 517,3—522,0 m (4,20 m Gewinn), von 522,0—527,8 m (2,20 m Gewinn), von 730,5—739,5 m (9,00 m Gewinn), von 788,0—791,5 m (3,20 m Gewinn) und von 796,3—805,0 m (8,35 m Gewinn).

Zur Gliederung der Schichtenfolge wurden die geophysikalischen Bohrlochmessungen herangezogen, vor allem das Gamma-Ray-Log (gemessen von 0,0—803,7 m) und das Electriclog (gemessen von 388,0—805,7 m). Diese beiden Messungen waren besonders wertvoll, weil sie einen Vergleich mit der vorausgegangenen Bohrung Eichstätt 1 erlaubten, in welcher vom Malm gamma bis zum oberen Dogger alpha und vom Lias zeta bis in den hohen Keuper fortlaufend gekernt worden war. Die in Eichstätt 1 gewonnene stratigraphische Deutung der Logs in diesen Bereichen ließ sich weitgehend auf Daiting 1 übertragen.

Eine ausführliche Darstellung der Schichtenfolgen von Daiting 1 und Eichstätt 1 ist in Vorbereitung und wird in einem der nächsten Hefte von *Geologica Bavarica* erscheinen. Vorab sei zu dem Kurzprofil von Daiting 1 folgendes bemerkt:

1. Die Mächtigkeit der den anstehenden Weißjura überlagernden Schichten ist unerwartet groß (83,5 m!). Auf Grund benachbarter Schußbohrprofile der seismischen Vermessung hatte man mit etwa 40 m rechnen können. Wenn diese Serie, die durchgehend Reste von Pflanzen, Fischen, Mollusken, Echinodermen, Bryozoen und Foraminiferen enthält, hier als „Albüberdeckung“ bezeichnet wird, so soll damit nichts zur Frage autochthon—allochthon gesagt sein. Dieses Problem wird in der angekündigten größeren Veröffentlichung behandelt werden.
2. Die Gliederung des höheren Malms (ab gamma-Basis) stellt einen Versuch dar, lithologische Befunde an den Spülproben mit gewissen Markierungen im Gamma-Ray-Log in Einklang zu bringen und in Anlehnung an bekannte Mächtigkeiten der höheren Malmstufen der südlichen Frankenalb zu einer Aufteilung zu kommen. Die Abgrenzungen sind mit Vorbehalt aufzunehmen.
3. Nach Spülprobenbefund liegt zwischen 725 und 727 eine deutliche lithologische Grenze. Oberhalb herrschen hellrote, aber auch kräftig-rote, fein- bis grobkörnige Quarzsandsteine, z. T. auch lose Sande vor. Darunter liegt eine Wechselfolge von dunkelziegelroten Tonsteinen und vorwiegend roten, aber auch graugetönten kiesigen Sandsteinen. Trotz vieler Ähnlichkeiten ist der Unterschied zwischen beiden Serien markant. Noch auffälliger sind die Gegensätze im Gamma-Ray-Log und im Electriclog. Das Gamma-Ray-Log zeigt bei 725,5 m schlagartig eine Zunahme der Strahlung von durchschnittlich 5 Microgramm Ra-Eq/to oben auf 12 Microgramm Ra-Eq/to unten. Im Electriclog liegt in der gleichen Teufe ein schroffer Wechsel von einer kaum differenzierten niedrigen Widerstandskurve oben zu einer lebhaft gestalteten Kurve durchschnittlich höherer Widerstände unten. Auch in der Porositätskurve ist ein deutlicher Unterschied zwischen beiden Serien zu erkennen. Wenn die untere Serie mit Vorbehalt als Rotliegendes angesprochen wird, so deswegen, weil sie von einem dunkelrotgrauen Porphyrt unterlagert wird, der nach 30 m noch nicht durchteuft war. In diesem Porphyrt wurde die Bohrung eingestellt.

Geologica Bavarica	61	43—58	München 1969
--------------------	----	-------	--------------

Die Trias im Ries und Vorries

Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle

Von HELLMUT HAUNSCHILD ¹⁾

1. Einleitung

Die Diskussion über die Entstehung des Rieses — ob durch einen Meteoriteneinschlag eingeleitet oder durch endogene Kräfte verursacht — hat die an sich immer aktuelle Riesforschung in jüngster Zeit wieder intensiv belebt. Im Zusammenhang damit muß auch die alte und noch unvollständig geklärte Frage nach der paläogeographischen Entwicklung des Riesraumes während der Trias neu gestellt werden. Eine in jeder Hinsicht befriedigende Antwort darauf kann aber erst dann erwartet werden, wenn uns ein vollständiges Profil des vorjurassischen Deckgebirges aus dem unmittelbaren Vorries vorliegt; solange ist jede Aussage anfechtbar und im gewissen Sinne auch spekulativ.

2. Kurze Zusammenfassung der bisherigen geologischen Kenntnis

Es bleibt das große Verdienst WEBERS ²⁾ (1953), den unter den gegebenen geologischen Verhältnissen einzig beschreitbaren Weg aufgezeigt zu haben, der uns der Lösung dieses Problems einen Schritt näher zu bringen vermochte. Sein auf „geologisch-stratigraphischer Grundlage“ angesetzter Versuch, Teilprofile der „unmittelbaren Umrandung“ des Rieses mit stratigraphisch gesicherten und ungestörten Profilen aus dem Vorries zu korrelieren und zeitlich zu markieren, führte zu dem Ergebnis, daß die „tiefste“ dem Riesgrundgebirge unmittelbar auflagernde Stufe des Rieskeupers nur der „Lehrbergsandsteinstufe“ angehören könne. Die auf dieser stratigraphischen Basis errechnete Gesamtmächtigkeit ergibt nach WEBER (1953) für den Rieskeuper (und damit für die gesamte Trias!) 144—153 m oder im Mittel 148 m, für das Gebiet um Wassertrüdingen rd. 165 m.

Damit setzte sich WEBER (1953) bewußt in Widerspruch zur Auffassung von KRANZ (1952, S. 61/62), der vom seismisch ermittelten Top des Grundgebirges (REICH 1949) ausgehend, für das Ries eine Keuperdecke von rd. 250 m und für den Raum Wassertrüdingen eine solche von rd. 290 m forderte. In seiner „Berechnung von ausgesprengten Massen“ ging KRANZ ebenso wie WEBER u. a. davon aus, daß in dem „geringfestigen Material“ zwischen Grundgebirge und Jura ausschließlich Ablagerungen des Keupers zu vermuten seien.

Erst in jüngerer Zeit griff B. SCHRÖDER (1967), der im Zuge seiner Spezialuntersuchungen über randfazielle Probleme der Mittleren Trias im nordostbayerischen Raum auch das Ries durchmusterte, den von NATHAN (1926, S. 44)

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe Oberregierungsrat Dr. HELLMUT HAUNSCHILD, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

²⁾ Die ältere Literatur ist in WEBER (1953) zusammengefaßt.

inspirierten Gedanken über einen altersmäßig fragwürdigen Fund eines kalkhaltigen Sandsteins mit Myophorien-ähnlichen Steinkernen am NW-Hang des Hahnenberges bei Appethshofen wieder auf und versuchte diesen in seine Vorstellung von der zyklischen Entwicklung des triadischen Beckens einzubauen. Aufgrund kritischer Ausdeutung des lithologischen Befundes und sorgsamem Abwägen des zeitlichen Für und Wider der gefundenen Fauna schließt SCHRÖDER (1967) eine andere Möglichkeit als die einer Zuordnung der Schichtserie zum Muschelkalk aus. Nach seiner Auffassung entstammen die bei Appethshofen gefundenen Gesteine dem sandigen Faziesgürtel, der sich als randnächster Faziesbereich des Muschelkalkbeckens in nordöstlichem Streichen vom Bodensee über das Ries hinweg bis in die Gegend von Hirschau—Weiden erstreckt.

An diese Erkenntnis SCHRÖDERS (1967) anknüpfend nimmt Verf. (1968) die stratigraphische Auswertung neuer Keuperprofile aus dem nördlichen Vorries zum Anlaß, die Mächtigkeit des triadischen Deckgebirges neu zu berechnen.

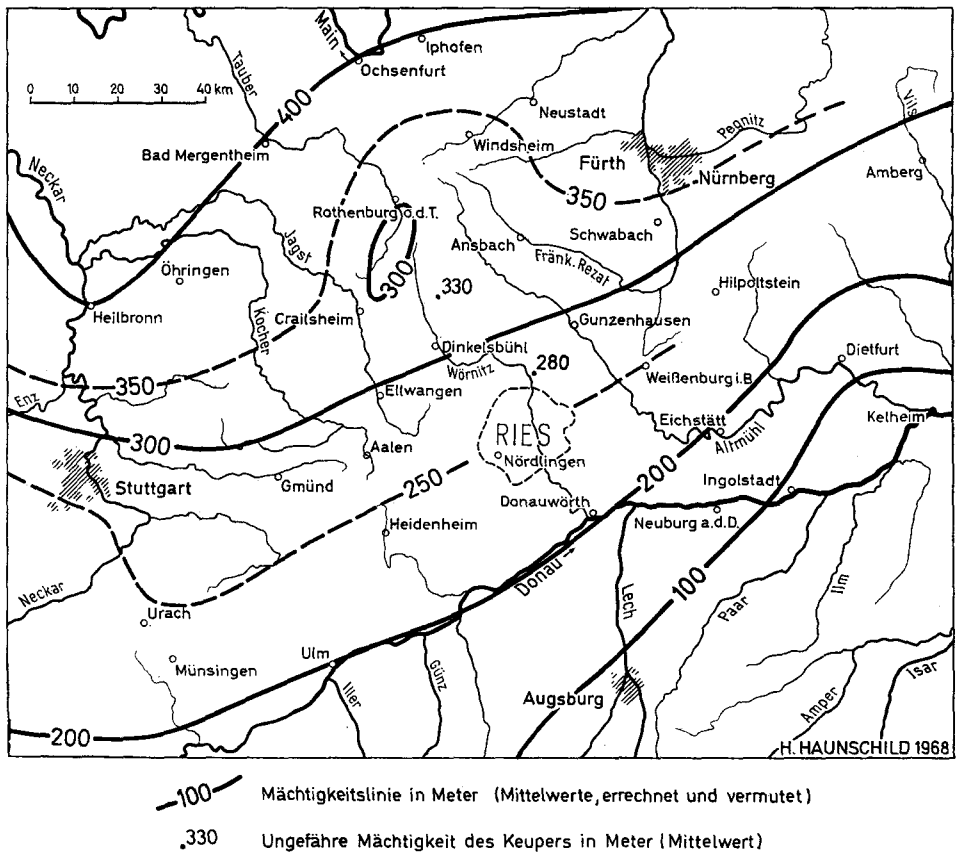


Abb. 1. Die Mächtigkeit des Keupers in Franken und Schwaben. Im Keuper machen sich zwei Schwellenregionen bemerkbar: bei Rothenburg o. d. T. und im Bereich Landshut—Neumarkt/Opf. Die Angaben 280 (m) und 330 (m) betreffen die Bohrungen Rastberg 1 und Feuchtwanen (HAUNSCHILD 1963). (Unter Verwendung folgender Unterlagen: GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. 1964, Abb. 14; SCHMIDT-KALER 1969, HAUNSCHILD, H. 1968 und WIRTH dieser Bd S. 41).

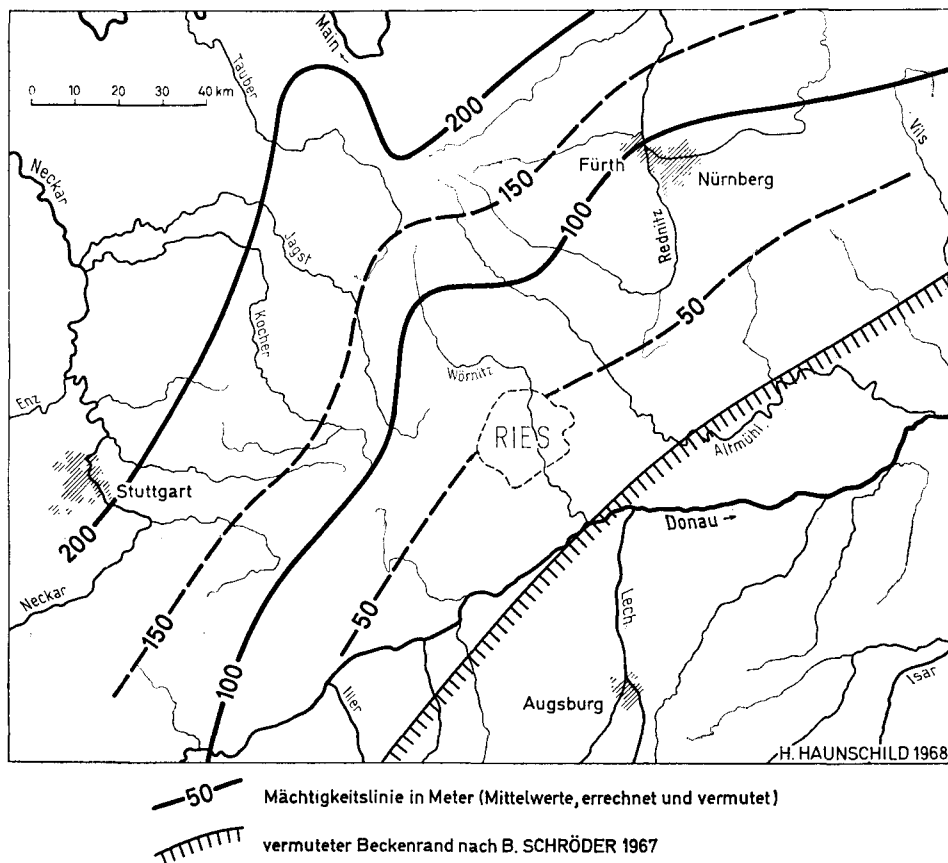


Abb. 2. Die Mächtigkeit des Muschelkalkes in Franken und Schwaben (Unter Verwendung folgender Unterlagen: GEYER, O. F. und GWINNER, M. P. 1964; SCHRÖDER, B. 1967, Abb. 1 und HAUNSCHILD, H. 1968).

Nach eingehender Würdigung der stratigraphischen und paläogeographischen Verhältnisse im Bereich der Bohrungen und der bis jetzt bekannten geophysikalischen Daten (BREYER 1956) kommt Verf. zu dem Ergebnis, daß im nördlichen Vorries bei Wassertrüdingen eine rd. 280 m mächtige Keuperdecke erwartet werden kann, die noch von einer schätzungsweise 70 m mächtigen Schichtenfolge unterlagert wird, deren altersmäßige Einstufung in die Mitteltrias durch den Fund von Muschelsandstein im Ries (SCHRÖDER 1967) wahrscheinlich ist. Unter diesen Voraussetzungen und der Annahme, daß die Mächtigkeiten der Keuper- und Muschelkalkformationen nach Süd- bzw. Südost gegen das Vindelizische Land hin abnehmen, wurden die Abb. 1 und 2 entworfen (vgl. HAUNSCHILD 1968).

Neue seismische Messungen im Ries und Vorries, über die ANGENHEISTER & POHL in diesem Band eingehend berichten, verlegen die Oberfläche des Grundgebirges im westlichen Vorries auf ein Niveau von etwa 100 m u. NN, also rd. 200 m tiefer als man sie nach dem Tiefenlinienplan BREYERS (1956) erwarten sollte. Daraus ist zu folgern, daß wir unter den Keuper- und Muschel-

kalksedimenten, deren Mächtigkeitsentwicklungen in Abb. 1 und 2 dargestellt sind, noch ein Schichtpaket von erheblicher Mächtigkeit annehmen müssen, das infolge Fehlens von Buntsandsteinzeugen im Ries nur dem Rotliegenden zugeordnet werden kann. Diese stratigraphische Interpretation findet vor allem in den Beobachtungen von BENTZ (1928) eine Stütze, der die in einem Tuff angetroffenen Grundgebirgsgerölle am westlichen Riesrand aus „einem dem kristallinen Grundgebirge auflagernden Schuttstrom des Rotliegenden, der von dem Vulkanschlot durchschlagen wurde“, herleiten will. Ein Zusammenhang des Ries-Troges mit dem Schramberger Trog im Südwesten ist dadurch wahrscheinlich (vgl. Erl. z. Geol. Karte v. Bayern 1 : 500 000, S. 59).

3. Das Profil Rastberg (südöstlich Wassertrüdingen)

Für die Aufstellung eines ungestörten und parallelisierbaren Triasprofils aus dem Vorries stehen bis jetzt nur die Aufzeichnungen aus den Wasserbohrungen Rastberg 1 u. 3³⁾ zur Verfügung (vgl. HAUNSCHILD 1968), die die Schichtenfolge des Deckgebirges bis zum Unteren Gipskeuper umfassen. Das Schichtprofil, das ausschließlich nach lithologischen Kriterien gedeutet wurde, fügt sich zwanglos in die Reihe der bekannten südfränkischen Keuperprofile ein (vgl. Profil 3 in Abb. 3, S. 54) und erlaubt zumindest für große Teile des Keupers eine präzisere Aussage über seine Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung im Riesraum zu machen als dies bisher der Fall war.

Im folgenden werden die Einzelergebnisse anhand des gerafften Bohrprofils Rastberg 1 kurz resümiert.

3.1. Profil Rastberg 1 (Meißelbohrung; ergänzt bis zur Keuper/Lias-Grenze)

L a g e: rd. 2 km südöstlich der Kirche von Wassertrüdingen, nördlich der Waldabteilung Espala, Blatt Nr. 6929 Wassertrüdingen 1 : 25 000, vgl. Beil. 1 ds. Bd., (R = 43 9904, H = 54 3310 n. Angabe der Bohrfirma)

A n s a t z h ö h e d e r B o h r u n g: ca. 422 m ü. NN; Keuper-Lias-Grenze bei ca. 453 m ü. NN

Hangendes: Sandsteine gelb- bis weißgrau, gleichmäßig feinkörnig (= Lias a_2)
(Rhät—Lias-Übergangsschichten fehlen!)

³⁾ Die Bohrung Rastberg 2 ist vorerst nur geplant; Bohrung R 3 liegt rd. 600 m süd-südöstlich von Bohrung 1.

59)	22—23 m	Tonsteine i. a. tiefrot, an der Obergrenze (30—40 cm) blaßgrün gefärbt, mit vereinzelt Mergelkalkknollen durchsetzt (Überstageprofil)	Feuerletten (Zanclodon- letten, Knol- lenmergel)	22—23 m		
58)	11—12 m	Sandstein braun auch grauweiß, fest, mittel- bis grobkörnig, mit Geröllen bis 6 mm ϕ , in Wechsellagerung mit rotbraunen Tonsteinlagen; das ganze Schichtpaket ist schlecht erschlossen, z. T. ergänzt (in dieser Schicht setzt die Bohrung an)	} kbo- Basisletten	Oberer Burgsandstein 37—38 m		
57)	0,50 m	Tonstein violett, feinsandig				
56)	10,70 m	Sandstein braun und grau, mittel- bis grobkörnig, z. T. kaolinisiert, lagenweise mit Geröllen bis 4,5 mm ϕ				
55)	2,00 m	Sandstein graubraun, feinkörnig, fest, mit Quarzgeröllen bis 4 mm ϕ				
54)	2,00 m	Tonstein blaviolett mit grünen Toneinlagerungen				
53)	2,00 m	Sandstein grau- bis dunkelbraun, mittelkörnig, fest				
52)	3,00 m	Tonstein rotbraun				
51)	2,00 m	Tonstein braun und grün				
50)	3,00 m	Tonstein rot bis rotbraun, mit sandigen Lagen				
49)	1,00 m	Tonstein rot und grün				
48)	1,00 m	Sandstein graubraun, sehr grobkörnig, fest, mit Quarzkörnern bis 4 mm ϕ	} kbm- Basisletten	Mittlerer Burgsandstein 26 m		
47)	8,00 m	Tonstein rot bis rotbraun, z. T. mit grünen Einlagerungen				
46)	1,00 m	Tonstein rötlichbraun mit 4,5 cm starker fossilereer Steinmergelbank				
45)	1,00 m	Tonstein grüngrau bis rötlichbraun, sandig				
44)	10,00 m	Sandstein grau und braun, mittel- bis grobkörnig, durchwegs fest, mit Quarzgeröllen bis maximal 9 mm ϕ (Windkanter!)				
43)	1,00 m	Sandstein grau, mittel- bis grobkörnig, fest; mit harten fein- bis mittelkörnigen, stark karbonatischen Lagen				
42)	1,00 m	Tonstein dunkelviolett, auch bunt; darin grobkörnige, harte, steinmergelartige Lage mit „zucker-körniger Struktur“				
41)	3,00 m	Tonstein lichtbraun bis hellrotbraun, auch grün, oben feinsandig				
40)	5,00 m	Sandstein lichtbraun bis braun, grob- bis sehr grobkörnig (bis 3 mm ϕ), fest, lagenweise mit grünen Tongallen und Geröllen			} kbu- Basisletten	Unterer Burgsandstein 12 m
39)	1,00 m	Tonstein grün				
38)	4,00 m	Tonstein rotbraun, untergeordnet auch grün				
37)	1,00 m	Sandstein braun, grobkörnig und rote Tonsteine in Wechsellagerung				
36)	1,00 m	Tonstein rot				
				Burgsandstein	75—76 m	

- | | | |
|-------|---------|---|
| 35) | 10,00 m | Sandstein i. a. braun, grob- bis sehr grobkörnig mit Quarzgeröllen bis 5 mm ϕ , z. T. mit Tongallen |
| 34) | 4,00 m | Sandstein hellgrau, fein- bis mittel- bis grobkörnig, fest; die untere Lage führt Quarzgerölle |
| 33) | 3,00 m | Sandstein hellgrau, mittel- bis grobkörnig, mit grünen und violetten Tongallen, Quarzgerölle bis 3,5 mm ϕ |
| 32) | 2,00 m | Sandstein grau, mittel- bis grobkörnig, mit grauer feinsandiger steinmergelartiger Lage, z. T. Tonsteineinschaltungen |
| 31) | 3,00 m | Sandstein grau, sehr grobkörnig, fest, mit harten karbonatisch gebundenen Quarzsandlagen, die Quarze sind durchwegs wasserklar, außerdem dünne Tonsteineinlagen |
| 30) | 1,00 m | Sandstein braun, mittel- bis grobkörnig, fest, mit roten Tongallen |
| 29) | 1,00 m | Sandstein hellgrau, mittel- bis grobkörnig, fest, z. T. mit kleinen Quarzgeröllen |
| 28) | 3,00 m | Sandstein gelblichbraun, mittel- bis grobkörnig, z. T. mit blauen und blaugrünen Tongallen und Quarzgeröllen bis 3 mm ϕ |
| 27) | 3,00 m | Sandstein graubraun, grobkörnig, fest, mit weißen Feldspäten und dünnen rotvioletten zähen Tonsteineinlagen |
| 26) | 1,00 m | Sandstein gelbbraun, mittel- bis grobkörnig, fest |
| 25) | 1,00 m | Sandstein graubraun, grobkörnig, karbonatisch gebunden, mit weißen Feldspäten und kleinen Quarzgeröllen |
| 24) | 2,00 m | Sandstein braun bis rötlichbraun, mittel- bis grob- bis sehr grobkörnig, fest, mit Quarzgeröllen bis 6 mm ϕ |
| 23) | 2,00 m | Sandstein grau, mittel- bis grobkörnig, fest, karbonatisch, mit roten und rotvioletten Tongallen und Quarzgeröllen bis 7 mm ϕ |
| 22) | 3,00 m | Sandstein grau- bis hellrötlichbraun, mittel- bis grobkörnig, schwach karbonatisch, Quarzgerölle bis 3 mm ϕ |
| 21) | 1,00 m | Sandstein hellrötlichbraun, mittel- bis grobkörnig, schwach karbonatisch, mit einzelnen roten Tongallen |
| <hr/> | | |
| 20) | 2,00 m | Tonstein rot und grün, karbonatisch, in Wechsellagerung mit fein- bis mittelkörnigen, festen, stark karbonatischen Sandsteinbänken |
| 19) | 2,00 m | Sandstein hellgrau bis rotbraun, fein- bis mittel- bis grobkörnig, karbonatisch, mit rotvioletten Tongallen und Quarzgeröllen bis 4 mm ϕ |
| 18) | 1,00 m | Tonstein blaßgrün, mit schwach karbonatischen Feinstsandlagen |
| 17) | 1,00 m | Sandstein hellbraun, mittel- bis grobkörnig, fest, mit grünen Tongallen und etwas Glimmer |
| 16) | 3,00 m | Tonstein rotbraun, mit grünen Einlagerungen, im oberen Teil schwach karbonatisch |
| 15) | 1,00 m | Sandstein braun, grobkörnig, stark karbonatisch in Wechsellagerung mit rotbraunen Tonsteinen |
| 14) | 2,00 m | Sandstein rotbraun, mittel- bis grobkörnig, schwach karbonatisch, mit Quarzgeröllen bis 3 mm ϕ |

Blasensandstein i. e. S. und Coburger Sandstein

Blasensandstein i. w. S. = 40 m

Lehrbergsschichten = 25 m

13)	1,00 m	Sandstein hellbraun, mittel- bis grobkörnig, mit weißen Quarzkörnern	Lehrbergsschichten = 25 m
12)	0,50 m	Tonstein rotbraun, fett	
11)	3,50 m	Sandstein grau, mittelkörnig	
10)	1,00 m	Sandstein grüngrau, feinkörnig, stark k a r b o n a t i s c h	
9)	4,00 m	Sandstein grau, überwiegend mittelkörnig, schwach tonig	
8)	1,00 m	Sandstein grau, fein- bis mittelkörnig, hart, k a r b o n a t i s c h	
7)	2,00 m	Sandstein graubraun, mittelkörnig, einzelne Grobkörner	
<hr/>			Schilfsandstein = 2 m
6)	1,00 m	Sandstein grünlichgrau bis graubraun, mittelkörnig, schwach tonig, schwach k a r b o n a t i s c h	
5)	1,00 m	Sandstein grau, mittelkörnig, daneben feinkörnige, harte k a r b o n a t i s c h e Sandsteinbröckchen und rotbrauner Tonstein	
<hr/>			
4)	1,00 m	Tonstein graugrün	
3)	3,00 m	Tonstein rotbraun und dunkelgrau, fossilieer	
2)	1,00 m	Ton- und Mergelstein, dunkelgrau, schwach k a r b o n a t i s c h, fossilieer	
1)	1,00 m	Tonstein dunkelgrau, leicht grünstichig, mit Steinmergellage.	

Liegendes: nicht erbohrt.

Zusatz: Weder Hornsteine noch verkieselte Sandsteine (Döckinger Quarzite?) wurden im Profil angetroffen.

3.2. Schichtenfolge über dem Ansatzpunkt der Bohrung Rastberg 1

Für die stratigraphische Beurteilung des Bohrprofils war es wichtig, neben der möglichen Parallelisierung mit benachbarten Profilen auch die Fixierung im Gesamtprofil des Keupers zu untersuchen. Zu diesem Zweck wurde das Profil — die Untergrenze des Keupers ist nicht erschlossen — durch Übersichtsbegehungen bis zur Keuper-Liasgrenze ergänzt. Dabei ergab sich, daß nach oben noch ein Paket von 8—9 m Oberer Burgsandstein anschließt, über dessen flachwelligem Ausbiß sich der Feuerletten mit merklicher Hangneigung erhebt. Seine Obergrenze gegen den diskordant lagernden Angulatensandstein (Lias a_2) ist trotz der verbreiteten Hangschuttüberdeckung meist recht gut an dem schroffen Farbwechsel vom intensiven Rot des Feuerletten über das Bläßgrün der obersten Reduktionszone (rd. 30 cm) zum Gelblichweiß des Angulatensandsteins zu erkennen. Die Formationsgrenze des Keupers gegen den Lias ist dadurch für das Gebiet östlich der Bohrung Rastberg 1 bei rd. 453 m ü. NN hinlänglich gesichert.

Die Mächtigkeit des anstehenden Feuerletten im nördlichen Vorries, südöstlich Wassertrüdingen, beträgt somit 22—23 m (Nr. 59⁴⁾).

⁴⁾ Die Nummern beziehen sich auf das Profil S. 46 bis 49.

Auf die z. T. sehr beträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen des Feuerlettenhorizontes im südfränkischen Raum hat bereits BIRZER (1958) hingewiesen und diese Beobachtungen durch eine große Zahl von Bohrprofilen belegt. Ursprünglich kamen auch im Hesselberggebiet der gesamte Feuerletten und die Rhät-Lias-Übergangsschichten zur Ablagerung. Bodenunruhe am Ende des Keupers und vor Beginn der Juratransgression ist die Ursache dafür, daß die Rhät-Lias-Übergangsschichten auf großer Fläche vollständig und der Feuerletten z. T. wieder der Abtragung zum Opfer fielen. In Gesteinsproben der Bohrung Aufkirchen (HAUNSCHILD 1965 a) konnte VIOHL 1969, S. 5 einwandfrei das südlichste Vorkommen von Rhät-Lias-Übergangsschichten in Franken wiedererkennen. Nach seinen Angaben ist auch das von BENTZ (1928) erwähnte Rhätvorkommen mit Sicherheit in den Lias a_2 zu stellen.

Für das Ries und nördliche Vorries liegt nach den geologischen Befunden — mit Ausnahme der Erosionsreste bei Aufkirchen und Lentersheim (VIOHL in HAUNSCHILD 1967 c) — zwischen Feuerletten und Lias a_2 eine Schichtlücke vor.

3.3. Kurze Erläuterung des Schichtprofils der Bohrung Rastberg 1

Burgsandstein⁵⁾, rd. 76 m (Nr. 58—36)

Oberer Burgsandstein, 37—38 m (Nr. 58—49)

Unter Einbeziehung des übertage anstehenden Teils des Oberen Burgsandsteins wird dieser Horizont im wesentlichen aus einer Suite kompakter, vorwiegend mittel- bis grobkörniger, i. a. braungefärbter Sandsteinlagen mit Geröllen verschiedener Farbe und Größe (bis 6 mm Φ) aufgebaut. Erst im unteren Teil schalten sich vermehrt feinkörnige Sandsteine und tonige Partien (2 m) ein. Die Untergrenze wird durch eine 9 m mächtige rotbraune bis grüne, leicht sandige Lettenlage (= kbo-Basisletten Nr. 52—49) scharf markiert, dessen stratigraphisch-regionale Verwendbarkeit als Leithorizont für die Randfazies des Burgsandsteins HAARLÄNDER 1955 erstmals geprüft und für brauchbar befunden hat.

Mittlerer Burgsandstein, 26 m (Nr. 48—41)

Im Gegensatz zum Oberen Burgsandstein ist die Mittlere Abteilung durch einen wider Erwarten hohen Lettenanteil gekennzeichnet, der in dieser Höhe bemerkenswert ist, weil man wegen der randnahen Lage des Sedimentgürtels eine Fazies mit ansteigender Sandkomponente hätte erwarten müssen. Von Bedeutung für die Klärung der paläogeographischen Verhältnisse im Mittleren Burgsandstein des nördlichen Vorrieses ist das Auftreten eines Steinmergelbänkchens (in Nr. 46) im basalen Teil des hangenden Lettens, das als ein äquivalenter Ausläufer der „Dolomitischen Arkose“ aufgefaßt werden könnte. Eine endgültige Entscheidung über die fazielle Verknüpfung wird jedoch erst durch die Spezialkartierung des westlichen Hesselbergvorlandes erbracht werden können.

⁵⁾ Gliederung nach HAARLÄNDER 1955 und v. FREYBERG 1965, vgl. auch HAUNSCHILD 1967 c.

Darunter folgt ein geschlossenes graues bis braunes Sandsteinpaket (die unterste Lage ist stark karbonatisch) von mittlerer bis grober Körnigkeit mit eingestreuten Geröllagen (Windkanter!).

Im oberen Teil des kbm-Basisletten (Nr. 42) wurde eine karbonatisch gebundene, steinmergelartige Lage mit „zuckerkörniger Struktur“ angetroffen, die besonderes Interesse verdient, weil GERSTLAUER (1940, S. 12) über einen ähnlichen Fund aus dem Mosaik des Rieskeupers berichtet:

„Von Steinmergelbänken fanden sich nur Lesestücke, so am Nordhang des Berges“ (nord-nordwestlich von Belzheim) und im Straßeneinschnitt bei Schaffhausen: „hellgelbe bis grünliche, feimanganfleckige Brocken, z. T. mit zuckerkörnigem kristallinem Gefüge. Sie kommen mit bunten und grünlichen Tönen zusammen vor. Es ist wahrscheinlich, daß es sich bei den Keuper-sanden mit reichen Tonlagen um tiefere Schichten des obersten Burgsandsteins handelt.“

Der Parallelismus im Gefüge beider Steinmergelproben und die profilmäßige Verankerung mit reichen Tonlagen lenken den Verdacht auf die Zugehörigkeit der rd. 10 km voneinander getrennt liegenden Vorkommen (Rastberg 1 — Belzheim) zu ein und demselben Horizont. Damit wäre ein möglicher Weg aufgezeigt, Riesprofile durch Vergleich mit einem ungestörten Profil aus dem Vorries stratigraphisch besser interpretieren zu können, als dies bisher der Fall war.

Unterer Burgsandstein, 12 m (Nr. 40—36)

Dieser Horizont läßt sich zwanglos in 2 Abteilungen gliedern. Nämlich: In eine hangende grobkörnige Sandsteinserie (Nr. 40), die sich durch eine verstärkte Geröllführung auszeichnet und in einen liegenden 7 m mächtigen Letten (Nr. 39—36), der nach Wegfall der für den Blasensandstein spezifischen lithologischen Kriterien als kbu-Basisletten (i. S. B. v. FREYBERG) bezeichnet wird.

Blasensandstein i. w. S., 40 m (Nr. 35—21)

Unter dem Burgsandstein, dessen Untergrenze durch den Wechsel Ton-/Sandstein angezeigt wird, folgt eine in ihrem Gesteinsaufbau eintönige Serie brauner bis grauer, meist mittel- bis grobkörniger, geröllreicher Sandsteinbänke, die infolge Fehlens von Leitletten als Blasensandstein i. w. S. zusammengefaßt werden mußte. Das im Burgsandstein noch anwendbare Gliederungsschema, das auf der Basis durchhaltender Letten eine Dreigliederung erlaubte, versagt in diesem durch die Nähe des Liefergebietes stark beeinflussten Horizont. Dagegen hätte der Gedanke einer Parallelisierung der „steinmergelartigen Lage“ in Schicht 32 mit dem Basisletten des Coburger Sandsteins und der z. T. karbonatischen Bänke mit dem Blasensandstein i. e. S. etwas Bestechendes an sich, würde aber in dieser noch nicht beweisbaren Faziesverknüpfung unserem heutigen Kenntnisstand weit vorausseilen.

Über die Untergrenze bestehen keine Zweifel. Sie ist mit Hilfe der charakteristischen grünen Letten (obere Grenzletten der Lehrbergsschichten), die im südlichen Franken fast immer unter der ersten Blasensandsteinbank angetroffen werden, auch im vorliegenden Bohrprofil identifizierbar.

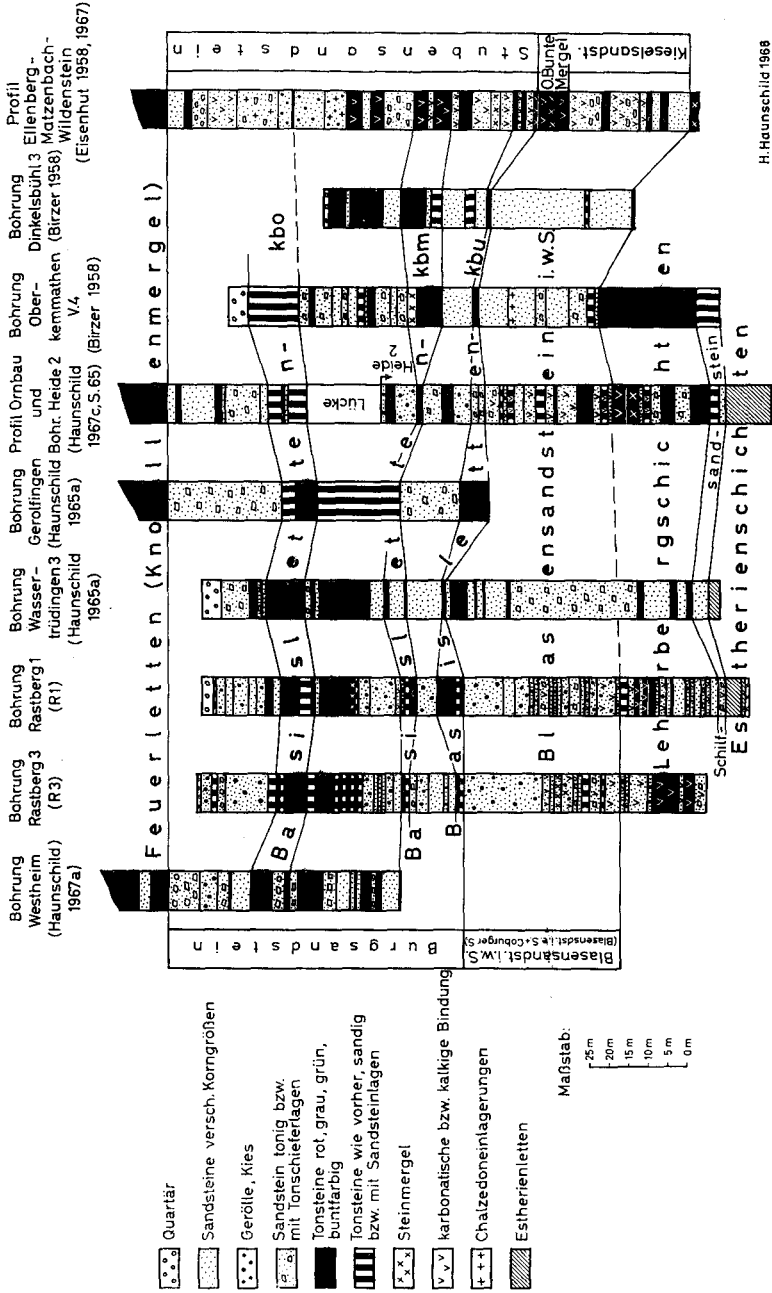
Tabelle 1: Die Mächtigkeitentwicklung des erschlossenen Keupers im nördlichen Vorries und in den anschließenden Gebieten

		Nordwestliches Vorries und anschließende Gebiete				
		Schillingsfürst— Oestheim (Bl. Nr. 6727; HAUNSCHILD 1966)	Ellenberg—Matzen- bach—Wildenstein (Bl. Nr. 6927; EISENHUT 1958, 1967)	Feuchtwangen (HAUNSCHILD 1963)	Diirrwanen— Oberkemmathen (Bl. Nr. 6828; BIRZER 1958 u. HAUNSCHILD 1965 b, 1968)	Dinkelsbühl (Bl. Nr. 6928; BIRZER 1958 u. HAUNSCHILD 1965 a, 1968, unveröffentl.)
Hangendes					Lias a_2	Lias a_2
Feuerletten (Knollenmergel) (kf)					rd. 30 m	20—30 m
Oberer Burgsandstein (kbo)	Burgsand- stein		31—32 m	Stubensandstein rd. 95 m	rd. 33 m	30—33 m
Mittlerer Burgsandstein (kbm)			rd. 41 m		36—37 m	35—37 m
Unterer Burgsandstein (kbu)			22—23 m		10—12 m	12—13 m
Coburger Sandstein (kc)	Blasensand- stein i. w. S.		Ob. Bunte Mergel und Kieselsand- stein 38—39 m		30—35 m	35—38 m
Blasensandstein i. e. S. (kbl)		20—22 m		20—21 m		
Lehrbergsschichten (kl)		27—32 m		rd. 32 m	25 m	28—29 m
Schilfsandstein (ks) (Flächenbildung)		2—5 m		2—3 m	rd. 6 m	—
Estheriensschichten (ke)		35—40 m		rd. 28 m		rd. 30 m
Obere Myophorienschichten bzw. Oberer Benker Sandstein	Myophorienschichten (km) bzw. Benker Sandstein (kbe)	rd. 50 m		20—21 m	rd. 94 m	nur z. T. erschlossen
Mittlere u. Untere Myopho- rienschichten bzw. Mittlerer u. Unterer Benker Sandstein				73—74 m		
Grenzdolomit	Unterer Keuper (ku)	1—2 m		rd. 2 m		
Unterer Keuper ohne Grenzdolomit		23— 24 m		nicht erschlossen		

Nördliches Vorries

Nordöstliches Vorries und anschließende Gebiete

Gerolfingen (Bl. Nr. 6929; HAUNSCHILD 1968)	Wassertrüdingen (Bl. Nr. 6929; BIRZER 1958 u. HAUNSCHILD 1968)	Rastberg 1 (Bl. Nr. 6929; HAUNSCHILD 1968)	Rastberg 3 (Bl. Nr. 6929; HAUNSCHILD 1968)	Theilenhofen (Bl. Nr. 6931; BIRZER 1958 u. HAUNSCHILD 1965 a)	Triesdorf (Bl. Nr. 6729; v. FREYBERG 1936, 1954 u. HAUNSCHILD 1961)	Arberg—Heide— Beyerberg (Bl. Nr. 6829; HAUNSCHILD 1967 c)
Lias α_2	Lias α_2	Lias α_2	Lias α_2	Lias α_2		Lias α_2
rd. 38 m	22—24 m	22—23 m	22—23 m	29—32 m		30—34 m
40 m	rd. 35 m	37—38 m	rd. 36 m	43 m		25—35 m
20—21 m	rd. 26 m	26 m	26 m	23—24 m		28—35 m
20—21 m	15 m	12 m	14 m	15—16 m		14—19 m
	63—64 m	40 m	40 m	rd. 35 m	15—18 m	12—15 m
					rd. 20 m	19—23 m
		25 m	> 12 m			23—26 m
	4 m	2 m			24—25 m	4 m
		> 6 m			rd. 25 m	> 12 m
					rd. 20 m	
					nur zum Teil erschlossen	



H. Haunschild 1968

Abb. 3. Profile durch den Keuper des nördlichen Vorrieses; von Westheim über Wassertrüdingen (südl. des Hesselberges) nach Dinkelsbühl—Matzenbach (Länge: rd. 30 km).

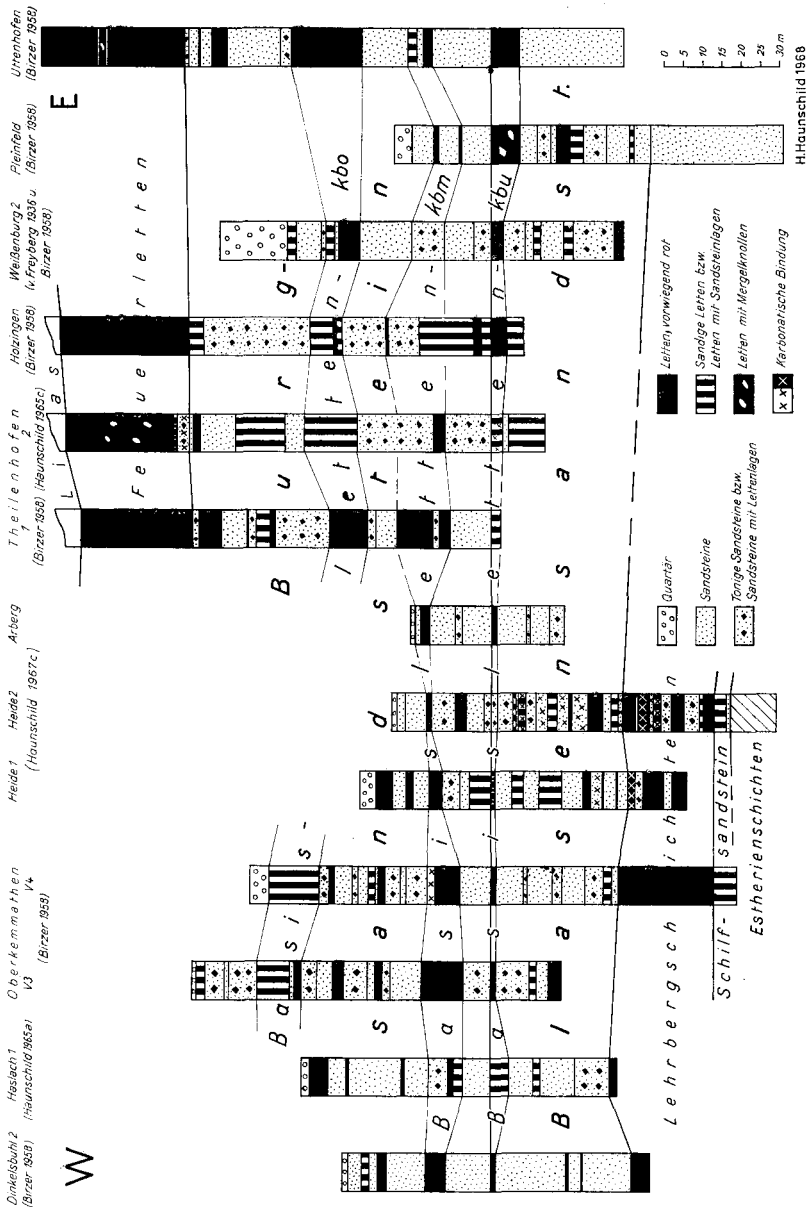


Abb. 4. Profile durch den südfränkischen Keuper (von W nach E); von Dinkelsbühl bis Uttenhofen (Länge: rd. 70 km).

Lehrbergschichten, Schilfsandstein und Estheriensichten (Nr. 20—1)

Unter dem Sandsteinkeuper wurde durch die Bohrung Rastberg 1 noch 33 m mächtiger Gipskeuper erschlossen, der sich aufgrund seiner Gesteinsausbildung und Farbe noch klar in 25 m Lehrbergschichten⁶⁾ (Nr. 20—7) mit Lehrbergsandsteinen, 2 m Schilfsandstein in Flächenbildung⁷⁾ (Nr. 6—5) und 6 m Estheriensichten (Nr. 4—1) in reiner Beckenfazies gliedern läßt.

In den Estheriensichten endet das Profil.

4. Zusammenfassung

Das Profil Rastberg kann als Richtprofil für den Rieskeuper dienen; es zeigt die Möglichkeit auf, isolierte Vorkommen stratigraphisch zu ordnen und sie ins Gesamtprofil einzuhängen. Für die Paläogeographie des Riesraumes ist wichtig, daß bei Wassertrüdingen noch alle Schichtglieder zwischen Estheriensichten und Feuerletten in voller Mächtigkeit entwickelt sind.

Unter Zuhilfenahme des Tiefenlinienplanes BREYERS (1956) wird bei Wassertrüdingen ein der paläogeographischen Lage entsprechendes, horizontmäßig voll ausgebildetes Gesamtkeuperprofil erwartet, das noch von einem rd. 70 m mächtigen mitteltriadischen Schichtenstoß (Muschelsandstein) unterlagert wird (vgl. S. 44 und Abb. 2, S. 45).

Neuen seismischen Untersuchungen zufolge (ANGENHEISTER & POHL 1969) liegt die Grundgebirgsoberfläche im Bereich des westlichen Vorriseses rd. 200 m tiefer als bisher vermutet wurde. Daraus ergibt sich für die Profilinterpretation, daß wir im Ries unter der Trias mit einem mächtigen Paket von Rotliegendesedimenten rechnen müssen.

Literatur

- ANGENHEISTER, G. & POHL, J.: Die seismischen Messungen im Ries von 1948—1969. — *Geologica Bavarica*, **61**, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1969.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Aufl., München (Bayer. Geol. Landesamt) 1964.
- BARTHEL, W.: Das Ries und sein Werden. Eine geologische Skizze. — Fränkisch-Schwäbischer Heimatverlag, Öttingen 1964.
- BENTZ, A.: Der heutige Stand des Riesproblems. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **81**, Berlin 1928.
— Das Nördlinger Riesproblem und seine Deutung. — *S.-Ber. preuß. geolog. Landesanst.*, **3**, Berlin 1928.
- BERGER, K.: Die Uranvorkommen im Burgsandstein Mittelfrankens. — *Geologica Bavarica*, **43**, S. 3—58, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1962.
- BIRZER, F.: Bohrprofile aus dem Keuper im südlichen Franken und der angrenzenden Oberpfalz. — *Erlanger geol. Abh.*, **26**, Erlangen 1958.
- BREYER, F.: Ergebnisse seismischer Messungen auf der süddeutschen Großscholle besonders im Hinblick auf die Oberfläche des Varistikums. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **108**, S. 21—36, Hannover 1956.

⁶⁾ Bruchstücke von Lehrbergbänken wurden nur in der nicht so tief reichenden Bohrung Rastberg 3 gefunden (HAUNSCHILD 1968).

⁷⁾ im Gegensatz zur mächtigen Rinnenbildung („Strang“ nach WURSTER 1964).

- BÜCHI, U. P., LEMCKE, K., WIENER, G. & ZIMDARS, J.: Geologische Ergebnisse der Erdöl-exploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. — Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., **32**, Nr. 82, S. 7—38, Basel-Riehen 1965.
- DEHM, R.: Beobachtungen im oberen Bunten Keuper Mittelfrankens. — Zbl. Mineral. usw., Abt. B, Stuttgart 1935.
- EISENHUT, E.: Stubensandstein und Obere Bunte Mergel in Nordostwürttemberg. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **40**, S. 145—169, Stuttgart 1958.
- Kieselsandstein und Lehrbergsschichten in Nordost-Württemberg. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **49**, S. 61—74, Stuttgart 1967.
- FREYBERG, B. v.: Die Randfazies des Gipskeupers, insbesondere der Benker Sandstein in Franken. — Erlanger geol. Abh., **11**, S. 3—47, Erlangen 1954.
- Cyklen und stratigraphische Einheiten im Mittleren Keuper Nordbayerns. — *Geologica Bavarica*, **55**, S. 130—145, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1965.
- GERSTLAUER, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Öttingen. — Mitt. Reichsst. Bodenforschung (Abh. Geol. Landesuntersuchung Bayer. Oberbergamt), **35**, München 1940.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P.: Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. — Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1964.
- GÜMBEL, C. W. v.: Kurze Erläuterungen zum Blatt Nördlingen (Nr. XVI) der Geognostischen Karte des Königreiches Bayern. — Cassel 1889.
- HAARLÄNDER, W.: Geologie des Blattes Röttenbach. — Erlanger geol. Abh., **13**, Erlangen 1955.
- HÄNEL, R.: Geologische Untersuchungen im Hesselberggebiet. — Zulassungsarbeit Erlangen 1932. — [Maschinenschrift].
- HAUNSCHILD, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6729 Ansbach Süd. München (Bayer. Geol. Landesamt) 1961.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6628 Leutershausen. München (Bayer. Geol. Landesamt) 1963.
- Bohrprofile aus SW-Franken (von Ansbach zum Ries). — Geol. Bl. NO-Bayern, **15**, S. 169—177, Erlangen 1965. — [1965 a].
- Der Burgsandstein im nordwestlichen Hesselbergvorland anhand neuer Bohrprofile. — *Geologica Bavarica*, **55**, S. 191—209, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1965. — [1965 b].
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6527 Schillingsfürst. München (Bayer. Geol. Landesamt) 1966.
- Eine Keuperbohrung im nördlichen Vorries. — Geol. Bl. NO-Bayern, **17**, S. 47/48, Erlangen 1967. — [1967 a].
- Der Gipskeuper in den Bohrungen Weinberg 1 und 2. — Geol. Bl. NO-Bayern, **17**, S. 99—106, Erlangen 1967. — [1967 b].
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6829 Ornbau. München (Bayer. Geol. Landesamt) 1967. — [1967 c].
- Die Bohrungen 1 und 3 der Rastberg-Gruppe und ihre Bedeutung für die Geologie des nördlichen Vorrieses. — Geol. Bl. NO-Bayern, **18**, S. 139—162, Erlangen 1968.
- KRANZ, W.: Neunte Fortsetzung der Beiträge zum Nördlinger Riesproblem. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 49—65, Stuttgart 1952.
- LEMCKE, K.: Die Fazies der Kontinentalen Trias in der Bohrung Scherstetten 1. — *Geologica Bavarica*, **24**, S. 97—98, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1955.
- NATHAN, H.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Möttingen. — N. Jb. Mineral., usw., **53**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 31—97, Stuttgart 1926 .
- PREUSS, E. & SASSENSCHIEDT, A.: Zum Vergleich der Moldavite mit der Bunten Breccie im Ries. — *Acta Albertina Ratisbonensia*, **26**, S. 171—177, Regensburg 1966.

- REICH, H.: Geophysikalische Probleme im bayerisch-schwäbischen Donau-Raum. — Erdöl und Kohle, Jg. 2, Nr. 3, S. 81—87, Hamburg 1949.
- REICH, H. & HORRIX, W.: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — Beih. Geol. Jb., **19**, Hannover 1955.
- REUTER, L.: Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh., Abt. IV. München 1927.
- SCHMIDT-KALER, H.: Keuper und Jura in der Tiefbohrung Riedenburg. — Geol. Bl. NO-Bayern, **19**, S. 97—112, Erlangen 1969.
- SCHRÖDER, B.: Gliederungsmöglichkeiten in Muschelkalk und Lettenkohle zwischen Bayreuth und Weiden. — Geologica Bavarica, **53**, S. 12—28, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1964.
- Fossilführende Mittlere Trias im Ries. — Geol. Bl. NO-Bayern, **17**, S. 44—47, Erlangen 1967.
- TRUSHEIM, F.: Über den Untergrund Frankens. — Geologica Bavarica, **54**, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1964.
- VIOHL, G.: Die Keuper-Lias-Grenze in Südfranken. — Erlanger geol. Abh., **76**, Erlangen 1969.
- WAGNER, G. H.: Kleintektonische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. — Geol. Jb., **81**, S. 519—600, Hannover 1964.
- WEBER, E.: Zur Frage der Mächtigkeitsentwicklung des Keupers im Nördlinger Riesstörungsgebiet. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **96**, S. 201—266, Stuttgart 1953.
- WIRTH, E.: Die Schichtenfolge der Erdölaufschlußbohrung Upflamör 1, Schwäbische Alb. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **42**, Stuttgart 1960.
- Ein Profil vom Malm bis ins Rotliegende südöstlich des Rieses. Kurzprofil der Erdölaufschlußbohrung Daiting 1. — Geologica Bavarica, **61**, München (Bayer. Geol. Landesamt) 1969.
- WURSTER, P.: Geologie des Schilfsandsteins. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, **33**, Hamburg 1964.

Der Jura im Ries und in seiner Umgebung

Mit 12 Abbildungen

VON HERMANN SCHMIDT-KALER ¹⁾

Inhalt

	Seite
Einleitung	59
1. Lias	60
1.1. Lias α 1 (Unteres Hettangium)	60
1.2. Lias α 2 (Oberes Hettangium)	60
1.3. Lias α 3 + β (Sinemurium)	62
1.4. Lias γ (Unteres Pliensbachium)	65
1.5. Lias δ (Oberes Pliensbachium)	66
1.6. Lias ε (Unteres Toarcium)	67
1.7. Lias ζ (Oberes Toarcium)	68
2. Dogger	69
2.1. Dogger α (Unteres Aalenium)	69
2.2. Dogger β (Oberes Aalenium)	69
2.3. Dogger γ — ζ (Bajocium bis Callovium)	71
3. Malm	72
3.1. Malm α (Unteres Oxfordium)	73
3.2. Malm β (Oberes Oxfordium)	75
3.3. Malm γ (Unteres Unterkimmeridium)	77
3.4. Malm δ (Mittleres Unterkimmeridium)	79
3.5. Malm ε (Oberes Unterkimmeridium)	80
3.6. Malm ζ (Oberkimmeridium, Tithon)	80
4. Die paläogeographische Stellung des Rieses (Zusammenfassung)	81
Literatur	83

Einleitung

Eine Darstellung des autochthonen Jura im Riesgebiet muß gezwungenermaßen aus zwei Gründen von den ungestörten Gebieten der Schwäbischen und der Südlichen Frankenalb ausgehen: Erstens, weil im Ries und seinem Schollengürtel nur wenige zusammenhängende Profile zu gewinnen sind und zweitens, weil im Ries in vielen geologischen Einheiten ein Fazieswechsel vor sich geht, der nur unter Einbeziehung des Umlandes deutlich gemacht werden kann.

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. HERMANN SCHMIDT-KALER, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

Das Ziel dieser Arbeit ist es einmal, den lithologischen Aufbau und die Mächtigkeiten des Jura darzustellen, um so einen Überblick über die bei der Rieskatastrophe ausgeworfenen Massen und die zur Durchschlagung dieses Komplexes benötigte Energie gewinnen zu können. Zum anderen soll versucht werden zu ergründen, ob das Ries, das sich ja als trennendes Element zwischen Schwaben- und Frankenalb einschiebt, wirklich paläogeographisch vorgezeichnet ist.

Auf Fauneninhalt, Biostratigraphie und Zonengliederung konnte aus Platzgründen nur teilweise am Rande eingegangen werden.

1. Lias

Der mit einer Diskordanz meist über Feuerletten (nur an 2 Stellen im Hesselberggebiet über Rhät-Lias-Übergangs-Schichten) liegende Lias besteht in seinem unteren Teil noch aus Sandsteinen, die dann nach oben von Kalken, Mergel- und Tonschiefern abgelöst werden. Er baut das flachwellige nördliche Alb- und Riesvorland auf. Die Gesamtmächtigkeit des Lias ist am größten im NW und W (im Gebiet von Fremdingen 50—555 m; in Bopfingen 53,4 m) und nimmt nach E kontinuierlich ab (westlich Heidenheim a. H. etwa 39 m und schließlich in der Umgebung von Weißenburg nur mehr etwa 25 m). Bedeutend stärker ist die Mächtigkeitsabnahme nach SE; in der Bohrung Daiting 1 wird der gesamte Lias nur 7,5 m stark (WIRTH²⁾, dieser Band).

Leider liegen über den Lias der Riesumrandung keine modernen regionalen Arbeiten vor; die älteren Bearbeitungen von FRANK, KRUMBECK und SCHIEBER sind durch lokale Neubearbeitungen zumindest teilweise überholt³⁾.

1.1. Lias α 1 (Unteres Hettangium)

Der Lias α 1 (die sog. Pylonoten-Schichten) nimmt bei starkem Fazieswechsel in seiner Mächtigkeit in der Schwäbischen Alb mit Annäherung auf das Ries rasch ab (Abb. 1), und keilt östlich der Linie Ellwangen—Jagsthausen gänzlich aus (FRANK 1930, SCHIEBER 1936, SEIBOLD 1950). Eines der letzten Profile des Lias α 1 vor dem Auskeilen nach E gibt SCHIEBER (1936) von Sulzdorf bei Hüttlingen. Die dort noch 2,80 m mächtigen Pylonoten-Schichten beginnen mit einer basalen Kalkbank mit Geröllen und Grobquarzen (Pylonotenbank oder 1. Geröllhorizont SCHIEBERS). Darüber liegen dunkle, feinsandige Tone und Mergel, in anderen Profilen auch feinkörnige Sandsteine; insgesamt überwiegen aber die Tone.

Östlich der 0-m-Linie, z. B. in Bopfingen (Bohrung Gnann, MÜNZING 1960) transgredieren schon die Angulaten-Schichten über den Feuerletten. Es ist also im Ries selbst und seiner engeren Umrandung nicht mit der Entwicklung von Pylonoten-Schichten zu rechnen.

1.2. Lias α 2 (Oberes Hettangium)

Der Lias α 2 (die sog. Angulaten-Schichten) beginnt in der schwäbischen Ostalb mit einer basalen, meist kalkigen Oolithbank, in der Kalkgerölle und

²⁾ Die Angaben der Bohrung Daiting 1 nordöstlich von Donauwörth wurden mir entgegenkommenderweise von Herrn Dr. E. WIRTH, Gewerkschaft Elwerath, schon vor ihrer Publikation zur Verfügung gestellt.

³⁾ Eine Neubearbeitung der Keuper/Lias-Grenze und des untersten Lias in Südfranken ist soeben durch G. VIOHL durchgeführt worden, der mir freundlicherweise die Unterlagen für den nördlichen Teil der Abbildung 2 überließ.

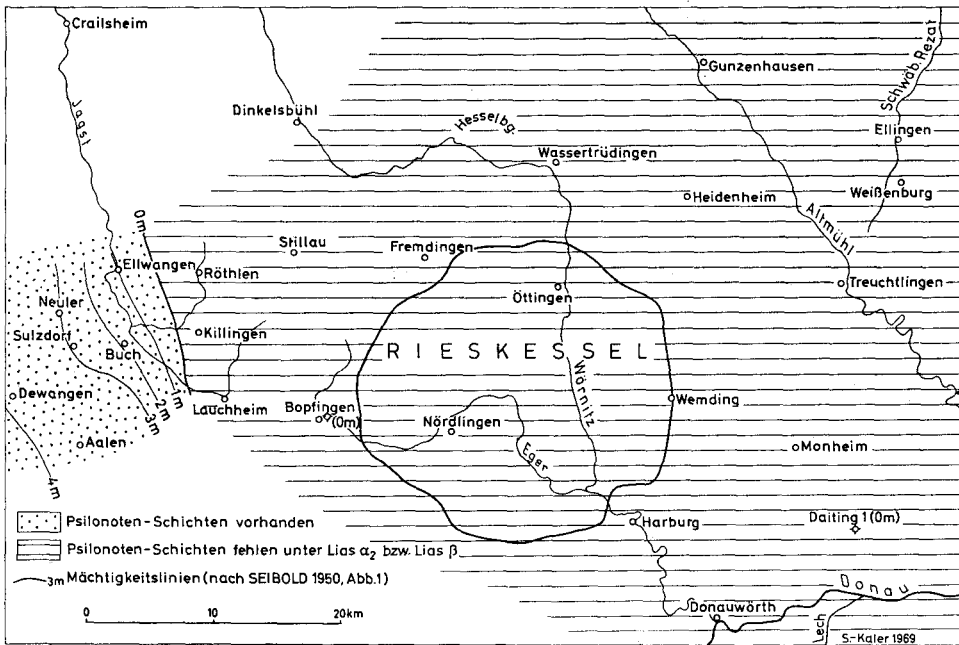


Abb. 1. Verbreitung und Mächtigkeit der Pylonoten-Schichten (Lias α_1).

Grobquarze eingestreut sind (2. Geröllhorizont SCHIEBERS). Sie bildet nach Auskeilen der Pylonoten-Schichten östlich von Ellwangen die Grenzbank zum Keuper, keilt aber ihrerseits wieder weiter östlich und südöstlich aus und ist z. B. im Profil Bopfingen (MÜNZING 1960) nicht mehr vorhanden. Nach FRANK (1930) soll sie als grobkörnige Kalksandsteinbank mit geringer Geröllführung noch bis ins Hesselberggebiet reichen. Über dieser Basisbank folgt eine Serie von meist feinkörnigen Sandsteinen mit feinsandigen Tonen und Mergeln, die nach Auskeilen der Oolithbank im fränkischen Bereich die gesamten Angulaten-Schichten repräsentiert. Unter Zurücktreten der Tone und Mergel reichen sie in dieser Ausbildung bis etwa 3 km östlich von Gunzenhausen, wo sie auskeilen. Auf der schwäbischen Seite ist in diese Serie eine geröllführende Kalkbank (3. Geröllhorizont SCHIEBERS) eingelagert, die jedoch in ihrer Stellung im Profil nicht konstant ist.

Die Mächtigkeitsverteilung zeigt Abb. 2: man kann im W eine Schwelle mit Mächtigkeitsverminderung bis auf 2 m zwischen Dinkelsbühl und Killingen feststellen. Nach SE schließt sich eine Senke an (9,4 m in Bopfingen und 7,5 m südöstlich davon, MÜNZING 1960), die sich nach NE bis ins Hesselberggebiet verfolgen läßt. Anschließend folgt eine allmähliche Abnahme nach E und SE bis zur 0-m-Linie. Diese zieht von Gunzenhausen-E steil nach S bis SSW etwa in Richtung Wemding—Harburg. Ursprünglich hat aber der Angulaten Sandstein wohl weiter nach E gereicht, da an seiner heutigen Ostgrenze keine Randfazies ausgebildet ist; dieser Teil muß aber vor Ablagerung der nächsthöheren Schichten wieder entfernt worden sein (vgl. VIOHL 1969).

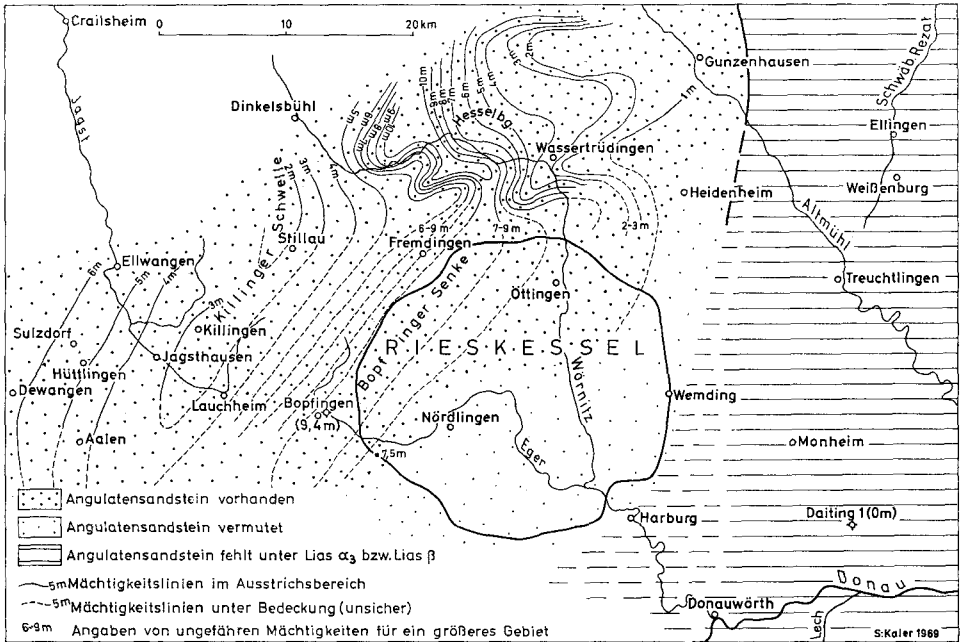


Abb. 2. Verbreitung und Mächtigkeit der Angulaten-Schichten (Lias α_2). Mächtigkeitsskurven im N nach VIOHL (Manuskript 1969), im SW nach SEIBOLD (1950, Abb. 1).

Es ist also im ganzen Ries mit der Verbreitung von Lias α_2 zu rechnen, wenn auch nur im NW und W mit größerer Mächtigkeit (bei Fremdingen 6–9 m, nordwestlich Öttingen 7–9 m und bei Bopfingen 7,5–9,4 m). In der Bohrung Daiting 1 sind Angulaten-Schichten nicht mehr vorhanden.

1.3. Lias $\alpha_3 + \beta$ (Sinemurium)

Die Sinemurien-Schichten beginnen in der schwäbischen Ostalb mit einer kalkigen Oolithbank, die örtlich (z. T. angebohrte) Gerölle und Konkretionen enthält und dort als Kupferfelsbank oder 4. Geröllhorizont SCHIEBERS bezeichnet wird; darüber folgen mehrere Meter blaugraue Kalkbänke mit Mergel- und Tonzwischenlagen. Nach E zu (Ellwangen—Aalen) treten allmählich einzelne Quarzkörner in diesen Kalken auf, deren Zunahme sich weiter östlich so verstärkt, daß regelrechte Kalksandsteine entstehen. In gleicher Richtung keilen die Mergel- und Tonzwischenlagen aus, wodurch in Franken ein einheitlicher, nicht weiter gliederbarer Kalksandsteinkomplex gebildet wird, dem nur örtlich geringmächtige sandige Mergellinsen eingeschaltet sein können.

Die Mächtigkeit dieses Komplexes (bzw. der ihm entsprechenden Schichtserie im W) wechselt sehr stark (Abb. 3). Es muß mit vielen kleinen und lokalen Senken und Schwellen gerechnet werden, die jeden Versuch zu Fall bringen, mit wenigen Punkten eine generalisierende Darstellung zu erreichen. So muß auch die S-Begrenzung bei SCHIEBER (1936) abgelehnt werden, da sich noch südlich seiner 0 m-Linie in den Bohrungen Bopfingen 3 m und in Daiting 1 mindestens 0,5 m Kalksandstein fanden. Möglicherweise lag aber im nördlichen Ries (im

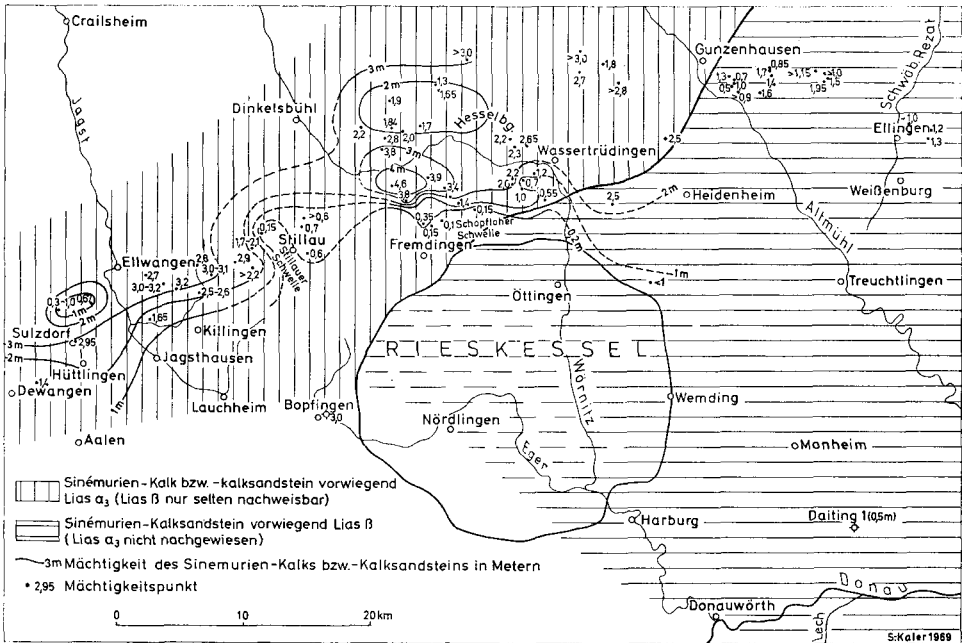


Abb. 3. Verbreitung, Mächtigkeit zu Zugehörigkeit des Sinémurien-Kalksandsteins. Durchgezogene Mächtigkeitskurven im N nach BARTHEL 1957, im W nach SEIBOLD 1950. Grenzlinie Lias α /Lias β im Sinémurien-Sandstein nach URLICHS 1966.

südlichen Anschluß an die Schopfloher Schwelle BARTHELs mit Mächtigkeiten von nur 0,1 m und die Stillauer Schwelle mit 0,15 m) ein Gebiet, in dem Sinémurien-Kalksandsteine ganz fehlen. Die starken und oft engbegrenzten Mächtigkeitsunterschiede sind sicher nicht nur auf verschiedene Sedimentationsbedingungen zurückzuführen, sondern auch auf Abtragungsvorgänge kurz nach der Ablagerung. Dies wird durch eine darüberliegende Mulmschicht bestätigt, die als Aufarbeitungs- bzw. Emersionshorizont angesehen wird.

Der Kalksandsteinkomplex der Sinémurien-Schichten wurde früher einheitlich in den Lias α 3 („Arietenkalksandstein“) gestellt. Eine Neubearbeitung der Ammonitenfauna durch ZEISS (1965) ergab jedoch, daß etwa östlich der Linie Gunzenhausen—Wassertrüdingen (vgl. Abb. 3) keine Lias α 3-Formen nachzuweisen waren, sondern nur β -Formen. Der Kalksandstein östlich dieser Linie gehört also in den Lias β , während er westlich davon Lias α 3 und untergeordnet Lias β repräsentiert.

Über dem Kalksandsteinkomplex (bzw. im W über den Kalken) liegt meistens eine geringmächtige rostfarbene Mulmschicht mit groben Quarzkörnern, Muscheltrümmern und Geröllen; sie wurde früher (z. B. FRANK 1930, SCHIEBER 1936) noch zum Lias α 3 gezogen, dann (z. B. SEIBOLD 1950) als Beginn des Lias β angesehen. In SW-Franken liegt die α/β -Grenze noch tiefer in der Kalksandsteinfazies selbst (s. o.).

Die Mulmschicht wird in Schwaben überlagert von dunkelblauen, feinsandigen Tonen und Tonmergeln (Oxynoticeraten-Schichten = schwäbische

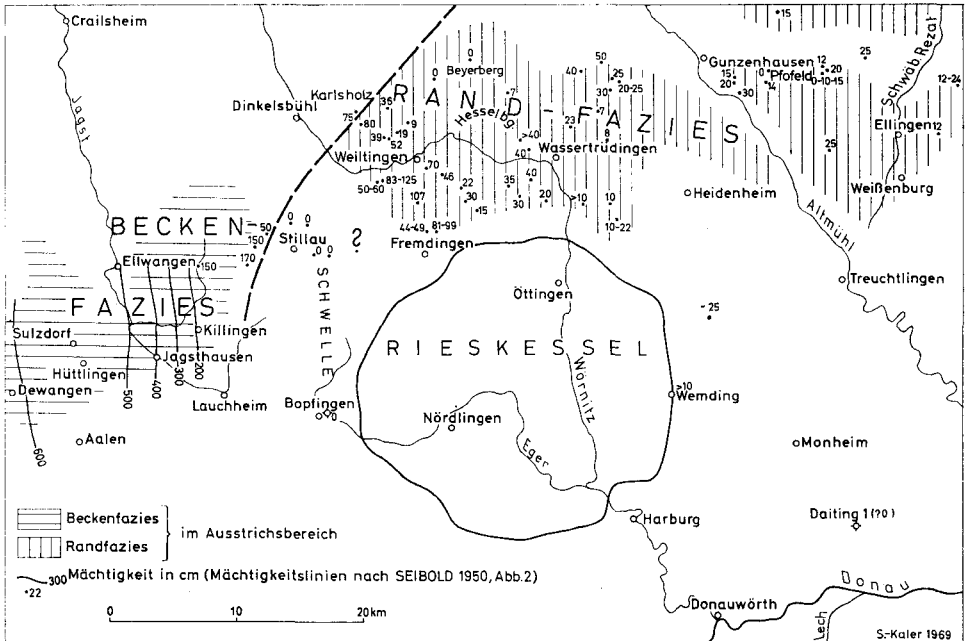


Abb. 4. Faziesgliederung (vorwiegend nach KRUMBECK 1932) und Mächtigkeit der tonig-mergeligen Schichten zwischen Sinémurien-Kalksandstein und Lias γ .

Fazies FRANKS). Sie sind bei Hüttlingen noch etwa 6 m mächtig, östlich davon nimmt ihre Mächtigkeit rasch ab, ihr Sandgehalt gleichzeitig zu, wodurch eine Übergangsfazies zur fränkischen Fazies gebildet wird (FRANK 1926); auf der Linie Stillau—Bopfingen sind sie ausgekilt (SCHIEBER 1936, SÖLL 1957, MÜNZING 1960), im westlichen und südwestlichen Hesselberggebiet setzen sie wieder ein. Hier sind nach KRUMBECK (1932) im äußersten W bei Karlsholz noch die letzten Reste der tonigen Beckenfazies (= schwäbische + Übergangsfazies FRANKS), in allerdings sehr geringer Mächtigkeit (75 cm) erhalten. Östlich davon liegt durchweg geringmächtige Randfazies (= fränkische Fazies FRANKS) vor. KRUMBECK gliedert sie in die durchschnittlich 50 cm mächtige Hesselberg-Fazies, die aus Mergeln und Mergelkalken sowie Tonen mit reichlich Schalengruss, Grobquarzen und Phosphorit besteht und die durchschnittlich um 10 cm starke Gunzenhausen—Weißburger Fazies, die durch stärkeres Hervortreten von Grobquarz, Phosphorit, Kalk und Schalenrümern gekennzeichnet ist und damit auf einen küstennäheren Bildungsraum hinweist. Innerhalb der Hesselberg-Fazies wird noch eine Weiltinger und eine Wassertrüdingen Fazies ausgeschieden, wobei erstere Anklänge an die Beckenfazies zeigt, während letztere mehr der Gunzenhausen—Weißburger Fazies zuneigt. Fazies und Mächtigkeiten sind auf Abb. 4 dargestellt. Auffällig ist, daß wieder wie vorher (Abb. 3) bei Stillau eine Schwelle liegt. Im westlichen Ries ist demnach nicht mit der Entwicklung der betreffenden Schichten zu rechnen. Dagegen sind sie im nördlichen Ries in Randfazies und sehr geringer Mächtigkeit noch vorhanden. Wieweit sie von hier nach SE gereicht haben, ist nicht klar, wird jedoch durch — zwar ortsfremde — Vorkommen bei Wemding und Döckingen angedeutet (WEBER 1941, TREIBS 1950).

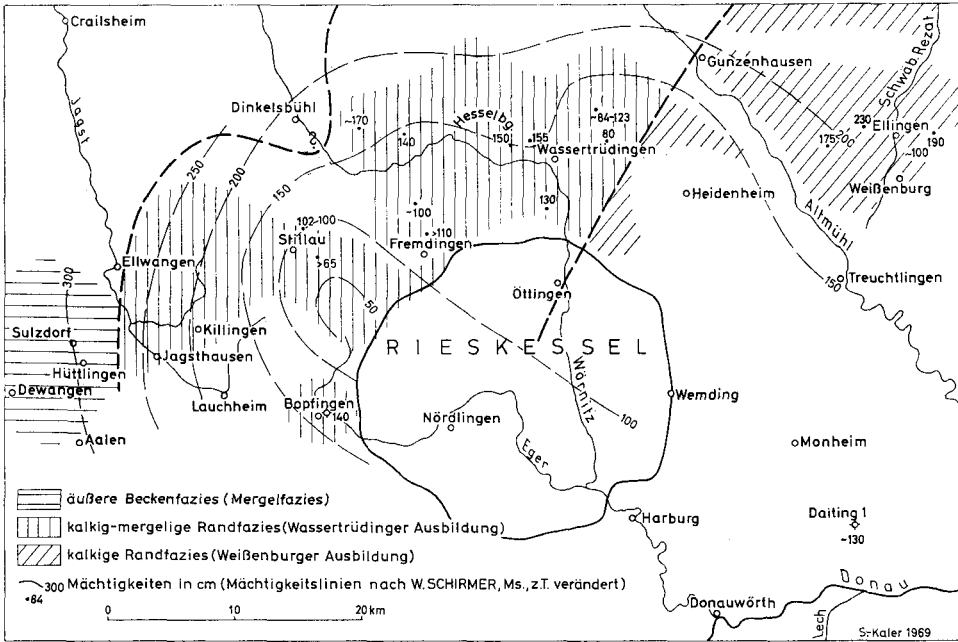


Abb. 5. Faziesgliederung (vorwiegend nach KRUMBECK 1936) und Mächtigkeit des Lias γ .

1.4. Lias γ (Unteres Pliensbachium)

Der Lias γ wurde 1936 von KRUMBECK für Nordbayern zusammenfassend dargestellt, wobei auch die Ergebnisse SCHIEBERS für NE-Württemberg mit- einbezogen wurden. Demnach liegt im nördlichen bis nordwestlichen Riesvorland eine kalkig-mergelige Randfazies (Wassertrüdingen Ausbildung) vor, die etwa westlich der Linie Ellwangen—Aalen in die mergelige äußere Beckenfazies übergeht, während sich östlich der Linie Gunzenhausen—Ottingen die küstennähere, phosphoritische Kalkstein-Randfazies (Weißenburger Ausbildung) anschließt (Abb. 5). Diese dürfte sich bis in das südliche Ries hinein fortsetzen und wurde tatsächlich auch in der Bohrung Daiting 1 als etwa 130 cm starke Kalkbank nachgewiesen. Im nordwestlichen und westlichen Ries und seiner Umrandung muß dagegen mit der Wassertrüdingen Ausbildung gerechnet werden, die auch mit 140 cm Mächtigkeit in Bopfingen erbohrt wurde.

Die kalkig-mergelige Fazies (Wassertrüdingen Ausbildung) setzt sich aus phosphoritarmer Mergeln zusammen, denen drei bis fünf knollige, Phosphorit- und Schalengrus-freie, meist quarzarme Mergelkalk- oder Kalkplatten eingelagert sind. Erst im SE, bei Westheim, kommen grusige und phosphoritreiche Platten vor, die zur nahen Kalksteinfazies überleiten. Unter- und Mittel- γ sind unterentwickelt.

Die Kalksteinfazies (Weißenburger Ausbildung) wird durch meist quarzführende, Phosphorit-, Schalengrus- und fossilreiche Kalkbänke gekennzeichnet. Der Quarzgehalt nimmt im unteren Teil oft bis zur Bildung von Kalksandsteinen zu. Im obersten Teil treten untergeordnet Mergel auf.

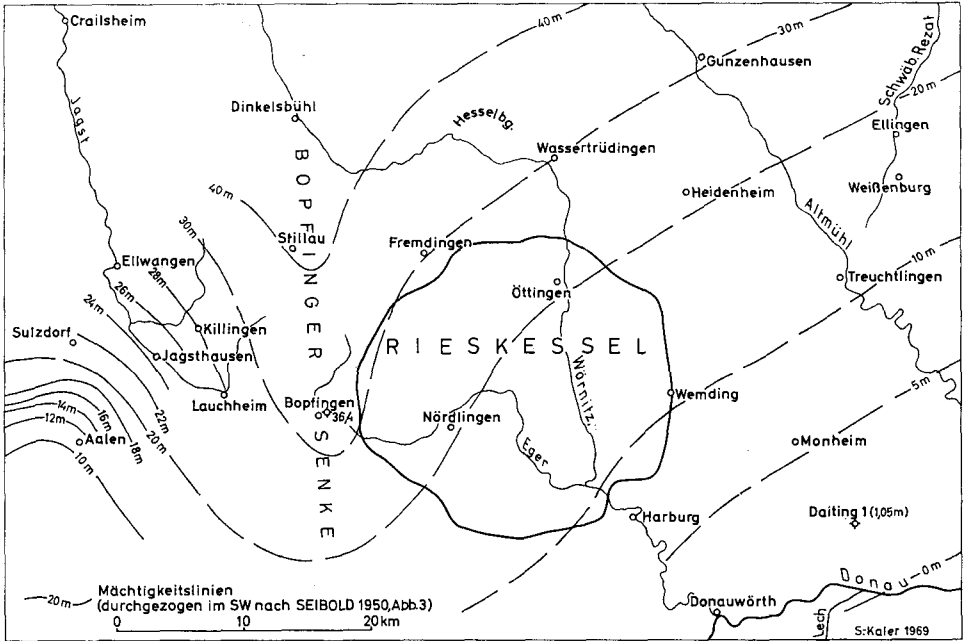


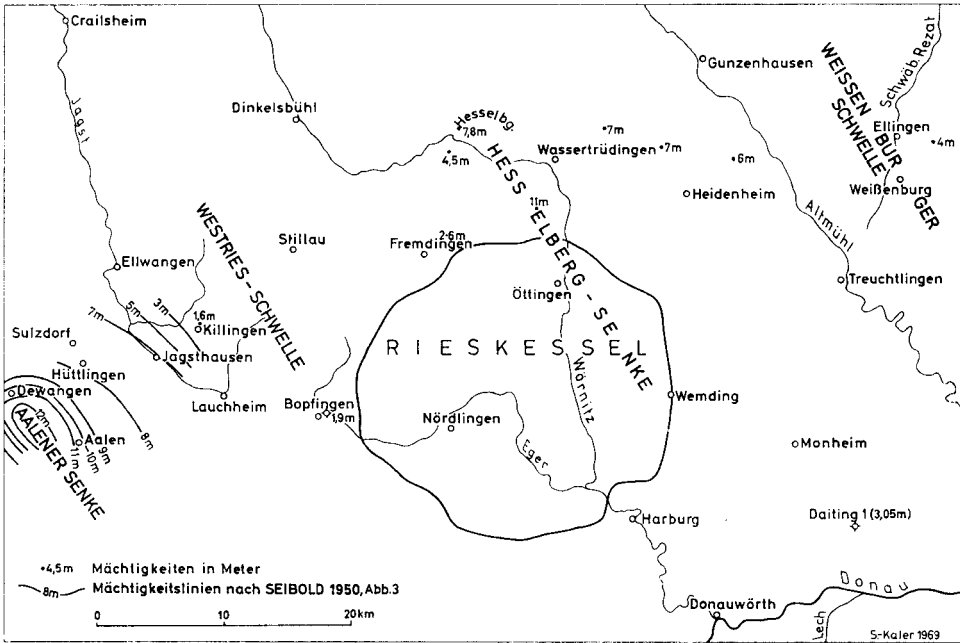
Abb. 6. Mächtigkeiten des Lias δ .

Die Mächtigkeitslinien sind nach W. SCHIRMER (frdl. schriftl. Mittlg.) nach Neubearbeitung der Profile eingetragen und wurden vom Verf. im SW und SE an Werte der Bohrungen Bopfingen und Daiting angeglichen.

1.5. Lias δ (Oberes Pliensbachium)

Der Lias δ , der sog. Amaltheenton, liegt im ganzen Riesgebiet und seiner Umgebung in einheitlicher Fazies als blaugrauer, pyritreicher Ton und Mergelton vor, in dem lagenweise Toneisenstein- und Mergelkalkgeoden auftreten, die nicht selten Fossilien enthalten. Die Obergrenze wird in NE-Württemberg von einer fossilreichen Kalkbank, der sogenannten Costatenbank gebildet. Diese konnte KRUMBECK (1928) auch am Hesselberg nachweisen als charakteristische, hauptsächlich von Fossilresten aufgebaute Phosphoritknollen-führende, unregelmäßige Kalkbank („Röckinger Bank“). In dieser Fazies setzt sie sich auch weiter nach S (BARTHEL 1957, GERSTLAUER 1940) und E fort (u. a. ZÖLLNER 1946 und SCHMIDT-KALER 1968).

Die Mächtigkeitsverhältnisse (Abb. 6) sind erstmalig gekennzeichnet durch ein Zunehmen von Mittelwürttemberg nach E (zur Bopfinger Senke hin), während in den vorangehenden Stufen immer eine Abnahme in dieser Richtung erfolgte. Diese Mächtigkeitszunahme geht nach GEYER & GWINNER (1962) vor allem durch ein enormes Anschwellen des Unter- δ vor sich. Die größte Mächtigkeit erwähnt MÜNZING (1960) aus der Bohrung Gnann in Bopfingen mit 36,3 m. Dadurch muß dort eine Senke angenommen werden (ähnlich wie schon im Lias α 2), der nach E anschließend eine schwach ausgeprägte Schwelle folgt. Im Ries selbst ist im NW mit einer Mächtigkeit von knapp 30 m zu rechnen

Abb. 7. Mächtigkeiten des Lias ϵ .

einer Abnahme nach SW auf etwa 10 m. Der Küstenrand (0 m-Linie) dürfte nicht weit südöstlich von Daiting zu suchen sein, wo WIRTH (dieser Band) für Lias δ nur noch eine Mächtigkeit von 1,05 m angibt.

1.6. Lias ϵ (Unteres Toarcium)

Der Lias ϵ (die sog. Posidonienschiefer) besteht aus dunklen, bituminösen, schiefrigen Tonmergeln (Olschiefer) und zwischengelagerten, meist bituminösen, festen Kalkbänken (Stinkkalken). Eine Übersicht über die Profile der schwäbischen Ostalb von SW nach NE gibt SEIBOLD (1950, Abb. 4). Im östlichsten Profil bei Killingen nordwestlich Lauchheim beginnt der Lias ϵ über der Costatenbank des Lias δ mit 1,2 m mächtigen feinblättrigen Schiefen. Darüber liegen zwei harte Kalkbänke (unterer und oberer Stinkstein), getrennt durch geringmächtige Schiefer. Dann folgen wenige cm feinblättrige Kalke und Mergel, die das gesamte Ober- ϵ repräsentieren, das weiter westlich sehr mächtig wird (z. B. bei Hüttlingen etwa 6 m), während im Unter- und Mittel- ϵ nach W die Mächtigkeit kaum zunimmt.

Die Gesamtmächtigkeit hat von 10–12 m in der Aalener Gegend über Hüttlingen (7–8 m) auf 1,6 m bei Killingen abgenommen. Weiter östlich erwähnt MÜNZING (1960) in Bopfingen 1,9 m bituminöse Schiefer und Kalkplatten. BARTHEL (1957) gibt nordöstlich davon bei Fremdingen und Schopflohe 2–6 m und weiter nordöstlich bei Dornstadt 11 m an, hier ohne Stinkkalkeinschaltungen. Nördlich von Fremdingen, bei Wittelshofen (westliches Hesselberggebiet) wird Lias ϵ nach HÄHNEL (zitiert nach ZÖLLNER 1946) 4,5 m (und zwar südlich des Ortes) und 7,8 m mächtig (wahrscheinlich nordöstlich des Ortes, denn auch

KRUMBECK gibt 1943, S. 311, 8 m Lias ε nordöstlich Wittelshofen an), weiter östlich bei Obermöggersheim 7 m, ein Wert, der auch für das Vorland des Hahnenkamms zutrifft, sich aber auf weniger als 4 m nordöstlich Weißenburg verringert. In der Bohrung Daiting 1 werden die Mergel und Kalkbänke des Lias ε 3,05 m stark.

Diese leider nur sehr weit gestreuten Mächtigkeitsangaben deuten folgende größere NW—SE gerichtete paläogeographische Elemente an (Abb. 7): Nordöstlich an die Aalener Senke mit Mächtigkeiten bis 12 m schließt sich die Westries-Schwelle mit unter 2 m Gesamtmächtigkeit an (eine Schwelle in ähnlicher Lage lag dort auch im Ober- α und β), dann nach NE die Hesselberg-Senke, die im Zentrum die Mächtigkeit von 11 m erreicht; nach E, zur Weißenburger Schwelle, nimmt die Mächtigkeit wieder ab. Die Bohrung Daiting dürfte an der E-Flanke der Hesselberg-Senke gelegen sein.

Im Ries ist demnach im S und SW mit geringen, im N und NE mit höheren ε -Werten zu rechnen.

1.7. Lias ζ (Oberes Toarcium)

Die zwar sehr fossilreichen, aber geringmächtigen Tonmergel des Lias ζ (Jurensismergel) können vom Dogger α oft nur schlecht abgetrennt werden; bei den Kartierungen wurden sie oft mit dem Lias ε oder mit dem Dogger α zusammengefaßt.

In Nordbayern hat KRUMBECK (1943/44) die Stratigraphie, Fazies und Fauna des Lias ζ bearbeitet, wonach das ganze Riesgebiet der mergeligen Beckenfazies angehört. Er gibt auch ein durchgehendes Profil von Wittelshofen westlich des Hesselberges, in dem der Lias ζ eine Gesamtmächtigkeit von 52—85 cm besitzt: Es beginnt mit einer unregelmäßig begrenzten feoolithischen Kalkbank mit kleinen Phosphoritknollen (Hauptphosphorit-Bank oder Wittelshofer Bank, 12—45 cm), die dem Unter- ζ angehört. Darüber liegen mit einer Schichtlücke im Mittel- ζ Mergelschiefer mit zwei Knollenlagen aus oolithischen Kalken des Ober- ζ (40 cm). Dieses Profil fällt nach KRUMBECK durch seine Lückenhaftigkeit, die oolithischen Kalksteinlagen und das Fehlen von Phosphorit im Ober- ζ auf. BRUDER hat 1968 das Profil Wittelshofen nochmals bearbeitet. Er gibt eine Gesamtmächtigkeit von 1,5 m an, wobei nur Ober- ζ vertreten sein soll.

Weiter südlich zwischen Fremdingen und Schopflohe gibt BARTHEL (1957) ein weiteres detailliertes Profil von etwas über 1 m Gesamtmächtigkeit, das unter Ausfallen von Unter- ζ mit einer fossilreichen Kalkbank des Mittel- ζ beginnt; darüber liegen Mergel mit einer Kalkknollenlage des Ober- ζ . Südwestlich davon ist in Bopfingen Lias ζ nach MÜNZING (1960) 1,4 m stark und besteht aus Tonmergeln mit einer ammonitenreichen Kalkbank als Basis. Weiter westlich wird der Lias ζ sehr geringmächtig (bei Killingen nach SEIBOLD, 1950, eine nur 34 cm starke fossilreiche Kalkbank), schwillt dann aber rasch wieder an (bei Hüttlingen auf über 50 cm mit Mergeln im unteren Teil und der Ammoniten-Kalkbank oben). Es macht sich also auch hier westlich des Rieses eine Schwelle bemerkbar wie im Lias ε . Auch die wenigen Profile im Ries selbst zeigen unruhige Sedimentationsverhältnisse. In der Bohrung Daiting (WIRTH, ds. Bd.) wird Lias ζ noch mit 1,6 m angegeben, so daß im gesamten Riesgebiet mit dem Vorhandensein von Lias ζ gerechnet werden kann.

2. Dogger

Der Dogger erreicht im Ries und seiner Umrandung eine Mächtigkeit von über 150 m (im W), die nach NE (Hahnenkamm) und SE (Bohrung Daiting) auf ca. 130 m abnimmt. Er setzt sich vorwiegend aus Tonsteinen, Sandsteinen und oolithischen Kalksteinen zusammen. In der normal aufgebauten Umgebung beiderseits des Ries bildet er (insbesondere im Dogger β) über dem flachwelligen Keuper-Lias-Vorland einen Steilanstieg. Am Schollenmosaik des nördlichen Vorries ist Dogger wesentlich beteiligt.

2.1. Dogger α (Unteres Aalenium)

Die Ablagerungen des Dogger α (Opalinuston) bestehen aus einer eintönigen Folge von dunkelblaugrauen, leicht kalkhaltigen Schiefertönen, die nur im untersten Teil fossilreich sind und Einschaltungen von dünnen Kalkbänkchen aufweisen (z. B. im Profil Wittelshofen, KRUMBECK 1943). Toneisensteingeoden sind häufig, ebenso ein gewisser Pyritgehalt, seltener Gipskristalle. Diese Fazies bleibt im ganzen nördlichen Vorries die gleiche, ebenso in den Trümmernmassen des Ries selbst und in der Bohrung Daiting südöstlich des Rieses. Die Grenze zum Doggersandstein ist nicht immer scharf zu fassen, da sich allmählich sandige Partien in die Tonsteine einschalten und so eine tonig-sandige Übergangszone bilden. In der Schwäbischen Alb wird die Obergrenze mit den Wasserfallschichten, einem an Kalkmergelsteinlinsen reichen Horizont, gezogen (H. S. WEBER 1964).

Die Mächtigkeiten werden im W und N mit rund 100 m angegeben (SEIBOLD 1951 für Aalen, MÜNZING 1960 und 1965 für Bopfingen, BENTZ 1924 für den Hesselberg), im NE verringern sie sich auf 70—80 m (SCHMIDT-KALER 1968 für den Hahnenkamm) und im SE auf 83 m (WIRTH, ds. Bd., für die Bohrung Daiting 1). Damit ist die von E. WEBER (1952 und 1953) ermittelte Mächtigkeit für das mittlere östliche Riesstörungsgebiet von 105 m zu hoch gegriffen.

2.2. Dogger β (Oberes Aalenium)

Der Dogger β , der sog. Eisensandstein, besteht aus einer Wechsellagerung von vorwiegend Sandsteinen, Sandflaserschichten und Tonsteinen. Eingeschaltet sind Kalksandsteinbänke und Eisenoolithflöze, mit deren Hilfe eine stratigraphische Gliederung aufgestellt worden ist. Seitlicher Fazieswechsel einzelner Schichtglieder ist häufig, ebenso andere Anzeichen für unruhige Sedimentationsbedingungen im Flachmeerbereich (Wühl- und Grabs Spuren, Rippelmarken, Schrägschichtung, Aufarbeitungserscheinungen). Abgesehen von älteren Versuchen (E. WEBER 1952, BRUNNACKER 1957, MÜNZING 1960 und 1965) haben vor allem v. FREYBERG (1960) auf der fränkischen Seite und H.-S. WEBER (1964) auf der schwäbischen Seite des Rieses den Doggersandstein gegliedert und parallelisiert. Ausgegangen sind alle diese lokalen Parallelisierungen von der Faziesgliederung, vorwiegend gestützt auf die Flöze. In dieses Schema wurden dann die wenigen horizontalen Ammonitenfunde eingeordnet, mit denen man die Faziesseinheiten zwischen der Schwäbischen und der Fränkischen Alb über das nicht durch Profile belegte Ries hinweg parallelisierte. Dabei gelangte H.-S. WEBER (1964, Tab. 2) zu einem von v. FREYBERG (1960, Abb. 2) etwas abweichenden Vergleich. Aufgrund von besser eingestuften Ammonitenfunden auf der schwäbischen Seite,

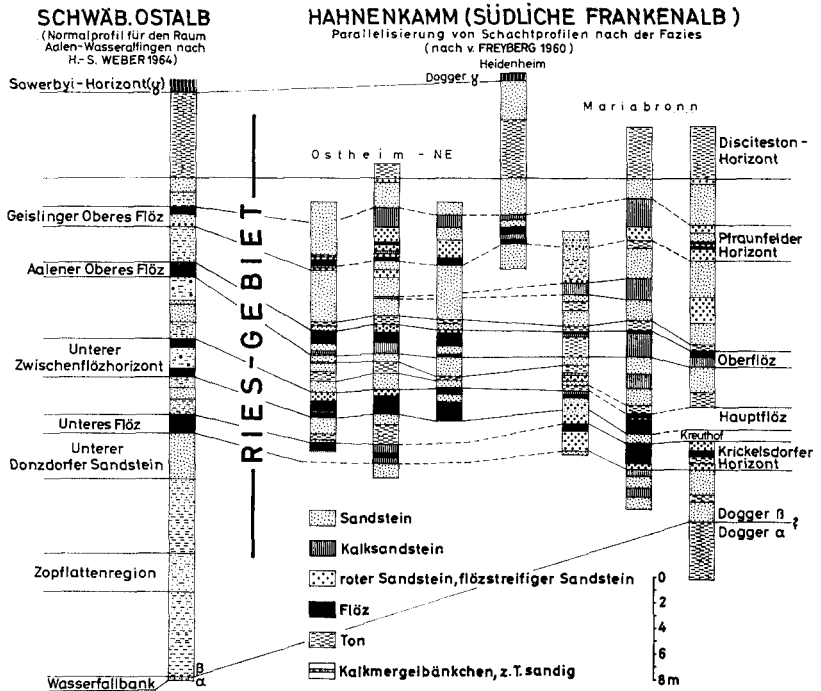


Abb. 8. Parallelisierung des Doggersandsteins zwischen Hahnenkamm und Württemberg.

die v. FREYBERG nicht zur Verfügung standen, parallelisierte er den Unteren Zwischenflözhorizont Württembergs mit dem Hauptflöz Frankens; entsprechend müssen dann die anderen Flöze eingeordnet werden. In Abb. 8 wurde diese Parallelisierung dargestellt, wobei auf der fränkischen Seite die Profile samt Parallelisierung aus v. FREYBERG (1960, Abb. 2) verwendet und mit dem Normalprofil WEBERS (Tafel 3) für die Schwäbische Ostalb (Raum Aalen—Wasseralfingen) verglichen wurden. Aus dieser Abbildung kann gleichzeitig der rege Fazieswechsel und die Mächtigkeitsbeziehungen abgelesen werden. Die größere Mächtigkeit im schwäbischen Profil wird vor allem im unteren Dogger β bewirkt. Aus dem Ries selbst liegen außer einem Teilprofil von E. WEBER (1952) bei Wemding keine zwischen Schwaben und Franken vermittelnden Profile vor. Die von MÜNZING (1960 und 1965) gemachten Angaben bei Bopfingen fügen sich nur schlecht in das Schema ein und wurden von H.-S. WEBER darum auch nicht berücksichtigt.

Mächtigkeiten: bei Aalen—Wasseralfingen 45—47 m (SEIBOLD 1950, H.-S. WEBER 1964), bei Bopfingen 48 m (MÜNZING 1965), am Hesselberg 35 m (BENTZ 1924), am Hahnenkamm 35 m (oder einige Meter mehr, v. FREYBERG 1960) und in der Bohrung Daiting 38,5 m (WIRTH, ds. Bd.). Die von E. WEBER (1952 und 1953) errechnete Mächtigkeit von 45 bzw. 47 m für den südlichen Riesessel dürfte etwas zu hoch sein, doch ist im ganzen Ries mit einer Mächtigkeitsentwicklung zwischen ca. 45 m im W und 35 bis 40 m im E zu rechnen.

2.3. Dogger γ — ζ (Bajocium bis Callovium)

Die vorwiegend aus Tonen, oolithischen Kalken und Mergeln und untergeordnet aus Sandsteinen und Kalksandsteinen bestehenden Ablagerungen des Dogger γ — ζ werden im Ries und seiner nördlichen Umrandung nur 12—13 m mächtig (Bopfingen = 12,4—13,5 m; Hesselberg = 12—13 m; Heidenheim a. H. = 12,4 m). Nach W steigt die Mächtigkeit dann rasch an (31 m bei Aalen nach SEIBOLD 1951), während sie nach E und SE langsam abnimmt (9 m in der Bohrung Daiting). Die drei vollständigsten Profile vom westlichen bis zum nordöstlichen Vorries zeigen nur geringe Unterschiede in Mächtigkeit und Fazies (Abb. 9). Obwohl der Dogger γ — ζ seiner Mächtigkeit nach am Aufbau des Riesvorlandes nicht stark beteiligt ist, ist er doch wegen seiner häufigen Fossilführung und seiner charakteristischen Gesteine (insbesondere der Oolithe) ein im Riesschollenmosaik leicht zu identifizierender Horizont. Leider fehlen bisher für die einzelnen Schichtglieder moderne regionale Untersuchungen, so daß man bei Beschreibung und Fazieswechsel auf ältere Angaben zurückgreifen muß, wobei paläogeographische Rekonstruktionen nicht erstellt werden können.

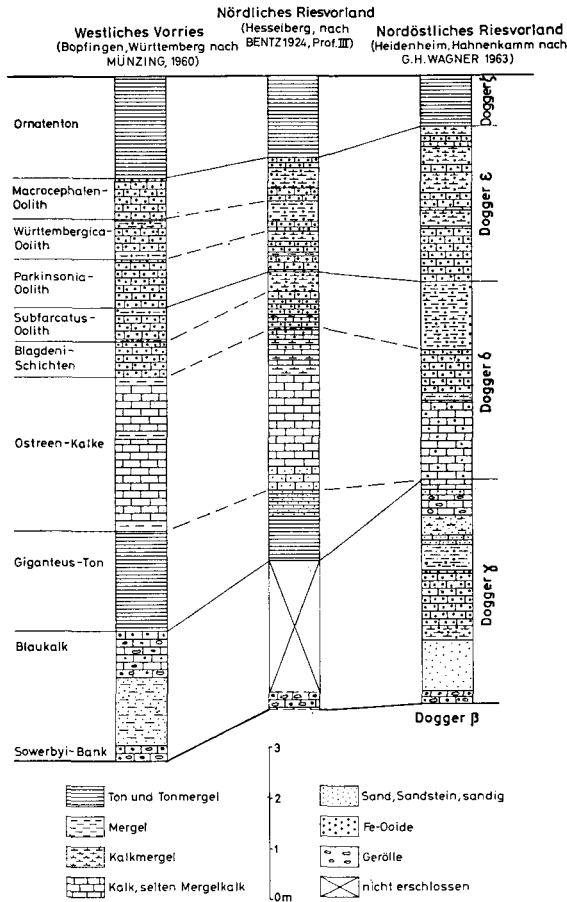


Abb. 9. Parallelisierung des Dogger γ — ζ vom westlichen bis zum nordöstlichen Vorries.

Der Dogger γ beginnt mit einer i. a. geröll- und schillführenden, oft schwach kleinooidischen und sandigen Kalkbank, der Sowerbyi-Bank. Darüber folgen feinkörnige Sande bzw. sandig-schluffige Mergel. Den Abschluß bilden in Schwaben teilweise oolithische und geröllführende Kalke, die Blaukalke. In Franken sind oolithische und z. T. geröllführende Kalke im oberen Teil des Dogger γ mächtiger, aber zwischengelagert erscheinen hier auch Sandsteine, Kalksandsteine und oolithische Mergel. Nach neueren Untersuchungen von MÜNZING (1965) soll im westlichen Vorries nur Unter- γ vertreten sein und darüber eine Schichtlücke folgen, die neben den Blaukalcken auch Teile von Unter- δ umfassen soll.

Der Dogger δ beginnt im westlichen Vorries mit den Giganteus-Tonen, darüber folgen die Ostreen-Kalke (= Humphrisianum-Schichten) und schließlich zwei Oolithkalkhorizonte (Blagdeni-Schichten = Coronaten-Schichten und Subfurcatus-Oolith). Am Hesselberg ist eine sehr ähnliche Abfolge entwickelt, wobei BENTZ (1924) allerdings die basalen Tone noch dem Dogger γ zugerechnet hat. Auch ist der Subfurcatus-Oolith hier nicht mehr kalkig, sondern mergelig entwickelt und leitet so zum fränkischen Ober- δ über. Am Hahnenkamm sind die Giganteus-Tone nicht mehr vorhanden; der gesamte Dogger δ wird hier von stark oolithischen Kalken, Kalkmergeln und Mergeln aufgebaut.

Der Dogger ε setzt sich in E-Schwaben aus drei Oolithkalkhorizonten zusammen: Parkinsonia-, Württembergia- und Macrocephalus-Oolith, die auch am Hesselberg und Hahnenkamm noch unterschieden werden können, dort aber schon stärker mergelige Einlagen zeigen bzw. in Mergelfazies übergehen.

Der Dogger ζ (Ornatenton) besteht aus einer einheitlichen Abfolge von dunklen Tonen und Tonmergeln mit Phosphoritknollen und einer Belemniten-trümmerbank an der Basis. Gegen das Hangende reichert sich der sonst mäßige Glaukonitgehalt stark an.

3. Malm

Die aus einer Wechselfolge von Kalken und Mergel aufgebauten Ablagerungen des Malm liegen z. T. in Schichtfazies, z. T. in Riff-Fazies vor und werden im südlichen Riesgebiet maximal 200—250 m mächtig. In der Bohrung Daiting 1 wurden 215 m Malm durchteuft (WIRTH, ds. Bd.). Infolge seiner großen Mächtigkeit und Härte bildet der Malm das morphologisch markanteste Element im Aufbau der Alb und im Ries-Schollengürtel.

Aus denselben Gründen stellte dieser kompakte Schichtenstoß wohl das größte Hindernis für die Durchschlagung bei der Rieskatastrophe dar. In diesem Zusammenhang ist z. B. für die Berechnung der Energiebilanz oder der Ausprengmassen die Lage des Albtraufes und die N-Grenze weiterer Malmstufen zur Zeit der Riesentstehung wichtig. Nach FESEFELDT (1963, Abb. 4) verlief der damalige Albtrauf südlich Nördlingen in W—E-Richtung, und schwenkte dann östlich der Wörnitz in eine S—N-Richtung etwa entlang des Wörnitzlaufes um; in einem südlichen bzw. östlichen Abstand von durchschnittlich 3 km verlief die Malm- ζ -Nordgrenze. Damit ist erst südlich bzw. südöstlich dieser Linien mit den größten Malmmächtigkeiten zu rechnen, während im nordwestlichen Ries zur Zeit seiner Entstehung keine zusammenhängende Malmdecke vorlag, sondern

höchstens Auslieger und Zeugenberge, wie sie heute beispielsweise Hahnenkamm und Hesselberg darstellen. Diese damalige Malmverteilung ist als Ungleichgewicht bei der Riesentstehung zu berücksichtigen.

Obwohl das Ries im Malm ähnlich wie im Lias ein Gebiet verstärkten Fazieswechsels ist, gelang es in den letzten Jahren, die einzelnen Schichtkomplexe der Schwäbischen Alb und der Südl. Frankenalb zu parallelisieren und die Faziesabgrenzungen im Ries festzulegen (SCHMIDT-KALER 1962a für den unteren und mittleren Malm, FESEFELDT 1963 und ZEISS 1968a für den oberen Malm).

3.1. Malm α (Unteres Oxfordium)

Die aus Mergeln, Mergelkalken und Kalken zusammengesetzten Schichten des Malm α (Cordatum- bis Bimammatum-Schichten) sind durch zwei Faziesbezirke gekennzeichnet, die eine stärker von Riffwachstum bevorzugte Zone voneinander trennt. Im W, in der Schwäbischen Alb, herrschten fast ausschließlich Mergel und Mergelkalke vor (Schwäbische Fazies), im E, in der Südlichen Frankenalb, überwiegen Kalke und Mergelkalke (fränkische Fazies). Im Gebiet des Ries findet bei verstärktem Schwammwachstum ein Übergang statt (vgl. SCHMIDT-KALER 1962a und Abb. 10).

Die Untergrenze des Malm wird in Schwaben durch glaukonitische Tone mit Mergelkalkknollen, in Franken mit der Glaukonitbank, einer knollig verwitternden, gelbgraugrünen Mergelkalkbank gezogen, die aber im Riesgebiet nicht überall entwickelt ist (z. B. nicht an der Schopfloher Schwelle, BARTHEL 1957. Darüber folgen in der Schwäbischen Fazies vorwiegend Mergel, erst in den obersten Teilen schalten sich Mergelkalk- und Kalkbänke ein; insgesamt wird aber der Malm α von einer einheitlichen mergeligen Folge, den „Unteren Weißjuramergeln“ gebildet. Dagegen setzt er sich in der fränkischen Fazies vorwiegend aus Kalkbänken zusammen, zwischen die sich einzelne, darum aber umso auffälligere Mergel einschieben, die lediglich im untersten Teil den Kalken an Gewicht gleichkommen. Im Ries findet durch Zunahme bzw. Einschalten von Mergeln oder durch Fazieswechsel vom Kalk über Mergelkalk zum Mergel von E nach W ein Übergang zwischen beiden Faziesbereichen statt. Zugleich ist das Ries, insbesondere der westliche Riesrand, ein Gebiet bevorzugten Schwammwachstums.

Die Obergrenze des Malm α (= Untere Weißjuramergel) wird in Schwaben seit F. A. QUENSTEDT durch die Überlagerung mit den „wohlgeschichteten Kalkbänken“ des Malm β gebildet, wobei dieser Wechsel Mergel—Kalk dort sehr scharf und über weite Strecken konstant ist. Dagegen ist diese Faziesgrenze östlich des Ries (wegen der zunehmenden Einschaltung von Kalken im Malm α) undeutlich und sinkt mit dem Fortschreiten nach E im Profil immer tiefer (Abb. 10). Die α/β -Grenze war daher in Franken nie genau zu fassen und wurde in verschiedenen Gebieten und von verschiedenen Autoren auch immer verschieden festgelegt. Erst durch den Bankvergleich (Stromatometrie, vgl. v. FREYBERG 1966) gelang es im Anschluß an den Malm β die obersten α -Bänke über das Ries hinweg zu parallelisieren und so die QUENSTEDTSche Grenze auch in Franken festzulegen, nämlich zwischen Bank 164 und 165 (SCHMIDT-KALER 1962a). Zur faunistischen Gliederung des Malm α und β vgl. ZEISS 1962 und SCHMIDT-KALER 1962b.

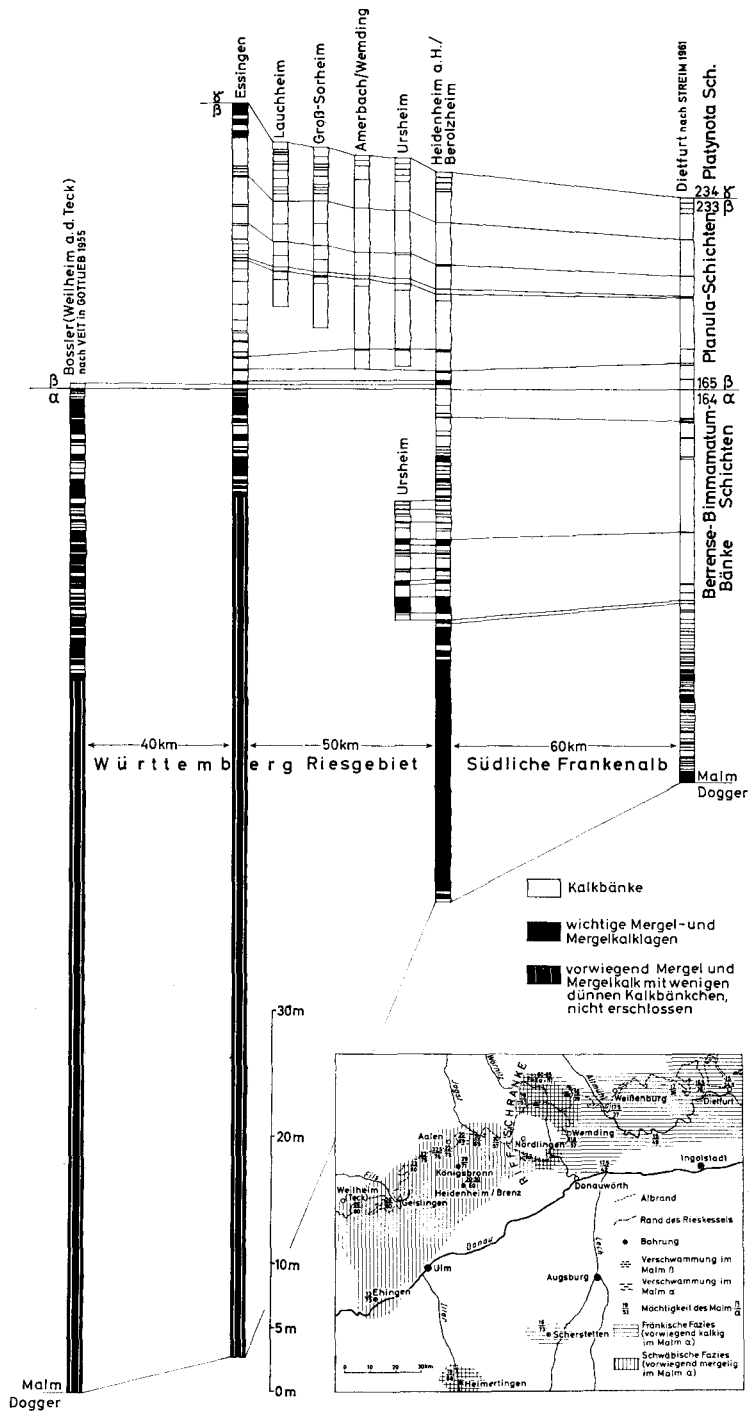


Abb. 10. Parallelisierung, Fazies und Mächtigkeit des Malm α und β in NE-Württemberg, im Riesgebiet und in der Südlichen Frankenalb.

Die Mächtigkeit der Schichtfazies des Malm α (Abb. 10) nimmt parallel zum Fazieswechsel in der Südlichen Frankenalb von E nach W langsam zu, im Riesgebiet steigt diese Zunahme dann auf ein Vielfaches. Weiter westlich, in der östlichen Schwabenalb, ist dann wieder nur eine geringe Zunahme, ähnlich wie in der Südlichen Frankenalb, zu beobachten.

Das Ries nimmt also in Bezug auf die Änderung der Fazies und Mächtigkeit sowie als Hauptverbreitungsgebiet der Schwammriffe eine paläogeographische Sonderstellung zwischen Südlicher Frankenalb und Schwäbischer Alb ein.

In jüngster Zeit hat dies v. FREYBERG (1966, S. 29) bestritten. Dazu ist festzustellen, daß v. FREYBERG den Malm $\alpha + \beta$ zusammen dargestellt hat und dabei die Unterschiede im Malm α durch die Einheitlichkeit der Mächtigkeiten und Fazies des Malm β verwischt werden. Die Verschwammung im Ries ist zwar absolut gesehen im Malm α nicht bedeutend (wobei die ausgesprengten oder heute abgetragenen Teile gerade im Hauptriffgebiet lagen), jedoch im Vergleich zur völlig schwammfreien Umgebung sehr wohl. Schließlich hat v. FREYBERG versucht, die Mächtigkeitsangaben zu einem einheitlichen Bild mit Mächtigkeitskurven darzustellen. Dies mag in der besser durch Quertäler aufgliederten Frankenalb möglich sein, für die geschlosseneren Schwäbische Alb ist es schon bedeutend schwieriger. Für unmöglich halte ich es im Bereich des Rieses, das selbst nach v. FREYBERG durch Zahlenangaben nicht so sicher belegt ist. Zu verneinen ist jedenfalls seine „Schwäbisch-Fränkische Hauptsenke“ nördlich des Rieses mit Angaben von 70–80 m im Malm $\alpha + \beta$ für den Hesselberg. Neue Begehungen im Sommer 1968 haben ergeben, daß dort Malm $\alpha + \beta$ höchstens 60–65 m mächtig wird; begünstigt war diese Messung durch den Bauaufschluß für eine Stützmauer etwa 50 m östlich des neuen Sendemastes, der dunkelgraue, grusig-kalkige Mergel mit viel Riffschutt und Atoxioceraten, also Malm Unter- γ zeigte. Die β/γ -Grenze liegt etwa auf 660–665 m über NN. Berücksichtigt man, daß sämtliche Aufschlüsse am Hesselberg mehr oder weniger starke Verschwammung und damit Mächtigkeitserhöhung gegenüber der Normalfazies aufweisen, so dürfte die gemessene Mächtigkeit von 60–65 m noch weiter verringert werden und fällt damit aus dem allgemeinen Rahmen keinesfalls heraus.

3.2. Malm β (Oberes Oxfordium)

Gegenüber dem Malm α zeigt der Malm β (Planula-Schichten) auffällig wenig Differenzierungen in seiner Fazies. Er ist überall vorwiegend kalkig ausgebildet („wohlgeschichtete Kalkbänke“ in Schwaben — „Werkkalke“ in Franken). Zwischen die hellen, spröden Kalkbänke schieben sich nur im untersten und im obersten Abschnitt etwas stärkere Mergel ein, die dann auch nach W an Bedeutung zunehmen. Diese Gleichförmigkeit verhalf dazu, daß der Malm β (und im Anschluß daran die obersten Teile des Malm α) Bank für Bank parallelisiert werden konnte und so der Sprung über das Aufschluß- und Profilarme Ries gelang (SCHMIDT-KALER 1962 a und Abb. 10). Dieses zeigt im Malm β nur in einer stärkeren Verschwammung seine Sonderstellung. Die Mächtigkeiten nehmen kontinuierlich von E nach W zu.

Die Obergrenze des Malm β wird durch die Überlagerung der Platynota-Schichten des Malm γ mit dem ersten Auftreten des Leitfossils gezogen. Ich fand es häufig in Bank 234, nur im Profil Stettberg (Schwaben) schon eine Bank tiefer.

Neuerdings wurde es bei einer speziellen Untersuchung der Platynota-Schichten durch SCHAIRER (1967) auch bei Ursheim und Weißenburg eine Bank tiefer festgestellt, und zwar in Bank 233 (1), soweit sich die Angaben SCHAIRERS in die Profile einpassen lassen. Diese Bank keilt jedoch nach E aus, so daß die Grenze dort weiterhin zwischen Bank 233 und 234 liegt.

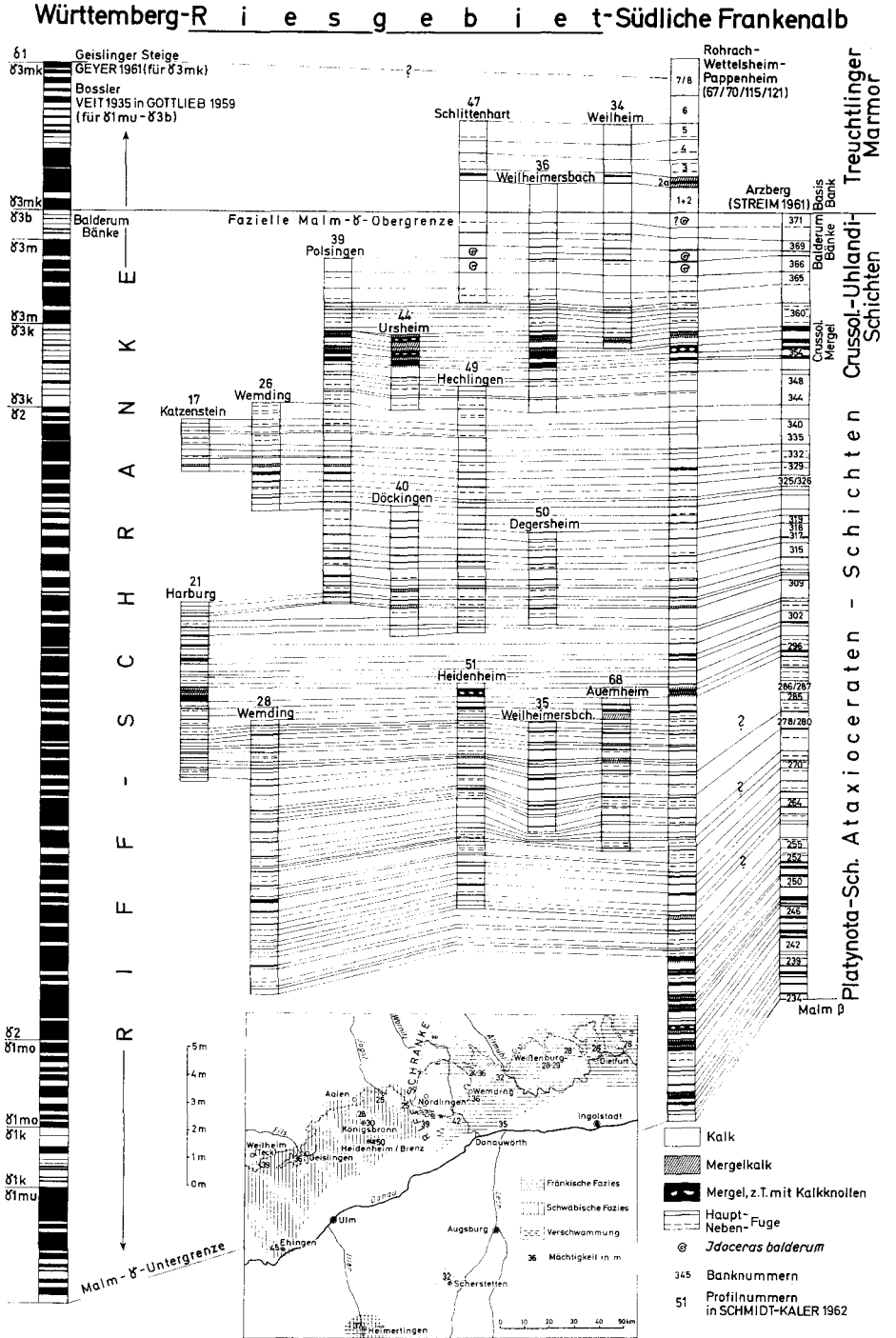


Abb. 11. Malm γ : Parallelisierung der Fränkischen Fazies in der Südlichen Frankenalb mit dem Riesgebiet und Gegenüberstellung mit der Schwäbischen Fazies.

3.3. Malm γ (Unteres Unterkimmeridgium)

Im Malm γ (Platynota- bis Balderum-Schichten) zeigt sich die verschiedene Ausbildung noch stärker als im Malm α (vgl. Abb. 11): westlich des Rieses die fast rein mergelige schwäbische Fazies, östlich und im größten Teil des Rieses selbst die stark kalkige fränkische Fazies. Ein Übergang wie im Malm α ist nicht mehr festzustellen (nur eine Zunahme der Mergel in der fränkischen Fazies von E nach W), beide Fazies grenzen ziemlich scharf aneinander und sind durch eine Riffschranke im westlichen Ries getrennt. Schwaches Schwammwachstum zeigt sich auch zeitweilig im übrigen Ries und am Hesselberg.

In der hier weniger interessierenden (weil erst westlich des Rieses auftretenden) schwäbischen Fazies wird der Malm γ in 6 bzw. 3 (ALDINGER 1945, GEYER 1961) Abschnitte geteilt. Er ist vorwiegend aus grauen Mergeln mit Mergelkalken aufgebaut, die nur in einzelnen geringmächtigen Horizonten (z. B. im γ 1 k, γ 3 k und γ 3 b) durch Kalkbänke aufgegliedert werden. Wegen dieser starken mergeligen Ausbildung ist der Malm γ selten erschlossen, das dem Ries nächste durchgehende Profil liegt schon über 50 km westlich (vgl. Abb. 11). Aber auch in diesem Zwischenbereich bleibt die Fazies gleich, wie Teilprofile zeigen, die sich gut einordnen (z. B. in Abb. 12 unten links). Wichtig als Leithorizont für die Lage der γ -Obergrenze in beiden Faziesgebieten sind die Balderum-Bänke. Über ihnen folgen noch einige Meter Mergel mit Kalkzwischenbänken des γ 6 (bzw. γ 3 m k) und dann Kalke des Malm δ .

In der fränkischen Fazies (Südl. Frankenalb und Ries) wird der Malm γ vorwiegend von Kalken aufgebaut, die allerdings meist etwas milder sind als die harten und spröden Werkkalkbänke des Malm β ; zwischengelagert sind überall Mergel- und Mergelkalkbänkchen, die im unteren Teil und im oberen Drittel so stark zunehmen, daß sie folgende fazielle Gliederung erlauben (SCHMIDT-KALER 1962 a): Zuunterst liegen etwa 5 m Mergel mit Mergelkalken und Kalkzwischenbänken (Platynota-Schichten). Darüber folgt eine etwa 20 m mächtige vorwiegend aus Kalkbänken zusammengesetzte Serie (Ataxioceraten-Schichten), die von den 1,5 m starken Crussoliensis-Mergeln und den folgenden bis 4 m mächtigen Uhlandi-Kalken überlagert werden (zusammen: Crussoliensis-Uhlandi-Schichten). Den oberen Teil der Uhlandi-Kalke ab Bank 266 bilden die Balderum-Bänke (vgl. BARTHEL 1963, ZEISS 1964). Mit den darüber liegenden Dickbänken des Treuchtlinger Marmors wird in Franken üblicherweise die Grenze zum Malm δ gezogen, die auch für die Kartierung die einzige brauchbare ist, weil sie durch petrographische Unterschiede definiert ist (Splitterkalke der Uhlandi-Schichten gegen tuberculolithische Dickbänke des Treuchtlinger Marmors). Wo der Rest des oberen Malm γ (γ 3 mk bzw. mittlerer und oberer Teil des γ 6) Württembergs im fränkischen Profil steckt, ist noch nicht sicher erwiesen: man kann an einen weitgehenden Ausfall dieser Schichten denken (SCHMIDT-KALER 1962 a) oder sie durch den unteren Teil des Treuchtlinger Marmors (bis Bank 7) vertreten lassen (ZEISS 1964).

Die fazielle Gliederung des Malm γ in der Südlichen Frankenalb (mergelige Platynota-Schichten, kalkige Ataxioceraten-Schichten, Crussoliensis-Mergel und Uhlandi-Kalke) ist im E (Beilngries/Dietfurt, STREIM 1961) genauso scharf wie im W im Ries; sämtliche Profile zeigen den gleichen Bankungsrhythmus. Umso abrupter ist dann der Fazieswechsel zur Schwäbischen Alb. Das westliche Ries-

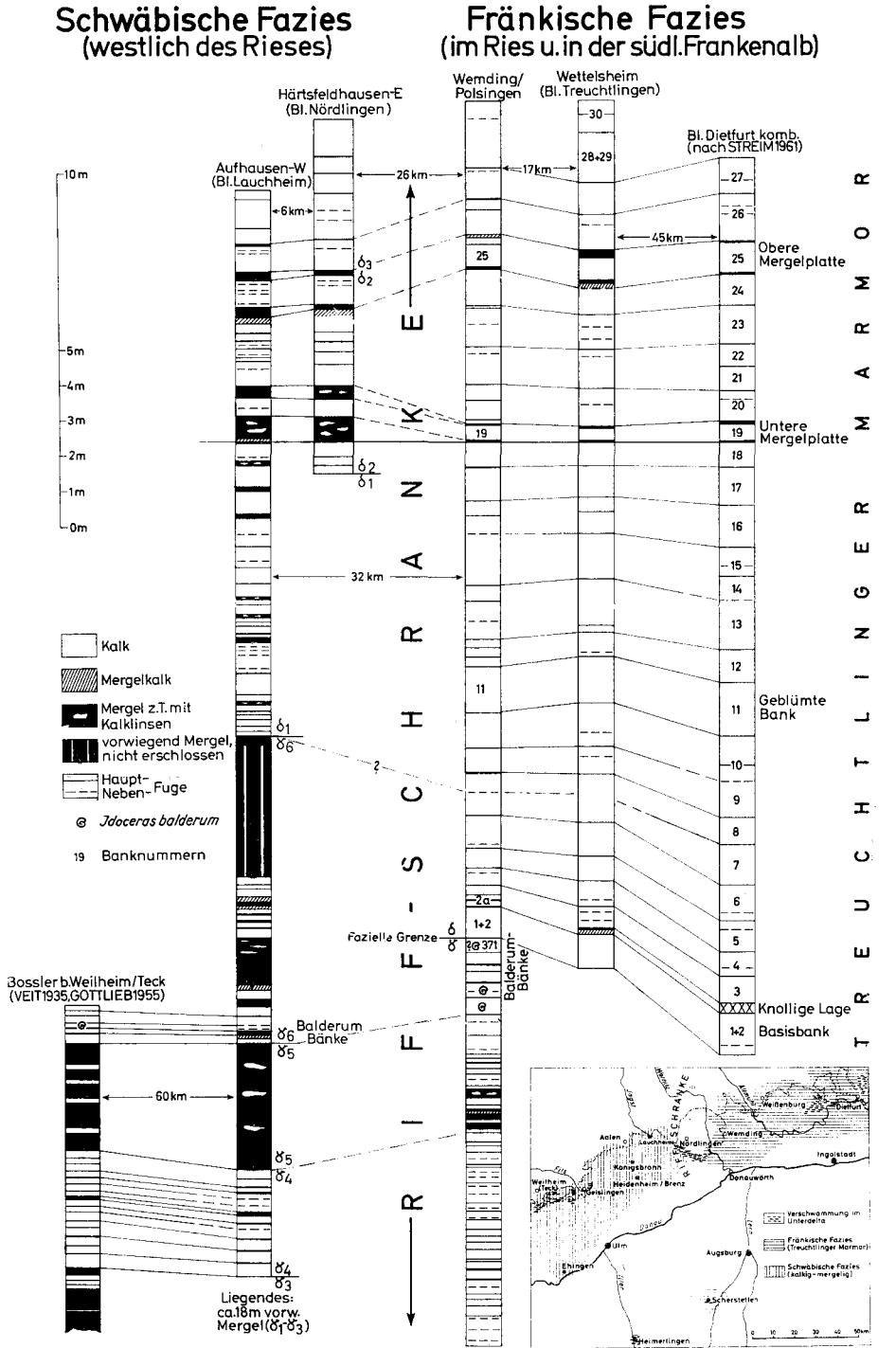


Abb. 12. Malm δ: Fazies und Parallelisierung in der Südlichen Frankenalb, im Riesgebiet und in der östl. Schwabenalb.

gebiet erweist damit wieder seine paläogeographische Sonderstellung. Diese wird durch die Verbreitung der Verschwammung (Riffschranke) weiter unterstrichen, die im Vergleich zum Liegenden an Bedeutung stark zugenommen hat. Die Mächtigkeiten des Malm γ für die vergleichbaren Abschnitte zwischen Untergrenze Platynota-Schichten bis Obergrenze Balderum-Bänke sind in Abb. 11 eingezeichnet: es ist eine Zunahme von E nach W zu verzeichnen. Im Ries selbst muß mit 30—40 m gerechnet werden, doch sind keine vollständigen Profile bekannt.

3.4. Malm δ (Mittleres Unterkimmeridgium)

Im unteren und mittleren Malm δ (Treuchtlinger Schichten) liegen die Verhältnisse ähnlich wie im Malm γ : beiderseits des Rieses bleibt die Fazies gleich und die Profile der jeweiligen Fazies lassen sich über weite Strecken sehr gut parallelisieren. Umso schärfer kommt dafür der Faziesschnitt im westlichen Ries zum Ausdruck, der dort wieder wie im Malm γ mit einer deutlichen Riffschranke zusammenfällt (vgl. Abb. 12).

In der Südlichen Frankenalb und bis zum südlichen Ries liegt der Malm δ in der fränkischen Fazies als Treuchtlinger Marmor vor. (Über die problematische Untergrenze siehe vorhergehendes Kapitel.) Die tuberculolithischen Dickbänke des Treuchtlinger Marmors lassen sich Bank für Bank über mehr als 90 km parallelisieren, die einzelnen Leitbänke (Basisbank, Knollige Lage, Geblünte Bank, Untere und Obere Mergelplatte) bleiben bis in das Ries hinein in ihrer Ausbildung gleich, die Mächtigkeit nimmt unbedeutend nach W ab. Lediglich im Ries ist der sonst völlig gleichförmige Bankungsrythmus über der Knolligen Lage in den Bänken 3 und 4 geringfügig gestört: die beiden Bänke scheinen nach W auszuweichen, weswegen in den Profilen des südlichen Riesrandes mit einer kleinen Diskordanz zu rechnen ist (vgl. Abb. 12 in SCHMIDT-KALER 1962 a). Gleichzeitig liegen dort ausnahmsweise die obersten γ -Bänke nicht als Splitterkalke, sondern schon in der tuberculolithischen Fazies des Treuchtlinger Marmors vor, was wohl auf den Einfluß des nahen Riffgürtels zurückzuführen ist.

In der Schwäbischen Alb hat B. ZIEGLER (1955 u. a. Arbeiten) den Malm γ feinstratigraphisch gegliedert (in $\delta 1$ — $\delta 4$) und ebenfalls über weite Strecken parallelisieren können. Er liegt dort in der stärker mergeligen schwäbischen Fazies vor; erst im Ober- δ setzt eine Dickbankfazies ein, die dem Treuchtlinger Marmor vergleichbar ist. Die östlichsten Profile der schwäbischen Fazies (bei Härtsfeldhausen und Aufhausen, also nahe am westlichen Riesrand) liegen nur ca. 20 km von den westlichsten Profilen des Treuchtlinger Marmors (bei Heroldingen und Großrosheim) entfernt. Trotzdem sind die Faziesunterschiede so groß, daß ein Bankvergleich nicht möglich ist. Dazwischen liegt die trennende Riffschranke, die durch einen genau horizontalen Faunenvergleich überwunden werden konnte (SCHMIDT-KALER 1962 a).

Die Mächtigkeit der einzelnen Abschnitte ist in der schwäbischen Fazies geringer als in Franken:

- $\delta 1$: Aufhausen 7,5 m — Wemding 12 m (oder 8 m, je nach Lage der γ/δ -Grenze)
- $\delta 2$: Aufhausen 5,7 m — Wemding 6,5 m
- $\delta 3$: Aufhausen ca. 12 m — Wemding ca. 15 m

Am südlichen Riesrand ist der Malm δ vielfach als unregelmäßig gebankter Schwamm-Flaserkalk und Schillbankkalk ausgebildet. Paläogeographisch behält auch im Malm Unter- δ das Ries seine Sonderstellung als Faziesscheide und Riffgebiet bei. Im Malm Ober- δ setzt dann in der ganzen Alb schlagartig Schwammwachstum ein, die Schichtfazies wird bis auf geringe Reste zurückgedrängt. Nach SEEGER (1961) liegt im oberen δ 4 die maximale Verschwammung vor. Erst im Laufe des Malm ε und Unter- ζ erholt sich die Schichtfazies wieder. Der Malm Ober- δ ist also in ungeschichteter Massenkalkfazies ausgebildet, die nachträglich dolomitisiert sein kann. Dies gilt auch für einen großen Teil des Malm ε und ζ . Die Mächtigkeit dieser Massenfazies ist sehr unterschiedlich, da das Schwammwachstum an manchen Stellen stärker hervortrat, an anderen Stellen unterdrückt wurde; sie kann für Ober- δ nur ungefähr mit mehreren Zehnern von Metern angegeben werden. Durch das unterschiedliche Schwammwachstum bildet sich ein submarines Relief mit Erhöhungen und Vertiefungen (Schüsseln, Wannen) heraus, in denen dann die geschichtete Fazies sedimentiert wird.

3.5. Malm ε (Oberes Unterkimmeridgium)

Im Malm ε (= Beckeri-Schichten) herrschen ähnliche Verhältnisse wie im Ober- δ : die Gebiete mit Riff-Fazies dominieren, die Schichtfazies ist zwar gegenüber dem obersten Malm δ wieder im Vordringen begriffen, doch ist sie noch auf kleine Areale beschränkt. Sie wird in der Südlichen Frankenalb 20—35 m mächtig und liegt in ihrem westlichen Teil nur in Bankkalkfazies vor (ZEISS 1968). In dieser Fazies (mit eingelagerten dünnplattigen Lagen) konnte SCHEDELIG (1962) in Harburg (südöstliches Vorries) sämtliche Zonen des Malm ε (Pedinopleura-, Subeumela- und Setatus-Zone) nachweisen. Im südlichen Vorries dagegen ist überhaupt keine geschichtete Fazies bekannt geworden, sondern nur (z. T. dolomitisierte) Massenkalk (FESEFELDT 1963). Weiter westlich, bei Wittslingen (südwestliches Riesvorland) überwiegen ungebankte bis grobgebankte Schillkalk mit Schwämmen. Noch weiter westlich scheinen wieder normale Bankkalk vorzuliegen. Von Lauchheim-SE beschreibt HÖLDER (1942) dicke Kalkbänke der Subeumela-Zone und dünnplattige Kalk der Setatus-Zone.

Die Mächtigkeit der Massenfazies des Malm ε kann genauso wenig exakt angegeben werden wie die des Ober- δ ; sie ist aber in jedem Falle höher zu veranschlagen als die Schichtfazies. Nach Bohrlochmessungen in der Bohrung Daiting 1 scheinen zwischen den Plattenkalken des Malm Unter- ζ und den Bänken des Unter- δ fast 100 m Massenfazies (Kalk und Dolomit) zu liegen.

Paläogeographisch tritt das Ries gegenüber seiner Umgebung im Malm ε nicht so stark hervor, weil in allen Gebieten starke Riffbildung vorherrscht. Dieses Riffwachstum scheint aber im südlichen Vorries noch verstärkt gewesen zu sein, denn von hier ist überhaupt keine geschichtete Fazies nachgewiesen.

3.6. Malm ζ (Oberkimmeridgium, Tithon)

Auch der Malm ζ ist in der ganzen Alb gekennzeichnet durch den Gegensatz von Riff- und Schichtfazies. Die Schichtfazies wird in Wannen zwischen den Riffen abgelagert und ist in der Südlichen Frankenalb von einem starken vertikalen und horizontalen Fazieswechsel bestimmt. Sie kann in 6 Stufen (ζ 1 bis ζ 6) gegliedert werden. Für die vorliegende Betrachtung genügt die Beschreibung

des Malm ζ 1 bis ζ 3 (= Hybonotum-Schichten, Unteres Untertithon), da die jüngeren Schichten weder im Ries noch in der Schwäbischen Alb, sondern nur im mittleren Teil der Südlichen Frankenalb erhalten sind.

Der Malm ζ 1 (Geisental-Schichten) ist im W der Südlichen Frankenalb noch als Bankkalk ausgebildet (Röglinger Bankkalke) und wird 10—40 m mächtig. Darüber folgen die Schiefer- und Plattenkalke (mit gleitgefalteten Krummen Lagen des Malm ζ 2 (Solnhofener Schichten 10—90 m) und schließlich die 50—60 m starke Serie von Kieselplatten, Schiefer-, Platten- und Bankkalcken, z. T. mit Riffschuttbänken, des Malm ζ 3 (Mörnsheimer Schichten). Dieses aus dem Gebiet zwischen Solnhofen und der Donau bekannte Profil (FESEFELDT 1962, ZEISS 1968) setzt sich nach W bis an den Riesrand unverändert fort, allerdings lassen sich dort keine Mächtigkeiten mehr angeben (FESEFELDT 1963). Mit Annäherung an das Ries werden die Massenkalkgebiete immer geschlossener, die Schichtfazies immer seltener. Aus der Betrachtung der allochthonen ζ -Schollen im östlichen Vorries leitet FESEFELDT (1963) ab, daß die oben beschriebene fränkische ζ -Fazies ähnlich wie im unteren und mittleren Malm bis in das Ries selbst hineinreichte. Im südlichen Vorries dagegen wurden keine geschichteten Sedimente des Malm Unter- ζ bekannt, sondern nur Massenkalk, die altersmäßig bis in den unteren Malm ζ reichen. Im Wittislinger Raum herrschten Riffschutt- und Flaserkalk vor. In der Westhälfte der Blätter Wittislingen, Neresheim und Nördlingen (FESEFELDT 1963, HÜTTNER 1961, MÜNZING 1960) setzt die von der fränkischen Fazies so verschiedene schwäbische Ausbildung der Schichtfazies ein. Sie wird gegliedert in die Liegenden Bankkalke (= Malm ζ 1), Zementmergel (= Malm ζ 2) und Hangenden Bankkalke (= Malm ζ 3). Diese Gliederung ist für die gesamte Schwäbische Alb gültig und zeigt damit die im Vergleich zu Franken viel geringere Faziesdifferenzierung auf.

Damit nimmt das Riesgebiet paläogeographisch auch im Malm ζ wieder als Faziesseide eine Sonderstellung ein: östlich des Rieses die fränkische Fazies, die wahrscheinlich bis in das mittlere Ries hineinreicht, im westlichen Ries ausschließlich Massen- und Riffschuttkalke und westlich des Rieses schwäbische Fazies.

4. Die paläogeographische Stellung des Rieses (Zusammenfassung)

Aus den vorgehenden Ausführungen wird deutlich, daß das Riesgebiet in vielen Stufen ein Gebiet der Faziesänderung ist und als solches eine Sonderstellung zwischen Schwäbischer Alb und Südl. Frankenalb einnimmt. Und zwar herrschen immer westlich des Rieses Sedimente vor, die tieferen Teilen des Meeresbeckens entsprechen, während im Ries oder/und östlich davon Ablagerungen des flacheren Meeres, der Küstennähe liegen bzw. die entsprechenden Schichten überhaupt nicht ausgebildet sind und damit auf ein Hochgebiet hingewiesen wird. Auch die Mächtigkeiten fügen sich i. a. in dieses Schema ein, sie nehmen fast immer von W nach SE ab.

Zum ersten Mal tritt dieser Wechsel im tiefsten Lias, in den Pylonoten-Schichten (Lias α 1) auf, die im Ries und östlich davon nicht mehr vorhanden sind. Der Lias α 2 transgrediert weiter nach E und keilt erst im Meridian von Gunzenhausen aus. Der Sinémurien-Kalksandstein gehört im W dem Lias α 3 an,

im E schon dem Lias β . Auch die Tone des Lias β machen einen Fazieswechsel von W nach E durch. Ebenso ist der Lias γ im W in Beckenfazies entwickelt, im E über mergelig-kalkige in eine rein kalkige Randfazies. Im Lias δ lassen sich zwar keine Faziesänderungen feststellen, aber eine starke Mächtigungsabnahme nach SE. Die Änderungen im Lias ε und ζ sind schlechter zu fassen und erfordern noch spezielle Untersuchungen.

Im Dogger sind die Unterschiede beiderseits des Rieses ausgeglichener. Der Opalinuston (Dogger α) behält überall die gleiche Fazies, die Mächtigkeit nimmt nur langsam nach E ab. Der Doggersandstein (Dogger β) zeigt ebenfalls keine großen faziellen Unterschiede, die Parallelisierung ist aber durch das Fehlen vermittelnder Zwischenprofile im Ries erschwert; die Mächtigkeit liegt im E etwas niedriger. Auch der übrige Dogger zeigt keine wesentlichen Unterschiede westlich und östlich des Rieses.

Erst im Malm wird die Sonderstellung des Rieses wieder deutlich. Im Malm α , γ , δ und ζ liegt östlich (und meistens auch im Ries selbst) die stärker kalkige fränkische Fazies, westlich des Rieses die meist mächtigere und mergeligere schwäbische Fazies. Beide sind durch eine in den einzelnen Stufen verschieden stark ausgeprägte Riffschranke im westlichen Riesgebiet getrennt. Nur im Malm β haben sich die Verhältnisse etwas ausgeglichen, doch bleibt auch hier die verstärkte Verschwammung im Ries auffällig, ebenso im Malm ε .

Betrachtet man nur den schmalen Streifen der Schwäbischen und der Südlichen Frankenalb, so scheint das Ries tatsächlich als ein Gebiet ständiger Veränderungen und der Trennung zwischen schwäbischem und fränkischem Sedimentationsraum dazustehen. DORN (1937) hat dies deutlich in seiner „Paläogeographie der Riesbarre“ zum Ausdruck gebracht. Teilweise wird diese Trennung auch durch Faunendifferenzierungen veranschaulicht, auf die hier aber nicht eingegangen werden kann. Bezieht man dagegen auch den Nördlichen Frankenjura in die Betrachtungen ein (dessen Fazies im Malm allerdings erst kürzlich genauer erforscht worden ist, vgl. v. FREYBERG 1967), so läßt sich sein nördlicher Teil in vielen Stufen mit der Schwäbischen Alb in Ausbildung und paläogeographischer Lage (Beckenfazies) vergleichen. Dies hat zuerst KRUMBECK (1932, 1936) für den Lias β und γ erkannt. Es gilt auch für weitere Stufen des Lias (vgl. URLICHS 1966, Taf. 4) sowie für den Malm, insbesondere für den Malm γ und δ (vgl. auch ZEISS 1968 a und b).

Verbindet man die beiden Gebiete der Faziesänderung (Ries mit dem Wiesent-Oberpegnitzgebiet) über den dazwischenliegenden Raum, in dem der Jura abgetragen ist, so ergeben sich halbkreisförmige Faziesgürtel, die sich um das Vindelizische Land herumlegen. Je nach Vorrücken oder Zurückweichen des Meeres sind diese Gürtel weiter nach SE oder NW verlegt. Im ganzen gesehen wird das vindelizische Land im Laufe des Jura immer weiter überflutet. Die fast ständige vorhandene Faziesänderung im Ries und damit die Trennung zwischen Schwäbischer Alb und Südl. Frankenalb hat bei regionaler Betrachtung also mit dem Riesgeschehen nichts zu tun (etwa als Vorbereitung zu einer kommenden Kraterbildung), sondern vielmehr liegt der heutige Rieskessel zufällig auf einer Stelle der Faziesänderung im Jura, die ebenso etwa im Wiesentgebiet vorliegt oder im S unter dem Molassebecken zu suchen ist bzw. im heute abgetragenen Teil etwa im Raum Ansbach gelegen haben muß.

Literatur

- ALDINGER, H.: Zur Stratigraphie des Weißen Jura Delta in Württemberg. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., **31** (1942), S. 111—152, Stuttgart 1945.
- BARTHEL, K. W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Fremdingen. — Geologica Bavarica, **32**, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1957.
- Einige Idoceratinae (Ammonoidea) aus dem südlichen Fränkischen Jura (Mit einem Beitrag von O. STROBEL). — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **3**, S. 27—33, München 1963.
- BENTZ, A.: Über Dogger und Tektonik der Bopfinger Gegend. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., **13**, S. 1—45, Stuttgart 1924.
- Geologische Beobachtungen am westlichen Riesrand. — Z. deutsch. geol. Ges., **79**, S. 405—438, Berlin 1927.
- BRUDER, H. J.: Ökologische, geochemische und sedimentologische Untersuchungen im Lias zeta (Oberes Toarcium) Schwabens, mit Berücksichtigung des obersten Lias epsilon. — Arbeiten a. d. Geol.-Paläont. Inst. Uni (TH) Stuttgart, N. F. **56**, Stuttgart 1968.
- BRUNNACKER, K.: Der Doggersandstein am Hahnenkamm (südl. Frankenalb). — Geol. Bl. NO-Bayern, **7**, S. 2—33, Erlangen 1957.
- BIRZER, F.: Die Monotis-Bank in den Posidonien-Schiefen, besonders Frankens. — Abh. Geol. Landesuntersuchung Bayer. Oberbergamt, **26**, S. 3—32, München 1936.
- DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. — N. Jb. Mineral., **67**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 139—256, Stuttgart 1931.
- DORN, P.: Paläogeographische Studien über das jurassische Posidonienschiefermeer Deutschlands. Stuttgart 1936.
- Palaeogeographie der „Riesbarre“. — N. Jb. Mineral., **77**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 1—44, Stuttgart 1937.
- Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im mittleren und oberen Dogger der Frankenalb. — N. Jb. Mineral., **82**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 161—314, Stuttgart 1939.
- FESEFELDT, K.: Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weißjura zwischen Solnhofen und der Donau (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **46**, Erlangen 1962.
- Der Obere Malm im Südlichen Vorries. — Erlanger geol. Abh., **47**, Erlangen 1963.
- FRANK, M.: Beiträge zur Kenntnis des Lias β in Nordbayern. — Zentralbl. Mineral, Abt. B, 1926, S. 400—414, Stuttgart 1926.
- Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des Lias α in Süddeutschland. — Mitt. geol. Abt. württ. Statist. Landesamt, **13**, Stuttgart 1930.
- Ergebnisse neuerer Untersuchungen über Fazies und Bildung von Trias und Jura in Südwest-Deutschland. II. Jura. — Geol. Rdsch., **28**, S. 561—598, Stuttgart 1937.
- Die Schichtenfolge des mittleren Braunen Jura (γ/δ , Bajocien) in Württemberg. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., **31**, S. 1—32, Stuttgart 1945.
- FREYBERG, B. v.: Parallelisierung der Eisenerzflöze im Dogger β Bayerns und Württembergs. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Klasse III, H. 1, Berlin 1960. — [E. KRAUS-Festschrift].
- Der Faziesverband im Unteren Malm Frankens. Ergebnisse der Stromatometrie. — Erlanger geol. Abh., **62**, Erlangen 1966.
- Übersicht über den Malm der nördlichen Frankenalb. — Jh. Karst- u. Höhlenkde, **7**, S. 1—18, München 1967.
- Übersicht über den Malm der Altmühl-Alb. — Erlanger geol. Abh., **70**, Erlangen 1968.
- GEYER, O. F.: Beiträge zur Stratigraphie und Ammonitenfauna des Weißen Jura γ (Unteres Unterkimmeridgium) in Württemberg. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., **116**, S. 84—113, Stuttgart 1961.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P.: Der Schwäbische Jura. — Sammlung geol. Führer, **40**, 452 S., Berlin (Borntraeger) 1962.

- GERSTLAUER, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Öttingen. — Mitt. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. München, **35**, München 1940.
- GOTTLIEB, D.: Geologie des Blattes Weilheim/Teck (7323), Württemberg. — Mitt. u. Arb. aus d. Geol.-Min. Institut der TH Stuttgart, N. F. **38**, Stuttgart 1955.
- HÖLDER, H.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Lauchheim (Ostalb). — N. Jb. Mineral., **86**. Beil.-Bd., Abt. B., S. 315—389, Stuttgart 1942.
- Jura. — Handbuch der Stratigraphischen Geologie. Stuttgart (Enke) 1964.
- HÜTTNER, R.: Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des östlichen Härtsfeldes (Schwäbische Alb). — Jb. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **4**, S. 49—125, Freiburg i. B. 1961.
- KRUMBECK, L.: Stratigraphische Notizen aus dem Lias am Südhang des Hesselberges. — S.-Ber. phys.-med. Soc. Erlangen, **60**, S. 213—224, Erlangen 1928.
- Zur Stratigraphie des Lias in Nordbayern, Lias β . — N. Jb. Mineral., **68**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 1—126, Stuttgart 1932.
- Stratigraphie und Faunenkunde des Lias γ in Nordbayern. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, Jg. 1936, S. 129—222, Berlin 1937.
- Stratigraphie und Faunenkunde des Lias ζ in Nordbayern. Teil 1 u. 2. — Z. deutsch. geol. Ges., **95**, Jg. 1943, S. 279—340, Berlin 1943 und **96**, Jg. 1944, S. 1—74, Berlin 1947.
- LEMCKE, K.: Die Fazies des Jura der Bohrung Scherstetten 1. — Geologica Bavarica, **24**, S. 52—65, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1955.
- MÜNZING, K.: Stratigraphische und landschaftsgeschichtliche Beobachtungen in der Gegend von Bopfingen (Württemberg). — Jh. Ver. vaterl. Naturkde., **115**, S. 175—215, Stuttgart 1960.
- Zur Kenntnis des Braunen Jura α — γ im westlichen Vorries. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **7**, S. 181—198, Freiburg i. Br. 1965.
- NATHAN, H.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Möttingen. — N. Jb. Mineral., **53**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 31—97, Stuttgart 1925.
- Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Ederheim. — Abh. Geol. Landesuntersuchung Bayer. Oberbergamt, **19**, München 1935.
- PICARD, L.: Die Fränkische Alb von Weißenburg i. B. und Umgebung. — Diss. Freiburg, Konstanz 1923.
- RAUSCHER, K.: Rhät, Lias und Tektonik um Gunzenhausen und Spalt. — Zulassungsarbeit Erlangen 1935. — [Maschinenschrift].
- SCHAIRER, G.: Biometrische Untersuchungen an *Perisphinctes*, *Ataxioceras*, *Lithacoceras* der Zone der *Sutneria platynota* (REINECKE) (unterstes Unterkimmeridgium) der Fränkischen Alb. — Diss. Univ. München, 1967. — [Photodruck].
- SCHALK, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Bissingen. — Geologica Bavarica, **31**, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1957.
- SCHIEBER, W.: Der untere und mittlere Lias im württembergisch-bayerischen Grenzgebiet. — Diss. Tübingen (A. Becht) 1936.
- SCHETELIG, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Donauwörth und Genderkingen. — Geologica Bavarica, **47**, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1962.
- SCHMIDT-KALER, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Ries-Rahmens. Nebst Parallelisierung des Malm Alpha bis Delta der Südlichen Frankenalb über das Riesgebiet mit der Schwäbischen Ostalb. — Erlanger geol. Abh., **44**, Erlangen 1962. — [1962 a].
- Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie des Malm Alpha und Beta in der Südlichen und Mittleren Frankenalb. — Erlanger geol. Abh., **43**, Erlangen 1962. — [1962 b].
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 6930 Heidenheim. — Manuskriptkarte 1968. — [in Druckvorbereitung].

- SCHREIBER, S.: Geologische Aufnahme der Umgebung von Berching (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **28**, Erlangen 1958.
- SCHRÖDER, J. & DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — Abh. Naturwiss. Ver. Schwaben, **5**, Augsburg 1950.
- SEEGER, D.: Die Delta-Epsilon-Grenzsichten im schwäbischen Weißen Jura. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **43**, S. 49—72, Stuttgart 1961.
- SEIBOLD, E.: Der Bau des Deckgebirges im oberen Rems—Kocher—Jagst-Gebiet. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **92**, S. 243—366, Stuttgart 1950.
- Das Schwäbische Lineament zwischen Filtergraben und Ries. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **93**, S. 285—324, Stuttgart 1951.
- SÖLL, H.: Stratigraphie und Ammonitenfauna des mittleren und oberen Lias β (Lotharingien) in Mittel-Württemberg. — Geol. Jb., **72**, S. 367—434, Hannover 1957.
- STREIM, W.: Stratigraphie, Fazies und Lagerungsverhältnisse des Malm bei Dietfurt und Hemau (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **38**, Erlangen 1961.
- TREIBS, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Otting. — Geologica Bavarica, **3**, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1950.
- URLICHS, M.: Zur Fossilführung und Genese des Feuerlettings, der Rät-Lias-Grenzsichten und des unteren Lias bei Nürnberg. — Erlanger geol. Abh., **64**, Erlangen 1966.
- VEIT, E.: Geologische Untersuchungen im Gebiet des oberen Vilstales. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, **32**, S. 74—138, Stuttgart 1936.
- VIOHL, G.: Die Keuper-Lias-Grenze in Südfranken. — Erlanger geol. Abh., **76**, Erlangen 1969. — [im Druck].
- WEBER, E.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Wemding. — Abh. Naturkde.- u. Tiergartenver. Schwab., Geol.-Paläont. Rh., **2**, Augsburg 1941.
- Ein Beitrag zur Kenntnis des unteren Doggers im Nördlinger Riesstörungsgebiet. — N. Jb. Geol. Paläont., **94**, S. 127—149, Stuttgart 1952.
- Zur Frage der Mächtigkeitentwicklung des Keupers im Nördlinger Riesstörungsgebiet. — N. Jb. Geol. Paläont., **94**, S. 127—149, Stuttgart 1952.
- Zur Frage der Mächtigkeitentwicklung des Keupers im Nördlinger Riesstörungsgebiet. — N. Jb. Geol. Paläont., **96**, S. 201—266, Stuttgart 1953.
- WEBER, H.-S.: Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna des Braunjura (Dogger) β der östlichen Schwäbischen Alb. — Arbeiten Geol.-Paläont. Inst. TH Stuttgart, **44**, Stuttgart 1964.
- Zur Westgrenze der ostschwäbisch-fränkischen Fazies des Braunjura (Dogger) β in der Schwäbischen Alb (Württemberg). — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **49**, Stuttgart 1967.
- WELZEL, E.: Foraminiferen und Fazies des fränkischen Domeriums. — Erlanger geol. Abh., **69**, Erlangen 1968.
- WIRTH, E.: Ein Profil vom Malm bis ins Rotliegende südöstlich des Rieses (Kurzprofil der Erdölaufschlußbohrung Daiting 1). — Geologica Bavarica, **61**, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1969.
- ZEISS, A.: Die ersten Cardioceraten-Faunen aus dem Oberen Unter-Oxfordien Süddeutschlands und einige Bemerkungen zur Dogger/Malm-Grenze. — Geol. Jb., **73**, S. 183—204, Hannover 1957.
- Revision einiger Ammoniten aus dem untersten Malm der Frankenalb nebst Bemerkungen zur Stratigraphie des Malm α in Franken. — Geol. Bl. NO-Bayern, **12**, S. 160—165, Erlangen 1962.
- Zur Malm Gamma/Delta-Grenze in Franken. — Geol. Bl. NO-Bayern, **14**, S. 104—115, Erlangen 1964.
- Über Ammoniten aus dem Sinemurien Südwest-Frankens. — Geol. Bl. NO-Bayern, **15**, S. 22—50, Erlangen 1965.

- ZEISS, A.: Untersuchungen zur Paläontologie der Cephalopoden des Unter-Tithon der Südlichen Frankenalb. — Bayer. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl., N. F. Abh., **132**, München 1968. — [1968 a].
- Über Stratigraphie und Faziesräume des Malm der Frankenalb. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **50**, S. 101—114, Stuttgart 1968. — [1968 b].
- ZIEGLER, B.: Die Sedimentation im Malm Delta der Schwäbischen Alb. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **37**, S. 29—55, Stuttgart 1955.
- Die Ammonitenfauna des tieferen Malm Delta in Württemberg. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **40**, S. 171—201, Stuttgart 1958.
- Profile aus dem Weißjura δ der Schwäbischen Alb. — Arbeiten Geol.-Paläont. Inst. der TH Stuttgart, N. F. **21**, Stuttgart 1959.
- Die Ammoniten-Gattung *Aulacostephanus* im Oberjura (Taxonomie, Stratigraphie, Biologie). — Paläontographica, **119**, Abt. A, Stuttgart 1962.
- ZÖLLNER, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Kartenblattes Heidenheim. — Diss. Bern, Konstanz 1946.

Nachtrag

Während der Drucklegung erschien:

DIETER MÜLLER: Ein neues Profil vom Mittelkeuper bis zum Unterdogger bei Harburg nahe dem Nördlinger Ries. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **9**, S. 73—92, München 1969.

Das ungewöhnlich gut erschlossene Profil innerhalb einer allochthonen Scholle am südöstlichen Riesrand nordwestlich von Harburg ergab im Jura folgende Ergebnisse: Lias α_2 fehlt; über Feuerletten liegt 25 cm grobkörniger Kalksandstein des Lias α_3 ; Lias- β -Mergel = 25 cm; Lias γ = 120—125 cm Kalkbänke mit Mergel (Übergang von Wassertrüdingen zur Weißenburger Fazies); Lias δ fehlt, wahrscheinlich tektonisch unterdrückt; Lias ε = 15 m Mergel mit Kalksteineinschlüssen (besonders im unteren Drittel) und Pseudomonotisbank; Lias ζ (+ unterster Dogger α) = 132 cm; Dogger α = 70 m, Dogger β \sim 39 m mit Ober- und Hauptflöz.

Die Herkunft der Scholle wird im SE-Ries vermutet. Für meine Arbeit ergibt sich daraus folgendes:

- 1) Lias α_2 : Sollte das Fehlen primär sein (was MÜLLER vermutet) und nicht tektonisch, so müßte der Sedimentationsraum (Abb. 2) etwas weiter im NW begrenzt werden.
- 2) Lias α_3 : Die Mächtigkeit der Kalksandsteine (25 cm) paßt durchaus in das entworfen Bild (Abb. 3), doch dürften sie wohl ganz dem Lias β zuzuordnen sein.
- 3) Lias β : Die 25 cm grobsandigen Mergel gehören zur Randfazies und ergänzen die in Abb. 4 gegebene Skizze.
- 4) Lias γ : Der Übergangsbereich zwischen Wassertrüdingen und Weißenburger Fazies dürfte sich vom NE-Ries zum SE-Ries erstrecken. Die Mächtigkeit paßt sich gut ein (Abb. 5).
- 5) Lias δ : In Abb. 6 rechne ich mit mehr als 10 m für den etwaigen Herkunftsort der Harburger Scholle. Der Ausfall im Profil muß jedenfalls tektonisch sein.
- 6) Lias ε : Die sehr hohe Mächtigkeit von 15 m steht nicht im Einklang mit meinen Ergebnissen (Abb. 7), vielleicht ist sie durch mehrmalige tektonische Wiederholung zu erklären.
- 7) Lias ζ (+ unterster Dogger α): Fazies und Mächtigkeit stimmen mit den wenigen übrigen Beobachtungen im Ries überein (vgl. S. 68).
- 8) Dogger α : Die Mächtigkeit von 70 m erscheint gegenüber der Umgebung als etwas zu gering (westsüdwestlich davon in Daiting noch 83 m, vgl. S. 69).
- 9) Dogger β : Fazies und Mächtigkeit stimmen mit den sonstigen Beobachtungen überein (vgl. S. 69), doch wurde von mir zwischen Franken und Württemberg der Parallelisierung von H.-S. WEBER (1964) der Vorzug gegeben.

Geologica Bavarica	61	87—130	München 1969
--------------------	----	--------	--------------

Das Tertiär im Nördlinger Ries und in seiner Umgebung

Von ROLF BOLTEN und DIETER MÜLLER ¹⁾

mit 1 Tabelle

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Präriesisches Tertiär (D. MÜLLER)	89
1.1. Tertiäre Rückstandsbildungen, Karsthohlform-Füllungen und fluviatile Ablagerungen	89
1.1.1. „Lehmige Albüberdeckung“	89
1.1.2. Füllungen von Karsthohlformen	89
1.1.3. Fluviatile Ablagerungen	93
1.2. Molasseablagerungen am Südrand der Fränkisch-Schwäbischen Alb	94
1.2.1. Untere Süßwassermolasse (USM), Aquitanium	94
1.2.2. Obere Meeremolasse (OMM), Helvetium	95
1.2.3. Grimmelfinger Schichten und Kirchberger Schichten	96
1.2.4. Obere Süßwassermolasse (OSM), vor allem Tortonium	96
1.3. Limnisches Tertiär im Riesgebiet	100
1.3.1. Mitteleozäner Süßwasserkalk	100
1.3.2. Unteroligozäner Roterde-Bohnerzkalk	100
1.3.3. Oberoligozäner Süßwasserkalk	101
1.3.4. Präriesische Braunkohlenschichten (Oligozän, ? Obermiozän)	103
1.3.5. Altobermiozäner Lepolithkalk	105
2. Postriesisches Tertiär	106
2.1. Der Riessee und seine Ablagerungen (R. BOLTEN)	106
2.1.1. Klastische Fazies	107
2.1.2. Beckensedimente	108
2.1.3. Süßwasserkalke	110
2.1.4. Jungmiozäne Kluftfüllungen in den Riesseekalken	113
2.1.5. Der Riessee und seine Wässer	114
2.2. Postriesisches Tertiär im Vorries westlich der Wörnitz (R. BOLTEN)	115
2.2.1. Sarmatische Kalke und Mergel	115
2.2.2. Jüngsttertiäre Schotter und Sande	115
2.3. Postriesisches Tertiär im Vorries östlich der Wörnitz (D. MÜLLER)	116
2.3.1. Süßwasserkalke westlich Monheim	116
2.3.2. Bunte Tone von Monheim	116
2.3.3. Monheimer Höhensande	117
2.3.4. Lyditführende Hochschotter	118
3. Landschaftsgeschichte des Riesgebietes im Tertiär (R. BOLTEN u. D. MÜLLER)	120
3.1. Landschaft vor der Riesentstehung	120
3.2. Landschaft nach der Riesentstehung	122
3.3. Altersstellung des Riesereignisses	123
Angeführte Literatur	125

¹⁾ Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geologe ROLF BOLTEN, Dipl.-Geologe DIETER MÜLLER, Institut für Paläontologie und histor. Geologie, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10/II.

Mit dem Rückzug des Jurameeres aus dem nördlichen Süddeutschland begann für das Nördlinger Ries eine überwiegend festländische Periode, die nur noch zweimal von kurzfristigen Meeresvorstößen unterbrochen wurde: während der Oberkreide (Cenoman) und des Jungtertiärs (Obere Meeresmolasse).

Hellrote, ziemlich grobkörnige Sandsteine mit Resten von Bryozoen, Echinodermen und anderen marinen Fossilien des Cenomans werden als spärliche Bestandteile der Ries-Trümmersmassen im südöstlichen und südwestlichen Vorries mehrfach erwähnt (DEHM 1931, S. 201; SCHRÖDER & DEHM 1950, S. 20; ANDRITZKY 1959, S. 16; SCHEDELIG 1962, S. 30; GALL 1969, S. 107). Sie entsprechen faziell dem obercenomanen Mörsheimer Bryozoensandstein (LEHNER 1933, S. 459; TILLMANN 1964, S. 150), einem Schichtglied der bereits außerhalb der näheren Riesumgebung verbreiteten Neuburg-Ingolstädter Oberkreide, die ihrerseits einen westlichen Ausläufer der Regensburg-Oberpfälzer Oberkreide darstellt. Damit ist die Obercenomantransgression westwärts bis ins Ries, vielleicht bis ins SW-Vorries, nachgewiesen.

Weitere Oberkreidegesteine wurden aus dem Ries bisher noch nicht bekannt. Ein geringer Teil der verbreiteten, bunten Kalkrückstandstone könnte festländisches Präobercenoman vertreten; möglicherweise gehören auch die von WEBER (1958, S. 401–402) aus dem östlichen Vorries beschriebenen, präoligozänen „Hochflächen-Geröllsande“, die heute nur noch umgelagert auftreten, der Oberkreide an. Der um das ganze Ries in Restblöcken bis 1 m³ Größe verbreitete „Döckinger Quarzit“ wurde von SCHNEID (1914, S. 209) mit mariner Oberkreide des Neuburger Raumes verglichen, später aber von WEBER (1941, S. 25) und der Mehrzahl der neueren Autoren dem höheren Mittelkeuper zugeordnet. Seine stratigraphische Stellung ist indessen bis heute noch nicht einwandfrei festgelegt.

Während der Tertiärzeit stellt das Ries mit seiner Umgebung (dem ganz oder teilweise von Ries-Trümmersmassen bedeckten Gebiet) einen Raum mit ganz besonders reicher geologischer Dokumentation dar. Hierfür sind einmal seine besondere Lage im Grenzbereich Alb-Molasse, zum anderen die Auswirkungen des Ries-Ereignisses verantwortlich.

Der größte Teil des Riesbereichs gehört, abgesehen vom Süden und dem schmalen Streifen nördlich des Albtraufs, der tiefgreifend verkarsteten Hochfläche der fränkisch-schwäbischen Alb an. Hier hat das Tertiär Überreste einer langandauernden, festländischen Verwitterungsperiode hinterlassen; häufig in Karsthohlformen eingespülte rote, gelbe und braune Erden mit stellenweise reichlichen Überresten der damaligen festlandsbewohnenden Lebewelt; außerdem Schotter und Sande von Flüssen. Der südliche Albrand dagegen gelangte während des Oberoligozäns und Miozäns in den nördlichen Randbereich des Molassetrogs. Untere Süßwassermolasse (USM), Obere Meeresmolasse (OMM) und Obere Süßwassermolasse (OSM), deren Gesamtmächtigkeit im Becken bis mehrere 1000 m beträgt, keilen im südlichen Riesbereich, teilweise unter Entwicklung einer besonderen Randfazies, aus. Eine Reihe von tertiären Sedimenten überwiegend limnischer Entstehung schließlich, die heute vor allem oder ausschließlich in den Ries-Trümmersmassen zu finden sind, konnte bisher noch nicht sicher außerriesischen Tertiärsedimenten der näheren Umgebung zugeordnet werden. Ihr Auftreten kann als Anzeichen einer gewissen Sonderstellung des Riesbereichs im süddeutschen Tertiär gewertet werden. Zeitlich gesehen stellt das Riesereignis im oberen Miozän einen scharfen Einschnitt in der Geschichte des Rieses dar.

Die aus dem Rieskessel ausgeschleuderten Trümmersmassen verschütteten das gesamte Relief im Vorries und sein Entwässerungsnetz. Im Zentrum hinterblieb eine große Hohlform, welche die Sedimente des jungobermiozänen Ries-

sees aufnahm. Schließlich gibt es noch Anzeichen für eine darauffolgende regionale Plombierung, von der auch das gesamte Riesgebiet betroffen wurde.

Man erhält so eine Großgliederung des Riestertiärs in präriesische und postriesische Bildungen. Innerhalb des präriesischen Tertiärs werden 1. Rückstandsbildungen, Karsthohlform-Füllungen und fluviatile Ablagerungen auf der Alb, 2. Ablagerungen des Molassebeckens und 3. limnische Ablagerungen des Riesgebietes unterschieden. Das postriesische Tertiär gliedert sich 1. in die Sedimente des Rieseesees, sowie 2. in die Sedimente im westlichen und 3. im östlichen Vorries.

1. Präriesisches Tertiär

(DIETER MÜLLER)

1.1. Tertiäre Rückstandsbildungen, Karsthohlform-Füllungen und fluviatile Ablagerungen

1.1.1. „Lehmige Albüberdeckung“

Auf der fränkisch-schwäbischen Alb haben sich vom Alttertiär, teilweise wohl schon von der Kreide ab, Lösungsrückstände der Malmkalke, stellenweise mit zugeführtem klastischem Fremdmaterial, zu mächtigen, roten, ockerfarbenen und braunen Verwitterungsdecken angehäuft. Die an der Oberfläche stets denaturierten, ockergelb und braun verfärbten, charakteristischen Roterden enthalten häufig zahlreiche Bohnerze, daneben Hornsteine und poröse Kieselplatten des oberen Malms. Stellenweise kommen umgelagerte Reste fluviatiler Ablagerungen: Quarzsand, Quarzgerölle u. a. vor. Diese alten Böden, deren Entstehung durch fossilführende Karsthohlformfüllungen zumindest vom Eozän ab nachgewiesen ist, treten häufig noch flächenhaft auf der Albhochfläche auf, wo sie aber vielfach, u. a. im Pleistozän, verändert und umgelagert wurden, außerdem in frischerer Erhaltung verbreitet in den Riestrümmernmassen. Die Entstehung der Roterden war im wesentlichen auf die vorobermiozäne Zeit beschränkt, mit Schwerpunkt im Alttertiär; ockerfarbene und braune Erden konnten sich noch später bilden. Tertiärrelikte dieser Art werden von nahezu allen Ries-Bearbeitern erwähnt; eingehender befassen sich damit BIRZER (1939), HÜTTNER (1958, 1961) und ROLL (1934).

1.1.2. Füllungen von Karsthohlformen

Bei absinkendem Karstwasserspiegel entstanden verschiedenartige Karsthohlformen: Spalten, geologische Orgeln, Dolinen, verzweigte Karstgerinne u. a., die in geologisch kurzer Zeit mit Verwitterungsmaterial der Albhochfläche gefüllt wurden. Eingeschlossene Wirbeltier-, seltener Gastropodenfaunen gestatten eine oft sehr genaue Datierung. Hervorzuheben ist die große Häufigkeit dieser „Spaltenfüllungen“ in der schwäbisch-fränkischen Alb, dem in dieser Beziehung reichhaltigsten Gebiet der Erde (DEHM 1961 b, S. 59). Eine besondere Bedeutung liegt darin, daß sie uns Gesteinsmaterial und Reste von Lebewesen aus der Zeit ihrer Entstehung unverändert überliefern und so Hinweise zur Paläogeographie, Paläoklimatologie, Paläobiologie und Geschichte der Alblandschaft während des Tertiärs geben.

Das in die Spalten umgelagerte Verwitterungsmaterial kann zuweilen kalkig verfestigt sein bis zur Bildung von mehr oder weniger unreinen Kalken. ANDRES (1951, S. 20) und HÜTTNER (1961, S. 88) halten als Voraussetzung für die Entstehung kalkiger Karsthohlformfüllungen Wasserbedeckung und ein Ansteigen des Karstwasserspiegels für erforderlich, da Kalkausscheidung in einer abgedichteten Doline nur bei kräftigem Wasserzufluß möglich sei, während DEHM (1961 b, S. 67) bei der fossilreichen, kalkigen „Spaltenfüllung“ von Gaimersheim (nordwestlich Ingolstadt) das Fehlen von Süßwasserorganismen betont und daher diese Annahme für nicht ausreichend begründet hält.

Auf die Höhe der ehemaligen Landoberfläche kann man u. a. aus der Lage einer „Spaltenfüllung“ unter der heutigen Oberfläche, aus der Fossilhaltung oder aus den eingeschlossenen Gesteinsresten der Albhochfläche schließen. Während DEHM (1935, S. 77; 1961 b, S. 63) eine oberflächennahe Entstehung und eine nur geringfügige spätere Erniedrigung der Albhochfläche annimmt, schätzt WEBER (1951, S. 122—123) den Abtrag in der Umgebung des Nördlinger Rieses stellenweise auf mehr als 50 m.

Fossilführende Karsthohlform-Füllungen sind aus dem Riesgebiet vom Obereozän bis zum Mittelmiozän bekannt. Sie sind sowohl autochthon auf der Albhochfläche wie als Bestandteil der Riestrümmernmassen zu finden. Auf die Vorkommen mit rein kalkiger Füllung und Süßwassergastropoden wird im Kapitel „Limnisches Tertiär im Riesgebiet“ eingegangen.

Ausführlich behandelt werden die „Spaltenfüllungen“ in den Arbeiten von DEHM (1935, 1937, 1939, 1952, 1961 a, 1961 b); ein vollständiges Verzeichnis aller bis 1961 bekannten Vorkommen der fränkisch-schwäbischen Alb ist in seiner Arbeit 1961 a (S. 46—50) zu finden.

1.1.2.1. Obereozän

Heidenheim a. H., Bohnerzspalte

MAACK 1865; v. GÜMBEL 1891, S. 245; SCHERTZ 1939, S. XII.

Alttertiäre „Spaltenfüllung“ in autochthonem Malm beta oder gamma; an der Basis „grünlichweißer, thoniger Sand“ (GÜMBEL), unmittelbar darüber in „fettem braunem Letten“ (GÜMBEL) Reste von Huftieren: *Lophiodon*, zahlreiche Zähne; *Palaeotherium*.

1.1.2.2. Unteroligozän (Lattorfium)

Unteroligozäne „Spaltenfüllungen“ sind auf der Alb besonders zahlreich. DEHM (1961, S. 46) unterscheidet eine ältere Fauna mit *Palaeotherium* (früher als Obereozän betrachtet) von einer jüngeren mit häufigen Resten eines Nagers von Eichhörnchen-Größe: *Pseudosciurus*. Sämtlichen im Folgenden angeführten „Spaltenfüllungen“ ist ein Gehalt an Fremdmaterial: Quarzsand und Quarzgerölle bis 5 cm Durchmesser gemeinsam. Auf die Bedeutung dieser fluviatilen Relikte wird später noch eingegangen.

1.1.2.2.1. Älteres Unteroligozän

Huisheim

SCHRÖDER & DEHM 1950, S. 21, 32—33; DEHM 1950, S. 253—256.

Bis 40 cm breite Spalte in autochthonem Malm delta, mit einer tonigen Füllung von bräunlich-ockergelber, grünweiß-fleckiger Farbe, die Quarzsand, Quarzgerölle bis 2 cm sowie „große, randlich zu weißem Staub zersetzte Weißjurastücke“ (SCHRÖDER & DEHM) enthält. Im Füllmaterial neben Resten umgelagerter Malmfauna spärlich Wirbeltierknochen und -zähne von Raubtieren (Amphicyonide), Nagern (*Pseudosciuride*) und Huftieren (u. a. *Palaeotherium*).

Möhren

W. WAGNER 1960, S. 136—137; DEHM 1961 a, S. 29.

Spalten im autochthonen Malm delta. Die geröllführende Füllmasse enthielt neben Bohnerzen, Quarzen und gerundeten Hornsteinen bis 25 cm auch selten Lydite. Die reiche Wirbeltierfauna umfaßt abgerollte Knochenstücke, Einzelzähne und Kiefer von 11 Arten, u. a. Raubtiere, Nager, Huftiere (*Palaeotherium*, *Anoplotherium*, *Diplobune*), Schildkröten und Krokodile.

1.1.2.2.2. Jüngerer Unteroligozän

„Spaltenfüllungen“ des jüngeren Unteroligozäns sind besonders häufig. Aus dem Riesgebiet wurden 6 autochthone und eine vermutlich allochthone bekannt.

Grafenmühle bei Pappenheim

SCHLOSSER 1902, S. 139; DEHM 1935, S. 7—8.

Autochthoner Malm delta; 6 Wirbeltierarten, u. a. *Pseudosciurus suevicus* HENSEL.

Hagau I

DEHM 1935, S. 66; WEBER 1951, S. 122.

Autochthoner Malm gamma 2 (Ataxioceratenschichten); unteroligozäne Nagerreste und Wirbelfragment eines ? Paarhufers.

Hagau II

WEBER 1951, S. 119—124.

Autochthoner Malm gamma 2 (Ataxioceratenschichten); *Pseudosciurus suevicus* HENSEL, Huftiere (*Diplobune*).

Harburg

TRISCHLER & WINKLER 1968, S. 323—323.

Autochthoner Malm delta. Umgelagerte Malmfauna; reiche, noch unbearbeitete Wirbeltierfauna, die sich nach vorläufiger Bestimmung aus Knochen und Zähnen von Fledermäusen, Raubtieren, Nagern mit u. a. *Pseudosciurus suevicus* HENSEL, Huftieren sowie Eidechsen und Schildkröten zusammensetzt.

Heidenheim a. H.

DEHM 1961 a, S. 30.

Autochthoner Malm gamma 2 (Ataxioceratenschichten). Reste von Fledermäusen und Nagern (*Pseudosciurus*).

Wolferstadt I

DEHM 1935, S. 55—56.

Dolinenartige Hohlform in autochthonem Malm delta. Füllung aus bröckeligem bis verfestigtem Weißjuragrus mit einzelnen Quarzgeröllen. In einem hellen, gefleckten Kalk Fossilfunde: Landschnecken (? *Cochlostoma*); Reste von *Pseudosciurus suevicus* und Paarhufern (Selenodontier). Durch das kalkige Material unterscheidet sich das Vorkommen von allen bisher genannten; es leitet zu den, unter „Limnisches Tertiär im Riesgebiet“ behandelten unteroligozänen Roterdekalken über.

Wolferstadt II

WEBER 1958, S. 398—406.

Erschlossen beim Aushub von Wasserleitungsgräben im Ort; wahrscheinlich allochthon. Das Liegende bilden im W vergrieste Kalke des oberen Malm gamma; im E grenzt Malm alpha (Impressaschichten) an. Offenbar flächenhaft aufgelagerte Roterde mit reichlich Bohnerz und Quarzgeröllen bis 3 cm; Kontakt vermutlich „riestektonisch“ bedingt. Fauna: Reste von Insektenfressern, Fledermäusen und vor allem Nagern mit *Pseudosciurus suevicus*.

1.1.2.3. Oberoligozän (Chattium)

Gunzenheim bei Donauwörth

DEHM 1931, S. 155—164; 1935, S. 24—48.

Über autochthonem höherem Malm (Massenkalk) wurde gelber, schwach bohnerzführender Ton mit Massenkalkblöcken, Brocken von grobkristallinem bräunlichem Kalkspat, braunem, Quarz und Bohnerz führendem Kalkstein sowie Blöcken aus fossilführendem, rosa bis fleischrotem, porösem Kalkstein erschürft. Die Kalke sind umgelagert. Reiche Landschnecken- und Wirbeltierfauna. Unter den Landschnecken (19 Arten) dominieren Vertreter der Zonitacea und Helicacea; als wichtige Leitformen des Chattiums sind *Pomatias antiquum* (BRONGNIART) und *Ferussina tricarinata* (BRAUN) zu erwähnen. Die Wirbeltiere sind mit 31 Arten von Säugern, Amphibien (Salamander, ?Frosch) und Reptilien (Schlangen, Schildkröten) vertreten; dazu kommen noch Arthropoda und Celtis-Samen. Aus der Gesamtf fauna leitet DEHM (1935, S. 47—48) eine feuchte, walduntermischte Steppenlandschaft als Einzugsgebiet ab.

Kaisheim

SCHETELIG 1962, S. 30.

In einem Bachlauf SW Kaisheim über Felsenkalk weiße und rötliche Kalke mit kaum gerundeten Felsenkalkeinschlüssen. Ein Einzelblock lieferte 3 Landschneckenarten (*Cepaea*, *Klikia*) der Gunzenheimer Fauna. Geländebegehungen des Verfassers lassen die „wahrscheinlich autochthone“ Lagerung (SCHETELIG) bezweifeln.

Burgmagerbein

SCHALK 1957, S. 23, 70—91.

Zwei 50 cm breite Spalten in autochthonem Malm delta; Füllung aus braunem, teilweise grünem, sandigem Ton mit Bohnerzen, kleinen Jurahornsteinen, Quarzen und einer artenreichen Wirbeltierfauna, bestehend aus Knochen, Zähnen und Kieferbruchstücken von Insektenfressern, Fledermäusen, Raubtieren, Huftieren und vor allem Nagern (22 Arten).

1.1.2.4. Untermiozän (Aquitanium)

Kaisheim

DEHM 1961 a, S. 33.

Ein Spaltensystem in stärker beanspruchtem höherem Malm (Felsenkalk) enthält eine gelbbraune tonige Grundmasse mit weißen bis grünlichen, geschichteten Sandlagen und zahlreichen Geröllen: Quarze bis 6 cm; gelbliche Quarzite; vereinzelt Lydite. Daneben Malmbrocken. Spärlich Wirbeltierreste; Raubtiere (Marder), Nager, Huftiere und Schildkröten; zusammen 7 Arten. Tektonische Stellung (autochthon oder allochthon) unsicher. Weitere untermiozäne Karsthohlformfüllungen ähnlicher stofflicher Zusammensetzung sind aus dem Altmühltal bekannt: Grafenmühle (DEHM 1961 a, S. 34—36) und Weinberg (SCHLOSSER 1962, S. 139; DEHM 1935, S. 9—10) bei Pappenheim; Übermatzhofen (DEHM 1961 a, S. 36—37). Allen ist eine artenarme Wirbeltierfauna gemeinsam.

Schaffhausen bei Harburg

Bisher noch unbearbeitet ist eine 1964 von Herrn Hauptlehrer J. KAVASCH aus Mönchsdeggingen entdeckte „Spaltenfüllung“ in einer Schottergrube 850 m NNE Schaffhausen, rechts der Straße nach Harburg. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. FAHLBUSCH war in zertrütem, vermutlich allochthonem Massenkalk des höheren Malm ein unregelmäßiger, etwa N—S-verlaufender Spaltenzug bis 3 m Breite erschlossen, gefüllt mit einer teilweise kalkig verfestigten Roterde.

Das Gestein enthielt zahlreiche Knochen, Kieferstücke und Zähne von Säugetieren; helle, tuffige Kalke lieferten außerdem Landschnecken. Unter den Säugern sind die Nager *Eucricetodon gerandianus* (GERVAIS) und *Pseudotheridomys parvulus* (SCHLOSSER) nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. FAHLBUSCH charakteristisch für höheres Aquitanium. Etwa dasselbe Alter ergibt sich — nach freundlicher Mitteilung von Frau Dr. OBERGFELL — aus den Hirschen, von denen — nach vorläufiger Bestimmung — fortschrittliche Vertreter von *Amphitragulus* cf. *elegans* POMEL und *Amphitragulus* cf. *gracilis* POMEL zu nennen sind.

1.1.2.5. Mittelmiozän (Burdigalium)

Bissingen

SCHALK 1957, S. 24, 91—103.

Zwischen stark vergriestem, allochthonen Massenkalken des oberen Malm waren rote und grüne Tone mit Quarzkörnern und vergriestem Nebengestein erschlossen. Fauna: meist zerbrochene Knochen und Zähne von zahlreichen Insektenfressern und Nagern, daneben Fledermäusen, Raubtieren und Huftieren. Die Nager gestatten eine Datierung ins Altburdigal.

1.1.3. Fluviale Ablagerungen

1.1.3.1. Präoligozäne Hochflächen-Geröllsande

In den meisten der oben angeführten Karsthohlformfüllungen vom Ober- bis ins Mittelmiozän, vor allem jedoch im Unteroligozän, fallen als klastische Fremdkomponenten der Tone Quarzsand und Quarzgerölle bis zu 5 cm Durchmesser auf. Sie stellen die mehrfach umgelagerten Reste einer präoligozänen „Geröllsand-Überdeckung“ (WEBER 1958, S. 401—402) dar.

WEBER nimmt für den Raum zwischen Heidenheim a. H. und Huisheim eine weitgehend geschlossene Decke dieser „Hochflächen-Geröllsande“ an und hält sie für Mittel- bis Obereozän, da sie bereits in die eozäne „Bohnerzspalte“ Heidenheim a. H. umgelagert wurden. Möglicherweise liegt aber auch höheres Alter (Oberkreide?) vor.

Hierher gehören nach Ansicht des Verfassers, in Übereinstimmung mit WEBER, auch die „Hochschotter“ aus dem Mühlbachtal bei Wemding (WEBER 1941, S. 86, 111—113).

Die „Bunten Tone von Monheim“ (DEHM 1931, S. 148—150), die „Monheimer Höhengsande“ (DEHM 1931, S. 150—153) und die Hochschotter des Usseltals (KRUMBECK 1927 a, S. 232—233), die von den genannten Autoren ursprünglich ins Alttertiär bzw. die oberste Kreide gestellt, später aber allgemein jünger eingestuft wurden, werden bei den postriesischen Sedimenten des östlichen Vorrieses behandelt. Von den „Hochflächen-Geröllsanden“ unterscheiden sie sich durch deutlichen Lyditgehalt in den grobklastischen Anteilen.

1.1.3.2 Mittel- bis obermiozäne Kalkschotter und „Buchberggerölle“

Um Reste fluviatiler Ablagerungen eines mittel- bis obermiozänen Flußnetzes vor allem im westlichen Riesgebiet handelt es sich bei den in der Literatur vielfach erwähnten „Buchberggeröllen“. Sie werden stets allochthon, meist an der Basis der Ries-Trümmersmassen gefunden und sind als altersgleich mit autochthonen Schottervorkommen aufzufassen (KRANZ 1925, S. 250—256). Beim Bau des Bildwasen-Eisenbahntunnels zwischen Lauchheim und Bopfingen entdeckte bereits O. FRAAS (1864, in KRANZ 1925, S. 207) ein präriesisches, von Trümmersmassen erfülltes Juratal. DEFFNER (1870, S. 28) fand an der W-Seite des Tunnels auch die zugehörigen, autochthonen Ablagerungen: „Quarzsande mit vielen Jura- und Feuersteingeröllen“. Etwa gleichzeitig entdeckte er am Buchberg bei Bopfingen „abgerundete Gerölle aus Weißjuramaterial“ (1870, S. 3), deren Lagerung unter Riestrümmern auf einer Schlift-Fläche aus anstehendem Malm beta KOKEN (1899, S. 481—482) erkannte. Als „Buchberggerölle (-geschiebe)“ werden nach KOKEN (1902, S. 460—462) und KNEBEL (1902) abgerollte, geglättete und „gekritzte“ Malmkalkeinschlüsse der Ries-

trümmernmassen, häufig zerdrückt und wieder verkittet, teilweise auch mit „Facetten“, bezeichnet. Sie sind aus der gesamten Umgebung des Rieses, vor allem aber aus der Gegend von Bopfingen, bekannt geworden.

Jedoch ist die Entscheidung, was aus der älteren Literatur hierher gehört, nicht immer leicht, da teilweise auch andere Bildungen wie Riessee-Strandkonglomerate, „riestektonisch“ geschrammte Malmverwitterungsbrocken, Strandgerölle der Oberen Meeresmolasse u. a. mit einbezogen wurden.

Während die „Buchberggerölle“ früher (z. B. von KOKEN 1901, S. 73—77) häufig als eiszeitliche Geschiebe und damit u. a. als Beweis für einen „Riesgletscher“ angesehen wurden, setzte sich später allgemein die Ansicht ihrer Entstehung als präriesische Flußgerölle, den Schotterlagern der präriesischen Täler von Eger, Wörnitz usw. entstammend und durch die Riestrümmerngesteine verschleppt, durch (u. a. KRANZ 1925, S. 254).

G. WAGNER (1926) beschreibt ein präriesisches Entwässerungsnetz mit der „Ureger“ als Hauptrinne, deren Lauf er an Hand von 3 übereinanderliegenden Schotterterrassen von der Lauchheimer Gegend über Bopfingen und den SE-Riesrand bis Wörnitzstein rekonstruiert. Am Bildwasen ist ihr Tal über 50 m in die Albhochfläche eingetieft.

Östlich Bopfingen ist ihr Verlauf allerdings nicht gesichert, da z. T. allochthone Schotter und Riessee-Strandkonglomerate einbezogen wurden (MÜNZING 1961, S. 198—199). Am besten sind die Terrassen bei Lauchheim ausgebildet. Aufschlüsse der ältesten Terrasse am „Barrenberg“, heute Barnberg (580—600 m NN) zeigen fein- bis mittelkörnigen Quarzsand mit zahlreichen Geröllen aus Malmkalk und Hornsteinen (bis 12 cm), Quarzen (bis Nußgröße), Angulatusandstein, vereinzelt Stubensandstein und Gryphäensandstein (G. WAGNER 1926, S. 341; KRANZ 1925, S. 252—253). WAGNER stellt diese Terrasse ins Mittelmiozän. Die jüngste und tiefste, Altobermiozän, ist u. a. am Bildwasentunnel (545—550 m) erhalten.

MÜNZING (1960, S. 198—199) weist bei Bopfingen nur noch 2 Terrassen, die er ins Helvet bzw. Torton stellt, nach.

Autochthone Malmkalkschotter letzteren Alters, mit u. a. abgerolltem tortonem Lepolithkalk), fand HÜTTNER (1961, S. 88—89) nördlich Dischingen als Ablagerungen der Uregau 40 m über der heutigen Talsohle.

Um autochthone Ablagerungen der Urwörnitz handelt es sich möglicherweise bei den von SCHRÖDER & DEHM (1950, S. 44) beschriebenen Schottern von Ronheim, die bis 30 m über das heutige Wörnitzniveau reichen: außen braun gefärbte Weißjurakalke von Nußgröße bis 15 cm Durchmesser und Hornsteine, vereinzelt „ein grober Sandstein“.

1.2. Molasse-Ablagerungen am Südrand der Fränkisch-Schwäbischen Alb

1.2.1. Untere Süßwassermolasse (USM), Aquitanium

Die östlichsten Ablagerungen der USM am S-Rand der Schwäbischen Alb reichen gerade noch bis ins SW-Vorries. Sie gehören den untermiozänen (aquitanen) Ulmer Schichten (MOOS 1925, S. 170—191) an und sind in kalkiger Randfazies (Thalfinger Schichten, WENZ 1918) entwickelt: helle Süßwasserkalke (dicht, brecciös, Knollenkalke u. a.); kreidige Mergel; untergeordnet Tonmergel

und Sande alpiner Herkunft. Diese Seeablagerungen, die ein altes, westlich der Brenz bis über 40 m in die Alb eingesenktes Entwässerungsnetz ganz oder teilweise plombieren (MOOS), enthalten eine artenreiche Land- und Süßwassergastropodenfauna (WENZ 1918), Ostracoden (STRAUB 1952) und Chara-Oogonien (MÄDLER 1955).

Als östlichste Vorkommen waren bis vor kurzem nur Ziertheim im Egautal (MENGELE 1916, S. 4) und Haunsheim im Zwergbachtal (NATHAN 1955, S. 42) bekannt. In Ziertheim waren beim Bau der Härtsfeldbahn 1904 Süßwasserkalke mit 6 Arten Wasserschnecken (*Valvata*, *Limnaeinae*, *Planorbinae*) und 6 Landschnecken (*Pupillacea*, Heliciden) erschlossen.

Neueste Arbeiten des Instituts für Paläontologie und Historische Geologie der Universität München zeigen, daß die USM östlich des Egautals über Tage nicht mehr auftritt. Sie ist jedoch im Zwergbachtal südlich Oberbechingen und im Egautal südlich Ballmertshofen, wie GALL (1969, S. 24—38) in seiner Dissertation nachweist, noch ziemlich verbreitet, auf die vormiozänen Täler beschränkt und mit Ausnahme eines möglicherweise noch oberoligozänen Vorkommens bei Haunsheim nur aquitanen Alters. Sie erreicht südlich Haunsheim ca. 20 m Mächtigkeit.

1.2.2. Obere Meeresmolasse (OMM), Helvetium

Die Ablagerungen der OMM greifen über das Gebiet der USM nach NE weit hinaus. Der Nordrand des Molassemeeres, die Klifflinie, läßt sich, vielleicht tektonisch vorgezeichnet (MOOS 1925, S. 198; HÜTTNER 1961, S. 80), von SW her über Herbrechtingen (Brenz) bis Dischingen in kontinuierlichem, geradem Verlauf verfolgen (MOOS 1925, S. 195—197; HÜTTNER 1961, S. 80). Östlich Dischingen ist ihre Fortsetzung großenteils unter Riestrümmermassen verborgen. Abgesehen von der Wasserbohrung Amerdingen (NATHAN 1955, S. 43) sowie den Kliffpunkten Burgmagerbein (MOOS 1925, S. 197; SCHALK 1957, S. 25) und Brunnsee (KOKEN 1902, S. 448; SCHRÖDER & DEHM 1950, S. 21, 38) können zu ihrer Rekonstruktion nur Strandgerölle herangezogen werden, deren ursprüngliche Lage aber häufig nicht gesichert ist (ANDRITZKY 1963, S. 77, Abb. 1). SCHETELIG (1962, S. 35) konnte die OMM ostwärts bis Schäfstall 5 km östlich Donauwörth nachweisen. Während HÜTTNER (1961, S. 81) für das Teilstück Dischingen—Amerdingen, abgesehen von der Halbinsel des Erzbergs, noch einen weitgehend geradlinigen Verlauf annimmt, biegt östlich davon die Klifflinie nach ANDRITZKY (1963, S. 77—78), SCHALK (1957, S. 67—68) und SCHETELIG (1962, S. 35) fjordartig in die prähelvetischen Täler der Kessel, der Wörnitz und des Lochbachs (2,5 km östlich Donauwörth) ein.

Die brackisch-marinen, nach oben weiter aussüßenden Sedimente der OMM liegen westlich der Egau einer fast ebenen, aus oberem Malm, lokal aus Resten der USM bestehenden Abrasionsfläche auf. Es sind fein- bis mittelkörnige, grünliche bis gelbliche Quarzsande, glaukonit- und glimmerreich, mit deutlichem Kalkgehalt, der in härteren, gesimsartig auswitternden Bänkchen und Lagen von hellen Konkretionen angereichert ist (Pfohsande, HÜTTNER 1961, S. 75 u. a.). Im höheren Teil treten zunehmend feinkörnige, glaukonitarmer aber glimmerreiche Schluffsande, Tone und Mergel auf (Schluffsande, HÜTTNER 1961, S. 75). Die Mächtigkeit erreicht nach MOOS (1925, S. 195) östlich der

Brenz noch bis 50 m, bei Dischingen (HÜTTNER 1961, S. 75—76) noch bis 20 m. Die Transgressions- und Strandfazies der OMM tritt besonders ausgeprägt am Kliff bei Dischingen auf (MOOS 1925, S. 196—197; HÜTTNER 1961, S. 78—79). Bohrlöcher von Pholaden und Vioa in der felsigen Unterlage, angebohrte Jurakalkgerölle bis 40 cm, Hornsteine, grober Quarzsand und Quarzgerölle bis 2 cm, Lydite bis 3 cm sowie Muschel- und Balanusschill sind bezeichnend. Strandgerölle und OMM-Schollen wurden stellenweise durch die Riestrümmernmassen vom Kliffbereich mehrere km südwärts verschleppt (HÜTTNER 1958, S. 137—138).

Die Megafauna der OMM ist im SW und an der Klifflinie am reichhaltigsten. Zu erwähnen ist der altberühmte Fundort Dischingen, dessen Gesamtfauna (31 Arten) HÜTTNER (1958, S. 58) zusammenstellt: Bryozoa (*Cellepora*), Lamellibranchiata (*Ostreidae*; *Pectinidae*), Gastropoda (*Turritella*); Arthropoda (*Balanus*), Selachier (*Lamna*-Zähne) u. a. Besonders häufig und überall zu finden sind Austern (*Crassostrea*), vor allem bei Zöschingen (NATHAN 1955, S. 43); ostwärts bis Donauwörth (Lochbach, SCHEDELIG 1962, S. 32). Die Abnahme ihrer Größe zum Hangenden, gelegentlich eingeschwemmte Landschnecken und Kohleschmitzen (?) bezeugen nach HÜTTNER (1961, S. 75—76) eine zunehmende Aussüßung des OMM-Meeres. Dasselbe erkennt SCHEDELIG (1962, S. 34—35) aus der Verarmung der Foraminiferenfauna.

Während die Megafauna keine genaue Datierung zuläßt, weist SCHEDELIG (1962, S. 33) mit Hilfe der Foraminiferen, wenngleich mit Vorbehalt, mittelhelvmetisches Alter der Donauwörther OMM nach. HÜTTNER (1961, S. 77) parallelisiert die Dischinger OMM mit dem 2. Sedimentationszyklus der OMM im Beckeninneren: Baltringer Grobsandhorizont und Feinsandserie, und gelangt so ebenfalls zu helvetischem Alter.

1.2.3. Grimmelfinger Schichten und Kirchberger Schichten, Oberes Helvetium

Die von MOOS (1925, S. 204—227) und KIDERLEN (1931, S. 265—303) ausführlich beschriebene Graupensandrinne, deren feldspatreiche, Quarz und Lyditgeröll führende Sande MOOS (1925, S. 206) unter Tage ostwärts bis Dillingen nachweisen konnte, läßt sich bis Donauwörth weiterverfolgen. In der Bohrung Heißenheim 5 km südlich Donauwörth (SCHEDELIG 1962, S. 82) wurden zwischen 63,0 und 66,4 m Teufe 3,4 m Grimmelfinger Schichten, unterlagert von OMM, angetroffen. Darüber folgen die grauen, feinsandig-mergeligen, brackischen Kirchberger Schichten (MOOS 1925, S. 227—238; KIDERLEN 1931, S. 303—334), die ostwärts bis Höchstätt bekannt waren (MOOS 1925, Karte), in 15 m Mächtigkeit unter OSM.

Das gesamte südliche Vorries gehört demnach der Zone nördlich der Graupensandrinne an.

1.2.4. Obere Süßwassermolasse (OSM), vor allem Tortonium

Die Ablagerungen der OSM überschreiten den Ablagerungsraum der OMM auf der Schwäbischen Alb nur wenig, transgredieren aber weit auf die südliche Frankenalb, wo sie SCHNEID (1914, S. 212—214), ANDRES (1951, S. 22—43), SCHNITZER (1956, S. 17—42) und v. EDLINGER (1964, S. 59—60, 1966, S. 16)

nördlich bis zur Linie Titting (nördlich Eichstätt)—Bieswang nachweisen. Eine zusammenfassende Darstellung der OSM auf der südlichen Frankenalb bringt BIRZER (1969). Das präobermiozäne Relief wurde durch die OSM, auch im SW-Vorries (HÜTTNER 1961, S. 89), nahezu vollständig plombiert. Wie die Auflagerungsfläche der Riestrümmermassen zeigt, wurde die OSM dort aber schon vor der Rieskatastrophe größtenteils wieder abgetragen, so daß heute nur noch Erosionsreste anzutreffen sind. Auch auf der südlichen Frankenalb, wo die OSM heute noch weitgehend erhalten ist, macht sich eine kräftige Erosionsphase mit Eintiefungsbeträgen bis über 150 m bemerkbar (BIRZER 1969, S. 6—8).

Die Sedimente der OSM — Süßwasserkalke, Mergel, Tone und Sande limnisch-fluvialer Entstehung — sind mit Ausnahme der fossilführenden Kalke bei Mangel an Aufschlüssen leicht mit anderen tertiären und quartären Bildungen (Löß, Lehm, Sand u. a.) zu verwechseln und können auch leicht umgelagert werden. Außerdem sind sie am südlichen Albrand in größeren Mengen den Riestrümmermassen beigemischt (HÜTTNER 1958, S. 137—139, 203—208; BIRZER 1969, S. 26—28). Eine Entscheidung, welche Gesteine auf den einzelnen Kartenblättern des Rieses zur autochthonen OSM gerechnet werden können, ist daher nicht immer leicht zu treffen.

1.2.4.1. Basissedimente und Süßwasserkalke

Süßwasserkalke treten vor allem als helle bis rote Algenknollenkalke (ANDRES 1951, S. 22) mit Landschnecken und als helle, tuffig-poröse Kalke mit zahlreichen Land- und Süßwasserschnecken auf. Daneben kommen dichte Kalke und Kalke mit Einschlüssen der Albhochfläche (Malmkalke, Bohnerzkörner u. a.) vor. Insbesondere die weit verbreiteten Algenknollenkalke, denen die „pseudopolithischen Kalke“ (KRUMBECK 1926, S. 18) und die „Lepolithkalke“ (KIDERLEN 1931, S. 337) gleichzusetzen sind, treten in der Regel an oder nahe der Basis der OSM auf. Helle, gastropodenreiche Süßwasserkalke sind meist etwas höher eingeschaltet und verzahnen sich anscheinend z. T. mit Mergeln, Tonen und Sanden.

Südlich der Klifflinie liegt die OSM meist konkordant auf der OMM. Bei Dischingen (HÜTTNER 1961, S. 81—84) beginnt sie mit grünlichen, dann hellroten Tonmergeln, übergehend in weißliche Mergel (zusammen 6 m). Kohlige Schmitzen und Schneckenschalenschill können eingeschaltet sein. Es folgen 7 m helle, poröse Süßwasserkalke, z. T. lepolithisch, mit zahlreichen Land- und Süßwasserschnecken der mittleren Silvanaschichten. Die reiche Fauna (28 Arten) wird erstmals von MENGELE (1916, S. 5—6) beschrieben und von HÜTTNER (1958, S. 61—62) zusammengefaßt. Ebenso berühmt sind die gleichaltrigen Kalke von Hohenmemmingen (GOTTSCHICK & WENZ 1916; KRANZ 1926, S. 160—166). Als charakteristische Leitformen unter den Landschnecken sind *Tropidomphalus incrassatus incrassatus* (KLEIN), *Cepaea silvana silvana* (KEIN), *Tudorella conica conica* (KEIN), *Pomatias consobrinum* (SANDBERGER) u. a.; unter den Süßwasserschnecken *Radix*, *Planorbarius* etc. zu nennen. Beide Vorkommen werden von Riestrümmermassen überlagert.

Die Frage, ob in diesem Gebiet nördlich der Graupensandrinne das Oberhelvet fehlt (KIDERLEN 1931, S. 336—341) oder ob es in den Basisschichten der OSM vorliegt (HÜTTNER 1961, S. 84—85), ist noch nicht endgültig entschieden. GALL (1969, S. 61 ff.) fand im Profil Schafhof bei Burghagel trotz fazieller Ähnlichkeit der Grenzschichten OMM/OSM zueinander einen mikro- und makropaläontologisch belegbaren oberhelvetischen Hiatus.

Dagegen beschreibt SCHEDELIG (1962, S. 36, 38—43) oberhelvetische Knollenkalke mit einer Landschneckenfauna u. a. mit *Cepaea eversa baumbergeri* (JOOSS), *Cepaea renevieri* (MAILLARD) und *Hemicycla asperula* (DESHAYES), über Schluffsandstein der OMM, von Berg bei Donauwörth und weist damit wenigstens lokal eine lückenlose Sedimentation zwischen OMM und OSM im Gebiet nördlich der Graupensandrinne nach.

Nördlich der Klifflinie sind die Knollenkalke und hellen Süßwasserkalke nordwestlich Giengen (KRANZ 1926, S. 157) und bei Oggenhausen (MOOS 1925, S. 240—241; BERZ & JOOSS 1927, S. 193—208) zu erwähnen. Die roten Oggenhausener Knollenkalke führen eine Fauna der unteren bis mittleren Silvanaschichten mit 8 Landschneckenarten. Sie sind weißen bis roten Mergeln eingelagert und enthalten zahlreiche Malmkalkeinschlüsse sowie Bohnerze. Stellenweise liegen Riestrümmernmassen darüber. Weiter sind hierher die von HÜTTNER (1961, S. 84) beschriebenen, ganz ähnlichen Knollenkalke von Dischingen sowie die hellen harten Kalke vom Hochstatter Hof zu stellen. Von Burgmagerbein erwähnt SCHALK (1957, S. 27) rote, malmschuttführende Süßwasserkalke mit Grobquarzen und Lyditen. Die tektonische Stellung sämtlicher von SCHEDELIG (1962, S. 42—43) beschriebenen tortonen Algenknollenkalke ist unsicher, nachdem FESEFELDT (1963, S. 6) die autochthone Lagerung der Malmkalke in ihrem Verbreitungsgebiet in Frage stellt. Die hellen, porösen Algenknollenkalke vom Bernhardikreuz (südöstlich Kaisheim) führen eine Landschneckenfauna aus 11 Arten. Weiter östlich folgen die obermiozänen, hellbräunlichen bis rötlichen Algenknollenkalke des tief eingeschnittenen Usseltals zwischen Daiting und Gansheim (KRUMBECK 1927b, S. 518—522; C. DORN 1940, S. 147—153). Sie führen eine artenarme Landschneckenfauna der mittleren Silvanaschichten. Von der Hangermühle südöstlich Daiting beschreibt v. GÜMBEL (1891, S. 274—275) helle Knollenkalke mit Süßwasserschnecken (*Planorbarius*, *Gyraulus*), die unter Zwischenschaltung von Kalkbreccien und braunem Bohnerzton (2 m) autochthonen Malm zeta-Plattenkalke in einem Steinbruch auflagerten.

Die nördlichsten, noch im Bereich des Kartenblattes (Beilage 1) liegenden Vorkommen stellen Algenknollenkalke von heller bis rötlicher Farbe nördlich Bieswang dar (v. EDLINGER 1966, S. 16). Die Zugehörigkeit der Süßwasserkalke westlich Monheim (DEHM 1931, S. 202) zur OSM (BIRZER 1969, S. 3) ist ziemlich unsicher.

Algenknollenkalke, poröse Gastropoden-Süßwasserkalke, Malmbreccienkalke u. a. werden in großer Verbreitung auch aus dem östlich anschließenden Gebiet (schon außerhalb der Karte) zwischen Wellheim, Ingolstadt, Eichstätt und Denkendorf beschrieben (SCHNEID 1914, S. 212—214; ANDRES 1951, S. 22—24; SCHNITZER 1956, S. 18—22). SCHNITZER weist mit Hilfe von Schwermineralien die Zugehörigkeit dieser tortonen Kalke zum Sedimentationsraum der OSM nach (1956, S. 25).

1.2.4.2. Tonmergel und Sande

Über den Süßwasserkalken bzw. sich mit diesen verzahnend sind im gesamten Gebiet grüngraue bis blaugrüne Tonmergel und Mergel, untergeordnet mit Einschaltungen von Braunkohlethon, sowie hellgrünliche, fein- bis mittelkörnige glimmer- und chloritreiche Flinsande alpiner Herkunft verbreitet.

Sie treten, abgesehen von der südlichen Frankenalb, wo sie in flächenhafter Verbreitung und bis 25 m mächtig die tortonen Süßwasserkalke überlagern (ANDRES 1951, S. 37—43; SCHNITZER 1956, S. 25—42), nur noch in Erosionsresten auf.

Im SW-Vorries gehören hierher u. a. die bis über 7 m mächtigen Oggenhausener Sande (MOOS 1925, S. 241—243; BERZ & JOOSS 1927, S. 197—200). Ihre Wirbeltierfauna, u. a. mit den Elefanten-Vertretern *Mastodon angustidens* CUVIER und *Dinotherium bavaricum* v. MEYER ist nach MOOS (1925, S. 242) ins Sarmat zu stellen und wäre nach DEHM (1955, S. 84) wohl für die mittlere Serie der OSM im Beckeninneren charakteristisch. BERZ & JOOSS (1927, S. 198—200) stellen jedoch Überlagerung durch Riestrümmernmassen fest und schließen aus dem Vorkommen einer Landschnecke: *Cepaea renevieri coniuncta* BERZ & JOOSS, aus den mittleren bis oberen Silvanaschichten bekannt, auf Torton.

Weiter östlich sind zu erwähnen: die Glimmersande von Zoltingen (SCHALK 1957, S. 28) sowie Tonmergel, Braunkohlentone und Glimmersande bei Donauwörth (SCHETELIG 1962, S. 48—49).

Östlich der Wörnitz gehören hierher außerdem Flinz-Tonmergel mit Braunkohlenschmitzen und Flinzsande aus dem Usseltal bei Rohrbach, Gansheim und Daiting (v. GÜMBEL 1891, S. 275; C. DORN 1940, S. 166; TREIBS 1965, S. 315). In der Bohrung 9 a der Fernwasserversorgung Franken östlich Daiting (BIRZER 1969, S. 26) wurden 21 m Tone mit Flinzsandlagen und Braunkohlenton, überdeckt von 11,8 m bunter Breccie, durchteuft.

Zur OSM stellt BIRZER (1969, S. 2, 3) auch die von TREIBS (1950, S. 23) beschriebenen Braunkohlentone zwischen Heidmersbrunn und Wemding, die bunten Tone von Monheim (DEHM 1931, S. 148—150) und Braunkohlentone bei Langenaltheim. Die Zugehörigkeit dieser Sedimente zur OSM ist jedoch nicht erwiesen, da es ähnliche Braunkohlentone auch im Oligozän gibt (S. 103), ihre autochthone Lagerung nicht sicher ist und über die bunten Monheimer Tone zu wenig sichere Angaben vorliegen.

Größere Sande und Feinkiese der OSM werden von ANDRES (1951, S. 39—40) und SCHNITZER (1956, S. 26—27) von der südlichen Frankenalb beschrieben. BIRZER (1969, S. 9—12) zählt auch die im östlichen Vorries verbreiteten, lydithührenden Monheimer Höhensande (DEHM 1931, S. 150—153) und Hochschotter (KRUMBECK 1927 a, S. 219—236) als jüngste, von Norden geschüttete Ablagerungen zur OSM. Ein zweifelsfreier Beweis hierfür steht allerdings noch aus, weswegen diese Sedimente später — als vermutlich post-riesisches Tertiär des östlichen Vorrieses — behandelt werden (S. 116). Auch die stratigraphische Zugehörigkeit ähnlicher Grobsande weiter im W zur OSM ist unsicher.

Während die Süßwasserkalke der OSM mit Hilfe ihrer Gastropodenfauna eine Zuordnung zu den unteren bis mittleren Silvanaschichten (unteres bis mittleres Tortonium) gestatten, ist das Alter der Mergel, Tone und Sande nur dort gesichert, wo sie von — später nicht mehr umgelagerter (!) — Bunter Breccie überdeckt werden. Präriesisch sind demnach die Ablagerungen östlich Daiting in Bohrung 9 a der Fernwasserversorgung Franken (BIRZER 1969, S. 7, 26), bei

Donauwörth (SCHETELIG 1962, S. 50) und bei Oggenhausen (BERZ & JOOSS 1927, S. 198). ANDRES (1951) und SCHNITZER (1956) stellen die Flinzsande nördlich Ingolstadt ins Sarmat, während DEHM (1955, S. 85) den nördlichsten Bereich der OSM im Becken (älteste Serie) auf Grund ihrer Großsäugerreste ins Torton einstuft.

1.3. Limnisches Tertiär im Riesgebiet

1.3.1. Mitteleozäner Süßwasserkalk

MILLER (1907) beschreibt eine mitteleozäne Fauna von 16 Land- und 4 Süßwasserschneckenarten, die ein poröser, lepolithartiger Süßwasserkalk mit Malmkalkbruchstücken (MOOS 1925, S. 168—169; HÜTTNER 1961, S. 109), in eine Spalte in autochthonem Malm zeta bei Bachhagel eingesenkt, enthielt. Dieses Gestein, das bisher einzige Vorkommen innerhalb des süddeutschen Juragebietes, stellt nach HÜTTNER „die Wurzel eines, in früh verkarsteten Untergrund reichenden, ursprünglich aber weiter verbreiteten Süßwasserkalkvorkommens“ dar.

1.3.2. Unteroligozäner Roterde-Bohnerzkalk

Auf Blatt Möttingen fand NATHAN (1925, S. 61—63) an 3 Stellen fossilführende Bohnerzkalke des Unteroligozäns: Karlshof (östlich Christgarten), Albuch-Pyramide (nördlich Hürnheim) und Mönchsdeggingen. Es handelt sich um einen ziegelroten, mehr oder weniger festen Kalkstein mit hellen, kaum gerundeten Einschlüssen von Massenkalk (Felsenkalk) des höheren Malms sowie einzelnen Bohnerzkörnern. In Verbindung damit wurden auch braungelbe, grobkristalline Kalkspatmassen (Karlshof) und gelbe bis gelbrote, härtere Sinterkalke (Mönchsdeggingen) beobachtet. Bei Mönchsdeggingen treten Malmkalksplitter zugunsten von Bohnerzkörnern zurück. Ein fossilleres Vorkommen nordöstlich des Albuch (NATHAN 1925, S. 63) zeigt „Großoolithstruktur“: ungerundete Massenkalkkeinschlüsse sind mit konzentrischen Schalen von hellerem Sinterkalk und verfestigtem rotem Kalkmergel umgeben, wobei sich gegen außen die eckige Gestalt der Malmkalkkeinschlüsse immer mehr rundet. NATHAN schließt daraus auf eine Entstehung in bewegtem Wasser.

Das Mönchsdegginger Vorkommen, dessen Bohnerzkalke dem Massenkalk des Malms in kleinen Taschen auf- und eingelagert sind, kann als autochthon gelten; die tektonische Stellung aller anderen ist unsicher. Allen gemeinsam ist größere horizontale Ausdehnung: an der Albuch-Pyramide 250 m in NE—SW-Richtung und 40 m in NW—SE.

Die Landschneckenfauna der Kalke entspricht der des von MILLER (1907) aus der Ulmer Umgebung (Arnegg) beschriebenen Unteroligozän. Sie umfaßt am Karlshof 10 Arten, wozu noch die Süßwasserschnecke *Viviparus* tritt. Bei Mönchsdeggingen wurden Knochen des Nagers *Pseudosciurus* gefunden.

Fossillere Einzelbrocken dieser Kalke sind aus den Trümmernmassen des SW- und SE-Vorries mehrfach bekannt geworden; ihre zeitliche Stellung ist aber nicht ganz gesichert.

Die Entstehung dieser Kalke, die außer im Riesgebiet noch bei Ulm vorkommen (MILLER 1907), muß, wie u. a. aus der rein kalkigen Fazies, den

umsinterten Malmbrocken („Großoolithe“) und der Süßwasserschnecke hervorgeht, unter — wenigstens vorübergehender — Wasserbedeckung stattgefunden haben. Ablagerungsraum waren vermutlich durch Verkarstung entstandene dolinenartige Senken und Hohlformen, womit diese Kalke den mit terrestrischen Verwitterungsprodukten gefüllten „Spaltenfüllungen“ nahestehen. Einen Übergang zu diesen bilden die schon beschriebenen Unteroligozänvorkommen Wolferstadt I (S. 91) und Wolferstadt II (S. 91). Das erstere (DEHM 1935, S. 55—56) fällt durch die kalkige Füllung einer dolinenartigen Hohlform, das letztere (WEBER 1958, S. 398—406) durch seine Roterde in offenbar flächenhafter Ausbildung auf.

Die von ANDRES (1951, S. 20) angegebenen Gründe sowie die zeitlich enge Begrenzung der Bohnerzkalke lassen für das Ries im Unteroligozän — entgegen den Verhältnissen auf der übrigen Jurafläche (DEHM 1935, S. 75) — eine morphologische Tiefenlage mit hohem Karstwasserstand annehmen (HÜTTNER 1961, S. 110).

Der von NATHAN (1925, S. 64) am Hahnenberg bei Appetshofen entdeckte „präarmatische“ Süßwasserkalkblock kann jedoch nicht mehr als Beweis für Süßwasserbedeckung über dem heutigen Rieskessel im Alttertiär herangezogen werden. Untersuchung des von Herrn Prof. Dr. R. DEHM in den Jahren 1956—1957 aufgesammelten Materials durch den Verfasser, Vorkommen ähnlicher Kalke mit reicherer und besser erhaltener Fauna unweit davon und die Bestimmung derselben zusammen mit Herrn Dipl.-Geol. R. BOLTEN ergaben, daß eine Sonderfazies und -fauna der Riesseekalke (Sarmatium), vergleichbar mit dem Sandkalk von Trendel, vorliegt. Die von NATHAN (1925, S. 64) mit „*Megalomastoma*“ verglichenen, fast gesteinsbildenden Gastropodensteinkerne sind der in Trendel häufigen Süßwasserschnecke *Melanopsis* zuzuordnen.

Ins Oberoligozän oder vielleicht Untermiozän ist der von SCHÜTZE (1907) beschriebene Süßwasserkalkblock aus den Riestrümmermassen vom Bahneinschnitt bei Weilheim (Ries) zu stellen (DEHM 1931, S. 216—217).

1.3.3. Oberoligozäner Süßwasserkalk

In den Trümmermassen des östlichen Vorrieses werden nicht selten Einschlüsse eines hellen, harten Süßwasserkalks von oberoligozänem Alter beobachtet. Das erste und fossilreichste Vorkommen fand SCHNEID (KRANZ 1910, S. 521) bei Amerbach.

Auf Blatt Monheim sind 18 Vorkommen bekannt geworden (DEHM 1931, S. 203—221), auf Blatt Otting 2 (TREIBS 1950, S. 23), auf Blatt Harburg 1 (SCHRÖDER & DEHM 1950, S. 63), auf Blatt Wemding 4 (WEBER 1941, S. 86—90); und zwar als Einzelblöcke in den Trümmermassen oder kleine Schollen bis ca. 100 m Ausdehnung (Fünfstetten, DEHM 1931, Karte). Auffallend ist die Häufung im E-Vorries; im SW gelang erst in jüngster Zeit ein Fund (GALL 1969, S. 111—113). Eine ausführliche Beschreibung von Fazies, Fauna, Ökologie und Ablagerungsraum der Kalke bringt DEHM (1931, S. 203—221).

Von der mannigfaltigen Fazies der Süßwasserkalke sollen nur einige Beispiele herausgegriffen werden:

Bei Fünfstetten (DEHM 1931, S. 203): Weiße, gelb gefleckte Kalke, in feuchtem Zustand weich, porös, mit Chara-Oogonien. Gelbe, sehr dichte, plattige Kalke mit verdrückten Planorben. Bräunliche, löcherig verwitternde Kalke mit wohl erhaltenen Steinkernen von Planorben und Limnäen. Hellgelbe zuweilen feinschichtige Kalke, in Lumachelle aus Gastropodenschalen übergehend. In den Fünfstettener Kalken kommen vereinzelt Quarzkörner vor.

Bei Kölburg (DEHM 1931, S. 303): Hellgraue bis bleigraue Kalke mit mergelfüllten Hohlräumen und viel Wasserschnecken.

Bei Amerbach (WEBER 1941, S. 87—88): Helle, etwas mergelige Kalke mit Kalkknöllchen und kalkspaterfüllten Hohlräumen durchsetzt, reich an Landschnecken.

Bei Wemding, Höhe 521,8 SE (WEBER 1941, S. 89): Schlierige Kalke mit kantengerundeten Einschlüssen von Felsenkalk des Malm epsilon.

Rötliche Gesteinsfarben wurden nirgends beobachtet.

Zu diesen Kalken stellt DEHM (1931, S. 212—217) auch den von SCHÜTZE (1907) als „Unteroligozän“ beschriebenen, hellen, pflanzenreichen Süßwasserkalkblock von Weilheim: Er enthält vor allem Süßwasserfossilien (Gastropoda, Lamellibranchiata, Ostracoda), daneben Landschnecken. Fazies und Fauna stimmen gut mit der des oberoligozänen Süßwasserkalks auf Blatt Monheim überein, wobei ein Exemplar der Landschnecke *Leucocroopsis apicalis subapicalis* (SANDBERGER) sogar einen Hinweis auf mögliches untermiozänes Alter gibt.

GERSTLAUER (1940, S. 42) beschreibt von Breitenlohe bei Ottingen helle Süßwasserkalke mit u. a. kleinen „Planorben“ und „Limnäen“, die er mit dem Oberoligozän des E-Vorrieses vergleicht. Gemeinsame Geländebegehungen des Verfassers zusammen mit Herrn Dipl.-Geol. R. BOLTEN und die Bearbeitung der aufgesammelten Fauna ergaben sichere Hinweise auf ein saromatisches Alter der Kalke.

Die Gesamtfaua und -flora des oberoligozänen Süßwasserkalks setzt sich aus 28 Arten zusammen, davon 13 Landschnecken, 8 Wasserschnecken, 3 Süßwassermuscheln (*Sphaerium*, *Pisidium*), Ostracoda („*Cypris*“), Pflanzenreste (*Chara*, ?*Phragmites*) und ein Problematikum. Für die Alterseinstufung sind die Landschnecken wichtig, vor allem *Pomatias antiquum* (BRONGNIART) und die der oberoligozänen *Plebecula ramondi* (BRONGNIART) nahestehende *Plebecula fraasi* JOOSS. Sie gestatten in erster Annäherung eine Parallelisierung mit den oberoligozänen Ramondschichten der USM am Südrand der Schwäbischen Alb westlich Ulm.

Der Ablagerungsraum des oberoligozänen Süßwasserkalks war nach übereinstimmender Ansicht aller Autoren ein seenartiges Gewässer. DEHM (1931, S. 218—221) nimmt ein wasserreiches Gebiet mit zahlreichen Teichen oder einem See und lokalen Unterschieden von Fauna und Flora an: Die Nähe einer Bacheinmündung dürfte die durch zahlreiche eingeschwemmte Landschnecken ausgezeichnete „Amerbacher Fazies“ anzeigen. Größere Uferferne und die Nähe eines Schilfdickichts waren wohl für die Entstehung der an Süßwasserorganismen reichen „Weilheimer Fazies“ maßgeblich. Ebenfalls weiter vom Strand entfernt war die dazwischen vermittelnde „Fünfstettener Fazies“ mit ihrer artenreichen, aber individuenarmen Land- und Süßwassergastropodenfauna beheimatet. Zahlreiche *Chara*-Oogonien mancher Fünfstettener Kalke lassen auf einen Algenrasen am ehemaligen Seeboden schließen. Die Kleinwüchsigkeit der Landschnecken führt DEHM auf trockene Standortsbedingungen der Albhochfläche zurück.

Größere Meinungsverschiedenheiten bestehen aber über die Lage dieses Seebeckens. DEHM (1931, S. 204, 210) vermutet es im Bereich des heutigen Rieses. C. DORN (1940, S. 143—144) hält die Süßwasserkalke auf Blatt Monheim

für autochthon und glaubt an ein Monheimer Becken im E-Vorries; gefolgt von WEBER (1941, S. 86—90), der auch die heute spaltenartige Lagerung mancher Schollen als ursprünglich auffaßt. W. WAGNER (1960, S. 137—138) fand ein größeres Vorkommen von autochthonem Süßwasserkalk bei Treuchtlingen, dessen Fazies und Fauna derjenigen der Vorries-Funde entsprechen. Er schließt auf ein größeres Gewässer vom Gebiet des heutigen Rieskessels bis in die Gegend von Treuchtlingen, über dessen Ausbildung im Einzelnen aber bisher noch sehr wenig bekannt ist. Der zur Entstehung der Kalke notwendige hohe Karstwasserstand und die Fazies und Fauna lassen zwar, will man nicht eine ungewöhnlich starke lokale Absenkung des Riesgebietes im Chattium annehmen, einen Zusammenhang mit der USM vermuten (DEHM 1962, S. 81; HÜTTNER 1961, S. 111). Eine direkte Verbindung der oberoligozänen Kalke mit der fast ausschließlich untermiozänen USM des SW-Vorrieses (S. 94—95) ist jedoch aufgrund dieser Altersdifferenz weniger wahrscheinlich.

1.3.4. Präriesische Braunkohlenschichten (Oligozän, ?Obermiozän)

Als präriesische Braunkohlenschichten werden im Folgenden die als Einschlüsse der Ries-Trümmersmassen häufig beobachteten „tertiären Letten“, Sande, Braunkohlentone und Braunkohlen zusammengefaßt, womit jedoch nicht gesagt werden soll, daß es sich um eine zeitlich und faziell zusammenhängende Schichtfolge handle. Die Kenntnis dieser fossilarmen und häufig mangelhaft beschriebenen tertiären Sedimente ist nämlich noch recht lückenhaft. Häufig wurden sie u. a. mit Braunkohlen der jungobermiozänen Riesseeschichten in Beziehung gebracht, was dann zu falschen Vorstellungen über Paläogeographie und Datierung des Riesereignisses führen konnte (DEFFNER 1870, S. 121—122 usw.).

Präriesische Braunkohlen wurden erstmals durch HEHL (1834, S. 206) vom Gebiet östlich Wemding bekannt, wo sie von 1834—1860 abgebaut wurden (Concordia-Zeche). Auch später wurde hier noch prospektiert; ausführlich darüber berichtet KRANZ (1950). Wenig später wurden Braunkohlentone im Bildwasen-Einschnitt südwestlich Röttingen gefunden (O. FRAAS 1864 in KRANZ 1950, S. 259; DEFFNER 1870, S. 119, 121—122). Hervorragende Aufschlüsse in den Riestrümmersmassen bestanden beim Bau der Bahnlinie Donauwörth—Treuchtlingen (v. AMMON 1904, 1907), wo sich Braunkohlenschichten in den Einschnitten von Weilheim, Otting—Weilheim, Gänsbuchfeld (nordöstlich Fünfstetten), Fünfstetten, Mündling—Gunzenheim und Osterweiler zeigten.

Die Trümmerschollen, die bis ca. 100 m Ausdehnung (Bildwasen, DEFFNER 1870, S. 122) und bis 25 m Mächtigkeit (Concordia-Heinrichsschacht, KRANZ 1950, S. 262) erreichen können, bestehen aus plastischen Tönen von meist gelber bis grüner Farbe, übergehend in weißliche, hellgraue bis schwarze Kohlentone. Untergeordnet treten blaßkarmoisinrote Farben auf (Fünfstetten, v. AMMON 1904, S. 156). Eingeschaltet sind kleine Fetzen und Schmitzen, seltener seitlich rasch auskeilende Flöze bis über 1 m Mächtigkeit von Braunkohle, in der Regel stark verquält. Die Ausbildung der Kohle wechselt stark: schiefrig-blättrig und in Kohlenton übergehend; mulmig-erdig mit Lignit; schwarz, glänzend und pechkohlenartig; häufig sind alle Varietäten innerhalb einer Scholle vertreten (Zeche Concordia, KRANZ 1950, S. 258). Die Kohlen sind, wie Untersuchungen an den Vorkommen östlich Wemding zeigen (KRANZ 1951, S. 116), schwefelreich und wenig rein. Der Gesamtschwefel (flüchtiger Schwefel + SO₃ +

SO₄) schwankt zwischen 7 und 23 ‰; der Gehalt an brennbarer Substanz zwischen 46 und 77 ‰; der Heizwert zwischen 2133 und 4270, im Mittel ca. 3400 Wärmeeinheiten.

Braunkohlenhölzer wurden u. a. beschrieben von Osterweiler (v. AMMON 1907, S. 175), wo sie in teils lignitischer, teils pyritischer Erhaltung auftreten, und von Otting—Weilheim (v. AMMON 1905, S. 163), wo ein zu *Cupressinoxylon* gehöriges Stück gefunden wurde. In den die Kohle begleitenden Tonen von Osterweiler treten zahlreiche idiomorphe Gipskristalle bis 12 cm Länge auf (v. AMMON 1907, S. 175).

Zusammen mit dem Braunkohlenton oder davon unabhängig kommen auch Sande vor. Angaben über Korngröße, Zusammensetzung usw. fehlen. Im Fünfstettener Bahneinschnitt wurden grünliche sandige Partien, tonig-sandige Schichten, gelbe Tone mit helleren Sandlagen, gelbe und hellgraue Sande usw. in Verbindung mit Braunkohlenton beobachtet (v. AMMON 1904, S. 156, 163, 165); ebenso auch bei Weilheim (v. AMMON 1904, S. 176). Die stratigraphische Zugehörigkeit der übrigen, von v. AMMON beschriebenen „tertiären Sande“ zum Tertiär ist nicht gesichert.

Als Besonderheit erwähnt v. AMMON (1907, S. 169—170) Einschlüsse eines „glaukonitischen, lichtgrünlichen“ Sandsteins und eines hellgrauen, leicht blaßgrünlich gefärbten konglomeratischen Sandsteins, die hierher oder zur OSM gehören könnten.

Fast alle bisher bekannten Braunkohlentenvorkommen des Vorrieses sind, in Übereinstimmung mit KRANZ (1950, S. 270) als allochthon aufzufassen. Autochthon sind nur einige, meist geringmächtige Braunkohlentone im Zusammenhang mit OSM am Südrand der Alb (SCHETELIG 1962, S. 38, 49; SCHNEID 1914, S. 212—213 usw.). Eine Zugehörigkeit der in ihrer tektonischen Stellung seit alters her umstrittenen Braunkohlentone des Concordia-Reviers östlich Wemding, zu welchem auch die von TREIBS (1950, S. 23) kartierten Vorkommen bei Heidmersbrunn gehören, zur OSM (BIRZER 1962, S. 2), wird weder durch die Lagerung (KRANZ 1950, S. 261 ff.) noch durch irgendeinen paläontologischen Hinweis bewiesen. Allochthone Lagerung ist auch bei den Braunkohlentonen von Langenaltheim (BIRZER 1969, S. 3) nicht ganz auszuschließen, da sie noch im Bereich der Ries-Trümmermassen liegen. Eine Aussicht auf wirtschaftliche Nutzung der Vorries-Braunkohlen besteht infolge ihrer geringen Ausdehnung nicht (KRANZ 1950, S. 274).

Die zeitliche Einstufung der präriesischen Braunkohlen bewegt sich in der älteren Literatur vom Alttertiär bis zum Sarmat, wobei als Begründung Lagerungsverhältnisse und fazielle Ähnlichkeiten zu Braunkohlen der OSM und der Rieseeschichten dienen. Sichere Hinweise lieferte erst der erste Fossilfund. KIRCHHEIMER (1949) beschreibt aus tonigen und an Lignit reichen Braunkohlen, die als Einschluß der Bunten Breccie in der „Tongrube“ des Märkerwerks Harburg gefunden wurden, zahlreiche, größtenteils flachgedrückte, verkieste Molluskenreste; Sporangien des Wasserfarns *Salvinia* und 3 Samenformen, unter welchen die „Krebsschere“ *Stratiotes websteri* (BRONGNIART) ZINNDORF als oligozäne Leitform zu erwähnen ist. Oberoligozänes Alter ist nach KIRCHHEIMER am wahrscheinlichsten.

Als Ablagerungsraum der unter Wasser entstandenen Kohle nehmen KIRCHHEIMER und KRANZ (1950, S. 271, 274) das von Tümpeln und kleinen Seen bedeckte und von Flüssen durchzogene Tafelland des Rieses vor der Katastrophe an. In der näheren Umgebung der Riestrümmergebiete sind bisher nirgends alttertiäre Braunkohlen gefunden worden. Die nächstgelegenen Vorkommen bilden erst die über 100 km weit entfernten, verbreiteten Pechkohleinschlüssen der teilweise gleichaltrigen gefalteten USM am Alpenrand zwischen Lech und Mangfall. Möglicherweise besteht eine gewisse Beziehung zwischen diesen und den Vorries-Braunkohlen, die jedoch durch die jüngeren Molasse-schichten des Alpenvorlandes einer direkten Beobachtung entzogen ist.

Neben den alttertiären Vorkommen muß jedoch auch mit obermiozänen gerechnet werden (KRANZ 1950, S. 274), da Braunkohlen auch aus der OSM bekannt sind und die im Folgenden behandelten Lepolithkalk der Riestrümmermassen eine obermiozäne Sedimentation im Ries beweisen. Hierauf beruhte z. B. die Datierung von SEEMANN (1930, S. 112).

Sicher obermiozäne Braunkohlen sind als aufgeschürfte Einschlüsse der Bunten Breccie am Albsüdrand zu beobachten (HÜTTNER 1958, S. 138—139). Auch die Braunkohlen von Osterweiler (v. AMMON 1904, S. 151; SCHETELIG 1962, S. 77) gehören wohl hierher, da sie mit OSM-Flinzsand verbunden auftreten.

1.3.5. Altobermiozäner Lepolithkalk

Das jüngste Gestein der Riestrümmermassen, der altobermiozäne Lepolithkalk, wird noch an dieser Stelle unter den limnischen Ablagerungen des Rieses behandelt, wenngleich über seine fazielle Selbständigkeit heute begründete Zweifel bestehen. Das erste Vorkommen wurde bereits von DEFFNER (1870, S. 121) am Bildwasen-Einschnitt entdeckt. Der nächste Fund gelang v. AMMON (1904, S. 178) im Bahneinschnitt von Weilheim. Bis heute sind mindestens 62 Vorkommen im SW- und SE-Vorries aus der Literatur bekannt.

Die Fazies der Kalke wird vor allem von DEHM (1931, S. 221), C. DORN (1940, S. 146) und HÜTTNER (1958, S. 136) beschrieben; ihre Fauna ausführlich von DEHM (1931, S. 221—223).

Die Kalke enthalten in einer mehr oder weniger mürben Grundmasse von gelblicher bis rötlicher Farbe Kalkknollen mit mehr oder weniger deutlichem, konzentrisch-schaligem Aufbau; deren Zentren bestehen aus gelblichem bis rötlichem, seltener schwarzgrauem Kalk. Die Größe der Knollen schwankt von einigen mm bis zu mehreren cm. Gelegentlich sind mehrere Knollen gemeinsam umkrustet. Die Kalke liegen als Einschlüsse in rötlichem bis weißlichem Mergel oder rotem Ton (HÜTTNER). Dunkelfleischrote Kalke und einzelne eingeschlossene Bohnerz Körner werden von Blatt Monheim erwähnt (DEHM). Kreideweiße, feinkristalline Kalke und Blöcke aus plattigem, grobkristallinem Kalkspat beschreibt C. DORN. Die Größe der Vorkommen schwankt von Einzelblöcken bis zu Schollen von ca. 100 m Durchmesser (SW Mündling, SCHRÖDER & DEHM 1950, Karte).

Der Lepolithkalk führte eine artenarme, fast reine Landschneckenfauna; Süßwasserschnecken sind selten; nur vom Bildwasen erwähnt E. FRAAS (1919,

S. 20) „*Limnaeus*“, heute *Radix*. Als häufige Leitformen des Tortoniums treten *Tudorella conica conica* (KLEIN), *Cepaea silvana silvana* (KLEIN) und *Cepaea eversa larteti* (BOISSY) auf.

Vermutlich wurde letztere früher zuweilen mit „*Helix platybelodes*“ SANDBERGER = *Cepaea silvestrina silvestrina* (SCHLOTHEIM) aus den Riesseekalken verwechselt (u. a. v. AMMON 1904, S. 178), was zu falschen Datierungen der Rieskatastrophe führen konnte. Beide Formen sind nahe verwandt (WENZ 1920, S. 151—153).

Der Lepolithkalk entspricht auf Grund seiner Fauna, insbesondere wegen der Häufigkeit von *Cepaea eversa larteti*, vor allem den unteren Silvanaschichten (unteres Tortonium) der Schwäbischen Alb. Sein Ablagerungsraum war nach DEHM (1931, S. 224), ähnlich wie im Oberoligozän, eine obermiozäne Riessenke. C. DORN (1940, S. 148—149, 153) deutet alle Monheimer Vorkommen als autochthon, vereinigt sie mit den OSM-Knollenkalken des Usseltals und nimmt wie im Chattium ein Monheimer Seebecken an. SCHETELIG (1962, S. 36—48) setzt die Knollenkalke bei Donauwörth den von ANDRES (1951, S. 23) nördlich von Ingolstadt beschriebenen OSM-Algenknollenkalken gleich und betont ihre fazielle und faunistische Übereinstimmung mit dem Lepolithkalk der Bunten Breccie. Wahrscheinlich stand der Ablagerungsraum des Tortoniums im Ries, ein altobermiozäner „Ries-See“, mit den Süßwasserbecken der OSM-Knollenkalke in unmittelbarer Verbindung.

2. Postriesisches Tertiär

2.1. Der Riessee und seine Ablagerungen

(R. BOLTEN)

Das Nördlinger Ries liegt als eine nahezu kreisrunde Depression an der Grenze der fränkischen und schwäbischen Alb. Seine N—S-Erstreckung beträgt ca. 21 km, seine E—W-Erstreckung ca. 24 km bei rund 380 qkm Flächeninhalt. Das entspricht ca. 70% der Fläche des Bodensees. Der heute noch sichtbare Kessel ist durchschnittlich 100 bis 150 m tief in die Alb eingesenkt und stellt den Rest einer großen Hohlform dar, die bei dem Riesereignis ausgesprengt worden ist. Nach geophysikalischen Messungen von REICH & HORRIX (1955, S. 47 ff.) befindet sich unter dem heute sichtbaren Rieskessel ein etwa 700 m tiefer Zentralkessel von ca. 8 km Durchmesser mit zwei Nebenkesseln. Ein Ringwall von 1 bis 1,5 km Breite begrenzt den inneren Kessel. Außerhalb dieses Walls folgt im Untergrund eine 5 bis 6 km breite Schollenzone.

Das Innere der ausgesprengten Hohlform diente als Auffangstelle für die Gewässer der Umgebung. Das Gewässernetz der präriesischen Zeit muß durch die gewaltigen Schuttmassen zugeschüttet worden sein, so daß der bereits von v. COTTA (1834, S. 317) angenommene Riessee nur langsam entstehen konnte. Seine Bildungen bestimmen das heutige Bild der Landschaft.

2.1.1. Klastische Fazies

In zahlreichen Aufschlüssen, sowie in Bohrungen wurde im Liegenden der Riesseeablagerungen klastische Fazies festgestellt:

- Kristallin (z. B. Ulrichsberg bei Maihingen, C. DORN 1943, S. 300, Wenneberg, v. GÜMBEL 1891, S. 214)
- Keuper (z. B. Wemding, WEBER 1941, S. 122)
- Dogger (z. B. Kirchen- und Geigersberg nördlich Hainsfarth, C. DORN 1942 a, S. 172)
- Malm (z. B. Goldberg, SEEMANN 1941, S. 49)
- Bunte
- Breccie (z. B. Keller von Kleinsorheim, NATHAN 1925, S. 91)
- Suevit (z. B. Schinderhengst bei Hainsfarth, v. GÜMBEL 1891, S. 213)

2.1.1.1. Basisbildungen der Süßwasserkalke

Bei den Basisbildungen der Süßwasserkalke kann man Konglomerate mit bis kopfgroßen Geröllen beobachten. Je nach dem überlagerten Gestein finden sich überwiegend Komponenten von Grundgebirge, Malm, Dogger usw. Bei Auflagerung auf stark zerrüttetem und zersetztem Grundgebirge reichen Kalkapophysen häufig noch mehrere Meter in dieses hinein. Die Entscheidung, ob es sich um zerrüttetes Grundgebirge oder um Basisbildungen handelt, ist dann oft schwer zu fällen. Die höchstgelegenen Konglomerate beschreibt NATHAN (1935, S. 28) zwischen dem Lachberg bei Ederheim und der Straße nach Ulm in 500 bis 533 m NN, südlich und westlich Ederheim bis 550 m NN.

2.1.1.2. Basisbildungen der Beckensedimente

Basisbildungen der Beckensedimente sind vorwiegend aus Bohrungen bekannt. In der Bohrung Wallerstein treten Breccien und Konglomerate von 25,5 bis 38,5 m Teufe auf (NATHAN 1957, S. 137 ff.). In der Bohrung der Tuchfabrik Busse in Nördlingen finden sich Breccien mit Gneiskomponenten von 126,0 bis 155,5 m Teufe. Bei der Bohrung Malzfabrik Nördlingen wurden Kristallinbreccien zwischen 85,7 und 91,0 m Teufe angetroffen, wobei Süßwasserkalke zwischen und unter diesen Breccien lagern. Die Bohrung Ottingen II weist von 46,4 bis 50,5 m Teufe Breccien mit z. T. kantengerundeten Weißjurabröckchen auf.

2.1.1.3. Deltabildungen von Trendel

Interessante, fein- bis mittelsandige klastische Bildungen werden bei Trendel gefunden. DEFFNER & FRAAS (1877, S. 16) geben sie als Fundstätte guterhaltener Gastropoden an. Bereits v. GÜMBEL (1889, S. 27) hat sie als Deltabildungen gedeutet. Es handelt sich um Kalk- und Mergelabsätze, selten Tonmergel, die von feinem Quarzsand durchsetzt sind. Ein Profil dieser Ablagerungen gibt WEBER (1941, S. 116) aus dem Hohlweg nördlich Trendel:

Hangendes: Humus

- ca. 4,0 m gelber, tonigmergeliger Feinsand mit lagenhaft angeordneten, knollig-wulstigen, feinsandigen, braunen, plattigen Kalkausscheidungen und „walzenförmigen, kugeligen Ooiden“ (s. KLÄHN 1926, S. 354)
- ca. 0,4 m feinstgeschichteter Sand mit zwischengeschalteten, dünnen, hellen Mergellagen
- ca. 0,2 m Schichten tonigmergeligen Feinsandes mit zwischengeschalteten, dünnen, grünen Tonmergel- und Mergellagen
- ca. 4,5 m gelblicher tonigmergeliger Feinsand mit mehreren zwischengeschalteten, dünnen, weißen Mergellagen.

In den weißen, plattigen Kalksandsteinen nördlich Trendel findet sich eine Schneckenfauna, wie sie für das Obermiozän des süddeutschen Raumes charakteristisch ist, aber aus dem Ries bisher nur von hier bekannt war. Die typischen Süßwasserschnecken wie z. B. *Planorbarius cornu mantelli* (DUNKER), *Radix socialis dilatata* (NOULET), *Melanopsis kleini kleini* KURR und *Theodoxus (Calvertia) crenulatus crenulatus* (KLEIN) kommen hier vor. Die in den meisten Rieskalken dominierenden Ostracoden und Hydrobien treten zurück und zeigen damit deutlich, daß es sich bei den Trendeler Kalksandsteinen um eine Sonderfazies handelt. KLÄHN (1926, S. 356) erklärt diese Fossilien aus einem älteren See eingeschwemmt, da sie dem Riessee fremd sind.

Ein weiteres Vorkommen von klastischen Bildungen von beträchtlicher Mächtigkeit (23 m) gibt WEBER (1941, S. 119f.) nördlich Wemding an.

2.1.2. Beckensedimente

2.1.2.1. Tone und Mergel

Die Riessetone und -mergel haben flächenmäßig den größten Anteil am Aufbau des Riesbeckens. Daß sie im Bild der geologischen Karten keine so dominierende Rolle spielen liegt daran, daß sie z. T. von jüngeren Ablagerungen sowie Verwitterungsbildungen überdeckt werden. Die Kenntnis dieser Tone beruht auf Gelegenheitsaufschlüssen, zum großen Teil auf den Ergebnissen von Bohrungen. Bereits DEFFNER & FRAAS (1877, S. 13f.) beschreiben 20 Bohrungen von 10 bis 56,5 m Teufe, die sie bei der Braunkohlensuche abteufen ließen. Außer den gesuchten Braunkohlen erbohrte man zwischen den Tonen auch Mergel und Kalkmergel, z. T. mit Schwefelkies durchzogen. Weitere Bohrungen beschreibt NATHAN 1957. In der Bohrung Tuchfabrik Busse in Nördlingen wurden von 6,3 bis 126,0 m Teufe mergelige, tonige und zuunterst kalkige Sedimente des obermiozänen Riessees angetroffen. In den obersten Lagen der Tone wird nicht selten „Dysodil“ angetroffen. v. GÜMBEL (1891, S. 219f.) gibt eine nähere Beschreibung dieser brennbaren Faulschlamm-Bildung: hoher Kieselsäuregehalt (28,52 ‰), Chlorophyllgehalt (wohl von der Alge *Palmella* herrührend), Vorkommen von Pollen, Sporen, Hyphen und Myceläden läßt auf große Beteiligung von Blättern, die in kiesel-, ton-, eisen- und kalkhaltigen Schlamm fielen, schließen. Wahrscheinlich fand ein nicht zu rascher Fäulnisprozeß bei höherer Temperatur statt. WEBER (1941, S. 145) zeigt jedoch die Möglichkeit auf, daß es sich bei diesem sogenannten Dysodil nur um eine durch reichliche Beimengung organischer Substanz entstandene Fazies der feinschichtigen, zu Blättertönen zerfallenden Riessetonmergel, handeln könnte.

Die tonigmergeligen Sedimente besitzen vielfach eine auffallende, bis an die Sichtbarkeitsgrenze reichende, jahreszeitliche Feinschichtung von 40 bis 60 Rhythmen pro cm (WEBER 1941, S. 133 und 144). Diese wird durch die Wiederholung feinpulverigen, seekreideähnlichen Kalkes und dunkelgraugrüner Tonstreifen hervorgerufen. Die Kalklagen können auskeilen und bilden dann nur noch langgezogene oder kürzere Linsen. Auch 3 bis 20 cm dicke Lagen dieses Kalkes mit nur geringsten Tonhäutchen wurden beobachtet. Ebenso kommen südlich Trendel im Rohrbachgraben zwei 10 cm dicke Zwischenlagen eines grünlichgrauen, völlig kalkfreien Tones vor, der ebenfalls Feinschichtung aufweist.

In der Bohrung Tuchfabrik Busse, Nördlingen (NATHAN, 1957, S. 138) wurden die durchteuften Mergel, die hier eine Feinschichtung von 0,2 bis 5 mm Dicke besitzen, auf ihren Gehalt an organischer Substanz untersucht. Es wurden in den dunkleren Lagen 1,64 bis 3,90% organische Substanz festgestellt. Das durch Extraktion mit Alkohol-Benzol gewonnene dunkelbraune, salbenartige Bitumen schien nach dem Geruch vorwiegend harz- und wachsartig zu sein. Als Herkunft des organischen Bestandteiles wird das herbstliche Planktonsterben angeführt.

In derselben Bohrung fand sich in 34,5 m Tiefe eine ungeschichtete, hellgrünlichgelbe Lage von ca. 10 cm Dicke, die wegen ihres speckigen Aussehens an Weißerdelagen der niederbayerischen, obermiozänen Süßwassermolasse erinnert. Die Röntgenanalyse ergab ca. 60% Montmorillonit, 30 bis 35% Quarz und 5 bis 10% Kaolinit. Danach kann dieser Ton als Bentonit angesprochen werden.

Die Riessetone und -mergel lieferten bisher nur kärglich Fossilien. Nur Ostracoden- und Hydrobienschälchen, Cepaeenreste, Fischreste, Diatomeen und Pollen werden erwähnt. Im Jahre 1966 fand der Verfasser eine fossilführende Schicht im Bauaushub der Kläranlage Wemding. Es handelt sich um ca. 2600 noch unbearbeitete, meist gut erhaltene Reste von Insekten, Fischen, Vögeln (Federabdrücke), sowie laut freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. W. JUNG um Coniferen (Nadeln, Flugfrüchte), Monocotyledonen (Blattreste) und Dicotyledonen (Samen, Früchte).

Die Mächtigkeit der Riessee-Beckenablagerungen beträgt nach geophysikalischen Messungen im Zentralbecken bis 320 m (REICH & HORRIX 1955, S. 47). Bohrung Deinigen I erreichte 1954 eine Teufe von 350,4 m. Mergel, Tone, Kalke und mergelige Feinsande kommen bis 296,0 m Teufe vor (FÖRSTNER 1967, S. 284). Darunter folgen bis 310,5 m aufgearbeiteter Suevit und bis zur Endteufe Grobbreccie. Mit Hilfe der Pollenanalyse stellt REIN (1961, Tab. 1) für die Tone bei 250 m Teufe obertortones, für die Tone bei 110 m Teufe sarmatisches Alter fest. Die Riessetone finden sich häufig noch in beachtlicher Höhenlage über dem Rieskessel. Bei Trendel wurden sie bis in 475 m NN beobachtet (WEBER 1941, S. 148). Diese Tatsache wirft die Frage auf, wie die Höhenlage der heutigen Riesebene zustande gekommen sein mag: ob durch Ausräumung oder Sedimentsetzung oder beides.

2.1.2.2. Braunkohlen und Braunkohlentone

Braunkohlenschmitzen und -tone, die immer wieder in Brunnengrabungen zum Vorschein kamen, nährten die Hoffnung, daß im Riesbecken abbauwürdige Braunkohlevorkommen vorhanden seien. Aus diesem Grunde ließen DEFFNER & FRAAS im Jahre 1858 20 Bohrungen bis 56,5 m Teufe ausführen. Die meisten Bohrungen erbrachten Braunkohle oder doch Braunkohlenton. Die Bohrung bei Bettendorf zeigte folgendes Profil (nach DEFFNER & FRAAS 1877, S. 14, Bohrung 12):

- bis 17,4 m Wechsel von dunklen Tonen und lichten Mergeln. Einzelne Zwischenbänke von Kalken
- bis 18,4 m unreines, lettiges Flöz
- bis 19,4 m graue Tone
- bis 22,2 m Braunkohlenflöz
- bis 24,0 m graue, kalkreiche Mergel.

Zur Wahl des Schachtstandortes wurden weitere 15 Bohrungen abgeteuft. Östlich Bettendorf, 200 m von der Bahnlinie entfernt, fand sich der günstigste Ort mit einem Flöz von 2,8 m Mächtigkeit, das auf mehrere hundert Meter aushielt. Der Schachtbau wurde durch starke Wasserzufuhr erschwert. Als das Flöz endlich erreicht war, entströmten ihm leicht entzündliche Gase. Die gefördertete Kohle war sehr naß und schwefelkieshaltig. Sie gab beim Brennen schweflige Säure ab, so daß sie für die damaligen Öfen und Kessel nicht verwendet werden konnte.

Im Jahre 1951 beschäftigte sich KRANZ (1951, S. 81 ff.) wieder mit den Braunkohlen des Rieses und beschreibt zahlreiche Bohrungen. Aus den Analysen geht hervor, daß die Braunkohlen einen Heizwert von 1113 bis 4928 WE, einen Aschegehalt (lufttrocken) von 2,65 bis 66,86 % und einen Gehalt an schwefliger Säure von 0,48 bis 12,96 % aufweisen. Nur die Aussichten auf ein neues Veredelungsverfahren konnte das Interesse wieder auf Kohlen von dieser Qualität lenken.

In den Riesseekohlen wurden nur wenige bestimmbar Pflanzenreste angetroffen: *Cupressinoxylon* sp. (H. FRICKINGER 1884, S. 13) sowie *Taxodioxylon sequoianum* GOTHAN (KRANZ 1951, S. 113).

2.1.3. Süßwasserkalke

Flächenmäßig treten die überwiegend organisch entstandenen Süßwasserkalke (WEBER 1941, S. 126) gegenüber den Riesseetonen zurück. Durch ihre Verwitterungsresistenz blieben sie auf Hügeln und Kuppen erhalten. Wegen der guten Aufschlußverhältnisse durch jahrhundertelangen Abbau haben sie die Aufmerksamkeit der Geologen in viel größerem Maße in Anspruch genommen als die übrigen Riesseesedimente. Neben den Randhöhen werden Auftragungen des älteren Untergrundes und in den Riesessel vorspringende Rücken von Süßwasserkalken überlagert. Am N- und NW-Rand der Riessenke erscheinen die Kalke noch wesentlich geschlossener im Landschaftsbild als im übrigen Gebiet. Die Hauptmasse der Süßwasserkalke besteht aus Algen- und Schalenkalken (WEBER 1941, S. 125).

2.1.3.1. Algenkalk e

Einen wesentlichen Anteil am Aufbau der Süßwasserkalke haben die Cladophorites-Stotzenkalke (REIS 1926, S. 176). Die seitlichen Grenzflächen sind meist steil, gestatten aber in kleinen Nischen die Anspülung von Ostracoden- und Hydrobienschalen, die dann engbegrenzte, schichtige Schwemmlagen bilden.

Eine interessante Beobachtung über das Wachstum von Rieskalkstotzen nordnordwestl. Wemding, die wahrscheinlich auch zu den Algenkalken gehören, beschreibt WEBER (1941, S. 130 und Abb. 10). Bei zwei dieser Stotzen fand er Einlagerungen eines granitische Komponenten führenden Sandes. Die Sandschichten hatten in den Kalkstotzen 7 bis 13 cm Höhenvorsprung gegenüber dem um die Stotzen abgelagerten, gleichartigen Sand. WEBER folgert daraus, daß die Oberflächen der Stotzen während ihrer Bildung nur um diesen geringen Betrag über den Seegrund ragten und daß die Kalkstotzen und die klastischen Ablagerungen in diesem Falle gleichalt sind.

Nach KLÄHN (1926, S. 344) handelt es sich bei den Algenkalken nie um reine Kalksteine, sondern immer um dolomitische Kalksteine oder um echte Dolomite. In Experimenten wies derselbe Autor (1926, S. 385) die Beteiligung von Algen an der Dolomitentstehung nach.

Eine besonders leicht erkennbare Art der Algenkalke sind die Charakalke. Zusammengeschwemmte Stengelbruchstücke (bei dem zarten Aufbau dieser Teile kann es sich nur um geringe Verfrachtung handeln) und Oogonien, gelegentlich feinkörnig umkrustet, liegen in einem etwas gröberkörnigen Bindemittel.

Gemischter Cladophoriteskalk, d. h. Cladophorites-Rasenteile mit eingelagerten Ostracoden- oder Hydrobienschälchen, ist ein weiterer Vertreter der hauptsächlich aus Algen aufgebauten Kalksteine.

2.1.3.2. Schalenkalke

Die typischen Schalenkalke sind Schwemmkalke, die überwiegend aus Ostracoden- oder Hydrobienschalen oder aus beiden zusammengesetzt sind. Je nach der Menge des Zwischenmittels sind diese Kalke porös bis fest verbacken. Die Ausdehnung dieser Schwemmkalke ist bisweilen eng begrenzt (z. B. in Nischen von Algenstotzen), bisweilen halten dezimeterdicke Lagen auch über den ganzen Aufschluß an. Vorkommen z. B. am Adlerberg bei Nördlingen. Eine andere Art von Schalenkalken ist in größerer Ausdehnung und Mächtigkeit vorhanden: die Landschneckenkalke (z. B. östlich Bühlingen). Hier erreichen die Schalenreste jedoch nie einen ähnlich hohen prozentualen Anteil am Aufbau des Gesteines wie bei den Ostracoden- oder Hydrobienkalken. Am Loher Kopf nördlich Öttingen führen diese Kalke noch Gerölle (erbsen- bis taubeneigroß) von weichen Hydrobienkalken (DORN 1942 a, S. 173 f.).

2.1.3.3. Überwiegend anorganisch entstandene Kalksteine

Neben den organisch entstandenen Rieskalken, die stellenweise auch anorganische Anteile enthalten können, finden sich einige Kalkvarietäten, deren Entstehung anorganisch erklärt werden muß. Dazu gehört z. B. der Um-

krustungskalk, der in dünnen Lagen angeschwemmtes Material und Hohlräume im Gestein umkrustet. Auch stockartige Bildungen werden von diesen faserig-schichtigen Kalklagen umhüllt. REIS (1926, S. 178) weist darauf hin, daß diese Krusten eine auf diffuse Lösungsausgleichungen hinweisende Gleichmäßigkeit in Form und Stärke besitzen.

Eine weitere interessante Bildung sind die Blasenkalke vom Goldberg. Es handelt sich um kugelige bis eingedrückt-kugelige Hohlräume von durchschnittlich 0,5 bis 1 cm Durchmesser, die durch dünne Häutchen voneinander getrennt sind. Dichtere Schichten mit z. T. sehr kleinen Hohlräumen durchziehen lagenartig das Gestein. REIS (1926, S. 181) hält die Entstehung und Erhaltung der Blasen Hohlräume nur in einem zähflüssigen, kolloidartigem Mittel, dessen baldige Erhärtung bevorstand, für möglich.

2.1.3.4. Fauna und Flora der Süßwasserkalke

Die Süßwasserkalke des Rieseseees besitzen im Allgemeinen eine eintönige, artenarme, aber individuenreiche Fauna. Hydrobien- und Ostracodenschälchen treten stellenweise gesteinsbildend auf. Eingeschwemmte Helicidenschalen finden sich in manchen Lagen massenhaft, andere Landschnecken selten. Eine reiche Süßwassergastropodenfauna, wie sie in einem Süßwasserbecken von der Größe und Bedeutung des Rieseseees zu erwarten wäre, fehlt weitgehend. Nur die Sandkalke von Trendel liefern eine relativ reiche Süßwasserfauna. Diese Tatsache ist auf die Sonderstellung dieser Lokalität (Deltabildung!) zurückzuführen.

Neuerdings wurden bei Breitenlohe und am Hahnenberg bei Appetshofen Süßwasserfaunen ähnlich der von Trendel gefunden. Bei der Bestimmung der Fauna zeigte sich, daß der von NATHAN (1925, S. 64) als präriesisch beschriebene Süßwasserkalkblock vom Hahnenberg ebenfalls hierher zu stellen ist (s. a. Kapitel über die präriesischen Bildungen, S. 101).

Wirbeltiere treten selten, in den Ablagerungen vom Hahnenberg, Spitzberg (heute Steinberg) und Goldberg jedoch stellenweise häufiger auf. DEFFNER & FRAAS (1877, S. 17) berichten vom Hahnenberg, dessen reichste Partien bereits damals weitgehend abgebaut waren, dort bestehe „der Fels oft lediglich nur aus dem Haufwerk von Vogelknochen, mehr oder minder aus zusammenhängenden Skeletten von Pelikanen, Storchen, Reiher, Gänsen und Enten; dazwischen liegen Eierschalen und vollständige Eier...“. Ferner werden von den obigen Fundstellen Hasenartige (Pfeifhasen und Springhasen), Nagetiere (Mäuse), Insektenfresser (Igel und Spitzmäuse), ein Kieferast vom Muntjakhirsch sowie Eidechsenreste angegeben. Von Goldberg und Wallerstein stammen noch Vogelfedern (Photo bei v. AMMON 1918, S. 7), vom Wallerstein der Abdruck einer Landschildkröte (DEFFNER & FRAAS 1877, S. 17). Sehr selten sind Insektenreste in den Riesseekalken. Vom Goldberg beschreibt SEEMANN (1935, S. 20) Puppen von der Schmetterlingsmücke *Psychoda* sp.

Von einer fossilen Treibholzanschwemmung mit umsinterten Baumstämmen und Ästen mit deutlich sichtbaren Astansatzstellen berichtet NATHAN (1935, S. 29).

2.1.3.5. Mineralogische Sonderbildungen in den Süßwasserkalken

Einige weniger häufig in den Süßwasserkalken vorkommende Minerale sind im Ries bereits seit langem bekannt. v. GÜMBEL (1870, S. 195) beschreibt in seinen Ausführungen über den Riesvulkan bereits Brauneisenstein und „kopfgroße Ausscheidungen von pechähnlich glänzendem Eisensinter, dem Pittizit ähnlich, hauptsächlich aus arsensaurem Eisenoxyd bestehend“. SANDBERGER berichtet von Pittizit (1870—75, S. 624), sowie von Kobalt und Kupfer (1884, S. 77) am Wenneberg. SCHOWALTER (1904, S. 55) und KLÄHN (1926, S. 299) geben in manchen Eisensintern und Riesseekalken 0,88 bis 1,39% As_2O_5 an. LÖFFLER (1926, S. 75) berichtet von Kupferlasur und Malachit in den Süßwasserkalken.

NATHAN (1957, S. 140) beschreibt ein eigenartiges Vorkommen von Zeolith in den Süßwasserkalken. Bei der Bohrung Tuchfabrik Busse in Nördlingen treten oberhalb 126 m Teufe neben Splittern von Quarz, Feldspat und Biotit auch mit dünnen, tafligen, sechsseitig umgrenzten Kristallen ausgefüllte Hohlräume auf. Eine genaue Bestimmung macht eine Einordnung als extrem kiesel-säurereichen Heulandit wahrscheinlich.

Uranhaltige Süßwasserkalke im Ries entdeckte TRAPP (1957, S. 30f.). ZIEHR (1965, S. 358f.) beschreibt sie vom Steinberg bei Appetshofen. Dabei wurden die höchsten Strahlungswerte an der Spitze des Berges mit 32 000 counts per minute gemessen. Die Uranäquivalentgehalte betragen in den Süßwasserkalken 23 bis 300 ppm, im Durchschnitt 120 ppm. ZIEHR hält die Herkunft des Urans aus schwach thermalen Lösungen aus nicht zu großer Tiefe für wahrscheinlich. Dabei dürfte es sich nicht um echte hydrothermale Lösungen, sondern um Umlösungen aus lokalen Urananreicherungen in den kristallinen Gesteinen des Untergrundes handeln. Spätere Uranzufuhr ist verantwortlich dafür, daß das Uran mit seinen Zerfallsprodukten nicht im Gleichgewicht steht.

2.1.4. Jungmiozäne Kluffüllungen in den Riesseekalken

SEEMANN (1941, S. 51f.) beschreibt vom Goldberg mehrere Kluffüllungen. Neben fossilfreien, z. T. kohligen Tonen und Mergeln finden sich darin graubraune, z. T. feinsandige, phosphorreiche Mergel mit Gastropodenschalen, Ostracodenschälchen und Wirbeltierresten. Der Gehalt an Phosphor entstammt sicher teilweise den Knochenresten. Bei den Gastropoden werden 18 Arten angeführt, darunter besonders häufig die in den Süßwasserkalken so seltenen Süßwasserschnecken. Weiter wurden zahlreiche Reste von Fischen, Amphibien, Reptilien, Vögeln und Säugern gefunden. Größere Säuger sind auch hier selten, ein kleines wolfähnliches Tier ist der erste Raubtierfund in den Rieseebildungen. Im Hangenden dieser Kluffüllungen weisen die kohligen Bildungen auf Entstehung eines Moorgebietes hin. Dieses zeigt, daß der Riessee den Goldberg (513,7 m NN) überspülte und dort Verlandungserscheinungen zurückließ.

Eine andere Art von Kluffüllungen beschreibt KLÄHN (1926, S. 292f.) ebenfalls vom Goldberg. Es handelt sich um Einlagerungen mit Landschnecken, welche von Bolustonen und dunklem „Sprudelstein“ umgeben sind. KLÄHN gibt

ihre mögliche Entstehung folgendermaßen an: Höhlenbildung an Klüften, Einstrudlung der Landschnecken mit Bildung kalkiger Ablagerungen und erneutes Aufreißen der Klüfte mit Einfüllung der Bolustone und nachfolgendes, grabenförmiges Einstürzen der Landschneckenkalke.

Eine an Spaltenfüllungen erinnernde Bildung fand der Verfasser in den höchsten Lagen des Goldbergs. Die noch unbearbeiteten Fossilreste stammen von Reptilien, Vögeln, Insektenfressern, Nagern sowie vom Zwerghirsch.

2.1.5. Der Riessee und seine Wässer

Die Besprechung der Ablagerungen des Riessees wirft die Frage auf, was für Wässer wohl beteiligt gewesen sein mögen. v. GÜMBEL (1870, S. 193 f.) schließt aus dem Vorkommen von dolomitischen Gesteinen und vor allem von pitticitähnlichem Eisensinter auf das Auftreten von thermalen Quellen. A. FRICKHINGER (1904, S. 88) leitet die Wässer des Sees hauptsächlich aus den Niederschlägen her. Bei der Beschreibung der Süßwasserkalke räumt REIS (1926, S. 186 f.) die Möglichkeit ein, daß es sich z. T. um thermale, mit Kohlensäure angereicherte Wässer handele, diese könnten sowohl ihre Kohlensäure als auch ihre Wärme als vagabundierende Wässer in den lockeren Schuttmassen des Untergrundes aufgenommen haben. Zahlreiche Schutt- und Kleinschollenquellen dürften nach seiner Meinung an der Füllung des Beckens mitgewirkt haben.

NATHAN (1935, S. 27) und WEBER (1941, S. 125) finden in ihren Kartierungsgebieten keine Stütze für das Auftreten von thermalen Sprudeln.

Daten über die Temperatur der Wässer sind nur mit Vorsicht angegeben worden. KLÄHN (1924, S. 354) gibt wegen des Aragonitgehaltes einiger Gesteine „mindestens 30° C“ an, LINDNER (in SEEMANN 1935, S. 21) schließt aus der Form des Abdomens bei Psychoda-Püppchen vom Goldberg auf deren Vorkommen in heißem Wasser.

Normale Süßwasserablagerungen mit einer artenreichen, reinen Süßwasserfauna finden sich im Ries nur an wenigen Stellen, so u. a. bei Trendel (Delta-bildung, s. a. S. 107 f.) und am Goldberg (Klufffüllungen). Demgegenüber setzt sich im Ries die Fauna der Süßwasserkalke an den weitaus meisten Stellen überwiegend aus Ostracoden und Hydrobien zusammen. Ob diese besondere, von normalen Süßwasserkalken so stark abweichende Ökologie auf Störung der chemischen Verhältnisse (Magnesiumgehalt, KLÄHN 1926, S. 332, Arsengehalt, v. GÜMBEL 1870, S. 195) oder der Temperaturverhältnisse oder auf anderen Faktoren beruht, werden erst weitere Untersuchungen klären können.

Über die Tiefe des Riessees liegen bisher sehr unterschiedliche Meinungen vor. v. GÜMBEL (1889, S. 27) schätzte seine größte Tiefe auf mindestens 125 m. Spätere Autoren kamen auf wesentlich geringere Wassertiefen. Nach den Angaben von C. DORN (1942 c, S. 420) und KLÄHN (1926, S. 375) über die Wassertiefen, in welchen noch Algenwachstum möglich ist (3 bis 7 m), dürfte die Wasserbedeckung des Rieskessels meist nur von geringer Tiefe gewesen sein. Die heutigen Höhenunterschiede zwischen der Riesebene und den höchsten Vorkommen von Riesseeablagerungen (im N ca. 80 m, im S über 100 m) lassen sich also nicht mit einem derart tiefen See erklären. C. DORN (1942 c, S. 421) gibt für die Höhenunterschiede der Ablagerungen bei Wemding und Amerbach

zwei Möglichkeiten an: Einsinken des Riesbodens um diesen Betrag oder Hebung der östlichen Randhöhen. Als dritte Möglichkeit kommt die einer Ausräumung des Kessels hinzu (MÜNZING 1960, S. 209).

2.2. Postriesisches Tertiär im Vorries westlich der Wörnitz

(R. BOLTEN)

2.2.1. Sarmatische Kalke und Mergel

Sarmatische Kalke und Mergel beschreibt HÜTTNER (1961, S. 89) in mehreren Vorkommen bei Hofen. Die Mergel fühlen sich z. T. seifig an, wahrscheinlich durch Beimischung bentonitartiger Umsetzungsprodukte der Suevituffe. Durch Fossilfund und durch die Auflagerung auf Suevit und Bunter Breccie ist das Vorkommen in das Sarmat einzustufen. Diese genetisch und zeitlich den Riesseeablagerungen entsprechenden Bildungen sind sicher in einem einheitlichen Seebecken entstanden. Neben Suevit und Bunter Breccie werden die Süßwasserkalke auch noch von verkarsteten Massenkalken unterlagert. Die Bildung eines Sees auf dieser Unterlage ist nur denkbar, wenn man eine Plombierung des Karstes und des Reliefs durch regionales Absinken der Landschaft annimmt.

Die von einigen Autoren (C. DORN 1940, S. 173) als sarmatisch angesprochenen Braunkohlen der Concordia-Zeche E Wending werden heute allgemein wegen ihrer regellosen Lagerung (u. a. KRANZ 1951, S. 259) als prä-sarmatisch angesprochen (s. a. Präriesisches Tertiär, S. 104).

2.2.2. Jüngsttertiäre Schotter und Sande

In einem Aufschluß am Vohbühl nordwestlich Bopfingen stellte BENTZ (1927, S. 263) eine Spaltenfüllung in einem großen Block von Malmkalk fest. Die Füllung bestand aus gerundeten Quarzen (0,5 bis 5 mm Durchmesser), Bohnerzkörnern, abgerollten Brauneisenstückchen (1 bis 30 mm Durchmesser) und Weißjurabröckchen in rotem Spaltlehm. DEHM (1939, S. 121) beschreibt den Fund eines abgerollten Equidenzahnes aus dieser Spalte. Die Bestimmung ergab, daß es sich um den basalen Teil eines unterpliozänen Hipparion-Zahnes handelt. Daraus kann auf einen unterpliozänen Flußlauf in Höhe des Gipfels des Vohbühls geschlossen werden. KRANZ (1953, S. 93) hält einen Flußlauf in dieser Höhe nicht für möglich und erklärt die Spaltenfüllung mittels Einschwemmung durch kurzfristige Rinnsale oder kleine Bäche.

Außer dieser Spaltenfüllung sprechen zahlreiche Funde von Schottern für eine Plombierung des Reliefs. SCHRÖDER & DEHM (1950, S. 116f.) fanden im Gebiet des Blattes Harburg mehrere Horizonte von Schottern, deren obersten (um 520 m) sie in erster Annäherung den Geröllen in der Spalte des Vohbühls gleichstellen. Der nächste Schotterhorizont (475 bis 490 m) wird als eine Phase der beginnenden Ausräumung gedeutet.

MÜNZING (1960, S. 204) erwähnt vom Blasienberg westlich Kirchheim aus 580 m NN Keuperquarze, Bohnerze und Gerölle von Eisenschwarten, die er wegen ihrer Ähnlichkeit mit denen des Vohbühls mit Vorbehalt ins Pliozän stellt.

Pliozäne Restschotter, die nur aus Jura-Hornsteinen und porösen Kieselsteinen bestehen, finden sich NW Wittislingen. Sie stehen nach HÜTTNER (1961, S. 90f.) mit den pliozänen Donauschottern in Zusammenhang.

2.3. Postriesisches Tertiär im Vorries östlich der Wörnitz

(D. MÜLLER)

Als möglicherweise postriesische Ablagerungen werden hier, in Übereinstimmung mit einem Teil der neueren Literatur, einige im östlichen Vorries verbreitete, fossilere Tertiärsedimente zusammengefaßt, deren Fazies von der des gesicherten präriesischen Tertiärs mehr oder weniger abweicht, und deren Lagerungsbeziehungen zu den Riestrümmernmassen noch nicht ausreichend geklärt sind.

2.3.1. Süßwasserkalke westlich Monheim

DEHM (1931, S. 202) beschreibt von der Höhe 531,2 m westlich Monheim einen weißen, löcherigen Süßwasserkalk ohne mit freiem Auge erkennbare Fossilien, der im Dünnschliff manchen oberoligozänen Kalken von Fünfstetten ähnelt. Nach einem Ackerprofil von C. DORN (1940, S. 153—155) beginnt das Vorkommen im Niveau über vergrießtem Malm mit 1,4 m braungelbem Ton, dem 10—11 m Süßwasserkalk auflagern. Eine artenarme Gastropodenfauna in dem einzigen fossilführenden Block, die durch Seemann bestimmt wurde, ließ keine sichere Datierung zu.

Die Kalke werden von DEHM als allochthon, von C. DORN und BIRZER (1969, S. 3) dagegen als autochthon bezeichnet. C. DORN hält sie für ein sarmatisches Sediment auf Riestrümmernmassen; BIRZER für einen präriesischen Erosionsrest der OSM, an welchen Bunte Breccie angelagert ist. Handbohrungen des Verfassers ergaben, daß das Vorkommen unterhalb des Niveaus um 525 m NN allseitig von Bunter Breccie umgeben ist und mit grüngrauen Tönen einsetzt, die nach oben rasch in etwas feinsandige Süßwasserkalke übergehen. Autochthone Lagerung ist damit wahrscheinlich und wegen der von typischer OSM etwas abweichenden Fazies auch postriesisches Alter nicht ausgeschlossen. Süßwasserkalke von einwandfrei postriesischem Alter werden aus dem südwestlichen Vorries bei Hofen beschrieben (HÜTTNER 1961, S. 89).

2.3.2. Bunte Tone von Monheim

Im Gebiet nördlich Monheim wurden mehrfach, vor allem im Gelände der bis 1939 betriebenen Ziegelei, als Liegendes der Monheimer Höhengände bunte Tone angetroffen (DEHM 1931, S. 148—150; C. DORN 1940, S. 155—157; TREIBS 1950, S. 25—26). DEHM beschreibt graue und grünliche Tone mit untergeordnet roten, violetten und gelblichen Linsen und Flämmchen, sowie rotviolette Tone mit stellenweise außerordentlich reicher Gipskristallführung. Er beobachtet Horizontal- und Schrägschichtung und gibt als Höhenlage 515—540 m NN an. Wenig später erwähnt C. DORN 1,3 m buntfarbige Tone, dicht durchsetzt von Gipskristallen, unter 18 m tonig-sandigen Schichten wenig nördlich der Ziegelei. TREIBS fand bunte Tone in einer Sandgrube südwestlich Rothenberg

unweit Monheim. Weiter nördlich gehören vermutlich die bunten Tone von Dietfurt (KRUMBECK 1927 a, S. 270; DEHM 1931, S. 149) dazu. Heute ist keines der Vorkommen mehr erschlossen. Ohne Aufschluß ist eine sichere Ansprache dieser Tone nicht möglich (DEHM 1931, S. 149—150). Verwechslungen mit Bunter Breccie und Lehmen sind zu erwarten und wurden auch beobachtet (TREIBS 1965, S. 314). Die von den früheren Autoren und neuerdings BIRZER (1969, S. 2) betonte weite Verbreitung dieser Tone ist daher nicht erwiesen.

Die Alterseinstufung der bunten Monheimer Tone bewegt sich von der Wende Kreide/Alttertiär (DEHM 1931, S. 149) über Torton (SCHETELIG 1962, S. 49; BIRZER 1969, S. 2) bis zum Sarmat (C. DORN 1940, S. 156—157). Auch SCHRÖDER & DEHM (1950, S. 118) neigen einem nachriesischen Alter zu. Ausgangspunkte waren Lagerungsbeziehungen: zu den Monheimer Höhensanden, den Hochschottern KRUMBECKs (1927a), der OSM im Süden, der Bunten Breccie (diese aber gerade an den einzigen sicheren Vorkommen fehlend) sowie Faziesparallelen zur OSM. Violette, gipsführende Tonmergel als Einschaltungen der OSM wurden von Günzburg bekannt (RÜHL 1896 in SCHRÖDER & DEHM 1950, S. 118), fehlen aber der sicheren OSM in der Nähe des Rieses. Die räumliche Bindung der Tone an den Ablagerungsraum der als postriesisch aufgefaßten Monheimer Höhensande läßt einen faziellen Zusammenhang mit diesen vermuten.

2.3.3. Monheimer Höhensande

Weite Flächen des östlichen Vorrieses werden von den Monheimer Höhensanden eingenommen. Sie haben ihre Hauptverbreitung nördlich Monheim, wo sie bei Rothenberg mehrfach in Sandgruben erschlossen sind; kleinere Vorkommen liegen bei Buchdorf, Hafenreut und westlich Weilheim (DEHM 1931, S. 150—153; TREIBS 1950, S. 24—26; SCHETELIG 1962, S. 55—56).

Es sind häufig kreuzgeschichtete, gelbliche bis rotbraune, meist feinkörnige Sande, deren Ausbildung im einzelnen einem raschen Wechsel unterworfen ist. Neben gelblichen bis rötlichen, mehr oder weniger feinsandigen Tonschmitzen treten geröllführende Grobsande auf. Letztere enthalten neben den weitaus vorherrschenden Quarzen Hornsteinbröckchen, selten Malm-zeta-Kieselplatten, umgelagerte Malmfossilien und vor allem häufig Lydite, die auch für die grobklastischeren Altmühl-Hochschotter bezeichnend sind. Charakteristisch sind außerdem Ortsteinplatten, die sowohl mit den größten wie mit den feinsten Lagen zusammen vorkommen.

Die Mächtigkeit der Monheimer Höhensande dürfte nördlich Monheim, wo sie von 535 bis über 566 m NN ansteigen, maximal 30 m betragen. Sie entstanden nach DEHM (1931, S. 151—153) als Ablagerung eines vom Alten Gebirge (Frankenwald) nach S hinziehenden, vielfach gewundenen Flusses, wobei rasch fließendes Wasser (Grobsandlagen) mit Altwässern (Ortsteinbildungen) wechselte. Mit dieser Herkunft stehen Schwermineraluntersuchungen (TREIBS 1950, S. 24—25) nicht im Widerspruch.

DEHM (1931, S. 152) stufte die Monheimer Höhensande ursprünglich, ausgehend von den tiefer gelegenen, von KRUMBECK (1927 a, S. 232—233, 239) dem Alttertiär zugeordneten Usseltalschottern, an die Wende Kreide/Tertiär. Später

vermuten SCHRÖDER & DEHM (1950, S. 118) nachriesisches Alter, da ihre Höhenlage mit der der geröllführenden Altpliocänspalte Vohbühl bei Bopfingen (1950, S. 117) annähernd übereinstimmt. Zu derselben Ansicht gelangen TREIBS (1950, S. 25—26) und SCHETELIG (1962, S. 55—56), gestützt auf Lagerungsbeziehungen zu den Riestrümmermassen, die bisher allerdings noch nirgends zweifelsfrei waren. BIRZER (1969, S. 12) hält sie für Erosionsreste einer jüngsten präriesischen, von Norden geschütteten Deckschicht über der hier aus bunten Tonen aufgebauten OSM. Die Ries-Trümmermassen wären dann angelagert. Sollte dies zutreffen, so erhebt sich unvermeidlich die Frage, warum die großen Flächen der Höhensande, die noch ganz im Verbreitungsgebiet der Ries-Trümmermassen liegen, nirgends Reste derselben zeigen, bzw. warum die Sande selbst bislang noch nicht als losgeschürfte Schollen in der Bunten Breccie gefunden wurden, wie dies z. B. bei Sanden der OMM im SW-Vorries bekannt ist. Verdacht auf postriesisches Alter ist daher einstweilen noch gegeben.

2.3.4. Lyditführende Hochschotter

Lyditführende, hochgelegene Schotter sind, wie aus den Untersuchungen von KRUMBECK (1927 a), C. DORN (1940) und der neuesten, zusammenfassenden Bearbeitung von BIRZER (1969) hervorgeht, im gesamten Gebiet längs der Altmühl von Treuchtlingen bis 8 km östlich Eichstätt, längs des Wellheimer Trockentals von Dollnstein bis Rennertshofen und stellenweise auf der Albhochfläche zwischen Ussel und Altmühl, in einer Höhenlage bis 550 m NN (145—155 m über Altmühl- und Wellheimer Tal) verbreitet.

Ihr Geröllbestand umfaßt nach KRUMBECK (1927 a, S. 220—221) vor allem helle, gelbbraune, rötliche und schwarzgraue Quarze bis 17 cm, zahlreich Lydite bis 18 cm, hellgraugrüne feinkörnige Sandsteine (die KRUMBECK zur Hartmannshofer Oberkreide stellt) und vereinzelt alpine Radiolarite (KRUMBECK 1927 a, S. 221, 226, 229, 231; ANDRES 1951, S. 47). Letztere sind auf den Bereich der früheren „Altmühlodonau“ (Wellheimer Tal und Altmühltal unterhalb Dollnstein) beschränkt. An lokalen Komponenten sind fossilführende Kieselplatten der Mörsheimer Schichten (Malm zeta) besonders häufig.

Die Schotter sind mit KRUMBECK (1927 a, S. 223—234) als Restschotter zu deuten, deren ursprüngliche Höhenlage durch spätere Umlagerung mehr oder weniger stark verändert wurde. Zu diesen Hochschottern, die nach KRUMBECK (1927 a, S. 237) auf der nördlichen Frankenalb mindestens zwei verschieden alte Phasen zeigen, zählt er auch die Hochschotter des Usseltals (1927 a, S. 232), die bei Daiting bis 520 m NN (80—90 m über dem Tal) und am Zusammenfluß von Ussel und Bruckbach (bei Gansheim) bis ca. 510 m NN vorkommen. Ihr Geröllbestand umfaßt Malm zeta-Kieselplatten (Mörsheimer Schichten, z. T. mit Aptychen), Quarze, häufig Lydite bis 13 cm, „tripelartig verwitterten Kreidequarzit“ und gelbbraunen, feinstkörnigen dichten Quarzit. DEHM (1931, S. 153) konnte die Schotter talaufwärts bis Kölbürg und Baierfeld verfolgen. Ein weiteres Schottervorkommen mit Quarzgeröllen (bis 3,5 cm) und Lyditen, teilweise limonitisch verfestigt, beschreibt W. WAGNER (1960, S. 138—139) vom Perlachberg südwestlich Treuchtlingen als Vertreter der Altmühl-Hochschotter. Zu den Hochschottern stellt TREIBS (1950, S. 23) auch Quarzgeröllschotter vom Uhlberg (östlich Döckingen) in einer Höhe von 610 m NN.

Eine vom Verfasser bei Punkt R 44 12 600 H 54 22 820 entnommene Probe enthielt reichlich Lydite bis 3 cm Größe. Eine Übersicht über alle bisher bekannten Vorkommen von Hochschottern ist in BIRZER (1969, Taf. 1) enthalten.

Diese Schotter werden von KRUMBECK (1927a) und sämtlichen späteren Autoren als Ablagerungen eines vom Alten Gebirge (Frankenwald) südwärts fließenden „Urmain“-Flußsystems aufgefaßt. Über den Verlauf des „Urmain“-Tales und die zeitliche Einstufung gehen die Ansichten aber noch sehr auseinander. Die Usseltalschotter wurden von KRUMBECK (1927a) und WEBER (1941, S. 86) einer hypothetischen „Urwörnitz“ zugeschrieben, die ihren Lauf von NW her durch das Ries über Wemding und das Usseltal zum „Urmain“ nehmen sollte, wofür sich jedoch keine sicheren Anhaltspunkte ergeben (C. DORN 1940, S. 136). BIRZER (1969, S. 11) nimmt häufige seitliche Flußverlagerungen dieses „Urains“, dessen Unterlauf mit dem heutigen Altmühltal noch keinesfalls übereinstimmte, in einer Molassebucht zwischen Donau und Altmühl an; am Südrand der Alb vermutet er die Mündung in eine „Urdonau“, die ihren weiteren Weg längs des Wellheimer Trockentals nahm.

Die zeitliche Einstufung bewegt sich von alttertiär (KRUMBECK 1927a, S. 239) über präriesisches jüngeres Torton (BIRZER 1969, S. 9), Sarmat bis altpliozän (RÜCKERT 1933, S. 32—33) bis mittelplozän oder jünger (TREIBS 1965, S. 315). Ausschlaggebend hierfür waren die Höhenlage im Verhältnis zu den obermiozänen Süßwasserkalken: des Treuchtlinger Tals (KRUMBECK); der Albhochfläche von Bieswang (RÜCKERT); Lagerung über OSM-Süßwasserkalken bei Gammersfeld (BIRZER in ZEISS 1964, S. 37); regionale tektonisch-morphologische Untersuchungen (KRUMBECK, TREIBS, BIRZER) sowie die Lagerung in Bezug auf die Ries-Trümmernmassen. Hochschotter wurden unter bunter Breccie angetroffen: Usseltalhang nördlich Unterbuch in 470 m NN (DEHM 1931, S. 154), westlich Daiting (TREIBS 1965, S. 315); aber auch darüber: südlich Hochfeld (465—470 m NN) in rinnenartiger Lagerung (TREIBS 1965, S. 315), bei Warching (BIRZER 1969, S. 10). Sämtliche dieser Vorkommen liegen aber unterhalb der „normalen“ Höhenlage von 540—550 m NN (BIRZER 1969, S. 9—10). Für diese widersprüchlichen Verhältnisse sind nach TREIBS (1965, S. 315) und BIRZER (1969, S. 10) Vorgänge der Solifluktion verantwortlich; außerdem ist mit Herabprojizierung der verwitterungsresistenten Gerölle (C. DORN 1940, S. 136—137), späterer Verschwemmung (KRUMBECK 1927a, BIRZER 1969) und im Falle einer präriesischen Ablagerung auch mit Verschleppung durch Ries-Trümmernmassen zu rechnen (DEHM 1931, S. 168). Wenngleich heute jungtertiäres Alter angenommen werden kann, so müssen dennoch zur endgültigen Einstufung der Schotter nicht durch Solifluktion gestörte Lagerungsbeziehungen zur Bunten Breccie oder Zusammenhänge mit fossilführenden Schichten gefunden werden. Wegen der auch für die Monheimer Höhensande charakteristischen Lydite und der ähnlichen Höhenlage ist ein fazieller Zusammenhang mit diesen wahrscheinlich (DEHM 1931, S. 152; BIRZER 1969, S. 12), damit aber postriesisches Alter nicht ausgeschlossen.

Von der Einstufung der Hochschotter ist auch die zeitliche Stellung der großenteils an heutige Talstücke gebundenen, tiefer gelegenen Pleinfelder Terrasse zwischen Roth bei Nürnberg und Treuchtlingen (Gablingberg) abhängig (RÜCKERT 1933, S. 23 ff.; BIRZER 1969, S. 13 ff.). Ihr Geröllbestand ist

dem der Hochschotter sehr ähnlich. KRUMBECK (1927 a, S. 250—255) stellt seine mit der Pleinfelder Terrasse identischen „Deckenschotter“ ins Altpleistozän, vielleicht Jungpliozän und läßt sie durch Umlagerung der Hochschotter in einem bereits nordwärts gerichteten Flußlauf entstehen. Als zeitliches Äquivalent betrachtet er mit erheblichem Vorbehalt den 30 m über der heutigen Talsohle und 50—60 m unterhalb des Usseltal-Hochschotters gelegenen „Talschotter“ des Usseltals (1927 a, S. 232—233). Möglicherweise handelt es sich bei diesem lediglich um herabverfrachtete Hochschotter. Schon DEHM (1931, S. 168) bemerkt Schwierigkeiten, beide Schotter im Oberlauf der Ussel sicher zu trennen.

Die Schotter der Pleinfelder Terrasse deutet BIRZER (1969, S. 13—14) als jüngste präriesische Ablagerungen des sich immer stärker einschneidenden „Urmains“, der seinen Lauf südwärts über Treuchtlingen—Hungerbachtal (südlich Treuchtlingen an der Bundesstraße 2) und weiter, von Riestrümmermassen verschüttet, über Monheim und das obere Usseltal zur heutigen Lechmündung nahm, wo er sich mit der „Urdonau“ vereinigte. Die Schotter wären dann mit den „Buchberggeröllen“ im westlichen und südlichen Vorries vergleichbar.

3. Landschaftsgeschichte des Riesgebietes im Tertiär

(R. BOLTEN & D. MÜLLER)

Ebenso wie die Schichtenfolge des Tertiärs wird auch die Landschaftsgeschichte des Rieses durch den Vorgang der Riesentstehung in zwei Abschnitte geteilt. Eine ausführliche Zusammenfassung mit besonderer Berücksichtigung des Neresheimer Gebietes bringt HÜTTNER (1961, S. 108—116, 118—119).

3.1. Landschaft vor der Riesentstehung

Schon zu Beginn des Tertiärs ist das Ries samt seiner weiteren Umgebung Festland. Im östlichen Teil bringen Flüsse von Norden, vielleicht schon in der Kreide, Quarzsand und Schotter auf die Alb: Hochflächen-Geröllsande (S. 93). Auf den höher gelegenen Albflächen entsteht die Albüberdeckung (S. 89) während des ganzen Tertiärs. Erste, genauer datierbare Zeugen liegen in den mitteleozänen Süßwasserkalken der „Spalte“ Bachhagel (S. 100) im SW-Vorries vor. Die Alb ist zu dieser Zeit schon verkarstet. Ein Ansteigen des Karstwasserstandes führt nach HÜTTNER (1961, S. 109) zu kleinen Tümpeln und Seen mit lokaler Süßwasserkalkbildung. In der weiteren Umgebung des Rieses sind derartige Mitteleozän-Ablagerungen nicht bekannt.

Im Obereozän setzt die Verkarstung wieder ein: „Spaltenfüllung“ Heidenheim a. H. (S. 90). Erste Umlagerungen der Hochflächen-Geröllsande. Weitere Heraushebung und Verkarstung der Alb führen im Unteroligozän zu verbreiteten „Spaltenfüllungen“ (DEHM 1939, S. 123 f.), ihre Fauna zeigt zunehmenden Steppencharakter an (DEHM 1935, S. 77). Hochflächen-Geröllsande werden in großem Umfang umgelagert.

Eine Sonderstellung nimmt im jüngeren Unteroligozän das Ries ein: Tiefenlage und hoher Karstwasserstand führen hier zur Bildung kleiner Tümpel und Seen (HÜTTNER 1961, S. 110): Roterde-Bohnerzkalke (S. 100) mit Land-

und einzelnen Süßwasserschnecken entstehen. Ähnliche lokale Verhältnisse zeigt die Gegend um Ulm (MILLER 1907): Arnegg, Örlinger Tal u. a.

Die nächsten geologischen Daten liegen aus dem Oberoligozän (Chattium) vor. Infolge einer regionalen Absenkung der Alb gerät ihr Südrand in den Einfluß der Molassesedimentation. In den Niederungen des östlichen Rieses und Vorrieses führt der ansteigende Karstwasserspiegel zu Seenbildung: Oberoligozäner „Riessee“. Süßwasserkalke mit reicher Fauna. Annähernd zur gleichen Zeit häufen sich in Mooren und Tümpeln abgestorbene Pflanzenreste zusammen mit eingespülten Tonen (und Sanden?) an: Braunkohlenschichten. Diese Ablagerungen sind nach bisherigen Kenntnissen auf das Ries beschränkt und bezeugen eine Sonderstellung desselben im Oligozän. Außerhalb dieser Senken entstehen weitere „Spaltenfüllungen“: Gunzenheim (S. 92) und Burgmagerbein (S. 92); Reste der alten Geröllsande werden weiter umgelagert. Die Wirbeltierreste dieser Zeit weisen auf ein feuchteres Klima als im Unteroligozän hin; ähnliche Klimaverhältnisse sind auch für das jüngere Tertiär charakteristisch (DEHM 1935, S. 77). Erst im Untermiozän (Aquitanium) erreicht die USM mit ihrer kalkigen Randfazies das SW-Vorries, dringt in ältere Täler ein (Egau, Zwergbach) und plombiert teilweise das Relief. Das östliche Riesgebiet fällt wieder trocken. Die fränkische Alb bleibt Hochgebiet. Auf der Hochfläche liegen noch Reste der Geröllsandüberdeckung und Roterden; sie werden teilweise in Karsthohlformen umgelagert: Kaisheim (S. 92), Pappenheim (S. 92) bzw. Schaffhausen (S. 92). Regionale Heraushebung im Burdigal führt zu verbreiteter Regression am Nordrand des Molassetroges und zu Erosion mit weiterer Ausformung des bestehenden Talnetzes auf der Alb. Lokal entstehen „Spaltenfüllungen“: Bissingen (S. 93).

Im Helvet senkt sich der südliche Albrand wieder ab, das Molassemeer (OMM) stößt weit auf die schwäbische Alb vor. Seine Küstenlinie streicht bis Donauwörth SW—NE und biegt dort nach SE um.

Im SW-Vorries entsteht eine fast ebene Abrasionsfläche, im E dringt das Meer aber offenbar in alte Täler (Kessel, Wörnitz) ein. Die fränkische Alb bleibt Hochgebiet. Eine schwache Hebung gegen Ende des Helvet führt im Donaauraum zur Entstehung der Graupensandrinne, über der die Kirchberger Schichten einen letzten Meeresvorstoß anzeigen. Das nördliche Gebiet fällt teilweise trocken (ober-helvetischer Hiatus, S. 97); lokal entstehen in Tümpeln Algenknollenkalke: Berg bei Donauwörth (S. 98). Die Flußtäler der Alb bestehen bereits in großen Zügen: Ureger-Kalkschotter, oberste Terrasse (S. 94).

Kräftige Absenkung des Albrandes im Torton führt zum Übergreifen der OSM auf die Alb, vor allem im südlichen Franken. Zuerst entstehen einzelne Tümpel und Seen mit Algenkalkbildung, später wird durch limnische und fluviatile Ablagerungen (Tonmergel mit Kohle, Sande) das Relief plombiert; Alpenflüsse bringen feine Glimmersande, vielleicht auch noch im Sarmat, bis weit auf die Alb: Oggenhausen (S. 99), Ingolstädter Gebiet (S. 99). Algenknollenkalke entstehen auch in einer, vermutlich mit dem OSM-Becken verbundenen Niederung im Ries (S. 105). Durch eine kräftige Hebungsphase entsteht im höheren Torton ein Relief mit bis über 100 m tiefen Tälern, welches später die Riestrümmergesteine aufnimmt (S. 97). Die Flußtäler der Alb werden weiter ausgeformt: Kalkschotter der Ureger (S. 94), unterste Terrasse, Uregau

(S. 94). Die Lage des Albtraufs im Ries entspricht bereits annähernd der heutigen (FESEFELDT 1963, S. 12); alle großen Täler sind vorhanden.

Auffallend ist während der ganzen präriesischen Geschichte immer wieder eine mehr oder weniger ausgeprägte Sonderstellung des Riesgebiets: 1. Grenze zwischen gegenläufigen oder verschieden starken epirogenen Bewegungen der fränkischen und schwäbischen Alb (USM, OMM); 2. besondere, mehr oder weniger lokale Sedimentation (Mitteleozän, Unteroligozän, Oberoligozän).

3.2. Landschaft nach der Riesentstehung

Auf Ursache und Ablauf des Riesereignisses wird in diesem Rahmen nicht näher eingegangen. Mit großer Mehrheit hat sich der Gedanke einer Kraterbildung durch eine große Sprengung (W. KRANZ) mit irdischer oder außerirdischer Ursache und nachfolgender Suevitförderung durchgesetzt. Der Sprengschutt (Riestrümmernmassen bzw. Bunte Breccie) wurde ins Vorland geschleudert und geschoben, wo er das präriesische Relief bis 140 m mächtig verschüttete (LÖFFLER 1925, S. 49—50; BIRZER 1969, S. 8).

Im Rieszentrum war durch die Katastrophe und nach dem Zurückfallen der in die Höhe geschleuderten Massen eine kompliziert gebaute Hohlform entstanden, die an ihren tiefsten Stellen bis ca. 320 m unter die heutige Oberfläche der Riesebene reichte. C. DORN (1940, S. 161) nimmt an, daß sich im Inneren des Riesbeckens zunächst eine weite Sumpflandschaft mit flachen Wasserbecken ausdehnte, aus der später ein See hervorging. WEBER (1941, S. 143 f.) schließt aus dem Auftreten von Rhythmiten auf einen tieferen, nur schwach durchströmten See. In diesem See wurden vor allem Tone und Mergel abgelagert. In Buchten oder bei niedrigem Wasserstand war zeitweise Braunkohlenbildung möglich (C. DORN 1940, S. 162). WEBER (1941, S. 144) deutet die Entstehung der Braunkohle jedoch durch Einschwemmung von Pflanzenmassen. Auf Untiefen, Halbinseln und am Beckenrand entstanden anfangs Breccien und Konglomerate, später Süßwasserkalke. Die Einmündung von Zuflüssen ermöglichte Deltabildungen wie z. B. bei Trendel (S. 107). Eigenartig ist die große Artenarmut der Süßwasserorganismen im Riessee, ganz im Gegensatz zu den übrigen obermiozänen Süßwasserablagerungen Süddeutschlands. Eine Ausnahme bildet u. a. die reiche Süßwasserfauna von Trendel (S. 108).

Im Zuge regionaler Absenkung der Gegend war auch im Vorries die Möglichkeit zu tertiärer Sedimentation gegeben. Zu erwähnen sind die Süßwasserseen von Hofen (S. 115) und möglicherweise W Monheim (S. 116). Reste fluviatiler Ablagerungen finden sich in der Spaltenfüllung am Vohbühl (S. 115), sowie möglicherweise in den Schottern auf Blatt Harburg (S. 115). Im östlichen Vorries können mit Vorbehalt die Monheimer Höhensande als flächenhafte Reste einer nachriesischen Plombierung der Landschaft aufgefaßt werden (SCHRÖDER & DEHM 1950, S. 118). Erst im Pliozän werden im Zusammenhang mit der Heraushebung Süddeutschlands die jüngsttertiären Sedimente und Rieseschuttmassen teilweise entfernt (HÜTTNER 1961, S. 89). Die endgültige Ausformung der heutigen Landschaft war dem Quartär vorbehalten.

3.3. Altersstellung des Riesereignisses

Der Zeitpunkt kann relativ auf paläontologisch-stratigraphischem Wege absolut durch Altersbestimmung des Suevits ermittelt werden. Die Untergrenze des relativen Alters ist gegeben 1. durch die jüngsten, von Riestrümmermassen überlagerten Gesteine; 2. durch die jüngsten Einschlüsse der Bunten Breccie. An den Lokalitäten Hohenmemmingen (S. 97) und Dischingen (S. 97) werden gastropodenführende Süßwasserkalke der mittleren Silvanaschichten (= mittleres Tortonium) von Riestrümmergesteinen überlagert; das Alter der ebenfalls von Riesschutt überlagerten Oggenhauser Sande (S. 99) ist nach BERZ & JOOSS (1927, S. 200) mittlere bis ?obere Silvanaschichten (= mittleres bis ?oberes Tortonium). Das jüngste Gestein der Bunten Breccie, der altobermiozäne Lepolithkalk (S. 105) ist zeitlich den unteren bis ?mittleren Silvanaschichten (unteres bis ?mittleres Tortonium) gleichzusetzen. Als zeitliche Untergrenze des Riesereignisses ergibt sich damit mittleres Tortonium.

Die zeitliche Obergrenze erhält man aus den Gesteinen des Riesees; die postriesischen Vorries-Gesteine eignen sich hierzu mangels Fossilien nicht. WENZ (1924, S. 189) stellt die Fauna der Rieskalke, gleich jener der Süßwasserablagerungen von Steinheim, des größten Teils der Maartuffe des Uracher Gebietes und der Tuffe des Hegau in das Sarmatium. Noch näher läßt sich das Alter mit Hilfe der Seetone, deren tiefste Lagen ja älter sein müssen als die Süßwasserkalke, einengen. In diesen konnte REIN (1961, Tab. 1) in der Bohrung Deiningen I in 110 m Teufe ein sarmatisches, in 250 m Teufe jedoch ein tortones Pollenspektrum nachweisen.

Als Zeitpunkt des Riesereignisses erhält man damit mit ziemlicher Genauigkeit das höhere Tortonium.

Erste absolute Altersbestimmungen an Suevitgläsern, von GENTNER & LIPPOLT & SCHAEFFER 1961 und 1962 mit der K-Ar-Methode durchgeführt, ergaben ein Alter von $14,8 \pm 0,7 \cdot 10^6$ a (1962, S. 8); dieser Wert stimmt nach Ansicht der Autoren gut mit dem relativen Alter überein. Neuere Datierungen mit der K-Ar-Methode ergaben $14,6 \pm 0,6 \cdot 10^6$ a (ZÄHRINGER & KLEINMANN 1967, S. 145); mit der „fission-track“-Methode $14,0 \pm 0,4 \cdot 10^6$ a (G. A. WAGNER 1967, S. 145).

Tabelle 1: Gliederung des präriesischen Tertiärs

Faziesgruppe	Molasse-Ablagerungen am Nordrand des Molassebeckens	Limnisches Tertiär	Rückstandsbildungen, Karsthohlform-Füllungen, fluviale Ablagerungen	
Ablagerungsraum	Südteil der Fränkischen und Schwäbischen Alb (S-Vorries)	Ries z. T. Vorries	Schwäbische und Fränkische Alb (Vorries) und Ries	
Miozän	OSM: Tone, Mergel, Flinsand, Süßwasserkalke, Braunkohlentone Algenknollenkalke bis > 25 m	Braunkohlenschichten z. T. Algenknollenkalke (Lepolithkalk)	—	
	Helvet Kirchberger Sch. Knollenkalke Graupensande OMM (2. Zyklus): Schluffsande Glaukonitsande Basisschichten bis 50 m	—	—	
	Burdigal	—	Bissingen	
	Aquitain	USM: Thalfinger Schichten (Kalke, Mergel), nur ostwärts bis zum Egautal bis 20 m	—	Schaffhausen Kaisheim Grafenmühle Weinberg Übermattzhofen
Oligozän	Chatt	Süßwasserkalke	Braunkohlenschichten (Tone mit Braunkohle, Sande)	Burgmagerbein Gunzenheim Kaisheim
	Rupel	—	—	—
	Lattorf	—	Roterde-Bohnerzkalke: Karlshof Albuch-Pyramide Mönchsdeggingen	Jüngere Gruppe: Grafenmühle Hagau I u. II Harburg Heidenheim a. H. Wolferstadt I u. II Ältere Gruppe: Huisheim Möhren
Eozän	o.	—	—	Heidenheim a. H.
	m.	—	Süßwasserkalk von Bachhagel	—
	u.	—	—	—
Paleozän	—	—	—	—

Albünderdeckung (Roterden, ockerfarbene Erden etc.), vor allem im Alttertiär

„puanberggerolle“
Kalkschotter
(Ureger etc.)

Hochflächen-Geröllsande
Quarz- und Hornsteingerölle
(vor allem östliches Vorries)

Fossilführende Karsthohlform-Füllungen

Angeführte Literatur

- AMMON, L. v.: Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten am Ries und an anderen Punkten der Donauwörth—Treuchtlinger Linie. — Geogn. Jh., **16** (1903), S. 145—184, 16 Abb., München 1904.
- Die Scheuerfläche von Weilheim in Schwaben. Ein Beitrag zur Riesgeologie. — Geogn. Jh., **18** (1905), S. 153—176, 12 Abb., München 1907.
 - Tertiäre Vogelreste von Regensburg und die jungmiocäne Vogelwelt. — Abh. naturwiss. Ver. Regensburg, **12**, S. 1—69, Abb. 1—10, München 1918.
- ANDRES, G.: Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Hofstetten—Gaimersheim—Wettstetten nördlich von Ingolstadt. — Geologica Bavarica, **7**, 57 S., 4 Taf., 8 Abb., 1 geol. Karte, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1951.
- ANDRITZKY, G.: Geologische Untersuchungen im Ries auf Blatt Ebermergen. — Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 50 S., 5 Abb., 1 geol. Karte, München 1959. — [Manuskript].
- Zur Kenntnis der postjurassischen Deckschichten in der Umgebung des Nördlinger Rieses. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **3**, S. 73—82, 3 Abb., München 1963.
- BENTZ, A.: Berichte über die Exkursionen im Anschluß an die Hauptversammlung in Stuttgart im August 1926. — Z. deutsch. geol. Ges., **78** (1926), S. 261—265, Berlin 1927.
- BERZ, K. C. & JOOSS, C. H.: Über die Altersstellung der tertiären Schichten (Süßwasserablagerungen und bunte Breccie) von Oggenhausen bei Heidenheim an der Brenz. — Cbl. Mineral. usw., **1927**, Abt. B, S. 193—208, 1 Abb., Stuttgart 1927.
- BIRZER, F.: Verwitterung und Landschaftsgeschichte in der südlichen Frankenalb. — Z. deutsch. geol. Ges., **91**, S. 1—57, Berlin 1939.
- Molasse und Ries-Schutt im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb. — Geol. Bl. NO-Bayern, **19**, S. 1—28, 2 Abb., Taf. 1, Erlangen 1969.
- COTTA, B. v.: Geognostische Beobachtungen im Riesgau und dessen Umgebung. — N. Jb. Mineral. usw., **1834**, S. 307—318, Stuttgart 1834.
- DEFFNER, C.: Der Buchberg bei Bopfingen. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **26**, S. 95—144, Taf. 1—3, Stuttgart 1870.
- DEFFNER, C. & FRAAS, O.: Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg, Atlasblätter Bopfingen und Ellenberg, 1. Auflage, 36 S., Stuttgart 1877.
- DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. — N. Jb. Mineral. usw., **67**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 139—256, 14 Abb., 1 geol. Karte, Stuttgart 1931.
- Über tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Abt., N. F. **29**, S. 1—86, Taf. 1—5, 10 Abb., München 1935.
 - Neue tertiäre Spaltenfüllungen im südlichen Fränkischen Jura. — Cbl. Mineral. usw., **1937**, Abt. B, S. 349—369, Stuttgart 1937.
 - Über neue tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. — Zbl. Mineral. usw., **1939**, Abt. B, S. 113—124, 4 Abb., Stuttgart 1939.
 - Eine kleine Palaeotherium-Fauna am Ostrand des Nördlinger Rieses. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1950**, S. 253—256, 3 Abb., Stuttgart 1950.
 - Spaltenfüllungen als Lagerstätten fossiler Landwirbeltiere. — Z. deutsch. geol. Ges., **103** (1951), S. 101—102, Hannover 1952.
 - Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. — Erl. Geol. Übersichtskarte Süddeutsch. Molasse 1 : 300 000, S. 81—88, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1955.
 - Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalk-Gebietes. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **1**, S. 27—56, Taf. 3—4, 5 Abb., München 1961. — [1961 a].
 - Spaltenfüllungen als Lagerstätten fossiler Landwirbeltiere. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **1**, S. 57—72, 1 Abb., München 1961. — [1961 b].
 - Das Nördlinger Ries und die Meteortheorie. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **2**, S. 69—87, 2 Abb., München 1962.

- DORN, C.: Beiträge zur Kenntnis der tertiären Ablagerungen des östlichen Vorrieses im Monheimer Gebiet. — N. Jb. Mineral. usw., **84**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 129—176, 2 Abb., Stuttgart 1940.
- Beiträge zur Geologie des Rieses I. — Zbl. Mineral. usw., **1942**, Abt. B, S. 105—116, 145—159, 161—187, Stuttgart 1942. — [1942 a].
 - Beiträge zur Geologie des Rieses II. — Zbl. Mineral. usw., **1942**, Abt. B, S. 311—348, Stuttgart 1942. — [1942 b].
 - Beiträge zur Geologie des Rieses. — N. Jb. Mineral. usw., **86**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 390—449, Stuttgart 1942. — [1942 c].
 - Beiträge zur Geologie des Rieses. — N. Jb. Mineral. usw., Mh., **1943**, Abt. B, S. 299—312, Stuttgart 1943.
- EDLINGER, G. v.: Faziesverhältnisse und Tektonik der Malmtafel nördlich Eichstätt/Mfr. Mit feinstratigraphischer und paläogeographischer Bearbeitung der Eichstätter Schiefer-Vorkommen. — Erlanger geol. Abh., **56**, 57 S., 2 Taf., 37 Abb., 1 geol. Karte, Erlangen 1964.
- Zur Geologie des Weißen Jura zwischen Solnhofen und Eichstätt (Mfr.). Nebst einem Karten-Beitrag von U. STAUFF. — Erlanger geol. Abh., **61**, 20 S., 6 Abb., 1 geol. Karte, Erlangen 1966.
- FESEFELDT, K.: Der Obere Malm im südlichen Vorries. — Erlanger geol. Abh., **47**, S. 1—33, 7 Abb., 1 geol. Karte, Erlangen 1963.
- FÖRSTNER, U.: Petrographische Untersuchungen des Suevit aus den Bohrungen Deiningen und Wörnitzostheim im Ries von Nördlingen. — Contr. Min. and Petrol., **15**, S. 281—308, Abb. 1—11, Berlin, Heidelberg, New York 1967.
- FRAAS, E.: Begleitworte zu der geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Bopfingen. — 31 S., 10 Abb., Stuttgart 1919.
- FRICKHINGER, A.: Der Ries-See, sein Entstehen, Bestehen und Verschwinden, topisch dargestellt. — Ber. naturwiss. Ver. f. Schwaben u. Neuburg, **36**, S. 83—101, Augsburg 1904.
- FRICKHINGER, H.: Die Brunnenwasser von Nördlingen im Ries, betrachtet vom geologischen, mikroskopischen, chemischen und hygienischen Standpunkte. Ein Beitrag zur Hydrographie des Rieses. — Separatabdruck aus dem ärztlichen Intelligenzblatt (Münchner medizinische Wochenschrift), Nr. 34—35, 34 S., 2 Tab., München 1884.
- GALL, H.: Geologische Untersuchungen im südwestlichen Vorries. Das Gebiet des Blattes Wittislingen. — Inaug.-Diss. Univ. München, 156 S., 17 Abb., 1 geol. Karte, München 1969.
- GENTNER, W., LIPPOLT, H. J. & SCHAEFFER, O. A.: Kalium-Argon-Alter der Gläser des Nördlinger Rieses und der böhmisch-mährischen Tektite. — Max-Planck-Inst. f. Kernphys. Heidelberg, 9 S., 1 Abb., 4 Tab., Heidelberg 1962. — [außerdem: Geochim. Cosmochim. Acta, **27**, S. 191—200, 1963].
- GERSTLAUER, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Öttingen. — Mitt. Reichst. Bodenforsch., Zweigst. München, **35**, S. 1—71, 16 Abb., 1 geol. Karte, München 1940.
- GOTTSCHECK, F. & WENZ, W.: Die Sylvanaschichten von Hohenmemmingen und ihre Fauna. — Nachrichtsbl. deutsch. malakozool. Ges., **48**, S. 17—31, 55—74, 97—113, Taf. 1, Frankfurt a. M. 1916.
- GÜMBEL, C. W. v.: Über den Riesvulkan und über vulkanische Erscheinungen im Rieskessel. — S.-Ber. bayer. Akad. Wiss., **1**, S. 153—200, München 1870.
- Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Nördlingen (No. XVI) der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. — 43 S., Cassel (Fischer) 1889.
 - Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete. — 763 S., 1 geol. Karte, Kassel 1891.
- HEHL: Braunkohle vom Wemdingen. — N. Jb. Mineral. usw., **1834**, S. 206—207, Stuttgart 1834.

- HÜTTNER, R.: Geologische Untersuchungen im SW-Vorries auf Blatt Neresheim und Wittislingen. — Inaug.-Diss. Universität Tübingen, 347 S., 10 Taf., 74 Abb., 1 geol. Karte, Tübingen 1958. — [Manuskript].
- Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des östlichen Härtsfeldes (Schwäbische Alb). — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **4**, S. 49—125, Taf. 4, Abb. 3—7, Freiburg 1961.
- KIDERLEN, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. — N. Jb. Mineral. usw., **66**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 215—384, Taf. 20—21, 15 Abb., Stuttgart 1931.
- KIRCHHEIMER, F.: Pflanzenreste aus einer Braunkohle des Nördlinger Rieses. — N. Jb. Mineral. usw., Mh., **1949**, Abt. B, S. 354—362, 2 Abb., Stuttgart 1949.
- KLÄHN, H.: Über einige säugerführende Vorkommnisse der Molasse Badens. — N. Jb. Mineral. usw., **50**, Beil.-Bd., S. 335—363, Stuttgart 1924.
- Vergleichende paläolimnologische, sedimentpetrographische und tektonische Untersuchungen an miocänen Seen der Schwäbischen Alb. — N. Jb. Mineral. usw., **55**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 273—428, 22 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1926.
- KNEBEL, W. v.: Beiträge zur Kenntnis der Überschiebungen am vulkanischen Ries bei Nördlingen. — Z. deutsch. geol. Ges., **54**, S. 56—84, 1 geol. Karte, Berlin 1902.
- KOKEN, E.: Geologische Studien im fränkischen Ries. — N. Jb. Mineral. usw., **12**, Beil.-Bd., S. 477—534, 11 Abb., Stuttgart 1899.
- Die Schliflächen und das geologische Problem im Ries. — N. Jb. Mineral. usw., **1901**, II, S. 67—88, 128, 4 Abb., Stuttgart 1901.
 - Geologische Studien im fränkischen Ries. 2. Folge. N. Jb. Mineral. usw., **15**, Beil.-Bd., S. 422—472, Taf. 8—12, Stuttgart 1902.
- KRANZ, W.: Weitere Bemerkungen zur geologischen Übersichtskarte Südwestdeutschlands. 5. β. Ries. — Cbl. Mineral. usw., **1910**, S. 518—524, Stuttgart 1910.
- Dritte Fortsetzung der Beiträge zum Nördlinger Ries-Problem. — Cbl. Mineral. usw., **1925**, Abt. B, S. 199—207, 249—256, 3 Abb., Stuttgart 1925.
 - Die südwestlichen Griese und Bunten Breccien im Vorries auf Blatt Giengen der Württ. Geognost. Karte. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **14** (1925), S. 148—175, 4 Abb., Stuttgart 1926.
 - Vorkommen, Lagerung, Herkunft und Alter der Vorries-Braunkohlen und ihre Bedeutung für das Riesproblem. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1950**, S. 257—274, 1 Abb., Stuttgart 1950.
 - Die Braunkohlen im Nördlinger Riesbecken. — Geol. Jb., **66**, S. 81—118, 4 Abb., 1 Tab., Hannover 1951.
 - Zur Stratigraphie schwäbischer Miozän- und Oligozänablagerungen sowie angeblicher Pliozänvorkommen. — Jb. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **33** (1951), S. 89—95, Freiburg i. Br. 1953.
- KRUMBECK, L.: Über neue und bekannte Tertiärvorkommen in Mittelfranken. — Cbl. Mineral. usw., **1926**, S. 7—23, 33—43, Stuttgart 1926.
- Zur Kenntnis der alten Schotter des nordbayerischen Deckgebirges. — Geol. u. Paläontol. Abh., N. F., **15**, S. 181—318, Taf. 14—20, Jena 1927. — [1927 a].
 - Über weitere neue Obermiocän-Vorkommen in Nordbayern. — Cbl. Mineral. usw., **1927**, Abt. B, S. 508—525, 1 Abb., Stuttgart 1927. — [1927 b].
- LEHNER, L.: Beobachtungen an Cenomanrelikten der südlichen Frankenalb. Studien über die fränkische alüberdeckende Kreide, II. — Cbl. Mineral. usw., **8**, Abt. B, S. 458—470, 1 Abb., Stuttgart 1933.
- LÖFFLER, R.: Beiträge zur Riesentstehungshypothese. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **14** (1925), S. 26—83, 8 Abb., Stuttgart 1926.

- MAACK, G. A.: Paläontologische Untersuchungen über noch unbekannte Lophiodon-Fossilien von Heidenheim am Hahnenkamme in Mittelfranken, nebst einer kritischen Betrachtung sämtlicher bis jetzt bekannter Species des Genus Lophiodon. — Jber. naturhist. Ver. Augsburg, **18**, 76 S., 14 Taf., Leipzig 1865.
- MÄDLER, K.: Zur Taxionomie der tertiären Charophyten. — Geol. Jb., **70**, S. 265—328, Taf. 23—26, Tabelle A—C, Hannover 1955.
- MENGELE, C.: Erdgeschichtliches Allerlei über Egau-Bachtal und Umgebung. — Bl. Schwäb. Albver., **1916**, S. 1—7, Tübingen 1916.
- MILLER, K.: Alttertiäre Land- und Süßwasserschnecken der Ulmer Gegend. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **63**, S. 435—460, Taf. 7—10, Stuttgart 1907.
- MOOS, A.: Beiträge zur Geologie des Tertiärs im Gebiete zwischen Ulm a. D. und Donauwörth. — Geogn. Jh., **37** (1924), S. 167—252, 2 Taf., 1 geol. Karte, München 1925.
- MÜNZING, K.: Stratigraphische und landschaftsgeschichtliche Beobachtungen in der Gegend von Bopfingen (Württemberg). — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **115**, S. 175—215, 1 geol. Karte, Stuttgart 1960.
- NATHAN, H.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Möttingen. — N. Jb. Mineral. usw., **53**, Beil.-Bd. (1925), S. 31—97, 1 geol. Karte, Stuttgart 1925 (1926).
- Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Ederheim. — Abh. geol. Landesuntersuchungen am Bayer. Oberbergamt, **19**, 42 S., 3 Taf., 2 Abb., 1 geol. Karte, München 1935.
 - Das Tertiär im südlichen bayerischen Vorries. — Erl. Geol. Übersichtskarte Süddeutsch. Molasse 1 : 300 000, S. 42—45, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1955.
 - Wasserbohrungen im Ries. — Geol. Jb., **74**, S. 135—146, Hannover 1957.
- REICH, H. & HORRIX, W.: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — Beih. geol. Jb., **19**, S. 1—119, 1 Taf., 41 Abb., Hannover 1955.
- REIN, U.: Die Möglichkeiten einer pollenstratigraphischen Gliederung des Miocäns in Nordwestdeutschland. — Meyniana, **10**, S. 160—166, 1 Abb., Kiel 1961.
- REIS, O. M.: Zusammenfassung über die im Ries südlich von Nördlingen auftretenden Süßwasserkalke und ihre Entstehung. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **14** (1925), S. 176—190, 2 Taf., Stuttgart 1926.
- ROLL, A.: Geologie der Albhochfläche. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **23**, S. 145—162, 5 Abb., Stuttgart 1934.
- RÜCKERT, L.: Zur Flußgeschichte und Morphologie des Rednitzgebietes. — Heimatkundl. Arb. geograph. Inst. Erlangen, **7**, 86 S., 4 Taf., 12 Abb., Erlangen 1933.
- SANDBERGER, F.: Die Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. — Text & Atlas, 1000 S., 36 Taf., 1 Tab., Wiesbaden (Kreidel) 1870—1875.
- Neue Beobachtungen im Ries; geologisches Alter des Süßwasserkalks und der Eruptivgesteine desselben, Pitticit-Vorkommen am Spitzberg und Wenneberg. — N. Jb. Mineral. usw., **1884**, S. 76—77, Stuttgart 1884.
- SCHALK, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Bissingen. — Geologica Bavarica, **31**, 107 S., 3 Taf., 80 Abb., 1 geol. Karte, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1957.
- SCHERTZ, E.: Bemerkungen zu den Lophiodon-Resten von Heidenheim am Hahnenkamm. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. **28**, S. XII, Stuttgart 1939.
- SCHETELIG, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Donauwörth und Genderkingen. — Geologica Bavarica, **47**, 98 S., 25 Abb., 1 geol. Karte, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1962.
- SCHLOSSER, M.: Beiträge zur Kenntnis der Säugethierreste aus den süddeutschen Bohnerzen. — Geol. u. Paläontol. Abh., N. F. **5**, S. 1—144, 5 Taf., Jena 1902.

- SCHNEID, TH.: Die Geologie der Fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. I. Stratigraphischer Teil — Inaug.-Diss. Universität München, S. 59—331, 9 Taf., München 1914. [Außerdem: Teil I: Geogn. Jh., **27** (1914), S. 59—172, 9 Taf., München 1915, Teil II: Geogn. Jh., **28** (1915), S. 1—61, München 1916].
- SCHNITZER, W. A.: Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Denkendorf—Kösching nördlich von Ingolstadt. — *Geologica Bavarica*, **28**, 47 S., 7 Abb., 1 geol. Karte, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1956.
- SCHOWALTER, E.: Chemisch-geologische Studien im vulkanischen Ries bei Nördlingen. — Diss. Erlangen, 65 S., 4 Taf., Erlangen 1904.
- SCHRÖDER, J. & DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — *Abh. Naturw. Ver. Schwaben e. V. Augsburg*, **5**, 147 S., 5 Taf., 3 Abb., 1 geol. Karte, Augsburg 1950.
- SCHÜTZE, E.: Alttertiäre Land- und Süßwasserfossilien aus der Bunten Breccie von Weilheim im Ries. In: BRANCA, W. & FRAAS, E.: Die Lagerungsverhältnisse bunter Breccie an der Bahnlinie Donauwörth—Treuchtlingen und ihre Bedeutung für das Riesproblem. — *Abh. königl. preuss. Akad. Wiss.*, **1907**, S. 15—29 (1—56), 1 Taf., Berlin 1907.
- SEEMANN, R.: Stratigraphische und allgemein-geologische Probleme im Obermiozän Südwest-Deutschlands. — *N. Jb. Mineral. usw.*, **63**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 63—122, 4 Abb., 1 Tabelle, Stuttgart 1930.
- Massenhaftes Auftreten von Insektenpuppen im obermiozänen Süßwasserkalk vom Goldberg im Ries. — *Jh. Ver. vaterl. Naturk. in Württ.*, **91**, S. 19—21, 2 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1935.
 - Geologische und paläofaunistische Untersuchungen am Goldberg im Ries. — *Jh. Ver. vaterl. Naturk. in Württ.*, **96**, Teil IV, S. 49—62, 2 Abb., Stuttgart 1941.
- STRAUB, E. W.: Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär zwischen Ehingen und Ulm an der Donau. — *Geol. Jb.*, **66**, S. 433—524, Taf. 4, 3 Texttaf., 24 Abb., Hannover 1952.
- TILLMANN, H.: B. IV. Kreide. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000, 2. Auflage, S. 141—161, Abb. 24—27, Tabelle 8—11, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1964.
- TRAPP, G.: Das radioaktive Verhalten der Gesteine im Nördlinger Ries. — Diss. Inst. f. angew. Geophysik d. Universität München, 1957, 55 S., 17 Abb., München 1957.
- TREIBS, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Otting. — *Geologica Bavarica*, **3**, 52 S., 6 Abb., 1 geol. Karte, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1950.
- Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Rieses und östlichen Vorrieses nach Beobachtungen im Rohrgraben der Rhein-Donau-Ölleitung. — *Geologica Bavarica*, **55**, S. 310—316, Abb. 1, 1 Beil., München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1965.
- TRISCHLER, J. & WINKLER, H.: Eine neue unteroligozäne Spaltenfüllung. — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, **8**, S. 323—326, 1 Abb., München 1968.
- WAGNER, GEORG: Zur Frage der Buchberggerölle und zur Geschichte der Eger. — *Cbl. Mineral. usw.*, **1926**, Abt. B, S. 340—349, Stuttgart 1926.
- WAGNER, GÜNTHER A.: „Fission-track“ — Datierungen von Tektiten und Gläsern. In: Symposium der Sektion für Geochemie über Meteorite, Tektite und Einschlagskrater. — *Fortschr. Mineral.*, **44**, S. 145 (131—155), Stuttgart 1967.
- WAGNER, W.: Geologisch-stratigraphische Untersuchungen in der Südlichen Frankenalb bei Treuchtlingen. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **10**, S. 130—141, 2 Abb., Erlangen 1960.
- WEBER, E.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Wemding. — *Abh. Naturk. Tiergartenver. Schwaben e. V. Augsburg*, geol.-paläontol. Reihe, **3**, 248 S., 15 Abb., 1 geol. Karte, Augsburg 1941.
- Eine neue Lattorfium-Spaltenfüllung von Hagau bei Wemding/Ries. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1951**, S. 119—124, Abb. 1, Stuttgart 1951.

- WEBER, E.: Über ein neues fossilführendes Vorkommen der alttertiären Bohnerzlehmüberdeckung von Wolferstadt (Nördlinger Ries). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1958, S. 398—406, Stuttgart 1958.
- WENZ, W.: Die Thalfinger Schichten der schwäbischen Rugulosakalke und ihre Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 7, S. 6—29, 1 Abb., Stuttgart 1918.
- Über das Vorkommen von *Cepaea eversa larteti* (Boissy) in den schwäbischen Silvana-schichten und ihre Bedeutung für deren Gliederung. — Senckenbergiana, 2, S. 151—158, 9 Abb., Frankfurt a. Main 1920.
 - Die Land- und Süßwassermolluskenfauna der Rieskalke. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 13, S. 187—189, Stuttgart 1924.
- ZÄHRINGER, J. & KLEINMANN, B.: Altersbestimmung an Tektiten. In: Symposium der Sektion für Geochemie über Meteorite, Tektite und Einschlagskrater. — Fortschr. Mineral., 44, S. 145—146 (131—155), Stuttgart 1967.
- ZEISS, A.: Geologie des Malm auf Gradabteilungsblatt Dollnstein (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., 55, 43 S., 2 Taf., darunter 1 geol. Karte, 6 Abb., Erlangen 1964.
- ZIEHR, H.: Uranhaltige Süßwasserkalke am Steinberg im Ries. — N. Jb. Mineral., Mh., 1965, H. 9—11, S. 258—267, 3 Abb., 6 Tab., Stuttgart 1965.

Kurze Übersicht der bisherigen Kenntnisse des Pleistozäns im Nördlinger Ries

Mit 1 Abbildung

Von ERFRIED HOLLAUS¹⁾

Am Ende des Tertiärs erfolgte in unseren Breiten eine deutliche Klimaverschlechterung, die das Quartär einleitete. Das Pleistozän beeinflusste auch das Riesgebiet entscheidend, das außerhalb der Vereisungszone, im periglazialen Bereich lag.

In dieser Zeit wurde die, in den Grundzügen schon im Miozän vorhandene, Oberflächengestalt durch verstärkte Erosion und Akkumulation verändert und somit im wesentlichen das heutige Landschaftsbild geprägt.

Für die pleistozäne Landschaftsgestaltung des Rieses ist die Wörnitz von besonderer Bedeutung.

Die im schwäbisch-fränkischen Keupergebiet entspringenden Flüsse Wörnitz und Altmühl, in deren Bereich auch das Ries liegt, beziehen noch Teile dieses Keupergebietes in das Einzugsystem der Donau ein. Abgesehen von diesen beiden Flüssen wurden alle anderen größeren Wasserläufe in diesem Bereich, z. T. erst in junger geologischer Vergangenheit, in das Einzugsystem des Rheins einbezogen.

Verschiedene Ablagerungen, seien es Schotter und Sande, verschiedene Lehme oder Löß und Spaltenfüllungen, sind pleistozänen Alters, und zahlreiche periglaziale Frostbodenbildungen zeugen von eiszeitlichen Klimaverhältnissen.

In vielen Arbeiten wurden bisher die Probleme des Pleistozäns im Ries mehr oder weniger ausführlich aufgezeigt. GÜMBEL (1891) führte erstmals eine Gliederung des Löß im Riesessel durch und unterschied einen jüngeren und einen älteren Löß. Auch erkannte er als erster die Dünenartigkeit verschiedener Sandvorkommen im östlichen Riesgebiet. GERSTLAUER (1940) und SCHRÖDER & DEHM (1950) gelangen wichtige Wirbeltierfunde in pleistozänen Sanden und Lehmen. WEBER (1941) untersuchte vor allem die pleistozänen Sandablagerungen im östlichen Teil des Riesessels sehr genau und stellte die Bedeutung der Frostbodenbildungen heraus. Auch NATHAN (1926, 1935), HÖLDER (1940), ZÖLLNER (1946), TREIBS (1950), BARTHEL (1957), SCHALK (1957), MÜNZING (1960), HÜTTNER (1961), SCHMIDT-KALER (1962) und SCHETELIG (1962) gehen auf die Pleistozänablagerungen ein und ihre Arbeiten liefern einen wertvollen Beitrag zur Erforschung des Pleistozäns im Ries.

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe ERFRIED HOLLAUS, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Ludwig-Maximilians-Universität München, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

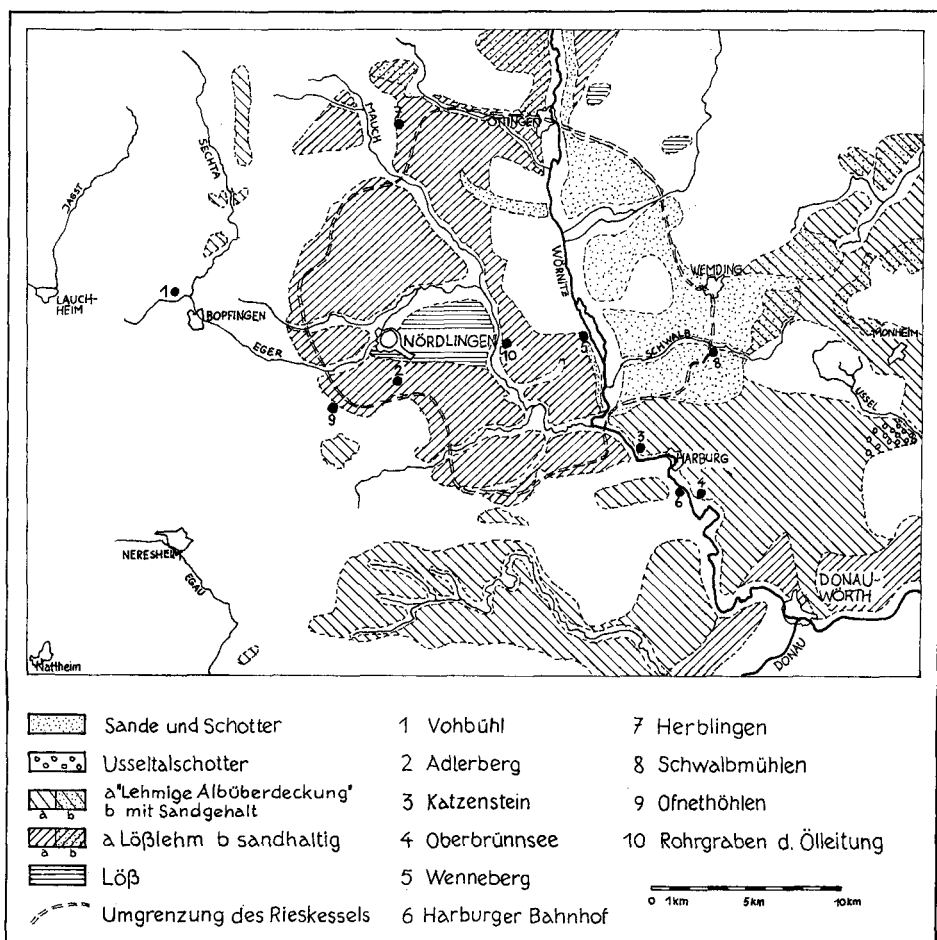


Abb. 1. Gesamtverbreitung des Pleistozäns im Riesgebiet (schematisch). Gegenüber der mit diesem Heft herausgegebenen geologischen Karte des Riesgebietes im Maßstab 1 : 100 000 treten in der Abb. 1 vor allem im Vorries Abweichungen in der Pleistozänverbreitung auf. Sie ergeben sich dadurch, daß auch Gebiete mit schleierartig auftretender pleistozäner Bedeckung berücksichtigt wurden, um die Verbreitungsgebiete deutlicher hervorzuheben.

In eigenen, noch nicht veröffentlichten Untersuchungen²⁾ wird auf das Pleistozän im Rieskessel (zeitliche Einstufung der Sande und Schotter, der lehmigen Überdeckung und der Lößablagerungen; Gliederung des Löß und ökologische Würdigung der Lößfauna), insbesondere im Gebiet der Blätter Nördlingen Ost und West, ausführlicher eingegangen.

Nicht zuletzt seien hier die Arbeiten von KOKEN (insbesondere 1898 und 1901) genannt, der verschiedene Erscheinungen im Ries durch seine Glazialtheorie zu erklären versuchte. Er deutete z. B. die Gleitbahnen der Riestrümmerschollen als Gletscherschrammen und betrachteten offenbar Vorkommen von Bunter Breccie als Moränenbildungen (KOKEN 1898, S. 39). Obwohl sich KOKENS Deu-

²⁾ Vgl. Nachtrag.

tungen als unrichtig erwiesen, lieferten seine Untersuchungen doch einen bedeutenden Beitrag zur Erforschung des Riesproblems.

Bei der Beschreibung des Pleistozäns im Riesgebiet wird der Versuch gemacht, die einzelnen Ablagerungen nach der Altersfolge zu gliedern, obwohl die zeitliche Einstufung einzelner Bildungen noch keineswegs gesichert ist.

1. Altpleistozän (?)

Auf der Riesumrandung wurden verschiedentlich Gerölle und Sande gefunden, wie z. B. Gerölle vom Vohbühl nahe Bopfingen, vom Blasienberg oder die Monheimer Höhensande. Sie sollen hier nicht näher beschrieben werden, da ihre Entstehung mit großer Wahrscheinlichkeit in vorquartäre Zeit fällt. Dagegen kann die Bildungszeit der jüngeren Usseltalschotter (KRUMBECK 1927, S. 33; DEHM 1931, S. 168) möglicherweise noch bis ins Altpleistozän gereicht haben. Im Gebiet des Blattes Öttingen, bei Ehingen, Nittingen, beim Gut Schaffhausen und bei Hochstadt kommen Sande und Schotter vor, bestehend aus Keuperquarzen und kieseligen Restgesteinen des Schwarz- und Braunjuras und seltener aus Weißjurageröllen und Granitstückchen. Die Schotter zeigen z. T. deutliche Parallel- und Kreuzschichtung. Eine genaue zeitliche Einstufung nimmt GERSTLAUER (1940, S. 47) nicht vor, vermutet aber wegen der stellenweise mächtigen Überlagerung durch Lehm altpleistozänes Alter. Dazu muß jedoch bemerkt werden, daß insbesondere bei Pleistozänablagerungen nicht allein aus der Mächtigkeit auf die Zeitdauer der Ablagerung geschlossen werden kann. Ein geringeres Alter ist in diesem Fall also nicht auszuschließen.

Auch im übrigen Riesgebiet wurden bisher nirgends einwandfrei altpleistozäne Ablagerungen gefunden.

2. Mittelpleistozän

Im Wörnitztal südöstlich Gerolfingen finden sich 25—30 m über dem heutigen Flußniveau Sande und Schotter, die nach mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. R. DEHM mit den Weißenburger Sanden zu vergleichen sind. Diese Sandaufschüttungen waren in einer Grube, deren Sohle 5—10 m über der Rezat lag, erschlossen und wurden von RÜCKERT (1933, S. 18, 19) beschrieben und mit Vorbehalt ins Mittelpleistozän gestellt.

Eine Spaltenfüllung am Adlerberg bei Nördlingen:

Knapp unterhalb des Adlerberggipfels wurde von E. KOKEN im Jahre 1898 in dem obermiozänen Riessüßwasserkalk eine pleistozäne Spaltenfüllung entdeckt, aus der R. DEHM ab 1951 eine reiche Schnecken- und Wirbeltierfauna gewinnen konnte (DEHM 1969, S. 2). Die Schneckenfauna enthält einige Arten, die auch aus dem mittelpleistozänen Sauerwasserkalk von Bad Cannstatt und Münster bei Stuttgart und dem gleichaltrigen Kalktuff von Schmiechen bei Blaubeuren bekannt sind. DEHM hält ein mindel-rißinterglaziales Alter der Spaltenfüllung für wahrscheinlich. Der interglaziale Charakter der Spaltenfüllung wird durch DEHMS Fund einer warmzeitlichen Schnecke

Soosia diodonta (FÈRUSSAC)

bekräftigt (LOŽEK 1964, S. 138).

Einen weiteren Hinweis auf Mittelpleistozän sieht HÜTTNER (1961, S. 91—93) in den älteren Egauschottern, die 5—10 m über der Talsohle am nördlichen Egautalhang, am W-Rand von Neresheim liegen. Sie bestehen überwiegend aus kantengerundeten, scheibenförmigen Geschieben aus Weißjura-zeta-Kalk, ferner aus Massenkalk, Verkieselungen, Bohnerzen, Lepolithkalk und schlechtgerundeten Quarzen. Diese Aufschüttungen wurden von einer würmeiszeitlichen Fließerde überfahren und werden deshalb von HÜTTNER als rißeiszeitlich angesehen.

3. Jungpleistozän

Trotz der genauen Untersuchung des Rieses und seiner Umgebung ist es bisher nicht gelungen, Ablagerungen aus dem letzten Interglazial an Hand von Fossilfunden nachzuweisen.

Zweifelsohne ist ein Teil der lehmigen Überdeckung auch während des Riß-Würm-Interglazials entstanden. In diesen Lehmen gehören aber, auch in anderen Gebieten, ansprechbare Fossilien zu den größten Seltenheiten.

Da jedoch während des Mindel-Riß-Interglazials sowohl Wirbeltierreste als auch Schneckenschalen in Klüfte des Ries-Süßwasserkalkes eingespült wurden und auf diese Weise erhalten geblieben sind, wie am Adlerberg bei Nördlingen, wäre eine solche Möglichkeit auch für das Riß-Würm-Interglazial durchaus zu erwarten. Lehmig-grusige Füllungen von Klüften in Ries-Süßwasserkalk sind mehrfach beobachtet worden, aber noch keine mit einer dem letzten Interglazial zuzuweisenden Fauna.

3.1. Verschiedene Lehme

Rückstände einer lange andauernden Verwitterung auf der Albhochfläche bilden einen nicht unbedeutenden Teil der „Lehmigen Albüberdeckung“, wie sie heute vorliegt (HÜTTNER 1961, S. 97—100). Das ganze Pleistozän, und für uns besonders gut zu beobachten, das Jungpleistozän konnte auf die Lehme durch Solifluktion und Kryoturbation und Lössleinwehungen einwirken und es scheint daher berechtigt, die jetzige Albüberdeckung als jungpleistozänes Produkt anzusehen.

Es handelt sich um gemischte pleistozäne Lehme, d. h. lehmige Verwitterungsprodukte der verschiedenen Untergrundgesteine, die einen mehr oder weniger großen Sandanteil enthalten. Der oft festgestellte lößlehmähnliche Charakter dürfte mit großer Wahrscheinlichkeit auf Lössbeteiligung bei der Entstehung zurückzuführen sein. Periglaziale Vorgänge besorgten eine intensive Durchmischung und Anhäufung zu großen Mächtigkeiten am Fuß auch nur leicht geneigter Hänge.

BARTHEL (1957, S. 44) beobachtete im Gebiet des Blattes Fremdingen pleistozäne Lehme mit unterschiedlichem Sandgehalt häufig an den westlichen Talhängen.

Im Gebiet des Blattes Wemding erreicht die lehmige und lehmig-sandige Überdeckung besonders im NE große Mächtigkeiten, die auch hier auf pleistozänes Bodenfließen zurückzuführen sind. WEBER (1941, S. 166) unterschied die mannigfaltigsten Restgesteine im Lehm: Grundgebirge, Keupergesteinsstücke, limonitische Eisensandsteinstücke, Toneisensteingeoden, Weißjura-Kieselplatten,

-hornsteine und -kalke bzw. -dolomite. Auch bei Dornstadt und Lehmingen—Lochenbach (Blatt Öttingen) sind Lehme z. T. in größerer Mächtigkeit verbreitet. In flachen Mulden der Süßwasserkalkhochflächen des Riesrandes liegen ebenfalls Verwitterungslehmbedeckungen (GERSTLAUER 1940, S. 48).

Pleistozäner Schlufflehm wird auch von HÜTTNER (1961, S. 97) aus dem Gebiet des Blattes Neresheim und von MÜNZING (1960, S. 204) erwähnt.

Im Gebiet des Blattes Monheim wurden helle Lehme beobachtet, die löß-ähnliches Aussehen haben und die bei starker Mächtigkeit an Windtransport von W her denken lassen (DEHM 1931, S. 171). Das Alter des Lehms, der die Hänge des Wörnitztals bei Harburg überzieht, konnte durch Wirbeltierfunde (Zähne und Knochenreste) in der Nähe des Harburger Bahnhofs auf riß- bis würmzeitlich eingeengt werden (SCHRÖDER & DEHM 1950, S. 59):

Elephas primigenius BLUMENBACH

Bos primigenius BOJANUS

Weitere pleistozäne Lehmvorkommen im Gebiet des Blattes Harburg sind: am W-Hang des Ellerbachtals, südlich Mündling im Hornwald, um den Brennhof und südwestlich Huisheim.

Auch im Rieskessel sind weite Teile des obermiozänen Untergrundes von pleistozänen Lehmen bedeckt. Der gelbbraune, rötlichbraune oder ockergelbe, porige Lehm ist im allgemeinen kalkfrei. Bei seiner Entstehung dürften im Rieskessel die Verwitterungsschicht der obermiozänen Riessetone und -mergel und Lössanwehungen entscheidend mitgewirkt haben. Solifluktion und Kryoturbation besorgten eine intensive Durchmischung und beschleunigten die Kalkauslösung. Durch diese Vorgänge gelangte auch der mehr oder weniger große Sandgehalt entweder aus der Überstreuerung oder aus dem Untergrund in den Lehm.

Die Tatsache, daß pleistozäner Lehm über würmeiszeitlichen Schottern liegt (z. B. im Rohrgraben der Rhein-Donau-Ölleitung) zeigt, daß er eine spät- bis postglaziale Bildung ist.

Aus dem pleistozänen Lehm in der Umgebung von Herblingen sind Wirbeltierfunde bekannt (GERSTLAUER 1940, S. 49):

Cervus megaceros ruffi NEHRING

(Schädeldachstück mit Geweihresten)

Elephas primigenius BLUMENBACH

(Backenzahnreste)

Deutliche jungpleistozäne Spuren stellen verschiedene periglaziale Bildungen, Löß, Flugsand, fluviatile Sande und die Hinweise auf den Menschen und seine Kulturen dar.

3.2. Periglaziale Frostbodenbildungen

Auf periglaziale Frostbodenbildungen im Riesgebiet weisen vor allem WEBER (1941, S. 167—174), MÜNZING (1960, S. 205) und HÜTTNER (1961, S. 94—96) hin. Aber auch ZÖLLNER (1946, S. 45) ging auf dieses Problem ein.

WEBER beschreibt Verknetungen, Schlieren und Schweifbildungen, sowie Stauchungen von Lehmen auf tonigem Untergrund als Wirkung arktischen

Bodenfrostes u. a. aus dem SCHNEIDSchen Steinbruchbetrieb bei Wemding. Hier waren zwei, durch einen Flugsandhorizont getrennte, Frostbodenperioden zu erkennen.

HÜTTNER (1961, S. 94—96) unterscheidet bei den auf dem Blatt Neresheim beobachteten Fließerden zwischen geregelten und ungeregelten Fließerden, wobei er zu ersteren einerseits die zu mehr oder weniger horizontalen Linsen und Schlieren ausgezogenen Komponenten der Bunten Breccie zählt, andererseits den parallel eingeregelten Kalksteinschutt in verwitterten grauen Zementmergeln. Unter letztere fallen die aus dem durch Verwitterung des Schuttmantels über Zementmergeln hervorgegangenen, grauen oder gelblichen Mergel, in die eckige oder leicht kantengerundete Kalksteintrümmer von verschiedener Größe in wechselnder Menge wirr eingelagert sind.

ZÖLLNER (1946, S. 45) hält die Sand- und Schotterbeimischungen in der Überdeckung für alte Schwemmkegel, teilweise jedoch vielleicht auch für Erscheinungen glazialen Bodenfließens.

Weitere Zeugnisse eiszeitlichen Klimas sind Taschenböden. Sie finden sich in der Nähe des Waldteils „Nördlicher Pfarrhau“ (Blatt Nördlingen, R 02480 / H 08100) und in der Trocheltfinger Sandgrube (MÜNZING 1960, S. 205); weiterhin auf Blatt Neresheim auf dem östlichen Egautalhang, in der weiten Mulde nördlich Nattheim und im Möhntal nordöstlich Schnaitheim.

Aus der Mächtigkeit des Fließerdehorizonts zieht HÜTTNER Rückschlüsse auf die Auftautiefe während des letzten Glazials auf der Alb: bis 1,7 m.

3.3. Löß

Vor allem im Rieskessel, aber auch am nördlich angrenzenden Riesrand sind Lößlehm, z. T. umgelagert, und Löß verbreitet. Bei geologischen Aufnahmen im Gebiet des Blattes Nördlingen zeigte sich, daß das Hauptverbreitungsgebiet des Löß im Gebiet zwischen Nördlingen und Deiningen, südlich des Egerbogens liegt.

Der Löß erreicht im Raum Nördlingen Mächtigkeiten bis über 5 m. Schon GÜMBEL (1891, S. 221) konnte in einem Aufschluß am Fuß der Marienhöhe bei Nördlingen zwei verschiedene, schneckenführende Lößhorizonte unterscheiden, die durch einen lößartigen, sandigen Lehm voneinander getrennt sind. Die beiden Lößhorizonte wurden versuchsweise einer jüngeren und einer älteren Würmphase zugeordnet.

Bei eigenen, im Rahmen einer Dissertation³⁾ durchgeführten Untersuchungen konnte eine feinere Gliederung der Lößablagerungen vorgenommen werden: drei Phasen einer Lößablagerung mit zwei dazwischenliegenden Lehmhorizonten, die eine Bodenbildung anzeigen, repräsentieren hier das Würm. Eine reiche, z. T. rein kaltzeitliche Gastropodenfauna wurde in den Lößschichten gefunden.

Im nördlichen und nordöstlichen Riesrandgebiet, namentlich auf den Süßwasseralkhöhen im Gebiet des Blattes Heidenheim finden sich ausgedehnte Vorkommen von Lößlehm, wobei besonders jene nördlich Steinhart und westlich Ursheim hervorzuheben sind (ZÖLLNER 1946, S. 45).

³⁾ Vgl. Nachtrag.

In dem lößähnlichen, braunen Lehm aus einer Baugrube bei Niederhofen (Blatt Ottingen) wurde von GERSTLAUER

Succinea oblonga DRAPARNAUD

gefunden.

Eine Untersuchung dieses Lößkindel und Schnecken führenden Lößlehms lieferte eine Korngrößenverteilung und einen Gehalt an tonigen Bestandteilen, die mit der des echten Löß nicht ganz übereinstimmen, was GERSTLAUER (1940, S. 48) dazu bewog, diese gemischtkörnigen Ablagerungen nicht als Löß oder Lößlehm, sondern nur allgemein als Lehm zu bezeichnen.

Im Gebiet dieses Blattes findet sich dieser lößartige Lehm weiterhin noch bei Erlbach und bei Lochenbach.

3.4. Sande und Schotter

3.4.1. Riesdünen sande

Neben dem Löß ist im Riesgebiet mit den Flugsanden ein weiteres äolisches Sediment zu finden. Bisher ist Flugsand aus dem Gebiet der Blätter Wemding, Otting, Harburg und Monheim bekannt. A. FRICKHINGER (1904, S. 98) hat verschiedene Sandproben aus dem östlichen Teil des Rieses (bereits GÜMBEL 1891, S. 222, hat die Dünenartigkeit der Sande erkannt) in einer Reihe von Schlammproben untersucht und ihre Übereinstimmung in Korngröße und Zusammensetzung nachgewiesen. Der Riesdünen sand, wie ihn FRICKHINGER benannt hat, besteht aus gelblichen, auch schwach rötlichen, gut gerundeten Quarzen mit einer durchschnittlichen Korngröße von 0,1 bis 0,2 mm.

Die Dünenform ist jedoch nur noch selten erkennbar: verflachte, stark aufgelöste Dünen südöstlich Stadelmühle (nördlich Gosheim, Blatt Harburg).

Im Gebiet des Blattes Wemding lassen sich echte Dünenbildungen ebenso wenig wie auf dem der Blätter Monheim und Otting erkennen. In der Regel liegen die Dünen sande in einer mehr oder weniger mächtigen Überdeckung vor (dünner Schleier, bis zu 12 m; am Wart bei Amerbach sogar bis 20 m mächtige Anhäufungen), wobei die rein äolischen Bildungen auf den Höhen von den an den Talhängen und in den Tälern durch Wasserläufe oder Solifluktion umgelagerten zu unterscheiden sind. Letztere enthalten meist gröbere Weißjura- und Quarzkomponenten (Schwalbmühle, Blatt Harburg) und eingelagerte Tonschichten und -schmitzen (Mittelwegerhof bei Fünfstetten, Blatt Monheim) und zeigen z. T. Parallel- und Kreuzschichtung.

Ähnliche Sande finden sich auch westlich von Otting und Haidmersbronn (TREIBS 1950, S. 27).

Die paläontologischen Funde aus derartigen Sandvorkommen sprechen für riß- bis würmzeitliches Alter:

Elephas primigenius BLUMENBACH (Zahn)

Equus germanicus NEHRING (Zahn)

Cervus elaphus LINNÉ (Knochenreste)

Fundort: Sandgruben im Bereich der Schwalbmühlen.

DEHM sieht in den Riesdünen sanden die natürliche, nach Süden gerichtete Fortsetzung der von KRUMBECK (1927, S. 116) im westlichen Albvorland ver-

folgten Flugsandzone. Vorherrschend westliche bis nordwestliche Winde transportierten von der Wörnitz aus dem Keupereinzugsgebiet mitgebrachten Sand nach Osten bis weit über den Riesrand hinweg (DEHM 1931, S. 169—170).

Zur Altersstellung der Riesdünenande: Auf Grund einer Parallelisierung der Flugsande mit den Frostbodenbildungen im SCHNEIDSchen Steinbruchbetrieb bei Wemding schließt WEBER (1941, S. 164) auf eine hochglaziale Entstehung der Dünenande und nimmt als Bildungszeitraum den ersten Hauptvorstoß der Würmeiszeit an. Eine sekundäre Erscheinung sind nach WEBER die aus den Riesdünenanden hervorgegangenen, flachen, fächerartigen, kleinen Rinnen und Gehängerissen vorgelagerten Schwemmsandschüttungen am Riesrand. Der Beginn ihrer Entstehung ist ebenfalls in die Würmeiszeit zu stellen.

3.4.2. Fluviale Sand- und Schotteraufschüttungen

Auf weiten Flächen des östlich der Wörnitz gelegenen Teils des Rieskessels wird der obermiozäne Untergrund von pleistozänen fluvialen Sanden und Schottern bedeckt.

WEBER (1941, S. 151) unterschied die Flußaufschüttungen nach den in den Einzugsgebieten häufig vorkommenden Gesteinen:

Wörnitzaufschüttungen mit charakteristischen Komponenten: Angulatensandstein und hauptsächlich die Gesteine des Keupers (Grundgebirgsgerölle, weiße und rote Quarzite, fein- und grobkörnige Sandsteine, bunte Hornsteine und Chalcedon und seltene Lydite).

Aufschüttungen der östlichen Wörnitzzuflüsse: hauptsächlich limonitische Eisensandsteinbrocken und -schwarten des Braunjura beta und Gesteine des Weißjura und jungobermiozäner Kalkstein.

Weiterhin trennt WEBER jeweils die kalkgeröllfreien von den kalkgeröllführenden Aufschüttungen.

Die mehr oder weniger geröllreichen, frisch gelbbraunen, sonst mehr grauen Sande sind ungleichmäßig körnig. Sie begleiten auch westlich des Wörnitzalluviums als Liegendes der lößlehmigen Überdeckung in einem verschieden breiten Streifen den Flußlauf. Als größte Mächtigkeit der Wörnitzaufschüttungen im E-Teil des Rieskessels wurden bisher über 2,5 m bei Schwörshem) gemessen, wobei Sande noch unter dem Niveau der heutigen Wörnitztalsole angetroffen wurden. Der größte Teil der im Osten an die Wörnitzaufschüttungen anschließenden Sand- und Schottervorkommen wurde von den östlichen Wörnitzzuflüssen, die auch heute noch bestehen, abgelagert. Es handelt sich, von den Geröll- und Geschiebeinlagerungen abgesehen, um im allgemeinen ziemlich gleichmäßig fein- bis mittelkörnige, frisch gelbbraune Quarzsande, die in auffälliger Weise an die Flugsande erinnern. Es ist anzunehmen, daß hier einerseits die wieder in den Rieskessel zurückgeschwemmten Flugsande vorliegen, andererseits der aufgearbeitete Eisensandstein des Braunjura beta in hohem Maße beteiligt ist.

Im Gebiet des Blattes Harburg sind die Wörnitzaufschüttungen in einem bis 400 m breiten Streifen beiderseits der Wörnitz noch stellenweise erhalten.

Auch westlich der Wörnitz sind fluviatile Sandaufschüttungen verbreitet. Bei der Kartierung der Positionsblätter Nördlingen Ost und West⁴⁾ wurden im Gebiet von Pfäfflingen entlang der Mauch, im Ortsbereich von Deiningen und in einem von Heuberg nach SE ziehenden Streifen grobkörnige Sande bis Schotter festgestellt, die auf Grund der einzelnen Komponenten der Mauch zugeordnet wurden (es fehlen die Gesteine des mittleren und unteren Burgsandsteins, die in Wörnitzaufschüttungen verbreitet sind).

Im Gebiet zwischen Nördlingen und Deiningen wurde verschiedentlich die Unterlage des Löß angetroffen: einige Bohrungen und Baugruben in der Stadt Nördlingen, die Ziegeleigrube Möttingen (NATHAN 1926, S. 76) und der Rohrgraben der Rhein-Donau-Ölleitung (TREIBS 1965, S. 312) erschlossen fluviatil geschüttete Quarzgerölle, graue bis braune Kalksteinplättchen, feinkörnige Limonit-sandsteine, rötliche Sandsteine und braune Toneisensteine. Das pleistozäne Alter der Sande und Schotter wird belegt durch den Fund eines Zahnes von *Equus* sp. von der Größe des *Equus caballus* LINNÉ (TREIBS 1965, S. 312), zudem schließt TREIBS aus der Höhenlage der Aufschüttungen von 5—10 m über dem Talniveau auf würmeiszeitliche Entstehung.

Es ist anzunehmen, daß dieses Alter auch für andere, in etwa derselben Höhe über dem Talniveau liegende Flußsande zutrifft. Es wären also die westlich der Wörnitz im Rieskessel liegenden Sande und Schotter ebenso wie die Wörnitzaufschüttungen und die der östlichen Wörnitzzuflüsse im Rieskessel würmeiszeitlichen Alters.

Fluviatile Sande und Schotter sind auch außerhalb des Rieskessels in den Tälern des Riesrandgebietes häufig anzutreffen. In der Talau der Egau finden sich würmeiszeitliche Schotter aus schlechtgerundetem Platten- und Massenkalk und Bohnerzen (HÜTTNER 1961, S. 92).

Im Gebiet des Blattes Fremdingen stellte BARTHEL (1957, S. 44) pleistozäne Schotter in großer Verbreitung fest und nach ZÖLLNER (1946, S. 45) sind sie auch im Wörnitztal oberhalb des Rieskessels flächenhaft verbreitet.

NATHAN (1935, S. 33) geht auf die Entstehung der sandigen Überdeckung bei Christgarten (Blatt Ederheim) nicht näher ein, sondern läßt die Frage offen, ob es sich um Verschwemmungen sandiger Trümmernmassen oder um ein Äquivalent der sandigen Albüberdeckung handelt.

3.5. Bildungen unsicherer Altersstellung

Bei einigen Bildungen wurde bisher noch keine genauere Einstufung innerhalb des Pleistozäns vorgenommen:

Südlich Katzenstein und nördlich Oberbrunnsee werden pleistozäne fluviatile Sande und Schotter erwähnt (SCHRÖDER & DEHM 1950, S. 24). Es handelt sich um gelbe, braune oder rotbraune, zuweilen eisenschüssige, grobe und feine Wörnitzsande, angereichert mit Geröllen von verschiedenfarbigen Quarzen, Hornsteinen, Quarziten und feinkörnigen Sandsteinen, die bis 15 m über die Talsohle ansteigen.

An der SE-Seite des Wennebergs finden sich ähnliche fluviatile Aufschüttungen ca. 20 m über der heutigen Erosionsbasis, die, dieser Höhenlage nach zu schließen, vermutlich älter sind als würmeiszeitlich.

⁴⁾ Vgl. Nachtrag.

An dieser Stelle sind auch die von ANDRITZKY (1963, S.79—81) beschriebenen Ablagerungen, die möglicherweise interglazial entstanden sind, zu nennen: Auf der Albhochfläche westlich von Wörnitzstein (Blatt Donauwörth) beim Gehöft Schwarzenberg erschloß ein Drainagegraben unter Löß eine 0,5 m mächtige Lage grauen Tons mit einer reichen Gastropodenfauna. Diese enthält Formen, die bis jetzt nur aus pleistozänen Ablagerungen bekannt sind. Da zudem die grauen Tone noch von Löß überlagert sind, hält ANDRITZKY den Schluß für berechtigt, daß es sich hier um Interglazialablagerungen handelt.

Die schwach glaukonithaltigen, tonigen Sande nahe Dittelspaint (süd-südwestlich Wörnitzstein) haben nach ANDRITZKY u. a. auf Grund der Faunenführung (einige Formen sind rezent in diesem Gebiet nicht mehr verbreitet) möglicherweise ebenfalls eine interglaziale oder frühpostglaziale Entstehung.

3.6. Das erste Auftreten des Menschen

Auch eine nur kurze Übersichtsdarstellung des Pleistozäns im Riesgebiet wäre unvollständig, wenn das erste Auftreten des Menschen unbeachtet bliebe.

Die größte Bedeutung für die Erforschung der prähistorischen Riesbewohner ist den Funden in den beiden Ofnethöhlen südwestlich Holheim zuzumessen. Die reiche Kulturenfolge setzt im Jungpaläolithikum mit Werkzeugfunden aus der Moustier-Stufe zu Beginn der Würmeiszeit ein. Ferner wurden Werkzeuge der Aurignac-, der Solutré- (umstritten) und der Magdalenstufe gefunden, womit nahezu das gesamte Würm vertreten ist (E. FRICKHINGER 1937, S. 35).

Neben den Zeugnissen des Menschen und seiner Kulturen fanden sich hier auch zahlreiche Reste pleistozäner Wirbeltiere: Mammut, wollhaariges Rhinoceros, Höhlenlöwe, Höhlenbär, Höhlenhyäne, Wildesel, Wildpferd, Wildschwein, Urstier, Wisent, Riesenhirsch und Rentier (MERKENSCHLAGER & SALLER 1934, S. 9).

Angeführte Literatur

- ANDRITZKY, G.: Zur Kenntnis der postjurassischen Deckschichten in der Umgebung des Nördlinger Rieses. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **3**, S. 73—82, 3 Abb., München 1963.
- BARTHEL, K. W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Fremdingen. — *Geologica Bavarica*, **32**, 64 S., 10 Abb., 1 geol. Karte, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1957.
- DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. — N. Jb. Mineral. usw., **67**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 139—256, 14 Abb., 1 geol. Karte, Stuttgart 1931.
- Über den Nachweis der mittelpleistozänen Warmzeit in Nordbayern. — S.-Ber. Bayer. Akad. Wiss., Sonderdruck, S. 1—4, München 1969.
- FRICKHINGER, A.: Der Riessee, sein Entstehen, Bestehen und Verschwinden. — 36. Ber. Natur. Ver. Schwaben u. Neuburg, S. 83—101, Augsburg 1904.
- FRICKHINGER, E.: Grabungen in der kleinen Ofnethöhle bei Hohlheim, B.-A. Nördlingen. — Bayerische Vorgeschichtsblätter, **14**, S. 35—44, 1 Abb., 3 Taf., München 1937.
- GERSTLAUER, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Öttingen. — Mitt. Reichsst. Bodenforsch., Zwgst. München, **35**, S. 1—71, 16 Abb., 1 geol. Karte, München 1940.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. 4. Abt. Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete. 763 S., 1 geol. Karte, Kassel 1891.

- HÖLDER, H.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Lauchheim (Ostalb). — N. Jb. Mineral. usw., **86**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 315—389, 11 Abb., 4 Taf., 1 geol. Karte, Stuttgart 1942.
- HÜTTNER, R.: Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des östlichen Härtsfeldes (Schwäbische Alb). — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **4**, S. 49—125, Abb. 3—7, Tab. 1—2, Taf. 4, Freiburg im Breisgau 1961.
- KOKEN, E.: Gletscherspuren im Bereich der schwäbischen Alb. — Ber. Vers. oberrh. geol. Ver., **31**, S. 36—42, 2 Abb., Stuttgart 1898.
- Die Schlißflächen und das geologische Problem im Ries. — N. Jb. Mineral. usw., **2**, S. 67—88, 4 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1901.
- KRUMBECK, L.: Zur Kenntnis der alten Schotter des nordbayerischen Deckgebirges. — Geol. u. Paläontol. Abh., N. F. **15**, S. 183—318, Taf. 14—20, Jena 1927.
- LOŽEK, V.: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rozpravy, **31**, S. 1—374, 91 Abb., 22 Taf., Prag 1964.
- MERKENSCHLAGER, F. & SALLER, K.: OFNET. Wanderungen zu den Mälern am Weg der deutschen Rasse. — S. 1—193, 109 Abb., Berlin 1934.
- MÜNZING, K.: Stratigraphische und landschaftsgeschichtliche Beobachtungen in der Gegend von Bopfingen (Württemberg). — Jh. Ver. vaterl. Naturkd. Württemberg, **115**, S. 175—215, Stuttgart 1960.
- NATHAN, H.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Möttingen. — N. Jb. Mineral. usw., **53**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 31—97, 1 geol. Karte, Stuttgart 1925.
- Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Ederheim. — Abh. Geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, **19**, S. 1—42, 2 Abb., 3 Taf., 1 geol. Karte, München 1935.
- SCHALK, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Bissingen. — Geologica Bavarica, **31**, 107 S., 80 Abb., 3 Taf., 1 geol. Karte, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1957.
- SCHETELIG, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Donauwörth und Genderkingen. — Geologica Bavarica, **47**, 98 S., 25 Abb., 1 geol. Karte, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1962.
- SCHMIDT-KALER, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Ries-Rahmens, nebst Parallelisierung des Malm Alpha bis Delta der Südlichen Frankenalb über das Riesgebiet mit der schwäbischen Ostalb. — Erlanger geol. Abh., **44**, 51 S., 16 Abb., 3 Taf., 2 geol. Karten, Erlangen 1962.
- SCHRÖDER, J. & DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — Abh. naturw. Ver. Schwaben, **5**, S. 1—147, 5 Taf., 1 geol. Karte, Augsburg 1950.
- TREIBS, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Otting. — Geologica Bavarica, **3**, 52 S., 6 Abb., 1 geol. Karte, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1950.
- Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Rieses und östlichen Vorrieses nach Beobachtungen im Rohrgraben der Rhein-Donau-Ölleitung. — Geologica Bavarica, **55**, S. 310—316, 1 Abb., 1 Beil., München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1965.
- WEBER, E.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Wemding. — Abh. Naturk. Tiergartenver. Schwaben e. V., **3**, geol. paläontol. Reihe, 2. H., S. 1—248, 15 Abb., 1 geol. Karte, Augsburg 1941.
- ZÖLLNER, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Heidenheim. — Diss. Bern, S. 1—87, 5 Taf., 1 geol. Karte, Konstanz 1946.

Nachtrag: während der Drucklegung erschien:

- HOLLAUS, E.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Nördlingen-Ost und Nördlingen-West, mit besonderer Berücksichtigung der Pleistozän-Ablagerungen. — Dissertation (Photodruck), 85 S., 8 Abb., 1 Taf., 1 Tab., 1 geol. Karte, München 1969.

Geologica Bavarica	61	142—200	München 1969
--------------------	----	---------	--------------

Bunte Trümmersmassen und Suevit

Von RUDOLF HÜTTNER ¹⁾

Mit 26 Abbildungen und Beilage 6 und 7

Dem Freund und Ries-Gefährten
GEROLD H. WAGNER † gewidmet

Inhaltsverzeichnis

1. Vorbemerkung	143
2. Übersicht, Definitionen	143
2.1. Bunte Trümmersmassen (oder Riestrümmersmassen)	143
2.2. Suevit	145
2.3. Bunte Kristallinbreccie	145
2.4. Zusammenfassung	146
3. Ausbildung und Struktur der Bunten Trümmersmassen	146
3.1. Bunte Breccie	146
3.2. Allochthone Schollen	152
3.2.1. Regeln der Verbreitung	152
3.2.2. Deformation der Schollen	154
3.2.2.1. Deformation von Massenkalken und Kristallinem Grundgebirge — Griese	154
3.2.2.2. Deformation von Bankkalken	161
3.2.2.3. Deformation von Mergel- und Tonsteinen	163
3.2.2.4. Strahlenkalke?	165
3.2.2.5. Vergleich der Griese mit anderen Breccien — Pseudogriese	168
4. Wirkungen auf den Untergrund	171
4.1. Schliff-Flächen	171
4.2. Zertrümmerung und Vergriesung des Autochthon	175
4.3. Aufschürfungen autochthonen Untergrundes	176
4.4. Schichtparallele Verschiebungen im Autochthon	177
5. Verbreitung und Lagerung der Riesgesteine	178
5.1. Verbreitung und Lagerung der Bunten Trümmersmassen	178
5.2. Verbreitung und Lagerung der Bunten Kristallinbreccien	184
5.3. Verbreitung und Lagerung des Suevit	187
6. Vorgang der Deformation und Überschiebung der Riestrümmersmassen	192
7. Zusammenfassung	194
8. Literatur	196

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. RUDOLF HÜTTNER, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 78 Freiburg i. Br., Albertstraße 5.

1. Vorbemerkung

In diesem Beitrag werden die aus dem Ries herausgeschleuderten Trümmernmassen nach geologischen Gesichtspunkten, also vorwiegend hinsichtlich ihrer Zusammensetzung, Struktur und Lagerung dargestellt. In der Abhandlung v. ENGELHARDT, STÖFFLER u. SCHNEIDER (ds. Bd.) steht dagegen die mineralogische Analyse dieser Gesteine im Vordergrund.

Die Darstellung fußt vor allem auf den bei einer Kartierung im SW-Vorries (HÜTTNER 1958) gewonnenen Ergebnissen. Dazuhin wurden die Arbeiten und z. T. auch die Feldbücher meines leider allzu früh aus dem Leben geschiedenen Freundes G. H. WAGNER besonders stark herangezogen. Ergänzende Begehungen im gesamten Riesgebiet zum Vergleich und zur Erweiterung wurden durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft gefördert, wofür ihr auch an dieser Stelle gedankt sei.

2. Übersicht, Definitionen

Bei der Rieskatastrophe wurden große Gesteinsmassen aus dem Rieskessel ausgesprengt und ringsum auf das Vorland geworfen und überschoben. Nach der Gesteinszusammensetzung und der Art der Gesteinsumwandlungen, die vor oder bei dem Auswurf erfolgt sind, kann man sie in folgender Weise gliedern:

2.1. Bunte Trümmernmassen (oder Riestrümmernmassen)

Sie bestehen aus Gesteinen, die vor der Rieskatastrophe im Bereich des Rieskessels angestanden haben, also aus verschiedenen Typen des Kristallinen Grundgebirges, Ton- und Sandsteinen des Keupers, Ton-, Mergel-, Kalk- und Sandsteinen des Jura, Süßwasserkalken, Mergeln, Tonen und Braunkohlen aus verschiedenen Stufen des Tertiärs (Oberoligozän und Torton) sowie Verwitterungslehmen und Flußablagerungen („Buchberggerölle“). Die Größe der zusammengemengten Partikel schwankt ganz außerordentlich. Sie reicht vom Gesteinsstaub (Schluff-Fraktion) bis zu großen, in sich zwar verbogenen und zerbrochenen, aber noch einigermaßen im Verband gebliebenen Schollen in der Größenordnung von 1 km.

Je nach dem Maßstab der Betrachtung kann man aus diesem bunten Gemenge einzelne Schollen gesondert darstellen. Auf der geologischen Spezialkarte (1 : 25 000) können günstigstenfalls Schollen bis zu einer unteren Größe von etwa 25 m Durchmesser ausgeschieden werden. Bei der Beschreibung oder Zeichnung eines Aufschlusses wird man diese Grenze entsprechend dem Maßstab und dem Zweck der Darstellung weiter nach unten verlegen. Auf Übersichtskarten kann man dagegen eine Ausscheidung einzelner Schollen wegen des angestrebten größeren Überblicks ganz unterlassen (vgl. die diesem Band beigegebene Übersichtskarte im Maßstab 1 : 100 000). Die kleinstückige Grundmasse, aus der die Schollen ausgegliedert werden, wird als **Bunte Breccie** zusammengefaßt.

In der Riesliteratur, z. B. NATHAN (1925, S. 70), SCHRÖDER & DEHM (1950, S. 22) werden die Begriffe „Bunte Breccie“ und „Bunte Trümmernmassen“ oft als Synonyme verwandt. Es ist jedoch aus praktischen Gründen zweckmäßig, das gesamte Gemenge von großen und kleinen Schollen, Fetzen, Bruchstücken und Staub von Gesteinen als Bunte Trümmernmassen (oder Riestrümmernmassen) zu bezeichnen und nur das kleinerstückige Gemisch, das bei der Darstellung auf der geologischen Spezialkarte nicht in die einzelnen Bestandteile aufgelöst werden kann, mit dem Namen Bunte Breccie zu belegen. Man muß sich bei dieser Trennung jedoch immer der Tatsache bewußt bleiben, daß sie willkürlich ist. Genetisch sind die Bunten Trümmernmassen als Einheit zu betrachten.



Abb. 1. Grieshügel mit „Kiesgruben“, dazwischen und im Hintergrund Bunte Breccie (flache Formen). Michelsberg südwestlich Dischingen.

Die Bezeichnung „Bunte Breccie“ wurde von BRANCO & FRAAS (1901, S. 127) als „Gümbel's »Bunte Breccie«“ in die Riesliteratur eingeführt. In den das Ries berührenden Werken GÜMBEL'S findet sich dieser Terminus jedoch nicht. Auf der von GÜMBEL herausgegebenen Geognostischen Karte des Königreichs Bayern ist auf den Ries-Blättern ein „Buntes Conglomerat des Rieses“ ausgeschieden. In den von GÜMBEL verfaßten Erläuterungen (GÜMBEL 1889 a, b, 1891) tritt auch dieser Ausdruck nicht auf.

In der Riesliteratur finden sich die Schreibweisen „Bunte Breccie“ und „Bunte Bresche“. Da „Bunte Breccie“ die Priorität besitzt und allgemein verständlicher ist, sollte man diese Schreibweise vorziehen.

Im Landschaftsbild treten in dem von Bunten Trümmern beherrschten Vorries²⁾ besonders die Schollen aus Weißjurakalken als charakteristische, aus der umgebenden, überwiegend tonig-lehmigen Bunten Breccie herauspräparierte Kuppen in Erscheinung (Abb. 1). Die Kalksteine sind in diesen Schollen meist intensiv zertrümmert und zudem oft noch partiell verruschelt. In zahlreichen Aufschlüssen wird dieses Gesteinsmaterial mit Pickel oder Bagger als Wegeschotter gewonnen. Man bezeichnet es mit einem in der Riesliteratur seit langem eingebürgerten Ausdruck (O. FRAAS 1864, S. 35) als „Gries“.

Nach HERMANN PAUL, „Deutsches Wörterbuch“ (Halle/S. 1897) hatte das Wort „Gries“ eine ursprüngliche bereits urgermanisch vorhandene Bedeutung von „Kies“. Diese ist heute weitgehend verlorengegangen. Auch im Ries ist dieser Ausdruck unter der Bevölkerung nicht mehr gebräuchlich. Er lebt aber noch in Flurnamen wie „Griesbach“ oder „Griesberg“ (beide südlich Eglingen, Top. Karte 1:25 000, Blätter Neresheim und Wittislingen) fort. Den „Gries“ der Geologen bezeichnet die Bevölkerung als „Kies“ und drückt damit die vorwiegend psephitische

²⁾ Unter dem Namen „Ries“ versteht man im allgemeinen die annähernd kreisrunde Riesebene. Geologisch gehört aber zum Ries auch das sog. Vorries, d. h. die Umgebung, die durch die Rieskatastrophe mit Trümmern beherrscht worden ist. Der Begriff „Vorries“ wurde von W. BRANCO & E. FRAAS (1901) in die Wissenschaft eingeführt. W. BRANCO (1903 a) hat ihm eine eigene umfangreiche Abhandlung gewidmet. A. MOOS (1926) unterschied noch weiter in „Vorlandvorries“ (Verbreitungsgebiet der Riesgesteine im Bereich des Albvorlandes im N und W des Ries) sowie „Albvorries“ (Verbreitungsgebiet der Riesgesteine im Bereich der Alb im S und O des Ries).

Größenklasse der Gesteinsfragmente aus. Die Steinbrüche, aus denen dieses Material gewonnen wird, werden dementsprechend „Kiesgruben“ genannt, während der Ausdruck „Steinbruch“ nur bei unzerrütteten Gesteinen angewandt wird. Wenn eine extreme Zertrümmerung und Zerreibung und damit die psammitische Größenklasse vorherrscht, wird das Gesteinsmaterial als Bausand verwandt; die Gewinnungsstelle bezeichnet man dann als „Sandgrube“.

In den Alpenländern scheint sich der Begriff „Gries“ in der ursprünglichen Bedeutung noch länger erhalten zu haben. ALBERT HEIM erwähnt im „Mechanismus der Gebirgsbildung“ (1878, S. 8) den Ausdruck „Gries“ mit der Bedeutung von Fels-Schutt. Nach J. KNAUER (Abriß der Geologie von Bayern r. d. Rh., Abt. II, München 1928, S. 30 f.) führen die vom Hauptdolomit ausgehenden Schuttströme den Namen „Gries“. Zahlreiche Landschaftsnamen wie „Griestal“, „Griesgletscher“, „Griesstock“, sind an diese Bezeichnung geknüpft. P. NIGGLI (1948, S. 151, 1952, S. 123, Fig. 37) definierte den Begriff „Gries“ allgemein als gleichbedeutend mit Grobsand bis Feinkies (Grus).

In der Riesliteratur ist neben der alten Schreibweise mit einfachem s die heute orthographisch richtigere (DUDEN) mit ß im Gebrauch. Ich ziehe aber die alte Schreibweise vor, um die ursprüngliche Bedeutung des Wortes zum Ausdruck zu bringen.

2.2. Suevit

Der Suevit stellt eine Grundgebirgsbreccie dar, deren Komponenten verschiedene Stadien der Stoßwellenmetamorphose bis zur Aufschmelzung zeigen. Sedimentgesteinspartikel sind nur mit wenigen Prozenten beteiligt. Sie zeigen lediglich äußerlich eine im allgemeinen geringe thermische Beeinflussung (s. Beitrag v. ENGELHARDT, STÖFFLER u. SCHNEIDER).

Der Name geht auf A. SAUER zurück. Er wurde erstmals von E. FRAAS (1919, S. 15) in den „Begleitworten zu der geognostischen Spezialkarte von Württemberg, Atlasblatt Bopfingen“, 2. Auflage, schriftlich niedergelegt und ebendort von A. SAUER in einer Fußnote erläutert.

Wenn sich Suevit im Kontakt zu Bunten Trümmersmassen befindet, was meistens der Fall, aber nicht häufig im Aufschluß zu beobachten ist, dann sind beide Bildungen deutlich voneinander geschieden. Der Suevit ist jeweils den Bunten Trümmersmassen auf- oder z. T. mit steilem Kontakt an sie angelagert. Er ist also eindeutig jünger als die Bunten Trümmersmassen.

2.3. Bunte Kristallinbreccie

Von BRANCO (1903 a) wurden Gesteinsbildungen aus dem Ries bekannt gemacht, welche größtenteils aus eckigen Partikeln verschiedenartigen Kristallinen Grundgebirges bestehen, die in ein feines Zerreibsel desselben Gesteinsmaterials eingebettet sind. Diese Breccien wurden von ihm mit dem nicht sehr glücklichen Namen „Granitische Explosionsprodukte“ belegt. Neuerdings werden sie als „heterogene Kristallinbreccien“ bezeichnet (s. Beitrag v. ENGELHARDT, STÖFFLER u. SCHNEIDER). Die Adjektive „polymikt“ oder „bunt“ sind jedoch treffender als „heterogen“, da sie eindeutig auf die Verschiedenartigkeit der Komponenten dieser Breccie hinweisen. Ich schlage daher die Bezeichnung „Bunte oder Polymikte Kristallinbreccie“ vor.

Hinsichtlich des Ausgangsmaterials — überwiegend kristalline Grundgebirgs-gesteine — besitzen die Bunten Kristallinbreccien Verwandtschaft zum Suevit. Im Gegensatz zu diesem zeigen sie jedoch keine Aufschmelzung und rücken damit in die Nähe der Bunten Breccie. Man könnte sie als eine besonders kristallinreiche Varietät derselben auffassen, wenn nicht eine Stoßwellenbeanspruchung

(s. Beitrag v. ENGELHARDT, STÖFFLER u. SCHNEIDER) und Besonderheiten ihres Auftretens vorlägen. Sie finden sich nämlich a) gangförmig in dislozierten Schollen und b) als kleinere, unregelmäßig begrenzte Komplexe innerhalb der Bunten Trümmernmassen. Die Füllung der Gänge muß vor oder spätestens während des Auswurfs der Schollen, in denen sie aufsetzen, erfolgt sein. Die Beimengung der Bunten Kristallinbreccie als Komponente zu den Bunten Trümmernmassen ist gleichermaßen schwer vorstellbar, wenn sie nicht vorher bereits gebildet war oder mindestens gleichzeitig mit den Bunten Trümmernmassen an einem anderen Ort entstand und im weiteren Verlauf des Auswurfsvorgangs mit diesen vermenget wurde. Daraus folgt ein entweder etwas höheres Alter als das der Bunten Trümmernmassen oder Gleichaltrigkeit.

2.4. Zusammenfassung

Die durch die Rieskatastrophe entstandenen Gesteinstypen können demnach in folgendes Schema gebracht werden:

Mechanisch verändert, aber nicht geschmolzen		Mechanisch verändert und aufgeschmolzen
Vereinzelt mit Anzeichen niedriger Stoßwellenmetamorphose	mit niedriger Stoßwellenmetamorphose	mit allen Stufen der Stoßwellenmetamorphose
Bunte Trümmernmassen	Bunte Kristallinbreccien	Suevit
Allocthone Schollen aus verschiedenen Gesteinsarten; aus zertrümmertem und verruscheltem Weißjurakalk = Gries		

Suevit

Altersfolge: Bunte Trümmernmassen } evtl. gleichalt
 Bunte Kristallinbreccien }

3. Ausbildung und Struktur der Bunten Trümmernmassen

3.1. Bunte Breccie

Definitionsgemäß werden alle Komponenten der Bunten Trümmernmassen, die bei der geologischen Aufnahme nicht einzeln ausgeschieden werden können, als Bunte Breccie zusammengefaßt. Bruchstücke, Fetzen und kleine Schollen aller im Ries vor der Katastrophe vorhanden gewesenen Gesteine vom Kristallinen Grundgebirge über Keuper und Jura bis ins Torton liegen bunt durcheinandergemengt in einer Grundmasse aus mehr oder weniger sandigem und mergeligem Lehm. Ihre Mischung ist zwar bunt, aber doch sehr ungleichmäßig, denn fast nie ist in einem Aufschluß die gesamte Folge zu finden, und oft sind, lokal verschieden, gewisse Komponenten besonders reichlich, während andere zurücktreten oder ganz fehlen. Nur kleine Weißjurakalk-Bruchstücke (vorwiegend Massenkalk) sind fast überall vorhanden. Auch hinsichtlich der Größe der Komponenten läßt sich keinerlei Sortierung feststellen. An einem Ort herrscht eine kleinstückige

Fazies, deren Komponenten vorwiegend nuß- bis kopfgroß sind, an einer anderen Stelle liegen größere Schollen mit nur wenig kleinstückigem Material dazwischen vor. Doch ist in diesen Unterschieden kein System zu erblicken, es sei denn, man bezieht die größeren, bei der Kartierung ausscheidbaren Schollen mit ein, d. h. man betrachtet die größere Einheit der Bunten Trümmerrmassen (s. S. 152f.).

Die Form der Komponenten hängt ab vom Material, von ihrer Größe und z. T. auch vom Ort innerhalb einer größeren Masse Bunter Breccie. Im allgemeinen, d. h. nicht nahe über der Auflagerung auf autochthonem Untergrund (Überschiebungsfläche) und nicht in der Nähe der Erdoberfläche sind die kleineren Komponenten (cm bis wenige dm) vorwiegend polyedrisch gestaltet und je nach ihrer Härte eckig oder etwas kantengerundet. Seltener treten auch kugelige, stengelige oder plattige Formen bei Mergeln, Tonen und Sanden auf. Diese Komponenten sind im allgemeinen regellos in die Grundmasse eingelagert.

Die größeren Einschlüsse (dm bis m) zeigen deutlichere Abhängigkeit vom Material. Sofern es sich um feste Gesteine (Kalksteine, kristallines Grundgebirge, Sandsteine) handelt, sind sie meist auch polyedrisch geformt. Weichere Gesteine (Tone, Mergel, Sande) treten dagegen mehr in Ballen, Fetzen und Schlieren auf. Dabei ist im allgemeinen ebenfalls keine Regelung des Gefüges zu erkennen. G. H. WAGNER (1964, S. 566 ff.) hat zwar versucht, auch innerhalb der Bunten Breccie gefügekundliche Daten zu sammeln. Einen Erfolg hatten diese Bemühungen jedoch nur bei Bunter Breccie in der Nähe von Überschiebungsflächen.

Jene Partien, die nahe über einer Überschiebungsfläche oder nicht tief unter der Geländeoberfläche liegen, zeigen oft ein verändertes Gefüge. Hier bilden häufig die tonigen, mergeligen, lehmigen und lockersandigen Komponenten ein Schlieregefüge, das parallel zur Überschiebungsfläche oder Geländeoberfläche ausgerichtet ist. Unter der Geländeoberfläche (meist bis etwa 1,7 m Tiefe) handelt es sich um eine sekundäre Erscheinung: Umformung regellosen Gefüges durch periglaziales Bodenfließen. Auch durch sekundäre Einwirkungen mürbe gewordene Gesteine des Kristallinen Grundgebirges nehmen daran teil. Für die Genese der Bunten Breccie ist diese Ausbildung bedeutungslos. Anders verhält es sich bei den Vorkommen nahe über einer Überschiebungsfläche, wo Bunte Breccie gelegentlich mit schlierigem Parallelgefüge über oberflächlich geschliffenem autochthonem Gestein zu beobachten ist (z. B. Lauchheimer Tunnel — O. FRAAS 1864, S. 36 — R 35 94 700, H 54 15 400; bei Ronheim — G. H. WAGNER 1964, Abb. 32 — R 44 04 300, H 54 07 300 = Harburg-N; im Steinbruch des Zementwerks Märker — G. H. WAGNER 1964, S. 568 f. — R 44 04 360, H 54 04 830 = Harburg-S; oder bei Gundelsheim — R 44 14 950, H 54 19 550). An diesen Stellen ist auch die Grundmasse oft deutlich schlierig ausgebildet und wiegt z. T. mengenmäßig über die Einschlüsse vor. Das Ausgangsmaterial war auch hier die körnige oder fetzige, unregelmäßige Bunte Breccie; Relikte dieses Gefüges und Übergänge dazu sind erhalten. In der Nähe der Überschiebungsbahn wurde die Bunte Breccie intensiv durchgearbeitet, die weicheren Einschlüsse wurden ausgewalzt, und durch gegenseitige Abreibung wurde viel Grundmasse gebildet. Dazu wurden vom Untergrund abgehobelte, lockere Verwitterungsprodukte, vor allem Kalkverwitterungslehme in die Bunte Breccie aufgenommen und eingearbeitet.

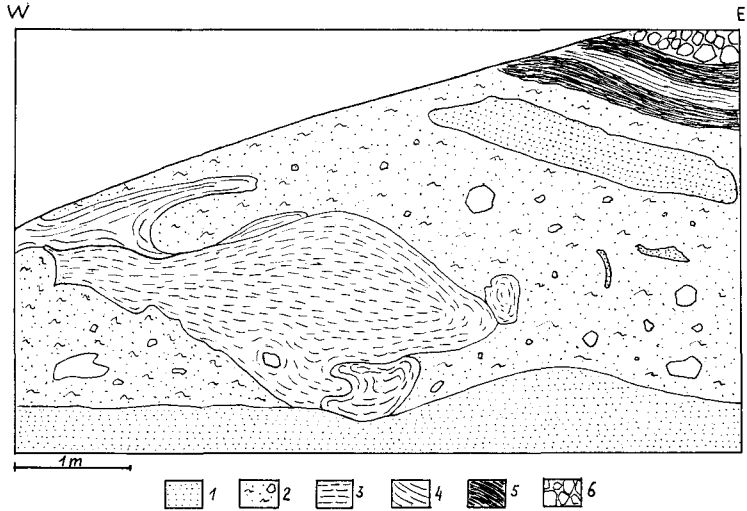


Abb. 2. Basisbildung überschobener Bunter Trümmermassen über OMM-Sanden. Unten normal gelagerte, anstehende Sande der OMM (1); darüber eine grundmoränenartige Bildung (2): intensiv durchgearbeitete lehmige Sande der OMM enthalten kleinere Bruchstücke der verschiedensten allochthonen Gesteine, ferner einige größere Fetzen von Meeressand wie im Liegenden (1), Mergel der OSM (3), Kalkverwitterungslehm (4). Darüber eine lange Schliere von grauem, tertiärem (?) Ton (5) und oben Massenkalk in groben Blöcken (6). Sandgrube westlich Guldeshmühle, südlich Dischingen (R 35 99 940, H 53 95 020).

Nach den Untersuchungen von G. H. WAGNER (1964, S. 566 ff.) sind die flächigen Texturen ungefähr parallel zur Schliff-Fläche eingeregelt. Verbiegungsachsen (B-Achsen) stehen senkrecht zur Richtung des Transports. Vereinzelt gestattet die Schleppungsrichtung der Einschlüsse auch den Bewegungssinn zu erfassen. Bessere Kriterien bieten aber die größeren Schollen (S. 163) und vor allem die Schliff-Flächen (S. 171 f.).

Wenn die Bunte Breccie nicht auf festem autochthonem Gestein auflagert, sondern weiche Mergel oder lockere Sande den Untergrund bilden (vor allem im Verbreitungsgebiet der Molasse), ist in besonderem Maße zu beobachten, daß diese Gesteine grundmoränenartig aufgearbeitet und dem ortsfremden Material beigemischt sind. Diese Erscheinungen sind besonders gut bei den Sanden der Oberen Meeresmolasse (OMM) zu erkennen (Abb. 2). Derselbe Vorgang, der bei der Überschiebung der Bunten Trümmermassen auf harten Gesteinen des autochthonen Untergrundes nach Abhobeln der Verwitterungsdecke Schriffe erzeugte (S. 171), hat weichen Untergrund in ganz bedeutendem Ausmaß aufgeschürft. Denn diese Beimengungen örtlichen Materials kommen nicht nur in der Basiszone der Bunten Breccie vor, sondern können an allen Stellen des Profils auftreten. Sie verleihen der Bunten Breccie ein örtlich wechselndes Lokalkolorit.

Einlagerungen lokal anstehender Lockersedimente in die Bunte Breccie wurden im südlichen und östlichen Vorries häufig beobachtet (z. B. v. AMMON 1905, 1907, BRANCO & FRAAS 1907, BRUNNER 1953, KRANZ 1948, LÖFFLER 1941, MOOS 1926, REGELMANN 1909, SCHELIG 1962, SEEMANN 1939). Aber erst durch das systematische Kartieren mit dem Bohrstock (HÜTTNER 1958, GALL 1969) wurde das wirklich erstaunliche Ausmaß dieser Erscheinung im südlichen Vorries

offenbar. Den lokalen Charakter hatte bereits v. AMMON (1905, S. 173) erkannt. Er bezeichnete diese Erscheinung als „Anschmiegun“ der Fazies der Bunten Breccie an die Unterlage.

Beim Bau einer Fernwasserleitung der Staatlichen Landeswasserversorgung Stuttgart, die vom Buchbrunnen südlich Dischingen in Richtung Nattheim 4,67 km durch Bunte Trümmermassen, hauptsächlich Bunte Breccie, führte, konnten im Jahre 1955 aufschlußreiche Beobachtungen gemacht werden. Die Ausbildung der Bunten Breccie wechselte ständig: auf einige Meter oder Dekameter war sie überwiegend aus tertiärem Material zusammengesetzt, dann folgte wieder normale Bunte Breccie und auch dabei traten streckenweise verschiedene Komponenten in den Vordergrund. Dieselben Beobachtungen konnten auch in Wasserleitungsgräben bei Taxis—Trugenhofen, Buchmühle—Ballmertshofen und Nattheim—Oggenhausen gemacht werden. Danach kann die Menge des örtlich durch Aufschürfung beigemengten Tertiärmaterials auf durchschnittlich mindestens 20% geschätzt werden. Der Bau der Rhein-Donau-Ölleitung hat auch im östlichen Vorries dieselben Erscheinungen geoffenbart (TREIBS 1965).

Hinsichtlich der Art der Beimengung zeigt das Lokalmaterial teilweise Unterschiede zu den echten allochthonen Bestandteilen der Bunten Breccie. Sandige Sedimente (OMM, OSM z. T.) bilden an der Basis der Bunten Breccie eine stark durchgearbeitete, leicht mit Lehm vermischte Grundmasse, in die alle möglichen Komponenten typischer Bunter Breccie, aber auch reine Fetzen und kleine Schollen lokalen Materials eingelagert sind (Abb. 2). In höherer Lage über dem ungestörten Untergrund kommen die Meeressande sowie die Mergel, Tone und Sande der OSM in der Bunten Breccie hauptsächlich als im wesentlichen reine, kleine oder größere Schollen vor (Abb. 3 und 4). Daneben finden sich, wenn auch seltener, Schollen von lehmigem Sand, gespickt mit verschiedenen Komponenten normaler Bunter Breccie, also in derselben Ausbildung wie sie für die Basisbildungen über Tertiärsanden charakteristisch ist (Abb. 4). Diese Schollen sind offenbar im Verlauf eines ungleichsinnigen, turbulenten Überschiebungsvorgangs von der Basis wieder hochgenommen worden. Diese Vorstellung erklärt auch — selten zu beobachtende — Bilder wie das der Abb. 5 aus dem Albvorries nördlich der Klifflinie: Einlagerung einer Scholle von Bunter Breccie mit paralleler Einregelung in unregelmäßige Bunte Breccie. Weitere Zeugen der inneren Durchbewegung der Bunten Breccie sind Bruchstücke und vor allem Gerölle von glatten

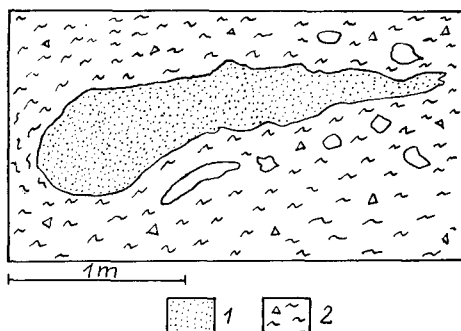


Abb. 3. Scholle von OMM-Sand (1) eingelagert in typische Bunte Breccie (2). Wasserleitungsgraben der LWV auf der „Mühlhalde“ westlich Buchmühle, etwa 485 m ü. NN.

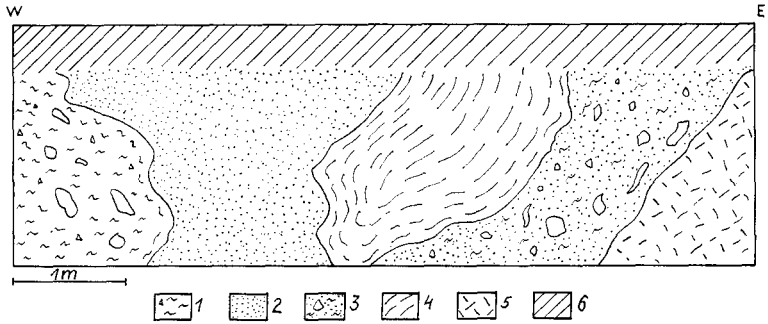


Abb. 4. In typische Bunte Breccie (1) sind verschiedene Schollen nebeneinander eingelagert: glimmerreicher Feinsand der OMM (2), ebensolcher Feinsand, aber stark durchsetzt mit Brocken von Keupermergeln, Juratonen und anderen Bestandteilen normaler Bunter Breccie (3), weißlich-grüne Mergel der OSM (4) und graue, vergrieste Weißjurakalke und -mergel (5); oben Bodenbildung (6). Wasserleitungsgraben der LWV auf der „Mühlhalde“ westlich Buchmühle, etwa 535 m ü. NN.

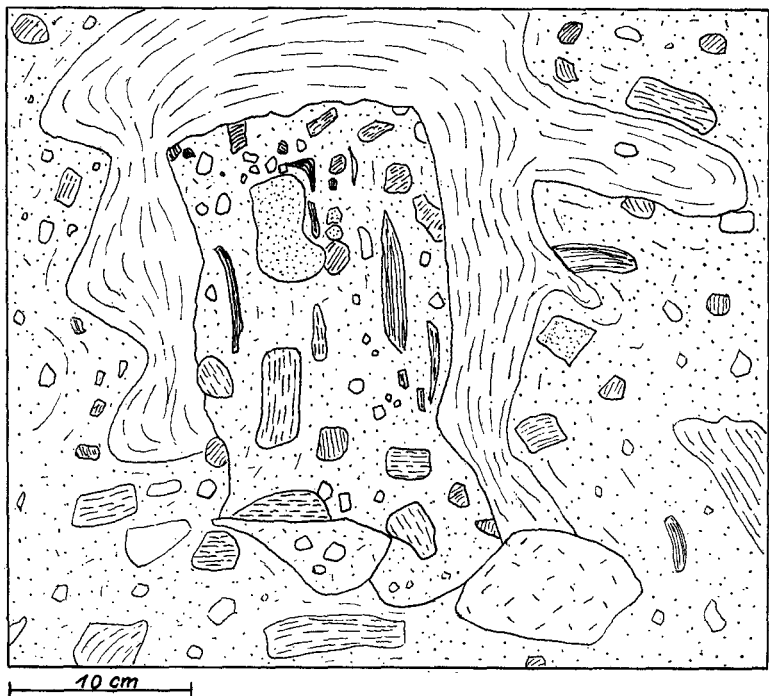


Abb. 5. Bunte Breccie aus Brocken von Keupermergeln, Stubensandstein, dunklen Juratonen, Weißjuramergeln, Massenkalkbruchstücken und Kalkverwitterungslehm mit einer Grundmasse aus sandigem, gelbbraunem Lehm. In der Mitte liegt eine Scholle, deren Komponenten eine gewisse parallele Einregelung zeigen. Die sie umgebende Masse, ein größerer Fetzen von Weißjuramergeln und anschließend wieder kleinstückige Bunte Breccie, ist jedoch, wie normal, völlig unregelt. „Kiesgrube“ auf der Höhe zwischen Iggenhausen und Katzenstein (R 36 01 550, H 53 99 510).

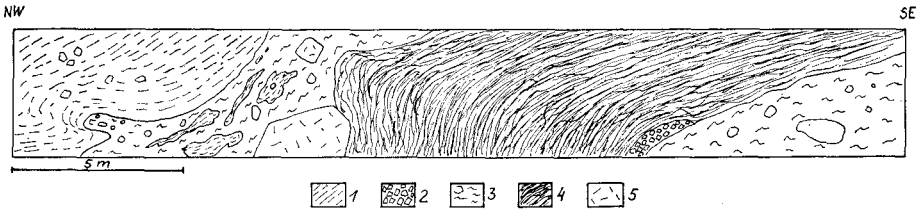


Abb. 6. Bunte Breccie mit Zementmergeln vermengt. (1) = Zementmergel, links große Scholle, rechts davon einzelne Fetzen in Bunter Breccie; (2) = Zementmergelkalke, grob zertrümmert; (3) = Bunte Breccie, kleinstückig, aus verschiedenartigem Kristallinem Grundgebirge, Keupermergeln, Juratonen, Braunjura-Sandstein, Weißjuramergeln, Massenkalkgrus, rötlichen Lepolithkalken sowie Kalksteinrot- und -braunlehm; (4) = Ornaten-Ton; (5) = Massenkalkblöcke. Baugrube im Hof des Klosters Neresheim (R 35 98 800, H 54 02 860).

Kalksteinen (insbesondere die sog. Buchberggerölle³⁾), die unregelmäßige Kritzer und Schrammen an der Oberfläche aufweisen.

Besondere Aussagekraft besitzen von Pholaden angebohrte Gerölle (bis 30 cm Durchmesser, z. T. mit anhaftendem glaukonithaltigem Quarz-Grobsand, häufig an der Oberfläche geschrammt) innerhalb der Bunten Breccie. Solche Gerölle kommen anstehend (ohne Schrammen) nur an der Klifflinie, der Strandlinie des obermiozänen Meeres vor. Jetzt finden sie sich gelegentlich in der Bunten Breccie südlich der Klifflinie. Sie sind durch die Riestrümmersmassen aufgeschürft und südwärts transportiert worden (HÜTTNER 1958, GALL 1969). Bei dem erwähnten Bau einer Fernwasserversorgungsleitung wurden solche große Strandgerölle westlich des Mühlbergs in Höhen von 532 und 565 m ü. NN in Bunter Breccie gefunden. Sie sind von der Klifflinie 1,5—3 km weit nach Süden transportiert und 40—70 m emporgehoben worden. Diese Funde vermitteln eine Vorstellung von der Gewalt und Turbulenz des Überschiebungsvorganges.

Da diese lokalen Beimengungen südlich der Klifflinie so bedeutend sind, ist anzunehmen, daß es sich um eine allgemeine Erscheinung im gesamten Verbreitungsgebiet der Bunten Trümmersmassen handelt. Die Beimengung von Kalkverwitterungslehm, die in der Bunten Breccie des Albvorrieses sehr verbreitet ist, kann auf denselben Vorgang zurückgeführt werden. Eine lokale Beimengung von Zementmergeln ist ebenfalls öfters zu beobachten (Abb. 6). (Zementmergel gehören nicht zu den normalen Bestandteilen der Riestrümmersmassen; sie waren zur Zeit der Rieskatastrophe in dem Gebiet, in dem der Riesessel entstand, bereits abgetragen — FESEFELDT 1963.) Im West-Vorries rechnet MÜNZING (1954) mit lokalen Einpressungen anstehenden Opalinus-Tons in die überlagernden Trümmersmassen. Es konnte zweifelsfrei gezeigt werden, daß sich diese Erscheinungen durch lokale Tektonik („örtliche Aufbrüche“) nicht erklären lassen, sondern auf der aufschürfenden Wirkung der über die Landoberfläche hinwegglittenden Riestrümmersmassen beruhen (HÜTTNER 1958, GALL 1969).

Die Bunte Breccie kann allgemein als eine polymikte Breccie ungewöhnlicher Dimension charakterisiert werden. Das Gefüge ist z. T. regellos-körnig, z. T.

³⁾ Durch Limonitinfiltration ockerbraun gefärbte Kalksteingerölle (vor allem aus Weißjura β), die erstmals am Buchberg bei Bopfingen an der Basis der überschobenen Dogger-Malm-Scholle auf einer alten Flußterrasse beobachtet wurden und von dort ihren Namen haben. Sie sind in der Bunten Breccie häufig zu finden.

fetzig-schlierig verknestet oder ausgewalzt. Im nächsten Abschnitt (3.2.) wird gezeigt, daß die größeren Einschlüsse (Schollen) innerhalb dieser Breccie selbst wiederum innerlich deformiert und brecciirt sind.

Als Neubildungen kommen in der Bunten Breccie nahe der Erdoberfläche häufig weiße, kreibige, z. T. auch spröde Kalkkonkretionen vor. Ferner treten gelegentlich Zellenkalkbildungen auf: Bröckchen von Lehmen und Tonen verschiedener Herkunft werden von Septen aus mikrokristallinem Kalk umschlossen und bröckeln bei der Verwitterung heraus, eckige Kalkzellen hinterlassend.

Im Gelände ist die Bunte Breccie oft schwer mit Sicherheit zu erkennen, da sie oft von einer mehr oder weniger dicken Lehmdecke überlagert wird. Dann hilft nur die Kartierung mit dem Bohrstock weiter. Wenn keine Lehmüberdeckung vorhanden ist, erkennt man die Bunte Breccie auf den Ackerflächen an den gegen die Verwitterung widerstandsfähigen, im Untersuchungsgebiet nicht anstehenden Komponenten. Quarzreiches Kristallines Grundgebirge, rote Keupertone, Braunjura β -Sandsteine und -Eisenerz, Kalk- und Kalksandsteine des mittleren sowie Oolithe des oberen Braunjura. Splitter und Blöcke aus Weißjurakalk, Buchbergergerölle und tortone Lepolithkalkle können Leitgesteine darstellen. Nährstoffreiche, kalkhaltige, schwere und vernäßte Böden sind bezeichnend. Sie besitzen in der Regel einen ziemlich dunklen, stark humosen Oberboden, aus dem der Kalkgrus, der der Bunten Breccie kaum je fehlt, hell hervorleuchtet. Auf den Wiesenflächen ist massenhaftes Auftreten feuchtigkeitsliebender Pflanzen bezeichnend: *Cardamine pratensis* L. (Wiesenschamkraut), *Trollius europaeus* L. (Trollblume), *Polygonum bistorta* L. (Wiesenknöterich), *Cirsium oleraceum* (L.) Scop. (Kohlkratzdistel), *Geum rivale* L. (Bachnelkenwurz), *Holcus lanatus* L. (Wolliges Honiggras) u. a. Es ist allerdings zu berücksichtigen, daß der natürliche Eindruck der landwirtschaftlich genutzten Flächen durch Maßnahmen der Bodenentwässerung zunehmend verändert wird. In den Wäldern, die z. T. Bruchwaldcharakter tragen (häufig Eschen), sind unter der Bodenflora vor allem *Deschampsia caespitosa* (L.) P. B. (Rasenschmiele), *Holcus mollis* L. (Weiches Honiggras), *Circaea lutetiana* L. (Hexenkraut), *Anemone hepatica* L. (Leberblümchen), *Vinca minor* L. (Immergrün), *Oxalis acetosella* L. (Waldsauerklee) in ihrem massenhaften Auftreten bezeichnend.

3.2. Allochthone Schollen

3.2.1. Regeln der Verbreitung

Größere, bei der Rieskatastrophe dislozierte, zusammenhängende Gesteinskörper werden bei der geologischen Aufnahme als Schollen bestimmter stratigraphischer Stellung gesondert ausgeschieden. Die Größe solcher Schollen schwankt zwischen 25 m (Untergrenze der Darstellungsmöglichkeit im Maßstab 1 : 25 000) und über 1 km Durchmesser. So große Schollen sind jedoch von zahlreichen Störungen durchsetzt und nicht ganz einheitlich. Einzelne Schichtglieder des stratigraphischen Verbandes können, durch Störungen bedingt, ausfallen, andere können sich mehrfach wiederholen. Solche Schuppungen sind vor allem im Bereich des Riesrandes zu beobachten. Dort herrscht ein Schollenmosaik vor, während weiter riesauswärts die Bunte Breccie immer mehr an Bedeutung gewinnt, wobei der Anteil der auskartierbaren Schollen an den Riestrümmern abnimmt. In demselben Sinne erfolgt eine Abnahme der mittleren Schollengröße. Diese zuerst auf Blatt Neresheim (HÜTTNER 1958) erkannten Beziehungen konnten von GALL (1969) auf Blatt Wittislingen weiter verfolgt und bestätigt werden. Während z. B. bei Neresheim das Verhältnis Schollen : Bunte Breccie bei etwa 1 : 1 liegt, beträgt es bei Dischingen 1 : 8 und in den südlichsten Trümmern auf Blatt Wittislingen (östlich Oberbedingen) 1 : 40.

Dem Material nach kommen als Schollen alle Gesteine vor, die in der Bunten Breccie auftreten, mit Ausnahme einiger Kreide- und Tertiärablagerungen, die

offenbar primär nur geringe Verbreitung besessen haben. Besonders augenfällig sind die Schollen aus harten Gesteinen, vor allem aus Kalken des Weißjura. Sandsteine und Eisenerz des Braunjura β , bunte Keupertone und Gesteine des Kristallinen Grundgebirges treten durch ihre Färbung meist deutlich in Erscheinung. Bei der Kartierung werden Schollen aus diesen Gesteinen im allgemeinen in höherem Maße ausgeschieden als solche aus Ton- und Mergelsteinen, die man bei schlechten Aufschlußverhältnissen notgedrungen eher der Bunten Breccie oder lehmigen Deckschichten zuschlägt. Die geologischen Karten geben daher kein ganz objektives Bild über die Beteiligung der verschiedenen Gesteine an den allochthonen Schollen. Dennoch konnten SCHRÖDER & DEHM (1950, S. 130f.) eine gewisse Regel in der stratigraphischen Zugehörigkeit und Verbreitung der allochthonen Schollen erkennen. Diese besagt, daß die Schollen riesauswärts zunehmend aus jüngeren Gesteinen gebildet werden. GALL (1969, S. 150f.) konnte diese Regel im Südwest-Vorries in einer spezielleren Form bestätigen: Nach seinen Untersuchungen „dürfte im SW-Vorries die Regel gelten, daß sich mit der Entfernung vom Ries (Transportweite) das Bestandsverhältnis der Einzelschollen zugunsten der Gesteine Weißjura δ und jünger verschiebt“.

GALL diskutiert als Ursache: 1.) Aufschürfung jüngerer anstehender Weißjuragesteine nördlich der Klifflinie und Transport nach Süden; 2.) größere Energiezufuhr an oberflächennahe Gesteine; 3.) größere Dichte und Kompaktheit der Gesteine des Weißjura δ — ϵ . Punkt 1) scheidet nach meinen Erfahrungen zur Erklärung wohl aus, denn Abscherungen so großer Massen von Festgesteinen sind nördlich der Klifflinie nicht festzustellen. Sie könnten auch kaum zu dem zu erklärenden Effekt geführt haben, denn es ist nicht einzusehen, warum die abgescherten Schollen weiter transportiert sein sollten, als die aus dem Ries stammenden. Zu Punkt 2) kann nur von physikalischer Seite im Rahmen der Meteoritentheorie Stellung genommen werden. Punkt 3) scheint mir nach geologischen Gesichtspunkten am wichtigsten, denn diese Erklärung steht wiederum mit der oben erwähnten Abnahme der mittleren Schollengröße bei zunehmender Entfernung vom Ries in Zusammenhang. Bei dem Transport wurden die Schollen zerkleinert, und nur die kompaktesten Gesteine erreichten in Form relativ großer Schollen die größte Transportweite.

Für die Verhältnisse am Riesrand, von denen SCHRÖDER & DEHM bei der Aufstellung ihrer Regel ausgingen, ist diese Erklärung nicht geeignet. Dort handelt es sich um ein Überwiegen Kristallinen Grundgebirges in einer randlichen Region des Riesbeckens. Daran schließt sich auf Blatt Harburg gegen den Riesrand zu eine Zone an, in der neben Keuper und Teilen des Braunjura unterer und tieferer mittlerer Weißjura vorherrschen, höherer dagegen nur in kleinen Komplexen auftritt. Dieser kommt erst vom Riesrand an in Form des Massenkalks in größerer Verbreitung vor (SCHRÖDER & DEHM 1950, S. 130f.). Diese Verteilung der verschiedenen Horizonte in der Nähe des Riesrandes muß auf den Mechanismus der Aussprengung direkt zurückgeführt werden.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Regeln der Verschiebung des Verhältnisses Schollen : Bunte Breccie und der Abnahme der durchschnittlichen Schollengröße in riesauswärtiger Richtung allgemeingültig sein dürften. Auch im Grabenprofil der Rhein-Donau-Ölleitung (TREIBS 1965) sind diese Tendenzen zu erkennen. Eine auf Grund der geologischen Karten und auch im

Gelände leicht festzustellende Tatsache ist auch das Überwiegen tieferer stratigraphischer Horizonte, insbesondere des Kristallinen Grundgebirges und des Keupers im Riesbecken und am Fuß des Riesrandes. Nur stellenweise und nicht allgemein zu beobachten (z. B. nicht im Grabenprofil der Rhein-Donau-Ölleitung) sind die Beziehungen zwischen stratigraphischem Horizont und Transportweite der Schollen im Vorries.

3.2.2. Deformation der Schollen

Bei der Aussprengung aus dem Ries und der Überschiebung auf das Vorland wurden die Schollen innerlich meist stark deformiert. Die Art und z. T. auch der Grad der Deformation hängen hauptsächlich von der Gesteinsbeschaffenheit ab. Es ist zu unterscheiden zwischen harten, spröden Gesteinen (Kristallines Grundgebirge, Weißjurakalke), die durch Bruch und teilweise Verruschelung deformiert wurden (= Gries), und überwiegend tonig-mergeligen Ablagerungen, bei welchen Verbiegungen am augenfälligsten sind. Schichtkalke mit Mergelfugen nehmen häufig eine Mittelstellung ein. Sandsteine sind meist grob zertrümmert, stellenweise aber auch völlig zermürbt.

Das Studium dieser Erscheinungen gewährt einen Einblick in die Gewalt und die Besonderheiten der Beanspruchung. Es gibt dazu ein Kriterium für die Unterscheidung von autochthoner und allochthoner Lagerung im Vorries und erlaubt in günstigen Fällen die Feststellung der Transportrichtung allochthoner Massen.

3.2.2.1. Deformation von Massenkalken und Kristallinem Grundgebirge — Gries

Wenn man mit dem Begriff „Gries“ arbeiten will, muß man ihn möglichst scharf fassen. Zahlreich sind die in der Literatur niedergelegten Fehldeutungen, die auf der Verwechslung von echtem Gries mit verschiedenartigen „Pseudogriesen“ beruhen. Es ist daher notwendig, die Griesse näher zu beschreiben und gegen ähnliche Breccien abzugrenzen.

Der Frage nach der Entstehung dieser im Ries weit verbreiteten Breccien wurde am Anfang der Riesforschung wenig Aufmerksamkeit geschenkt. Nur GÜMBEL (1870, 1889 a) befaßte sich etwas näher mit ihnen und beschrieb sie als Reibungs- und Zerpressungsbreccien. Erst BRANCO & FRAAS (1901, 1905), BRANCO (1903 a, b) und W. VON KNEBEL (1903 a, b) stellten mannigfache Überlegungen über ihre Entstehungsmöglichkeiten an. Unter dem Einfluß der allmählich überhand gewinnenden reinen Sprenghypothese wurde dieses Problem in der Folge vernachlässigt. Nur MOOS (1926) befaßte sich etwas näher mit der Ausbildung der Griesse und kam dadurch zur Hypothese der „örtlichen Aufbrüche“. SEEMANN (1939, 1940) wandte sich wieder stärker der Untersuchung der Griesse zu, vor allem der im Zusammenhang gebliebenen, nur dicht zerklüfteten Partien, und HÖLDER (1942) befaßte sich ausführlicher mit der Gesteinszertrümmerung im Ries, um „das etwas vernachlässigte Problem ins Licht zu rücken“. Neuerdings hat G. H. WAGNER (1957, 1964) die kleintektonische Methode erfolgreich daran erprobt (vor allem an Schichtkalken).

Die typische Vergriesung tritt vorwiegend in massigen Gesteinen, insbesondere im Massenkalk des oberen Weißjura auf: Außergewöhnlich dicht zerklüftete Gesteinspartien werden umgeben oder wechseln unregelmäßig ab mit Partien, die völlig verruschelt sind; Beilage 6 zeigt dies in schematischer Darstellung. Das Mengenverhältnis der dicht zerklüfteten Bereiche zu den verruschelten schwankt oft stark von Aufschluß zu Aufschluß, aber auch innerhalb einzelner größerer Steinbrüche sind oft erhebliche Unterschiede vorhanden.

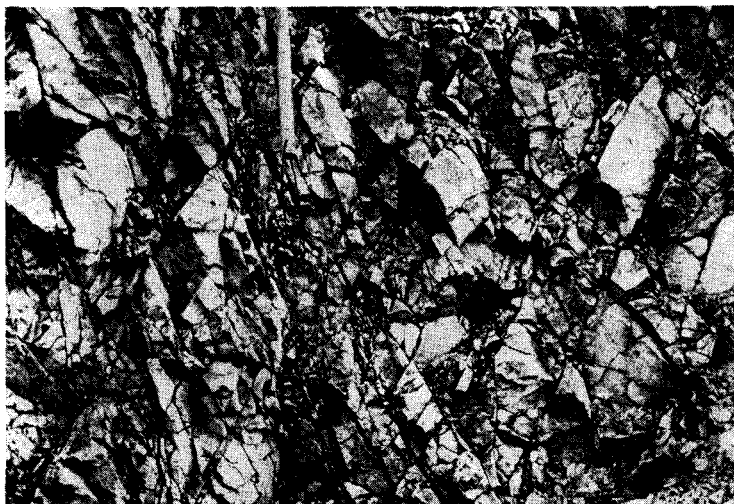


Abb. 7. Diagonale „dichte Zerklüftung“ in Massenkalk. „Kiesgrube“ am Rande des „Dirnenhau“ südsüdwestlich Dunstelkingen (R 36 03 480, H 53 97 550). Maßstab: Marken auf Hammerstiel = 5 cm.

Stellenweise tritt fast nur verruscheltes Gestein auf, anderenorts fast nur dicht zerklüftetes. Dichte Zerklüftung allein berechtigt jedoch nicht zur Bezeichnung des Gesteins als Gries.

Die „dichte Zerklüftung“ (HÖLDER 1942, S. 371) erweist sich schon beim ersten Eindruck durch ihre besondere Art und die Engständigkeit als verschieden von der gewöhnlichen tektonischen Klüftung im Autochthon. Während dort die Kluftabstände in der Größenordnung von mehreren dm liegen und die Klüfte in zwei steil stehenden Systemen (NNE und WSW) verlaufen (G. H. WAGNER 1964), betragen die Kluftabstände hier im Durchschnitt wenige cm und die Klufrichtungen folgen, wenn überhaupt, nur in kleinen Bereichen einer gewissen Regelung. Sehr häufig ist eine diagonale Zerklüftung zu beobachten (Abb. 7); andere auffallende Typen können als prismatische und plattige dichte Zerklüftung gekennzeichnet werden. Die Diagramme der Beilage 6 zeigen einige dieser Typen. Allen ist gemeinsam, daß Hauptklüfte vorhanden sind, die in mehr oder weniger parallelen Scharen, meist schräg einfallend und häufig mit einer gewissen Fächerstellung, größere Bereiche (dm—m) durchziehen. Diese durchkreuzen sich häufig mit anderen solchen Scharen. Dazwischen treten Nebenkluft auf, die meist nur von einer Hauptkluft zur anderen ziehen (Abb. 8). Bewegungsspuren finden sich auf diesen Klüften nur selten. Wenn sie vorhanden sind (meist feine Harnischriefung), dann deuten sie nur geringe Bewegungsbeträge (wenige cm) an.

Als vorgegebene Anisotropien sind in den Massenkalken des Weißen Jura lediglich präriesische Klüfte vorhanden. Sie geben sich durch ihre bedeutende, ebenflächige Erstreckung (vor allem die Hauptklufrichtung, die zudem richtungsmäßig mit Horizontalstylolithen übereinstimmt — G. H. WAGNER 1964), häufige Erweiterung zu Spalten mit Lehmfüllung und Anordnung in zwei annähernd senkrecht aufeinanderstehenden Systemen zu erkennen. Da man annehmen kann,

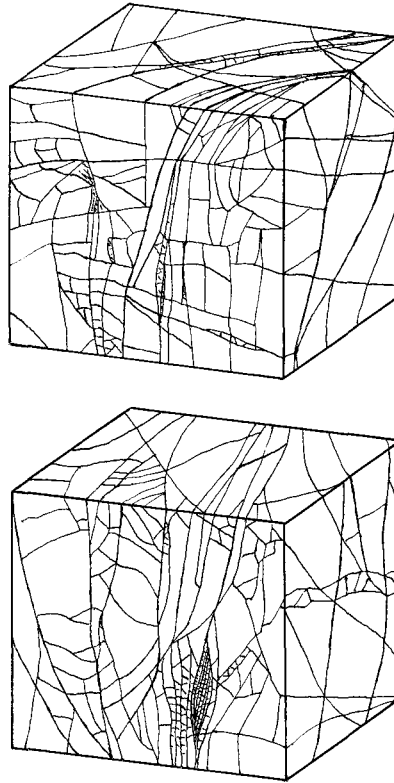


Abb. 8. „Dichte Zerklüftung“ in dolomitischem Massenkalk (oben) und dichtem Felsenkalk (unten). Nach Handstücken vom „Bennenberg“ südwestlich Ohmenheim und Grieshügel an der „Römerstraße“ nordöstlich Ohmenheim. Maßstab: vordere Kantenlänge der Quader = 8 cm.

daß diese Systeme ursprünglich ungefähr seiger standen, kann man die Lagerung leicht ermitteln, indem man im SCHMIDTSchen Netz die Großkreise zu den Maxima der präriesischen Klüfte zeichnet. Ihr Schnittpunkt ist der Flächenpol der ursprünglichen Horizontalen. Dabei bleibt allerdings offen, ob die Lagerung aufrecht oder überkippt ist.

In den Diagrammen der Beilage 6 zeigt sich nach diesem Kriterium, daß die einzelnen, in sich zusammenhängenden Komplexe gegeneinander mehr oder weniger verdreht sind. Lagebeziehungen der riesischen Zerklüftung zu den präriesischen Klüften und Spalten sind in einigen Diagrammen zu erkennen. Bei anderen bestehen solche sicher nicht. Vor allem die Maxima der riesischen Zerklüftung sind häufig völlig unabhängig von der präriesischen Kluftanlage. Diese Tatsache gibt einen Hinweis auf die besondere Art der riesischen Beanspruchung. Denn, wenn einmal ein Kluftsystem ausgebildet ist, dann ist es unter normalen Verhältnissen mindestens fraglich, ob eine spätere Beanspruchung ein grundsätzlich neues erzeugen kann (NEVIN 1950). Da nun die präriesischen Klüfte als mechanisch wirksame Anisotropien nur wenig in Erscheinung traten und den Verlauf der riesischen Zerklüftung kaum zu beeinflussen vermochten, ist zu vermuten, daß die riesische Beanspruchung äußerst rasch, schlagartig und wuchtig

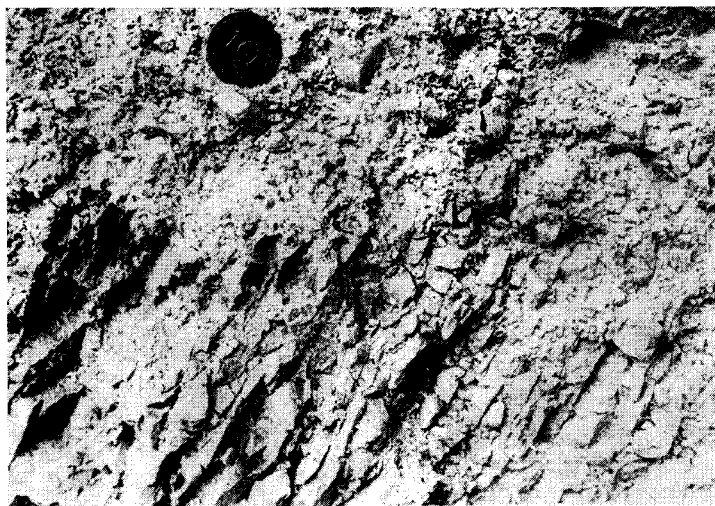


Abb. 9. Übergang von „dichter Zerklüftung“ in „Mörteltextur“, Massenkalkgries. „Kiesgrube“ auf der Höhe zwischen Iggenhausen und Katzenstein (R 36 01 550, H 53 99 510).

war. Dadurch fanden die vorhandenen Klüfte nur in geringem Maße die Möglichkeit, eine Komponente des Drucks aufzunehmen und mechanisch wirksam zu werden.

In den verruschetten Zonen liegen gröbere und feinere eckige Bruchstücke in einer noch feinerkörnigen, sandig-pulverig zermahlene Grundmasse aus Reibungsdetritus wie in einem Mörtel. HÖLDER (1942, S. 371) bezeichnete dieses Gefüge in Anlehnung an ALBERT HEIM als *Mörteltextur*.

Die Korngröße geht kontinuierlich von gröberen über feinere Bruchstücke bis zu feinstem Staub, der nur noch aus einzelnen Mineralkörnern besteht. Die Form der Bruchstücke ist im allgemeinen unregelmäßig-polyedrisch. Die Begrenzungsflächen sind eben oder leicht nach innen oder außen geschwungen. Die Kanten sind meist scharf, die Ecken spitz, bestoßen oder leicht gerundet. Auch einspringende Kanten oder Stufen kommen vor. Die kleineren Partikel sind meist etwas rundlicher als die großen.

Die größeren Bruchstücke liegen im allgemeinen isoliert in der mörtelartigen Grundmasse. Aber selbst in stark zermahlene Grieszonen sind immer noch Bruchstücke oder kleine Komplexe von Bruchstücken zu finden, die mit korrespondierenden Grenzen aneinanderstoßen, also noch den ursprünglichen Zusammenhang gewahrt haben (Ausnahme: lockere Gries am Rande der Vorkommen).

Die Mörteltextur entstand durch Drehung und weitere Zermahlung der durch die dichte Zerklüftung erzeugten Bruchstücke an Bewegungszonen (Abb. 9). Bei genauerer Beobachtung erkennt man aber, daß sich die Bildung von Mörteltextur in kleinerem Bereich auch auf feinen Spalten innerhalb der dicht zerklüfteten Partien vollzogen hat, ohne daß größere Verschiebungen festzustellen sind (Abb. 10). Solche Erscheinungen sind vor allem in Partien mit sehr engständiger Zerklüftung und an Kreuzungspunkten diagonaler dichter Zerklüftung zu erkennen. Sie sind nur als Wirkung stärkster Pressung zu verstehen.

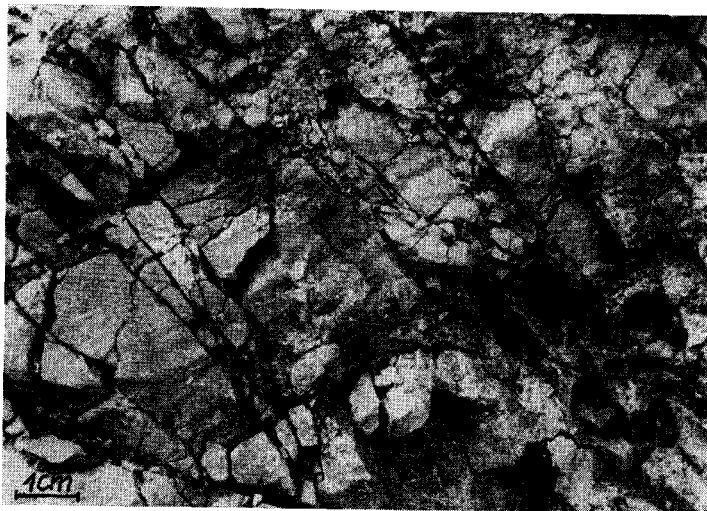


Abb. 10. „Mörteltextur“ auf Spalten in dicht zerklüfteten Partien, Massenkalkgries. „Kiesgrube“ zwischen Iggenhausen und Katzenstein (R 36 01 550, H 53 99 510).

Die Bewegungen, die die Mörteltextur erzeugt haben, brauchen nicht von großem Ausmaß gewesen zu sein. Das geht bereits aus den oben beschriebenen Übergängen hervor. Es läßt sich auch aus dem Verlauf der präriesischen, lehm-erfüllten Spalten erschließen. Sobald die Lehmspalten aus dicht zerklüfteten Partien in den Bereich der Mörteltextur übertreten, ist der Lehm oft nur stark verquält, verfälscht und zerrissen, aber der Verlauf im großen wird doch häufig noch ungefähr beibehalten (Beilage 6). In Bereichen besonders intensiver Ver-ruschelung ist allerdings der ursprüngliche Verlauf der Lehmspalten vollständig verwischt, einzelne Lehmballen und -schlieren sind in den Gries eingelagert, oder der Gries ist mit Lehm völlig durchmischt. In Anschliffen oder Dünnschliffen sekundär verfestigter Griesen kann man entsprechende Beobachtungen an ver-setzten Calzitklüftchen, Schwammstrukturen und ähnlichen Vorzeichnungen machen. Andererseits zeigen aber auch häufige Einlagerungen von Bunter Breccie im Gries (Beilage 6), daß zonenweise stärkere Durchbewegung stattgefunden hat, bei der Teile der die Griesmassen umgebenden Bunten Breccie in diese auf-genommen wurden.

Eine Abhängigkeit der Stärke der Vergriesung von der Entfernung zum Ries oder in irgendeiner anderen Richtung kann nicht festgestellt werden. Sie besteht jedoch in Beziehung zur Schollengröße. Massenkalkblöcke (bis etwa 1½ m Durchmesser) zeigen meist keine Spuren innerer Beanspruchung; kleine Schollen (bis etwa 10 m Durchmesser) sind im allgemeinen nur grob zerklüftet; darüber beginnt die „dichte Zerklüftung“; typische, dicht gepackte „Mörteltextur“ tritt erst ab etwa 25 m Scholldurchmesser auf. Diese Angaben sind Mittelwerte für Massenkalk, die örtlich differieren können. Es kommt hierbei weniger auf die absoluten Zahlen, als auf das relative Verhalten an. Man erkennt daraus, daß der von der Masse abhängigen Wucht der einzelnen Blöcke und Schollen bei der Vergriesung wesentliche Bedeutung zukam.

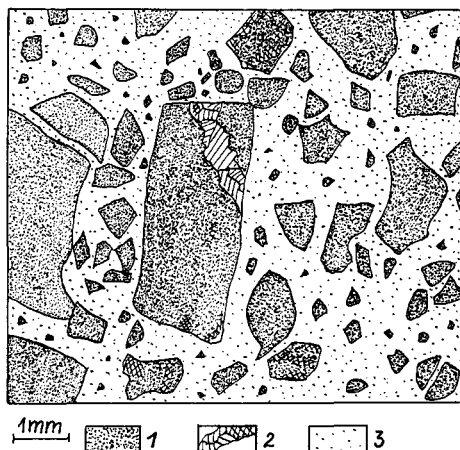


Abb. 11. Schwammkalk-Griesfels. Trümmerpartikel (1) mit Calzitadern (2) in feinkristalliner Grundmasse (3); „Mörteltextur“. Zeichnung nach Dünnschliff. Kannental nordwestlich Hohlenstein.

In der Bunten Breccie treten allerdings auch Blöcke ($\frac{1}{2}$ — $1\frac{1}{2}$ m Durchmesser und größer) von echtem, in der Regel sekundär verkittetem Gries auf. Ihr Vorkommen ist aber zweifellos dadurch bedingt, daß bei dem Vorgang der Verruschelung und Durchknetung, bei dem Fetzen von Bunter Breccie in Gries eingelagert wurden, auch abgetrennte Grieskomplexe in die Bunte Breccie gerieten. Diese Vorkommen stehen daher nicht im Widerspruch zu obigen Feststellungen.

Die Griesse sind zu einem großen Teil unverkittet. Die relativ gute Standfestigkeit der Wände in den „Kiesgruben“ ist durch die sehr dichte und feste Packung bedingt. Nur im Ausgehenden, am Rande der Griesmassen, sind die Bruchstücke gelegentlich locker gelagert (BRANCO & FRAAS 1901, S. 62). In diesem unverkitteten Zustand wird kaum jemand die Natur der Griesse verkennen. Schwierig wird die Identifizierung jedoch häufig, wenn durch sekundäre Verkittung im Mörtel Griesfelse entstehen. Es ist daher nötig, darauf etwas näher einzugehen.

Die Griesfelse zeigen im Dünnschliff meist eine Grundmasse, die feinerkristallin ist als die eingeschlossenen Gesteinspartikel. Die Verkittung wird durch Calzit in mikrokristalliner Form besorgt. Für gröberkristalline Ausscheidungen war infolge der dichten Packung im allgemeinen kein Raum vorhanden. Größere Calzitkristalle kommen in der Regel nur in den Trümmerpartikeln vor als vor der Brecciiierung gebildete Ausfüllungen von Spältchen, die nun an den Bruchgrenzen der Partikel abbrechen (Abb. 11). Bei sehr fest verkitteten Griesen ist aber auch der Fall zu beobachten, daß die Grundmasse infolge stärkerer Umkristallisation gröberkristallin ist als die Einschlüsse. Die Umkristallisation kann so weit gehen, daß das granoklastische Gefüge nicht mehr zu erkennen ist. Nur die äußerst minutiös arbeitende Verwitterung unter Bodenbedeckung holt es gelegentlich noch an der Oberfläche heraus. An freien Felsen tendiert die Verwitterung dagegen im allgemeinen zu einer Verwischung des brecciösen Gefüges an der Oberfläche.

Wenn das Gestein Kieselknollen führt, kann man auch an deren Zustand eine Aussage über den früheren Zustand machen. Die Kieselknollen sind in vergriesten Kalkgesteinen meist in derselben Weise wie das umgebende Gestein zertrümmert. Die Kieselsplitter können intensiv mit den Kalkbruchstücken vermengt sein. Als „Mörtel“ tritt überwiegend kalkiger Reibungsdetritus auf. Wenn nun der umgebende Griesfels durch calzitische Verkittung und Umkristallisation als solcher nicht mehr kenntlich ist, so beweisen eingelagerte und mit dem Kalk vermengte Bruchstücke von Kieselknollen, daß der Kalk ursprünglich ebenso zerbrochen und verruschelt war. Die Deutung, daß der Kalkstein bei einer langdauernden Druckbeanspruchung durch Bewegungen im Korngefüge reagierte, während die spröderen Kieselknollen zerbrachen (HÖLDER 1942, S. 375 f. und Abb. 39), ist nicht möglich, da der für eine Durcharbeitung im Korngefüge nötige hydrostatische Druck im oberen Weißjura des Riesgebiets zu keiner Zeit erreicht worden sein kann.

SEIBOLD (1951, S. 302) machte darauf aufmerksam, daß sich die Kieselknollen bei der Gesteinszertrümmerung im Ries u. U. anders als bei normaler tektonischer Beanspruchung verhalten haben können. Am Gries der Sigart-Masse (nordwestlich Bopfingen) fiel ihm auf, „daß die eingelagerten Feuersteinknollen wie auch auf dem Buchberg heil geblieben sind . . .“; MÜNZING (1954) bestätigte diese Beobachtung. Bei normaler tektonischer Beanspruchung stellen die Kieselknollen gegenüber dem Kalkstein das sprödere Medium dar, werden daher intensiver zerklüftet als der umgebende Kalkstein. Wenn bei der Vergriesung ein gegenteiliges Verhalten zu beobachten ist, dann gibt dies wiederum einen Hinweis auf die Wucht und Stoßartigkeit der Beanspruchung, denn dadurch wird das spröde Verhalten der Gesteine gesteigert.

Noch eine Beobachtung an Kieselknollen verdient Erwähnung: In dem Dolomitgries am östlichen Ortsausgang von Weilermerkingen (R 35 98 360, H 54 07 610) kommen nicht selten fladig ausgewalzte große Kieselknollen vor. MEDINGER (1935, S. 190 f.) maß ihre Lagerung ein; die langen Achsen der elliptischen Scheiben zeigen in allen Fällen nach NE bis ENE, also rieswärts. Sie geben die Bewegungsrichtung bei der Deformation an.

Ein gewisser Unterschied zwischen dem Verhalten bei intensiver tektonischer Beanspruchung und der Vergriesung ist auch bei den Dolomitgesteinen festzustellen. Zur Erklärung des Griesphänomens wurde mehrfach auf die in den Alpen zu beobachtenden Gesteinsverbreschungen hingewiesen (z. B. GÜMBEL 1889 a, BRANCO & FRAAS 1901, SEEMANN 1939, 1940). In den Alpen sind vor allem dolomitische Gesteine in auffallender Weise brecciiert, Kalkgesteine zeigen dagegen geringere kataklastische Erscheinungen. Dieses Merkmal kann sogar u. U. zur Unterscheidung von Kalk und Dolomit benutzt werden (W. J. SCHMIDT 1952, S. 11). Bei der Vergriesung im Ries ist gerade das Gegenteil festzustellen: Dolomite sind im allgemeinen weniger dicht zerklüftet und schwächer vergriest als vergleichbare Kalksteine (Massenkalk). In Analogie dazu steht eine Beobachtung, auf die mich Herr Dr. H. LANG aufmerksam gemacht hat, daß nämlich bei Steinbruchsprengungen dolomitische Partien in viel größere Blöcke zerspringen als kalkige. Dieser Unterschied im Verhalten von Dolomit und Kalkstein mag auch als ein Hinweis auf die besondere Art der Beanspruchung bei der Vergriesung gelten.

Als „unvermittelt-plötzlich“ charakterisierte auch G. H. WAGNER (1964, S. 562) den riesischen Bewegungsvorgang, denn länger anhaltender, gleichgerichteter Druck hätte wohl zu stylolithischen Lösungsformen führen müssen.

Über die Massenkalk-Griese kann zusammenfassend festgestellt werden: Sie treten in geschlossenen Massen von dreidimensionaler Erstreckung auf. Einzelne Komplexe innerhalb dieser Massen sind dicht zerklüftet, aber im wesentlichen noch im ursprünglichen Zusammenhang. Es gibt verschiedene Typen der dichten Zerklüftung. Sie sind nach Art und Intensität mit der normalen tektonischen Klüftung nicht vergleichbar. Die dicht zerklüfteten Partien sind gegeneinander mehr oder weniger verkippt und verdreht. Die Bewegungen vollzogen sich in den dazwischen auftretenden Partien mit Mörteltextur. Diese ist gekennzeichnet durch gröbere und feinere eckige Bruchstücke, die in einer Grundmasse aus feinklastischem Reibungsdetritus liegen. Aber nicht alle Bruchstücke sind völlig isoliert, sondern es finden sich immer wieder einige, die noch im ursprünglichen Zusammenhang mit korrespondierenden Grenzen aneinanderstoßen.

Damit zeigen die Griese die wesentlichen Merkmale der *D e f o r m a t i o n s b r e c c i e n* (SANDER 1950, S. 339). Die lediglich dicht zerklüfteten Partien können als große, in sich zertrümmerte Einsprenglinge innerhalb der Breccie angesehen werden. CORNELIUS (1927) nennt solche Bildungen *e n d o g e n e B r e c c i e n*. Sie sind auf mechanische Beanspruchung oberhalb der Elastizitätsgrenze eines einheitlichen Gesteins zurückzuführen, das sich unter den während der Deformation herrschenden Bedingungen spröde verhalten hat. Aus dieser Entstehung folgt, daß sie *m o n o m i k t* sein müssen. Nach der Nomenklatur von NIGGLI (1948, S. 207) ist schließlich das Gefüge der Griese als *a u t h i g e n g r a n o k l a s t i s c h* zu bezeichnen. Das besagt, daß dem Gestein durch mechanische Zertrümmerung, ohne Zufuhr fremden klastischen Materials, eine klastische Struktur aufgeprägt wurde. Die Druckfestigkeit der Massenkalk des Weißen Jura, die zwischen 1000 und 2500 kp/cm² liegt, muß überschritten worden sein, und zwar nicht nur in einzelnen Zonen, sondern durch und durch!

Dasselbe gilt auch für das Kristalline Grundgebirge mit einer Druckfestigkeit von i. M. 2000 kp/cm², denn dieses zeigt grundsätzlich dieselben Vergriesungserscheinungen wie die Massenkalk des oberen Weißjura. Die Bruchstücke der Grundgebirgsgriese sind infolge des gröberen Korngefüges von unebeneren Flächen begrenzt. Die Zertrümmerung und Zermahlung ging bis weit unter die Größe des einzelnen Mineralkorns. Wenn sekundäre Verkittung stattfand, erfolgte sie meist durch Calzit. Gelegentlich tritt auch quarzitisches Verkittung auf.

3.2.2.2. D e f o r m a t i o n v o n B a n k k a l k e n

Die Bankkalk des Weißen Jura zeigen in ihrem Verhalten gegenüber den Kräften der Vergriesung einige Unterschiede zum Massenkalk. Die Zerklüftung ist keineswegs immer so extrem dicht und ist dem Gestein auch nicht in so autonomer Weise aufgeprägt wie bei den Massenkalken. Die Klüfte stehen überwiegend steil zur Schichtung. Kleinabschiebungen (cm-Beträge) treten nicht selten auf. Gelegentlich sind auch Aufschiebungen zu beobachten. Die Bewegungen benutzten aber vorzugsweise vorgegebene Flächen, vor allem die Schichtflächen; dort sind sie allerdings nur unter günstigen Umständen nachweisbar. Somit kann

man öfters größere Gesteinskomplexe in Aufschlüssen sehen, die, aus ihrer Umgebung herausgenommen und in horizontaler Lagerung betrachtet, durchaus noch als normal beansprucht gelten könnten. Mörteltextur tritt zurück und ist häufig auf ausgesprochene Bewegungszonen beschränkt.

Bemerkenswerte Unterschiede im Grad der Zerklüftung kann man beim Übergang von der Schichtfazies in die Massenfazies beobachten. Rauhe, ruppige Schwammkalkbänke mit Mergelzwischenlagen und pseudoolithische Kalke sind oft nur mäßig zerklüftet, zeigen aber z. T. viele feine Haarrisse. Mit Zunahme der massigen Ausbildung nimmt in der Regel auch der Grad der Zerklüftung zu bis zur „dichten Zerklüftung“ und Ausbildung von „Mörteltextur“. Dieses Verhalten steht wiederum im Gegensatz zur normalen Tektonik. Hier werden die massigen Schwammstotzen von Störungen vielfach umgangen (SEIBOLD 1950), bei der riesischen Beanspruchung reagierten sie dagegen besonders intensiv durch Bruch. Auf ähnliche Beobachtungen machte auch C. DORN (1943, S. 307) aufmerksam. Eine Deutung folgt wieder aus der Annahme, daß die riesische Beanspruchung plötzlich, schlagartig und wuchtig war. Dabei konnte die zersplitternde Druckwelle in den massigen Kalken ungehindert fortschreiten, in den ruppig geschichteten Schwammkalken mußte sie aber infolge der zahlreichen Anisotropien, bedingt durch das Gefüge der Kalke selbst und durch die unregelmäßigen Mergelzwischenlagen, gebrochen, abgeleitet und gehemmt werden. Bei einer langsamen, stetig pressend wirkenden normalen tektonischen Deformation stellen dagegen gerade die anisotropen Kalke Schwächezonen dar.

Für die Beschreibung der Deformationen der Schichtkalke ist die von G. H. WAGNER (1957, 1964, S. 550 ff.) vorgeschlagene Gliederung in die drei Stufen „zerklüftet“, „zerrüttet“, „vergriest“ geeigneter als die oben für die Massenkalken angewandte Zweiteilung in „dichte Zerklüftung“ und „Mörteltextur“.

Gefügetyp I („zerklüftet“): Die Gefügeelemente (Klüfte, Abschiebungen, Bewegungsspuren) sind ähnlich angeordnet wie im Autochthon, allerdings durch die riesische Dislokation mit dem gesamten Gesteinskomplex verdreht und verkippt. G. H. WAGNER (1964, S. 553 f.) führte als Beispiel den aufgelassenen Weißjura α/β -Steinbruch am Bonifatiusberg westlich Wössingen (R 36 02 130, H 54 19 020) an. Er befindet sich in einer auf 270 m einheitlich etwa N—S streichenden und mit 65—75° nach W fallenden Scholle, 3,5 km vom westlichen Riesrand entfernt. „Das Beispiel lehrt, daß es verhältnismäßig umfangreiche, beträchtlich dislozierte Schollen gibt, deren Gefüge keine wesentliche riesische (= zusätzliche) Beanspruchung zeigt“ (G. H. WAGNER 1964, S. 554).

Gefügetyp II („zerrüttet“): Dieser Typ ist in allochthonen Schollen aus geschichteten Kalksteinen am verbreitetsten. Besondere Merkmale sind Schichtverbiegungen und die sog. Plattenklüftung.

Die Schichtverbiegungen erfolgen durch Kleinverschiebungen an zahllosen, mit dem Streichen der Flexuren etwa parallel laufenden Klüftchen und durch Ausgleichsbewegungen auf den Schichtflächen (G. H. WAGNER 1964, Abb. 25). Durch die Messung der Verbiegungsachsen (B-Achsen) in mehreren Aufschlüssen am Riesrand und im Vorries konnte G. H. WAGNER (1964, S. 555 und Taf. 35, Fig. c) zeigen, daß sich diese zwar nicht streng, aber doch ungefähr ries-

konzentrisch anordnen. Zudem konnte er in einigen Fällen noch durch Teilüberschiebungen, Schleppung oder Vergenz den Relativbewegungssinn der Hangendscholle ermitteln. Dabei ergab sich überwiegend riesauswärtige Bewegungstendenz (vgl. Beilage 7).

Als *Plattenklüftung* bezeichnete G. H. WAGNER (1964, S. 555) eine „engständige (1–5 cm), schieferungsartige Kluftschar“, die in nicht zu dicken Kalkbänken (< 20 cm) allochthoner Schollen auftritt. „Die Klüfte stehen im allgemeinen recht steil auf der Schichtung, durchsetzen jeweils nur eine Bank, erfassen aber so ganze Schichtkomplexe“. Sie versetzen häufig die Schichtflächen und ältere Klüfte um Millimeterbeträge. Dieser Klüftyp ist mit wenigen Ausnahmen auf das Ries beschränkt und daher im Zusammenhang mit dem Riesereignis zu sehen. G. H. WAGNER deutete die Plattenklüftung als Reaktion auf „Ausgleichsbewegungen bei einer übergeordneten Scherung entlang der Schichtfläche“. Er bestimmte die Schnittlinien aus Schichtung und Plattenklüftung und bezeichnete sie als δ -Achsen (Schnittlinien ungleichwertiger Flächen $\approx b$). Diese zeigen zum mindesten in den in Riesnähe gelegenen allochthonen Schollen eine ungefähre konzentrische Anordnung zum Riesrand (G. H. WAGNER, 1964, S. 556 und Taf. 35, Fig. c; vgl. auch Beilage 7).

Als Beispiele für den Gefügetyp II beschrieb G. H. WAGNER die Steinbrüche Gosheim-E (R 44 06 150, H 54 11 400) und Großsorheim-E (R 44 00 470, H 54 06 980). Im Steinbruch Gosheim-E, unmittelbar am östlichen Riesrand gelegen, ist eine überkippte, 60° nach W einfallende Folge von gebanktem Weißjura β_2 bis γ_1 aufgeschlossen. Die Schichten zeigen als riesisch aufgeprägte kleintektonische Elemente flexurartige Verbiegungen und typische Plattenklüftung. Im Steinbruch Großsorheim-E stehen wohlgebankte Weißjura β -Kalke an, die einen komplizierten Bau mit Schichtverbiegungen, Überschiebungen und Abschiebungen zeigen. Auch hier ist die Plattenklüftung ausgebildet.

Dem Gefügetyp II rechnete G. H. WAGNER auch die oben beschriebene „dichte Zerklüftung“ der massigen Gesteine zu. Diese lassen sich allerdings mit den Schichtkalken schlecht gemeinsam behandeln, denn das wesentliche Merkmal, die Bewegungen auf den Schichtflächen, durch die erst Schichtverbiegungen und Ausbildung der Plattenklüftung möglich wurden, konnte bei den Massenkalken naturgemäß nicht zur Auswirkung kommen.

Gefügetyp III („vergriest“): Diesem Typ entspricht die oben ausführlich beschriebene, in massigen Gesteinen verbreitete „Mörteltextur“. In geschichteten Gesteinen tritt sie zurück und ist fast ganz auf einzelne Bewegungszonen beschränkt. Seltener tritt sie nesterweise auf, und zwar an Kreuzungstellen stärkster Zerklüftung einzelner Bänke. Sie zeigt im allgemeinen weniger dichte Packung als bei den Massenkalken, Klüfte sind oft zu Spältchen erweitert, und zwischen sperrigen Partikeln können unregelmäßige Hohlräume auftreten. Sekundäre Verkittung ist seltener. Wenn sie erfolgt ist, dann ist die Calzitausscheidung entsprechend der lockeren Packung der Breccie in der Regel gröberkristallin als in den Massenkalkgriesfelsen.

3.2.2.3. Deformation von Mergel- und Tonsteinen

Nicht nur die Gesteine, die unter normalen Bedingungen als spröde gelten, haben bei der riesischen Beanspruchung durch Bruch reagiert, sondern auch

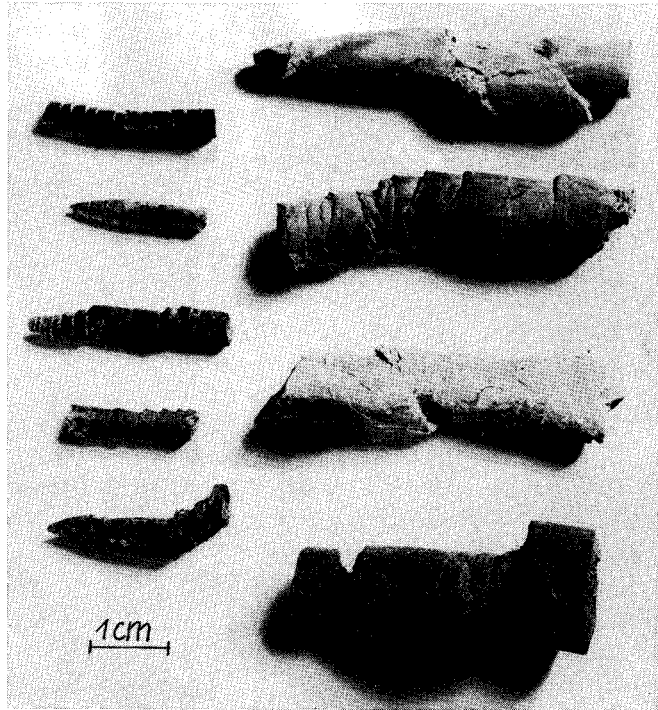


Abb. 12. „Riesbelemniten“ aus Tonen und Mergeln verschiedener Stufen des Jura und von verschiedenen Lokalitäten des Riesgebiets.

Mergel- und Tonsteine, von denen im allgemeinen plastisches Verhalten angenommen wird. Dieses ist zwar in vielen Aufschlüssen augenfällig, doch ist die plastische Deformation nur der zweite Schritt, dem eine Kataklase vorausgegangen ist. Der Beweis für diese Behauptung ist am Gefüge der Gesteine selbst schwer zu erbringen, da sich die Rupturen im allgemeinen durch die weitere Verformung und Einflüsse der Verwitterung wieder geschlossen haben. Nur selten kann man in tiefen Aufschlüssen relativ frisches, unverwittertes Ton- oder Mergelgestein sehen, das die Merkmale dichter Zerklüftung und Vergriesung noch bewahrt hat. Häufig sind jedoch in eigentümlicher Weise deformierte Fossilien (vor allem Belemniten) und Geoden in diesen Gesteinen zu finden, die m. E. den Beweis für deren kataklastische Deformation erbringen.

Die Rostren der sog. *Riesbelemniten* (Abb. 12) sind von zahlreichen quer und z. T. auch schräg zur Längsachse verlaufenden Brüchen in mm- bis cm-Abständen durchsetzt. Die Bruchstücke sind meist um Bruchteile von mm bis zu mehreren mm gegeneinander verschoben und sekundär wieder verkittet. Die Verschiebungen sind häufig gleichsinnig gerichtet, z. T. aber auch ungleichsinnig. Die Strukturen lassen sich mit Staffelbrüchen, Horsten und Gräben vergleichen. Da sowohl Abschiebungen als auch Aufschiebungen zu beobachten sind, kann sowohl eine positive als auch eine negative Längenänderung resultieren. Diese an Belemnitenrostren besonders häufig zu beobachtenden Strukturen sind aber auch an anderen Fossilien und Toneisensteingeoden zu erkennen.

Vergleichbare Deformationen außerhalb des Rieses sind selten. Ähnlich zerbrochene Belemniten können gelegentlich in der Nähe von Bruchstörungszonen vorkommen (DEFFNER 1861, S. 238). Herrn Prof. W. H. BUCHER verdanke ich sehr ähnliches Vergleichsmaterial aus Tonen des Oberen Jura (Upper Sundance Formation) von einer kleineren Querstörung nahe Rock Creek (etwa 22 Meilen südwestlich der Stadt Cody in Wyoming). In der gleichen Ausbildung, im allgemeinen aber etwas weniger zerhackt, kommen sie auch im verwandten Steinheimer Becken vor (GROSCHOPF & REIFF, ds. Bd. Abb. 3). Mit den tektonisch gestreckten Belemniten, wie sie z. B. aus den Alpen bekannt sind (HEIM 1921, S. 86 ff., LADURNER 1933, SCHAFFER 1918), haben sie nichts gemeinsam; der Vergleich ist dennoch lehrreich.

Für die aus den Riesbelemniten zu ziehende Schlußfolgerung ist es entscheidend, daß die Sprünge die Belemnitenrostren nicht nur quer durchsetzen, d. h. nicht nur den durch den radialstrahligen Aufbau vorgegebenen Schwächezonen folgen, sondern dieses Gefüge auch schräg durchschlagen. Und weiter kommt es darauf an, daß die Bewegungen an den Bruchflächen nicht immer gleichsinnig erfolgt sind. Diese Tatsachen lassen sich bei einer plastischen Deformation der Ton- und Mergelsteine nicht erklären. Die in diese Gesteine eingelagerten spröden Belemnitenrostren könnten bei einer plastischen Durchbewegung zwar auch zerbrochen und verschoben worden sein, aber nicht in der oben herausgestellten Art und Weise. Solche Brüche und Verschiebungen sind nur erklärlich, wenn auch das einbettende Gestein in derselben Weise, d. h. durch Bruch deformiert worden ist (vgl. GÜMBEL 1880, S. 614).

Ob ein Gestein durch Bruch oder durch plastisches Fließen auf eine Beanspruchung reagiert, hängt weitgehend von der Verformungsgeschwindigkeit ab (SANDER 1948, S. 102). Die intensive Zerbrechung der Ton- und Mergelsteine, die die Riesbelemniten anzeigen, liefert einen weiteren Beweis dafür, daß die deformierende Kraft plötzlich, schlagartig eingesetzt hat.

3.2.2.4. Strahlenkalk e?

Ohne auf die Bedeutung der Strahlenkalken (shatter cones) und die Problematik der Abgrenzung zu ähnlichen Erscheinungen (vgl. z. B. DIETZ 1960, 1968 und AMSTUTZ 1965) näher eingehen zu wollen, sei doch die Frage nach diesen Bildungen im Ries gestellt. Diese im verwandten Steinheimer Becken in schönster Ausbildung vorkommenden Strukturen (GROSCHOPF & REIFF, ds. Bd. Abb. 4) sind aus dem Ries bisher nicht sicher bekannt geworden.

HÖLDER (1962, S. 27) berichtete zwar über einen Fund von Strahlenkalk, den Prof. K. MÄGDEFRAU auf dem Hesselberg gemacht hat. Diese Anhöhe ist etwa 10 km vom nördlichen Riesrand entfernt und aus autochthonem Braun- und Weißjura (bis β) aufgebaut. Auf Grund dieser Lage ist das Vorkommen von Strahlenkalk dort unwahrscheinlich. Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. MÄGDEFRAU stammte der Fund, der zudem leider verlorengegangen ist, nicht aus dem Anstehenden, sondern war ein Lesestein. Man kann also darauf keine sichere Aussage stützen.

Das Fehlen von Strahlenkalken oder allgemeiner: shatter cones im Ries braucht an sich nicht zu verwundern, denn sie finden sich in der Regel im Zentrum von Ringstrukturen, insbesondere dann, wenn ein Zentralkegel vorhanden ist, so auch im Steinheimer Becken. Im Ries ist weder ein Zentralkegel ausgebildet, noch ist das Zentrum des Beckens unter den See- und Trümmerablagerungen der Beobachtung zugänglich. Lediglich eine Bohrung könnte hier den Beweis für das Vorkommen entsprechender Strukturen erbringen.

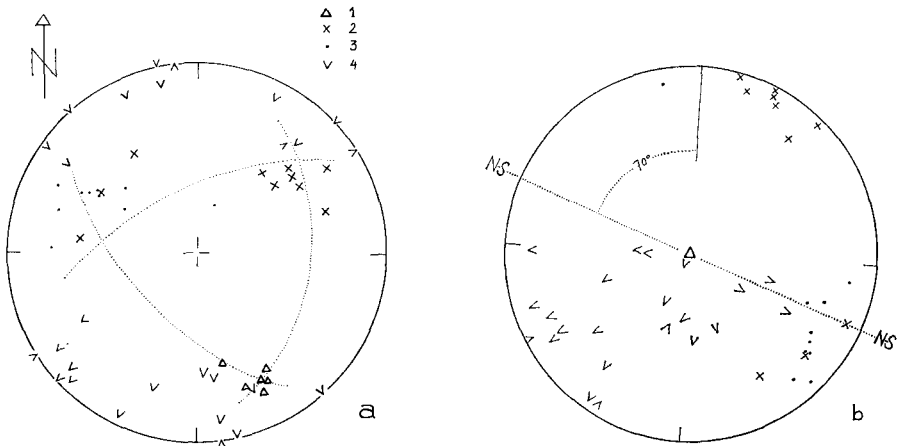


Abb. 13. Allochthone Weißjurakalk, Altenberg (R 35 96 250, H 53 92 250). Darstellung im SCHMIDT'schen Netz (untere Halbkugel): Schichtung (1), Großklüfte (2), mittlere Klüfte (3) und strahlenkalkartige Bildungen (4; als lineares Element dargestellt mit Angabe der Divergenz der „Strahlen“ = Öffnung des Winkels). a) jetzige Lagerung, b) zurückgekippt auf horizontale Schichtlagerung.

Strahlenkalkähnliche Bildungen fand ich in einem aufgelassenen Steinbruch in einer allochthonen Weißjurakalkscholle bei Altenberg unterhalb des Sportplatzes (R 35 96 250, H 53 92 250). Die grauen, etwas mergeligen Bankkalke (γ ?) sind zerrüttet, etwas verbogen, aber sonst noch gut im Zusammenhang. Die Schichten streichen $60\text{--}65^\circ$, fallen i. M. mit 65° nach NW und sind wahrscheinlich nicht überkippt. Die relative Unversehrtheit des Gesteins ist jedoch nur scheinbar, denn schon bei leichtem Hammerschlag zerspringen intakt erscheinende Stücke.

Drei Arten von Klüften sind zu beobachten (Abb. 13):

- 1.) Großflächige Klüfte, meist mit Limonitbesteg, in zwei etwa senkrecht aufeinander und senkrecht zur Schichtung stehenden Scharen. Sie werden durch (2.) und (3.) versetzt — präriesisches Kluftsystem.
- 2.) Ebenflächige Klüfte, die zwischen den Großklüften verbinden. Ihre Richtung fällt größtenteils mit jener der weniger stark belegten Großkluftchar zusammen.
- 3.) Unregelmäßige, z. T. gebogene und gewölbte Kleinklüfte. Diese sind teilweise mit strahlenkalkartigen Strukturen besetzt.

Die für die typischen Strahlenkalke von Steinheim bezeichnende Ausbildung: von einem Punkt ausgehend divergierende, allmählich flacher werdende Rippen und darüber neue Einsätze solcher „Strahlen“, die sich insgesamt zu Kegelsegmenten zusammenschließen, ist auch hier vorhanden, jedoch in erheblich flacheren und verschwommeneren Formen (Abb. 14). Die Länge der strahligen Bildungen beträgt wenige cm bis 1 dm, in undeutlicher Form bis mehrere dm.

Wenn man im SCHMIDT'schen Netz eine Rückkipfung der Schichten in die ursprüngliche, etwa horizontale Lage vornimmt, dann kommen sämtliche Durchstoßpunkte der „Strahlen“, die jeweils als Mittelwert für ein Kegelmantelsegment bestimmt sind, in eine Hälfte der Lagekugelp Projektion zu liegen (Abb. 13 b).

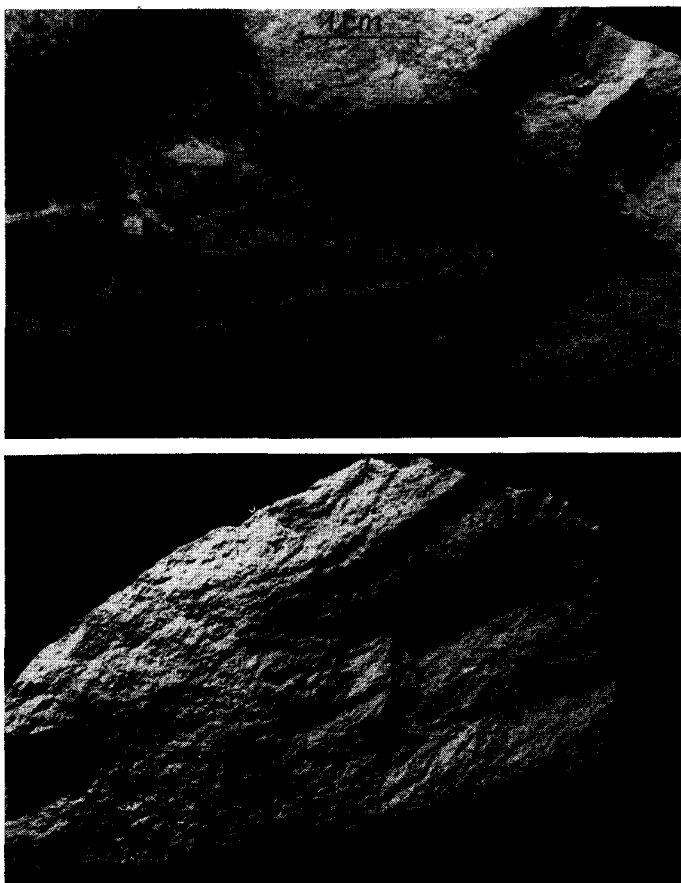


Abb. 14. Strahlenkalkartige Bildungen aus einer allochthonen Weißjurakalkscholle bei Altenberg.

Sieht man die stärker belegte Großklüftschar als die ursprünglich etwa N—S streichend angelegte Hauptklüftung an, dann befinden sich die Durchstoßpunkte der „Strahlen“ im Bereich von NW über W bis S. Das heißt, die „Strahlen“ überstreichen diese Richtungen; sie fallen dabei verschieden stark ($5\text{--}95^\circ$) ein. (Sollte die Scholle nicht nur um 70° , sondern um 250° azimuthal verdreht sein, was aus dem Klüftgefüge nicht zu entscheiden ist, dann würden die Durchstoßpunkte der „Strahlen“ im Bereich von N über E bis SE liegen.) Die „Strahlen“ divergieren überwiegend zur Schichtoberseite, einzelne aber auch nach unten.

Die Lage südwestlich vom Ries und die Anordnung der „Strahlen“ in der rückorientierten Scholle passen ungefähr zusammen und legen die Vermutung nahe, daß die strahlenkalkartigen Strukturen auf den Durchgang einer Stoßwelle unmittelbar vor dem Auswurf zurückzuführen sind. Auch die große Transportweite von mindestens 20 km (= Entfernung zum Riesrand) weist auf einen hohen Energiedurchgang.

Dieser Bericht soll dazu anregen, auch im Ries das Augenmerk auf Strahlenkalk oder ähnliche Strukturen zu richten. Weit vom Ries fortgeschleuderte Schollen aus mergeligen Kalken sind m. E. am häufigsten für die Suche danach.

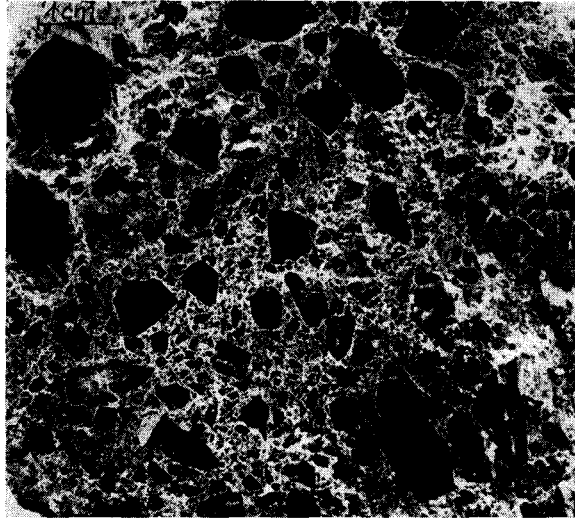


Abb. 15. Bergsturzbrecie mit „Mörteltextur“. Flimser Bergsturz, Graubündner Oberland, Anschliff.

3.2.2.5. Vergleich der Griese mit anderen Breccien — Pseudogriese

Anhangsweise sei kurz auf die wichtigsten Verwechslungsmöglichkeiten echter Griese mit ähnlichen Bildungen (Pseudogriesen) hingewiesen.

Tektonische Breccien sind wie die Griese Deformationsbreccien, die auf Zerpressung und Zerreibung zurückzuführen sind. Wesentliche Gefügeunterschiede zu den Griesen sind nicht vorhanden. Eine Unterscheidung ist nur auf Grund der Lagerungsverhältnisse möglich. Denn tektonische Breccien müssen in bestimmter Beziehung zum Gebirgsbau stehen und in ihn eingeschlossen sein (HEIM 1932, S. 108). Die Griese lagern dagegen als Bestandteil der Bunten Trümmersmassen fremdartig auf dem autochthonen Sockel der Riesenumgebung.

Bergsturzbrecien sind je nach Größe der Bergsturzmassen verschieden ausgebildet. Ablagerungen kleiner Bergstürze sind locker gelagerte Schuttmassen fast ohne feineres Zwischenmittel (Reibungsdetritus). Die Bruchstücke, Blöcke und Schollen besitzen keine ausgeprägte Zersplitterungstextur (HEIM 1932, S. 106).

Bergsturzbrecien in dieser Größenordnung, wie sie auch im Bereich der Schwäbisch-Fränkischen Alb auftreten, besitzen keine Ähnlichkeit mit typischen Griesen.

Ablagerungen großer Bergstürze bestehen aus eckig-splittigem Trümmersmaterial verschiedenster Größe, von feinstem Gesteinsstaub bis zu gewaltigen Blöcken, die man oft für anstehenden Fels gehalten hat. Die Trümmer sind ohne Sortierung wechsellvoll gegeneinander gestellt. Zwischen den großen Bruchstücken tritt eine Zwischenmasse auf, die aus feinen, eckigen Splintern und feinstem Pulver oder Staub des gleichen Gesteins besteht (Reibungsdetritus). „Je gewaltiger der Bergsturz ist, desto fester und geschlossener ist die Gesteins-

mehlverpackung zwischen den Gesteinsbrocken“ (Mörteltextur, Abb. 15). Die größeren Blöcke schwimmen in dieser Breccie und zeigen sich „strichweise unter dem Hammer als schon innerlich zersplittert“. Bei der gewaltigen Flimser Bergsturzmasse sind größere, ziemlich zusammenhängende Kalksteinschollen „von tausenden von Klüften splittig-rissig durchsetzt, so daß sie beim Straßenbau meistens mit einem Pickel bearbeitet werden konnten“ (dichte Zerklüftung). Dem Material nach herrscht jeweils örtlich nur eine bestimmte Gesteinsart vor. „Aufällig verschiedene Gesteinsarten sind meistens in schlierenförmige Schwärme oder Streifen geordnet, nur teilweise gemischt“ (vgl. Einknetungen von Bunter Breccie in Gries). Die Trümmernmassen großer alpiner Bergstürze zeigen nach den zitierten trefflichen Beschreibungen A. HEIMS (1883, S. 296; 1932, S. 96, 102f., 106) und nach eigenen Untersuchungen an der Flimser Bergsturzmasse also die wesentlichen Merkmale der Riesgriese: dichte Zerklüftung und Mörteltextur, und zwar umso besser, desto größer die Bergsturzmassen sind. Auch die Lagerung ist entsprechend: fremdartig auf höchstens oberflächlich gestörtem Untergrund.

Verwechslungsmöglichkeiten mit solchen Breccien bestehen im Ries aber nicht, denn mit Bergstürzen dieser Dimensionen (Fallhöhe: 2000 m, bewegte Masse: 12 km³ — Flimser Bergsturz) kann dort nicht gerechnet werden. Aber zur Erklärung des Vorgangs der Vergriesung und der Überschiebung der Trümmernmassen auf das Riesvorland bieten die großen Bergstürze wertvolle Analogien, auf die im Abschnitt 6. näher eingegangen wird.

Synsedimentäre oder resedimentäre Breccien (SANDER 1950, S. 338) kommen im mittleren und höheren Weißjura, insbesondere in der Randfazies des Massenkalks häufig vor. Sie sind durch Zerbrechung und mehr oder weniger weitgehende submarine Aufarbeitung bereits abgelagerten Kalkpelits und Wiederablagerung der Teilchen entstanden. In typischer Ausbildung unterscheiden sie sich von den Griesen durch folgende Merkmale: Form der Partikel überwiegend rundlich; Grundmasse aus mikrokristallinem Kalk, erfüllt von feinem, meist organogenem Schutt, schließt auch größere Fossilreste ein. Gelegentlich sind Einregelung flacher Partikel und Sortierung zu beobachten. Das Gestein ist oft grob gebankt und besitzt teilweise Mergelzwischenlagen. Wenn der Kalkpelit bei der submarinen Aufarbeitung bereits ziemlich verfestigt war, können die Breccienpartikel allerdings auch eckig ausgebildet sein. Um eine Entscheidung zu treffen, müssen dann möglichst viele Kriterien herangezogen werden.

Durch stärkere Sammelkristallisation in der Grundmasse entstehen Übergänge zu Kristallisationsbreccien (A. CAYEUX 1935 nach CAROZZI 1953). Die Breccienpartikel werden dabei auch mehr oder weniger angegriffen; sie werden eckiger und z. T. durch Calzitspältchen weiter zerlegt. Die vorwiegend grobkristalline calzitische Grundmasse ist das deutliche Unterscheidungsmerkmal gegenüber den Griesfelsen.

Zu den synsedimentären Breccien gehört auch das von ROLL (1932) als Riesgries beschriebene Weißjura ζ-Vorkommen nordwestlich Gammersfeld (R 44 30 280, H 54 08 200). FESEFELDT (1963, S. 14) rechnete das Vorkommen den „Röglinger Bankkalken sowie Unteren (? Oberen) Schiefer“ zu und hielt es auch für vergriest und allochthon. ZEISS (1964, S. 34 f.) kamen jedoch Bedenken gegen diese Deutung wegen des Übergangs der Breccien in ruhig



Abb. 16. Syndimentäre Breccie, Weißjura ζ nordwestlich Gammersfeld (R 44 30 280, H 54 08 200).

lagernde Plattenkalke und auch vertikalen Wechsels zwischen Breccienlagen und normal lagernden Schichtpaketen.

Bei genauerem Studium der Breccien und ihrer Übergänge in unversehrte Kalkschiefer erkennt man, daß das Zerbrechen des Gesteins nicht durch Zerpressung erfolgt ist, sondern durch Verbiegen und Zergleiten der Ablagerung, die nicht mehr ausreichend plastisch für eine Gleitfaltung war (Abb. 16). Die Deutung von ZEISS, daß es sich um eine syndimentäre Breccie handelt, kann also bestätigt werden.

Dieser Deutung widerspricht auch nicht die von ROLL (1932) besonders herausgestellte morphologische Erscheinung als Kuppe, die einer flachen Landschaft fremdartig aufgesetzt erscheint, und auch das Vorkommen Bunter Breccie, das in der Umgebung nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. GALL (München) durch Handbohrungen nachgewiesen worden ist, sagt über den Breccienkalkhügel selbst nichts aus. Diese Verhältnisse sind nach meiner Auffassung so zu deuten: Die Kalkbreccie ist gegenüber der Abtragung widerstandsfähiger als die normal gelagerten Plattenkalke. Daher trat sie in der präriesischen Landschaft als Hügel in Erscheinung. Nach der Plombierung mit Riestrümmern wird nun die alte Morphologie durch deren allmähliche Abtragung wieder freigelegt, so daß der Breccienhügel aus der von toniger Bunter Breccie gebildeten Umgebung herausragt.

Hangschuttbreccien sind je nach dem Einzugsgebiet mono- oder polymikt. Für den Vergleich mit den Griesen kommen nur die monomikten in Frage. Unregelmäßig geformte, eckige bis kantengerundete Bruchstücke sind

sperrig gelagert, entweder lose, mit etwas Lehm vermengt oder calzitisch (mikrokristallin, kalktuffartig oder makrokristallin, kalksinterartig) verkittet. Fossil-einschlüsse, vor allem Schneckenschalen, sind nicht selten. Im Unterschied zu den Griesen fehlt der typische Mörtel (Reibungsdetritus).

Verwitterungsbreccien sind an Massenkalkfelsen zu beobachten. Häufig erscheinen diese „wie eine Breccie, welche aus lauter eckigen, mehrere Zoll großen Bruchstücken zusammengefügt ist, und würde man nicht so viele hundertmal davon überzeugt, daß diese merkwürdige Struktur nur Folge der mannigfaltigsten Sprünge in anstehenden Felsen sei, so würde man sie für ein aus eckigen Bruchstücken am Rande der Alp zusammengebackenes Gestein halten“ (QUENSTEDT 1851, S. 406).

Diese rissige Textur ist vor allem an der Oberfläche der inhomogenen Weißjura ζ -Massenkalkfelsen zu beobachten. Sie ist eine Art von „dichter Zerklüftung“, die sich aber deutlich von jener der Griesmassen unterscheidet. Die Klüftflächen sind sehr uneben, haben nur kurze Erstreckung und gehen nur selten über Kreuzungsstellen in gleicher Richtung weiter. Sie zerlegen das Gestein lediglich oberflächlich in unregelmäßige Linsen und Brocken; nach innen zu wird es kompakt.

Auch dolomitischer Massenkalk neigt stellenweise zur Ausbildung ähnlicher Risse an der Oberfläche. Wenn die Verwitterung an diesen weiter angreift, entsteht durch Absanden einzelner Partien ein dem verwitterten Dolomit-Griesfels täuschend ähnliches Aussehen. Unterscheidung: Gestein innen kompakt, brecciöses Aussehen meist nur in einzelnen Zonen. Doch ist besonders bei Dolomiten nicht in jedem Falle eine sichere Entscheidung zu treffen.

4. Wirkungen auf den Untergrund

Das Liegende der Riestrümmermassen wird, wo immer es aufgeschlossen ist, von „normal“ gebautem Deckgebirge gebildet. Wenn es über das normale Maß hinaus gestört ist, dann sind diese Störungen im allgemeinen auf die Nähe der Riestrümmermassen beschränkt. Unmittelbare Wirkungen vom Ries auf den autochthonen Riesrand und das Vorries sind erstaunlich gering. Es ist beachtlich, wie nahe der „normale“ Bau an den morphologischen Riesrand heranreicht (Steinbruch Harburg-N = Ronheim, R 44 04 300, H 54 14 300: 2,5 km, Wemding-S, R 44 06 800, H 54 14 550: 0,3 km, Wemding-NE, R 44 06 950, H 54 16 850: etwa 1 km, nur z. T. mit riesischen Störungen — G. H. WAGNER 1964, S. 548). Die Wirkungen der Rieskatastrophe auf das Vorries sind hauptsächlich indirekt durch die Überschiebung der Riestrümmermassen erfolgt.

4.1. Schliff-Flächen

Die aussagekräftigsten Spuren, die die Riestrümmermassen von ihrer Überschiebung auf das Vorland hinterlassen haben, sind die Schliff-Flächen. Sie haben schon frühzeitig das Interesse der Geologen auf sich gezogen (O. FRAAS 1864; vgl. auch LÖFFLER 1964). Sie besitzen große Ähnlichkeit mit Gletscherschliffen. Daher konnte einst der Gedanke an einen Transport der Riestrümmermassen durch Eisschub (DEFFNER 1870, KOKEN 1898 und später) ernsthaft erwogen werden. Eine vollständige und endgültige Bearbeitung haben die Schliff-Flächen durch G. H. WAGNER (1957, 1964) erfahren. Dieser begrenzte den Begriff „auf die geschrammte Grenzfläche zwischen dem anstehenden Autochthon und den darauf überschobenen Fremdmassen“. Mit

dieser Beschränkung auf das Wesentliche gelang es ihm, ein einheitliches Bild dieser Erscheinung zu entwerfen. Die nachstehende Beschreibung stützt sich hauptsächlich auf die Untersuchungen WAGNERS.

Auf wohlgebanktem Gestein sind die Schliffe im Bereich ganzer Aufschlüsse auf einer einzigen Schichtfläche ausgebildet. Das Gestein, das darüber lag (Verwitterungsschutt, kleinere Kuppen), wurde durch die Riestrümmermassen abgehobelt und mitgerissen, das Liegende dagegen nicht wesentlich verletzt. Die Schrammung der Flächen ist äußerst gleichmäßig und zeigt sehr geringe Richtungsschwankungen. „Die Regelmäßigkeit der Schliffe läßt eine einzige und einheitliche, zügige Bewegung von großer Intensität vermuten“ (G. H. WAGNER 1964, S. 580).

Beispiele für Schliff-Flächen dieses Typs:

Gundelsheim, Stbr. Teich	R 44 14 950, H 54 19 550	gut aufgeschlossen
Möhren-N, Stbr. Mayer	R 44 17 250, H 54 23 200	gut aufgeschlossen
Weilheim-N, Bahneinschnitt, E-Seite	R 44 14 050, H 54 17 600	nicht aufgeschlossen
Wemding-NE, Stbr. Schneid, „A“	R 44 06 950, H 54 16 850	schlecht aufgeschlossen
Stbr. Schneid, „G“	R 44 07 000, H 54 16 770	schlecht aufgeschlossen
Kaisheim-SW, Stbr. Stadt Donauwörth	R 44 10 200, H 54 02 700	gut aufgeschlossen
Härtsfeldhausen-E, Stbr. Sieben Brunnen	R 36 01 680, H 54 10 560	schlecht aufgeschlossen
Buchberg, 2 Probeschächte, 2 Anschnitte	R 35 98 830, H 54 13 430	nicht aufgeschlossen
Lauchheimer Tunnel, Bahneinschnitt		
70 m östl. des Tunnels	R 35 94 700, H 54 15 400	nicht aufgeschlossen
Hechlingen-S, Stbr. Schneider	R 44 06 900, H 54 25 200	schlecht aufgeschlossen

Auf Massenkalk sind die Formen der Schliff-Flächen viel unruhiger. Sie folgen teilweise der kuppigen Massenkalkoberfläche, teilweise wurden aber auch neue Formen nach Zertrümmerung des Liegenden geschaffen. Auf den kuppigen Flächen sind die Schrammen sehr ungleichmäßig nach Stärke, Länge und Richtung ausgebildet. Sie werden von den Höckern abgelenkt, wobei meist deutlich eine Luv- und Leeseite zu erkennen ist. In Kolken erfolgten turbulente Bewegungen. Bei diesen Schliff-Flächen ist eine große Zahl von Messungen auf möglichst großer Fläche erforderlich, um eine gesicherte Aussage über die Gesamtbewegungsrichtung machen zu können.

In anderen Fällen, offenbar dann, wenn die Wucht der anbrandenden Riestrümmermassen zu groß und die Massenkalken zu stark exponiert waren, wurden diese zertrümmert und eine eigene Überschiebungsbahn wurde angelegt. Die Schrammung ist auf dem zertrümmerten Untergrund im allgemeinen gröber; sie kann den Furchen einer Pflugschar gleichen (Holheim-S), aber richtungsmäßig auch stark schwanken.

Beispiele für Schliff-Flächen dieser Art:

Harburg-N, Stbr. Bschor	R 44 04 300, H 54 07 300	Liegendes unzertrümmert, gut aufgeschlossen
Möhren-NN, Stbr. Dowisch	R 44 17 150, H 54 23 390	Liegendes unzertrümmert, schlecht aufgeschlossen
Harburg-S, Stbr. Zementwerk Märker		
(b. Schotterwerk)	R 44 04 360, H 54 04 830	Liegendes zertrümmert, schlecht aufgeschlossen



Abb. 17. Schliff-Fläche auf zertrümmertem Massenkalk. Sieglingscher Steinbruch südlich Holheim (R 36 07 300, H 54 10 050).

Holheim-S, Stbr. Siegling	R 36 07 300, H 54 10 050	Liegendes stark zertrümmert, parautochthon, gut aufgeschlossen
Forheim-NW, „Kiesgrube“	R 36 05 560, R 54 03 750	Liegendes stark zertrümmert, vermutl. autochthon, gut aufgeschlossen

Der im Sieglingschen Steinbruch südlich Holheim abgebaute Massenkalk ist nach Art der „dichten Zerklüftung“ der Griesse zertrümmert, aber nur unmittelbar unterhalb der Überschiebungsläche verruschelt („Mörteltextur“). Der Lage nach ist das Vorkommen nicht als völlig autochthon zu betrachten; die Scholle ist aber wohl auch nicht weit disloziert, so daß man sie als parautochthon bezeichnen kann. Im strengen Sinne der Definition handelt es sich also um keine echte Schliff-Fläche, dennoch ist sie sehr eindrucksvoll (Abb. 17). Im großen hatte sie die Form einer gewölbten Hirnschale, von der allerdings bereits der größte Teil dem Abbau zum Opfer gefallen ist.

Die in der Literatur noch nicht beschriebene Schliff-Fläche etwa 1 km nordwestlich Forheim (im „Kaibergfeld“) ist auf einem flachen Massenkalkhügel ausgebildet, der rings von Bunten Trümmern umgeben ist. In einem kleinen Steinbruch sind der Massenkalk, die Schliff-Fläche und die hangenden Bunten Trümmern erschlossen (Abb. 18). Der Massenkalk ist nach der Art der Griesse dicht zerklüftet, aber Verruschelung („Mörteltextur“) ist auf eine Zone bis 2 m unter der Schliff-Fläche beschränkt. Bis wenige dm unter der Schliff-Fläche ist das Gestein sekundär zu Griesfels verkittet.

Nach der Lage von Schwammquerschnitten (Platychonien) ist der Massenkalk „normal“, unverkippt gelagert. In der etwa 10 m in das Gelände eingesenkten Grube bildet sich auch während der nassen Jahreszeit keine Wasseransammlung. Auch dies spricht für autochthone Lagerung. Die in der Einfahrt zur Grube und am oberen Rand auf der NE-Seite aufgeschlossene Schliff-Fläche fällt i. M. mit 30° nach NE und besitzt eine etwas schräg zur Fallrichtung verlaufende grobe Schrammung. Deren Richtung streut zwischen 45 und 85°, Maximum bei 70°. Die Richtung zum Rieszentrum ist genau NE (45°). Das Hangende über der Schliff-Fläche besteht aus Bunten Trümmern, vor allem kleinen Keuperschollen und Dolomit-Griesen.

Die Befunde aus diesem Aufschluß können folgendermaßen gedeutet werden: Die Ries-Trümmern brandeten mit großer Wucht gegen einen exponierten Massenkalkhügel der präriesischen Landoberfläche und zertrümmerten ihn dabei. Der Hügel lenkte aber seinerseits die Bewegung der Trümmern etwas ab. Solche Einflüsse der Morphologie kann man auch auf anderen Schliff-Flächen im großen wie im kleinen beobachten.



Abb. 18. Überschiebung von Bunter Breccie auf wahrscheinlich autochthonen, stark zertrümmerten Massenkalk nordwestlich Forheim (R 36 05 560, H 54 03 750). Unten dicht zerklüfteter Massenkalk, darüber etwa 2 m verruschelt, unter Schliff-Fläche (Hammer!) sekundär verkittet; darüber Bunte Breccie.

Die verschiedenen Typen der Schliff-Flächen zeigen keine bestimmte räumliche Anordnung, sondern hängen von der Art des liegenden Gesteins und der präriesischen Morphologie ab. Naturgemäß gibt es alle Übergänge.

Eine besonders reizvolle Schliff-Fläche war im Herbst 1955 oberhalb der Buchmühle (jetzt Förderwerk) beim Bau der Druckleitung der Staatlichen Landeswasserversorgung (Stuttgart) erschlossen (R 36 00 500, H 53 94 410). Das Liegende bildeten wulstig gebankte, verschwammte Kalke des Weißjura ζ_2 mit buckliger Oberfläche. Deren Kuppen waren geglättet und mit feinen Kritzern versehen, die in ihrer Richtung von 164° über 0 bis 57° streuten, Maximum bei 7° . Die Nordseite der Buckel war deutlich stärker bearbeitet als die Südseite; die Überschiebung ist also von N erfolgt. Außerdem trug die geschliffene Fläche mit OMM-Sand erfüllte Pholadenbohrlöcher (Abb. 19). Demnach war sie einst die Basis der Oberen Meeresmolasse. Deren Sande wurden durch die anbrandenden Riestrümmernmassen abgehobelt und sind nun der überlagernden Bunter Breccie beigemischt. Durch das Abscheren der Sande wurde ein Teil der Bewegungsenergie der Riestrümmernmassen verbraucht, daher sind die Schriffe nur noch verhältnismäßig schwach zur Ausbildung gekommen. Auch hier ist eine Ablenkung durch die präriesische Morphologie (Verlauf des Egautals, das bereits angelegt war — HÜTTNER 1958, 1961) anzunehmen (Richtung zum Rieszentrum: 35°).

Die große Bedeutung der Schliff-Flächen beruht darauf, daß sie eindeutige Spuren von der Bewegung der Riestrümmernmassen überliefern. Wenn man den Begriff der Schliff-Flächen im Sinne der Definition von G. H. WAGNER faßt, dann ordnen sich die Bewegungsspuren ungefähr radial zum Rieszentrum an. Soweit der Bewegungssinn aus den Spuren erschlossen werden kann, weist er in allen Fällen riesauswärts (G. H. WAGNER 1964, S. 582).

Zur Erfassung des Bewegungssinns verdanken wir G. H. WAGNER (1964, S. 571, Abb. 35—37) besonders subtile Beobachtungen. Zurundung von Buckeln und Spaltenkanten auf der Stoßseite, dort auch tiefer einsetzende Schriffe; scharfer Abbruch am Rande von Spalten und stufenförmige Abbrüche auf der Fläche zum Lee; parabelförmige Risse an Spaltenkanten; asymmetrische Ausräumung älterer, lehmiger Spaltenfüllungen und Ersatz durch Bunte Breccie; Kleinstabschiebungen



Abb. 19. Schliff-Fläche beim Förderwerk Buchmühle südlich Dischingen (R 36 00 500, H 53 94 410). Bucklige Fläche auf verschwammten Weißjura ζ -Kalken mit Bohrmuschellöchern (chem. Basis der OMM) und zarten Schrammen. Photogr. Aufnahme im Rohrgraben der LWV von G. H. WAGNER, Herbst 1955.

im Sinne einer Wirbelbewegung in Spalten (evtl. auch Wirkung späterer Kompaktion); Verschiebungen auf Schichtflächen unterhalb der Schliff-Fläche, erkennbar durch Versatz präriesischer Klüfte, können als Kriterien dienen.

Die 20 bekannten Schliff-Flächen ordnen sich um das Ries von W über S bis NE an; im nordwestlichen und nördlichen Vorries sind sie nicht zu beobachten, da dort keine Gesteine anstehen, die in der Lage wären, Schriffe aufzunehmen und zu überliefern. Dazu waren lediglich die Kalke des Weißjura imstande. Schliff-Flächen finden sich daher nur im Albvorries. Trotz dieser Einschränkung vermitteln sie ein großartiges Bild von dem zentrifugalen Massentransport aus dem Ries (G. H. WAGNER 1964, Taf. 35, Fig. d; vgl. auch Beilage 2).

4.2. Zertrümmerung und Vergriesung des Autochthon

Im vorhergehenden Abschnitt wurde bereits die Zertrümmerung des Liegenden von Schliff-Flächen erwähnt, die einen Spielraum von „unmerklich“ bis „intensiv“ einnehmen kann. Doch auch ohne Beziehung zu aufgeschlossenen Schliff-Flächen kann häufig, insbesondere im Albvorries, eine mehr oder weniger

starke Zertrümmerung des Autochthon festgestellt werden. Diese ist grundsätzlich von derselben Art wie jene der allochthonen Schollen, also meist diagonale „dichte Zerklüftung“ im Massenkalk, „Plattenklüftung“ oder auch unregelmäßige dichte Zerklüftung in Bankkalken; „Mörteltextur“ (Verruschelung) tritt aber zurück. Sie ist, soweit feststellbar, in größerem Maße nur an der Oberfläche ausgebildet und dringt allenfalls in schmalen Störungszonen tiefer in das Gestein ein. Räumliche Zusammenhänge mit Riestrümmermassen sind häufig gegeben und legen die Annahme nahe, die Zertrümmerung auf deren Aufprall und Überschiebung zurückzuführen. Ausnahmen lassen sich durch Abtragung der überschobenen Riestrümmermassen erklären.

Entsprechende Beobachtungen wurden von W. v. KNEBEL (1902, S. 75), BENTZ (1927, S. 412), MÜNZING (1954, S. 54) und insbesondere von SCHRÖDER (1926, S. 8) sowie SCHRÖDER & DEHM (1950, S. 39, 50, 59) mitgeteilt.

Auf Blatt Neresheim fiel bei der Kartierung auf, daß die Zertrümmerung autochthoner Kalke besonders häufig im Norden des Blattgebietes (bei Schweindorf, Mörtingen, Weilermerkingen) vorkommt. Nach Süden tritt sie allmählich zurück und kommt bis gegen Iggenhausen nur noch vereinzelt vor. Da sie nicht nur an exponierten Hügeln der präriesischen Landoberfläche auftritt, sondern auch auf flachen, von ζ -Kalken gebildeten Verebnungen, kann man sie nicht allein mit dem Anbranden überschobener Fremdmassen erklären, sondern man muß darin auch die Wirkung des Aufpralls durch die Luft geschleuderter Trümmermassen sehen. Aus den Beobachtungen auf Blatt Neresheim kann man schließen, daß die Wurfbewegung im SW-Vorries hauptsächlich bis etwa 8 km vom Riesrand reichte. Die weiter südlich liegenden Riestrümmermassen sind überwiegend durch Gleiten auf der Landoberfläche an ihren Ablagerungsort gelangt.

4.3. Aufschürfungen autochthonen Untergrundes

Die rasante Gleitbewegung der Riestrümmermassen hat zu einer großartigen Umpflügung des Vorrieses geführt. Vor allem die weichen Gesteine der Molasse wurden tiefgehend aufgeschürft. Davon wurde bereits im Abschnitt 3.1. berichtet.

In diesem Zusammenhang sind noch Lagerungsstörungen in Sanden der Oberen Meeresmolasse westlich Ballmertshofen (Sandgrube nördlich Straße nach Zöschingen, R 36 00 750, H 53 93 350) zu erwähnen, die W. v. KNEBEL (1903 b, S. 255 f.) erstmalig beschrieben und mit dem Riesereignis in Zusammenhang gebracht hat. In dieser Grube stehen gut geschichtete Sande der OMM an. Die Schichten fallen mit $12\text{--}25^\circ$ nach NNW ein, im Süden steiler gelagert als im Norden. Sie werden von einem System von ENE streichenden und teils flach nach NNW ($35\text{--}45^\circ$), teils flach nach SSE ($20\text{--}35^\circ$) einfallenden Klüften durchkreuzt. An diesen lassen sich Verschiebungen mit aufschiebender Tendenz beobachten. Die Verschiebungsbeträge sind auf den nach N fallenden Klüften größer (5—10 cm) als auf den nach S einfallenden (1—3 cm). Es überwiegt also die Überschiebungstendenz nach Süden. Die Verschiebungsf lächen durchkreuzen und versetzen sich wechselseitig. Sie sind also gleichalt und bilden ein Scherflächensystem, das durch Druck aus NNW erzeugt wurde (Abb. 20). Daneben kommen auch noch einige steilere Kleinabschiebungen vor, die durch anderes Streichen und Fallen zeigen, daß sie nicht zu diesem Beanspruchungsplan gehören.

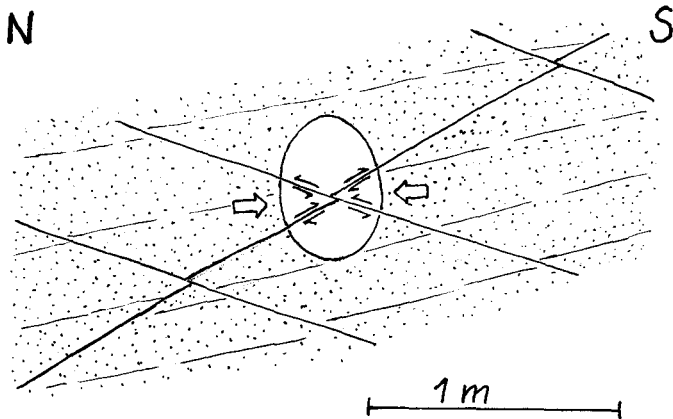


Abb. 20. Scherflächen in gestauchten OMM-Sanden, Sandgrube westl. Ballmertshofen (R 36 00 750, H 53 93 350).

Die Kartierung zeigte, durch GALL (1969) bestätigt, daß die Untergrenze der OMM hier ungestört ist. Die Verkippung und die Überschiebungen sind auf die an der Oberfläche anstehenden, lockeren Sande beschränkt. Es liegt daher nahe, sie mit der Überschiebung der Riestrümmernmassen in Zusammenhang zu bringen. Wenn man das präriesische Relief durch Abdeckung der Riestrümmernmassen rekonstruiert, sieht man, daß die Sande westlich Ballmertshofen einen Hügel gebildet haben, denn nördlich davon fehlen sie am Egautalhang. An den Nordfuß dieses Hügels brandete der Trümmerstrom an, bohrte sich in die Sande ein und stauchte sie nach S auf. Die Energie reichte jedoch nicht aus, um den Hügel völlig abzuhobeln.

Ähnliche Beispiele wurden von GALL (1969) beschrieben.

4.4. Schichtparallele Verschiebungen im Autochthon

Verschiebungen auf Schichtflächen treten im Autochthon gelegentlich unter Schliff-Flächen auf und stehen mit diesen offenbar in genetischem Zusammenhang. G. H. WAGNER (1964, Abb. 36) beobachtete im Steinbruch Weming-NE („G“), daß die die Schliff-Fläche tragende Bank um 1—2 dm im Sinne der darübergegangenen Bewegung mitgenommen worden ist. Grundsätzlich dieselbe Beobachtung machte G. H. WAGNER (1964, S. 579 f., Abb. 18, 19, 45) im Steinbruch Ursheim-E (R 44 07 050, H 54 23 050). Dort ist die Verschiebung jedoch wesentlich tiefer, nämlich unter einem Gesteinspaket von 12 m Mächtigkeit (wohlgebankte $w\beta$ -Kalke und unterster $w\gamma$ -, oben Schliff-Fläche) erfolgt. Bewegungsfläche ist eine einzige Mergelfuge, die durch besondere Ebenheit ausgezeichnet ist. Schrammen sind äußerst zart und selten. Verschiebungsbetrag und -richtung wurden von G. H. WAGNER aus dem Versatz von Großklüften ermittelt: das hangende Schichtpaket ist um etwa 1,20 m nach E verschoben worden. Eine zweite, gleichartige Fläche stellt die Bruchsohle, 2,7 m unter der ersten dar. Zarte Schrammen zeigen dieselbe Bewegungsrichtung an; über den Verschiebungsbetrag kann nichts ausgesagt werden.

Eine schichtparallele Verschiebung, die mit der Bildung einer Reibungsbreccie verbunden war, ist im Steinbruch Lauchheim-E (R 35 92 430, H 54 15 580) aufgeschlossen. HÖLDER (1942, S. 376) hat erstmals darauf hingewiesen („Griesbank auf dem Stettberg“) und seinerzeit in ihr zusammen mit einer ähnlichen Bildung an der „Krämerhalde“ (1,2 km südwestlich des Stettbergs, R 35 92 020, H 54 14 340) in Anlehnung an SEEMANN das Modell einer eigenständigen Ries-tektonik zu sehen geglaubt. G. H. WAGNER (1964, S. 543 und 555, Abb. 20 und 23), der den Aufschluß am Stettberg kleintektonisch näher untersucht hat, kam jedoch zur Ansicht, daß keine Beziehung zum Ries besteht: Eine 2—5 cm dicke Kalkbank im Weißjura β , auf der die hangenden Schichten 1,3 m weit nach S verschoben sind, ist auf der Oberseite geschrammt und zeigt typische Plattenklüftung. Jenseits einer kleinen, älteren Abschiebung setzt die horizontale Verschiebungsbahn in Form einer Reibungsbreccie fort. LÖFFLER (1964, S. 74) sah zwar einen Zusammenhang dieser Horizontalverschiebung mit der Überschiebung der Riestrümmermassen, doch stimmt die von G. H. WAGNER ermittelte Bewegungsrichtung damit nicht überein.

5. Verbreitung und Lagerung der Riesgesteine

Die Verbreitung der Riesgesteine (Bunte Trümmermassen, Bunte Kristallinbreccien und Suevit) ist durch die weitgehend fertiggestellte Kartierung im Ries und Vorries (vgl. Indexkarte auf der diesem Band beiliegenden geologischen Übersichtskarte = Beilage 1) bekannt, soweit sie nicht durch jüngere Sedimente (Riesseeablagerungen, sandige und lehmige Deckschichten) verhüllt werden. Insbesondere im Riesbecken sowie im östlichen und südlichen Vorries sind diese Deckschichten für die Erkenntnis der Verbreitung der Riesgesteine sehr störend.

Noch schwieriger ist die Erfassung der Lagerungsverhältnisse, da tiefe Aufschlüsse selten sind. Und auch bei guten Aufschlußverhältnissen kann man, vor allem in der Nähe des Riesrandes oder im Vorries, wenn z. B. vergriester Massenkalk über zertrümmertem autochthonem liegt, sehr in Zweifel geraten, ob die Lagerung autochthon oder allochthon ist und wo die Grenze zwischen anstehendem, durch die Rieskatastrophe aber noch etwas betroffenem Gestein und echten, weit dislozierten Fremdmassen zu ziehen ist.

Diese naturgegebenen Schwierigkeiten bedingen, daß theoretische Vorstellungen in die geologischen Karten Eingang finden mußten, um überhaupt zu einer kartographischen Aussage gelangen zu können. Im Lichte der dem heutigen Stand der Kenntnisse nach als einzig mögliche Erklärung der Riesphänomene fast allgemein angenommenen Meteoritentheorie ist daher eine Revision oder Umdeutung mancher Karten erforderlich. Die folgenden Ausführungen können somit nicht vollständig und abschließend sein.

5.1. Verbreitung und Lagerung der Bunten Trümmermassen

A. BENTZ (1927, S. 425 f.) hat eine Einteilung des von der Rieskatastrophe betroffenen Gebiets in 4 Zonen vorgeschlagen, die trotz der Ablehnung von W. KRANZ (1934) als zu schematisch, weitgehend angenommen wurde:

1. Zone der jungen Sedimentation: Riesebene
2. Schollen- und Schuppenzone
3. Zone der wurzellosen Schollen
4. Zone der REUTERSchen Blöcke

In der Riesebene, der Zone der jungen Sedimentation, ist der tiefere Untergrund durch jungobermiozäne Sedimente des Riesees und pleistozäne Kies-, Sand- und Lössablagerungen größtenteils verhüllt. Nur in einem 5—6 km breiten randlichen Bereich tritt das Liegende der Seeablagerungen in kleineren und größeren Erhebungen zu Tage. Es handelt sich dabei überwiegend um stark zerklüftetes bis vergriestetes Kristallines Grundgebirge, das häufig von Bunten Kristallinbreccien durchsetzt ist. Diese Kristallinschollen

bilden die Sockel der meisten der aus der Riesebene aufragenden Süßwasserkalkhöhen (z. B. Wallerstein, Galgenberg-Stoffelsberg, Steinberg, Wennenberg usw.). Sie stellen höhere Aufragungen des geophysikalisch ermittelten „kristallinen Ringwalls“ (REICH & HORRIX 1955) dar. Nicht selten findet sich auch Keuper sowie Muschelkalk (B. SCHRÖDER 1967) als Begleiter des Kristallins. Dieses kann, wie eine Wasserbohrung im Lambrückeller am Fuß des Stoffelsbergs (1911) ergeben hat, auch über Keuper liegen (BENTZ 1928, S. 74, LÖFFLER 1964, S. 76). Dadurch wird das Ergebnis der geophysikalischen Untersuchungen (REICH & HORRIX 1955) bestätigt, daß die Kristallinschollen im Ries wenigstens z. T. nicht mit dem im tieferen Untergrund anstehenden Kristallinen Grundgebirge in ursprünglicher Verbindung stehen, also nicht einfach emporgehoben, sondern auch horizontal verfrachtet sind.

Gegen den morphologischen Riesrand treten zunehmend auch Schollen und Schollenkomplexe des Lias, Dogger und Malm auf. Dazwischen finden sich vereinzelt meist kleinere Suevitvorkommen.

Wenige, meist nicht ausreichend tiefe Bohrungen, geben dennoch weitere Anhaltspunkte für die Verbreitung und Lagerung der Riesgesteine im Riesbecken:

Die Bohrung Deinigen I (1953/54; R 43 97 393, H 54 15 137; MOSEBACH 1964, PREUSS 1964, v. ENGELHARDT 1967, FÖRSTNER 1967) erbrachte im Liegenden der Riesseeablagerungen Suevit, der von 330 m bis zur Endteufe (350,4 m) in normaler Ausbildung vorliegt. Zwischen die Seesedimente und den Suevit schiebt sich eine durch Aufarbeitung von Suevit gekennzeichnete 40 m mächtige Übergangszone (290—330 m) ein.

Die Bohrung Wörnitzostheim (1965; R 44 00 050, H 54 11 700) ist, wie v. ENGELHARDT (1967, S. 173) und FÖRSTNER (1967, S. 284f.) zeigten, gut mit der Bohrung Deinigen vergleichbar. Doch reichen hier die Seeablagerungen nur bis etwa 13 m. u. G. Darunter folgt nach einer Übergangszone (13—25 m u. G.) Suevit (25—100 m u. G.). Dieser wird von Bunten Trümmernmassen unterlagert (bis Endteufe 180,0 m).

Andere Bohrungen trafen jedoch unter den Riesseeablagerungen keinen Suevit an: Bohrung Wallerstein (1948; R 36 07 780, H 54 17 940; NATHAN 1957): von 9,3—24,3 m jungobermiozäne Riesseeablagerungen und unter einer Aufarbeitungszone (24,3—29,0 m) bis zur Endteufe (56,0 m) Kristallines Grundgebirge. Bohrung Tuchfabrik Busse, Nördlingen (1950; R 36 09 730, H 54 14 300; NATHAN 1957): von 6 bis 126 m Riesseeablagerungen und unter einer Aufarbeitungszone (126—155,5 m) bis zur Endteufe (200 m) Kristallines Grundgebirge. Bohrung Malzfabrik Nördlingen (1950; R 36 09 820, H 54 13 610; NATHAN 1957): von 5,8 bis 91,7 m Riessee-sedimente, im unteren Teil (ab 85,7 m) mit Einschaltungen von Grundgebirgsbreccien; darunter bis Endteufe (119,0 m) Kristallines Grundgebirge, z. T. brecciös. Bohrung der Stadt Nördlingen am Freibad (1955; R 36 08 230, H 54 13 150; MÜNZING 1960): von 4,0 bis 23,3 m Riesseeablagerungen, darunter bis 96,4 m Bunte Trümmernmassen aus Keuper und Kristallinem Grundgebirge und bis Endteufe (107,0 m) Grenzschichten Lias-Dogger, nach LÖFFLER (1964, S. 76) möglicherweise anstehend.

Im Untergrund des Riesbeckens scheinen demnach durchweg Bunte Trümmernmassen, überwiegend als Anhäufungen grober Schollen, mit vorherrschendem Kristallinem Grundgebirge und Keuper vorhanden zu sein. Darüber lagert stellenweise eine Decke von Suevit. Die Grenzflächen haben offenbar einen sehr unebenen Verlauf.

Die Schollen- und Schuppenzone taucht randlich aus der Riesebene auf. Sie bildet im W und N weitgehend den morphologischen Riesrand und geht darüber noch einige km hinaus. Doch auch im S und E überdecken die Ablagerungen dieser Zone häufig den autochthonen Untergrund und bilden dann auch dort den morphologischen Riesrand.

Diese Zone ist durch ein buntes Schollenmosaik aller in den Bunten Trümmernmassen vorhandener Gesteine gekennzeichnet. Kleinerstückige Bunte Breccie fehlt nicht, tritt jedoch zurück. Die Schollen sind in wechselndem Maße beansprucht, verkippt, verbogen, zerrüttet, dicht zerklüftet bis vergriest. Manchenorts ist ein Schuppenbau festgestellt worden, so z. B. südlich Großsorsheim (SCHRÖDER & DEHM 1950, S. 112) oder am westlichen Riesrand, wo MÜNZING (1954, S. 73 f.) beim Bau von Wasserleitungen die Möglichkeit hatte, auf längeren Profilen Einblick in den Bau der Schollen- und Schuppenzone zu gewinnen. Das Streichen der Schollen war etwa N—S, also parallel zum Riesrand gerichtet, das Einfallen bald nach W, bald nach E. BARTHEL (1957) betonte die vorwiegend zum Riesrand konzentrische Anordnung der Schollen auf Blatt Fremdingen, eine Erscheinung, die auch auf den Blättern Öttingen (GERSTLAUER 1940) und Heidenheim (ZÖLLNER 1946) zu erkennen ist, also vorwiegend im Bereich des gegen das Albvorland gerichteten Riesrandes. Wichtig erscheint auch die Feststellung von MÜNZING (1954, S. 97), daß am westlichen Riesrand im östlichen Teil der Schuppenzone ältere Gesteine vorherrschen als im westlichen. Das deckt sich mit Beobachtungen von SCHRÖDER & DEHM (1950) am SE-Riesrand (vgl. S. 152).

Die Schollen scheinen teilweise nicht weit bewegt zu sein. Öfters genügen (theoretisch) geringe Senkungen oder Hebungen, um ihre Lage zu erklären (vgl. z. B. NATHAN 1925, S. 84, J. SCHRÖDER 1926, S. 3, SCHRÖDER & DEHM 1950, S. 124). Man wird sie dann am besten als *parautochthon* ansehen, d. h. indirekt durch die darüber hinwegbewegten Trümmernmassen eine kleine Strecke mitgenommen. Auch stratigraphisch tiefere Lage wenig beanspruchter Schollen am Riesrand kann so erklärt werden, wenn man ein Hinabschieben von Bergkuppen in präriesische Talungen (Albrandbucht von Ur-Wörnitz und Ur-Eger mit vorgelagerten Bergen) annimmt.

Die „Zone der wurzellosen Schollen“ schließt sich ohne scharfe Grenze nach außen an die Schollen- und Schuppenzone an und umfaßt das weite Vorries-Gebiet, in dem Bunte Trümmernmassen auf autochthonem Untergrund lagern. Die Schollen treten mit zunehmender Entfernung vom Ries gegenüber der Bunten Breccie zurück. Daher ist die von BENTZ gewählte Bezeichnung nicht treffend. Sie ist auch entbehrlich, da der Begriff „Vorries“ dasselbe Gebiet umschließt.

Die Riestrümmernmassen lagern im Vorries wie eine stark zerfetzte, löcherige Decke („Schleierdecke“, LÖFFLER 1924, 1926 a) auf einem alten Relief. Wenn deren Verbreitung nicht zu geschlossen ist, gelingt es, durch konstruktive Abdeckung eine Vorstellung von dem alten Relief zu gewinnen. Im Südwest-Vorries ergab sich dabei, daß es dem heutigen in den Grundzügen der Anlage entspricht, daß es aber auch in den Formen der heutigen autochthonen Albhochfläche gleicht (HÜTTNER 1958, 1961). Auffallend ist ein gewisses Anschmiegen der Riestrümmernmassen an das Relief der alten Landoberfläche. Dadurch wird dieses meist abgeflacht, aber seltener ganz verwischt oder gar umgekehrt. Durch kleinseismische Untersuchungen, ausgeführt vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (Hannover), wurde dieses Ergebnis bestätigt.

Die Verbreitung der Bunten Trümmernmassen zeigt die diesem Band beiliegende geologische Übersichtskarte (Beilage 1) in klarer Weise. Auffallend ist

eine große Ungleichmäßigkeit in Bezug auf das Riesbecken. Am weitesten reichen die Trümmerrmassen nach SW (26 km) und SSE (24 km vom nächstgelegenen Riesrand entfernt). Im Süden werden sie von der Donauniederung abgeschnitten. Im N kommen nur vereinzelte, isolierte Vorkommen (bis zur Entfernung von 11 km) über einen 3—4 km breiten Streifen (hauptsächlich Schollen- und Schuppenzone) am Riesrand hinaus. Im NW, wo die tiefsten Schichten des Autochthon (Keuper, Lias) anstehen, fehlen auch diese einzelnen Vorposten. Die große Verbreitung der Riestrümmerrmassen ist auf das Gebiet der Albhochfläche beschränkt.

Auf Weißjura erreichen die Riestrümmerrmassen die weiteste Entfernung vom Riesrand (26 km), dagegen auf Dogger nur 9, auf Lias 11 und auf Keuper 3 km. Auf Weißjura treten Riestrümmerrmassen als verhältnismäßig geschlossene Decke bis zu 20 km Erstreckung auf, auf Keuper-Lias-Dogger jedoch nur 2—4 km. Die Strecke, auf welcher das Riesbecken in den Weißjura eingetieft ist, verhält sich zu jener im Dogger, Lias und Keuper wie 8 : 7. Die Verbreitung der Riestrümmerrmassen auf dem Malm zu jener auf Dogger-Lias-Keuper dagegen etwa wie 10 : 1. Dabei ist der nördliche Teil des Weißjurazuges sowohl westlich wie östlich vom Ries als auch am südlichen Riesrand selbst noch verhältnismäßig arm an Riestrümmerrmassen. Erst auf der nach S absinkenden Albtafel stellt sich die weite Verbreitung ein.

Diese Relationen zeigen deutlich, daß die vieldiskutierte ungleichmäßige Verbreitung der Riestrümmerrmassen mit dem Bau der Schichtstufenlandschaft verknüpft ist und im Zusammenhang mit deren postriesischer Entwicklung steht.

Die Lagerung der Riestrümmerrmassen am Albtrauf zeigt, daß dieser sich seit der Rieskatastrophe im oberen Torton nur unwesentlich verschoben hat (MÜNZING 1960, S. 206). Daraus kann man jedoch nicht schließen, daß die Landschaftsentwicklung in den seither verflossenen 15 Millionen Jahren völlig stagniert hätte. Sie ist allerdings nicht immer gleichsinnig verlaufen, sondern Phasen der Absenkung und Reliefplombierung haben mit Phasen der Heraushebung und Reliefbildung abgewechselt (HÜTTNER 1961). Auf die seit alter Zeit verkarstete Albhochfläche blieb dieser Wechsel von geringer Wirkung; Plombierung und Erosion spielten sich vor allem in den Tälern und Senken ab. Von großem Einfluß war er auf das Albvorland. Hier mußten vor allem in der Tiefenlinie am Stufenrand, aber auch darüber hinaus, kräftige flächenhafte Aufschüttungen und dadurch Abschwächung des Reliefs der Schichtstufe erfolgen. Bei der nächsten Erosionsphase wurden die Flußläufe wieder ausgeräumt, tiefergelegt und die Tiefenlinie vor dem Albtrauf wieder herausgearbeitet. Erst wenn wieder ein steiler Albanstieg vorhanden war, konnte der Mechanismus des Traufrückschreitens von neuem in Gang kommen.

Die Rieskatastrophe fiel in eine Phase erhöhter Reliefbildung. Danach folgte eine Phase der Plombierung. Starker Rückstau der in die Alb hineinführenden Flüsse und dadurch bedingte Aufschüttungen im Albvorland müssen die Folge gewesen sein. Dazu kam noch die Verschüttung der Täler, insbesondere des in die Alb hineinführenden Wörnitztals bei Harburg durch Riestrümmerrmassen. Diese lokalen Erscheinungen wären aber bald beseitigt gewesen, wenn sie sich nicht mit den regionalen überdeckt hätten.

Im Pliozän erfolgte wieder eine Heraushebung und damit Ausräumung der Täler und Aufschüttungen sowie der Riestrümmerrmassen vor dem Albtrauf. Es ist kaum zu erwarten, daß bis heute noch Reste jener Aufschüttungen im Albvorland erhalten bleiben konnten, denn es kann sich bei dem starken Rückgang des Gefälls nur um feinklastisches Material gehandelt haben, das rasch wieder der Erosion zum Opfer gefallen ist. Ausnahmen bilden Süßwasserkalke im Altmühltal bei Treuchtlingen und im Rezattal, die nach BIRZER (1969 a) Reste der Ablagerungen eines postriesischen Sees sind, der durch Plombierung des Unterlaufs des von N nach S entwässernden „Ur-Mains“ durch Riestrümmerrmassen entstanden ist. Ebenso wie die Masse jener Ablagerungen mußten auch die Riestrümmerrmassen, vor allem das überwiegend weiche Keuper-

Lias- und Doggermaterial im Albvorland der Abtragung zum Opfer fallen. Die Riestrümmermassen auf der Albhochfläche wurden dagegen sehr viel weniger abgetragen, da sie, auf verkarstem Untergrund liegend, nach der Heraushebung bald der Wirkung größerer fließender Gewässer entzogen wurden (vgl. Erhaltung alter Lehmdecken auf der Albhochfläche).

Die ungleichmäßige Verteilung der Riestrümmermassen ist also durch die unterschiedliche Abtragung im Albvorland und auf der Albhochfläche zu erklären. Kräftige postriesische Abtragung im nördlichen und nordwestlichen Vorries wird allein schon durch die Tatsache bewiesen, daß die dem Riesrand aufsitzenenden Süßwasserkalke im N und NW das Vorland, d. h. das Ufer des ehemaligen Riessees, überragen.

Gewisse primäre Unterschiede in der Menge der nach N bzw. S ausgeworfenen Trümmermassen sind jedoch noch in Betracht zu ziehen. Sie können nach KRANZ (1949) dadurch bedingt sein, daß im S von der Sprengung noch der ganze Weißjura erfaßt wurde, im N in der Hauptsache nur das Albvorland. Dem entspricht, daß im N-Vorries die wenigen Griesmassen vorwiegend aus Unterem Weißjura gebildet werden, im S dagegen die Massenkalk-Griese (Oberer Weißjura) vorherrschen. Der dadurch bedingte primäre Mengenunterschied mag etwa 3 : 2 betragen. Der Gedanke an einen gerichteten Auswurf der Riestrümmermassen wird auch von physikalischer Seite abgelehnt (vgl. Beitrag DAVID in diesem Band).

Die Mächtigkeit der Riestrümmermassen schwankt stark; sie liegt meist im Bereich zwischen 0 und 80 m. Die größte bisher bekannt gewordene Mächtigkeit wurde von BIRZER (1969 a) in einer Bohrung in Monheim mit 139,5 m ermittelt. Eine Vorstellung von der Mächtigkeitsverteilung geben einige Bohrungen im Vorries:

Bohrung Oggenhausen (Wasserbohrung der Brauerei 1936; R 35 91 020, H 53 93 270; KRANZ 1949): 22 m Bunte Breccie über tertiären Süßwassermergeln und Weißjura ζ .

Bohrung Schweindorf (Wasserbohrung der Gemeinde 1963; R 36 04 590, H 54 06 660, eig. Aufnahme): 1,60 m Bunte Breccie über Weißjura ζ .

Bohrung Eglingen (Wasserbohrung der Gemeinde 1964; R 36 05 960, H 53 99 150; eig. Aufnahme): etwa 63 m Bunte Trümmermassen (Bunte Breccie und Griesschollen) über Weißjura ζ .

Bohrung Amerdingen (Wasserbohrung der Gemeinde 1954; R 36 09 650, H 54 00 250; NATHAN 1955, HÜTTNER 1958): 43,20 m Weißjurakalke, vorwiegend vergriest, über bunten Süßwassertonen und Oberer Meeresmolasse in strandnaher Ausbildung.

Bohrung Bergheim (1966; R 36 07 200, H 53 90 380; GALL 1969); 7,8 m Bunte Breccie über fluviatilen Geröllen und Süßwassertonen.

Bohrung Ebermergen (R 44 05 240, H 54 03 500; SCHEDELIG 1962 nach ANDRITZKY 1959): nach den genannten Autoren 45 m Bunte Trümmermassen, nach dem aufgeführten Profil aber nur 18 m mit Sicherheit; im Liegenden Süßwassertone, -mergel und -kalke, z. T. mit Braunkohlen über verkarstem Weißjura.

Bohrung Riedlingen (R 44 07 670, H 53 98 230; SCHEDELIG 1962): 11,5 m lehmige Überdeckung und Bunte Breccie über OSM, OMM und Weißjura.

Bohrung Monheim (1954, Parkettfabrik an der Abzweigung der Straße nach Wemding; BIRZER 1969 a): 139,5 m Riestrümmermassen über Weißjura.

Sehr aufschlußreich ist eine Reihe von Sondierungsbohrungen, die durch das östliche Vorries von der Lehmündung bis zur Treuchtlinger Bucht führte (BIRZER 1969 a): In 20 Bohrungen wurden meist stark mit OSM-Material vermischte Bunte Trümmermassen (überwiegend Bunte Breccie) in einer Mächtigkeit von 3—82,5 m über Oberer Süßwassermolasse oder Weißjurakalk angetroffen. Diese Reihe von Sondierungsbohrungen, die die Kenntnis über die Verbreitung der Riestrümmermassen im östlichen Vorries bedeutend erweitert hat, wird durch eine zweite,

kleinere Reihe von Sondierungsbohrungen nordwestlich Wittesheim und südwestlich Büttelbronn ergänzt (BIRZER 1969 b): von 6 Bohrungen trafen 5 Bunte Breccie in einer Mächtigkeit von 10,5 bis über 37,7 m über Oberem Weißjura an.

Über die Menge der am Riesrand und im Vorries lagernden Riestrümmersmassen liegen Abschätzungen von LÖFFLER (1926 a, S. 48 f. und 73), SCHRÖDER & DEHM (1950, S. 136) und HÜTTNER (1958, S. 281 f.) vor. Diese variieren stark, da von verschiedenen Voraussetzungen ausgegangen wurde. LÖFFLER schätzte die Menge der Riestrümmersmassen auf 45—50 km³; SCHRÖDER & DEHM kamen auf 92 km³, wobei auch das nördliche Vorries in derselben Weise mit Riestrümmersmassen überdeckt gedacht wurde wie das südliche. Meine Berechnung beschränkte sich auf das südliche Vorries, da nur dort die Trümmersmassen noch in größerer Verbreitung erhalten sind. Mit der Annahme einer Durchschnittsmächtigkeit von 20—24 m ergab sich eine Menge von 36—44 km³. Wenn man noch die im nördlichen Vorries lagernden Trümmersmassen hinzurechnet, erhält man 40—50 km³ heute noch am Riesrand und im Vorries vorhandener Trümmersmassen.

Zur Annahme einer Durchschnittsmächtigkeit von 20—24 m (LÖFFLER und SCHRÖDER & DEHM rechneten auch mit 24 m) ist zu bemerken, daß diese eher zu gering als zu groß ist. Andererseits ist aber die starke Beteiligung örtlich durch Aufschürfung beigemengten Materials abzuziehen. Daher mag die getroffene Annahme dennoch in der richtigen Größenordnung liegen.

Die ursprünglich aus dem Ries ausgeschleuderte Menge von Riestrümmersmassen errechnet sich nach den von REICH & HORRIX (1955, Abb. 36 und 37) auf Grund seismischer Messungen entworfenen Profilen unter der vereinfachenden Annahme, daß der Albrauf etwa die Riesmitte durchzogen hat (BENTZ 1925) zu 45 km³ für die südliche und 30 km³ für die nördliche Hälfte. Insgesamt dürften also ursprünglich etwa 75 km³ zertrümmerter Gesteinsmassen aus dem Ries ausgeworfen worden sein. In dieser Zahl sind die ins Ries wieder zurückgefallenen Trümmersmassen nicht berücksichtigt.

Die Zone der REUTERSchen Blöcke ist nach L. REUTER benannt, der auf Weißjurakalkblöcke, die im Raum südlich der Donau zwischen Ulm, Augsburg und Neuburg a. D. vorkommen, aufmerksam gemacht hat. Diese Blöcke waren bereits A. PENCK (1909) bekannt und sind von diesem, wie BRANCA & FRAAS (1907, S. 41) berichteten, mit dem Ries in Beziehung gebracht worden. REUTER (1926) hat ihre Verbreitung und Lagerung systematisch untersucht und sie ebenfalls aus dem Ries abgeleitet. W. STEPHAN (1952) teilte weitere Beobachtungen mit und suchte eine Erklärung in Verbindung mit örtlichem Molassevulkanismus. Neuerdings hat I. SCHÄFER (1957, S. 25—33) das Problem der Herkunft dieser Blöcke zusammenfassend diskutiert. Vgl. auch den Beitrag von HEROLD in diesem Band.

Es handelt sich um eckige bis kantengerundete Blöcke aus Weißjurakalk (nach REUTER überwiegend δ — ϵ -Massenkalk, nach SCHÄFER vorwiegend γ — δ), die in der Regel 20—40 cm Durchmesser und ein Gewicht von 10—25 kg besitzen; seltener kommen auch zentnerschwere Blöcke vor. Sie finden sich „vornehmlich im Bereich der alt- und ältestdiluvialen Terrassen, und zwar vor allem an der Sohle ihrer Schotter oder z. T. schon im liegenden Tertiär“ (SCHÄFER). Vereinzelt kommen sie auch in jüngeren Schottern im gesamten Profil vor. Sie sind dort durch Umlagerung älterer Schotter zu erklären (REUTER). Aber auch im Tertiär (Obere Süßwassermolasse) ohne Schotterüberlagerung wurden sie von A. PENCK und W. STEPHAN beobachtet.

W. STEPHAN führte neben den am häufigsten auftretenden Malmkalken (mittlerer bis höherer Malm, selten tieferer) auch oberen Dogger (Eisenoolithmergel), Oberkreide (Kalksandsteine) und — mit Vorbehalt — miozäne Mergel an. Allerdings sind die von STEPHAN beschriebenen Blöcke im Durchschnitt kleiner (3—4 cm, maximal 20 cm) als die typischen REUTERSchen Blöcke.

Aus der stratigraphischen Lage kann nach I. SCHÄFER ein Zusammenhang der REUTERSchen Blöcke mit dem Ries weder bewiesen noch widerlegt werden. Die Blöcke liegen „durchwegs auf Schichten, die an die Grenze Torton/Sarmat fallen oder älter sind“. Überlagert werden sie von Altpleistozän. Somit reicht der mögliche Zeitraum für ihre Ablagerung von der Grenze Torton/Sarmat (Riesereignis) bis zum Oberpliozän.

Fluviatiler Transport, Verfrachtung durch Eisschollen oder Solifluktion sind auf Grund der paläogeographischen Verhältnisse nach I. SCHÄFER mit Sicherheit auszuschließen. Es bleiben also nur die beiden Deutungsmöglichkeiten: autochthoner Molassevulkanismus oder Riesschutt. Die von STEPHAN angeführten Blöcke wegen ihrer andersartigen Zusammensetzung und Größe von den typischen REUTERSchen Blöcken abzusondern und anders zu erklären, will nicht recht befriedigen. Die Andersartigkeit dieses im Tertiär eingeschlossenen Brockhorizonts läßt sich durch einen Prozeß der Auslese verstehen, dem die typischen REUTERSchen Blöcke unterworfen waren. Denn diese befinden sich auf einer ehemaligen, präpleistozänen Landoberfläche, auf der sie angereichert sind. Es ist also mit REUTER anzunehmen, daß die Blöcke primär ins Tertiär eingelagert und allmählich durch die Denudation freigelegt wurden. Dabei wurden weichere Gesteine zersetzt und kleinere Blöcke fortgeschwemmt. So kam es zur Anreicherung des widerstandsfähigsten Materials, der typischen REUTERSchen Blöcke.

Wenn auch gegenwärtig keine abschließende Beurteilung der REUTERSchen Blöcke gegeben werden kann, so muß doch betont werden, daß durch die Meteoritentheorie die Möglichkeit der Herleitung aus dem Ries sehr viel näher gerückt worden ist.

5.2. Verbreitung und Lagerung der Bunten Kristallinbreccien

Bereits in der Übersicht (Abschnitt 2.3.) wurde auf das Grundsätzliche des Auftretens der Bunten Kristallinbreccien hingewiesen, nämlich a) gangförmig in dislozierten Schollen und b) als kleinere, unregelmäßig begrenzte Komplexe innerhalb der Bunten Trümmernmassen. Sie unterscheiden sich von der Bunten Breccie deutlich durch Vorherrschen oder alleiniges Vorkommen verschiedenen Kristallinen Grundgebirges — nur in geringem Maße und nicht immer sind kleine Partikel aus Keuper- und noch seltener aus Juramaterial beigemischt — sowie durch die Feinkörnigkeit und gute Durchmischung. Infolge der starken Zersetzung können sie aber leicht der Beobachtung des Kartierenden entgehen. Ihre Verbreitung fällt mit jener der Bunten Trümmernmassen zusammen.

Besonders aufschlußreich sind die gangförmigen Vorkommen, die meist an Grundgebirgsschollen geknüpft sind (BRANCO 1903 a). Diese finden sich sowohl im Ries als auch im Vorries. BRANCO (1903 a) hatte bereits erkannt, daß sie nicht als Reibungsbreccien gedeutet werden können und daß sie sich auch deutlich von vergriestem Grundgebirge unterscheiden. Bezeichnend ist der

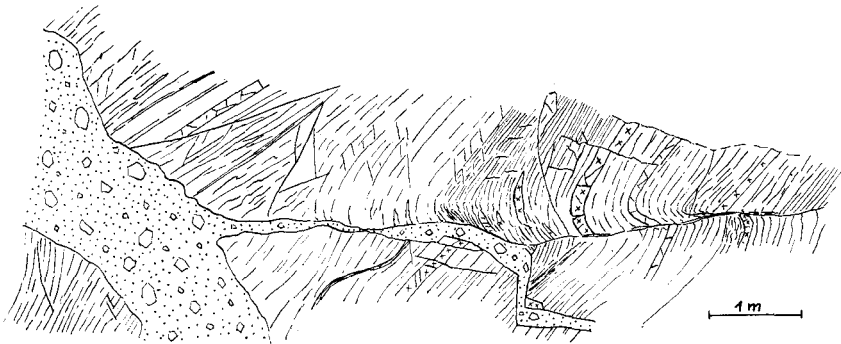


Abb. 21. Verzweigtes Gangsystem von Bunter Kristallinbreccie in Gneis. Aufschluß 300 m nordwestlich Klostermühle Maihingen (R 36 09 130, H 54 22 690). Nach einer Skizze von G. H. WAGNER (Bunte Kristallinbreccie schematisch dargestellt).

intrusive Verband, in dem sie mit dem Grundgebirge stehen. DEHM (1931, S. 166, Abb. 6) hat ein sehr instruktives Beispiel aus einer Grube nordöstlich Sulzdorf (R 44 10 900, H 54 08 100) beschrieben (vgl. auch BRANCO 1903 a, S. 62, Abb. 7): einheitlicher, stark zersetzter Granit ist von verzweigten, netzartig verbundenen Gängen mit feinkörnigen Bunten Kristallinbreccien durchsetzt. Die Intrusion muß in der Tiefe erfolgt sein, und zwar vor dem Auswurf dieser Scholle oder zu Beginn. Eine spätere Gangfüllung dieser Art, evtl. während des Überschiebungsvorgangs auf das Vorries, ist kaum vorstellbar.

Ein weiteres bemerkenswertes Beispiel für diese Verbandsverhältnisse liefert ein kleiner Aufschluß etwa 300 m nordwestlich der Klostermühle Maihingen (R 36 09 130, H 54 22 690). Der Aufschluß befindet sich in einem großen Grundgebirgskomplex in der Nähe des nordwestlichen Riesrandes. Nach ACKERMANN (1958, S. 136 ff.) steht granatführender Gneis an, der von Granitstotzen durchsetzt wird. Eine Gneispartie wird von einem verzweigten Gang mit Bunter Kristalliner Breccie durchschlagen (Abb. 21). Der flachliegende Ast ist stark ausgedünnt; die hangenden Gneisschichten sind geschleppt. Anscheinend ist der Gang bei der Bewegung, die die Schleppung verursacht hat, ausgedünnt worden. Das würde bedeuten, daß die Gangfüllung vor oder spätestens mit der Heraushebung der Grundgebirgsscholle erfolgt ist. In anderen Fällen ist eine gangförmige Lagerung nicht erkennbar, sondern häufig nur ein Kontakt zu Kristallinem Grundgebirge.

Besonders wichtig sind die Vorkommen von Bunten Kristallinbreccien, die gangförmig in Sedimentgesteinen eingelagert sind. DEHM (1931, S. 166 f.) hat einen Gang am Schwalbenberg nördlich Fünfstetten (R 44 09 640, H 54 12 510; 4 km vom Riesrand entfernt) beschrieben, der eine allochthone Scholle von Weißjura β durchschlägt (s. auch G. H. WAGNER 1965, S. 210 f.). Die wohlgebankten Kalke des Weißjura β sind zerrüttet und verkippt (15/30 W) und werden von einer 10—30 cm breiten Gangspalte mit grünlicher, sehr feinkörniger Bunter Kristallinbreccie durchsetzt (Abb. 22). Die Spalte hat einen im kleinen unebenen, im großen jedoch ziemlich gleichmäßigen Verlauf (35/70 E). Die Ränder korrespondieren ungefähr miteinander. „Querschnitt, Verlauf und Füllung des Ganges lassen die Annahme einer Spaltenfüllung von oben her nicht zu“ (DEHM



Abb. 22. Bunte Kristallinbreccie gangförmig in allochthoner Weißjura β -Scholle. Schwalbenberg nördlich Fünfstetten (R 44 09 640, H 54 12 510).

1931). Die Intrusion der Kristallinbreccie muß vor oder zu Beginn des Auswurfs dieser Scholle erfolgt sein. Während der Überschiebung auf das Vorries ist sie kaum noch vorstellbar; es müßte dann auch Bunte Breccie beigemischt sein.

SCHRÖDER (1926, S. 5) und SCHRÖDER & DEHM (1950, S. 113) beschrieben zwei benachbarte Gänge von Bunten Kristallinbreccien, die eine Braunjurascholle südlich Großsorheim (R 44 00 670, H 54 06 380) diskordant durchsetzen. Wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse lassen sich aus diesem Vorkommen keine weiteren Schlüsse ziehen.

Nördlich der Straße Reimlingen—Herkheim befindet sich im Reimlinger Hahnenberg eine große „Kiesgrube“ (R 43 89 980, H 54 10 800). Das Gestein — nach NATHAN (1925, S. 81) wahrscheinlich *dentatum*-Zone — ist teils zerrüttet und teils richtig vergriest. Darin finden sich mehrere Einlagerungen von grünlichen, stark zersetzten Bunten Kristallinbreccien. NATHAN (1925, S. 81, Fußnote) hatte den Eindruck, daß sie von unten her in die Weißjurakalke eingepreßt worden sind. Teilweise sind sie mit dem Gries verknüttet (ähnlich wie präriessische Spaltenlehme; Abb. 23). Die Intrusion der Bunten Kristallinbreccien hat demnach vor der Vergriessung stattgefunden.

Aus diesen Befunden kann zusammenfassend festgestellt werden, daß die Bunten Kristallinbreccien vor oder zu Beginn des Auswurfs der Riestrümmer-

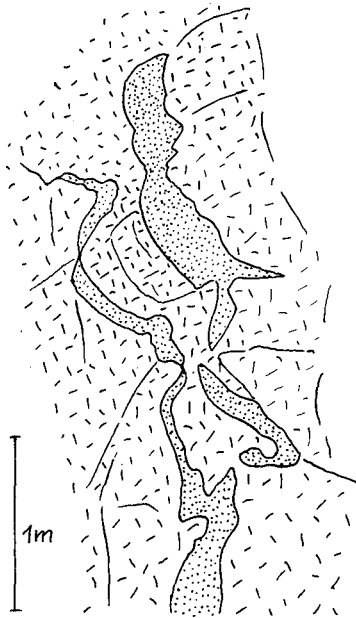


Abb. 23. Bunte Kristallinbreccie mit Gries verknettet. „Kiesgrube“ am Reimlinger Hahnenberg (R 43 89 980, H 54 10 800).

massen gebildet wurden. Sie drangen vor allem in das Kristalline Grundgebirge ein, das anschließend oder im Verlauf desselben Prozesses mit diesen zusammen aus dem Ries herausgeschleudert wurde. Vereinzelt gerieten diese gangartigen Intrusionen aber auch bis in die Schichten des Dogger und Malm, und zwar ehe diese als allochthone Schollen auf das Riesvorland gelangt waren.

5.3. Verbreitung und Lagerung des Suevit

Die Verbreitung des Suevit — auf der diesem Band beiliegenden geologischen Übersichtskarte (Beilage 1) deutlich zu erkennen — unterscheidet sich von jener der Bunten Trümmerrmassen durch engere Begrenzung des Verbreitungsgebietes und in diesem wiederum durch Auftreten in kleineren Arealen. Er nimmt nur 2,5 % der Fläche der Bunten Trümmerrmassen ein.

Über die Vorkommen im Riesbecken wurde bereits im Abschnitt 5.1. berichtet: Suevit tritt in meist kleineren Vorkommen in einer randlichen Zone des Riesbeckens zu Tage (vor allem im SE), wurde aber auch unter Riesseesedimenten erbohrt. Auf Grund anderer Bohrungen, die ihn nicht antrafen, ist jedoch keine geschlossene Verbreitung anzunehmen.

Am Riesrand, in der Schollen- und Schuppenzone, treten ringsum meist kleinere Vorkommen auf. Im nördlichen und nordwestlichen Vorries kommen die Suevite über diese 2—3 km breite Zone hinaus nicht vor, wie auch die Bunten Trümmerrmassen darüberhinaus nur noch sporadisch auftreten.

Im südlichen und östlichen Vorries tritt Suevit bis zu einer Entfernung von 10 km vom Riesrand auf, und zwar recht ungleichmäßig gestreut. Besonders ver-

breitet ist er im SSW-Vorries, in einer Zone gehäuft, die 4—10 km vom Riesrand entfernt ist. Die Verbreitung ist deutlich an die der Riestrümmermassen gebunden, und zwar in der Form, daß nur dort Suevit in den Riestrümmermassen zu finden ist, wo auch Bunte Trümmermassen in der Nähe sind (SCHRÖDER & DEHM 1950, S. 126). Der 3—4 km breite, morphologisch hochgelegene Streifen am südlichen Riesrand, der arm an Riestrümmermassen ist, enthält auch nur wenige Suevitvorkommen.

Die Verbreitung ist also deutlich von der postriesischen Denudation beeinflusst. Ganz vermag deren Wirkung das ungleichmäßige Auftreten des Suevits jedoch nicht zu erklären. Solche Unterschiede wie das gehäufte Auftreten im SW und die wesentlich geringere Verbreitung im SE (bei gleichgroßer Verbreitung der Bunten Trümmermassen) müssen wohl primäre Erscheinungen sein.

Die Lagerung der Suevitvorkommen wurde von BRANCO, der vorher die Tuffschlote der Schwäbischen Alb im Uracher Gebiet untersucht hatte, in Analogie mit diesen gesehen (BRANCO & FRAAS 1901, S. 126 ff., BRANCO 1903 a, S. 46), obwohl dafür nur vereinzelte Anhaltspunkte vorhanden waren. Von M. SCHUSTER (1926) stammt die bekannte Einteilung in „Schlottrasse“ (in Förderschloten gelagert) und „Wannentrasse“ (deckenförmig in Mulden gelagert), die mehr theoretischen Überlegungen als praktischen Untersuchungen entsprang. Von KRANZ (1920, 1922, 1926) wurde mehrfach die auch von BENTZ (1928) und MOOS (1928) vertretene Ansicht geäußert, daß die Suevite im Vorries zu einem gewissen Teil aus dem Ries stammen können. Schließlich kamen SHOEMAKER & CHAO (1961) auf Grund kurzer Geländeuntersuchung, unbelastet von alten Lehrmeinungen, zu der Ansicht, daß alle Suevitvorkommen aus dem Ries stammen und dort als Decken ohne Tiefenfortsetzung lagern. Dieser Auffassung pflichteten PREUSS (1964), HÖRZ (1965), v. ENGELHARDT (1967) u. a. bei.

Dem Befund im Gelände nach ist in den meisten Fällen eine decken- oder muldenförmige Lagerung der Suevite am wahrscheinlichsten. Es gibt jedoch einige Stellen, an denen demgegenüber die Schlotnatur offenkundig zu sein scheint. Wichtigstes Beispiel ist der Steinbruch „Altebürg“ (R 36 05 150, H 54 09 450). Dort sind fast senkrechte, z. T. sogar überhängende Kontakte zu allochthonem Weißjura γ -Kalk im Osten und zu teilweise vergriestem, vermutlich ebenfalls allochthonem Schwammkalk des mittleren Weißjura im N aufgeschlossen. Mittels 13 Bohrungen, für die das Geologische Landesamt Baden-Württemberg Mittel bereitstellte, wurde die Steinbruchsohle in durchschnittlichem Abstand von 15 m abgebohrt (1964: HÜTTNER & WAGNER 1965 a, 1965 ergänzt). Keine der Bohrungen erbrachte eine Fortsetzung des Suevit in die Tiefe, sondern jeweils nach durchschnittlich 10—15 m Suevit wurde teilweise vergriester Weißjurakalk oder Bunte Breccie angetroffen. Mehrfach wurden eingeschlossene Weißjurakalkschollen durchfahren. Der Suevit ist also in ein von Bunten Trümmermassen gebildetes steiles Relief eingelagert. Er erreicht zusammen mit dem im Steinbruch anstehenden Teil eine Mächtigkeit von etwa 40 m. In Anbetracht des stark zerrütteten Nebengesteins war eine Erhaltung der steilen Kontakte nur möglich, wenn die Sueviteinlagerung der Ablagerung der Bunten Trümmermassen unmittelbar gefolgt ist.

Ein kleines Modellbeispiel dafür ist im hinteren Steinbruch der Stadt Nördlingen, 1 km südöstlich Holheim (R 36 07 630, H 54 10 130) aufgeschlossen (Abb. 24). Eine 2,5 m breite Gangspalte, die mit stark verwittertem Suevit erfüllt ist (vgl. G. H. WAGNER 1965, S. 215), durchsetzt den verkippten und zerrütteten, wohl parautochthonen Weißjura δ -Kalk. Die Spalte ist dadurch ent-

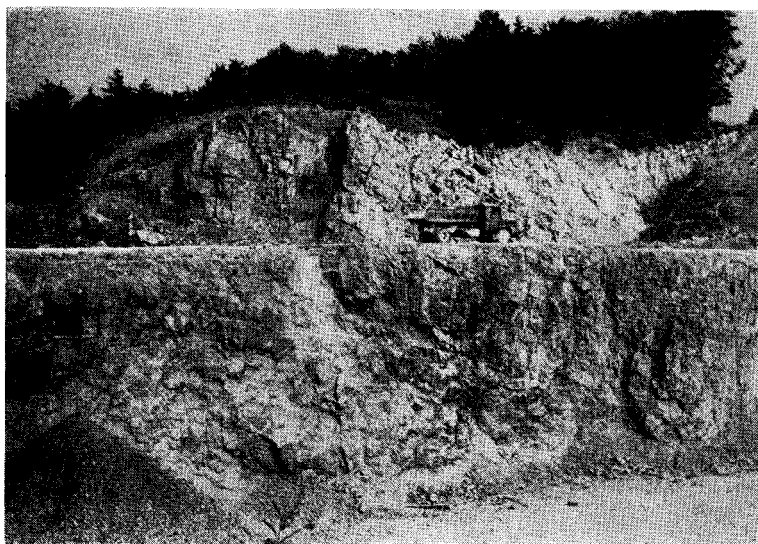


Abb. 24. Sueviterfüllte Spalte in parautochthonem oder allochthonem Weißjura δ . Steinbruch der Stadt Nördlingen 1 km südöstlich Holheim (hinterer Bruch; R 36 07 630, H 54 10 130). Die Spalte findet an der unteren Abbauwand (etwa 2 m unter der oberen Bruchsohle) ihr Ende.

standen, daß das südliche hangende Schichtpaket auf einer schichtparallelen Ruschel etwa 2,5 m nach S bewegt worden ist. Die Spalte, die keine Fortsetzung nach unten besitzt, muß unmittelbar nach der Öffnung von oben mit Suevit erfüllt worden sein, denn sonst wäre sie zusammengestürzt.

Spaltenförmige Lagerung von Suevit findet sich auch im Steinbruch Rieder (1 km SW Fronhofen, R 43 93 960, H 53 99 670) auf der Südwand des Steinbruchs im zerrütteten, nur im Süden stärker zertrümmerten Weißjura δ -Kalk. Der Suevit am „Jochbuck“ (800 m östlich Fronhofen, R 43 95 610, H 54 00 360) ist nach SCHALK (1957, S. 33 und 42) von vergriestem Nebengestein (Weißjura δ) umgeben. 200 m östlich des Steinbruchs Rieder südlich Burgmagerbein hat SCHALK (1957, S. 83) 2 kleine Suevitvorkommen (R 43 97 130, H 54 00 880) und R 43 97 220, H 54 00 920) kartiert, bei welchen — nicht sehr gut aufgeschlossen — ein steiler Kontakt zu teilweise vergriestem, dunklem Weißjurakalk zu erkennen ist. SCHALK (1957) gab hier zwar autochthonen Massenkalk an und deutete die Dunkelfärbung als Frittung, doch ist es wahrscheinlicher, daß eine allochthone Scholle den Kontakt bildet.

Die angeführten Vorkommen, einst als Beweise für die Schlotnatur der Suevite angesehen, können oder müssen nun als von oben mit Suevit erfüllte Spalten gedeutet werden. Auch das Vorkommen am Heerhof (R 36 02 900, H 54 15 000), das wegen seines reichen Inhalts an Fladen („Bomben“) als typische Förderstelle galt, ist nach dem Ergebnis von 19 Bohrungen (1964/65) ein verhältnismäßig flach gelagerter Erosionsrest einer einst weiter verbreiteten Decke (Suevitmächtigkeit bis 15 m), die auf Bunten Trümmerrmassen lagert (HÜTTNER & WAGNER 1965 a).

Im SW-Vorries ergab sich bei genauer Kartierung mit dem Bohrstock (HÜTTNER 1958, HÜTTNER & WAGNER 1965 b), daß die Suevitareale auffallend zerlappt und mit Bunten Trümmerrmassen verzahnt sind, insbesondere Schollen aus kompakteren Gesteinen (Weißjurakalke, Braunjurasandsteine) bilden ein-

springende Zwickel im Suevit. Dieses Kartierungsergebnis läßt sich am besten dadurch erklären, daß eine Suevitdecke auf einem sehr unruhigen Relief — der Oberfläche der Riestrümmermassen — abgelagert wurde. Bohrungen bei Eglingen—Osterhofen und im Duttonsteiner Wald haben eine wellige Auflagerung des Suevit auf Bunten Trümmermassen (im Duttonsteiner Wald auf vermutlich anstehender Oberer Süßwassermolasse) ergeben (Bohrprofile z. T. in HÜTTNER & WAGNER 1965 a). Die gegenwärtige Landoberfläche stellt einen durch die postriesische Abtragung bedingten Schnitt dar, unter welchem nur noch Reste des Suevit in morphologisch tieferer Lage erhalten geblieben sind.

Ganz entsprechende Lagerung ist in dem von TREIBS (1950) bei Otting kartierten Suevit nach 67 Bohrungen des Zementwerkes Märker, die G. H. WAGNER ausgewertet hat, anzunehmen. Der Suevit besitzt eine durchschnittliche Mächtigkeit von etwa 10 m (maximal 23,5 m) und lagert einer unruhig gewellten Fläche auf. Die Auflagerung auf Bunter Breccie ist am Eingang zum Steinbruch (R 44 11 700, H 54 16 050) gut erschlossen. Auch im Steinbruch Aumühle (R 43 99 800, H 54 26 800) kann man die Lagerung des Suevit über Bunten Trümmermassen mit starkem Relief sehen (vgl. G. H. WAGNER 1965, Taf. 18).

Texturelle Untersuchungen mit dem Ziel, aus der Lagerung der Suevitfladen auf den Ablagerungsvorgang und die Herkunft zu schließen, sind von HÖRZ (1965) und G. H. WAGNER (1965) durchgeführt worden. Diese Untersuchungen sind methodisch schwierig, da man die Fladen höchst selten in ihrer wahren Lagerung im Anstehenden einmessen kann, sondern meist nur die Anschnitte an der Aufschlußwand sieht. Auf methodisch verschiedenen Wegen kamen HÖRZ und WAGNER zu dem Ergebnis, daß die Lagerung der Fladen in den Steinbrüchen Otting, Aumühle und Bollstadt in der Mehrzahl geometrisch auf das Rieszentrum bezogen ist. Ein Transport aus dem Ries ist auf Grund dieser Untersuchungen wahrscheinlich.

LÖFFLER (1926 b) und AHRENS & BENTZ (1929) glaubten auf Grund der Beobachtung von geschichtetem Suevit im Wechsel mit tuffitartigen, kalkigen Bänken im Steinbruch Aumühle eine mehrphasige Förderung des Suevit feststellen zu können. G. H. WAGNER (1965) rückte dieses Problem wieder ins Licht. Leider ist ein wichtiger Teil des Aufschlusses verwachsen, so daß noch keine endgültige Klärung erfolgen konnte. Auch NATHAN (1935, S. 26) deutete ein Profil von geschichtetem Suevit in der „Traßgrube“ nördlich Hürnheim im Sinne einer mehrphasigen Suevitförderung. Die von den genannten Autoren beobachteten Verhältnisse werden sich vielleicht durch sekundäre Prozesse wie Verschwemmung, Rutschung und Sackung des noch unverfestigten Suevit erklären lassen. Da ich keine neuen Beobachtungen anführen kann, mögen diese Andeutungen genügen.

Zu erwähnen sind noch eigenartige feinkörnige, sandige Suevite, die im südwestlichen Vorries bei Eglingen—Amerdingen—Aufhausen—Bollstadt auftreten. Sie sind mir bereits bei der Kartierung von Blatt Neresheim (HÜTTNER 1958) im Bohrstock aufgefallen. Bei maschinellen Bohrungen (1965) fanden sie sich östlich Eglingen in mehreren Bohrungen wieder. Aufgeschlossen sind (oder waren) sie in den Suevitbrüchen Aufhausen (= Seelbronn; R 36 08 150, H 54 00 800), Amerdingen (R 36 09 600, H 53 99 400) und Bollstadt (R 34 90 300, H 54 01 300; Aufschluß nicht mehr existierend).



Abb. 25. „Gang“ aus feinkörnigem, sandigem Suevit in normalem Suevit. Suevitbruch Aufhausen (R 36 08 150, H 54 00 800), vorderer (westlicher) der beiden „Gänge“.

Im Suevitbruch Aufhausen finden sie sich in Form von zwei Gängen, die sich vom normalen Nebengestein deutlich absetzen. Der vordere (westliche) Gang streicht bei annähernd seigerer Stellung $170\text{--}180^\circ$, ist oben 1 m breit und verschmälert sich nach unten etwas (etwa 5 m hoch aufgeschlossen; Abb. 25). Nach Aussage von Steinbrucharbeitern ist er etwa 25 m im Streichen bereits abgebaut worden. Auf dem hinteren (östlichen) Gang hat bereits G. FISCHER (1965) hingewiesen. Er ist oben 60—70 cm mächtig und verjüngt sich nach unten, dabei etwas umbiegend.

In Amerdingen ist an der SE-Seite der Straße nach Eglingen bei der St. Anna-Kapelle dasselbe Gestein aufgeschlossen. Im Suevitbruch, etwa 150 m nordöstlich dieses Aufschlusses ist an der N-Wand wiederum Suevit in „sandiger Fazies“ zu erkennen, und zwar als Ausfüllung einer Rinne in normalem Suevit (Abb. 26). Auch auf der E-Seite des Bruchs ist die „sandige Fazies“ verbreitet, doch sind die Kontaktverhältnisse dort unklar.

Im Steinbruch Bollstadt waren sowohl scharfe, steile Kontakte (Einfallen i. M. 75°), als auch flache Überlagerung der „sandigen Fazies“ auf Normalfazies zu erkennen. Es ergab sich das Bild einer etwa 10 m breiten, steilwandigen Rinne, die mit Suevit in „sandiger Fazies“ erfüllt war, wobei diese nach oben teilweise über die steilen Ränder hinweggriff und in flache Auflagerung überging.



Abb. 26. Feinkörniger, sandiger Suevit, rinnenförmig in normalen Suevit eingelagert. Suevitbruch Amerdingen (R 36 09 600, H 53 99 400).

Das Bezeichnende an der „sandigen Fazies“ des Suevit ist ein hoher Gehalt an Feinsand. Die Körner sind teilweise eckig, teilweise kantengerundet. Dazu tritt viel Glimmer und vereinzelt Glaukonit. M. E. handelt es sich um Sande der Oberen Meeresmolasse, die mit Suevitmaterial vermischt sind. Das Gestein enthält auffallend wenig und meist kleine Fladen.

Eine gesicherte Erklärung für diese abweichende Ausbildung und Beimengung örtlichen Materials zu geben ist z. Z. noch nicht möglich. Ich denke an das Einsetzen starker Niederschläge nach dem Auswurf des Suevit, wobei durch die Überschiebung der Bunten Trümmermassen vorher aufgewirbelte Molassesande und Suevit-Staub zu Boden gebracht wurden. Dieses Material, angereichert durch örtlich erodiertes, wurde abgelagert a) in Spalten, die infolge der raschen Abkühlung im Suevit aufrissen, b) in Rinnen, die die Suevitschlamm-Massen in dem noch lockeren Suevit leicht erodieren konnten. Vielleicht stellt der feinkörnige Suevit im Aufschluß Aumühle (G. H. WAGNER 1965, Taf. 18: „Tuff 2“) eine analoge Bildung dar, wobei dort, im nördlichen Riesgebiet die sandige Komponente fehlt, da es sich außerhalb des Verbreitungsgebiets der Molasse befindet.

6. Vorgang der Deformation und Überschiebung der Riestrümmermassen

Als Fazit aus den vorstehenden Ausführungen werden die Vorstellungen über den Vorgang der Deformation und Überschiebung der Riestrümmermassen zusammengefaßt, soweit sie sich aus geologischen Beobachtungen ergeben.

Verschiedene Richtungsweiser (Schliff-Flächen auf autochthonem Untergrund, Aufstauchung autochthonen Untergrunds in bestimmter Richtung, Verteilung bestimmter Komponenten innerhalb der Bunten Trümmermassen, z. B. Lierheimer Granit im S-Vorries in einer vom Ries radial ausgehenden Linie — LÖFFLER 1912, Abnahme der Schollengröße mit der Entfernung vom Ries sowie Strukturen

innerhalb der Bunten Trümmernmassen) weisen auf das Ries als Ursprungsort der allochthonen Massen im Vorries hin. Die Trümmernmassen wurden z. T. sehr flach (etwa horizontale Schlißflächen in der Nahe des Riesrandes!) aus dem Ries hinausgeschoben, z. T. auch hinausgeworfen (Zertrümmern des Anstehenden durch den Aufprall der Trümmernmassen). Die Wurfbewegung reichte im SW-Vorries hauptsächlich bis etwa 8 km vom Riesrand, der weitere Transport vollzog sich durch Gleiten auf der Landoberfläche, wobei weiche Gesteine in einem turbulenten Vorgang in hohem Maße aufgeschürft wurden. Dieser Wurf- und Überschiebungsvorgang läßt sich in Analogie zu den großen Bergsturztrümmernströmen verstehen (vgl. Entsprechungen zwischen Griesen und Bergsturzbreccien).

Die Bewegungen der großen Bergstürze bestehen nach A. HEIM (1932) aus 2 Abschnitten. a) Steilfall: Die abgelöste Gesteinsmasse fällt auf steiler Bahn bzw. frei durch die Luft, schlägt dabei oft auf, zerteilt sich in Bruchstücke und diese geraten in rollende Bewegung (Fallstrom, Sturzstrom; b) horizontale Ausbreitung auf Grund der gewonnenen kinetischen Energie (bis 24 km weit — Flims).

Größere Massen werden beim Aufprall während oder am Ende des Steilfalls innerlich zersplittert (vgl. „dichte Zerklüftung“), können aber in großen Bergsturzmassen weiter transportiert werden, ohne ganz in Trümmer zu zerfallen. Der Bergsturztrümmernstrom bleibt bei allen seinen Bewegungen schon bei kleineren Felsstürzen geschlossen, um so mehr noch bei großen. „Alles fügt sich sklavisch der Gesamtheit, es entsteht eine einheitliche Summenbewegung, ein gemeinsames Fließen der ganzen Masse“ (HEIM 1932, S. 85 f.). Dabei erfolgt eine „mahlende Arbeit“, die sich in der Bildung großer Mengen von Gesteinsmehl oder -staub äußert. Das Ergebnis ist eine dichte „Gesteinsmehlverpackung“ (vgl. „Mörteltextur“). Die dichte Lagerung ist darauf zurückzuführen, daß in derartigen mit großer Geschwindigkeit einherschießenden Trümmernströmen, unmittelbar bevor sie zum Stillstand kommen, hohe Drucke auftreten (HEIM 1932).

Trotz der ungestümen Bewegung schmiegt sich der Bergsturztrümmernstrom an die Talformen an. „Es ist als hätte er eine erstaunliche Schnelligkeit des Empfindens und der Einstellung auf die Gestaltung des Bodens . . ., die durch Rücksichtslosigkeiten und Gewalttaten der Schußbewegung nicht aufgehoben wird.“ Aber „nicht jeder Stein beschreibt die ähnliche Fahrt . . . Vorhut, Gewalthaufe und Nachhut ändern ihre Schußbahn oft ziemlich stark während ein und derselben Katastrophe (HEIM 1932, S. 64, 96; vgl. Ablenkung der Überschiebungsrichtung durch die präriesische Morphologie und Streuen der Schrammen auf den Schliß-Flächen). Auch Aufschürfungen des Untergrundes und Einbohren in weiche Schichten sowie Abhängigkeit des Zertrümmerngrades von der Schollengröße und deren Abnahme mit der Transportweite wurden bei großen Bergsturztrümmernströmen beobachtet.

Somit ist die Analogie zu den Erscheinungen, die von der Deformation und der Überschiebung der Riestrümmernmassen Kunde geben, ziemlich vollständig. Man wird sich daher auch den Überschiebungsvorgang in ähnlicher Weise vorstellen können. KRANZ (1923) sprach von einer gewaltigen „Erd- und Gesteinswoge“, die über die alte Landoberfläche gebrandet ist. Wohl zu Beginn des Auswurfsvorgangs wurden ihr die mengenmäßig zwar unbedeutenden, aber für den Gesamtvorgang nicht unwesentlichen Bunten Kristallinbreccien beigemischt. Unmittelbar nach dem Stillstand des Trümmernstroms wurde der Suevit darüber gelagert. Er hat dessen gelegentlich bizarr zerklüftete Oberfläche stellenweise konserviert. Anschließend traten wahrscheinlich starke Regenfälle auf, die Umlagerungen bewirkten.

Die Vergriesung läßt sich in Analogie zu den großen Bergstürzen allein durch den Aufprall (dichte Zerklüftung) und die Bewegung auf der Landoberfläche (Verruschelung; in tonig-mergeligen Gesteinen Verbiegung und Auswalgung) erklären. Dicht zerklüftetes Autochthon im Vorries beweist, daß die Schollen mit zertrümmernder Wirkung (für den Untergrund und für sie selbst) aufgeprallt

sind. Inwieweit sie bereits beim Auswurf durch die beschleunigende Kraft zertrümmert wurden, ist nach geologischen Gesichtspunkten nicht sicher zu entscheiden. Notwendig ist diese Annahme nicht. Das Vorkommen verschiedener Typen dichter Zerklüftung nebeneinander spricht eher gegen einen einheitlichen Zertrümmerungsvorgang beim Auswurf, ebenso die Abhängigkeit des Vergriesungsgrades von der Schollengröße.

7. Zusammenfassung

Die bei der Rieskatastrophe aus dem Rieskessel ausgesprengten und ringsum auf das Vorland (= Vorries) geworfenen und überschobenen „Riesgesteine“ lassen sich nach der Gesteinszusammensetzung und der Art der Gesteinsumwandlungen, die vor oder bei dem Auswurf erfolgt sind, in folgender Weise gliedern (vgl. Schema auf S. 146):

Bunte Trümmernmassen (oder Riesstrümmernmassen) sind ein heterogenes Gemenge aus Gesteinen, die vor der Rieskatastrophe im Bereich des Riesessels angestanden haben (Kristallines Grundgebirge, ? Muschelkalk, Keuper, Jura, Tertiär). Die Größe der vermengten Partikel schwankt zwischen Gesteinsstaub (Schluff-Fraktion) bis zu Schollen in der Größenordnung von 1 km.

Schollen werden aus praktischen Gründen der Beschreibung und kartographischen Darstellung von den Bunten Trümmernmassen häufig abgetrennt (meist von 25 m Durchmesser an). Sie sind in der Regel innerlich deformiert. Spröde Gesteine (Weißjurakalke, Kristallines Grundgebirge) sind häufig dicht zerklüftet und zonenweise verruschet; sie werden als **Gries** bezeichnet.

Bunte Breccie ist das kleinerstückige Gemenge der Bunten Trümmernmassen, das nicht im einzelnen als „Schollen“ dargestellt werden kann.

Bunte Kristallinbreccien bestehen aus Bruchstücken verschiedenartigen Kristallinen Grundgebirgs in feinerzermahlener Grundmasse. Im Gegensatz zu den Bunten Trümmernmassen zeigen sie Anzeichen einer schwachen Stoßwellenmetamorphose.

Suevit ist eine Breccie aus Kristallinem Grundgebirge, deren Komponenten verschiedene Stadien der Stoßwellenmetamorphose bis zur Aufschmelzung zeigen.

Die **Bunte Breccie** stellt eine schlecht gemischte, unsortierte, polymikte Breccie ungewöhnlichen Ausmaßes dar, in der die härteren Gesteine als polyedrische Bruchstücke, die weicheren dagegen, sofern es sich nicht um ganz kleine Einschlüsse handelt, in Form von Ballen, Fetzen und Schlieren auftreten. Eine Regelung des Gefüges tritt nur in der Nähe der Erdoberfläche — bedingt durch periglaziales Bodenfließen — und als primäre Erscheinung nahe über Schliff-Flächen auf (flächige Texturen ungefähr parallel zur Schliff-Fläche). Wenn die Bunten Trümmernmassen über weiche Gesteine geschoben worden sind, wurden diese grundmoränenartig aufgearbeitet und dem ortsfremden Material beigemischt (sehr auffällig vor allem im Verbreitungsgebiet der Molasse im Süd-Vorries). Diese Beimengungen verleihen der Bunte Breccie ein wechselndes Lokalkolorit. Aus der Art der Vermischung kann man auf einen sehr gewaltsamen, turbulenten Überschiebungsvorgang schließen. Gesteine, die anstehend nur an der Klifflinie vorkommen und in die Bunte Breccie beim Überschiebungsvorgang aufgenommen worden sind, geben einen Hinweis auf die Richtung der Überschiebung aus dem Ries.

Die größeren Bestandteile der Bunten Trümmernmassen, die **Schollen**, folgen in ihrer Verbreitung Regeln, die auf das Riesbecken bezogen sind. Am Riesrand sind sie am verbreitetsten. Mit zunehmender Entfernung vom Ries nimmt der mengenmäßige Anteil der Schollen an den Bunten Trümmernmassen ab und der der Bunte Breccie zu. Im gleichen Sinne erfolgt eine Abnahme der durchschnittlichen Schollengröße. Weniger deutlich ist die Regel, daß vom Riesbecken nach außen immer jüngere Gesteine in den Bunten Trümmernmassen als Schollen überwiegen.

Die Art der **Deformation** der Schollen ist vom Gesteinsmaterial abhängig. Harte, spröde Gesteine (Kristallines Grundgebirge, Weißjurakalke) sind durch Bruch und teilweise Verruschetung deformiert (= Gries), weichere Gesteine (tonig-mergelige Sedimente) zeigen augenfällig Verbiegungen. Einlagerungen charakteristisch deformierter Fossilien und Geoden (insbesondere die „Riesbelemniten“) beweisen, daß auch diese Gesteine zuerst durch Bruch auf

die Beanspruchung reagiert hatten; erst im weiteren Verlauf wurden sie plastisch deformiert. Daraus kann auf eine schlagartig einsetzende Kraftwirkung geschlossen werden.

Als Gries sollte man im Ries nur Gesteine bezeichnen, die dicht zerklüftet und partienweise verruschelt sind („Mörteltextur“). Solche Art der Deformation tritt bei Weißjurakalken, vor allem den Massenkalken und bei Kristallinem Grundgebirge auf. Wirkungen stärkster Zerschmetterung und Pressung sind an ihnen zu erkennen. Bankkalke mit Mergelfugen zeigen seltener richtige Vergriesung, sondern sind meist nur zerklüftet, zerrütet und verbogen. Die Möglichkeit von Bewegungen auf den Schichtfugen ist für diese andersartige Reaktionsweise verantwortlich. Bezeichnend ist eine besondere „Plattenklüftung“. Ihre Schnittlinien mit der Schichtung (δ -Achsen) wurden von G. H. WAGNER (1964) ungefähr gleich b gesetzt. Sie ordnen sich zusammen mit echten B-Achsen am Riesrand und im Vorries etwa rieskonzentrisch an. Hinweise auf die Überschiebungsrichtung geben auch ausgewalzte Kieselknollen. Durch gelegentlich beobachtetes anderes Verhalten im Grad der Zerklüftung gegenüber dem umgebenden Kalkstein als bei tektonischer Klüftung geben sie einen Hinweis auf die besondere Art der Beanspruchung der Gesteine im Ries. In dieselbe Richtung weisen Vergleiche zerklüfteter Dolomitgesteine. Es ist, wie auch von den „Riesbelemniten“ abgeleitet wurde, eine besonders wichtige, stoßartige Beanspruchung anzunehmen.

Andeutungen von Strahlenkalk (shatter cones) wurden in einer allochthonen Weißjurakalkscholle bei Altenberg beobachtet. Diese Strukturen sind nicht regellos verteilt, sondern stehen in bestimmter Ordnung zur Schichtung.

Da die echten Griesse mit ähnlichen Breccien oft verwechselt worden sind, was zu weitreichenden Fehlschlüssen geführt hat, wurden die wichtigsten „Pseudogriesse“ beschrieben und Unterscheidungsmerkmale angeführt.

Die Riestrümmerrmassen haben bei ihrer Überschiebung auf das Vorries kräftige Wirkungen auf den autochthonen Untergrund ausgeübt (Schliff-Flächen, Zertrümmerungen, Aufschürfungen und schichtparallele Verschiebungen).

Als aussagefähige Schliff-Flächen werden nur diejenigen gewertet, die an der Grenzfläche von autochthonem Untergrund zu überlagernden allochthonen Riestrümmerrmassen ausgebildet sind, nicht aber gelegentlich innerhalb der Trümmerrmassen auftretende Schriffe. Echte Schliff-Flächen finden sich nur auf Weißjurakalken. Nur diese Gesteine waren imstande, Schriffe, ähnlich den Gletscherschliffen, aufzunehmen und zu bewahren. Die Richtung der Schrammen weist auf den 20 bekannten Schliff-Flächen ungefähr zum Rieszentrum Ablenkungen der Richtung sind im großen durch die Formen der präriesischen Landoberfläche und im kleinen durch das Relief der geschliffenen Flächen bedingt. In allen Fällen, in denen der Bewegungssinn der überschobenen Massen erfaßt werden konnte, weist dieser riesauswärts.

Zertrümmerungen des autochthonen Untergrunds treten vor allem im Süd-Vorries häufig auf. Diese sind grundsätzlich von derselben Art wie jene der allochthonen Griesse, doch ist Verruschelung allem Anschein nach auf die Nähe der Oberfläche beschränkt. Sie geben Kunde vom Aufprall und der heftigen Überschiebung der Riestrümmerrmassen. Im Südwest-Vorries treten diese Erscheinungen bis etwa 8 km vom Riesrand gehäuft auf. Daraus kann man schließen, daß die Wurfbewegung der Schollen hauptsächlich bis zu dieser Entfernung gereicht hat. Die entfernter liegenden Riestrümmerrmassen sind überwiegend durch Gleiten auf der Landoberfläche an ihren Ablagerungsort gelangt.

Die rasante Gleitbewegung der Riestrümmerrmassen hat zu einer großartigen Umpflüfung des Vorrieses geführt. Vor allem die weichen Gesteine der Molasse (Sande, Tone, Mergel) wurden aufgeschürft und aufgestaucht. Aus der Art der Stauchung kann man gelegentlich auf die Bewegung der Trümmerrmassen vom Ries her schließen.

Schichtparallele Verschiebungen in autochthonen Weißjurakalken wurden von G. H. WAGNER (1964) beobachtet und mit der Überschiebung der Riestrümmerrmassen darüber in Zusammenhang gebracht.

Die Verbreitung der Riestrümmerrmassen wurde nach dem BENTZschen Einteilungsschema: Zone der jungen Sedimentation (Riesebeine), Schollen- und Schuppenzone (am Riesrand), Zone der wurzellosen Schollen (= Vorries) und Zone der REUTERSchen Blöcke besprochen. Sie steht in deutlichem Zusammenhang mit dem Bau der süddeutschen Schichtstufenlandschaft. Die in Beziehung zum Ries ungleichmäßige Verbreitung kann durch die postriesische Abtragung erklärt werden. Nach einer Mengenabschätzung sind heute noch etwa 40–50 km³

Bunter Trümmernmassen am Riesrand und im Vorries vorhanden. Ursprünglich mögen es etwa 75 km³ gewesen sein.

Die Bunten Kristallinbreccien sind verbreitungsmäßig Bestandteile der Bunten Trümmernmassen. Sie lagern gangartig in dislozierten Schollen (hauptsächlich aus Kristallinem Grundgebirge, aber auch aus Dogger und Malm). Die Bildung und Intrusion muß vor oder zu Beginn des Auswurfs dieser Schollen erfolgt sein.

Der Suevit, für den früher wenigstens teilweise Förderung aus Eruptionsschloten im Vorries angenommen wurde, muß nun aufgrund neuerer Untersuchungen, die auf eine Anregung von SHOEMAKER & CHAO (1961) zurückgehen, auch als allochthon, aus dem Ries ausgeworfen, angesehen werden. Er überdeckt die Bunten Trümmernmassen, die stellenweise eine wild zerklüftete Oberfläche besessen haben müssen. Die Überlagerung muß unmittelbar nach Ablagerung der Bunten Trümmernmassen erfolgt sein. So erklären sich steile Kontakte und Einlagerung in Spalten, die früher als Beweise für die Schlotnatur angesehen wurden. Im Gegensatz zu den Bunten Trümmernmassen ist für die Suevite ein gleichmäßiger Auswurf nicht wahrscheinlich, aber sicher war ihre ursprüngliche Verbreitung wesentlich geschlossener als heute. Auch im Riesbecken wurde unter Riessesedimenten Suevit erbohrt, jedoch nicht in lückenloser Verbreitung.

Die Annahme einer mehrphasigen Förderung des Suevit (LÖFFLER 1926 b, AHRENS & BENTZ 1929, NATHAN 1935, G. H. WAGNER 1965) paßt nicht in die gegenwärtige Vorstellung von dessen Entstehung. Deswegen ist es notwendig, die zum Teil verwachsenen kritischen Aufschlußstellen aufzudecken und die Beobachtungen und Deutungen der genannten Autoren nachzuprüfen.

Eigenartige, feinsandige Suevite treten im Süd-Vorries auf, und zwar spalten- oder rinnenförmig zwischen oder über normalem Suevit gelagert. Die beigemengten Sande scheinen der Molasse anzugehören. Eine Erklärung ist vielleicht in der Vorstellung zu erblicken, daß durch starke Niederschläge, die nach der Ablagerung der Suevite einsetzen, vorher durch die Überschiebung der Bunten Trümmernmassen aufgewirbelte Molassesande zusammen mit Suevitstaub zu Boden gebracht wurden. Dieses Material wurde durch erodierten Suevit angereichert und in Spalten, die infolge der raschen Abkühlung und Setzungen im Suevit aufrissen, eingelagert oder in Form von Schlammströmen in Erosionsrinnen abgesetzt.

Auf Grund geologischer Beobachtungen kann man sich, nochmals zusammengefaßt, folgende Vorstellung über den Vorgang der Überschiebung und Deformation der Riestrümmernmassen machen: Zu Beginn des Auswurfsvorgangs intrudierten die Bunten Kristallinbreccien vor allem in das Grundgebirge, gelangten zum Teil aber auch in das Deckgebirge. Teils im Zusammenhang mit den Schollen, teils losgelöst von diesen, wurden sie als Bestandteil der Bunten Trümmernmassen auf das Vorries verfrachtet. Die Bunten Trümmernmassen wurden zum Teil flach aus dem Ries herausgeschoben, zum Teil auch herausgeworfen. Die Wurfbewegung dürfte (im Südwest-Vorries) hauptsächlich bis etwa 8 km vom Riesrand gereicht haben. Auf der Landoberfläche brandeten die Trümmernmassen in rasanter, turbulenter Bewegung wie eine gewaltige „Erd- und Gesteinswoge“ (KRANZ 1923) dahin. Vergleiche mit Bergsturstrümmernströmen großer Dimensionen sind lehrreich für das Verständnis dieses Vorgangs. Die Vergriesung kann allein durch den Aufprall der Schollen und die anschließende Bewegung auf der Landoberfläche erklärt werden. Unmittelbar nach dem Stillstand des Trümmernstroms wurde der Suevit darüber gelagert. Wolkenbruchartige Regenfälle führten zur Ablagerung aufgewirbelten Staubes, Umlagerungen und Erosion.

8. Literatur

- ACKERMANN, W.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Ries. — Geol. Jb., **75**, S. 135—182, Hannover 1958.
- AHRENS, W. & BENTZ, A.: Der „Traß“ des Nördlinger Rieses im Vergleich mit den übrigen deutschen Traßvorkommen. — Z. prakt. Geol., **37**, S. 185—189, Berlin 1929.
- AMMON, L. v.: Die Bahnaufschlüsse bei Fünfstetten am Ries und an anderen Punkten der Donauwörth—Treuchtlinger Linie. — Geogn. Jh., **16** (1903), S. 145—184, München 1905.
- AMSTUTZ, G. C.: A morphological comparison of diagenetic cone-in-cone structures and shatter cones. — Ann. New York Acad. Sci., **123**, S. 1050—1056, New York 1965.
- ANDRITZKY, G.: Geologische Untersuchungen im Ries auf Blatt Ebermergen. — Dipl.-Arb.-Mskr., 50 S., München 1959.

- BARTHEL, K. W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Fremdigen. — *Geologica Bavarica*, **32**, 64 S., München 1957.
- BENTZ, A.: Die Entstehung der „Bunten Breccie“, das Zentralproblem im Nördlinger Ries und Steinheimer Becken. — *Cbl. Miner. etc.*, 1925, B, S. 97—104 u. 141—145, Stuttgart 1925.
- Geologische Beobachtungen am westlichen Riesrand. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **79**, A, S. 405—438, Berlin 1927/28.
- Das Nördlinger Riesproblem und seine Deutungen. — *Sitz.-Ber. preuß. geol. Landesanst.*, **3**, S. 72—86, Berlin 1928.
- BIRZER, F.: Molasse und Ries-Schutt im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **19**, S. 1—28, Erlangen 1969. — [1969 a].
- Ries-Schutt zwischen Büttelbronn und Wittesheim. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **19**, S. 190—191, Erlangen 1969. — [1969 b].
- BRANCO, W.: Das vulcanische Vorries und seine Beziehungen zum vulcanischen Ries bei Nördlingen. — *Abh. preuß. Akad. Wiss.*, 1902, 132 S., Berlin 1903. — [1903 a].
- Die Gries-Breccien des Vorrieses als von Spalten unabhängige, früheste Stadien embryonaler Vulcanbildung. — *Sitz.-Ber. preuß. Akad. Wiss.*, **36**, S. 748—756, Berlin 1903. — [1903 b].
- BRANCO, W. & FRAAS, E.: Das vulcanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. — *Abh. preuß. Akad. Wiss.*, 1901, 169 S., Berlin 1901.
- BRANCA, W.*) & FRAAS, E.: Die Lagerungsverhältnisse Bunter Breccie an der Bahnlinie Donauwörth—Treuchtlingen und ihre Bedeutung für das Riesproblem. — *Abh. preuß. Akad. Wiss.*, 1907, 55 S., Berlin 1907.
- BRUNNER, M.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Ebermergen (nördl. Teil). — *Dipl.-Arb.-Mskr.*, 57 S., München 1953.
- CAROZZI, A.: *Pétrographie des Roches Sédimentaires*. — 250 S., Lausanne 1953.
- CAYEUX, L.: *Les roches sédimentaires des France. Roches carbonatées*. Paris 1935.
- CORNELIUS, H. P.: Über tektonische Breccien, tektonische Rauhacken und verwandte Erscheinungen. — *Cbl. Miner. etc.*, B, 1927, S. 120—130, Stuttgart 1927.
- DEFFNER, C.: Die Lagerungs-Verhältnisse zwischen Schönbuch und Schurwald. — *Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg*, **17**, S. 170—262, Stuttgart 1861. — [besonders S. 238 f.].
- Der Buchberg bei Bopfingen. — *Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg*, **26**, S. 1—48, Stuttgart 1870.
- DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. — *N. Jb. Miner. etc.*, Beil.-Bd. **67**, B, S. 139—256, Stuttgart 1931.
- DIETZ, R. S.: Meteorite Impact Suggested by Shatter Cones in Rock. — *Science*, **131**, S. 1781—1784, Washington 1960.
- Shatter cones in Cryptoexplosion structures. — In: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): *Shock metamorphism of natural materials*, S. 267—290, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- DORN, C.: 5. Beiträge zur Geologie des Rieses. — *N. Jb. Miner. etc.*, Mh., 1943, B, S. 299—312, Stuttgart 1943.
- ENGELHARDT, W. v.: Neue Beobachtungen im Nördlinger Ries. — *Geol. Rdsch.*, **57**, S. 165—188, Stuttgart 1967.
- FESSELDT, K.: Der Obere Malm im südlichen Vorries. — *Erlanger geol. Abh.*, **47**, 33 S., Erlangen 1963.
- FISCHER, G.: Einige Betrachtungen zur Genesis des Rieses. — *N. Jb. Miner.*, Mh., 1965, S. 310—315, Stuttgart 1965.
- FÖRSTNER, U.: Petrographische Untersuchungen des Suevit aus den Bohrungen Deiningen und Wörnitzosheim im Ries von Nördlingen. — *Contr. Miner. Petrol.*, **15**, S. 281—308, Berlin-Heidelberg-New York 1967.
- FRAAS, E.: Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg, Atl.-Bl. Bopfingen. 2. Aufl. — 31 S., Stuttgart 1919.

*) BRANCO hat zwischen 1905 und 1907 seinen Namen in BRANCA geändert.

- FRAAS, O.: Über den Lauchheimer Eisenbahntunnel. (Vortrag) — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, **20**, S. 33—37, Stuttgart 1964.
- GALL, H.: Geologische Untersuchungen im südwestlichen Vorries. Das Gebiet des Blattes Wittislingen. — Diss., 166 S., München 1969.
- GERSTLAUER, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Ottingen. — Mitt. Reichsst. Bodenf. Zwgst. München, **35**, 71 S., München 1940.
- GÜMBEL, C. W.: Über den Riesvulkan und über vulkanische Erscheinungen im Rieskessel. — Sitz.-Ber. bayer. Akad. Wiss., 1870, I, S. 153—200, München 1870.
 — Geognostische Mittheilungen aus den Alpen VII. — Sitz.-Ber. bayer. Akad. Wiss. München, math.-phys. Kl., **10**, S. 542—623, München 1880. — [besonders S. 610—614].
 — Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Nördlingen (No. XVI) der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. — 43 S., Cassel (Fischer) 1889. — [1889 a].
 — Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Ingolstadt (No. XV) der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. — 34 S., Cassel (Fischer) 1889. — [1889 b].
 — Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Ansbach (No. XVII) der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. — 32 S., Cassel (Fischer) 1891.
- HEIM, A.: Der alte Bergsturz von Flims (Graubündner Oberland). — Jb. Schweiz. Alpen Club, **18**, S. 295—309, Bern 1883.
 — Geologie der Schweiz, II, 1. — 476 S., Leipzig (Tauchnitz) 1921.
 — Bergsturz und Menschenleben. — Viertelj.-Schr. naturf. Ges. Zürich, **77**, Beibl. 20, 218 S., Zürich 1932.
- HÖLDER, H.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Lauchheim (Ostalb). — N. Jb. Miner., Beil.-Bd. **86**, B, S. 315—389, Stuttgart 1942.
 — Diskussionsbemerkung zum Vortrag Prof. v. ENGELHARDTS bei der Thomas-Tagung in Tübingen 1961. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, **117**, S. 26—27, Stuttgart 1962.
- HÖRZ, F.: Untersuchungen an Riesgläsern. — Beitr. Miner. Petrogr., **11**, S. 621—661, Berlin-Heidelberg-New York 1965.
- HÜTTNER, R.: Geologische Untersuchungen im SW-Vorries auf Blatt Neresheim und Wittislingen. — Diss.-Mskr., 347 S., Tübingen 1958.
 — Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des östlichen Härtsfeldes (Schwäbische Alb). — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **4**, S. 49—125, Freiburg i. Br. 1961.
- HÜTTNER, R. & WAGNER, G. H.: Bericht über Bohrungen in Suevittuffen des württembergischen Riesgebietes. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **7**, S. 223—227, Freiburg i. Br. 1965. — [1965 a].
 — Über Lagerung und Herkunft einiger Suevitvorkommen. — N. Jb. Miner., Mh., 1965, S. 316—322, Stuttgart 1965. — [1965 b].
- KNEBEL, W. v.: Beiträge zur Kenntnis der Überschiebungen am vulkanischen Ries von Nördlingen. — Z. deutsch. geol. Ges., **54**, S. 56—84, Berlin 1902.
 — Weitere geologische Beobachtungen am vulkanischen Ries bei Nördlingen. — Z. deutsch. geol. Ges., **55**, S. 23—44, Berlin 1903. — [1903 a].
 — Studien über die vulkanischen Phänomene im Nördlinger Ries. — Z. deutsch. geol. Ges., **55**, S. 236—295, Berlin 1903. — [1903 b].
- KOKEN, E.: Gletscherspuren im Bereich der schwäbischen Alb. — Ber. Vers. oberrh. geol. Ver., **31**, S. 36—42, Stuttgart 1898.
- KRANZ, W.: Beitrag zum Nördlinger Ries-Problem. — Cbl. Miner. etc., 1920, S. 330—337, 384—391, 438—445, Stuttgart 1920.
 — Der geologische Aufbau und Werdegang des Nördlinger Rieses. — Rieser Heimatbuch, S. 25—68, München (Beck) 1922.
 — Weitere Beiträge zum Nördlinger Ries-Problem. — Cbl. Miner. etc., 1923, S. 278—285, 301—309, Stuttgart 1923.
 — Zum Problem des Rieses und des Steinheimer Beckens. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **14** (1925), S. 84—98, Stuttgart 1926.

- KRANZ, W.: Fünfte Fortsetzung der Beiträge zum Nördlinger Ries-Problem. — Cbl. Miner. etc., 1934, B, S. 262—271, Stuttgart 1934.
- Siebte Fortsetzung der Beiträge zum Nördlinger Ries-Problem. — N. Jb. Miner. etc., Mh., 1945/48, B, S. 336—361, Stuttgart 1948.
 - Achte Fortsetzung der Beiträge zum Nördlinger Riesproblem. — N. Jb. Miner. etc., Mh., 1949, B, S. 154—173, Stuttgart 1949.
- LADURNER, J.: Zur Kenntnis des Gefüges „gestreckter“ Belemniten. — Z. Kristallogr., Miner., Petrogr., B, miner. petrogr. Mitt., **44**, S. 479—494, Leipzig 1933.
- LÖFFLER, R.: Die Zusammensetzung des Grundgebirges im Ries. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, **68**, S. 107—154, Stuttgart 1912.
- Das Ries, eine geologische Studie. — „Aus der Heimat“, **37**, S. 84—89, Stuttgart 1924.
 - Beiträge zur Riesentstehungshypothese. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **14**, S. 26—83, Stuttgart 1926. — [1926 a].
 - Der Eruptionsmechanismus im Ries (Vortragsbericht). — Z. deutsch. geol. Ges., **78**, S. 177—178, Berlin 1926. — [1926 b].
 - Beiträge zur Riesgeologie. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **30**, S. 92—113, Stuttgart 1941.
 - 100 Jahre Lauchheimer Tunnel, ein Jubiläum der Riesgeologie. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, **118/119**, S. 68—86, Stuttgart 1964.
- MEDINGER, H.: Oberster Malm, Tektonik und Landschaftsgeschichte im Vorries um Neresheim (Härtsfeld). — N. Jb. Miner., Beil.-Bd. **74**, B, S. 157—200, Stuttgart 1935.
- MOOS, A.: Die Trümmerhöhen im südlichen Vorries und ihre Bedeutung für das Riesproblem. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **14**, S. 99—147, Stuttgart 1926.
- Kommen die Trümmergesteine — Griese und Bunte Breccien — im südlichen Vorries aus dem Ries? — Cbl. Miner. etc., 1928, B, S. 417—428, Stuttgart 1928.
- MOSEBACH, R.: Das Nördlinger Ries, vulkanischer Explosionskrater oder Einschlagstelle eines Großmeteoriten? — Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde. Gießen, N. F., naturwiss. Abt., **33**, S. 165—204, Gießen 1964.
- MÜNZING, K.: Geologische Untersuchungen zwischen Bopfingen und Nördlingen (Ries). — Diss.-Mskr., 138 S., Tübingen 1954.
- Stratigraphische und landschaftsgeschichtliche Beobachtungen in der Gegend von Bopfingen (Württemberg). — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, **115**, S. 175—212, Stuttgart 1960.
- NATHAN, H.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Möttingen. — N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **53**, B, S. 31—97, Stuttgart 1925.
- Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Ederheim. — Abh. geol. Landesunters. bayer. Oberbergamt, **19**, 42 S., München 1935.
 - Das Tertiär im südlichen bayerischen Vorries. — Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1 : 300 000, S. 42—45, München 1955.
 - Wasserbohrungen im Ries. — Geol. Jb., **74**, S. 135—146, Hannover 1957.
- NEVIN, C. M.: Principles of Structural Geology. — 4. Aufl., 410 S., New York (Wiley & Sons), London (Chapman & Hall) 1950.
- NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten. — 1. Bd. Allgemeine Lehre von den Gesteinen und Minerallagerstätten, 540 S.; 2. Bd. Exogene Gesteine und Minerallagerstätten, 557 S., Basel (Birkhäuser) 1948/1952.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. — 393 S., Leipzig (Tauchnitz) 1909. — [besonders S. 50].
- PREUSS, E.: Das Ries und die Meteoritentheorie. — Fortschr. Miner., **41**, S. 271—312, Stuttgart 1964.
- QUENSTEDT, F. A.: Das Flözgebirge Württembergs. — 2. Aufl., 578 S., Tübingen (Laupp) 1851.
- REGELMANN, C.: Überschiebungen und Aufpressungen im Jura bei Donauwörth. — Ber. Vers. oberrh. geol. Ver., **42**, S. 43—63, Karlsruhe 1909.

- REICH, H. & HORRIX, W.: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — Beih. geol. Jb., **19**, 119 S., Hannover 1955.
- REUTER, L.: Die Verbreitung jurasischer Kalkblöcke aus dem Ries im südbayerischen Diluvialgebiet. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **14**, S. 191—218, Stuttgart 1926.
- ROLL, A.: Über ein Vorkommen von Ries-Gries bei Wellheim. — N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **69**, B, S. 292—304, Stuttgart 1932.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. — Bd. 1: 216 S., Bd. 2: 410 S., Wien u. Innsbruck (Springer) 1948/50.
- SCHAEFER, I.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1 : 50 000. — 92 S., München 1957.
- SCHAFFER, F. X.: Die zerrissenen Belemniten von Mariavölgy (Mariatal) in Ungarn. — Verh. geol. Reichsanst., 1918, S. 140—144, Wien 1918.
- SCHALK, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Bissingen. — Geologica Bavarica, **31**, 107 S., München 1957.
- SCHETELIG, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Donauwörth und Genderkingen. — Geologica Bavarica, **47**, 98 S., München 1962.
- SCHMIDT, W. J.: Geologie des neuen Semmeringtunnel. — Denkschr. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **109**, 59 S., Wien 1952.
- SCHRÖDER, B.: Fossilführende Mittlere Trias im Ries. — Geol. Bl. NO-Bayern, **17**, S. 44—47, Erlangen 1967.
- SCHRÖDER, J.: Ausflug nach Klein-Sorheim — Groß-Sorheim — Bock — Harburger Schloßberg — Harburg. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **14**, S. 1—10, Stuttgart 1926.
- SCHRÖDER, J. & DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — Abh. naturwiss. Ver. Schwaben in Augsburg, **5**, 147 S., Augsburg 1950.
- SCHUSTER, M.: Neues zum Problem des Rieses. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., **14**, S. 280—291, Stuttgart 1926.
- SEEMANN, R.: Versuch einer vorwiegend tektonischen Erklärung des Nördlinger Rieses. — N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. **81**, B, S. 70—214, Stuttgart 1939.
- Ist die vulkanische Erklärung des Nördlinger Rieses wirklich gesichert? — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, **96**, S. 67—89, Stuttgart 1940.
- SEIBOLD, E.: Der Bau des Deckgebirges im oberen Rems-Kocher-Jagst-Gebiet. — N. Jb. Geol. Paläont., **92**, Abh., S. 243—366, Stuttgart 1950.
- Das Schwäbische Lineament zwischen Fildergraben und Ries. — N. Jb. Geol. Paläont., **93**, Abh., S. 285—324, Stuttgart 1951.
- SHOEMAKER, E. M. & CHAO, E. C. T.: New Evidence for the Impact Origin of the Ries Basin, Bavaria, Germany. — J. geophys. Research, **66**, S. 3371—3378, Richmond 1961.
- STEPHAN, W.: Ein tortoner vulkanischer Brockhorizont in der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. — Geologica Bavarica, **14**, S. 76—85, München 1952.
- TREIBS, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Otting. — Geologica Bavarica, **3**, 52 S., München 1950.
- Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Rieses und östlichen Vorrieses nach Beobachtungen im Rohrgraben der Rhein-Donau-Ölleitung. — Geologica Bavarica, **55**, S. 310—316, München 1965.
- WAGNER, G. H.: Kleintektonische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. — Diss.-Mskr., 86 S., Bonn 1957, und Geol. Jb., **81**, S. 519—600, Hannover 1964.
- Über Bestand und Entstehung typischer Riesgesteine. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **7**, S. 199—222, Freiburg i. Br. 1965.
- ZEISS, A.: Geologie des Malm auf Gradabteilungsblatt Dollnstein (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **55**, 43 S., Erlangen 1964.
- ZÖLLNER, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Meßtischblattes Heidenheim 407, 1 : 25 000. — Diss. Univ. Bern, 86 S., Konstanz 1946.

Geologica Bavarica	61	201—228	München 1969
--------------------	----	---------	--------------

Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges im Nördlinger Ries

Mit 15 Abbildungen und 1 Tabelle

Von BURKHARD DRESSLER, GÜNTHER GRAUP & KLAUS MATZKE ¹⁾

Richard Löffler † gewidmet

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	202
Gesteinsbeschreibung	202
1. Metamorphe Gesteine	202
1.1. Kalksilikatfelse	202
1.2. Amphibolite	203
1.3. Aktinolithfels	204
1.4. Serpentin	205
1.5. Biotit—Plagioklas-Gneise	205
1.6. Quarzitgneise	206
1.7. Biotit—Cordierit-Gneise	206
1.8. Granat—Cordierit—Sillimanit-Gneise („Vindelzitz“)	207
1.9. Cordieritfels	208
1.10. Blastomylonitgneise	208
1.10.1. Orthoblastomylonit	208
1.10.2. Parablastomylonit	209
1.11. Feinkörnige Plagioklas-Metablastite	210
2. Tiefengesteine	211
2.1. Hornblendegabbro	211
2.2. Hornblendediorit	211
2.3. Quarzglimmerdiorit	211
2.4. Sehr feinkörnige, wahrscheinlich gangfüllende Quarzglimmerdiorite	212
2.5. Titanitfleckengesteine	213
2.6. Granodioritische Gesteine	215
2.7. Granite	217
3. Ganggesteine	218
3.1. Lamprophyre	218
3.1.1. Kersantit—Wennenbergit	218
3.1.2. Hornblende—Fleckenkersantit	220
3.2. Aplite, Pegmatite, Gangquarze	221
3.3. Flußspat und Schwespat	221
4. Riesische Bildungen	222
4.1. Silifizierte Grundgebirgsbreccien	222
4.2. Explosionsbreccien	222
4.3. Stoßwellenmetamorphose im Ries; Pseudotachylite	224
4.4. Shatter cones (Strahlenkalke)	226
5. Schlußbemerkung	226
6. Verzeichnis der größeren Kristallinaufschlüsse im Ries	227
7. Literatur	228

¹⁾ Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geologe BURKHARD DRESSLER, Dipl.-Geologe GÜNTHER GRAUP, Dipl.-Geologe KLAUS MATZKE, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität München, 8 München 2, Luisenstraße 37.

Vorwort

Die vorliegende Beschreibung des kristallinen Grundgebirges im Ries ist eine Zusammenfassung (B. DRESSLER) von drei petrographischen Diplomarbeiten (B. DRESSLER 1967, G. GRAUP 1968, K. MATZKE 1967). Sie wurden am Institut für Gesteinskunde der Universität München unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. G. FISCHER in den Jahren 1965—1968 durchgeführt.

Erste mikroskopische Beschreibungen des kristallinen Grundgebirges im Ries geben E. SCHOWALTER (1904), R. OBERDORFER (1905), M. SCHUSTER (1906) und R. LÖFFLER (1912). H. NATHAN (1925 und 1935) und E. WEBER (1941) berichten in ihren allgemein geologischen Untersuchungen über das Kristallin in den von ihnen untersuchten Gebieten. Eine letzte Bearbeitung erfolgte durch W. ACKERMANN (1958), dessen Untersuchungen sich jedoch hauptsächlich mit dem Suevit befassen.

Die im Text verwendeten Abkürzungen:

AE	=	optische Achsenebene	NX, NY, NZ	=	Hauptbrechungsindices
An	=	Anorthit	Ort	=	Orthit
Ap	=	Apatit	Pl	=	Plagioklas
Bi	=	Biotit	Qz	=	Quarz
Cord	=	Cordierit	Ru	=	Rutil
Ep	=	Epidot	s	=	Schichtfläche
Hbl	=	Hornblende	Sill	=	Sillimanit
Kf	=	Kalifeldspat	Ti	=	Titanit
M	=	Mafite	2V	=	wahrer Achsenwinkel
Mu	=	Muskowit	Zr	=	Zirkon

Wenig häufige Gesteine werden nur stichwortartig beschrieben.

Gesteinsbeschreibung

1. Metamorphe Gesteine

1.1. Kalksilikatfelse

Vorkommen: W. ACKERMANN (1958) erwähnt das mögliche Auftreten von Kalksilikatfelsen. Dies wird durch Funde im östlichen Ries (Blatt Wemding 7130) bestätigt. Am Südabhang der Warth nördlich von Amerbach ($r = 44\ 04940$, $h = 54\ 18500$) wurden zwei Lesesteinproben dieser Gesteinsart gefunden. Im Bayerischen Wald treten Kalksilikatfelse als Gneisrelikte einer älteren Prägung in paragenen Metamorphiten auf.

Habitus: Das spezifisch schwere, aphanitische Gestein bricht splitttrig bis schalig und ist von einer dünnen, braunen Verwitterungsrinde umgeben. Frisch angeschlagen zeigt es einen fettigen Glanz und eine dunkelgraugrüne Farbe.

Gefüge: Das Dünnschliffbild zeigt ein nicht ganz gleichkörniges, etwa kleinkörniges, granoblastisches Gefüge.

Mineralbeschreibung:

Pyroxen: maximale Größe 2 mm, leicht graugrün gefärbt, kein Pleochroismus. Häufig sind Erzausscheidungen parallel den Spaltrissen und Einschlüsse von Titanit.

optische Daten: $2V_z = 60, 63, 61, 62, 63, 61, 63^\circ$
 $c/z = 42-46^\circ$

Damit handelt es sich um einen Hedenbergit.

Plagioklas: xenomorph; Zwillinge nach dem Albit-, selten nach dem Periklingesetz.

Anorthitgehalt: 71—76 %

Titanit: U. a. als Einschluß in Pyroxen und Plagioklas; meist xenomorph, bis 0,35 mm groß; Pleochroismus von farblos nach schwach rötlich braun; keine Strahlungshöfe um ihn herum.

Akzessorien: Zirkon, opakes Erz (Hämatit), leicht undulös auslöschender Quarz, Apatit.

Modalanalyse:

Schliff Nr.:	Pl.	Pyroxen	Ti	Qz	Zr	Ap	Erz
5574	39,4	57,7	2,5	0,2	Sp	0,1	0,1

Südabhang der Warth, nördlich Amerbach, Blatt Wemding 7130.

1.2. Amphibolite

Vorkommen: Amphibolite finden sich meist nur als Lesesteine, nahezu überall, wo im Ries kristalline Gesteine gefunden werden. Aufgeschlossen sind sie nur am Allbuck (Blatt Deiningen 7129), wo sie in Schollen im biotitarmen Granit und in konkordanten, bis 10 cm breiten Bändern im Biotit-Plagioklas-Gneis auftreten.

Habitus: Auf Grund des Gefüges kann man drei Typen mit Übergängen unterscheiden

- massiger Amphibolit
- gebänderter Amphibolit
- fleckiger Amphibolit.

Mineralbestand: grüne Hornblende, Plagioklas, Quarz, Biotit (Pyroxen), Apatit, Ilmenit, Magnetit, Hämatit, (Granat).

Modalanalysen:

a) massiger Amphibolit

Schliff Nr.:	Pl	Hbl	Bi	Ap	Qz	Ti	Zr	Erz
5580	38,2	59,5	1,7	0,4	0,2	Sp	Sp	Sp
5742	46,7	46,7	2,5	0,5	3,0	0,15	0,1	0,35
6170	45,1	53,5	0,2	0,2	0,1	0,1	—	0,8

5580 westlich des Schwalbenbergs, Fünfstetten; Bl. Wemding 7130

5742 südsüdwestlich vom Doosweiher, Waldäcker Sandbrunn;
Bl. Wemding 7130

6170 nördlich Hürnheim, Bl. Nördlingen 7128

Plagioklas: An-gehalt 54—60—63 %

Hornblende: optische Daten

$2V_x = 74-80^\circ$ (16 Messungen) NX = hellgrün
 AE = (010); $c/z = 15-20^\circ$ NY = gelbgrün, dunkel
NZ = blaugrün — oliv

b) gebänderter Amphibolit

Schliff Nr.:	Pl	Hbl	Bi	Ap	Qz	Ti	Zr	Erz
5296	46,0	40,1	1,3	0,5	9,1	0,6	Sp	2,4
5536	49,7	48,8	Sp	0,2	0,7	0,6	Sp	Sp
5296	nördlich Ringlesmühle, südlich Trochtelfingen (Bl. Nördlingen 7128)							
5536	Allbuck (Bl. Nördlingen 7128)							

Plagioklas: An-Gehalt 44—53 %

Hornblende:

$2V_x = 63-70^\circ$ (8 Messungen) NX = hell — gelbgrün
 AE = (010); $c/z = 15-19^\circ$ NY = olivgrün
NZ = blaugrün

c) fleckiger Amphibolit

Schliff Nr.:	Pl	Hbl	Bi	Pyr	Ap	Ti	Zr	Erz
5472	76,0	22,3	0,6	—	0,7	0,4	Sp	Sp
5477	67,3	31,5	0,6	0,3	Sp	0,3	—	Sp
5472	Allbuck (Bl. Nördlingen 7128)							
5477	Allbuck (Bl. Deiningen 7129)							

Plagioklas: An-Gehalt 38—44—49 %

Hornblende:

$2V_x = 74-80^\circ$ (4 Messungen) NX = hellgelbbraun
 AE = (010); $c/z = 16-23^\circ$ NY = olivgrün
NZ = dunkelgrün

1.3. Aktinolithfels

Vorkommen: Mühlberg (Bl. Bissingen 7229).

Habitus: Das feinkörnige Gestein weist eine schwache Schieferung auf. Die Bruchflächen glänzen seidig.

Gefüge: nematoblastisch; die gedrungenen Aktinolithnadeln werden bis 1 mm lang.

Mineralbestand: Aktinolith, (Chlorit, Ilmenit, Limonit).
Optische Daten des Aktinoliths:

$$2V_x = 84, 84^\circ$$

$$AE = (010); c/z = 10-14^\circ$$

NX = blaßgelbgrün

NY = blaßgrün

NZ = hellblaugrün

C h e m i s c h e A n a l y s e (G. Cammann, Inst. f. Gesteinskunde, Univ. München)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
52,16	0,05	5,31	2,16	4,05	0,28	10,94	21,06	0,47	0,10	0,03	0,18	2,14

1.4. Serpentin

V o r k o m m e n: Mühlberg (Bl. Bissingen 7229).

H a b i t u s: massig, grobkörnig. Die Spaltflächen des Serpentin deuten auf Diallag hin, aus dem er wahrscheinlich hervorgegangen ist. Farbe: grün oder braunrot. Die grüne Varietät weist Asbest auf.

G e f ü g e: Serpentin, Anthophyllit und Phlogopit sind stark miteinander verfilzt. Serpentin tritt z. T. in geschlossenen Aggregaten auf, die von Anthophyllitbüscheln und -nadeln durchspießt werden. Anthophyllitbest dringt in Strähnen parallel zur Faserrichtung in den Serpentin vor. Phlogopit bildet im Serpentin große Blätter und kleine Schuppen.

M i n e r a l b e s t a n d: Serpentin, Anthophyllit, Phlogopit, umgewandelter Olivin, Chlorit, Ilmenit, Limonit.

S e r p e n t i n, optische Daten:

$$2V_x = 35, 36^\circ$$

AE parallel Faserrichtung

NX = bräunlich

NZ = gelbgrünlich

A n t h o p h y l l i t, optische Daten:

$$2V_x = 81,84^\circ \quad c/z = 0^\circ \quad AE = (010)$$

C h e m i s c h e A n a l y s e (G. Cammann, Inst. f. Gesteinskunde, Univ. München)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
68,56	0,02	2,88	4,66	1,40	0,12	0,77	14,46	0,05	0,43	0,03	1,51	4,73

1.5. Biotit-Plagioklas-Gneise

V o r k o m m e n: Biotit-Plagioklas-Gneise sind im Ries weit verbreitet (siehe die im Vorwort zitierten drei Diplomarbeiten).

H a b i t u s: Im Rahmen dieser Zusammenfassung können die verschiedenen Biotit-Plagioklas-Gneise des Rieses nicht einzeln beschrieben werden. Die meist dunkelgrauen Gesteine könnten nach der Textur in Bänder-, Flaser- und Zeilengneise unterteilt werden. Auch eine Granatführung wäre zur näheren Differenzierung anwendbar (siehe die im Vorwort zitierten drei Diplomarbeiten).

G e f ü g e: panxenomorph, granoblastisch, Formregelung. In den feingebänderten Gneisen sind die hellen, mittelkörnigen Lagen meist von den dunklen, feiner körnigen Lagen schärfer abgegrenzt als in den grobgebänderten Gneisen.

Mineralbestand: Plagioklas (An-Gehalt 25—36 %), Quarz, Kalifeldspat, Biotit, Granat, Apatit, Zirkon, Titanit, Orthit (Epidot, Rutil, Ilmenit, Magnetit, Hämatit, Limonit, Leukoxen).

Eine eingehendere Mineralbeschreibung würde sich in etwa mit der Beschreibung bei den Biotit-Cordierit-Gneisen decken (siehe die drei im Vorwort zitierten Diplomarbeiten).

1.6. Quarzitgneise

Vorkommen: Felder westlich und nordwestlich der Metzenau (Blatt Deiningen 7129).

Habitus: Das sehr harte, weißlichgraue Gestein zeigt einen verschwommenen Lagerbau. Er ist durch vereinzelte, in s eingeregelt Biotitschlieren angedeutet. Rostbraun verwitterte Granate heben sich aus der hellen feinkörnigen Grundmasse ab.

Gefüge: granoblastisch, ungleichkörnig, panxenomorph; Quarz in s gestreckt; offenes Biotitgefüge.

Mineralbestand: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas (An-Gehalt 24—27 %), Biotit, Granat (Apatit, Zirkon, Titanit, Epidot, Rutil).

1.7. Biotit-Cordierit-Gneise

Vorkommen: Hang zwischen Kloster- und Langenmühle (Blatt Unterschneidheim 7028).

Lehberg (Blatt Unterschneidheim 7028).

Hinter der Schmiede, Itzing (Blatt Wemding 7130), \pm alle Kristallinvorkommen um Itzing (Blatt Wemding 7130).

Habitus: Stark angewittert sehen die Biotit-Cordierit-Gneise den Biotit-Plagioklas-Gneisen zum Verwechseln gleich. Bändrige Texturen wechseln mit leicht faserigen und sehr feinkörnigen, zeiligen ab. Oft weist ein leicht grünlicher Farbton auf eine Pinitführung hin.

Gefüge: U. d. M. wird die Textur vor allem durch die Biotite und, wenn vorhanden, durch die Sillimanite bestimmt. In den hellen, granoblastischen Gemengteilen erkennt man eine Paralleltexur zuweilen an gestreckten Quarzen.

Mineralbeschreibung:

Biotit: xenomorph, häufig zerlappt, max. 0,22 mm lang.

Pleochroismus dunkelrotbraun—blaß hellbraun; sagenitische Titanausscheidung (diese Erscheinung der Titanausscheidung in ausgebleichten und chloritisierten Biotiten beobachtet man in nahezu allen biotitführenden Gesteinen des Rieses).

Plagioklas: (An-Gehalt 22—25—31 %), xenomorph; Zwillinge nach dem Periklin- und Albitgesetz.

Kalifeldspat: xenomorph, feinsten Filmperthit; nicht in jedem Dünnschliff dieses Gesteins nachzuweisen.

Quarz: leicht undulös; er verdrängt beinahe alle anderen Gemengteile. Biotitrelikte schwimmen in ihm noch teilweise optisch gleich orientiert \pm parallel s.

Sillimanit: Bildet kurze, meist schnell auskeilende-, schweifartige, polygonale Züge, die meist im Cordierit liegen. Wie der Gehalt an Cordierit schwankt auch der des Sillimanits beträchtlich. Hin und wieder wird Sillimanit von einem xenomorphen, flaschengrünen Spinell (Hercynit) begleitet.

Cordierit: wächst auf Kosten des Biotits. Seltene frische Individuen sind blaßgelb gefärbt. Fast immer jedoch ist Cordierit in eine eigelbe „Gareißsche Zwischensubstanz“ oder in Pinit umgewandelt.

Weiterer Mineralbestand: Granat, Apatit, Zirkon, Titanit, Graphit, Magnetit, (Muskovit).

1.8. Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise („Vindelizit“)

R. LÖFFLER (1912) beschrieb dieses Gestein und gab ihm die Bezeichnung Vindelizit.

Vorkommen: Lesesteine dieses Gesteins sind sehr selten. Im östlichen Ries wurden etwa 20 Lesesteine in verschiedenen Kristallinvorkommen gefunden (Vorkommen: siehe Diplomarbeit B. DRESSLER 1967). Im mittleren und westlichen Ries scheint das Gestein seltener zu sein. Es wurde hier nur im Suevit gefunden (Zipplingen Blatt Unterschneidheim 7028; Minderoffingen Blatt Unterschneidheim 7028; Aumühle Blatt Ottingen 7129).

Habitus: In einer im frischen Zustande dunkelblaugrauen dichten Grundmasse umflasern helle, feinste Sillimanitsträhnen häufige Granatporphyroblasten. Der „Vindelizit“ ist spezifisch auffallend schwer (Dichte 2,9). Ähnliche Gesteine werden aus dem ostbayerischen Moldanubikum und aus den Vogesen beschrieben.

Gefüge: U. d. M. umflasern polygonale Züge von Sillimanitnadeln die Granatporphyroblasten, die von einem meist sillimanit- und biotitfreien Cordierithof umgeben sind. Die Sillimanite liegen in welligen Zügen und verfilzten Aggregaten in einer Cordieritgrundmasse (Abb. 1).

Mineralbeschreibung:

Sillimanit: ist selbst nicht verbogen. In einem Schliff konnte eine innige Verwachsung der Sillimanite mit Biotit beobachtet werden, in einem anderen waren die Sillimanite von Biotit stets durch Cordierit getrennt. Auffallend häufig ist Sillimanit von Hercynit begleitet. Er erweist sich als pseudomorph nach Sillimanit.

Biotit: Pleochroismus braun—hellbraun. Die einzelnen Scheiter werden bis 0,7 mm lang.

Cordierit: feinkörniges Mosaik, in dem die einzelnen Körner mit einfachen Grenzen aneinanderstoßen. Schwache Pinitisierung, ± farblos.

Granat: xenomorph; häufig in s gestreckt. Reiches, ungerichtetes Interngefüge aus Quarz, Biotit, Zirkon, Sillimanit, Apatit und Erz.

Kalifeldspat: selten, Filmperthit.

Plagioklas: selten, xenomorph, An-Gehalt 30—33 %.

Akzessorien: Zirkon, Apatit, Magnetit. Etwas häufiger ist Quarz.

K. MATZKE (1967) beschreibt den „Vindelizit“ als Restit.

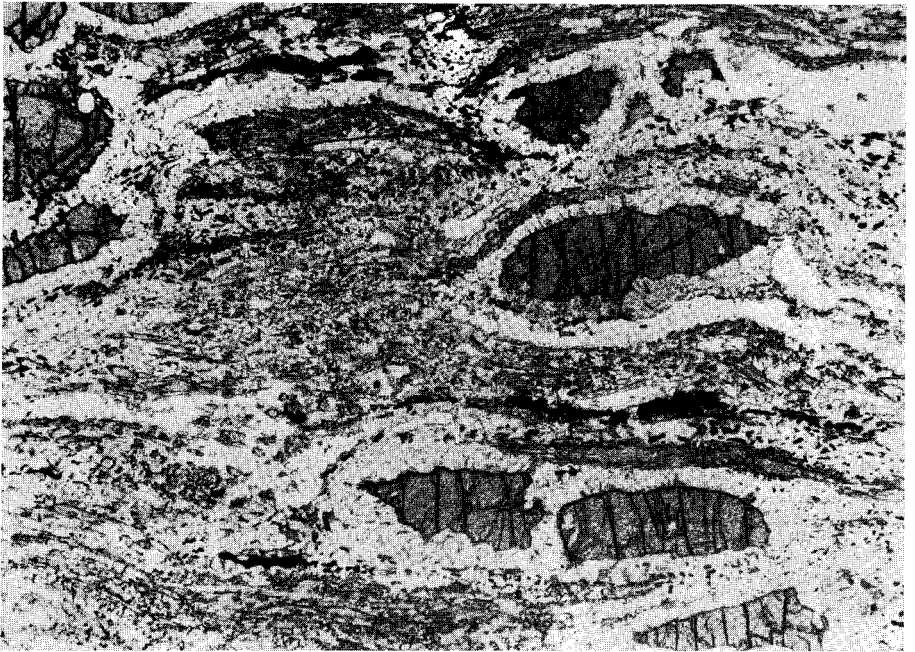


Abb. 1. „Vindelizit“. Sillimanitzüge umflasern Granate mit Cordierithof; ca. 0,75 km ostnordöstlich Amerbacher Kirche, Blatt Wemding 7130. Schliff 5957, Vergr. 30-fach, 1 Nicol.

1.9. Cordieritfels

Vorkommen: Noch seltener als der „Vindelizit“ ist das im Folgenden beschriebene Gestein. Es wurde nur 0,5 km westlich der Itzinger Kirche (Blatt Wemding 7130) gefunden.

Habitus: In einer dunkelblaugrauen, dichten Grundmasse liegen große (bis 1,5 cm) eckig begrenzte Quarz- und Feldspatporphyroklasten. Auch dieses Gestein ist auffallend spezifisch schwer.

Gefüge: U. d. M. löst sich die makroskopisch dichte Grundmasse zu einem granoblastischen Mosaik aus Cordierit und weniger Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat auf. In dieser panxenomorphen Grundmasse liegen die großen Klasten aus Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat. Ehemalige Großkörner, die jetzt völlig in Cordierit umgewandelt sind, lassen sich teils noch gut an einer etwas größeren und manchmal radial angeordneten Ausbildung des Cordierits erkennen.

Mineralbestand: Cordierit, seltener Sillimanit, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Apatit, Zirkon, Hercynit.

1.10. Blastomylonitgneise

1.10.1. Orthoblastomylonit

Vorkommen: Kristallinvorkommen um Itzing und Fünfstetten (Blatt Wemding 7130). Lehberg (Blatt Unterschneidheim 7028).

Ulrichsberg (Blatt Unterschneidheim 7028).

Felder nördlich der Metzenau und S-Hang des Wennenberges (Blatt Deiningen 7129).

Habitus: Große, bis 20 mm messende, kantengerundete bis rundliche Feldspatporphyroklasten schwimmen zwischen mittelkörnigen, ovalrundlichen bis spindelförmig gestreckten Feldspatäugen, die von feinsten Biotitzügen umflasert werden.

Gefüge: Das mikroskopische Bild bestätigt die makroskopische Beschreibung eines tektonisch durchbewegten Gesteins. Die Feldspatklasten bestehen aus Plagioklas und Kalifeldspat, wobei Plagioklas häufiger ist. Sie werden von Biotit, gestrecktem Quarz und einem feinen rekristallisierten Mörtel aus Quarz, Plagioklas und Biotit umflasert.

Mineralbeschreibung:

Quarz: Er findet sich im oben erwähnten Mörtel, sehr feinkörnig, und in gestreckten Körnern bis zu 2,5 mm lang.

Plagioklas: Die Klasten weisen folgenden Anorthitgehalt auf:

Rand	28—34 %
Kern	40—45 %

Kalifeldspat: ist schlierenartig von Hämatit durchstäubt. Film-, Ader- und Fleckenperthit; Cleavelandit.

Biotit: Pleochroismus dunkelbraun—hellbraun. In den Zwickelräumen der Großkörner bildet er Aggregate, in denen sich die Scheiter wirt untereinander verschränken. In den leukokraten Lagen haben die Biotitschüppchen keinen Zusammenhang mehr.

Weiterer Mineralbestand: Apatit, Zirkon, Titanit, Hämatit, Rutil.

1.10.2. Parablasmylonit

Vorkommen: Sternwirthshölzl, 2,6 km nördlich Wemding (Blatt Wemding 7130); Aufschluß im Wennenbergkeller (Blatt Deiningen 7129); auf den Feldern zwischen Lierheim und Appetshofen (Blatt Deiningen 7129); am E-Hang des Hahnenberges und am Allbuck (Blatt Deiningen 7129).

Habitus: Das Gestein zeigt einen unruhigen Wechsel oftmals konkordant gefalteter heller und dunkler Lagen, wobei in den hellen Lagen noch eine undeutliche Spezialfältelung zu erkennen ist. Die hellen Lagen werden aus grobkörnigen, kantengerundeten, schwach spindelförmigen Porphyroklasten gebildet.

Gefüge: Die großen (bis 2 cm) Einsprenglinge bestehen meist aus mehreren Kristallindividuen. Dabei erscheinen zerbrochene Großkristalle teilweise durch einen feinen Mörtel verkittet. Diese Großkornaggregate werden von einem Kleinkorngewebe aus Biotit, \pm Cordierit, Quarz und Plagioklas umflossen (Abb. 2).

Der Mineralbestand unterscheidet sich von dem beschriebenen Orthoblastomylonitgneis durch das Fehlen von Kalifeldspat und das Auftreten von Granat und Cordierit. Es werden daher nur diese Minerale beschrieben (Plagioklas: An-Gehalt 25—33—40 %).

Cordierit: Er bildet sich verdrängend in der Biotitflaser. Meist ist er in eine gelbe „Gareiß'sche Zwischensubstanz“ umgewandelt, wenn er nicht schon ganz oder an Korngrenzen und Spaltrissen pinitisiert ist.

Granat: xenomorph; wird von Biotit und Plagioklas korrodiert und in Teile zerlegt.

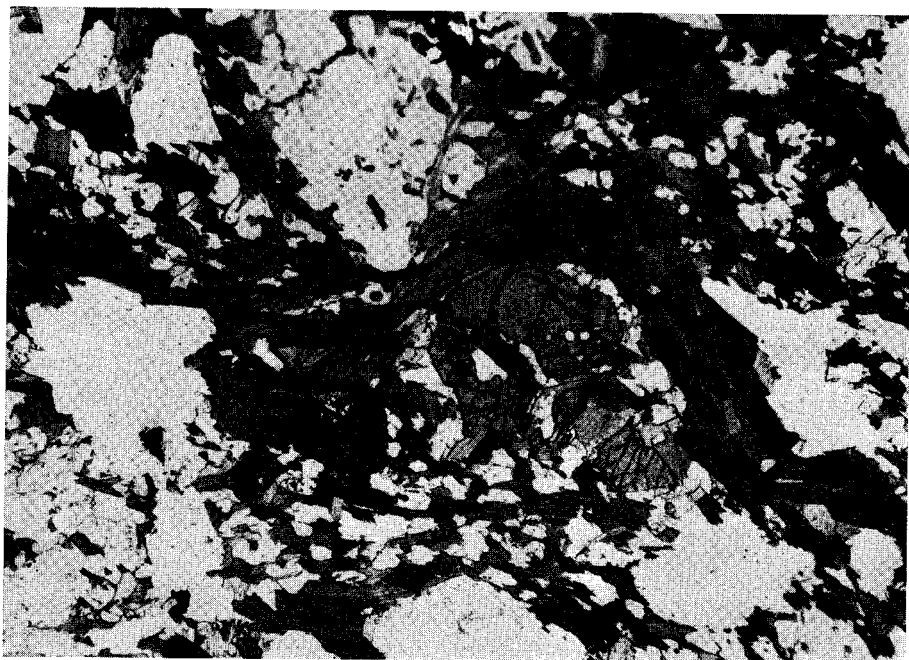


Abb. 2. Parablastermylonit. Biotit umflasert und verdrängt Granat, der kleine runde Quarze und Erzkörner eingeschlossen enthält; Sternwirthshölzl, 2,6 km nördlich Wemding, Blatt Wemding 7130. Schliff 5372, Vergr. 30-fach, 1 Nicol.

1.11. Feinkörnige Plagioklas-Metablastite

Vorkommen: Felder südlich des Waldabteils Sandbrunn nördlich Wemding (Blatt Wemding 7130).

120 m westlich vom neuen Mittelweger Hof nördlich Fünfstetten (Blatt Wemding 7130).

Weiter wird das Gestein vereinzelt in der Umgebung von Wemding, am Schwalbenberg (nahe Fünfstetten), 1,7 km nordwestlich Itzing (Blatt Wemding 7130) und 0,5 km nordwestlich und 1,4 km nordnordwestlich von Unterbuch (Blatt Monheim 7131) gefunden.

Habitus: Das feinkörnige, dunkelgraue Gestein zeigt zwischen kleinsten s-parallelen Biotiten dicht nebeneinander aufprossende, leicht rötlich gefärbte Feldspäte.

Gefüge: schwach texturiert, granoblastisch.

Mineralbeschreibung:

Quarz: schwach gestreckt parallel s.

Plagioklas: (An-Gehalt 28—35 %), teilweise hypidiomorph; Zwillinge nach dem Albit-, Periklin- und Karlsbader-Albitgesetz; Antiperthit.

Kalifeldspat: Film- und Aderperthit. Die xenomorphen Blasten weisen viele Einschlüsse auf.

Biotit: Er bildet ein stark resorbiertes, offenes Parallelgefüge. Pleochroismus: dunkelbraun—gelblich.

Akzessorien: Apatit, Zirkon, Titanit, opakes Erz.

2. Tiefengesteine

2.1. Hornblende-Gabbro

Vorkommen: ca. 500 m nordwestlich der Schmähinger Kirche (Blatt Deiningen 7129). Von diesem Gestein wurde nur ein Lesestein gefunden.

Habitus: blaßgrün, klein- bis mittelkörnig.

Gefüge: Hornblende und Plagioklas bilden ein ophitisches Gefüge. Plagioklas ist isotropisiert (Maskelynit).

Mineralbestand: Plagioklas, Hornblende, Chlorit, Apatit, Titanit, Limonit, Calcit.

Hornblende:

$2V_x = 82-87^\circ$ (6 Messungen)

NX = hellgelbbraun

AE = (010);

NY = NZ = braungrün;

pseudomorph nach Pyroxen.

Chemische Analyse (G. Cammann):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
45,22	0,16	18,48	2,29	3,05	0,18	9,81	14,01	1,07	1,79	0,03	0,50	3,40

2.2. Hornblendediorit

Vorkommen: wenige Lesesteine im Hohlweg, der vom Allbuck nach Schmähingen führt (Blatt Deiningen 7129).

Habitus: dunkelgrün, mittel- bis kleinkörnig.

Gefüge: richtungslos, hypidiomorph-körnig.

Mineralbestand: Plagioklas (An-Gehalt 34—36 %), grüne Hornblende, Biotit, Chlorit, Quarz, Apatit, Titanit, Zirkon, Pistazit, Ilmenit, Hämatit, Limonit.

Hornblende: optische Daten.

$2V_x = 74, 76^\circ$

NX = hellgelbgrün

AE = (010); $c/z = 15-18^\circ$

NY = gelbgrün

NZ = olivgrün

Modalanalyse, Schliff Nr. 6275 (Allbuck, Blatt Deiningen 7129):

Pl	Hbl	Bi	Ap	Qz	Ti	Zr	Erz
33,2	64,5	1,2	0,2	0,1	0,6	Sp	0,2

2.3. Quarzglimmerdiorit

Vorkommen: Blatt Wemding (7130); östlich Amerbach, Hohlweg 120 m südöstlich des Punktes 490,5; Nordabhang des Dobelbucks östlich Amerbach; 1,2 km westlich Amerbach.

Blatt Wolfersstadt (7030): am Fahrweg, der westlich von Polsingen nach Trendel führt; Südabhang des Polsinger Berges.

Blatt Deiningen (7129): Reimlinger Berg, östlich Herkheim.

Habitus: An dem dunkelgrauen Gestein fallen viele große (1—2 mm), schwarze Biotite auf, die in einer fein- bis feinkörnigen Grundmasse schwimmen.

Mineralbeschreibung:

Plagioklas: hypidiomorph bis idiomorph. Zwillinge: Albit-, Karlsbader-Albit-, seltener Periklingesetz. Größe der Leisten $0,35 \times 0,8$ mm (max. $0,55 \times 1,6$ mm).

Anorthitgehalt: Kern (40—)44—51—54 %
Rand 27—28—33 %

Biotit: Neben den am Handstück bereits gut erkennbaren großen Biotitschuppen liegt zwischen den hellen Gemengteilen ein Häcksel stark korrodierter Biotite. Pleochroismus: dunkelbraun nach gelbbraun.

Quarz: schwach undulös.

Kalifeldspat: meist in Zwickelräumen zwischen den Plagioklasen. Er löscht leicht fleckig undulös aus und ist von Hämatit schwach durchstäubt.

Apatit: auffallend reichlich. Er bildet sehr lange dünne Nadeln (max. $0,01 \times 0,37$ mm) oder kleinere, stumpfe Individuen ($0,16 \times 0,25$ mm).

Orthit: max. 0,75 mm, schwach pleochroitisch (gelblich—braun). Zonarbau und Apatiteinschlüsse; radioaktiv.

Hornblende: grünlich, schwach pleochroitisch, stark zersetzt.

Akzessorien: Zirkon, xenomorpher Titanit, Magnetit.

Modalanalysen:

Schliff Nr.:	Qz	Kf	Pl	Bi	Ap	Zr	Ti	Hbl	Erz	Orth
a) 6159 A	24,7	4,3	47,7	22,1	1,0	0,05	0,05	Sp	0,1	Sp
b) 6159 B	21,1	2,5	47,6	26,3	1,7	0,1	Sp	0,3	0,3	Sp
c) 6268	31,2	3,2	60,7	4,2	0,3	0,1	Sp	—	0,3	—

a), b) Hohlweg 0,7 km ostnordost der Amerbacher Kirche, Blatt Wemding 7130; c) Reimlinger Berg, östlich Herkheim (Blatt Deiningen 7129).

2.4. Sehr feinkörnige, wahrscheinlich gangfüllende Quarzglimmerdiorite

Vorkommen: Blatt Wemding (7130: Nordabhang des Dobelbucks, südlich Amerbach; Blatt Wolfenstadt (7030): am Polsinger Kinderspielplatz am Fuße des Polsinger Berges.

Habitus: Das dunkelgraue Gestein ist meist braun angewittert und zeigt in einer sehr feinkörnigen bis dichten Grundmasse kleine, längliche, idiomorphe Plagioklase von maximal 3 mm Längerstreckung und selten ebenso große Biotite.

Gefüge: U. d. M. liegen in einer zentimeterkörnigen, granoblastischen Grundmasse aus Plagioklas, Quarz, Biotit und Kalifeldspat größere idiomorphe Plagioklase (etwa $0,25 \times 0,90$ mm), die, wie auch die Apatitnadeln, statistisch zueinander parallel eingeregelt sind. Die Regelung darf man als Ausdruck einer Fließbewegung während der Erstarrung deuten. Auch wurde ein Handstück gefunden, das einen scharfen Kontakt des Quarzglimmerdiorits gegen einen Granit zeigte.

Mineralbeschreibung:

Plagioklas: häufig idiomorph; zonarer Aufbau:

Kern 41—45 %

Rand 25—29 % Anorthit

Kalifeldspat: stets xenomorph; sehr selten.

Quarz: An größeren Individuen ist eine leichte undulöse Auslöschung zu erkennen.

Biotit: durchschnittliche Größe $0,04 \times 0,1$ mm; Pleochroismus dunkelbraun nach hellbraun bis grünlich.

Hornblende: NX = hellgrün, NY = dunkelgrün, NZ = olivgrün. Längserstreckung max. 0,4 mm; sehr selten, meist in sehr stark zersetzten Relikten.

Apatit: kommt in zwei verschiedenen Ausbildungen vor:

a) feinste dünne Nadeln, Breite : Länge = 1 : 34;
(0,0064 : 0,2 mm)

b) stumpfe Individuen: Breite : Länge = 1 : 10;
(0,024 : 0,24 mm)

Die langen Nadeln weisen oft skelettäre, angefressene und gabelförmige Formen auf. Man kann daraus auf eine rasche Abkühlung der Gesteinsschmelze schließen (Ganggestein!). Auch Hohlkanäle werden in den Apatiten beobachtet.

2.5. Titanitfleckengesteine

Vorkommen: Blatt Wemding (7130): wie bei den Quarzglimmerdioriten, dazu Wald-acker Sandbrunn, südsüdwestlich vom Doosweiher; Suevitvorkommen am Doosweiher.

Blatt Wolferstadt (7030): wie bei den Quarzglimmerdioriten.

Blatt Nördlingen (7128): südwestlich Herkheim; Allbuck.

Blatt Öttingen (7029): 400 m nordwestlich Schaffhausen.

Blatt Deiningen(7129): Wennenberg.

Habitus: Das Gestein entspricht in all seinen Eigenschaften nahezu völlig den Beschreibungen, die G. FISCHER (1926) und G. TROLL (1962) und andere von den Titanitfleckengesteinen, den Englburgiten des Bayerischen Waldes geben.

Im Handstück weisen die sehr feinkörnigen Titanitfleckendiorite etwas gestreckte Quarzfeldspat-Flecken von 1—4—(11) mm Längserstreckung auf. Im Kern dieser Augen liegt jeweils in der Längsrichtung ein kandisfarbener Titanitkristall, meist jedoch nur mehr Titaneisen pseudomorph nach Titanit. Gelegentlich schließen sich die Augen zu unregelmäßigen Schnüren von 3—5 mm Breite und bis 20 mm Länge zusammen, die parallel der Längserstreckung der übrigen Augen liegen. Auf 1 cm² können 2—3 Titanitflecken in der dunkelgrauen, biotitreichen Grundmasse gezählt werden.

Gefüge: In den typischen Englburgiten umgeben 0,5—4 mm breite hornblende- und biotitfreie Höfe die Titanitkristalle, die maximal 6 mm, meist nur 1 mm lang werden (Abb. 3). In der kristalloblastischen Matrix ist eine schwache Regelung vor allem der (hyp-) idiomorphen, leistenförmigen Plagioklasse wohl als ein Hinweis auf eine Fließbewegung während der Erstarrung zu deuten.

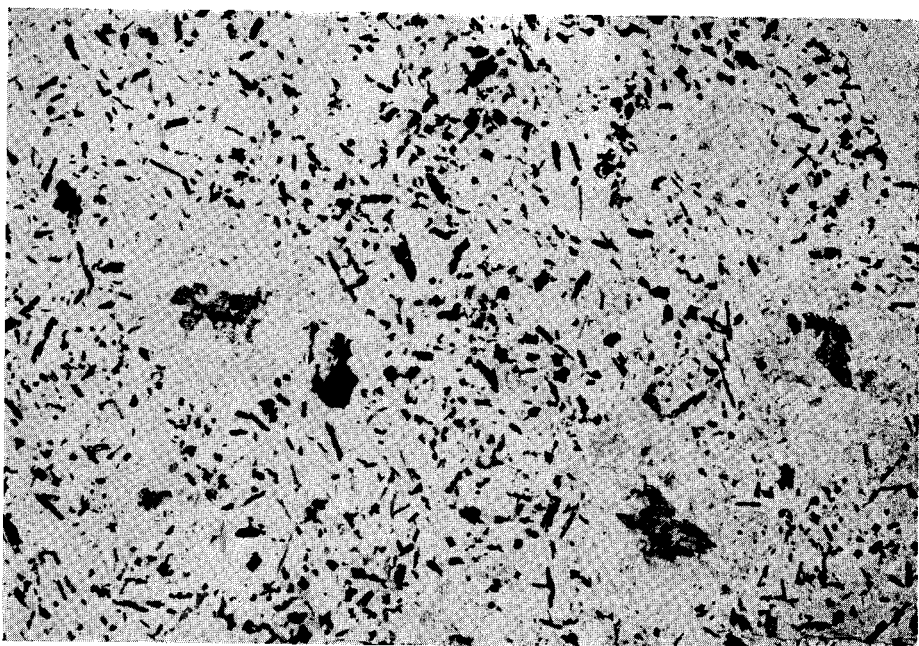


Abb. 3. Titanitflecken-gestein. Titanitkristalle sind von biotitfreien Höfen umgeben; Wennenberg, Blatt Deiningen 7129. Schliff 5470, Vergr. 7-fach, 1 Nicol.

Mineralbeschreibung:

Plagioklas: Größe der Leisten $0,2 \times 0,5$ (max. $0,7 \times 1,85$) mm. Zwillinge nach dem Albit-, auch nach dem Karlsbader-Albit- und dem Periklin-gesetz. Der Anorthitgehalt ist bei den Modalanalysen angegeben.

Kalifeldspat: Der Gehalt an diesem Mineral unterliegt Schwankun-gen. Fleckig undulöse Auslöschung; Myrmekit verdrängt den Kalifeldspat. Stets xenomorph, meist zwickelfüllend.

Biotit: Pleochroismus dunkelbraun nach gelblich hellbraun; starke Erzentmischungen bevorzugt parallel (001); verschiedene Korngestalt und -größen.

Apatit: wie Plagioklas statistisch eingeregelt; max. bis 0,4 mm lang. Hohlkanäle und Zirkoneinschlüsse sind häufig.

Titanit: bis 6 mm lang. Meist xenomorph buchtig aufgehöhlt, nur selten spitz rhombenförmige Schnitte.

Hornblende: meist stark zersetzt. Selten sind optische Daten genau zu bestimmen.

$$2V_x = 78^\circ$$

$$c/z = 16-18^\circ$$

NX = hellgrün

NY = dunkel-olivgrün

NZ = dunkelgrün

Akzessorien: Zirkon, Orthit, Magnetit.

Tabelle 1: Modalanalysen von Titanitfleckengesteinen

Schliff Nr.:	Qz	Kf	Pl	Anorthitgehalt		Bi	Hbl	Ap	Zr	Ti	Orth	Erz	
				Kern	Rand								
a) 6173	19,7	—	48,0	30—31—32	0/0	26—27—30	0/0	29,2	—	1,8	0,1	0,1	Sp 1,1
b) 6257	17,2	4,5	39,7	30—31—32	0/0	26—27—30	0/0	34,8	Sp	1,6	0,1	0,9	0,3 0,9
c) 5576	18,5	6,9	44,8	37—40	0/0	30—33	0/0	27,1	—	1,6	0,3	0,8	— Sp
d) 5577	16,8	8,3	47,5	37—40	0/0	30—33	0/0	26,1	Sp	0,4	0,2	0,7	— Sp
e) 5579	17,4	13,5	46,7	37—40	0/0	30—33	0/0	17,7	2,9	0,6	0,2	0,9	— 0,1
f) 5539	21,9	18,8	40,1	31—40	(—45) 0/0	25—29	0/0	17,5	—	1,2	—	0,1	— 0,4
g) 5470	19,3	15,1	48,7	31—40	(—45) 0/0	25—29	0/0	14,7	—	0,6	0,1	1,5	— Sp
h) 5476	23,0	5,0	57,4	31—40	(—45) 0/0	25—29	0/0	13,0	—	0,3	Sp	Sp	— 1,3

a) b) Südwestlich Herkheim Bl. Nördlingen (7128)

c) 300 m nordöstlich der Amerbacher Kirche, Bl. Wemding (7130)

d) Fahrweg Polsingen—Trendel, westlich Polsingen, Bl. Wolfenstadt (7030)

e) Im Lindbichl, Grenze Bl. Wolfenstadt (7030) — Bl. Wemding (7130), (Lindbichl auf Flurkarte XXXVII 27)

f) g) Keller am Wennenberg, Bl. Deiningen (7129)

h) 400 m nordwestlich Schaffhausen, Bl. Ottingen (7029)

Nach diesen Modalanalysen haben die Titanitfleckengesteine im Ries eine granodioritische bis quarzdioritische Zusammensetzung.

2.6. Granodioritische Gesteine

Unter dieser Überschrift seien Gesteine zusammengefaßt, die nach der Modalanalyse als Granodiorite und als Übergänge zu den Graniten zu bezeichnen sind. Auch ein farsunditähnliches Mischgestein und Granodiorite mit deutlichem Parallelgefüge oder mit Flasertextur seien hier aufgeführt.

Vorkommen: Blatt Wemding (7130): wie bei den Titanitfleckendioriten, dazu südlich Amerbach — Der Granodiorit mit deutlichem Parallelgefüge: 1,5 km nördlich Wemding, westlich an dem Weg, der auf den Fuchsberg führt; Waldäcker Sandbrunn.

Blatt Wolfenstadt (7030): wie bei den Titanitfleckendioriten.

Blatt Nördlingen (7128): zwischen Utzmemmingen und Trochtelfingen; Reimlinger Berg.

Blatt Unterschneidheim (7028): nördlich Maihingen, Basiskonglomerat des Ulrichsberges (farsunditähnliches Mischgestein).

Blatt Ottingen (7029): 400 m nordwestlich Schaffhausen.

Blatt Deiningen (7129): Wennenberg; südlich der Wennenmühle; Steinberg, Allbuck; zwischen Lierheim und Appetshofen.

Blatt Bissingen (7229): 1,3 km südlich Kleinsorheim.

Habitus: In typischer Ausbildung stellt der Granodiorit ein feinkörniges, graues Gestein dar. Übergänge zwischen den oben erwähnten Typen sind häufig. Das farsunditähnliche Mischgestein bildet einen Übergang von den plagioklasreichen Graniten zu den Granodioriten. Am Handstück unterscheidet es sich von den Granodioriten durch etwas gröbere Körnigkeit und etwas größere Feldspateinsprenglinge.

Gefüge: U. d. M. fallen in dem granitischen Gefüge vereinzelt große, porphyrische Plagioklaseinsprenglinge auf. In den geregelten Typen zeigt ein offenes Biotitgefüge eine deutliche Textur. Redwitzitisch wurden die Granodiorite dann genannt, wenn in ihnen das charakteristische Gefüge von sperrigen Biotiten zu beobachten war.

Mineralbeschreibung:

Plagioklas: Hypidiomorph bis idiomorph, Größe $0,6 \times 1,8-2,5$ mm; Zwillinge nach dem Albit-, Albit-Karlsbader und Periklingesetz. Ein Zonarbau ist häufig, bei den farsunditähnlichen Gesteinen bis zu 10 Zonen.

Kalifeldspat: xenomorph, bis 6 mm; Film- und Fleckenperthite. Von Myrmekit wird er verdrängt.

Quarz: bis 1,2 mm groß; leicht undulös, selten auch in Felderteilung auslöschend.

Biotit: Pleochroismus hellbraun—dunkelbraun. Die im Ries so häufige Chloritisierung der Biotite dringt auch hier in basisparallelen Streifen von den hie und da aufgeblätternen Prismenendflächen in den Biotit vor.

Orthit: max. 0,5 mm Durchmesser; ab und zu von einem dünnen Epidotsaum umgeben.

Apatit: auffallend reichlich vertreten; bis 0,5 mm Länge.

Zirkon: liegt einmal in Form der kleinen, bekannten Säulchen, zum anderen Mal in xenomorphen, bis 0,1 mm messenden Individuen vor.

Akzessorien: Rutil, Magnetit, Ilmenit, Titanit und Hämatit.

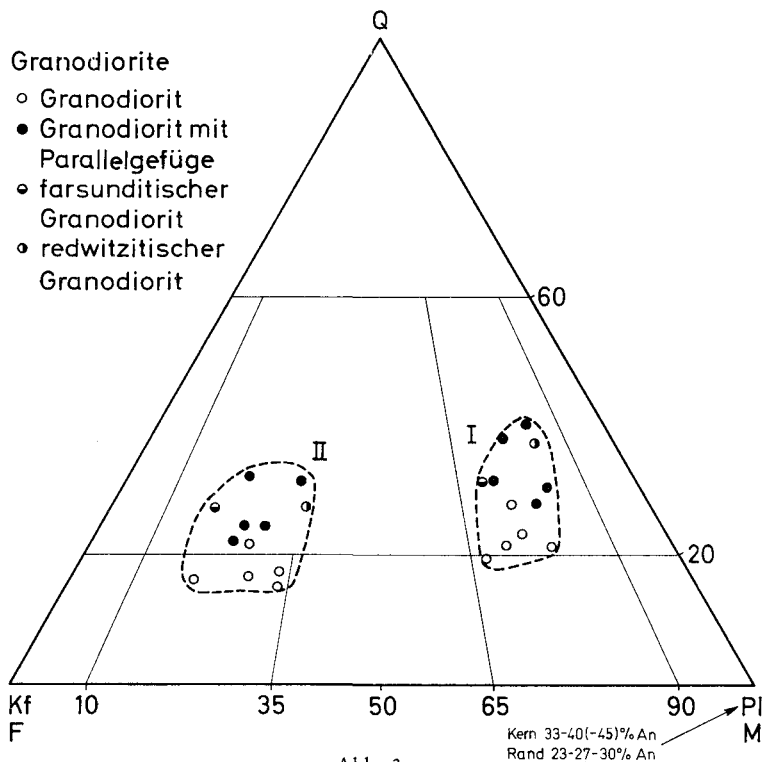


Abb. 3 a.

- I = Q—Kf—Pl (nach STRECKEISEN, Geol. Rdsch., 55, 1966)
 II = Q—F—M
 F = Feldspat
 M = Mafite (Glimmer, Amphibole, Erze, Apatit, Zirkon, Titanit)

Hier sei auch eine chemische Analyse eines Granodiorits mit deutlichem Parallelgefüge angegeben (G. Cammann). (Fundpunkt: 400 m nordwestlich Schaffhausen, Bl. Öttingen 7029):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Su
63,98	1,01	13,98	2,13	3,70	0,11	3,08	0,96	4,00	1,13	0,37	1,93	4,36	99,38
Glühverlust 3,00													

2.7. Granite

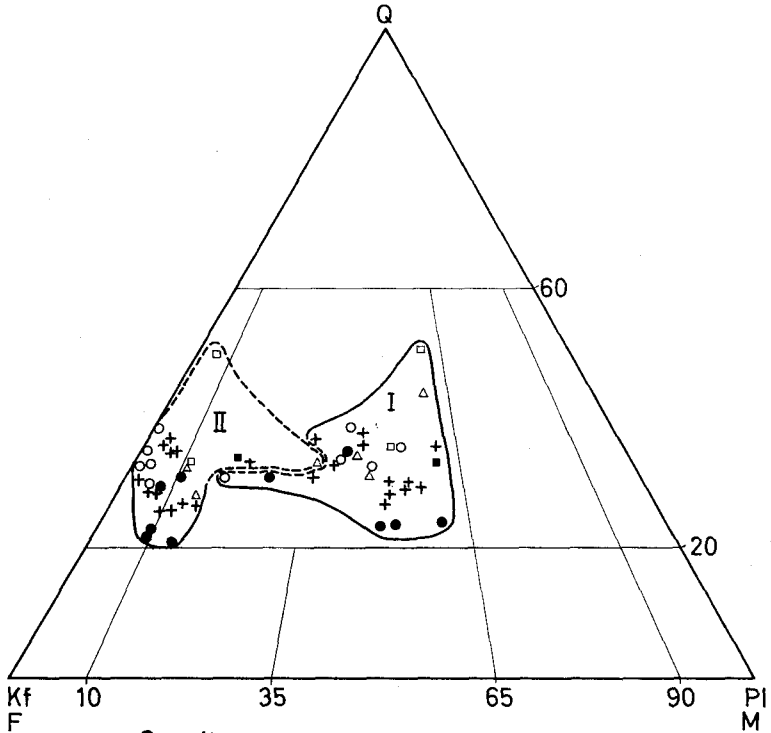
Vorkommen: Überall, wo im Ries Gesteine des Grundgebirges auftreten, findet man auch Granite.

Habitus: Es ist nicht ganz einfach, die verschiedenen Typen voneinander abzugrenzen. Ein Unding ist es, die Granite nach der Farbe einzuteilen („Roter Lierheimer Granit“). Die im Ries so häufige Rotfärbung der Granite ist an nahezu allen Typen zu beobachten. Sie dürfte auf hydrothermale Einflüsse zurückzuführen sein, da man sie hin und wieder in Abhängigkeit von einer Kluffläche findet.

Die Granite wurden nach ihrer Korngröße und ihrem Biotitgehalt gegliedert. Ganggranite wurden hin und wieder so gefunden, daß sie an einem Handstück den Granit im scharfen Kontakt zu einem Gneis zeigten (z. B. nördlich Amerbach, Bl. Wemding 7130). Auf eine eingehende Beschreibung der normalen Granite wird hier verzichtet (siehe dazu B. DRESSLER 1967, G. GRAUP 1968, C. MATZKE 1967). Die Dreieckdarstellung von 28 Modalanalysen mag genügen.



Abb. 4. Bruchfalte im Granit. Grube nordöstlich Metzenau, Blatt Wemding 7130.



Granite		Anoithitgehalt
●	28 Modalanalysen mittelkörnig, biotitreich	23-30%
○	mittelkörnig, biotitarm	22-25%
+	kleinkörnige Biotitgranite	23-28(-31)%
△	klein- u. mittelkörnige Zweiglimmer-	23-25%
	granite	
□	Flasergranit	22-27%
■	Ganggranit	24-28%

Abb. 4 a.

I = Q—Kf—Pl (nach STRECKEISEN, Geol. Rdsch., 55, 1966)

II = Q—F—M

F = Feldspat

M = Mafite (Glimmer, Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil, Cordierit, Epidot, Granat, Erz)

3. Ganggesteine

3.1. Lamprophyre

3.1.1. Kersantit — Wennenbergit

Im Laufe der nun über hundertjährigen Riesgeologie hat das am Wennenberg auf Blatt Deiningen (7129) im Biotitgranit aufsitzende Gestein häufig seine genetische Deutung gewechselt. Für v. GÜMBEL (1870), SCHOWALTER (1904) und SCHUSTER (1906) ist das Gestein Ausdruck eines tertiären Riesvulkanismus. Als erster erkennt THÜRACH (1891) den Wennenbergit richtig als Lamprophyre (Kersantit). R. LÖFFLER (1912) beschreibt das Gestein aufgrund „winziger, poly-

gonaler Kristalldurchschnitte, die auf Augit hinweisen“, als Augitminette. W. ACKERMANN (1958) bezeichnet den Wennenbergit nach chemischen Analysen als einen Lamprophy, der den Malchiten und Minetten nahe steht.

Vorkommen:

Blatt Wemding: 11 verschiedene Vorkommen: die drei wichtigsten:

- a) Waldabteil Rauhwinkel ca. 2,2 km nördlich Wemding
r = 44 06300 h = 54 18260
- b) Westabhang der Warth nördlich Amerbach
r = 44 04380 h = 54 18660
- c) Waldäcker Sandbrunn, südsüdwestlich vom Doosweiher
r = 44 07400 h = 54 17960

Auch in einer Explosionsbreccie bei Sulzdorf wurde der Wennenbergit gefunden.

r = 44 10900 h = 54 08060

Blatt Wolfersstadt (7030): 2 unbedeutende Vorkommen.

Blatt Unterschneidheim (7028): südlich Unterwilfingen

r = 36 06190 h = 54 20910

Blatt Deiningen (7129): Typlokalität Wennenberg

r = 43 99400 h = 54 13600

Habitus: Makroskopisch erkennt man an dem aphanitischen, harten Gestein nur einzelne größere Biotite (max. $\frac{1}{2}$ cm) und rundliche, kleinere Fremdeinschlüsse von Feldspat und Quarz. Sehr selten sind Blasenräume. Im frischen Zustand am Wennenberg besitzt der Lamprophy dunkelgraue Farbe. Verwitternd nimmt er eine dunkelbraune bis grünlich braungelbe Farbe an.

Gefüge: U. d. M. liegen in einer wirr verfilzten Grundmasse von sehr feinkörnigen Plagioklasleistchen oder auch in einer ehemals wohl glasig erstarrten und jetzt sphärolitischen Masse große (max. $\frac{1}{2}$ cm), teils sehr schön idiomorphe Biotite. R. LÖFFLER (1912) beschreibt „Kristalldurchschnitte, die auf Augit hinweisen“. Die Abbildung (Abb. 5) zeigt Querschnitte, die man z. T.

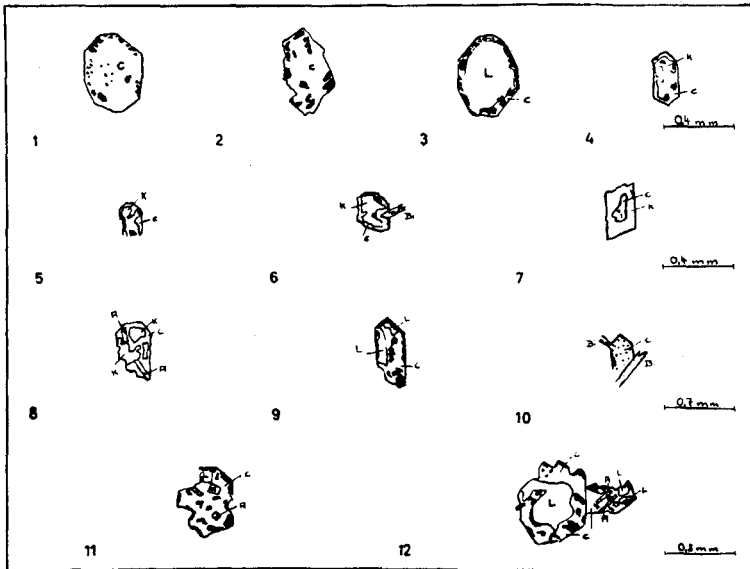


Abb. 5. Pseudomorphosen im Wennenbergit. C = Chlorit, A = Apatit, K = Karbonat, B = Biotit, L = Hohlraum.

wirklich als umgewandelte Augite deuten kann. Andere Schnitte lassen sich verschieden als ehemalige Augite, Hornblenden oder Biotite deuten. Diese Pseudomorphosen werden teils von Chlorit, teils von Karbonat gebildet.

Mineralbeschreibung:

Plagioklas: An wenigen der kleinen Nadeln konnte der Plagioklas als ein Oligoklas-Andesin bestimmt werden.

Biotit: häufig idiomorph, meist stark chloritisiert oder ausgebleicht.

Apatit: max. 1,25 mm Länge bei nur 0,2 mm Breite; oft mit Hohlkanälen.

Titanit: amöboid ausgebildet, stark durch Ilmenit getrübt.

Die fremden Grundgebirgseinschlüsse bestanden in den untersuchten Schlif-
fen nur aus Quarz oder Plagioklas. Sie zeigen glatte runde Korngrenzen (her-
vorgehoben durch magmatische Korrosion) und manchmal einen doppelten
Saum um das Korn herum: Auf den Quarz folgt eine erzfreie, gegen den
Quarz unscharf begrenzte Zone mit etwas chloritischer Substanz beigemengt,
darauf ein diffus körneliger Erzsaum.

3.1.2. Hornblende-Fleckenkersantit

Vorkommen: nur auf Blatt Nördlingen (7128)

- a) häufig nördlich der Ringlesmühle (r = 36 03490; h = 54 10980)
- b) einzelne Lesesteine südlich Trochtelfingen (r = 36 03260; h = 54 11190)
nordwestlich Utmemmingen (r = 36 04750; h = 54 01160)
westlich Altbürg (r = 36 04760; h = 54 09590)
Galgenberg südlich Nördlingen (r = 36 09290; h = 54 12920)

Habitus: In einer sehr feinkörnigen bis dichten, graugrünen Grundmasse sind meist unregelmäßig, bis zu 8 mm große Hornblendeflecken eingelagert.

Gefüge: Das Mikroskopbild zeigt eine panallotriomorph-körnige, rasch erstarrte Quarz-Feldspat-Matrix. In dieser nahezu kryptokristallinen Grundmasse schwimmen die übrigen hypidiomorph ausgebildeten dunklen Gemengteile, die noch in Ruhe auskristallisieren konnten.

Mineralbeschreibung:

Plagioklas: An etwas größeren Körnern konnte der Anorthitgehalt bestimmt werden:

Kern	30 %
Rand	24 %

Kalifeldspat: selten durch kleine Myrmekitwarzen zu erkennen.

Quarz: löscht vereinzelt leicht undulös aus.

Biotit: Pleochroismus dunkelbraun—grünlichgelbbraun. Größe max. 0,2 × 3 mm, hypidiomorph.

Hornblende: liegt in verschränkt verwachsenen Butzen vor. Zonarbau verrät sich durch hellere Grünfärbung im Inneren und eine dunklere, rand-

liche Grünfärbung. Der Zonarbau wird manchmal durch eine Trennungslinie, bestehend aus einer Quarzdurchlöcherung oder Ausscheidung von Erz unterstrichen.

Optische Daten der Hornblende:

$$c/z = 16-19^\circ$$

NX = gelbbraun

$$AE = (010)$$

NY = dunkelolivgrün

$$2V_x = 72, 70, 71, 69, 68^\circ$$

NZ = dunkelblaugrün

Apatit: sehr häufig; statistische Regelung der Längsachsen; Länge: Breite = 0,18:0,004 mm (50:1).

Titanit: Pleochroismus, hellgelbbraun nach rosabraun; xenomorph bis idiomorph.

Akzessorien: Zirkon, Ilmenit, Magnetit, fraglich Orthit.

Modalanalyse:

Schliff Nr.:	Qz + Kf + Pl	Bi	Hbl	Ap	Zr	Ti	Erz
5570	46,9	25,7	15,8	7,0	0,1	3,8	0,7

Fundpkt.: Nördlich Ringesmühle, Blatt Nördlingen (7128).

3.2. Aplite, Pegmatite und Gangquarze

sind im ganzen Ries häufig zu finden, wobei Pegmatite seltener als Aplite, Gangquarze seltener als Pegmatite sind. Es wird hier auf eine Beschreibung dieser Gesteine verzichtet, da sie gegenüber anderen Kristallingebieten keinerlei Besonderheiten aufweisen.

3.3. Flußspat und Schwerspat

Vorkommen: Flußspat wurde in einem neuen Aufschluß an der Langenmühle nördlich Maihingen als dunkelviolettes Gängchen in einem Kalkspatblock gefunden. v. GÜMBEL und R. LÖFFLER erwähnen Schwerspatfunde nördlich Marktöffingen, ohne jedoch einen genauen Fundpunkt anzugeben.

4. Riesische Bildungen

4.1. Silifizierte Grundgebirgsbreccien

Vorkommen: Blatt Wemding (7130): Felder südlich der Warth, nördlich Amerbach.

E. WEBER (1941) beschreibt zerbrochene Granite, deren Bruchstücke durch meist grün gefärbte Kieselsäureäderchen verkittet sind. Am Handstück ist nicht zu erkennen, daß diese Adern selbst zerbrochen wären. Auch die Dünnschliffbilder geben hierfür keinen Hinweis. E. WEBER jedoch beschreibt die Kieselsäureäderchen als älter als die intensive Zerpressung des Grundgebirges, „da man die Kieselsäurebildungen von dieser Beanspruchung stets mitbetroffen antrifft“. Dies entspricht jedoch nicht den hier gemachten Beobachtungen.

4.2. Explosionsbreccien

Die Abbildungen 6 und 7 zeigen zwei Explosionsbreccien aus dem östlichen Ries, aus Sulzdorf und Amerbach. Die Sulzdorfer Breccie zeigt fein zerriebenen Granit und Wennenbergitbröckchen in den gezeichneten Gängen. Die feinen, zueinander parallelen Gänge sind etwa 1,5 cm breit. Sie durchschlagen einen mittelkörnigen Biotitgranit. Die Breccie in Amerbach war 1965 in einer Baugrube aufgeschlossen. Als Besonderheit zeigte sie eine zerbrochene Schliere weißen, schaumigen Glases (Abb. 8). Auch in Dünnschliffuntersuchungen der größeren Komponenten einer Explosionsbreccie ca. 1 km östlich Lierheim (Blatt Deiningen 7129) wurde Glas mit Fließstrukturen nachgewiesen (Abb. 9). Hier wurden auch Deformationslamellen und teilweise Isotropisierung im Plagioklas und planare Elemente im Quarz beobachtet.

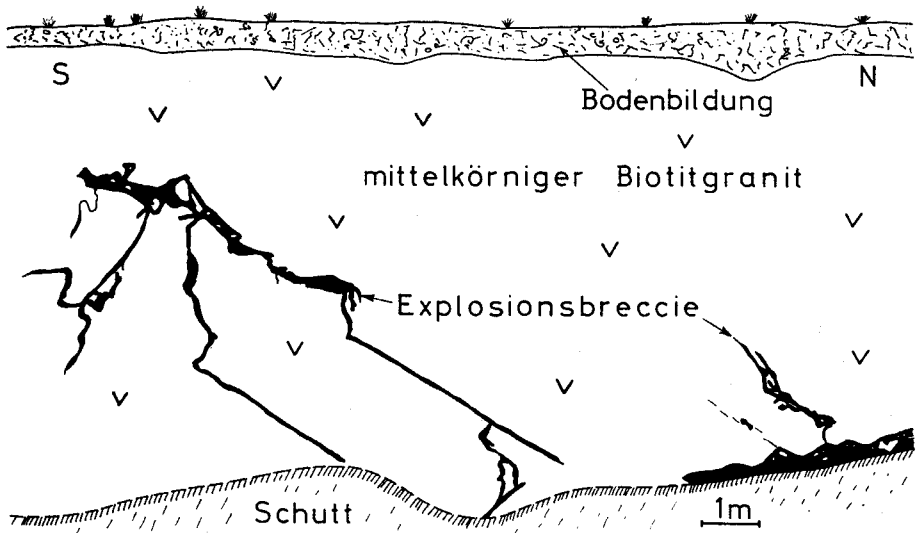


Abb. 6. Explosionsbreccie. Sulzdorf, Blatt Wemding 7130.

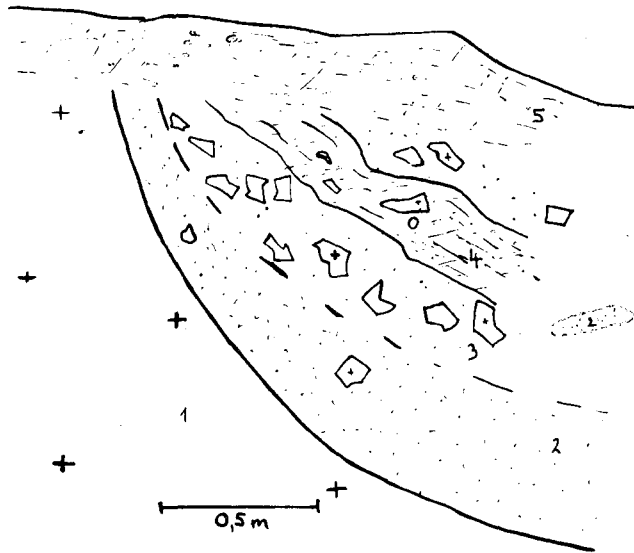


Abb. 7. Explosionsbreccie. Amerbach (Anwesen Hönle), Blatt Wemding 7130. 1 mk Biotitgranit und Biotit-Plagioklas-Gneis; 2 Granitgrus, kräftig rot gefärbt; 3 Granitgrus, braunrot, mehr grobe Komponenten; 4 weißes schaumiges Glas; 5 Verwitterungskrume.

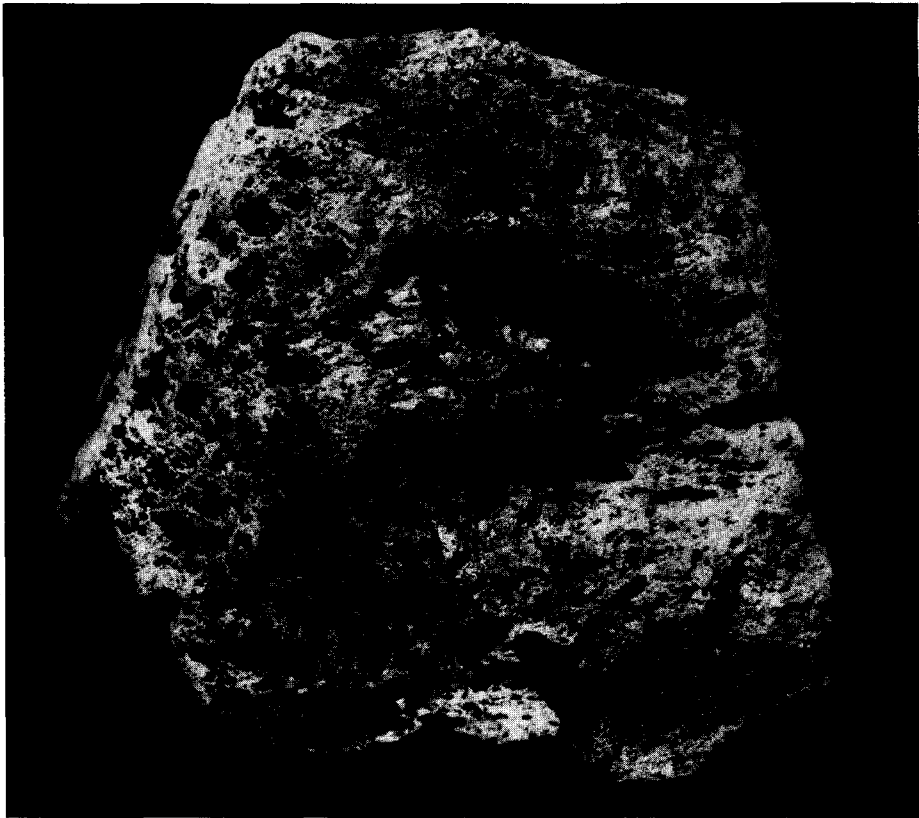


Abb. 8. Weißes schaumiges Glas. Explosionsbreccie Amerbach, Blatt Wemding 7130.

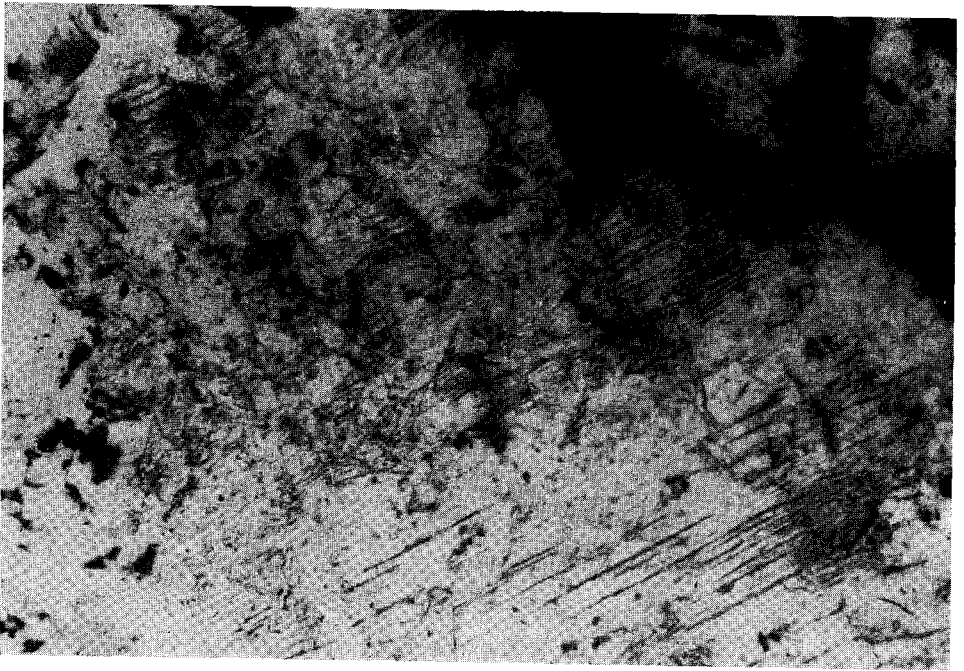


Abb. 9. Glas mit Fließstrukturen. Explosionsbreccie; 1 km östlich Lierheim, Blatt Deiningen 7129. Schliff 5946, Vergr. 100-fach, 1 Nicol.

4.3. Stoßwellenmetamorphose im Ries; Pseudotachylite

Die Erscheinungen der Stoßwellenmetamorphose werden in der Veröffentlichung vom Mineralogischen Institut der Universität Tübingen beschrieben. Daher seien hier nur zwei neue Beobachtungen aufgeführt:

„Spaltrisse“ im Apatit:

In stoßwellenmetamorphen Gesteinen war nicht selten an Apatiten eine „Spaltbarkeit“ zu beobachten. Die Spaltrisse schließen meist einen stumpfen, selten einen spitzen Winkel ein, der von der *c*-Achse halbiert wird (Abb. 10). In nicht orientierten Schliffen wurden Winkel von 88—130° gemessen.

Pseudotachylite im Ries:

Nicht selten sind an Dünnschliffen von stark stoßwellenmetamorphen, kristallinen Gesteinen aus dem Ries feinste, undurchsichtige oder teils bräunlich durchscheinende, teils isotrope Adern zu beobachten, die etwa 0,2 mm breit sind und die verschiedenen Gesteinskomponenten glatt durchschneiden können (Abb. 11). Manchmal sieht man, daß die beiden Teile eines zerlegten Minerals um ca. 0,1—0,4 mm gegeneinander versetzt sind.

DRESSLER hat als erster diese Adern als Pseudotachylite erkannt. Gleiche Erscheinungen wurden an Dünnschliffen aus der Kryptoexplosionsstruktur von Manicouagan PQ, Canada (DRESSLER, in Vorbereitung) beobachtet. Dort treten gleiche Adern zusammen mit makroskopisch erkennbaren Pseudotachyliten auf,



Abb. 10. „Spaltbarkeit im Apatit“. Flasergranit aus der Explosionsbreccie 1 km östlich Lierheim, Blatt Deiningen 7129. Schliff 7542, Vergr. 200-fach, 1 Nicol.

mit denen sie in Verbindung stehen. L. MASCH (Institut für Gesteinskunde, Universität München), der z. Zt. an einer Dissertation über alpine Pseudotachylite arbeitet, bestätigte, daß es sich bei den Pseudotachyliten aus dem Ries um echte Pseudotachylite handelt.



Abb. 11. Pseudotachylitädäerchen. Amphibolit; Rodelbachursprung, nördlich Wemding, Blatt Wemding 7130. Vergr. 40-fach, 1 Nicol.

4.4. Shatter cones (Strahlenkalke)

Nördlich von Wemding, in einem von der Flurbereinigung 1967 geschaffenen Aufschluß, fanden sich in einem stark zerbreschten Malmkalk hin und wieder größere Bruchstücke, die schlecht ausgebildete shatter cones zeigten (Abb. 12). Die Strahlenkalke waren nie so vollständig wie etwa im Steinheimer Becken.



Abb. 12. Shatter Cone. Malmkalk; nördlich Wemding (östlich vom Dobelberg), Blatt Wemding 7130.

5. Schlußbemerkung

Die im Vorries auftretenden kristallinen Gesteine gehören sicher dem allochthonen Riessprengschutt an. Die innerhalb des morphologischen Riesrandes anzutreffenden Kristallingesteine verteilen sich auf die sog. Schollenzone und den Kristallinwall und stellen wohl ebenfalls allochthone Schollen dar.

Unter den kristallinen Gesteinen in den einzelnen Vorkommen überwiegen stets die Granite ($> 75\%$). So findet man im nördlichen, südlichen und südöstlichen Vorries fast nur Granite. Basischere Tiefengesteine und Metamorphite (diese ungefähr 20%) kommen untergeordnet auch im Osten des Rieses vor, in größerer Verbreitung jedoch nur entlang dem Kristallinwall, sowie im Nordwesten, Westen und Südwesten des Rieses. Natürlich finden sich auch kristalline Komponenten im Suevit und in der reinen bunten Bresche. Eine eingehende Übersicht über die Verteilung der einzelnen Gesteinstypen im Ries und im Vorries wird in den drei hier zusammengefaßten Diplomarbeiten gegeben. Bemerkenswert ist die große Vielfalt der aus einem verhältnismäßig kleinen Raum gefördertten kristallinen Gesteine.

Vergleicht man die Gesteine des kristallinen Grundgebirges des Rieses, die durch die Rieskatastrophe an die Oberfläche gefördert wurden, mit denen

des ostbayerischen Moldanubikums, so zeigen sich viele Parallelen. Man findet die Kalksilikatfelse, die Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise, die Titanitflecken-diorite in nahezu gleicher, die anderen kristallinen Riesgesteine in zumindest sehr ähnlicher Ausbildung auch in Ostbayern. Als vindelizisches Gebirge verbindet das kristalline Grundgebirge des Rieses das Kristallin von Ostbayern mit dem des Schwarzwaldes. Es ist also ein Teil des Moldanubikums.

6. Verzeichnis der größeren Kristallinaufschlüsse im Ries

Blatt Unterschneidheim (7028):

Südöstlich Minderoffingen	h = 54 2358; r = 36 0783
Langenmühle nördlich Maihingen	h = 54 2298; r = 36 0884
Zwischen Klostermühle und Langenmühle	h = 54 2274; r = 36 0912
Klostermühle Maihingen	h = 54 2248; r = 36 0927
Ulrichsberg Maihingen	h = 54 2232; r = 36 0928
Neuer Bruch Lehberg	h = 54 2081; r = 36 0607
Alter Bruch Lehberg	h = 54 2013; r = 36 0633
Nordwestlich Wengenhausen	h = 54 2036; r = 36 0722

Blatt Nördlingen (7128):

Tiefental am Allbuck	h = 54 0836; r = 36 1009
--------------------------------	--------------------------

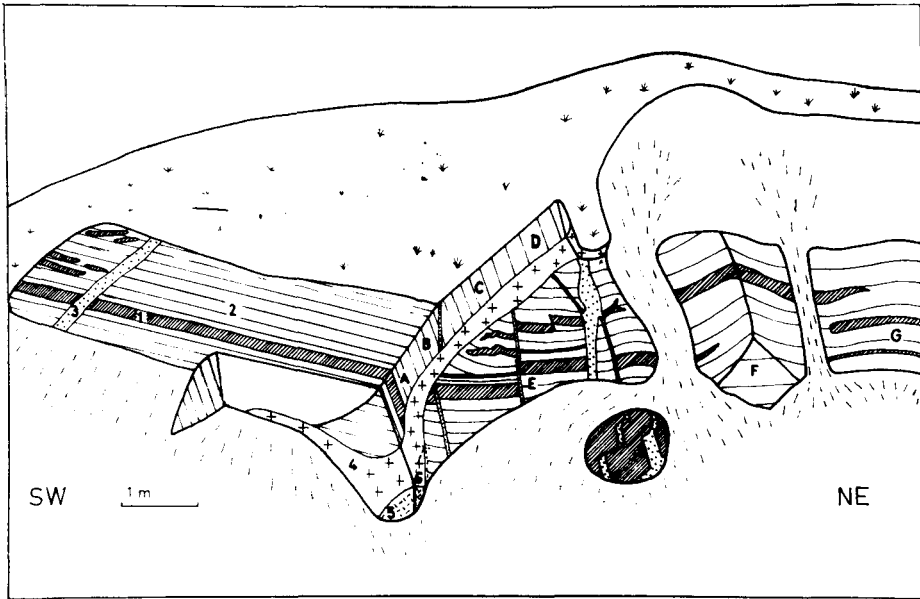


Abb. 13. Aufschluß im Tiefental am Allbuck.

1. Amphibolit	A	} 75/45—50 N
2. feingebänderter Biotit-Plagioklas-Gneis	B, C	
3. Aplit	D	
4. Zweiglimmergranit	E	75/55 N
5. Pegmatit	F	35/50 NW
6. Bereich mit cm-großen Calcit-Kristallen als Kluftfüllung	G	65/70 NW

Blatt Wemding (7130):

Waldabteil Rauhwinkel	h = 54 1836;	r = 44 0650
Waldabteil Metzenau	h = 54 1376;	r = 44 0232
Südlich vom Kammersberg	h = 54 0875;	r = 44 0863
Nordöstlich Sulzdorf	h = 54 0806;	r = 44 1092
In Itzing (Schmiede)	h = 54 0943;	r = 44 1423

Blatt Donauwörth (7230):

Südöstlich Sulzdorf	h = 54 07140;	r = 44 1161
-------------------------------	---------------	-------------

Blatt Bissingen (7229):

Stillnau	h = 53 99660;	r = 43 9900
--------------------	---------------	-------------

Blatt Deiningen (7129):

Westlichster Waldzipfel der Metzenau	h = 54 13500;	r = 44 01220
Waldabteil Metzenau	h = 54 13380;	r = 44 01940
Wennenberg	h = 54 13600;	r = 43 99400
Lierheimer Schloßberg	h = 54 08940;	r = 43 97480
Allbuck	h = 54 08385;	r = 43 90520

7. Literatur

- ACKERMANN, W.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Ries. — Geol. Jb., **75**, S. 135—182, Hannover 1958.
- DRESSLER, B.: Petrographische Untersuchungen des kristallinen Grundgebirges im östlichen Ries und Vorries. (Die Blätter Wemding 7130, Wolfenstadt 7030, Monheim 7131, und Donauwörth 7230). — Dipl.-Arbeit Universität München 1967.
- FISCHER, G.: Über Verbreitung und Entstehung der Titanitfleckengranite usw. — Zbl. Mineral. usw., **5**, Abt. A, Stuttgart 1926.
- GRAUP, G.: Petrographische Untersuchungen des kristallinen Grundgebirges im Ries. (Die Blätter Deiningen 7129, Oettingen 7029 und Bissingen 7229). — Dipl.-Arbeit Universität München 1968.
- LÖFFLER, R.: Die Zusammensetzung des Grundgebirges im Ries. — Jh. ver. vaterl. Naturk. Württ., **68**, 1912.
- MATZKE, K.: Petrographische Untersuchungen des kristallinen Grundgebirges im westlichen Ries und Vorries. (Die Blätter Unterschneidheim 7028, Nördlingen 7128, Neresheim 7228, Bissingen 7229, Höchstädt 7329). — Dipl.-Arbeit Universität München 1967.
- NATHAN, H.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Möttingen. — N. Jb. Mineral. usw., **53**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 31—57, Stuttgart 1925.
- Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Ederheim. — Abh. geol. Landesuntersuchungen Bayer. Oberbergamt, **19**, München 1935.
- OBERDORFER, R.: Die vulkanischen Tuffe des Rieses bei Nördlingen. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **61**, Stuttgart 1905.
- SCHOWALTER, E.: Chem. geol. Studien im vulkanischen Ries bei Nördlingen. — Inaug.-Diss. Erlangen 1904.
- SCHUSTER, M. E.: Das dunkle Ganggestein (Wennebergit) im Granit des Wenneberges im Ries. — Geogn. Jh., München 1908.
- TROLL, G.: Das Intrusivgebiet von Fürstenstein (Bayerischer Wald). — Geologica Bavarica, **52**, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1964.
- WEBER, E.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Wemding. — Abh. Naturkunde- u. Tiergartenverein Schwaben, **3**, 248 S., Augsburg 1941.

Geologica Bavarica	61	229—295	München 1969
--------------------	----	---------	--------------

Petrologische Untersuchungen im Ries

Mit 34 Abbildungen und 12 Tabellen

Von WOLF v. ENGELHARDT, DIETER STÖFFLER, WERNER SCHNEIDER ¹⁾

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 Trümmermassen	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

¹⁾ 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 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 Riesessels 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 überprüfaren 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, GROSCOPF, REIFF 1967). Damit wird eine frühe Vermutung von ROHLEDER (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

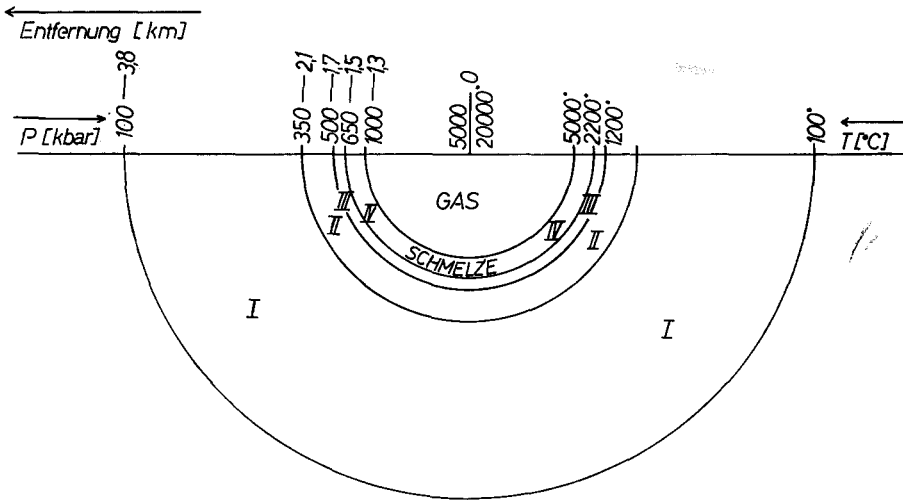


Abb. 1. Vereinfachtes Schema der Zonen der Stoßwellenmetamorphose (Stufen I—IV, vgl. Tabelle 1) kristalliner Gesteine beim Einschlag eines großen Meteoriten. Zeichnung in Anlehnung an die Berechnungen von DAVID (1966) für das Nördlinger Ries. Druck- und Temperaturangaben nach den im Text angegebenen 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 HORNE MANN 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: diaplektische²⁾ 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 zehn- 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.

²⁾ 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 Umwandlungserrscheinungen die ungefähren Druck- und Temperaturbedingungen anzugeben. Die meisten der beobachteten Umwandlungserrscheinungen 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 μ .

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-

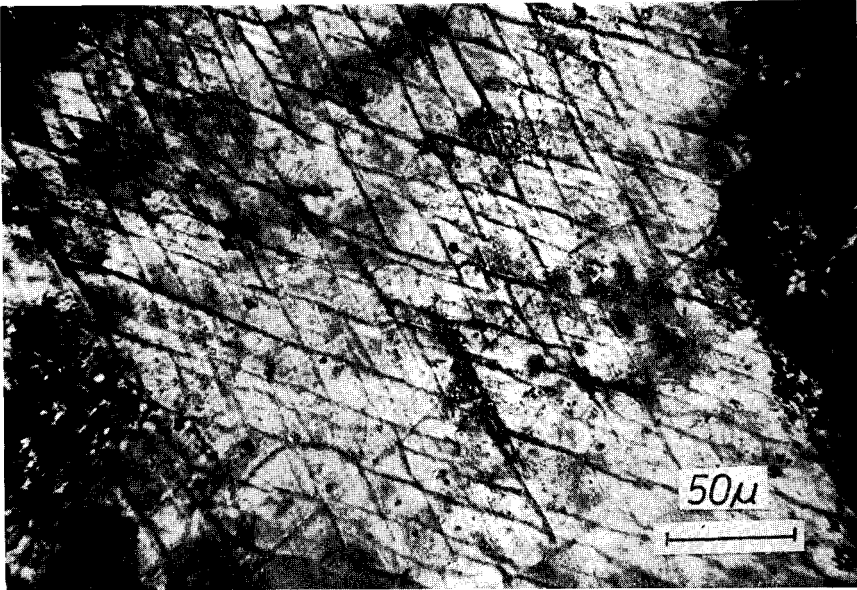


Abb. 2. Bruchflächen in Quarz nach $(10\bar{1}1)$. Aus einem Granit-Einschluß in der Bunten Breccie von Ronheim bei Harburg (S 614).

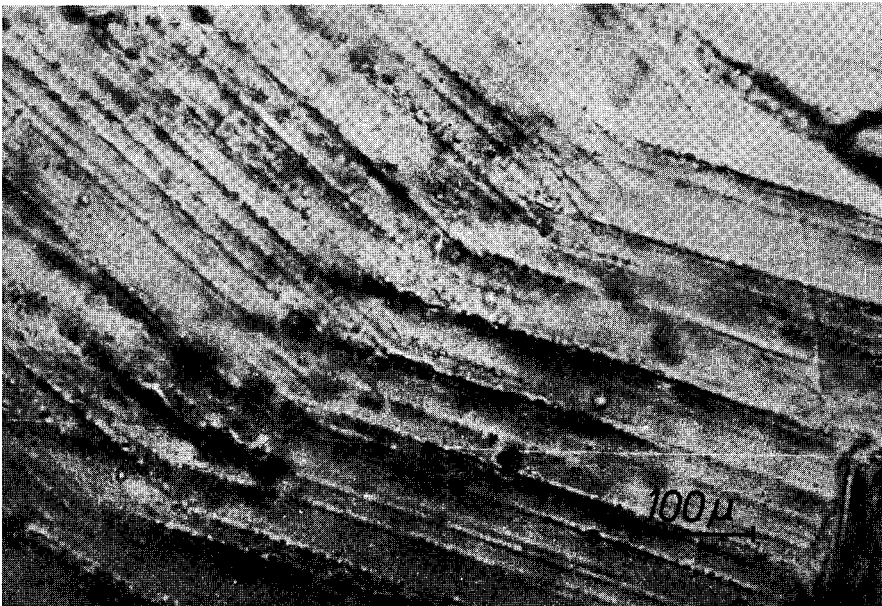


Abb. 3. Dekorierte planare Elemente in Quarz. Aus einem Gneis-Einschluß im Suevit von Zipplingen (S 379).

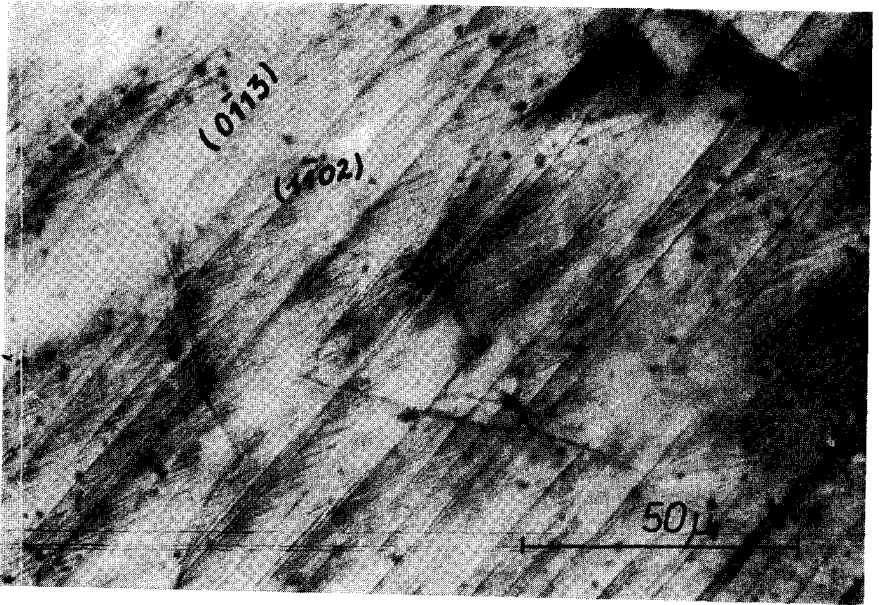


Abb. 4. Nicht-dekorierte planare Elemente nach $(0\bar{1}13)$ und $(1\bar{1}02)$ aus einem Gneis-Einschluß im Suevit von Bollstadt (B 7).

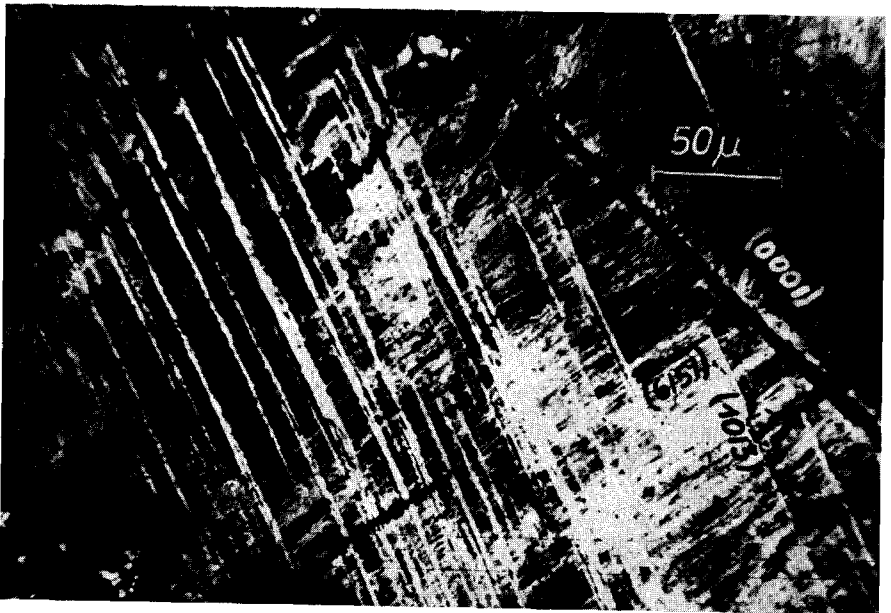


Abb. 5. Homogene Lamellen nach $(10\bar{1}3)$, planare Elemente nach $(\bar{6}151)$ und Bruchfläche nach (0001) im Quarz aus einem Gneis-Einschluß im Suevit von Zipplingen (gekreuzte Polarisatoren) (S 349).

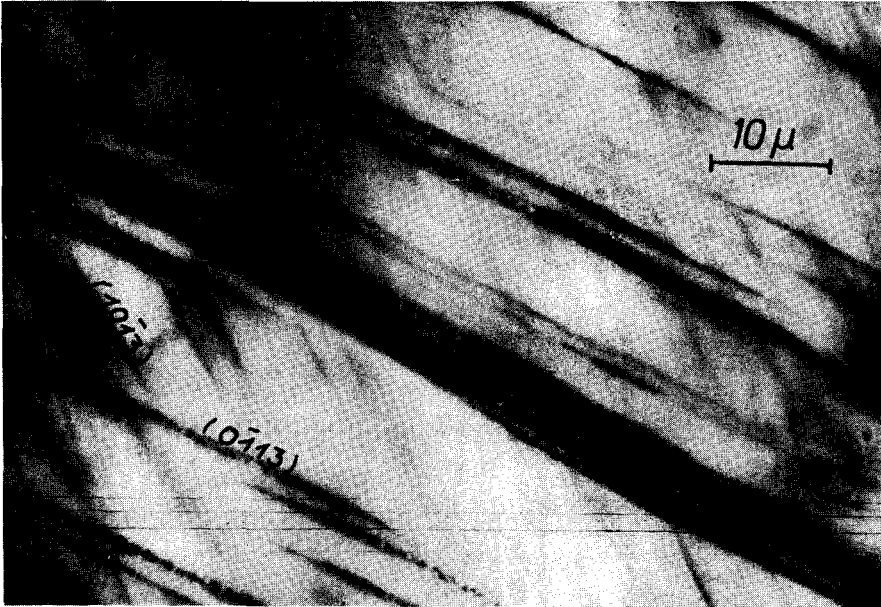


Abb. 6. Gefüllte Lamellen nach $(10\bar{1}3)$ und $(0\bar{1}13)$ im Quarz aus einem Gneis-Einschluß in der Kristallinbreccie von Appethshofen (S 289).

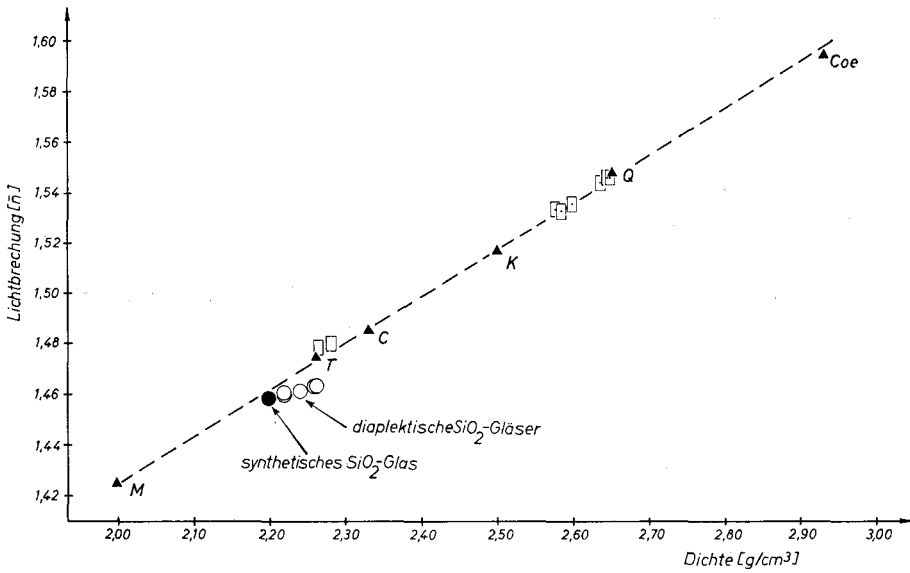


Abb. 7. Dichte und Lichtbrechung von diaplektischen Quarzen (Rechtecke) und Quarzgläser (Kreise).
 M = Melanophlogit. T = Tridymit. C = Cristobalit. K = Keatit. Q = Quarz.
 Coe = Coesit.

scheinlich durch Übergänge mit den Homogenen Lamellen (Abb. 5) verbunden, planaren Elementen, welche unter dem Mikroskop eine Breite von wenigen μ 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 μ . Bei den höchstbeanspruchten Quarzen sind die Abstände so klein, daß man sie unter dem Mikroskop nicht mehr messen kann.

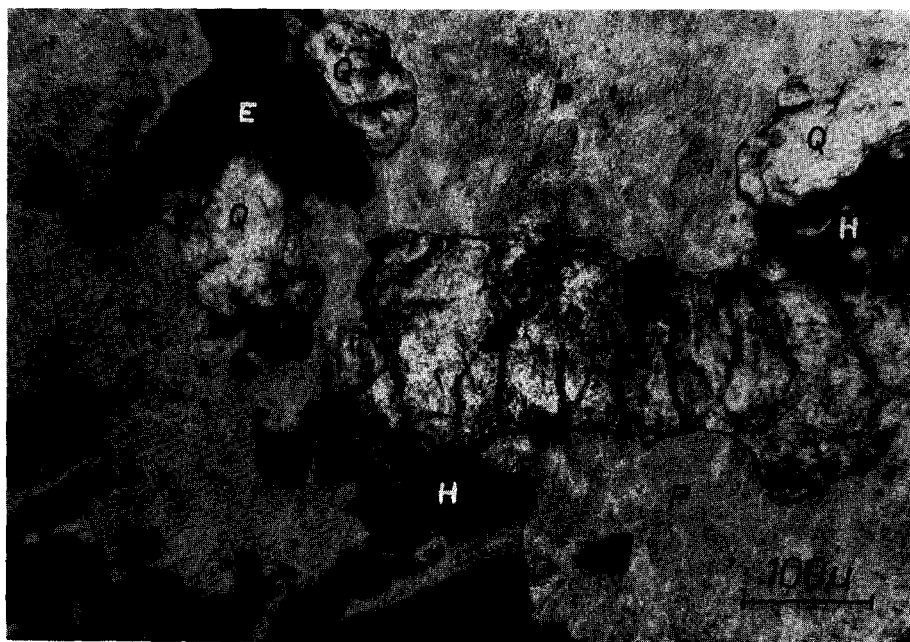
Alle Quarzkörner mit planaren Elementen haben geringere Lichtbrechung, Doppelbrechung und Dichte als normaler Quarz. Die gemessenen Werte überdecken den Bereich zwischen normalem Quarz und Quarzglas. Dichte und Lichtbrechung sind umso niedriger, je höher der Spitzendruck der einwirkenden Stoßwelle war 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 SiO₂-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 SiO₂-Modifikation Stishovit vor (vgl. STÖFFLER und ARNDT 1969).

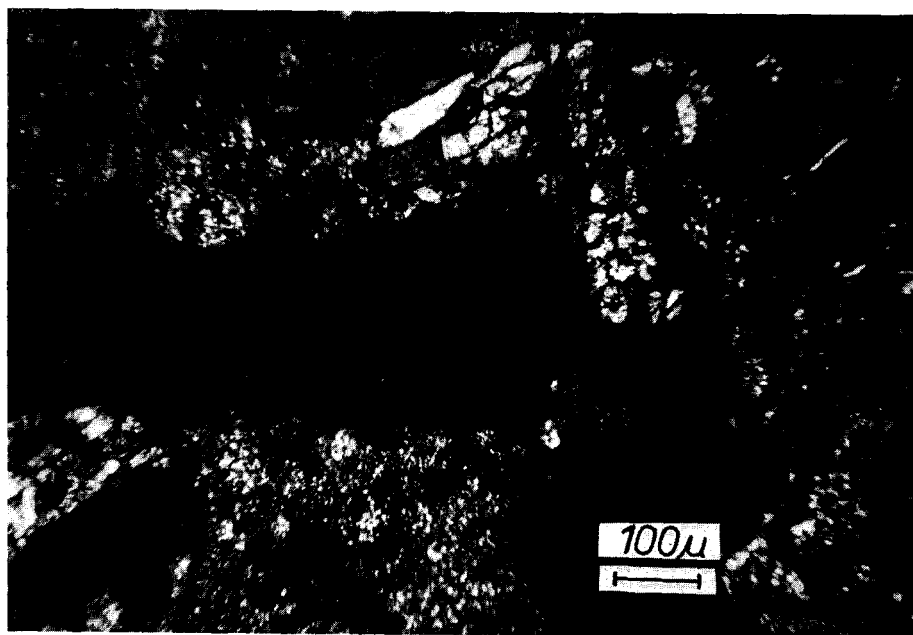
Spitzendrücke über etwa 500 kbar: In Experimenten mit so hohen Spitzendrücken entsteht aus Quarz normales geschmolzenes Quarzglas, weil die bei der Kompression durch die Stoßwelle entstehende Temperatur auch nach der Entlastung (Resttemperatur) die Schmelztemperatur des Quarzes übertrifft (vgl. WACKERLE 1962). Die so gebildeten SiO₂-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. Diaplektisches 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

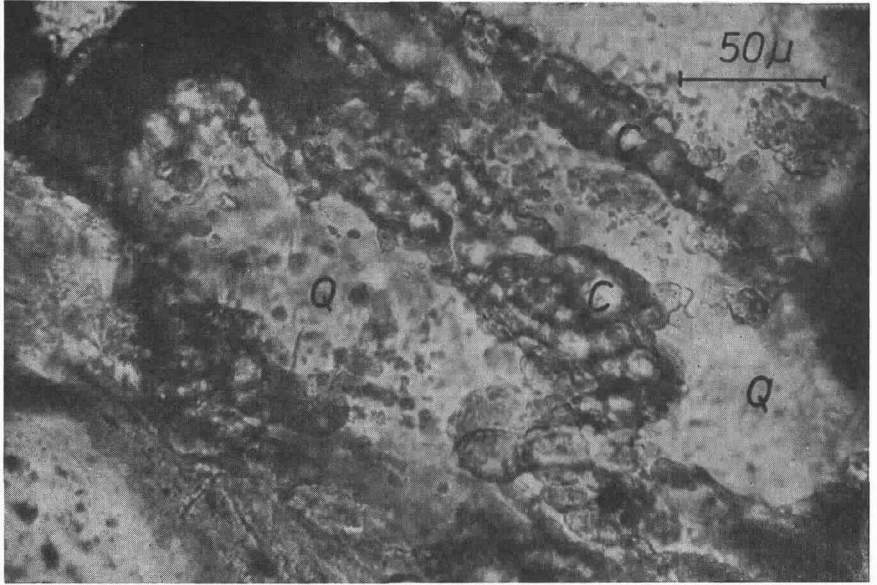


Abb. 9. Coesit-Aggregate (C) in diaplektischem Quarzglas (Q). Aus einem granitischen Einschluß im Suevit von Aufhausen (S 262).

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.

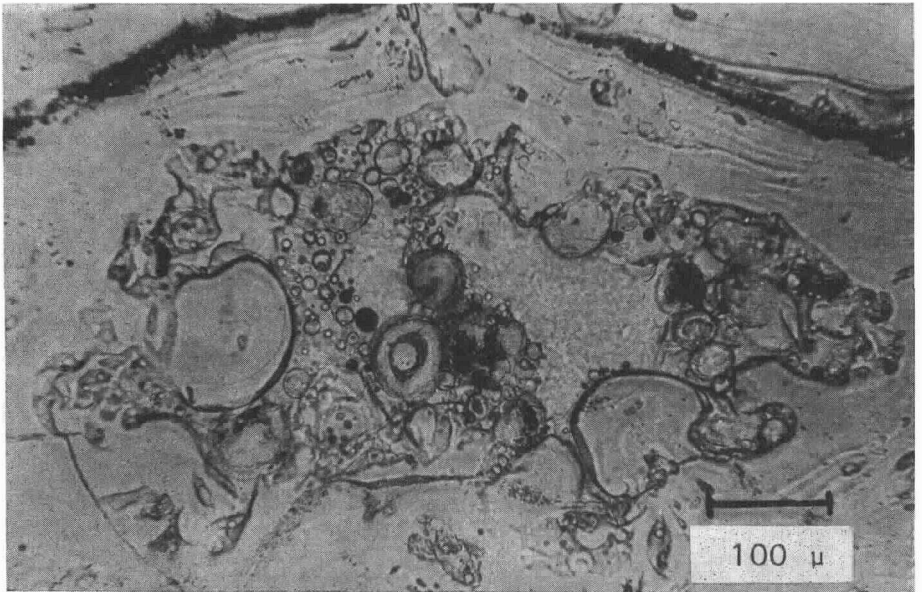


Abb. 10. Geschmolzenes Quarzglas mit zahlreichen Blasen in höher lichtbrechendem Gesteinsglas einer Glasbombe aus dem Suevit von Bollstadt.

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) ($\bar{1}20$) (130) und anderen parallel verlaufen. Diese Lamellen erscheinen im Gegensatz zum Quarz im Mikroskop als isotrope Bänder, die bis zu 8 oder 10 μ 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	($\bar{1}10$)	2
(010)	11	(102)	2
(100)	10	(0 $\bar{1}2$)	2
($\bar{1}20$)	10	(150)	2
(012)	7	(130) *)	2
(130)	6		
(201)	2		
($\bar{1}01$)	2		
Summe	73	Gesamtsumme	83

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

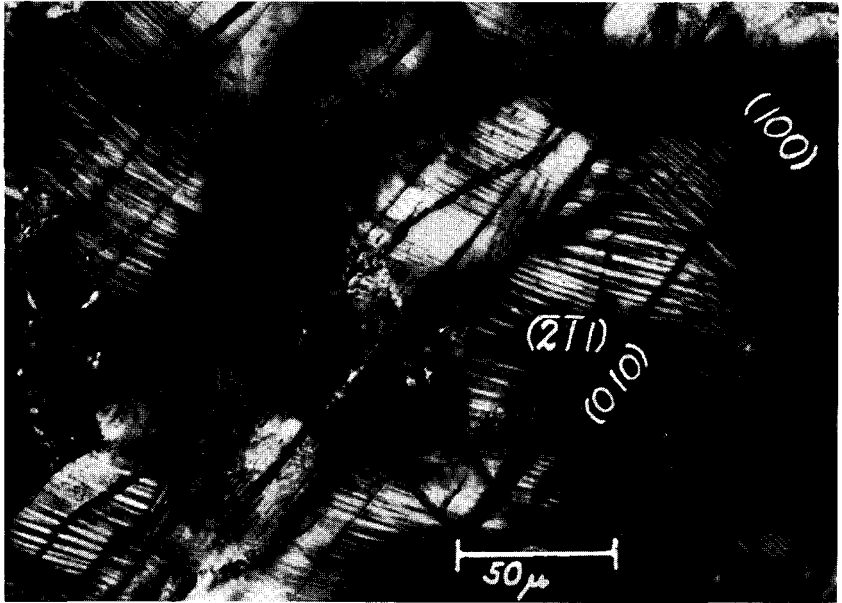


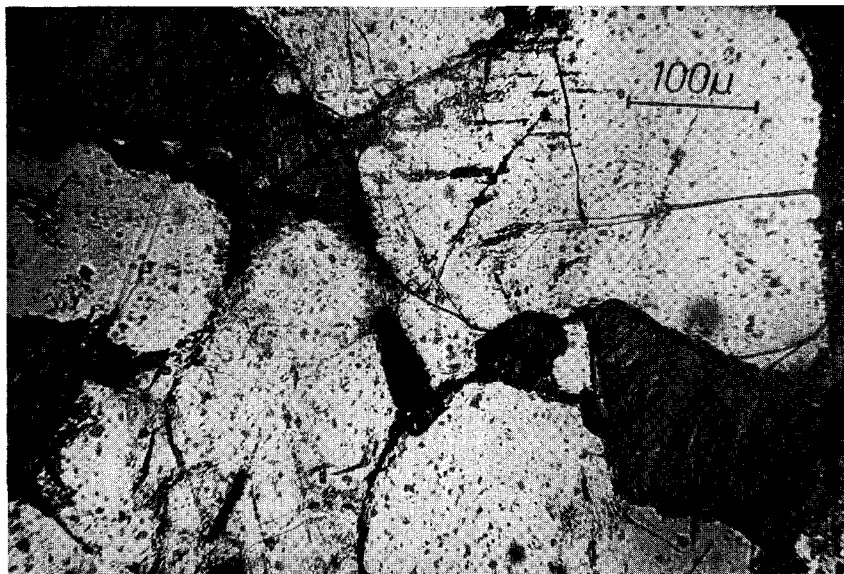
Abb. 11. Isotrope Lamellen nach (100) und $(\bar{2}11)$ und isotrope Zwillinglamellen nach (010) in Andesin aus einem Gneis-Einschluß im Suevit von Zipplingen (S 349).

Spitzendrucke zwischen ca. 350 und 500 kbar: Die vollständige Umwandlung des Plagioklases in ein diaplektisches Glas (Abb. 12) vollzieht sich vermutlich etwa oberhalb 350 ± 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.

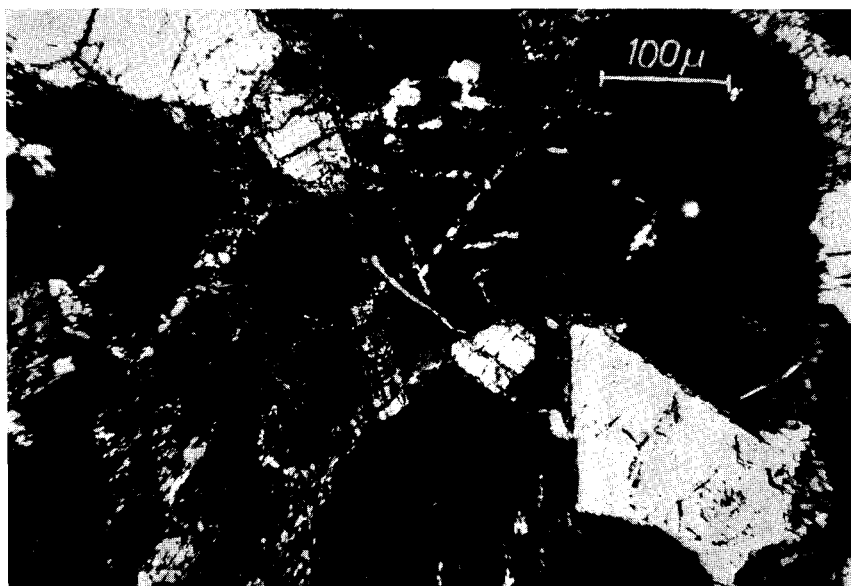
Die Deutung für die Entstehung diaplektischer und normaler Plagioklasgläser schließt sich eng derjenigen für die Vorgänge beim Quarz an.

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

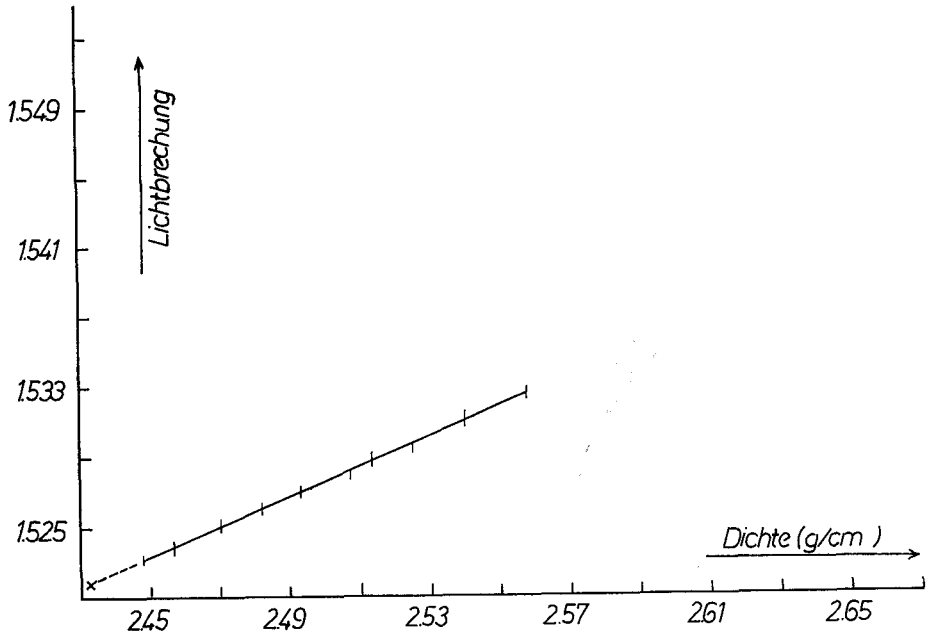


Abb. 13. Dichte und Lichtbrechung diaplektischer Andesine aus einem Amphibolit-Einschluß im Suevit von Bollstadt (B 135).

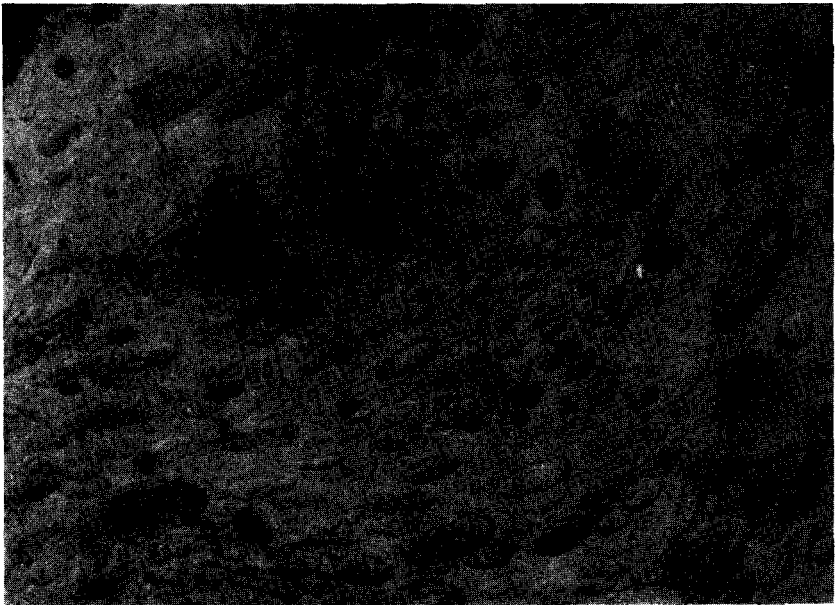


Abb. 14. Geschmolzenes Alkalifeldspatglas (ca. Or₅₅₋₆₀) mit Blasen und Fließstrukturen aus einem granitischen Einschluß im Suevit von Orting (S 169).

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 Stoßwellendrücke 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 ω und eine stärkere Asymmetrie (d. h. ε ist deutlich von δ 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).

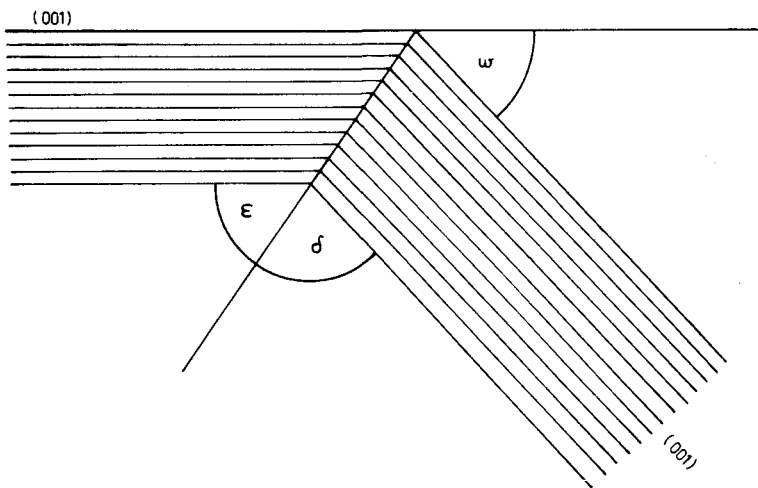


Abb. 16. Skizze der Geometrie eines Knickbandes in Biotit nach HÖRZ und AHRENS (1969).

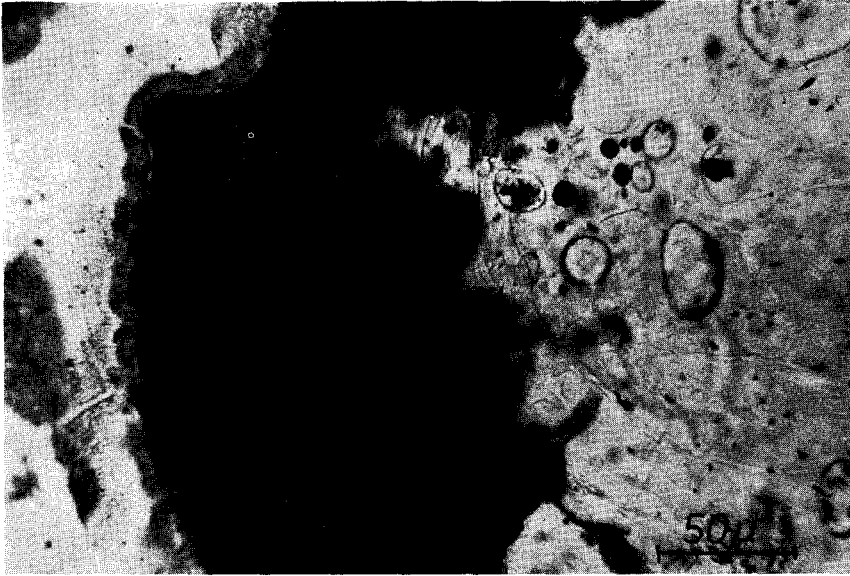


Abb. 17. Oxidierter Biotit (schwarz) bestehend aus opaken Umwandlungsprodukten in geschmolzenem Alkalifeldspatglas. Aus einem granitischen Einschluß im Suevit von Bollstadt (S 115).

Bollstadt (B 135) mit der Mikrosonde ergab folgende Zusammensetzung: SiO_2 43,0 %, TiO_2 1,4 %, Al_2O_3 10,5 %, FeO 13,6 % (Gesamt-Eisen als FeO), MnO 0,5 %, MgO 12,3 %, CaO 11,4 %, Na_2O 2,55 %, K_2O 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 diaplektischem 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.

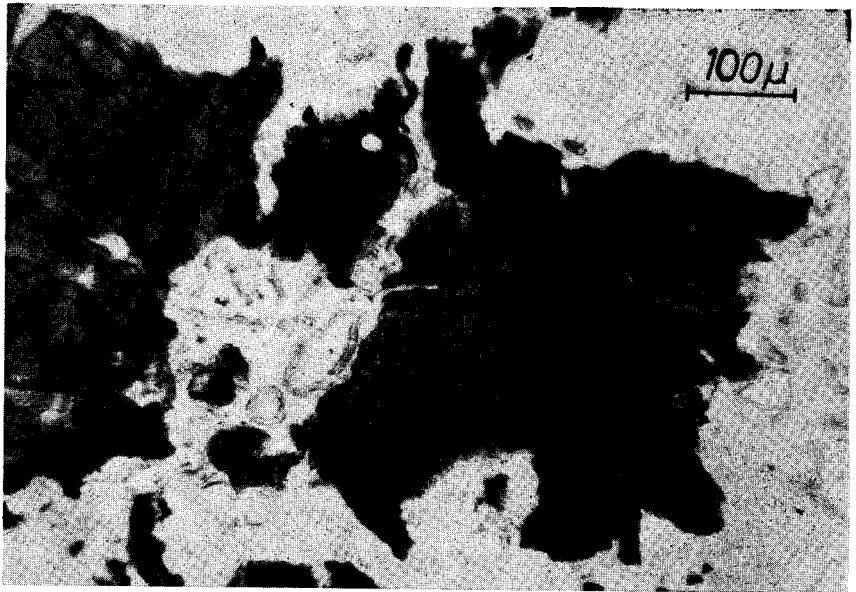


Abb. 19. Opake Umwandlungsprodukte in Hornblende. Aus einem Gneis-Einschluß im Suevit von Bollstadt (S 8).



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 Trümmermassen 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 µ 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 GORESY (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 nichtkarbonatischen Anteil besteht, dessen chemische Zusammensetzung der des nichtkarbonatischen 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 CaCO₃. Der Tonanteil blieb erhalten, erfuhr aber z. T. eine Zerstörung und Veränderung seines ursprünglichen Mineral-

bestand. Während der Erhitzung müssen im Inneren der Einschlüsse kurzzeitig Drucke geherrscht haben, die einige Atmosphären über dem Dissoziationsdruck des 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 (Alteburg [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 ± weniger Hornblende	38	5	5
Dioritisch	Hornblende ± weniger Biotit	52	23	24

Die untersuchten Proben stammen von den folgenden Aufschlüssen: Bollstadt (29), Altbürg (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 (Altbürg [32], Bollstadt [35], Aumühle [34], Otting [34], Zipplingen [41]) hat STÖFFLER 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 (Stückzahlprozent). 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 Trümmermassen enthalten.

Tabelle 8

Chemische Analysen kristalliner Einschlüsse aus dem Suevit

Nr.	604	48	633	43	630	316
SiO ₂	72,77	72,64	70,38	69,84	69,71	67,70
TiO ₂	0,28	0,29	0,34	0,30	0,22	0,36
Al ₂ O ₃	13,98	13,71	15,30	15,16	13,45	15,00
Fe ₂ O ₃	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 ₂ O	4,68	3,36	4,04	5,28	2,56	1,32
K ₂ O	3,06	0,25	4,19	4,40	4,30	5,30
P ₂ O ₅	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 ₂	66,31	65,98	59,99	58,77	55,88	55,59
TiO ₂	0,35	1,00	0,34	0,97	0,77	1,37
Al ₂ O ₃	16,70	16,20	17,09	16,48	17,64	18,40
Fe ₂ O ₃	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 ₂ O	3,70	3,55	3,20	1,76	1,65	3,37
K ₂ O	5,16	5,23	5,13	2,97	3,15	4,76
P ₂ O ₅	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 ₂	53,85	53,07	51,85	47,64	47,63	46,95	46,00
TiO ₂	0,70	0,32	0,95	0,32	0,54	2,45	1,15
Al ₂ O ₃	14,35	15,94	13,20	19,04	18,30	19,80	15,70
Fe ₂ O ₃	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 ₂ O	1,19	1,70	1,05	1,71	3,02	5,15	2,60
K ₂ O	0,61	2,86	3,00	3,05	1,29	2,57	1,28
P ₂ O ₅	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 (?) Altbürg. 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. Altbürg. 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. Schmähingen. 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.

Schmähingen: 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 ₂	73,60	72,24	65,18	64,29
TiO ₂	0,12	0,13	0,05	—
Al ₂ O ₃	14,90	15,80	15,06	14,56
Fe ₂ O ₃	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 ₂ O	3,94	4,02	1,72	2,42
K ₂ O	3,38	2,93	3,85	2,92
P ₂ O ₅	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. Appetshofen. 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

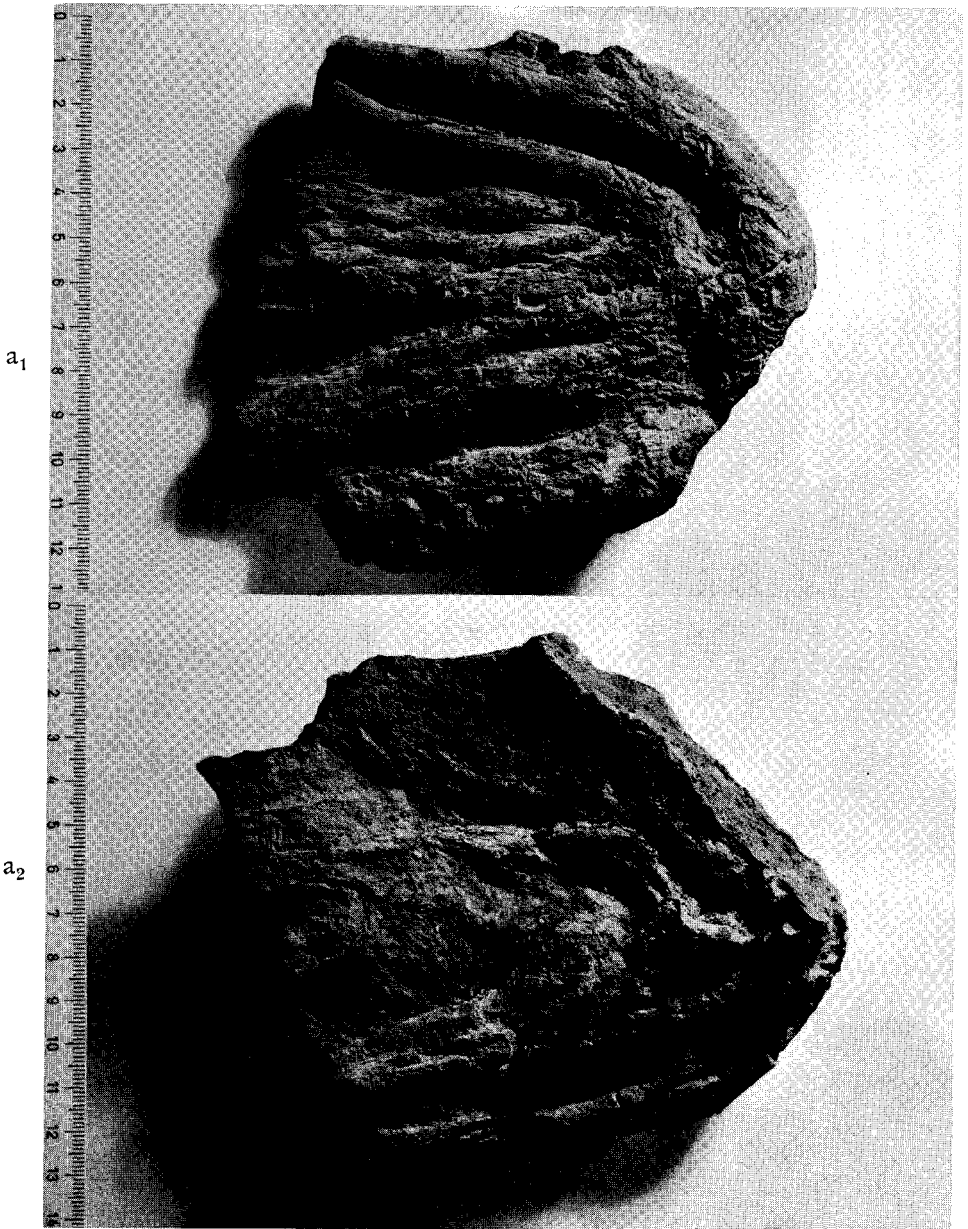
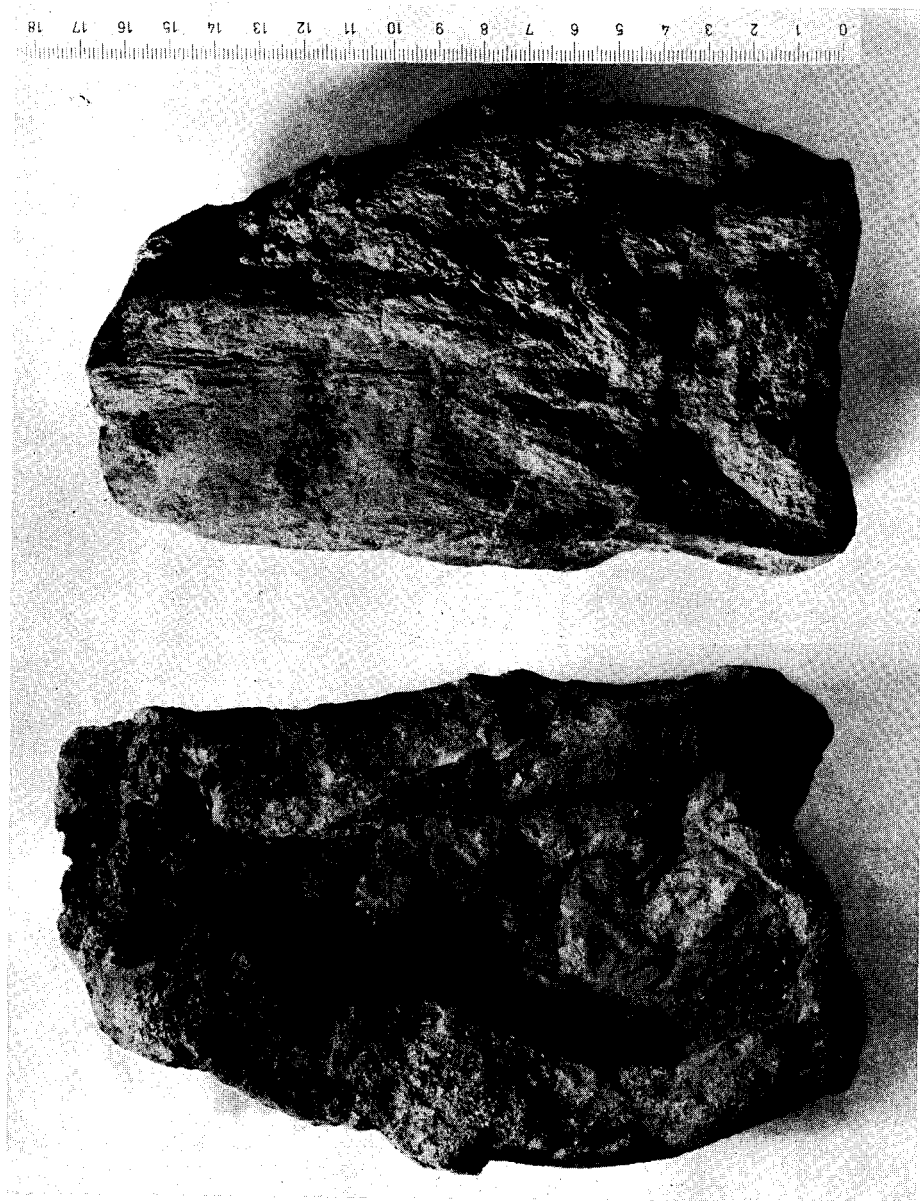


Abb. 21. Drei charakteristische Typen von Glasbomben (a, b, c) aus dem Suevit von Heerhof.

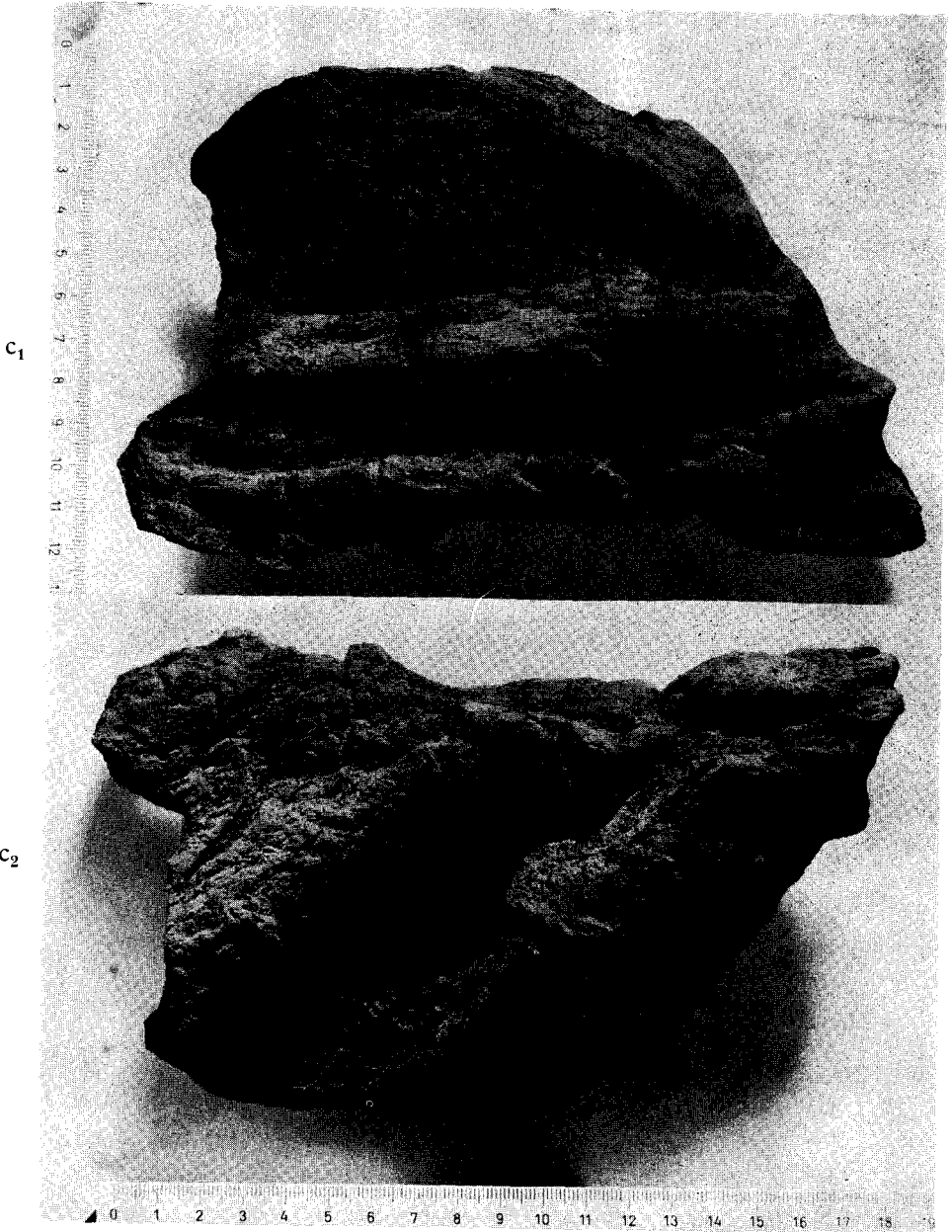
a₁, b₁, c₁: „Vorderseiten“

a₂, b₂, c₂: „Rückseiten“



b_1

b_2



Schweißschlacken durch den Aufprall keine plastische Verformung mehr erlitten. Ein Unterschied zu vulkanischen Bomben von ähnlich hohem 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 SiO_2 -Gehaltes (fladenähnliche Formen kommen z. B. am Stromboli bei einem Gehalt von ca. 51 % 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 Sedimenten 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

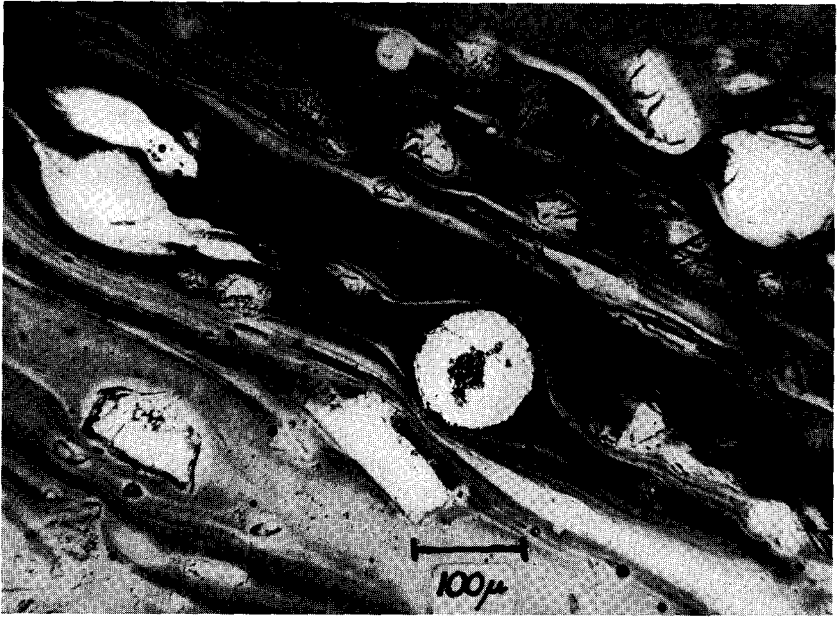


Abb. 22. Nicht rekristallisiertes Glas mit Schlieren, Blasen und Mineralfragmenten. Glasbombe aus dem Suevit von Otting.

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:

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 SiO_2 handelt. Die Messung der Lichtbrechung ergab jedoch Werte zwischen 1,472 und 1,475, während für normales geschmolzenes 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. σ = Standardabweichung)

	Gläser Typ I ¹⁾		Gläser Typ II ²⁾		Gläser Typ III ³⁾		Homogener Glaskörper Otting
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	
SiO ₂	63,54	1,03	62,07	1,36	64,04	1,15	64,22
TiO ₂	0,81	0,08	0,85	0,13	0,78	0,10	0,79
Al ₂ O ₃	15,10	0,43	14,72	0,67	15,28	0,80	15,40
Fe ₂ O ₃	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 ₂ O	2,86	0,29	3,53	0,61	3,59	0,68	3,41
K ₂ O	3,71	0,16	3,29	0,36	3,50	0,76	3,69
P ₂ O ₅	0,36	0,12	0,36	0,09	0,32	0,08	0,31
H ₂ O ⁺	2,73	0,30	3,58	1,06	2,72	1,03	0,80
CO ₂	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

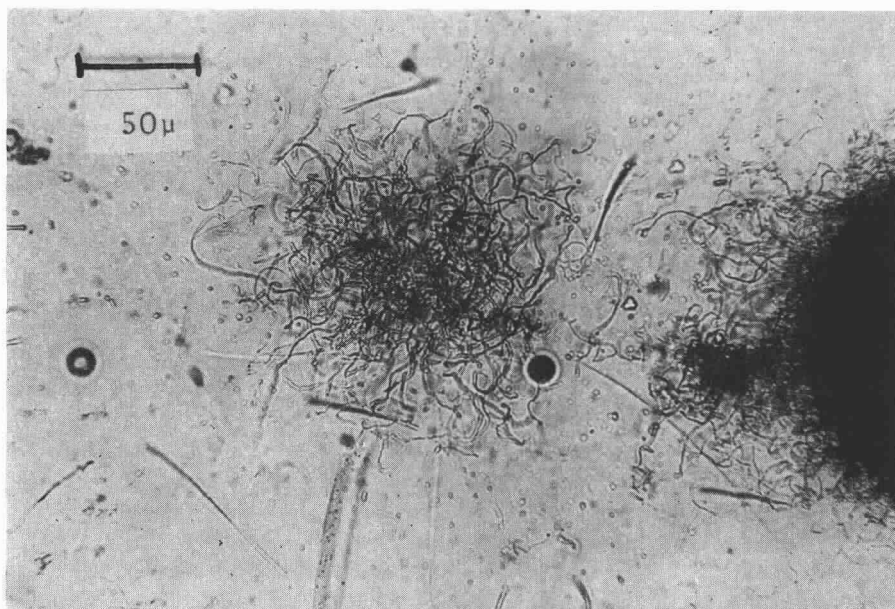


Abb. 23. Haarkristalle von Pyroxen. Aus einer stark rekristallisierten Glasbombe im Suevit von Bollstadt.

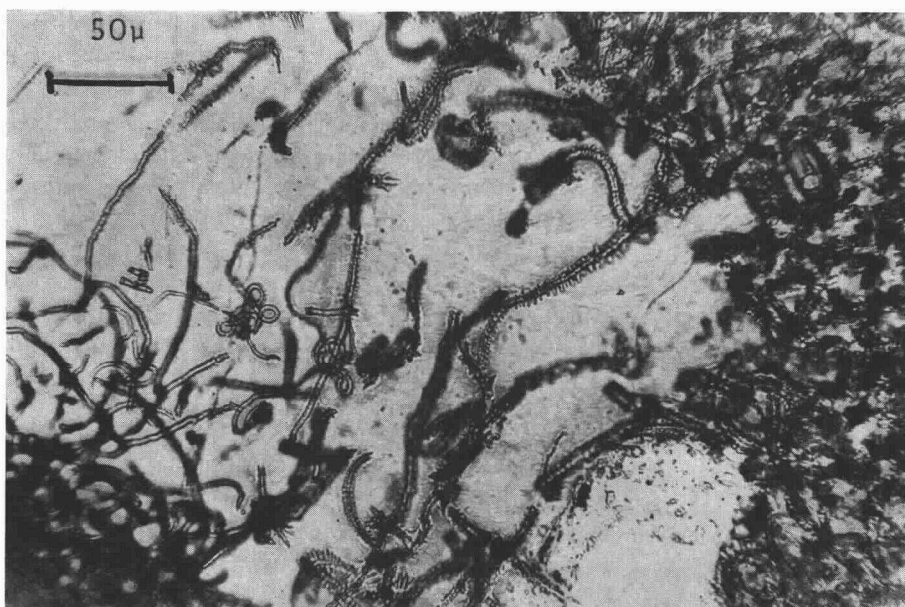


Abb. 24. Wurmförmige Pyroxenkristalle. Aus einer stark rekristallisierten Glasbombe im Suevit von Aufhausen.

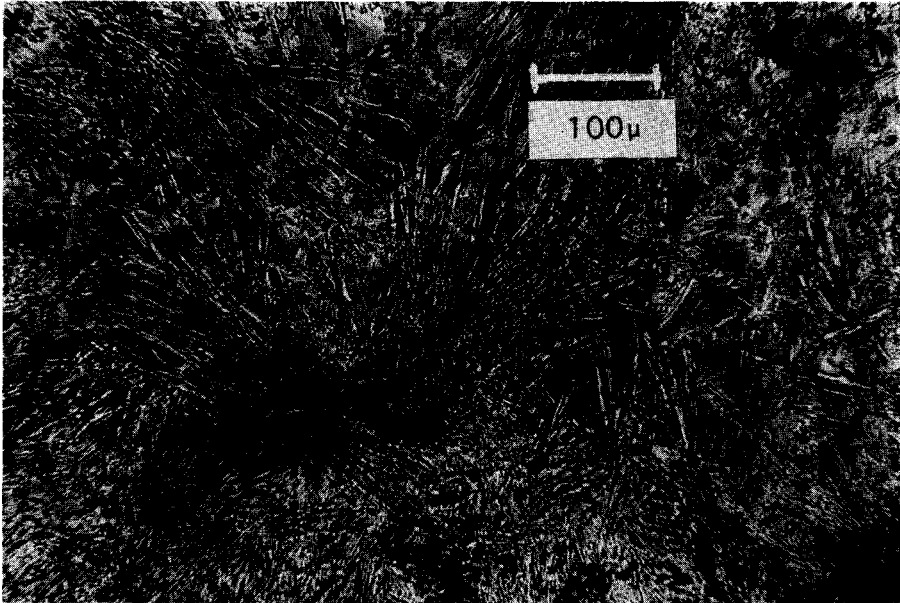


Abb. 25. Leistenförmige Feldspatkristalle. Aus einer stark rekristallisierten Glasbombe im Suevit von Fünfstetten.

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 Strömungsfüge 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.

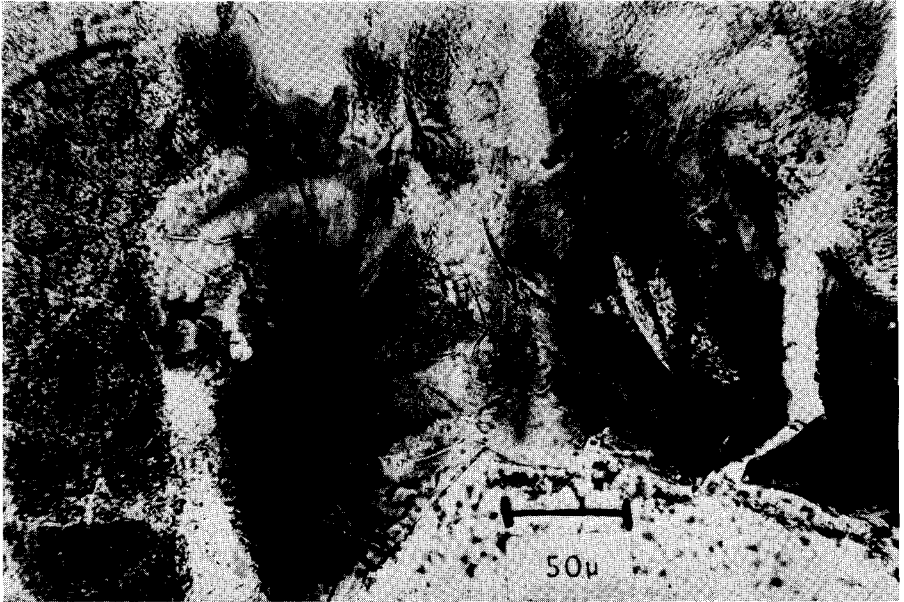


Abb. 26. Strahlige Feldspatkristalle. Aus einer stark rekristallisierten Glasbombe im Suevit von Bollstadt.

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

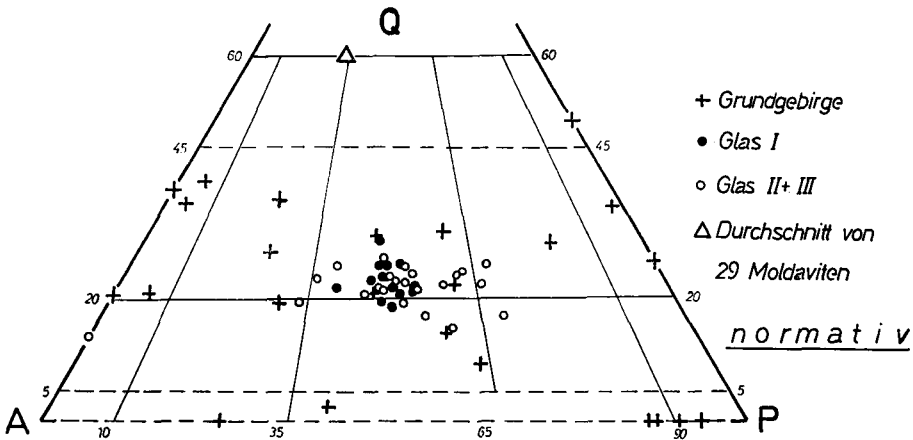


Abb. 27. Normative Mineralzusammensetzung von Glasbomben und Kristallinem Grundgebirge (Einschlüsse im Suevit und Kristalline Trümmernmassen). Erklärung im Text.

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 Appethofen (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 STAEHLE (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 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)²⁾. Der alte Steinbruch am Westhang des Büschelberges östlich Hainsfarth 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 Ottingen) 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 Gesteinsinschlüssen 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 Suevitvorkommen 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 Suevitvorkommen 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

²⁾ Rechts- und Hochwert der topographischen Karte 1 : 50 000.

Suevitbruch Otting

Nordwand

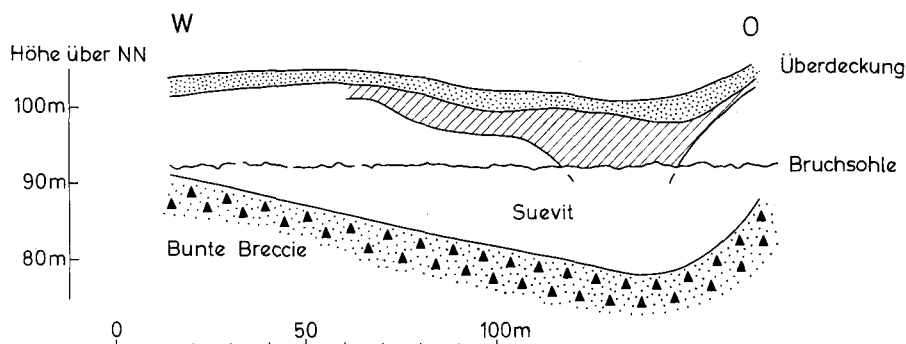


Abb. 28. Suevitbruch Otting, Nordwand. Lagerungsverhältnisse nach Bohrungen der Fa. Märker, Harburg, bearbeitet von H. G. WAGNER, Geologisches Landesamt, Freiburg. Schraffiert: obere abgeschreckte Suevitlage.

Suevitbruch Otting

Ostwand

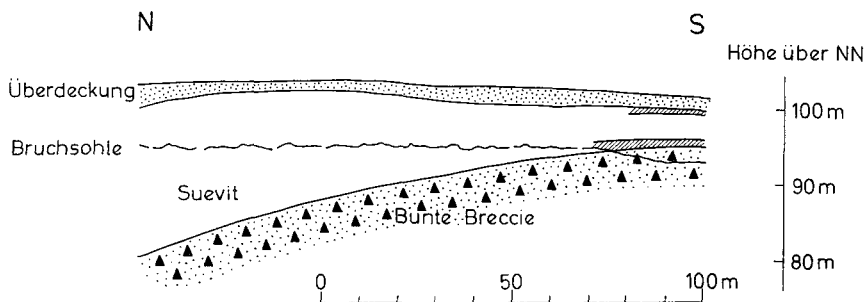


Abb. 29. Suevitbruch Otting, Ostwand. Wie Abb. 28. Schraffiert: untere und obere abgeschreckte Suevitlage.

Ost- wie auch an der Westwand ist dort die scharfe Grenze beider Formationen gut abgeschlossen. Eine unterste Zone des Suevits (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 Südostecke kommen nahe der Bruchsohle dunkle, wenig kristallisierte Glasbomben vor.

9. **Burgmagerbein** (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 Altebürg (Nr. 16).

11. **Oberringingen** (92450/01000). Nordöstlich des Ortes, etwa in der Mitte zwischen Oberringingen 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 Südwand 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 verstärzten 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 Egingen, 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 kirschkerngroße, 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 verlassener 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 Egingen 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 Bunten 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 Bunten 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 Trümmersmassen

Auf Grund der bis heute vorliegenden geologischen Karten entspricht die Verbreitung des Suevits, der kristallinen Trümmersmassen, 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 Trümmersmassen, 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.

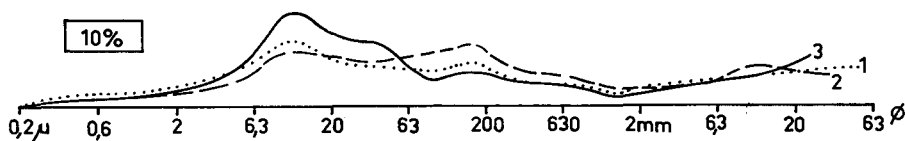


Abb. 30. Kornverteilungskurven der Bunten Breccie von Otting.

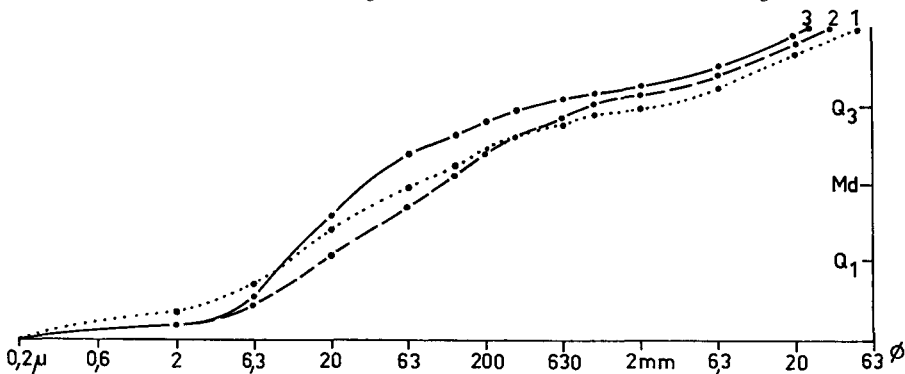


Abb. 31. Kornsummenkurven der Bunten Breccie von Otting.

Der Schiefekoeffizient $s_k = \frac{Q_1 \cdot Q_a}{M d^2}$ liegt zwischen 1,6 und 6,2 und zeigt ein starkes Überwiegen der größeren 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 Stauroolith 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, Stauroolith, 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 Meeresmolasse 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 oberligozänen 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 SCHEDELIG (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 $63\text{--}125 \mu$ einzelner Vorkommen der Bunten Breccie berichtet. Die Untersuchung aller anderen Fraktionen ist im Gange. Ergebnisse von Tonmineraluntersuchungen liegen bis jetzt nur von Otting vor.

O t t i n g (11700/16050):³⁾

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.

³⁾ 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 Carbonatgehalt — vermutlich wegen der Auflösung durch descendente Lösungen — auf 0%.

Die Verteilung der Schwermineralien 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 teilsotropisierte Feldspäte als Stoßwellenindikatoren nachgewiesen werden.

Aumühle (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 Schwermineralien 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 Gesamtkarbonatgehalts 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 die Keupersandsteine charakterisierenden Schwermineralien Zirkon, Turmalin, Brookit und Anatas bei \pm gleichbleibendem Anteil an Apatit + Baryt weisen auf eine Anreicherung kristallinen Materials im oberen Teil des Profils hin.

Ronheim (04300/07300):

Über autochthonem und geschrammtem 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 $2-6,3 \text{ mm } \phi$ und $6,3-20 \text{ mm } \phi$ 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 $> 2 \text{ mm } \phi$ 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.

Ziplingen (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 hornblendedioritischen Gesteinen sind Quarze mit planaren Elementen und teilisotropisierte Feldspäte zu beobachten.

Guldeshühle (99950/95000):

Über autochthonen 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 feinerzierten hornblendedioritischen 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 hornblendedioritischen 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 (Guldeshühle)

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

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-

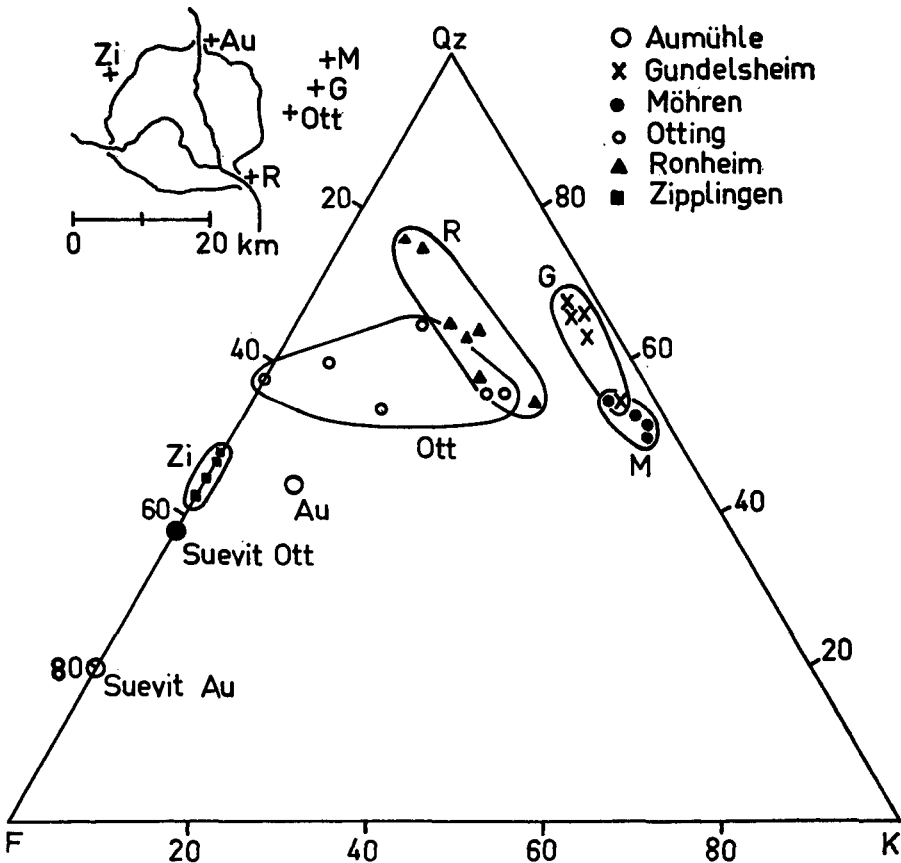


Abb. 32. Diagramm Quarz-Feldspat-Karbonat (63—125 $\mu \phi$).

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.

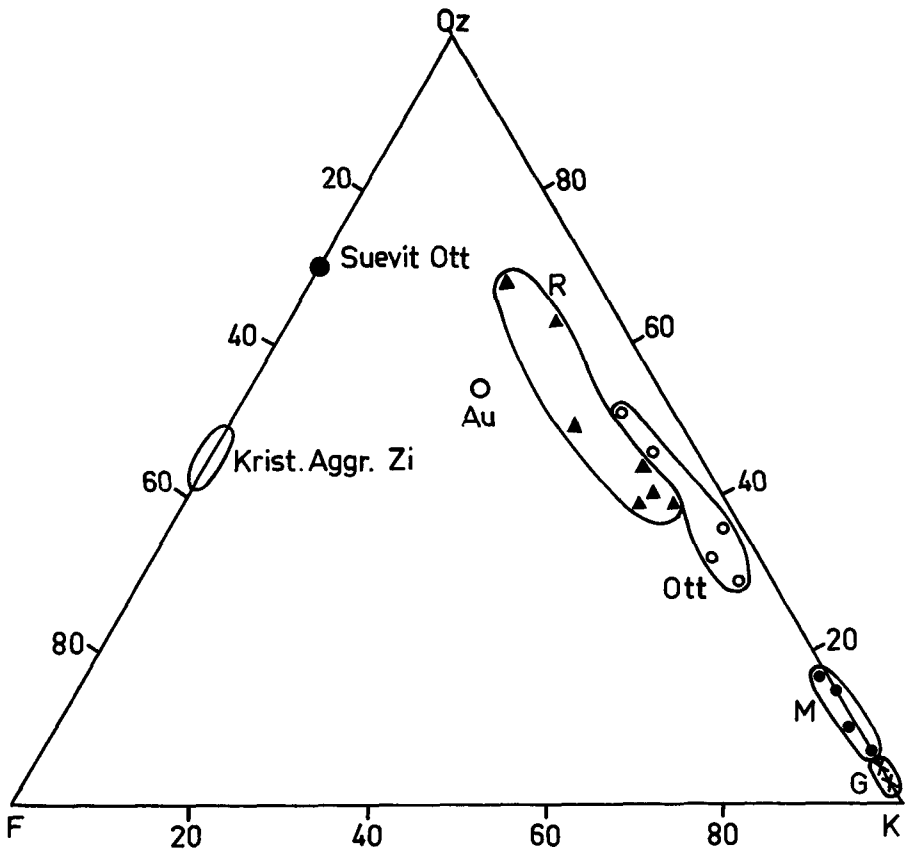


Abb. 33. Diagramm Quarz-Feldspat-Karbonat (1—2 mm ϕ).

2.3. Kristalline Trümmersmassen (D. STÖFFLER)

2.3.1. Allgemeines

Unter dem Begriff „Kristalline Trümmersmassen“ 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 Trümmersmassen (Bunte Breccie) eingelagert sind und aus einer Menge 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 Trümmersmassen 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., Wending, Monheim, Wolferstadt, Donauwörth, Öttingen und Deiningen von DRESSLER (1967), MATZKE (1967) und GRAUP (1968) erarbeitet wurden. Jedoch ist über die Stoßwellenmetamorphose der Kristallinen Trümmersmassen 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 Trümmersmassen, 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 Südabhang 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 biotitarmen Graniten.
2. Das Gebiet zwischen Sulzdorf und Itzing und einige Vorkommen westlich davon (vgl. DRESSLER 1967).
3. Vereinzelte Vorkommen auf den Blättern Wemding und Wolferstadt, z. B. Granit südlich vom Kammersberg (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 Trümmernmassen, 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 Auswurfsbreccien 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.

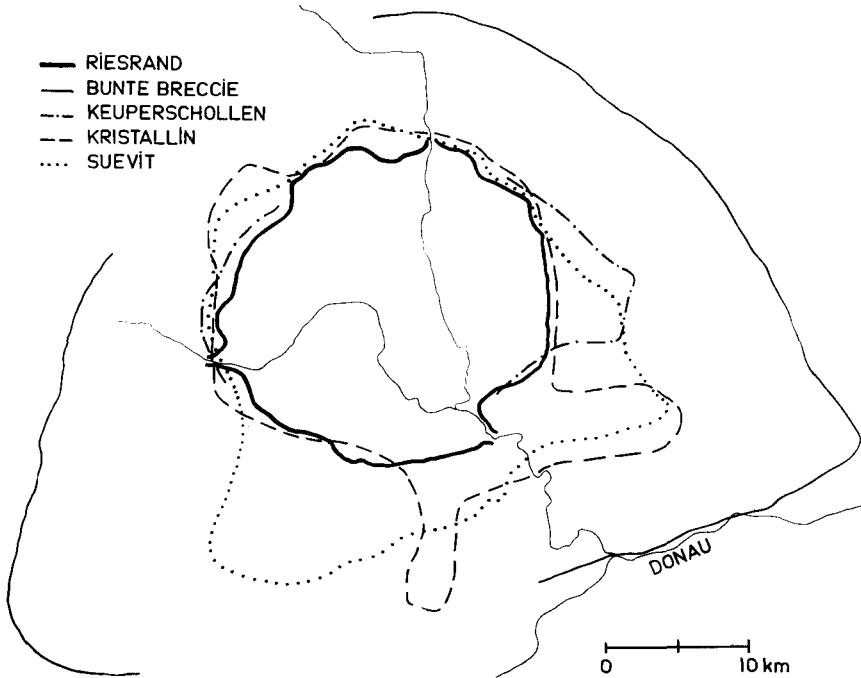


Abb. 34. Vorläufige Kartenskizze der Verbreitung der verschiedenen Auswurfmassen des Rieskraters.

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 Trümmernmassen, die Malmkalkschollen und die Bunte Breccie, haben die größte Verbreitung, während die Kristallinen Trümmernmassen und der Suevit, die vornehmlich tieferen Zonen entstammen, weniger weit gestreut sind. Alle Trümmernmassen 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 Wörnitztales symmetrische Anordnung unverkennbar: Östlich und westlich dieser Linie erstrecken sich je zwei Zungen von Kristallinen Trümmernmassen und von Suevit weit in das Vorland hinaus.

Bezüglich der vertikalen Lagerung gilt, daß im allgemeinen die aus der größten Tiefe stammenden Trümmernmassen, die Kristallinen Trümmernmassen 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 Trümmernmassen, 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 Albraufs, 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 Riesenerferner. — 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. GROSCHOPF 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. HORRIX: 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 salt 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.

Geologica Bavarica	61	296—303	München 1969
--------------------	----	---------	--------------

Altersbestimmungen an Riesgläsern und Moldaviten

Mit 5 Abbildungen und 2 Tabellen

Von WOLFGANG GENTNER & GÜNTHER A. WAGNER ¹⁾

Im vergangenen Jahrzehnt ist eine große Zahl physikalischer Alter an Gläsern aus dem Ries und an den böhmisch-mährischen Tektiten gemessen worden. Diese Arbeiten haben nicht nur das Wissen über das Alter dieser Gläser fundiert, sondern haben vor allem zu ganz bestimmten Schlußfolgerungen über ihre Entstehung geführt. Nach einer kurzen Erläuterung der zur Altersbestimmung an diesen Gläsern angewandten Verfahren sollen alle bisher gemessenen Alter zusammengestellt und auf die Konsequenzen eingegangen werden, die sich aus ihnen ergeben.

Es sind zwei Methoden, die für die Altersbestimmung von Gläsern geeignet sind: Die K/Ar-Methode und die Spaltspurenmethode („fission track“-Methode). Gerade die Anwendung dieser beiden Methoden nebeneinander ist von besonderer Bedeutung. Während die K/Ar-Methode ein eher zu hohes Alter für die Bildung eines Glases ergibt, erhält man mit der Spaltspurenmethode ein Mindestalter. Durch diese Alterseingrenzung von oben und unten erhöht sich die Sicherheit der Altersbestimmung. Um diese Besonderheiten der beiden Methoden verständlich zu machen, sollen hier beide Methoden kurz erläutert werden.

Die K/Ar-Methode ²⁾ beruht auf dem radioaktiven Zerfall des K-40. Dieses Kaliumisotop mit der Massenzahl 40 ist zu 0,118 ‰ im natürlichen Kalium enthalten. K-40 zerfällt dual, sowohl durch β^- -Emission zu Ca-40 als auch durch K-Einfang zu Ar-40.

Die sich in einer kaliumhaltigen Probe ansammelnde radiogene Argonmenge ist ein Maß für das Alter der Probe. Das K/Ar-Alter bestimmt also den Zeitpunkt der letzten Entgasung der Probe. Das bedeutet, auf unser Beispiel, die Gläser, angewandt, daß das Alter der Glasentstehung nur dann richtig ermittelt werden kann, wenn einerseits alles ererbte Argon aus der Schmelze entwichen ist und andererseits das gesamte Ar-40, das nach der Erstarrung der Schmelze aus dem K-40 im Glas entsteht, aufgespeichert wird. Das Alter t berechnet sich dann nach folgender Gleichung

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{K}} = \frac{R}{1+R} (e^{\lambda t} - 1),$$

wobei ${}^{40}\text{Ar}$ die Zahl der in der Zeit t durch radioaktiven Zerfall des K-40 entstandenen Ar-40-Atome bedeutet, ${}^{40}\text{K}$ sind die zur Zeit t noch vorhandenen K-40-Atome. R ist das Verzweungsverhältnis des dualen Zerfalls von K-40

¹⁾ Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. WOLFGANG GENTNER, Dr. GÜNTHER A. WAGNER, Max-Planck-Institut für Kernphysik, 69 Heidelberg, Postfach 1248, Saupfercheckweg.

²⁾ Ausführlich beschrieben in: „Potassium Argon Dating“, Hrsgb. O. A. SCHAEFFER, J. ZÄHRINGER, 1966, Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New York.

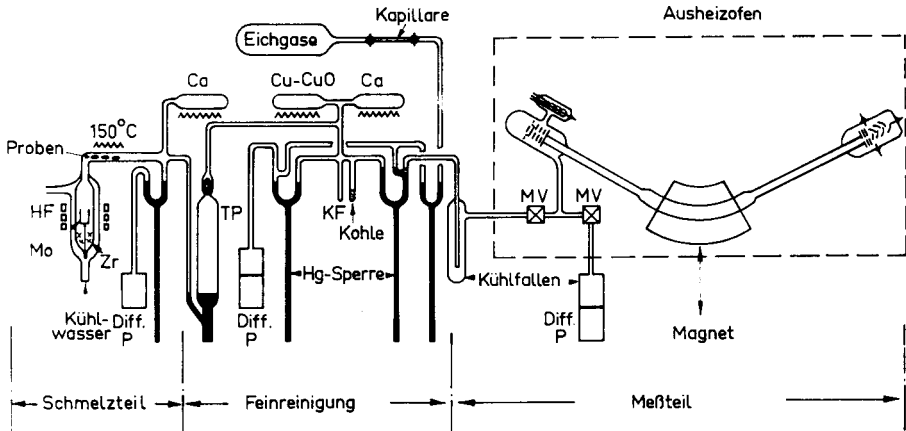


Abb. 1. Schematische Darstellung der Aufschlußapparatur und des Massenspektrometers für die Argon-Analyse.

(Verhältnis der Zahl der K-Einfänge zur Zahl der ausgesandten β -Teilchen). λ ist die Summe der Zerfallskonstanten von K- und β -Zerfall.

Die Gleichung zeigt, daß sich bei unvollkommener Entgasung der Glas-schmelze ein scheinbar zu hohes K/Ar-Alter ergibt.

Bei der praktischen Durchführung einer K/Ar-Altersbestimmung müssen die Kalium- und die Argon-40-Menge einer Probe analysiert werden. Die Kalium-analyse wird bei den Gläsern flammenphotometrisch vorgenommen. Der Nach-weis des Argons ist wegen seiner geringen Menge schwieriger. Er wird im Massenspektrometer durchgeführt. Dieses Verfahren soll anhand einer Skizze (Abb. 1) erläutert werden. Die in Abb. 1 skizzierte Apparatur besteht aus einem Aufschlußteil (links) und dem eigentlichen Massenspektrometer (rechts). Die Probe wird im Hochvakuum bei annähernd 2000°C geschmolzen. Die dabei entweichenden Gase werden an Gettermaterialien wie Zr, Ca, CuO von ihren unedlen Bestandteilen gereinigt. Von den übrigbleibenden Edelgasen wird Ar durch Adsorption an Aktivkohle bei tiefer Temperatur abgetrennt. Erst dann wird das Argon in den Meßteil eingelassen und seine isotopische Zusam-mensetzung untersucht. Beigemischtes Luftargon korrigiert man durch Messen seines Ar-36-Anteils. Die Menge des gemessenen Ar-40 wird durch Zugabe einer be-kannten Menge von Luftargon ermittelt (Isotopenverdünnungsverfahren).

Die Spaltspurenmethode³⁾ benutzt die spontane Spaltung des Urans-238. Dieses Isotop ist zu 99,3 % an der Zusammensetzung des natürlichen Urans beteiligt.

Die Fragmente dieser Kernspaltung sind schwere, geladene Teilchen, die mit hoher kinetischer Energie durch das Material fliegen, wobei sie entlang ihres Weges Strahlenschäden hervorrufen. Diese latenten Geschoßkanäle lassen sich durch Anätzen sichtbar machen. Unter geeigneten Ätzbedingungen erscheinen sie dann im Lichtmikroskop als runde bis elliptische Ätzgruben (Abb. 2). Die Anzahl dieser Spaltspuren ist vom Urangehalt und dem Alter einer Probe abhängig.

³⁾ ausführlich beschrieben in: WAGNER 1966.

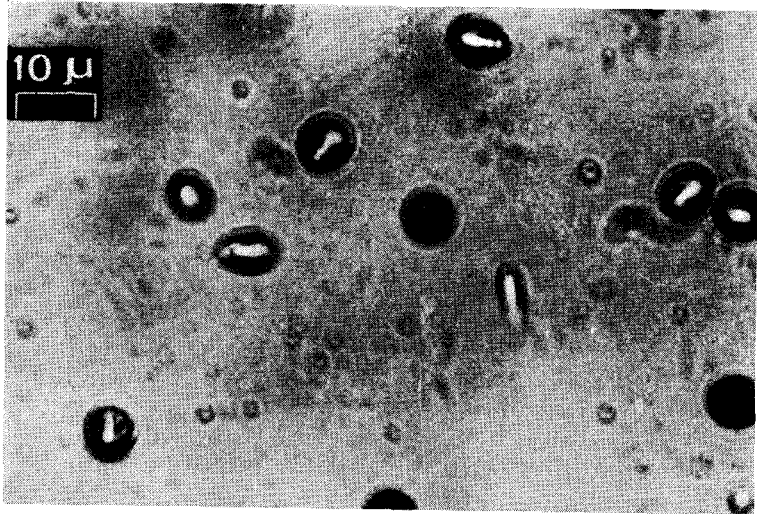


Abb. 2. Spaltspuren in einem Moldavit (Dukovany). Angeätzt mit 48%iger Flußsäure.

Durch das Auszählen solcher Ätzgruben kann daher bei bekanntem Urangehalt auf das Alter der Probe geschlossen werden. Der Urangehalt läßt sich ermitteln, indem die Probe mit thermischen Neutronen bestrahlt wird. Hierbei werden Kernspaltungen am U-235 induziert. Die Spaltprodukte dieser Spaltung hinterlassen ebenfalls anätzbare Kanäle, deren Anzahl der Urankonzentration proportional ist. Die Datierung einer Probe nach der Spaltspurenmethode besteht also im Auszählen von Ätzgruben vor und nach einer Neutronenbestrahlung.

Das Alter berechnet sich nach folgender Gleichung

$$t = \frac{p_s}{p_i} n \times \frac{\sigma_t \times I}{\lambda_t}$$

Es bedeuten p_s die Anzahl der spontanen Spaltspuren pro Flächeneinheit, p_i die Anzahl der induzierten Spaltspuren pro Flächeneinheit, n ist die Bestrahlungsdosis der thermischen Neutronen, σ_t ist der Spaltquerschnitt des U-235 für thermische Neutronen, I das Isotopenverhältnis des U-235/U-238 und λ_t die Zerfallskonstante der spontanen Spaltung des U-238.

Das Spaltspurenalter ist das Erstarrungsalter von Gläsern, wenn jede spontane Spaltung des U-238 in Form einer anätzbaren Spur registriert und gespeichert wird. Ausheizversuche an Gläsern haben jedoch gezeigt, daß Temperaturerhöhungen von wenigen hundert Grad die Spuren instabil werden lassen und zu ihrem Verschwinden führen. Solche Aufheizungen, ob natürlich oder künstlich, verjüngen scheinbar das Alter der Gläser. Daher ist das Spaltspurenalter sehr temperaturempfindlich und gibt immer ein Mindestalter für die Erstarrung der Gläser an.

Insgesamt wurden in den vergangenen Jahren etwa 20 Riesgläser und 20 Moldavite nach beiden Altersbestimmungsverfahren datiert. Die Glasproben stammen von verschiedenen Fundstellen. Die verwendeten Riesgläser sind aus Suevitvorkommen entnommen, die rund um das Ries verstreut sind. Die

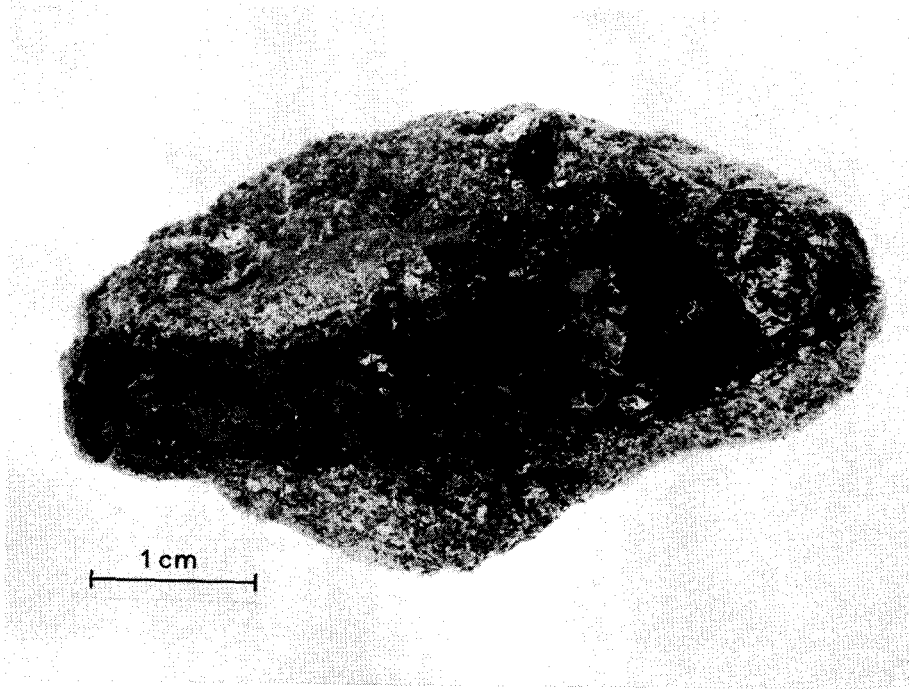


Abb. 3 *). Kompaktes Riesglas (Otting). Eingebettet im Suevit.

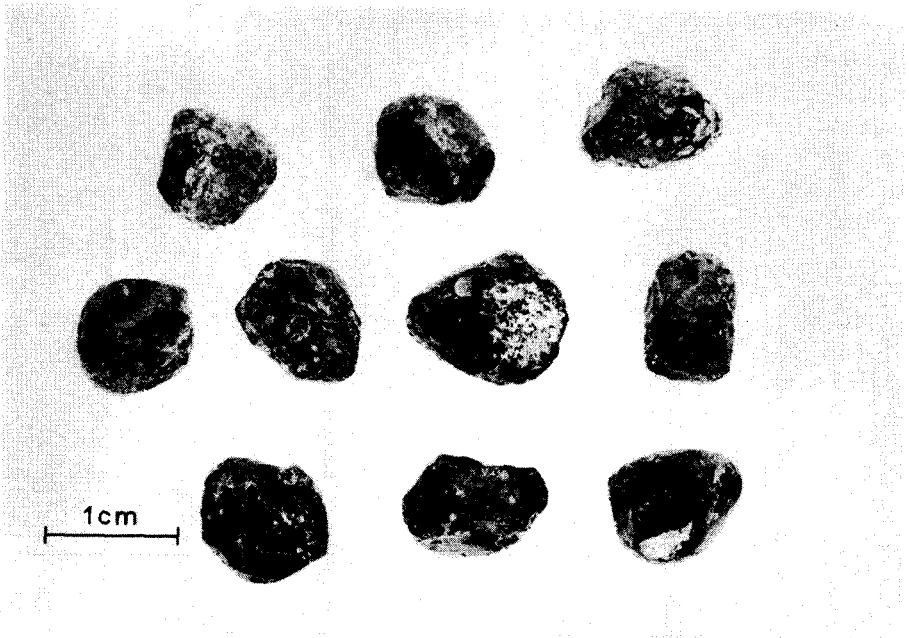


Abb. 4 *). Kompaktes Riesglas (Otting).

*) Die Riesgläser wurden uns freundlicherweise von FrI. Dr. B. KLEINMANN zur Verfügung gestellt.

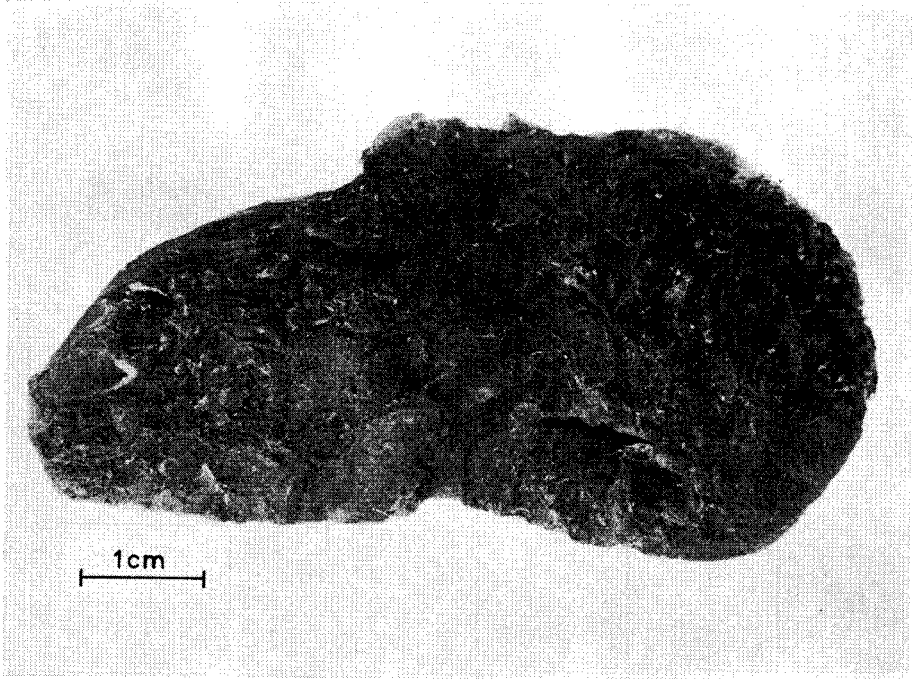


Abb. 5. Moldavit mit starker Oberflächenskulptur.

datierten Moldavite kommen ebenfalls von mehreren Stellen sowohl aus Böhmen als auch aus Mähren.

Auf die Präparierung der Gläser soll nicht eingegangen werden. Dazu wird auf die Spezialarbeiten verwiesen. Es sei hier nur erwähnt, daß für beide Methoden kompaktes Glas (möglichst blasenarm und frei von Kristalleinschlüssen) am besten geeignet ist (Abb. 3 und 4).

Alle bisher gemessenen Alter an Riesgläsern und Moldaviten sind in den Tabellen 1 und 2 zusammengefaßt. Für die Berechnung des K/Ar-Alters haben alle Bearbeiter die Konstanten $\lambda = 5,32 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ (entspricht einer Halbwertszeit $\text{HWZ} = 1,30 \times 10^9 \text{ a}$) und $R = 0,123$ benutzt. Die Spaltspurenalter sind in den Originalarbeiten mit unterschiedlichen Zerfallskonstanten berechnet. Sie wurden daher in der Zusammenstellung des besseren Vergleiches wegen auf eine einheitliche Zerfallskonstante $\lambda_t = 8,42 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ (entspricht $\text{HWZ} = 0,823 \times 10^{16} \text{ a}$, SPADAVECCHIA und HAHN 1967) umgerechnet.

Bei der Betrachtung dieser Zusammenstellung fallen drei bemerkenswerte Gesichtspunkte auf. Erstens liegen alle Alterswerte nahe beieinander. Kein einziger Wert fällt heraus. Zweitens führen beide Methoden zu übereinstimmenden Altersergebnissen. Die Riesgläser besitzen ein mittleres K/Ar-Alter von $14,8 \pm 0,6$ Mio a und ein mittleres Spaltspurenalter von $14,0 \pm 0,6$ Mio a. Auch bei den Moldaviten entspricht das mittlere K/Ar-Alter $14,6 \pm 0,7$ Mio a dem mittleren Spaltspurenalter von $14,1 \pm 0,6$ Mio a. Drittens ergibt sich für beide Methoden innerhalb enger Fehlergrenzen Altersgleichheit zwischen Moldaviten und Riesgläsern.

Tabelle 1

Zusammenstellung aller bisher gemessenen K/Ar- und Spaltspuren-Alter an Gläsern aus dem Ries

Fundort	Alter in 10^9 a	Altersbest.- Methode	Bearbeiter
Otting	$15,1 \pm 0,5$	K/Ar ¹⁾	GENTNER, LIPPOLT u. SCHAEFFER 1961
Otting I	15,1	} $14,8 \pm 0,7$ K/Ar ¹⁾	GENTNER, LIPPOLT u. SCHAEFFER 1963
Otting II	15,0		
Zipplingen	15,2		
Ottingen	14,5		
(Hainsfarth)			
Bollstadt	13,6		
Altenbürg	14,6		
Aufhausen	15,2		
Mauren	15,5		
Otting	$14,6 \pm 0,6$	K/Ar ¹⁾	GENTNER, KLEINMANN u. WAGNER 1967
Otting 1	$13,9 \pm 0,5$	} Spssp.-Alter ²⁾	GENTNER, KLEINMANN u. WAGNER 1967
Otting 2	$14,0 \pm 0,6$		
Otting 3	$13,6 \pm 0,6$		
Otting 4	$14,5 \pm 0,6$		
Hainsfarth	$13,3 \pm 0,7$		
„Riesglas“	$13,9 \pm 1,5$	Spssp.-Alter ²⁾	KAUFHOLD u. HERR 1967
Goldburghausen	$14,6 \pm 0,5$	Spssp.-Alter ²⁾	STORZER u. WAGNER 1968

¹⁾ $\lambda = 5,32 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ $R = 0,123$.

²⁾ Spaltspurenalter auf einheitliche Zerfallskonstante $\lambda_t = 8,42 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ umgerechnet.

Die Frage nach dem Alter des Rieses und der Moldavite dürfte damit hinreichend beantwortet sein. Interessant dabei ist, daß die physikalischen Alter dieser Gläser auch durch geologische Argumente gestützt werden. So wird das Alter des Riesereignisses ins jüngere Torton (DEHM 1962) gestellt. Die Alters-einstufung der tektitentragenden Kiese von Böhmen und Mähren stößt auf größere Schwierigkeiten. Die Moldavite finden sich dort häufig auf sekundären Lagerstätten. Kürzlich konnte jedoch CTYROKY 1967 für das Vorkommen von Dukovany und Skryje (Mähren) zeigen, daß die moldavitführenden Kiese obermiozänes Alter (Torton, Sarmat) besitzen.

Aber außer der reinen Altersinformation steckt in den Daten auch der Schlüssel für das Problem der Herkunft der Moldavite. Denn die Altersübereinstimmung der Riesgläser und Moldavite kann kaum ein Zufall sein. Vielmehr läßt sich aus dieser zeitlichen Koinzidenz von Riesexplosion und Moldaviten-schmelze auf einen ursächlichen Zusammenhang beider Ereignisse schließen. Die

Tabelle 2

Zusammenstellung aller bisher gemessenen K/Ar- und Spaltspuren-Alter an Moldaviten

Fundort	Alter in 10^6 a	Altersbest.- Methode	Bearbeiter
Locenice/B.	14,9	} $14,7 \pm 0,7$ K/Ar ¹⁾	GENTNER, LIPPOLT u. SCHAEFFER 1963
Radomilice/B.	14,7		
Habri/M.	14,7		
Dukovany I/M.	13,8		
Dukovany II/M.	15,0		
NN Mähren	14,7		
Radomilice/B.	$14,4 \pm 0,9$	} K/Ar ¹⁾	ZÄHRINGER 1963
Radomilice/B.	$14,5 \pm 0,9$		
Locenice/B.	$14,5 \pm 1,3$		
Habri/M.	$14,5 \pm 0,9$		
Lhenice/B.	$14,9 \pm 0,7$		
Dukovany/M.	$14,8 \pm 0,7$		
„Mähren“	$14,5 \pm 0,9$		
„Mähren“	$14,5 \pm 0,8$		
Budweis 1/B.	$14,4 \pm 0,5$	} Spsp.-Alter ²⁾	GENTNER, KLEINMANN u. WAGNER 1967
Budweis 2/B.	$13,3 \pm 0,7$		
Budweis 4/B.	$13,8 \pm 0,6$		
Dukovany 1/M.	$14,1 \pm 0,7$		
Dukovany 2/M.	$14,4 \pm 0,5$		
Moldavit	$14,5 \pm 1,6$	Spsp.-Alter ²⁾	KAUFHOLD u. HERR 1967

B. = Böhmen M = Mähren

1) $\lambda = 5,32 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ R = 0,123.2) Spaltspurenalter auf einheitliche Zerfallskonstante $\lambda_t = 8,42 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ umgerechnet.

von COHEN 1961 ausgesprochene Hypothese, sowohl die Riesgläser als auch die Moldavite seien auf dasselbe Naturereignis zurückzuführen, erfuhr durch die Altersbestimmungen ihre experimentelle Bestätigung. SCHÜLLER und OTTE-MANN 1963 konnten einen weiteren Beweis hinzufügen, indem sie sehr ähnliche Rb/Zr-Verhältnisse in den Riesgläsern und Moldaviten nachwiesen.

Die Moldavite dürfen damit als Glasregen aufgefaßt werden, der beim Einschlag eines Riesenmeteoriten im Nördlinger Ries entstand.

Ein weiteres Argument für die irdische Herkunft konnten kürzlich MÜLLER und GENTNER 1968 hinzufügen. Sie fanden in Gasblasen der Riesgläser und Moldavite Stickstoff- und Sauerstoffgehalte atmosphärischer Zusammensetzung.

Das häufig gegen die genetische Verknüpfung von Moldaviten und Riesgläsern vorgebrachte Argument der chemischen Unterschiede beider Glasarten ist nicht stichhaltig, solange die stofflichen Vorgänge in der Dampf- und Gasphase bei einem solch katastrophalen Naturereignis nicht voll verstanden werden.

Bei einem derartigen Ereignis wird nämlich eine Gesteinsgaswolke hoher Temperatur die irdische Atmosphäre durchschlagen. Die darauf folgenden Kondensationsvorgänge müssen mit einem ungeheuren Glasstaub- oder Mikrotektitenregen verbunden sein. Die weitverbreiteten Bentonitlagerstätten in der Oberen Süßwassermolasse Süddeutschlands sind wohl auf diesen Mikrotektitenregen zurückzuführen. Ähnliche Ereignisse sind auch in den Sedimenten des Indischen Ozeans in Zusammenhang mit dem südostasiatisch-australischen Tektonischen Streufeld wie auch in den Sedimenten des Golfs von Guinea (Streufeld der Elfenbeinküsten-Tektite) dokumentiert (GLASS 1967/1968). Für Bentonitgläser aus dem Lager Mainburg fanden kürzlich GENTNER et al. 1969 Spaltspurenalter von $14,6 \pm 0,8 \times 10^6$ a. Diese zeitliche Koinzidenz von Riesexplosion und Bentonitglasschmelze macht einen ursächlichen Zusammenhang beider Ereignisse sehr wahrscheinlich.

Literatur

- COHEN, A. J.: A semi-quantitative asteroid impact hypothesis of tektite origin. — *J. Geophys. Res.*, **66**, S. 2521, Richmond-Virginia 1961.
- CTYROKY, P.: Biostratigraphical data on the age of the moldavite-bearing deposits in Moravia. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **8**, S. 447—455, Stuttgart 1967.
- DEHM, R.: Das Nördlinger Ries und die Meteoritentheorie. — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, **2**, S. 69—87, München 1962.
- GENTNER, W., LIPPOLT, H. J. und SCHAEFFER, O. A.: Das Kalium-Argon-Alter einer Glasprobe vom Nördlinger Ries. — *Z. Naturforsch.*, **16 a**, S. 1240, Tübingen 1961.
- Argonbestimmungen an Kaliummineralien-XI. Die Kalium-Argon-Alter der Gläser des Nördlinger Rieses und der böhmisch-mährischen Tektite. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**, S. 191—200, Oxford, New York, London, Paris 1963.
- GENTNER, W., KLEINMANN, B. und WAGNER, G. A.: New K/Ar and fission track ages of impact glasses and tektites. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **2**, S. 83—86, Amsterdam 1967.
- GENTNER, W., STORZER, D. und WAGNER, G. A.: Das Alter von Tektiten und verwandten Gläsern. — *Naturwiss.*, **56**, S. 255—260, Würzburg 1969.
- GLASS, B. P.: Microtektites in deep-sea sediments. — *Nature*, **214**, S. 372—374, London 1967.
- Glassy objects (microtektites?) from deep-sea sediments near the Ivory Coast. — *Science*, **161**, S. 891—893, Washington 1968.
- KAUFHOLD, J. und HERR, W.: Influence of experimental factors on dating by the "fission-track" method. — "Radioactive dating" IAEA, Wien, S. 403—413, Wien 1967.
- MÜLLER, O. und GENTNER, W.: Gas content in bubbles of tektites and other natural glasses. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **4**, S. 406—410, Amsterdam 1968.
- SCHAEFFER, O. A. und ZÄHRINGER, J.: Potassium Argon Dating. — Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1966.
- SCHÜLLER, A. und OTTEMANN, J.: Vergleichende Geochemie und Petrographie meteoritischer und vulkanischer Gläser. — *N. Jb. Miner., Abh.*, **100**, S. 1—26, Stuttgart 1963.
- SPADAVECCHIA, A. und HAHN, B.: Die Rotationskammer und einige Anwendungen. — *Helvetica Physica Acta*, **40**, S. 1063—1079, Basel 1967.
- STORZER, D. und WAGNER, G. A.: Unveröffentl. Mitteilung, 1968.
- WAGNER, G. A.: Altersbestimmungen an Tektiten und anderen natürlichen Gläsern mittels Spuren der spontanen Spaltung des Uran²³⁸ ("fission-track"-Methode). — *Z. Naturforsch.*, **21 a**, S. 733—745, Tübingen 1966.
- ZÄHRINGER, J.: K/Ar-measurements of tektites. — "Radioactive dating" IAEA, Wien, S. 289—305, Wien 1963.

Geologica Bavarica	61	304—326	München 1969
--------------------	----	---------	--------------

Die seismischen Messungen im Ries von 1948-1969

Mit 7 Abbildungen, 5 Tabellen und Beilage 2

VON GUSTAV ANGENHEISTER & JEAN POHL ¹⁾

1. Überblick

1.1. In den Jahren 1948, 1949 und 1952 sind auf Anregung von H. REICH und A. BENTZ durch die Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, durch die Firma Seismos, Hannover, und durch das Institut für Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität, München, ein das Ries tangierendes Profil und sechs vom Zentrum des Ries radial ausgehende Profile mit der Methode der Refraktions-Seismik vermessen worden. Längs dieser Profile wurde auf Teilstrecken (Länge 2—4 km) meist mit Schuß und Gegenschuß (Schüsse an beiden Enden der Teilstrecken) und mit einem Abstand der Seismometer von etwa 300 m beobachtet (Abb. 1, Profil 1—5). Es wurde teilweise mit elektrischen, teilweise mit mechanischen Seismographen auf Film registriert. Die Ergebnisse und einige Seismogramme sind von H. REICH veröffentlicht worden (H. REICH und W. HORRIX 1955).

1.2. Im Jahre 1967 hat das Institut für Angewandte Geophysik zwei Profile ebenfalls mit der Methode der Refraktions-Seismik vermessen, wobei mit freundlicher Zustimmung der Werksleitungen Großbohrloch-Sprengungen der Steinbruchbetriebe in Harburg und Holheim genutzt werden konnten. Die beiden Profile 6 und 7 (Abb. 1), deren Richtungen etwa senkrecht aufeinander stehen, kreuzen sich im Zentrum des Ries und sind etwa 40 km lang. Beobachtet wurde mit einer Magnetband-Apparatur für Refraktions-Seismik (MARS-Apparatur mit je 3 Spuren für 3 Seismometer und 1 Spur für Zeitzeichen). Ferner wurden die seismischen Apparaturen mit Film-Registrierung des Instituts für Angewandte Geophysik München verwendet, bei denen hochempfindliche Galvanometer (ohne Verstärker) über die Kabel (bis zu 400 m Länge) direkt mit Seismometern verbunden sind. Die Seismometer einer Auslage (FS 60 nach Berckhemer und Hall-Sears-Geophone mit 4 Hz) waren im Abstand von 300 bis 400 m voneinander aufgebaut. In Abb. 1 sind die Mittelpunkte dieser Auslagen längs der beiden Profile 6 und 7 eingetragen.

1.3. Im März 1968 hat ein Meßtrupp der Firma Seismos (Leitung Dr. KREY, Meßtrupp-Führer Ing. LEUSCHNER) Reflexions-Seismik längs eines Profils vom Zentrum des Ries (etwa 2,3 km N von Deiningen) nach Westen bis etwa 1,3 km SE von Baldern ausgeführt (Profil 8, Abb. 1, im folgenden auch Reflexions-Profil genannt). Es wurde eine Magnetband-Apparatur für Reflexions-Seismik mit 24 Spuren verwendet, bei der die zu messenden Amplituden der seismischen

¹⁾ Anschrift der Verfasser: Institut für Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

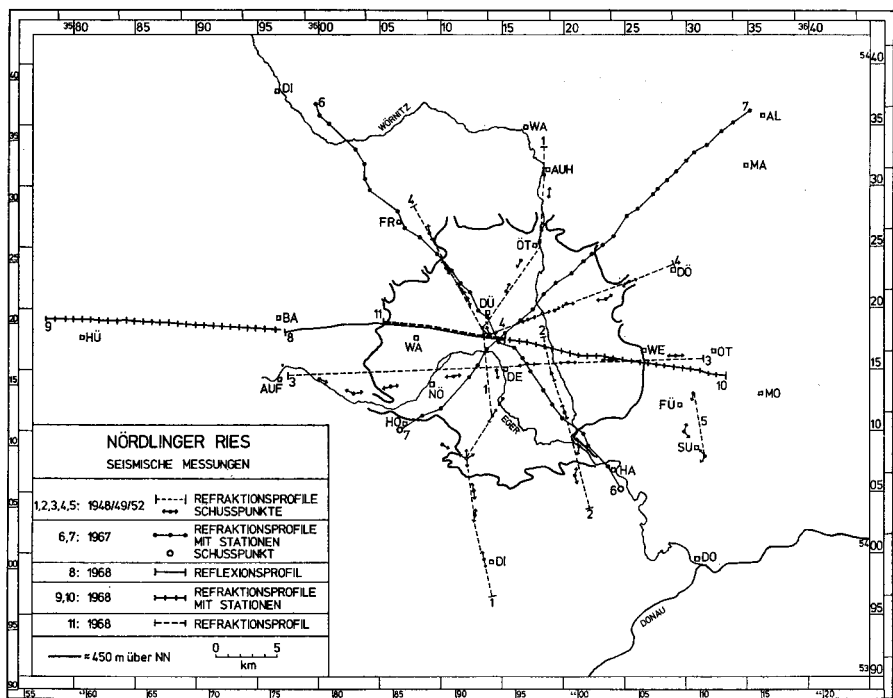


Abb. 1. Seismisch vermessene Profile im Ries. Profile 1, 2, 3, 4 und 5: Refraktions-Seismik 1948, 1949 und 1952 längs Profil-Stücken von 4 km Länge, teilweise mit Schuß und Gegenschuß. — Profile 6 und 7: Refraktions-Seismik 1967, Sprengungen der Steinbrüche bei Harburg und Holheim. — Profil 8: Reflexions-Profil 1968, teilweise auch mit Refraktions-Seismik. — Profil 9 und 10: Refraktions-Profile 1968 für seismische Tiefen-Sondierungen; Sondierungspunkte sind die beiden Endpunkte des Profils 8. — Profil 11: Refraktions-Seismik 1968 längs Profil 8.

Wellen im Zeitabstand von je 2 msec digital registriert wurden (Digital-Apparatur). Gleichzeitig wurden die seismischen Signale auf Film registriert (Monitor-Filme), so daß kurz nach den Schüssen Filme zur Verfügung standen. Teilweise wurden diese Filme auch für die Auswertung verwendet. — Die für die Schüsse erforderlichen Bohrungen führte die Firma Göttker Erben, Wathlingen, aus. — Auf dem 17,5 km langen Profil wurden 66 Schüsse mit meist 12 kg Seismogelit in 14 m Tiefe abgetan. Nur 6 Bohrungen waren tiefer (60 bis 100 m). Alle Schüsse wurden unter dem Grundwasserspiegel abgetan. — Jede Auslage mit 24 Geophon-Gruppen (24 Spuren auf den Magnetbändern oder Filmen) war 1440 m lang. Jede Geophon-Gruppe bestand aus 12 Geophonen (12-fache Bündelung) und war 60 m von der nächsten Geophon-Gruppe entfernt. Meistens wurde der Schuß im Zentrum der Auslage zwischen den Geophon-Gruppen 12 und 13 abgetan. Die Schußpunkte waren 240 m voneinander entfernt. Nach einem Schuß wurde die Auslage um die gleiche Strecke von 240 m (ein Drittel der halben Auslage) nach Westen verlegt, wodurch von jedem Teil eines Reflexions-Horizontes Reflexionen dreifach beobachtet werden konnten (3-fache Überdeckung).

Ferner hat ein Trupp des Instituts für Geophysik der Universität Kiel mit einer Reflexions-Apparatur mit Film-Registrierung einen Teil der Schüsse

beobachtet, wobei von diesem Trupp die Auslage im Abstand von einigen 100 m nördlich oder südlich des EW-gerichteten Reflexions-Profiles aufgebaut und senkrecht zum Reflexions-Profil (also in NS-Richtung) orientiert worden war.

1.4. Teilweise konnte die Reflexions-Apparatur auch für Refraktions-Messungen genutzt werden. Dies war z. B. möglich, wenn die Reflexions-Auslage lang genug war und der Refraktor nicht zu tief lag (siehe Abschnitt 3.2.4.). — Es wurde angestrebt, möglichst alle Schüsse mit der Reflexions-Apparatur zu beobachten. Es wurden daher mit derselben auch Schüsse registriert, die nicht in der Mitte der Reflexions-Auslage abgetan wurden. Diese Schüsse dienten den im folgenden Abschnitt 1.5. beschriebenen Tiefensondierungen am Anfang und Ende des gesamten Reflexions-Profiles. Die Abstände dieser Schüsse von dem ersten Geophon der Reflexions-Auslage waren meist 90 m, teilweise größer: 350, 750 und 1470 m.

1.5. Entlang dieses Reflexions-Profiles wurden alle 1440 m etwas stärkere Schüsse, teilweise in tieferen Bohrlöchern, teilweise in einer Gruppe von 3 Bohrlöchern für eine seismische Tiefensondierung abgetan. Hierzu wurden diese Schüsse von zwei Refraktions-Trupps des Instituts für Angewandte Geophysik, München, auf einem Ost- und einem West-Profil beobachtet, wobei die oben bereits genannten MARS-Apparaturen (mit Seismometern FS 60 nach Berckhemer) verwendet wurden. Die Auslagen (Länge 2640 m, $4 \times 3 = 12$ Seismometer oder Spuren) wurden dabei so aufgebaut, daß die Scheitelpunkte der Wellenstrahlen möglichst unter demselben Punkt an der Erdoberfläche (Sondierungs-Punkt) lagen. Die Schußpunkte und die Auslagen lagen also jeweils symmetrisch zum Sondierungs-Punkt. Für das Ost-Profil lag dieser Sondierungs-Punkt im Zentrum des Ries am Anfang des Reflexions-Profiles, für das West-Profil etwa 10 km außerhalb des Ries am Ende des Reflexions-Profiles. Hierdurch war die Möglichkeit gegeben, eine seismische Tiefensondierung unter dem Anfangs- und eine zweite Tiefensondierung unter dem Endpunkt des Reflexions-Profiles zu erarbeiten. — Die obengenannte Forderung, nach der bei einer seismischen Tiefensondierung die Scheitelpunkte der Strahlen unter dem gleichen Punkt der Erdoberfläche liegen sollen, ist nur erfüllt, wenn die Schichten im Untergrund symmetrisch zu diesem Sondierungs-Punkt gelagert sind. Für den Sondierungs-Punkt im Zentrum des Ries kann erwartet werden, daß diese Bedingung etwa erfüllt ist, während sie für den im Westen außerhalb des Ries liegenden Sondierungs-Punkt sicher nur teilweise erfüllt ist. — Über die Ergebnisse dieser Messung kann erst später an anderer Stelle berichtet werden, da die Auswertung zur Zeit noch nicht abgeschlossen ist.

1.6. Zusätzlich zu den genannten Profilen wurde im März 1968 ein drittes Refraktions-Profil 11 von etwa 10 km Länge mit Schuß und Gegenschuß vermessen, wobei der Anfang im Zentrum des Ries, das Ende westlich von Wallerstein lag und alle damals zur Verfügung stehenden seismischen Geräte (9 MARS-Apparaturen und 1 Reflexions-Apparatur der Firma Seismos) eingesetzt wurden.

1.7. Bei den seismischen Messungen im März 1968 waren im ganzen 41 Mitarbeiter beteiligt: Reflexions-Trupp der Firma Seismos 6, Bohrtrupp der Firma Göttker 9, Institut für Geophysik Kiel 5, Institut für Angewandte Geophysik München 21 Mitarbeiter.

2. Die seismischen Messungen 1948, 1949, 1952 und deren Ergebnisse

2.1. In einer ausführlichen Publikation (H. REICH und W. HORRIX 1955) hat H. REICH die Ergebnisse der seismischen Messungen 1948, 1949 und 1952 erörtert. Diese Ergebnisse waren über ein Jahrzehnt eine der wichtigsten Grundlagen für alle späteren Untersuchungen der Seismiker, wie auch der anderen Forscher im Ries. Da im folgenden über die neueren seismischen Messungen im Ries berichtet werden soll, soweit sie ausgewertet sind, werden zunächst die wichtigsten Ergebnisse der ersten seismischen Messungen aus den Jahren 1948, 1949 und 1952 in Kürze wiedergegeben.

Die von H. REICH angegebenen Geschwindigkeiten der Longitudinal-Welle (P-Welle) sind in der Tabelle 5 im Kapitel 4 aufgenommen worden. Sie wurden durch die seismischen Messungen der Jahre 1967 bis 1968 zum größten Teil bestätigt und ergänzt, wenn auch teilweise geringe Abweichungen gemessen wurden.

2.2. Längs der 6 radial vom Ries-Zentrum ausgehenden Profile haben H. REICH und TH. KREY bei der Auswertung ihrer Messungen Teilstrecken von 1, 2 und 3 km Länge, gemessen von den jeweiligen Schußpunkten, abgeteilt und die Laufzeit der Longitudinal-Welle längs dieser Strecken berechnet. Für jede der drei Teilstrecken wurde ein Laufzeit-Plan angefertigt, in den die Linien gleicher Laufzeit eingetragen sind. In der Morphologie dieser Linien erkennt man bereits eine Korrelation zur Lage und Dicke der See-Sedimente: Im Ries-Zentrum, wo die größte Mächtigkeit der See-Sedimente zu erwarten ist, ist auch die Laufzeit der Longitudinal-Welle längs der genannten Teilstrecken am größten. Im Areal des inneren Walles ist sie dagegen am kleinsten (Tabelle 1).

Tabelle 1

Profil 1 und 2 der Messungen in den Jahren 1948, 1949 und 1952 (siehe Abb. 1)

Laufzeit der Longitudinal-Welle

Länge der Teilstrecke	Laufzeit der Longitudinal-Welle		
	im Zentrum s	am inneren Wall s	südlich des inneren Walles s
1 km	0,55—0,57	0,37—0,45	0,39
2 km	0,90—0,93	0,65	0,70—0,72
3 km	1,16—1,17	0,80	0,95—1,00

Diese Korrelation ist verständlich. Denn nimmt man an, daß die Geschwindigkeit linear mit der Tiefe z zunimmt (vertikaler Geschwindigkeits-Gradient konstant), so liegen die Scheitelpunkte der Strahlen einer refraktierten Welle in einer Tiefe, die bei den Verhältnissen im Ries-Zentrum etwa gleich $1/8$ bis $1/4$ der Auslage (hier Teilstrecke) ist ($v_0 = 1700$ m/s; $\Delta v/\Delta z = 300$ m/s/300 m). Wie aus den weiter unten diskutierten Auswertungen folgt, ist die größte Mächtigkeit der See-Sedimente im Zentrum des Ries gleich 380 m, so daß die an der Erdoberfläche registrierten seismischen Signale die Basis der See-Sedimente, die eine relativ scharfe Diskontinuität der Geschwindigkeit ist, überall — zumindest mit der größten Teilstrecke von 3 km — erreicht haben. Die Laufzeit ist somit bei vorgegebener Beobachtungs-Strecke vorwiegend von der

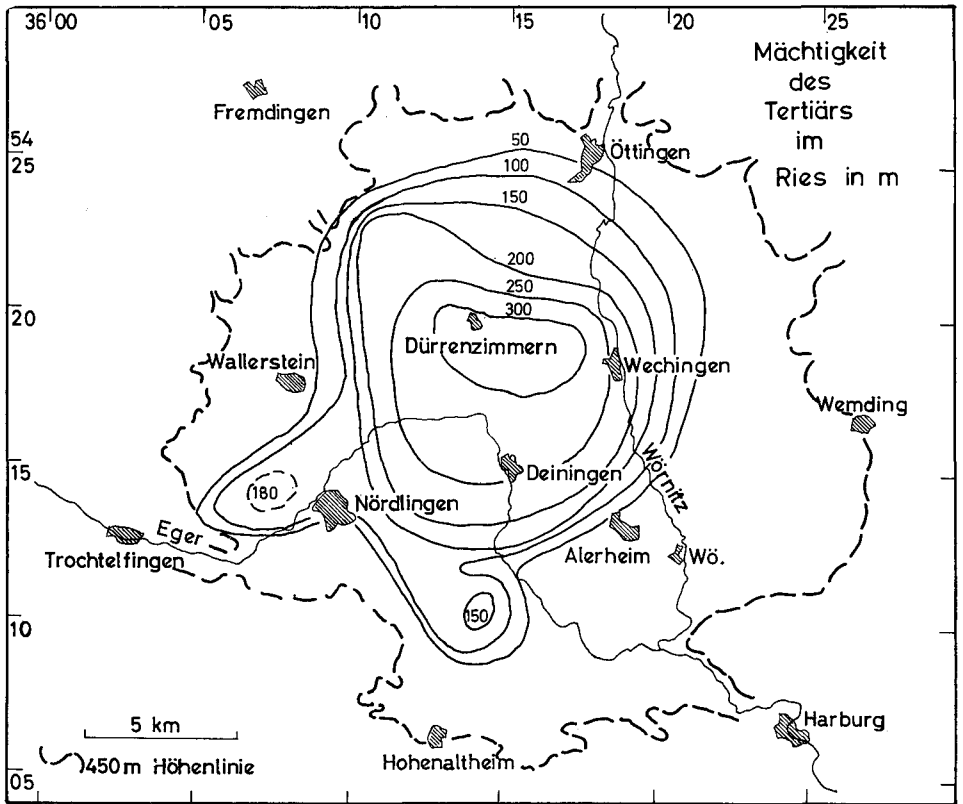


Abb. 2. Mächtigkeit der See-Sedimente (Tertiär) im Ries nach H. REICH (1955), vereinfacht.

Mächtigkeit der See-Sedimente abhängig, sofern die Geschwindigkeit in den See-Sedimenten in horizontaler Richtung mit Entfernung vom Ries-Zentrum nicht allzu stark variiert. Zwar ist dies, wie weiter unten gezeigt wird, in beschränktem Maße der Fall — aber doch nicht so stark, daß die genannte Korrelation in Frage gestellt würde.

2.3. Da sich die Ersteinträge in den Laufzeit-Diagrammen zu Geraden zusammenfügten, verwendet H. REICH bei den im folgenden beschriebenen Berechnungen Modelle mit Schichten konstanter Geschwindigkeit, die an einer Geschwindigkeits-Diskontinuität miteinander im Kontakt sind. — H. REICH und TH. KREY berechneten mit der Methode der intercept time und der Methode der Überholungs-Entfernungen an möglichst vielen Stellen des Untersuchungsgebietes die Mächtigkeit der See-Sedimente. — Mit den so berechneten Daten und mit Berücksichtigung der Laufzeit-Pläne, sowie der bekannten Befunde der Topographie der Oberfläche und der Geologie zeichnete H. REICH eine Karte der Mächtigkeit der See-Sedimente (limnisches Tertiär), die in Abb. 2 wiedergegeben ist. — Bei der Refraktions-Seismik der Jahre 1948, 1949 und 1952 wurden auch seismische Wellen mit großer Geschwindigkeit gemessen (4000 bis 5400 m/s). REICH nahm an, daß diese Geschwindigkeiten der Longitudinal-Welle im Kristallin sind, und berechnete daher die Tiefe der Kristallin-Ober-

fläche, wobei er etwa in gleicher Weise arbeitete wie bei der Berechnung der Basis der See-Sedimente.

Im Ries-Zentrum liegen nach H. REICH See-Sedimente von über 300 m Mächtigkeit, darunter eine maximal etwa 350 m mächtige Schicht, die H. REICH Vulkan-Bresche nennt. Darunter nimmt H. REICH unzerstörtes Kristallin an. — In der hier nicht wiedergegebenen Karte der Kristallin-Oberfläche von H. REICH erkennt man den inneren Ries-Wall, der die Gestalt eines nach NNE offenen Hufeisens hat. In den vertikalen, EW und NS orientierten Profil-Schnitten durch das Ries von H. REICH erkennt man ferner außerhalb des Ries, zwischen etwa 500 m und 0 m über NN, die ungestörte Lagerung der Gesteine des Malm, Dogger, Lias und Keupers, sowie die Zone der Trümmer-Massen und den inneren Wall. —

Die von A. BENTZ (1928) eingeführte Gliederung des Ries in Zonen kann nach H. REICH auf Grund der seismischen Untersuchungen der Jahre 1948, 1949 und 1952 wie folgt vervollständigt werden: Zone Ia des inneren, zentralen Ries-Kessels mit einem Durchmesser von 8 km, an der Erdoberfläche angefüllt mit See-Sedimenten, darunter Vulkan-Bresche und Kristallin; Zone Ib des inneren Walles in Hufeisen-Form, nur teilweise aus den See-Sedimenten hervorragend, z. B. am Wennenberg bei Fessenheim; Zone II zwischen zentralem Kessel und morphologischem Ries-Rand, angefüllt mit Schollen-Mosaik, darin einige kleinere Kessel; Zone III der wurzellosen Schollen, der bunten Bresche und Malm-Griese, die auf anstehenden, unzerstörten Jura- oder Keuper-Schichten liegen.

In die obengenannten Profil-Schnitte durch das Ries hat H. REICH in die Schicht der Vulkan-Bresche im zentralen Ries-Kessel Basalt-Intrusionen eingezeichnet, die er wegen der negativen Anomalie des Magnetfeldes glaubt annehmen zu müssen. Die Autoren dieses Artikels glauben, daß die von H. REICH als Vulkan-Bresche mit zertrümmertem Sediment und zertrümmertem Kristallin bezeichnete Schicht unter den See-Sedimenten eine Suevit-Schicht ist, deren inverse Magnetisierung Ursache der negativen Anomalie ist. Basalt-Intrusionen, für die sich durch Seismik keine Indikationen ergeben haben, sind daher nach unserer Meinung nicht vorhanden (siehe „Anomalien des Magnetfeldes und Magnetisierung der Gesteine im Ries“).

3. Die seismischen Messungen 1967 und 1968

3.1. Die Geschwindigkeiten der Longitudinal-Welle

3.1.1. Die durch die Beobachtung der direkten Welle gemessenen Geschwindigkeiten an der Erdoberfläche

Ein entlang der Erdoberfläche transportierter Anteil der Wellen-Energie (direkte Welle) erreicht bis zu einer gewissen Entfernung vom Sprengpunkt die Seismometer als erstes Signal. Aus der Laufzeit dieser in den Seismogrammen meist sehr gut erkennbaren ersten Einsätze kann daher mit Kenntnis der Seismometer-Abstände die Geschwindigkeit v der direkten Welle gemessen werden. Dies gilt auch, wenn ein vertikaler Gradient der Geschwindigkeit an und nahe der Erdoberfläche existiert, so daß die Wellenstrahlen und somit auch die Laufzeit-Kurven gekrümmt sind. — In größeren Entfernungen vom Schußpunkt können die

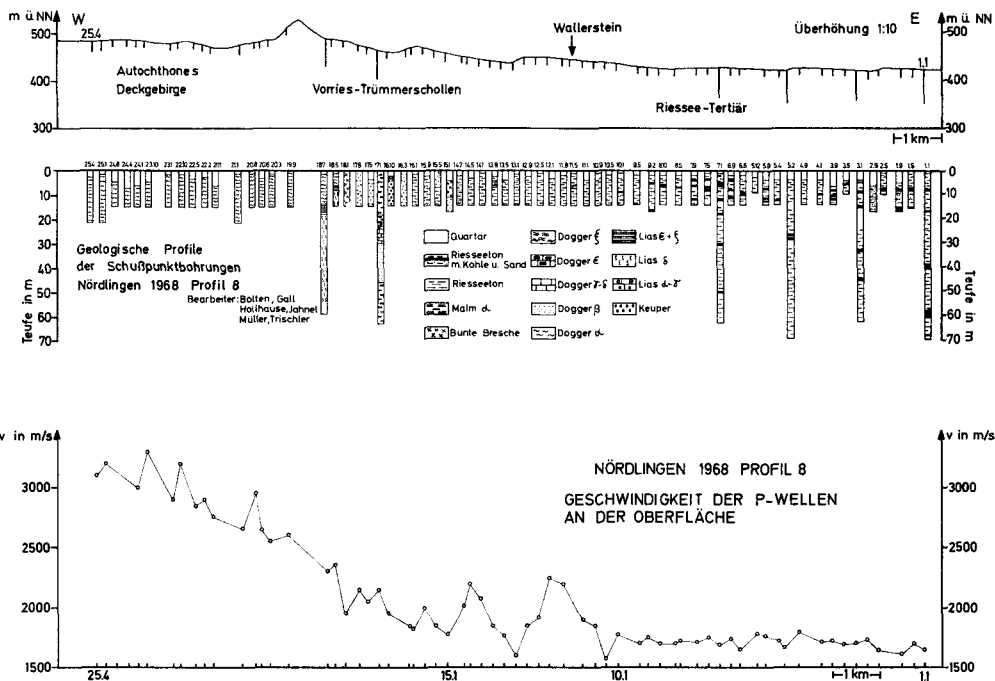


Abb. 3. Profil 8. Oben: Topographie der Erdoberfläche mit Bohrungen (Schußpunkten). — Mitte: Bohrprofile, bearbeitet von R. BOLTEN, H. GALL, E. HOLLAUS, CHR. JAHNEL, D. MÜLLER und J. TRISCHLER. — Unten: Geschwindigkeit der Longitudinal-Welle (P-Welle) an der Erdoberfläche nach H.-D. SAUER (1969), abgeleitet aus den Ersteinsätzen, die mit der Reflexions-Apparatur beobachtet wurden.

Laufzeiten anderer, z. B. refraktierter Wellen kürzer sein als die der direkten Welle. Ist die Auslage der Seismometer lang genug, so sind die in den Seismogrammen erkennbaren ersten Einsätze nicht mehr von der direkten Welle erzeugt. — Im folgenden wird zunächst nur die Geschwindigkeit derjenigen direkten Wellen diskutiert, die als erste Einsätze beobachtet wurden.

Bei der seismischen Vermessung des Reflexions-Profiles (Profil 8) im Ries, im März 1968, konnte die Geschwindigkeit v der direkten Longitudinal-Welle wegen des geringen Seismometer-Abstandes mit relativ großer Genauigkeit gemessen werden. In seiner Diplomarbeit hat H.-D. SAUER (1969) die mit der Reflexions-Apparatur der Firma Seismos beobachteten ersten Einsätze der direkten Longitudinal-Welle ausgewertet und Geschwindigkeiten dieser Welle in Abb. 3 aufgetragen. In der Abb. 3 sind auch die Schußpunkte mit den Bohrprofilen und die Topographie dargestellt. Die Anfertigung der Bohrprofile hatten die Herren BOLTEN, GALL, HOLLAUS, JAHNEL, MÜLLER und TRISCHLER vom Institut für Paläontologie und Historische Geologie der Universität München übernommen. Hierzu wurden das Spülgut an den Bohrungen untersucht und Proben entnommen.

Tabelle 2

Schußpunkt SP	v in m/s	Gesteinseinheiten an der Erdoberfläche
1.1—10.1	1700	junge Sedimente, vorwiegend Seetone
10.1—14.5	variierend zwischen	mit geringer Bedeckung des Pleistozäns
14.7—18.5	1600 und 2200	Trümmer-Massen in regelloser Lagerung
18.7—25.4	von E nach W zunehmend von 2200 bis 3200	Dogger

Beachtenswert ist, daß die Geschwindigkeit v (an der Erdoberfläche) vom Zentrum des Ries bis etwa 7 km westlich (bis Schußpunkt 10. 1.) nur wenig variiert, was durch die homogenen Seetone an der Erdoberfläche bedingt ist. Die sehr geringmächtige Bedeckung des Pleistozäns dürfte auf die Ausbreitung der hier beobachteten seismischen Wellen fast ohne Einfluß sein. In dem Teil des Profils, in dem nach W die Mächtigkeit der See-Sedimente geringer wird, wurden Schwankungen von v gemessen, dies besonders im Areal der Trümmer-Massen.

3.1.2. Die aus der Beobachtung der reflektierten Longitudinal-Wellen berechneten Durchschnitts-Geschwindigkeiten

Mit der Reflexions-Apparatur wurden innerhalb des inneren Walles bei den Schüssen 1.1 bis 9.5 gute erste Reflexionen mit Reflexions-Zeiten von 0,4—0,51 s beobachtet. Mit den ersten Auslagen im Zentrum des Ries wurden auch zweite Reflexionen registriert, die aber als multiple Reflexionen identifiziert werden konnten und daher hier nicht weiter diskutiert werden sollen.

Die reflektierten Signale werden von den Seismometern, die dem Schußpunkt am nächsten stehen, zuerst, von den übrigen Seismometern später empfangen. Wegen dieser Differenz der Laufzeiten (move out) sind Reflexionen in den Seismogrammen zu einer gekrümmten Kurve zusammengefügt. Aus dieser Krümmung hat SAUER (1969) die mittlere Geschwindigkeit zwischen der Erdoberfläche und dem ersten Reflektor mit Hilfe der x^2t^2 -Methode berechnet.

Für die Schußpunkte 1.1 bis 9.5 erhielt er Geschwindigkeiten von 1800 bis 2000 m/s. In Abb. 4 sind diese Durchschnitts-Geschwindigkeiten der Longitudinal-Welle (P-Welle) dargestellt. Beim Vergleich mit den aus den Laufzeiten der direkten Welle berechneten Geschwindigkeiten an der Erdoberfläche erkennt man (Abb. 3 und Abb. 4): Die Geschwindigkeit der direkten Welle an der Erdoberfläche ist etwas kleiner (ungefähr 1700 m/s) als die Durchschnitts-Geschwindigkeit (1800—2000 m/s) zwischen Erdoberfläche und erstem Reflexions-Horizont (etwa in 300 m Tiefe). Mit Entfernung vom Ries-Zentrum nach Westen bis zum Ries-Rand nimmt sie etwas zu, während die Durchschnitts-Geschwindigkeit nach Westen deutlich kleiner wird. Dies kann wie folgt interpretiert werden: Die Geschwindigkeit der Longitudinal-Welle nimmt mit der Tiefe zu, so daß die Durchschnitts-Geschwindigkeit größer ist als die an der Erdoberfläche. Diese Zunahme von v mit der Tiefe ist durch die Last der aufliegenden Massen bedingt. Im Zentrum des Ries wird dementsprechend mit der x^2t^2 -Methode über eine Mächtigkeit der See-Sedimente von etwa 300 m gemittelt, da der Reflektor die Basis der See-Sedimente ist. In der Nähe des inneren Ries-Walles ist die Mächtigkeit der See-Sedimente dagegen sehr viel geringer, so daß dort fast die Oberflächen-Geschwindigkeit errechnet wird.

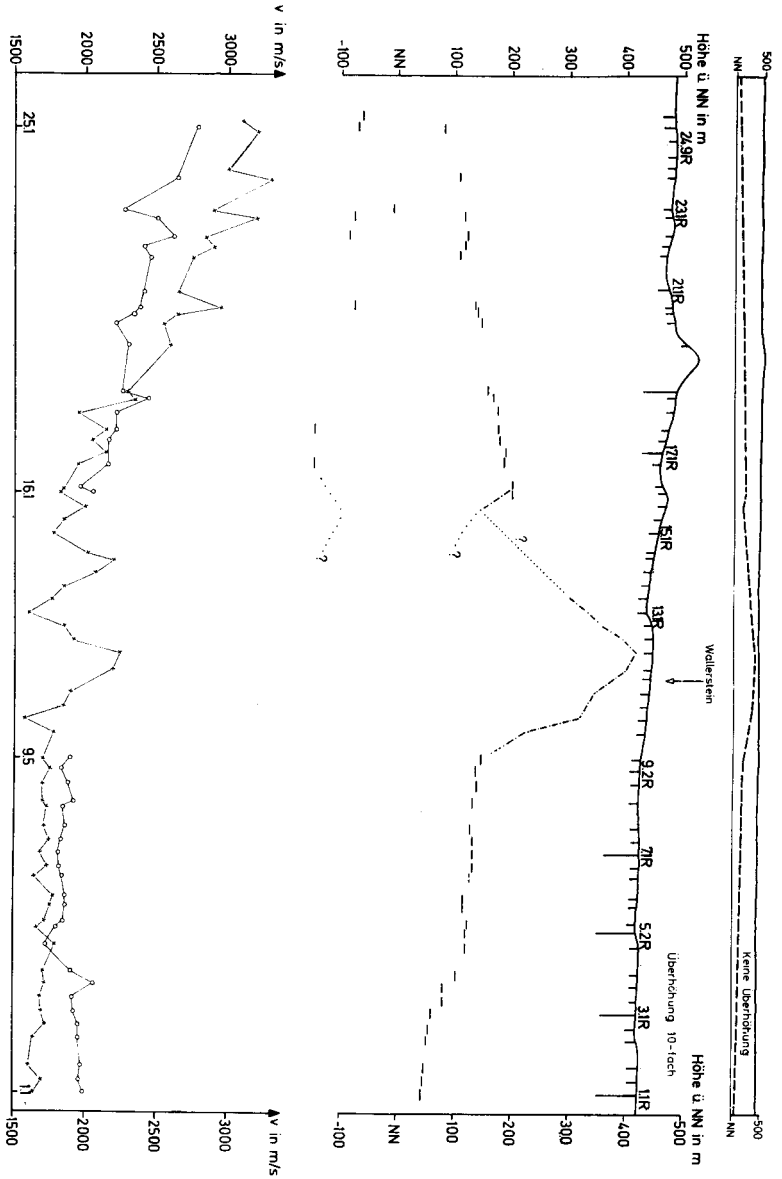


Abb. 4. Profil 8. Oben: Keine Überhöhung, Topographie der Erdoberfläche und oberer Horizont. — Mitte: 10-fache Überhöhung. — Reflexions-Elemente, die innerhalb des Ries zwischen SP 1.1 und 9.2 zur Basis der See-Sedimente gehören. Außerhalb des Ries gehören die oberen Reflexions-Elemente zu einer Schichtgrenze im Mesozoikum, vermutlich Grenze Keuper—Muschelkalk, während der untere Reflexions-Horizont vermutlich gleich der Oberfläche des kristallinen Grundgebirges ist. — Refraktions-Horizont, innerer Wall. — Unten: ×—× (Kreuze) Geschwindigkeit der Longitudinal-Welle nach H.-D. Sauer. o—o (Kreise) Durchschnitts-Geschwindigkeit der Longitudinal-Welle, gemittelt von der Erdoberfläche bis zum ersten Reflexions-Horizont.

In den Seismogrammen der Schußpunkte 10.1 bis 15.9 sind erste Reflexionen nicht zu erkennen, was vermutlich folgende Gründe hat: Im Bereich des inneren Walles liegt der Reflexions-Horizont (Basis See-Sedimente) so nahe der Erdoberfläche, daß in den Seismogrammen die Reflexionen in den Ersteinsätzen der direkten Welle nicht zu erkennen sind. In der weiter westlich anschließenden Zone der Trümmer-Massen wurden die seismischen Wellen vermutlich durch die regellosen Massen stark zerstreut.

Ab Schußpunkt 16.1 bis 25.1 (Ende des Profils) konnten wieder gute erste Reflexionen und reelle zweite Reflexionen beobachtet werden.

Beim Vergleich der Geschwindigkeiten der Longitudinal-Welle an der Erdoberfläche (Abb. 3) mit den Durchschnitts-Geschwindigkeiten (Abb. 4) erkennt man, daß zwar beide Werte außerhalb des Ries von E nach W, also mit zunehmender Entfernung vom Ries, zunehmen, daß aber diese beiden Geschwindigkeiten nicht in gleicher Weise von E nach W anwachsen.

Die systematische Zunahme von v nach Westen längs des Profils außerhalb des Ries kann gegenwärtig verschieden interpretiert werden. Fraglich — aber nicht ausgeschlossen — ist die Annahme, nach der diese Schwankungen der Geschwindigkeit v und deren Abnahme bei Annäherung an das Ries durch die Zerstörung der Umgebung beim Ries-Ereignis erzeugt wurden. Jedoch muß auch eine ganz andere Interpretation dieser Beobachtung diskutiert werden: Durch Variation der Fazies, z. B. des Keupers könnte die Zunahme der Durchschnitts-Geschwindigkeit nach Westen gedeutet werden (im Osten küstennahe, im Westen küstenferne Bildung). Beide Interpretationen schließen einander nicht aus.

Die zweiten Reflexionen, die teilweise bei den Schüssen an den Schußpunkten 16.1 bis 25.1 beobachtet wurden, konnten ebenfalls für die Bestimmung der Durchschnitts-Geschwindigkeiten genutzt werden. SAUER berechnete die in der Tabelle 3 angegebenen Werte.

Tabelle 3

Durchschnitts-Geschwindigkeit von der Erdoberfläche
bis zum 2. Reflexions-Horizont

SP	v in m/s
25.4	3020
25.1	3160
23.1	2680
22.10	3060
22.5	3200
20.8	3040
17.8	3460
16.10	3460

3.1.3. Die aus der Beobachtung der refraktierten Longitudinal-Welle berechneten Geschwindigkeiten am inneren Wall und in der Zone der Trümmer-Massen im Untergrund

Nur bis Schußpunkt 9.9 kam die direkte Welle längs der halben Auslage von $1440/2 = 720$ m als erste Welle bei allen Seismometern an. Zwischen Schußpunkt

10.1 und 13.9 wurden die Seismometer, die am Ende der Auslagen aufgebaut worden waren, vor der direkten Welle von einer refraktierten Welle erreicht. Die Laufzeit-Kurve der ersten Einsätze, die bei diesen Messungen gewonnen wurde, besteht aus zwei gegeneinander geneigten Geraden. Bei der Auswertung konnte daher das bekannte Modell mit zwei Schichten verwendet werden, wie es auch H. REICH (1955) tat (siehe Abschnitt 2.3.). In diesem Modell sind die beiden Schichten durch einen Refraktions-Horizont getrennt. Die Geschwindigkeit v_1 der Deckschicht ist kleiner als die der liegenden Schicht ($v_1 < v_2$). — Wegen des im Abschnitt 1.3. beschriebenen Schemas der Auslagen existiert zu fast jedem Schuß längs des Reflexions-Profiles ein Gegenschuß. Z. B. ist der Schuß 11.5 mit den Spuren 12 bis 1 der Auslage 11.5 ein Gegenschuß zum Schuß 10.5 mit den Spuren 13 bis 24 der Auslage 10.5. Da die Geschwindigkeit v_1 der Deckschicht aus den ersten Einsätzen der Schußpunkt-nahen Seismometer berechnet werden konnte, konnten die Geschwindigkeit v_2 der liegenden Schicht, sowie die Neigung und Teufe des Refraktions-Horizontes bestimmt werden. Für die scheinbaren Geschwindigkeiten v_2^+ und v_2^- und für die wahre Geschwindigkeit v_2 im Material unter dem Refraktions-Horizont berechnete H.-D. SAUER die in der Tabelle 4 angegebenen Werte. Wie im Abschnitt 3.2.4. und 5. erläutert ist, besteht dieses Material vermutlich aus Trümmer-Massen, die bis in größere Tiefen hinunter reichen.

Tabelle 4

Schuß	v_2^+	Gegenschuß	v_2^-	v_2
10.5	3700 m/s	11.5	3000 m/s	3320 m/s
10.9	3900 m/s	11.8	3300 m/s	3670 m/s
11.1	3700 m/s	12.1	3100 m/s	3370 m/s
11.5	8500 m/s ?	12.5	4100 m/s	5750 m/s ?
11.8	3600 m/s	12.9	4200 m/s	3880 m/s
12.1	3000 m/s	13.1	4000 m/s	3390 m/s
12.5	2600 m/s	13.5	4700 m/s	3300 m/s

3.1.4. Messungen der Geschwindigkeit an Bohrkernen der Bohrung Wörnitzostheim (Suevit)

Es wurde die Geschwindigkeit v_D der Stabdehn-Welle an Suevit-Proben mit der Resonanz-Methode gemessen. Die Proben wurden den Kernen der Bohrung Wörnitzostheim entnommen und hatten die Gestalt von Zylindern (Länge 30 bis 60 cm, Durchmesser 7 bis 10 cm). — Indem man die Probe zu Schwingungen anregt und die Frequenz der Schwingungen variiert, kann man die Resonanz-Schwingungen der Probe messen. Mit der Resonanz-Frequenz und der Form der Probe kann v_D und hieraus die Geschwindigkeit der Longitudinal-Welle v berechnet werden. Für die letztere Rechnung ist allerdings notwendig, daß eine weitere Information über die Elastizität bekannt ist. Hierfür wurde angenommen, daß die Poisson'sche Zahl der Querkontraktion gleich $1/4$ ist. — Die so gemessenen und berechneten Werte sind in der Tabelle 5 (Abschnitt 4., Zusammenfassung) angegeben.

3.2. Die Horizonte und Strukturen im Untergrund längs des Reflexions-Profiles (Profil 8, 1968)

3.2.1. Bearbeitung der Reflexions-Messungen

Bei den Messungen im Gelände waren die Amplituden der durch die Sprengungen erzeugten seismischen Wellen auf Magnetbänder in digitalen Werten registriert worden. Die Seismogramm-Montagen wurden im Rechenzentrum der Firma Prakla in Hannover erstellt (ein Beispiel siehe Beilage 2): Dazu wurden zunächst die Amplituden der einzelnen Spuren ausgeglichen. Die statischen Korrekturen wurden entsprechend den vom Meßstrupp angegebenen Werten berechnet. — Die beobachteten Laufzeiten sind auf das Niveau 400 m über NN reduziert worden. — Für die dynamischen Korrekturen wurde eine Geschwindigkeits-Verteilung verwendet, durch die die wahre Verteilung nur angenähert wird. Sie wurde zunächst aus den Ergebnissen der Messungen 1948, 1949 und 1952 (H. REICH 1955) berechnet und während der Bearbeitung korrigiert. Anschließend wurden die Spuren gestapelt (Addition der Amplituden benachbarter Spuren). Auf die gestapelten Spuren wurden Frequenz-Filterung und Spike-Dekonvolution angewendet. Die so bearbeiteten Spuren wurden in Flächenschrift zu Seismogramm-Montagen abgespielt. Die Beilage 2 ist eine der so bearbeiteten Seismogramm-Montagen, wobei nur Frequenzen von 25 bis 90 Hz wiedergegeben sind. Es sind für die Auswertung noch andere Seismogramm-Montagen mit anderen Filtern (z. T. mit, z. T. ohne Dekonvolution) erstellt worden. Ein Teil der unten besprochenen Ergebnisse ist von diesen hier nicht wiedergegebenen Seismogrammen und deren Montagen abgeleitet worden.

3.2.2. Beschreibung des Reflexions-Profiles (Beilage 2 und Abb. 5)

In der obersten Zeile der Beilage 2 sind die Nummern der Schußpunkte SP angegeben. Die Laufzeit ist in Beilage 2 und Abb. 5 nach unten abgetragen, wobei der Wert 0 s dem Niveau 400 m über NN entspricht.

Zwischen SP 1.1 und 9.5 erkennt man erste Reflexionen, die sich längs des Profiles zu einem deutlichen Band zusammenfügen. Sie haben 2 Phasen (Doppel-Band z. B. bei SP 1.1 zwischen 0,34 und 0,38 s), da trotz der angewendeten Dekonvolution die zweite Phase nicht voll unterdrückt werden konnte. Diese Reflexionen wurden an der Basis der See-Sedimente erzeugt. — Ab SP 4.9 nach Westen ist die Reflexionszeit dieser Reflexionen etwas kleiner als im Zentrum des Ries. Von SP 10.1 bis 11.1 verringert sich die Reflexionszeit dieses Horizontes bis auf 0,05 s. In diesem Teil des Profiles ist das Doppel-Band nicht mehr so gut zu erkennen und westlich von SP 11.1 existiert dieses Band nicht mehr.

Zwischen SP 3.9 bis 6.9 erkennt man in der Abb. 5 und der Beilage 2 — jedoch nicht sehr deutlich — eine Aufwölbung, die von einigen teilweise übereinander liegenden Bändern gebildet wird. Es darf vermutet werden, daß es sich hier um reelle Reflexionen aus den Gesteins-Massen handelt, mit denen der Ries-Krater angefüllt ist.

Zwischen SP 1.1 und 9.5 wurde eine größere Zahl von weiteren seismischen Wellen mit relativ tiefen Frequenzen (< 8 Hz) registriert, die besonders deutlich zu erkennen sind, wenn bei der Abspielung der Registrierung von den Magnetbändern auf Film durch entsprechende Filterung auch Frequenzen von etwa 5 Hz

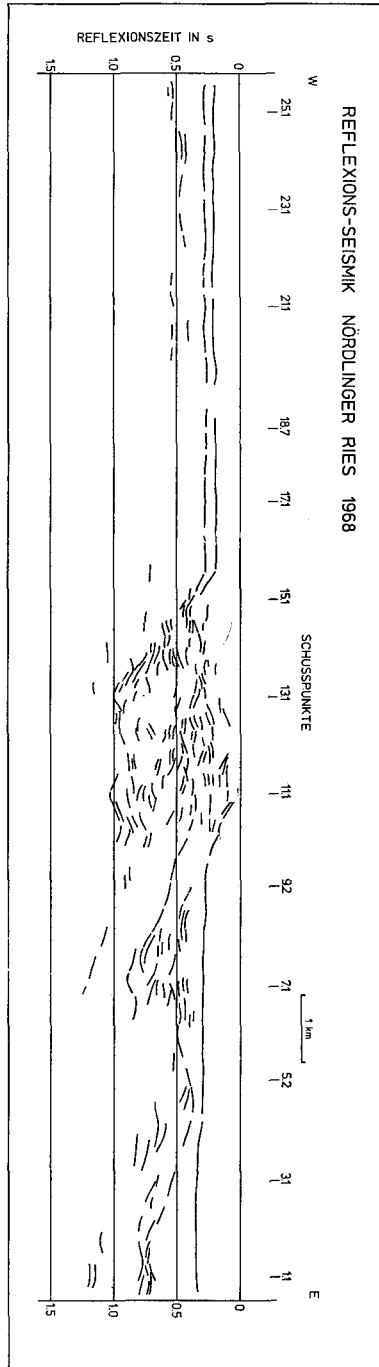


Abb. 5. Profil 8: Reflexions-Profil 1968, Nachzeichnung der Bänder nach Abb. 5. Nach unten ist die Laufzeit bis 1,5 Sekunden aufgetragen. 0 s entspricht dem Niveau 400 m über NN. — Von SP 1.1 bis 15,1 gestörte Lagerung innerhalb des Ries, von SP 15,1 bis 25,4 ungestörte Lagerung außerhalb des Ries. Der größte Teil der unregelmäßigen Bänder zwischen 11,1 und 15,1 dürften reelle Reflexionen sein, die aber teilweise an Reflektoren gebildet worden sind, die seitlich des Profles liegen.

aufgezeichnet werden. Die Abspielung der Beilage 2 wurde so durchgeführt, daß diese Wellen möglichst unterdrückt wurden (Filter 25—90 Hz), was aber nicht vollständig gelungen ist (siehe bei Laufzeiten größer als 0,5 s zwischen SP 1.1 und 9.5). — Diese Wellen sind vermutlich nicht als vertikal von unten reflektierte Wellen, sondern als Oberflächenwellen zu interpretieren, die durch die Schüsse in den nicht konsolidierten See-Tonen leicht erzeugt werden. Die Laufzeiten dieser Wellen sind teilweise gleich mehrere Sekunden, während die beobachteten Scheingeschwindigkeiten teilweise sehr groß sind. Möglicherweise haben sich diese Wellen horizontal in den See-Sedimenten kreisförmig ausgebreitet und sind am Rand der See-Sedimente oder an Orten, an denen die Mächtigkeit der See-Sedimente gering ist, reflektiert worden, wodurch die großen Scheingeschwindigkeiten erklärt werden könnten. — Gegenwärtig kann noch nicht entschieden werden, ob die zwischen SP 1.1 und 9.5 bei Laufzeiten größer als 1,0 s zu erkennenden Bänder nur durch solche Oberflächenwellen oder auch durch Vertikal-Reflexionen erzeugt wurden.

Zwischen SP 10.1 und 15.5 erkennt man in der Beilage 2 eine breite Zone mit vielen unregelmäßig verteilten Bändern (Laufzeiten bis zu 1 s). Es ist dies der Raum des inneren Walles und der Schuttmassen an der Erdoberfläche. — Zwischen SP 13.1 und 15.5 sieht man eine nach Westen ansteigende schmale Zone, die zugleich der westliche Rand der breiten Zone ist und die einige horizontale und einige geneigte Bänder enthält. Es kann vermutet werden, daß es sich hierbei um reelle Reflexionen handelt und daß diese vom westlichen Rand des Ries-Kraters erzeugt worden sind, was in Abschnitt 3.2.5. diskutiert wird. Die unregelmäßig gelagerten Flächen, an denen die in Abb. 5 eingezeichneten Reflexionen erzeugt worden sind, liegen vermutlich zum Teil auch seitlich der vertikalen Ebene durch das Profil.

Zwischen SP 10.1 und 15.5 findet man in der Beilage 2 unterhalb dieser nach Westen ansteigenden Zone und unterhalb der Linie 1,0 s keine Bänder, wie dies z. B. unterhalb der See-Sedimente der Fall ist, was wie folgt interpretiert werden kann: Einerseits wurden die Oberflächenwellen nicht so stark erzeugt wie in dem Gebiet der See-Sedimente und andererseits wurden die seismischen Wellen, die nach unten abgestrahlt wurden, bereits nahe der Oberfläche durch die unregelmäßige Lagerung der Trümmer-Massen so stark zerstreut, daß sie nicht in den tieferen Untergrund eindringen konnten.

Außerhalb des Ries, zwischen SP 15.5 und 25.4, findet man in der Beilage 2 zwei Doppel-Bänder, die dicht übereinander liegen und die durch je zwei, im Abstand von etwa 0,05 s aufeinanderfolgende Reflexionen gebildet werden. In Seismogrammen, die mit anderen Filtern von den Magnetbändern abgespielt wurden, sind diese beiden Reflexionen teilweise besser getrennt. — Es sollte beachtet werden, daß diese beiden Doppel-Bänder im Osten zwischen SP 15.9 und 15.5 ein sehr scharf begrenztes Ende haben. Allein aus dem Anblick der Beilage 2 und der Abb. 5 gewinnt man den Eindruck, daß östlich von SP 15.5 eine ganz andere Lagerung der Gesteine im Untergrund beginnt. Das östliche Ende dieser beiden Bänder ist zugleich der westliche Anfang der obengenannten, nach Osten geneigten Reflexions-Zone.

Ebenfalls zwischen SP 15.5 und 25.4 sind bei längeren Laufzeiten (etwa 3,4 s) — allerdings nicht sehr deutliche — Einsätze zu erkennen (Beilage 2).

Zwischen SP 21.1 und 23.1 fehlen sie, während sie sich zwischen 16.3 und 21.1 bei 3,4 bis 3,5 s zu einem Band zusammenfügen. Beim gegenwärtigen Stand der Kenntnisse muß vermutet werden, daß dieses Vertikal-Reflexionen mit langer Laufzeit sind, die an Reflektoren im tieferen Untergrund erzeugt wurden. Beachtenswert ist, daß dieses Band östlich von SP 15.1 nicht mehr beobachtet wurde. Es kann gegenwärtig noch nicht gesagt werden, warum diese Einsätze nicht innerhalb des Ries beobachtet worden sind. Vielleicht verhinderten die unregelmäßig gelagerten Trümmer-Massen (östlich von SP 15.5), daß die Wellen in den tieferen Untergrund eindringen konnten, und innerhalb des Ries war vermutlich die Bodenunruhe so stark, daß diese Einsätze nicht erkannt werden können. Vielleicht aber endet der Reflektor am Ries-Rand, was in der Tat ein wichtiges Ergebnis wäre. — Beachtet werden sollte auch, daß dieses Band am Ries-Rand (in Beilage 2) tiefer liegt als im Westen. Sollte es sich tatsächlich um reelle Reflexionen handeln, so müßte untersucht werden, ob der korrespondierende Reflexions-Horizont im tieferen Untergrund zum Ries hin geneigt ist.

3.2.3. Die oberen Reflexions-Horizonte

Mit den oben angegebenen Geschwindigkeiten und mit den Reflexionszeiten, die den Monitor-Seismogrammen entnommen werden konnten, konstruierte H.-D. SAUER die Reflexions-Elemente, die in Abb. 4, längs des Profiles 8 eingetragen sind.

Zwischen SP 1.1 und 9.2 fügen sich die Reflexions-Elemente zu einem Reflexions-Horizont (Basis der See-Sedimente) zusammen.

Gleiches gilt für die oberen Reflexions-Elemente außerhalb des Ries, zwischen SP 15.5 bis 24.5. Dieser Reflexions-Horizont ist eine Schichtgrenze im mesozoischen Deckgebirge und zwar vermutlich zwischen Keuper und Muschelkalk, was wie folgt begründet wird: Die Schußpunkte liegen innerhalb dieses Profilstückes im Dogger Alpha. Die Basis des Dogger Alpha liegt hier etwa bei 420 m über NN. Die Mächtigkeit des darunterliegenden Lias ist etwa gleich 50 m, so daß die Grenze Keuper—Lias bei 370 m liegen dürfte. Nach HAUNSCHILD (1968) ist die Mächtigkeit des Keupers westlich des Ries in dem hier interessierenden Areal etwa gleich 270 m, so daß die Basis des Keupers bei etwa 100 m über NN zu erwarten ist. Dies ist aber gerade das Niveau des oberen Reflexions-Horizontes westlich des Ries, entlang des diskutierten Profils, was auch aus der Auswertung der Refraktions-Messungen folgt, die gleichzeitig mit der Reflexions-Auslage durchgeführt werden konnten. Man kann daher vermuten, daß der untere Reflexions-Horizont (Abb. 4) die Grenze Muschelkalk—Keuper ist. — Der Wellen-Widerstand des Keupers $\rho \cdot v$ ist etwa gleich $2,3 \cdot 2,7 \cdot 10^5$, der des Muschelkalkes bei Kalk-Fazies etwa $2,4 \cdot 4,1 \cdot 10^5$ g/cm² · s, mithin der Reflexions-Koeffizient etwa gleich 0,22, was für gute Reflexionen genügt. Allerdings wird vermutet, daß der Muschelkalk hier nicht in reiner Kalk-Fazies, sondern in sandig-kalkiger Fazies vorliegt, so daß diese Interpretation nicht gesichert ist.

Die Reflexions-Elemente, die außerhalb des Ries unter dem oberen Reflexions-Horizont liegen, fügen sich auch zu einem Band zusammen, wenn auch nicht vollkommen. Dieser Reflexions-Horizont kann als Oberfläche des Grund-

gebirges interpretiert werden. BREYER (1955) hat eine Karte der Oberfläche des varistischen Untergrundes in Mittelfranken konstruiert, in der dieselbe westlich des Ries im Niveau 100 m über NN liegt. Demgegenüber liegt der genannte zweite Reflexions-Horizont etwa 100 m unter NN (Abb. 4). Da die Informationen, auf die sich BREYER bei der Zeichnung der Tiefenlinien westlich des Ries stützen konnte, sehr spärlich waren, darf angenommen werden, daß die hier berechneten Werte die besseren sind, da sie direkt aus den Beobachtungen abgeleitet werden konnten.

Diese beiden gut ausgebildeten Reflexions-Horizonte (Grenze Keuper—Muschelkalk und Kristallin-Oberfläche) enden bei SP 15.9 am Ries-Rand. Es ist anzunehmen, daß sich diese beiden Horizonte vor dem Ries-Ereignis weiter nach Osten fortsetzten und daß dieser östliche Teil beim Ries-Ereignis zerstört worden ist.

3.2.4. Der Refraktions-Horizont am Rande des Ries (innerer Wall) längs des Reflexions-Profiles

Es war bereits im Abschnitt 3.1.3. gesagt worden, daß zwischen SP 10.1 und 13.9 mit der Reflexions-Auslage ein Refraktions-Horizont erfaßt und Neigung und Tiefe desselben berechnet werden konnte, was H.-D. SAUER (1969) tat. Er verwendet dabei die Methode der intercept-time und die Methode der Verzögerungszeiten. Mit der letzteren berechnete er zwischen SP 11.1 und 12.1 eine etwas größere Tiefe des Refraktors als mit der ersteren (Abb. 4). — Darüber hinaus wurden mit der Reflexions-Apparatur einige Refraktions-Messungen durchgeführt, bei denen die Schüsse nicht in der Mitte der Auslage lagen (wie oben im Abschnitt 1.4. erwähnt). — Durch Zusammenfügen aller Daten konstruierte H.-D. SAUER den in Abb. 4 (bei Wallerstein) eingezeichneten Refraktions-Horizont: Das die Longitudinal-Welle refraktierende Material bildet eine Aufwölbung (innerer Wall) unter einer dünnen Decke der See-Sedimente. Sollte diese Aufwölbung aus Kristallin aufgebaut sein — was wegen der Kristallin-Funde an anderen Stellen des inneren Walles vermutet werden kann —, so muß man mit einer starken Zerstörung des Kristallins rechnen, da die Geschwindigkeit von 3300 m/s an der Oberfläche der Aufwölbung sehr viel kleiner ist als die Geschwindigkeit der Longitudinal-Welle im unzerstörten Kristallin. (Im unzerstörten Kristallin unter einer Sediment-Decke von einigen 100 m ist v meist größer als 5000 m/s. Allerdings sind in den Alpen im Kristallin an der Erdoberfläche auch geringe Geschwindigkeiten der Longitudinal-Welle von nur 3500 m/s gemessen worden.)

3.2.5. Die Reflexions-Zone am Ries-Rand

Es kann vermutet werden, daß die vielen Bänder der breiten Zone zwischen SP 10.1 und 15.5 (Abb. 5 und Beilage 2) zumindest teilweise durch reelle Reflektoren erzeugt wurden, die unregelmäßig in den Trümmer-Massen eingelagert sind. Die größten Laufzeiten der beobachteten Reflexionen sind etwa gleich 1 s. Mit einer Geschwindigkeit von 3000 m/s berechnet man eine Tiefe der Reflektoren von 1,5 km. Es ist jedoch nicht sicher, ob die Zone in dieser Tiefe endet, da möglicherweise die seismischen Wellen wegen der Streuung in den

unregelmäßig gelagerten Massen nicht in den tieferen Untergrund eindringen konnten. — Die schmale, nach Westen ansteigende Zone, die die westliche Begrenzung der breiten Zone zwischen SP 10.1 und 15.5 ist, könnte durch den Rand des Ries-Kraters erzeugt worden sein. Einige Bänder dieser Zone haben die gleiche Neigung wie diese schmale Zone selbst, einige sind dagegen horizontal. Man kann daher vielleicht vermuten, daß der Rand des Kraters etwa die Gestalt einer unregelmäßigen Treppe hat. Die mittlere Neigung dieser Treppe ist etwa 30° bis 45° . — Der aufgewölbte Refraktions-Horizont, der in Abb. 4 zwischen SP 10.1 und 13.9 eingezeichnet ist und der im vorausgehenden Abschnitt 3.2.4. als innerer Wall bezeichnet wurde, ist ein Teil der oberen Begrenzung dieser breiten und tief reichenden Zone mit unregelmäßig gelagerten Massen. Es muß zunächst offenbleiben, ob es sich hier in der ganzen Mächtigkeit von 1,5 km oder mehr um stark bewegtes, zerstörtes, kristallines Material des Grundgebirges handelt.

3.2.6. Die tieferen Reflexions-Horizonte

Die vermutlich reellen Reflexionen der Aufwölbung zwischen SP 3.9 bis 6.9 unter der Basis der See-Sedimente scheint aus nur schwach oder gar nicht magnetisiertem Material zu bestehen, da im gleichen Areal keine negative Anomalie des Magnetfeldes gemessen wurde (Abb. 7). In diesem Raum ist die invers magnetisierte Suevit-Schicht unter den See-Sedimenten wenig mächtig. Welcher Art das die Aufwölbung bildende Gesteins-Material ist, kann nicht gesagt werden. Es liegt nahe, dabei an zerstörtes Kristallin zu denken, da die Geschwindigkeiten in diesem Material geringer sind als im unzerstörten Kristallin außerhalb des Ries.

Im Abschnitt 3.2.2. war bereits auf ein nicht sehr deutliches Reflexions-Band zwischen SP 15.5 und 25.4 mit langen Laufzeiten von etwa 3,4 s hingewiesen worden (Beilage 2). Wenn dieses reelle Vertikal-Reflexionen sind, so würde der Reflektor etwa $((3,4 - 0,3)/2) \cdot 6,0 + 0,1 = 9,4$ km unter NN, also etwa 9,9 km unter der Erdoberfläche liegen. Hierbei ist zur groben Abschätzung angenommen worden, daß die mittlere Geschwindigkeit zwischen der Kristallin-Oberfläche und diesem Reflektor gleich 6,0 km/s ist. Die Neigung dieses Reflektors zwischen SP 18.7 und 17.1 nach Osten wäre etwa gleich $(0,2 \cdot 6,0/2)/1,4 = 0,43$. Die Neigung wäre also etwa gleich 23° , was sehr viel ist. — Daß dieses Reflexions-Band nur außerhalb des Ries beobachtet wurde und am Ries-Rand endet, wurde bereits im Abschnitt 3.2.2. gesagt und diskutiert.

3.3. Refraktions-Messungen 1967

Wie in Abschnitt 1.2. bereits gesagt worden ist, wurden im Jahr 1967 zwei Refraktions-Profile von etwa 40 km Länge vermessen, eines vom Steinbruch Harburg nach NW und eines von einem der Steinbrüche bei Holheim nach NE. Eine vollständige Auswertung dieser beiden Profile wird erst möglich sein, wenn dabei die Ergebnisse der beiden Tiefen-Sondierungen, die an den beiden Enden des Reflexions-Profiles ausgeführt wurden (Abschnitt 1.5.), berücksichtigt werden können, was gegenwärtig noch nicht möglich ist. Jedoch kann schon jetzt folgendes gesagt werden:

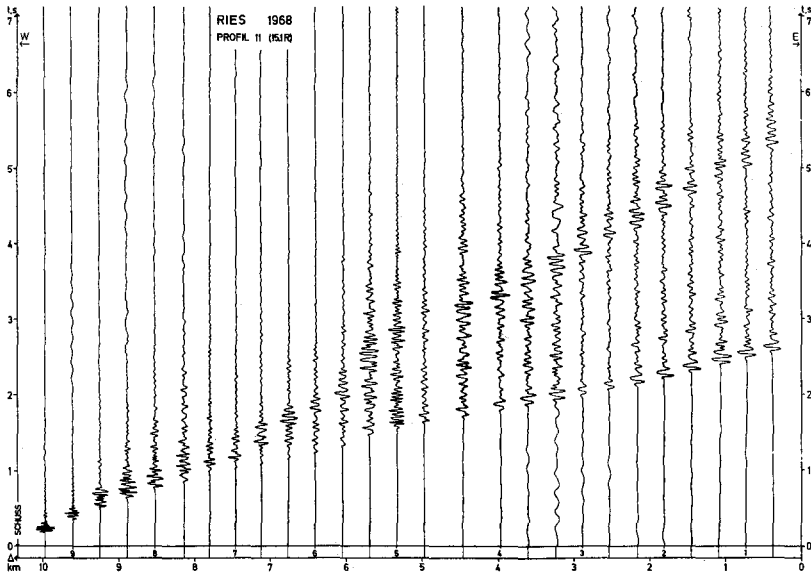


Abb. 6. Profil 11: Seismogramm-Montage der Refraktions-Messungen mit der MARS-Apparatur vom Ries-Rand (W) zum Ries-Zentrum (E). Dieses Profil wurde auch in Gegenrichtung beobachtet.

Um abzuschätzen, in welcher Tiefe das unzerstörte Kristallin im Ries-Zentrum beginnt, wurde ein einfaches Modell berechnet, bei dem außerhalb des Ries nur eine Schicht (Sedimente des Mesozoikums, $v = 3000$ m/s) über dem unzerstörten Grundgebirge liegt, während innerhalb des Ries zwei Schichten über dem unzerstörten Kristallin (See-Sedimente mit $v = 2000$ m/s sowie Suevit-Schicht + zerstörtes Kristallin mit $v = 3000$ m/s) angenommen wurden. Der Einfachheit halber wurde für die obere Begrenzung des unzerstörten Kristallins mit einer Diskontinuität (Refraktions-Horizont, der eine Fläche gleicher Geschwindigkeit ist) gerechnet. Dieser Refraktions-Horizont wurde mit dem Wellenfront-Verfahren dreimal konstruiert, wobei für die Geschwindigkeiten im unzerstörten Kristallin drei verschiedene Werte, nämlich 5500 und 5750, sowie 6000 m/s verwendet und die bekannte Topographie der Oberfläche und Basis der See-Sedimente berücksichtigt wurden.

Das Ergebnis dieser Abschätzung war: Bei beiden Profilen, die sich im Ries-Zentrum kreuzen, liegt der Refraktions-Horizont (Oberfläche unzerstörtes Kristallin) dieses Modells etwa 1 bis 1,4 km tiefer als am Anfang der beiden Profile außerhalb des Ries (bei Harburg 550 m, bei Holheim 700 m unter der Erdoberfläche). Die errechnete Tiefe dieses Refraktions-Horizontes im Ries-Zentrum ist allerdings abhängig von der Geschwindigkeit in der unteren Schicht: bei 5500 m/s etwa 1,4 bis 1,6 km; bei 6000 m/s etwa 1,9 bis 2,4 km. — Im NW (Profil Harburg) und im NE (Profil Holheim) vom Ries-Zentrum liegt dieser Refraktions-Horizont wieder höher. Beim Profil Harburg steigt der Horizont flach nach NW am Ries-Rand an. Dieser Anstieg dürfte durch den Krater-Rand im Untergrund bedingt sein. Er liegt etwa in der gleichen Entfernung vom Ries-Zentrum wie die nach Osten geneigte Reflexions-Zone, die im Abschnitt 3.2.5. als

Krater-Rand (im Untergrund) interpretiert wurde. Die Neigung der Reflexions-Zone war mit etwa 30° bis 45° angegeben. Die Neigung des Refraktions-Horizontes ist dagegen sehr viel geringer, was zu erwarten ist, da die mit der Refraktions-Seismik erkannten Strukturen stets abgeflacht erscheinen. — Beim Profil Holheim erfolgt dieser flache Anstieg nach NE erst 7 km vom Ries-Rand entfernt, was beim gegenwärtigen Stand der Kenntnisse nicht interpretiert werden kann und sicher eine Eigenschaft des unvollständigen Modells ist. — Berücksichtigt man einen Geschwindigkeits-Gradienten in den oberen Schichten, was bei dem genannten Modell nicht getan wurde, so wird man vermutlich für die Tiefe der liegenden Schicht mit 5500 bis 6000 m/s etwa die gleiche Größe errechnen.

Die Geschwindigkeit von 5500 bis 6000 m/s kann dem unzerstörten oder nur wenig zerstörten oder zerstörten und wiederverfestigten Grundgebirge zugerechnet werden. Nach den in Abschnitt 2.3 erwähnten, von H. REICH (1955) konstruierten Profil-Schnitten und Tiefenlinien-Plan liegt die Oberfläche des unzerstörten Kristallins im Ries-Zentrum in einer Tiefe von nur 700 m unter der Erdoberfläche. Bei der Berechnung dieser Tiefe wurde aber eine Geschwindigkeit von nur 4600 m/s für die liegende Schicht angenommen, was für das unzerstörte Kristallin zu gering ist. Bei den Messungen der Jahre 1948, 1949 und 1952 waren die Auslagen (maximal 4 km) zu klein, so daß die Scheitel-Punkte der Strahlen weit über dem unzerstörten Kristallin lagen. Die ersten vorläufigen Berechnungen der Geschwindigkeit-Tiefenfunktion (Profil 9 und 10) zeigen, daß im Kristallin des Ries-Zentrums noch heute — in gleichen Tiefen bis etwa 2 km — geringere Geschwindigkeiten als im unzerstörten Kristallin außerhalb des Ries gemessen werden. Damit wird eine Mindesttiefe für die Krater-Struktur angegeben. Ein scharfer Übergang zum unzerstörten Kristallin läßt sich mit den seismischen Methoden nicht mehr feststellen, da die zerstörten oder zerrütteten Massen wahrscheinlich in größerer Tiefe wieder verfestigt wurden, so daß sich die Geschwindigkeit stetig den Werten des unzerstörten Materials annähert.

4. Zusammenfassung

In der Zeit von 1948 bis 1969 wurden im Ries und in der Umgebung des Ries seismische Messungen mit den Methoden der Refraktions- und Reflexions-Seismik durchgeführt. Im ganzen wurden 10 Profile von 1 bis 40 km Länge mit verschiedenen Methoden vermessen (Abb. 1). Die sichersten Informationen wurden durch die Vermessung des 17,5 km langen Reflexions-Profiles (Profil 8 in Abb. 1) vom Zentrum des Ries nach Westen (1968) gewonnen. — Gegenwärtig sind noch nicht alle Messungen ausgewertet worden. Es kann daher hier über die älteren Messungen (1948, 1949 und 1952) und nur über einen Teil der neueren berichtet werden.

Tabelle 5

Geschwindigkeit v der Longitudinal-Welle

Sedimente außerhalb des Ries

- junge Auflagerungen am Rand des Ries z. B. östlich Wemding: 1600 bis 1700 m/s
 Malm Alpha, Dogger Alpha bis Zeta, Lias Alpha bis Zeta im Mittel etwa 2500 m/s
 Dogger Alpha vom Ries-Rand nach Westen längs Profil 8 zunehmend von 2000 bis 3000 m/s
 Durchschnittsgeschwindigkeit von Dogger Alpha bis zur Basis des Keupers westlich des Ries,
 längs Profil 8: 2200 bis 2750 m/s
 Massen-Kalke des Malms: 4600 m/s
 Muschelkalk bei Rothenburg o. T.: 5200 m/s, bei Ansbach 4700 m/s, bei Abenberg 3600 m/s, nach
 BREYER
 Liegende des Keupers westlich des Ries, längs Profil 8 (Muschelkalk?): 4100 m/s

Grundgebirge außerhalb des Ries

- Länge der Profile etwa 4 km (1948, 1949, 1952):
 nördlich von Ottingen in etwa 300 m Tiefe: 5400 bis 5800 m/s
 nördlich von Marktöffingen in etwa 300 m Tiefe: 4900 m/s
 südlich Hohenaltheim, Tiefe 300 m: 5000 bis 5500 m/s
 Länge der Profile etwa 40 km (1967):
 bei Harburg Tiefe etwa 500 m: 5500 bis 6000 m/s
 bei Holheim Tiefe etwa 700 m: 5500 bis 6000 m/s

Ries-Rand und innerer Wall

- Wurzellose Trümmer-Massen, z. B. Schollen des Malmkalkes und des Kristallins auf der Alb-
 Hochfläche: 2300 m/s
 Haufwerk von Schollen zwischen innerem Wall und Ries-Rand: 2500 bis 4000 m/s
 innerer Wall bei Wallerstein und Zone der Trümmer-Massen im Untergrund, längs Profil 8:
 3300 bis 3800 m/s; lokal größer, bis 5800 m/s; im Mittel etwa 3400 m/s
 Kristallin am Wennenberg zutage anstehend: 4300 m/s; bei Fessenheim (lokal auf einer Meß-
 strecke von 1 km) 6150 m/s? nach H. REICH (1955).

Innerer Ries-Krater

- See-Sedimente, Tone des Miozäns: 1700 bis 2200 m/s. An der Erdoberfläche ist v überall im
 Krater gleich 1700 m/s. Die Durchschnitts-Geschwindigkeit, Mittel von der Erdoberfläche
 bis zur Basis der See-Sedimente, ist im Ries-Zentrum 2000 m/s und nimmt zum Ries-
 Rand hin bis auf etwa 1800 m/s ab.
 Suevit-Schicht im inneren Krater zwischen Basis der See-Sedimente und zerstörtem Kristallin
 (nach H. REICH Sprengschutt): 3000 bis 3400 m/s
 Suevit: gemessen an trockenen Kernen der Bohrung Wörnitzostheim (gemessen von E. SCHMEDES)

Teufe m	Dichte g/cm ³	Geschwindigkeit der Stabdehnwelle m/s	
25,90	1,66	1920	Suevit
36,70	1,63	2060	Suevit
40,80	1,68	2340	Suevit
49,00	1,76	2150	Suevit
50,50	1,77	2150	Suevit
74,70	2,34	3600	Suevit
75,50	2,12	2910	Suevit
78,30	2,26	2980	Suevit
81,20	2,10	1630	Suevit
101,50	2,54	2240	Granit

Die Geschwindigkeit v_D der Stabdehn-Welle der Zylinder-Probe wurde mit der Resonanz-Methode gemessen. Die Geschwindigkeit der Longitudinal-Welle v ist etwa 10 % größer als v_D . — Die Proben der Teufe von 25,90 bis 81,20 m bestehen aus Suevit. Der Mittelwert von v_D ist gleich 2430 m/s, der Mittelwert der Longitudinal-Geschwindigkeit v ist also gleich 2670 m/s. — Die Probe der Teufe 101,50 m stammt aus einem Granit-Block, der in der Bohrung angetroffen wurde.

Kristallin: Der Übergang von der Suevit-Schicht zum zerstörten Kristallin und weiter zum unzerstörten Kristallin kann beim gegenwärtigen Stand der Kenntnisse noch nicht befriedigend beschrieben werden: unter dem Suevit in 700 bis 800 m Tiefe 4600 m/s, dann allmähliche Zunahme bis auf Werte zwischen 5500 und 6000 m/s in etwa 2 km Tiefe (vorläufige Auswertung).

In Abb. 5 und Beilage 2 erkennt man, daß die Lagerung der Gesteine im Untergrund (längs Profil 8) innerhalb des Ries zwischen SP 1.1 und 15.9 gestört, außerhalb des Ries zwischen SP 15.9 und 25.4 ungestört ist. Die Grenze zwischen diesen beiden Strukturen ist scharf und steigt zwischen SP 13.1 und 15.9 nach Westen mit etwa 30° bis 45° an. — Die Mächtigkeit der See-Sedimente konnte im Ries-Krater mit einer Genauigkeit von etwa ± 20 m gemessen werden (Abb. 4, 5 und Beilage 2). Die Basis der See-Sedimente liegt im Zentrum des Ries, nördlich von Deiningen, in einer Tiefe von 380 m. Längs des Reflexions-Profiles (Profil 8) steigt die Basis zum Ries-Rand hin um etwa 100 m an. Sie bildet also eine flache Schüssel. — Diese Schüssel wird durch den inneren Wall begrenzt, der mit den Methoden der Seismik nachgewiesen werden konnte — jedoch nicht am NE-Rand des Ries, so daß der innere Wall (kristalliner Wall) ein nach NE offenes Hufeisen zu bilden scheint. Die Oberfläche des inneren Walles, unter einer relativ dünnen Decke von See-Sedimenten, wurde besonders gut längs des Reflexions-Profiles (Profil 8, Abb. 3 und 7) als eine Aufwölbung eines Refraktions-Horizontes erfaßt.

Innerhalb des Ries wurden mit der Reflexions-Seismik Strukturen (Aufwölbungen) auch unterhalb der See-Sedimente, zwischen SP 3.9 und 6.9 (Beilage 2), gefunden. Wegen der negativen Anomalie des erdmagnetischen Feldes und der Funde in der Bohrung Deiningen (1952) wird vermutet, daß das Material unter den See-Sedimenten Suevit ist. Die genannten Aufwölbungen liegen etwa 3 km westlich vom Ries-Zentrum und bilden z. T. die Basis der Suevit-Schicht, die dementsprechend in diesem Raum zwischen SP 3.9 und 6.9 weniger mächtig ist.

Tieferliegende Strukturen konnten unter den See-Sedimenten (zwischen Ries-Zentrum und innerem Wall) mit der Reflexions-Seismik nicht erkannt werden.

Im Areal der Trümmer-Massen (westlich des inneren Walles und vom Ort Wallerstein) wurde längs Profil 8 eine breite, etwa 1,5 km mächtige Zone mit vielen Reflektoren in unregelmäßiger Lagerung und als westliche Begrenzung derselben eine nach Westen ansteigende, schmale Zone beobachtet (Abb. 5 und Beilage 2). Es wird vermutet, daß die Reflexionen dieser schmalen Zone durch den Krater-Rand erzeugt worden sind, der die Gestalt einer unregelmäßigen Treppe haben könnte und längs dessen Massen von Grundgebirge nach außen hochgeschoben worden sind. — Tiefere Strukturen wurden unterhalb der Zone der Trümmer-Massen nicht beobachtet, vermutlich da durch die unregelmäßige Lagerung der Trümmer-Massen die seismischen Wellen stark zerstreut wurden.

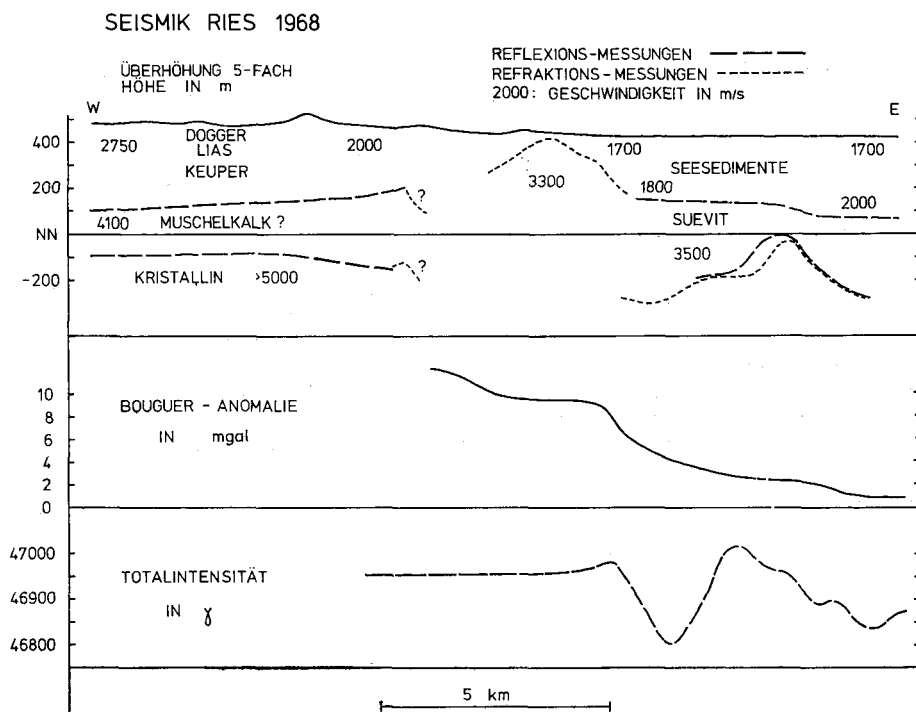


Abb. 7. Messungen der Seismik, Gravimetrie und Geomagnetik längs Profil 8. — Oben: vertikaler Schnitt, Zahlen: Geschwindigkeit der Longitudinal-Welle in m/s. — Mitte: Bouguer-Anomalie, entnommen dem Isanomalen-Plan von K. JUNG und H. SCHAAF (1967). — Unten: Totalintensität des erdmagnetischen Feldes.

Außerhalb des Ries konnten zwei Reflexions-Horizonte erfaßt werden. Der obere liegt etwa 100 m über NN (Abb. 5) und kann als Schichtgrenze in der Decke des Mesozoikums interpretiert werden, vermutlich als Grenze Keuper—Muschelkalk. — Der untere Horizont liegt etwa 200 m tiefer, im Niveau 100 m unter NN und ist wahrscheinlich die Oberfläche des Grundgebirges (Kristallin).

Außerhalb des Ries wurde ferner ein sehr tief liegender Reflexions-Horizont in fast 10 km Tiefe (bei 3,5 sec in Beilage 2) bis an die Zone der Trümmer-Massen beobachtet. Es muß offen bleiben, ob dieser Horizont tatsächlich am Ries-Rand endet oder ob er im Ries nicht erkannt werden konnte, da die seismischen Wellen in den höher liegenden Trümmer-Massen stark gestreut worden sind. — Dieser Horizont ist relativ stark nach Osten (in Profil 8 zum Ries-Zentrum) geneigt.

Die Messungen von 1967 und 1968 mit den Methoden der Refraktions-Seismik zur Erforschung des tieferen Untergrundes im Ries (bis etwa 4—5 km Tiefe) sind zur Zeit nur teilweise ausgewertet. Besonders wichtig werden die Ergebnisse der Tiefensondierung (Verteilung der Geschwindigkeit der Longitudinal-Welle mit der Tiefe) an den beiden Enden des Profiles 8 sein. Die bisherige, vorläufige Auswertung der Profile 6, 7, 8 und 9 zeigt, daß im Ries bis in Tiefen von etwa 2 km die heute gemessenen Geschwindigkeiten kleiner sind als in gleicher Tiefe in der Umgebung des Ries. Dies ist eine Mindestteufe für die Zerstörung des Kristallins beim Ries-Ereignis.

Danksagung

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft förderte die seismischen Messungen (und die Vermessung des Magnetfeldes) im Ries. Auf unsere Anträge stellte sie im ganzen etwa 100 000 DM zur Verfügung, wofür ihr vielmals gedankt sei.

Die Reflexions-Messung im Ries führte die Firma Seismos, Hannover, aus. Herr Direktor Dr. KREY und Herr Ing. LEUSCHNER und ihre Mitarbeiter haben entscheidend zum Gelingen beigetragen. Besonders Herrn Ing. LEUSCHNER sind wir für seine Ratschläge und erfolgreiche Leitung des Reflexions-Trupps dankbar.

Den Angehörigen des Instituts für Geophysik der Universität Kiel danken wir für ihre Beiträge zur Reflexions-Seismik, die sie unter Leitung von Herrn Dipl.-Geophys. H.-G. KAHLE zu den Messungen lieferten. An diesen Messungen waren die Herren B. GÄDE, B. STUCKBROECKER, J. VOSS und G. WISSMANN beteiligt. — Ebenso muß die Bereitschaft der Angehörigen des Instituts für Angewandte Geophysik der Universität München, bei allen Messungen zu helfen, dankend erwähnt werden. Die Herren Diplom-Geophysiker H. GEBRANDE und K. BRAM leiteten die beiden Refraktions-Trupps. An diesen Messungen waren auch die nachfolgend aufgeführten Herren beteiligt: O. BÜHLER, W. FOHRY, J. GREGOR, K. GRUBBE, W. KIESSLING, M. KOCH, K. KOSCHYK, L. LEHNER, M. LIPA, H. MILLER, P. MOHR, K. PETERS, Dr. F. RUMMEL, H.-D. SAUER, G. SCHELIGA, M. SCHOBER, G. SCHÖNHARTING, A. SCHRÖCKER, CHR. SCHWEITZER, Dr. H. SOFFEL, W. STAUDACHER, J. SUHREN, Dr. J. WOHLBERG, CHR. WEISE, M. WILL.

Viele Anregungen haben wir von Herrn Prof. E. PREUSS und Herrn Prof. O. FÖRTSCH erhalten.

Literatur

- ANGENHEISTER, G.: Bemerkungen zu den Vermessungen des erdmagnetischen Feldes im Ries und seiner Umgebung (1902—1965). — Neues Jb. Miner., Mh., H. 9—11, S. 260—267, Stuttgart 1965.
- ANGENHEISTER, G. und J. POHL: Vermessung der Totalintensität (T) des erdmagnetischen Feldes im Ries und seiner Umgebung 1962—1965. — Münchner Universitäts-Schriften, Naturwissenschaftliche Fakultät, Veröff. Geophys. Observ. Fürstfeldbruck, Serie B, Nr. 4, 1966.
- BENTZ, A.: Das Nördlinger Riesproblem und seine Deutungen. — S.-Ber. preuß. geol. Landesanstalt, 3, S. 72—86, Berlin 1928.
- BREYER, F.: Ergebnisse seismischer Messungen auf der süddeutschen Großscholle besonders im Hinblick auf die Oberfläche des Varistikums. — Z. deutsch. geol. Ges., 108, S. 21—36, Hannover 1955.
- HAUNSCHILD, H.: Die Bohrungen 1 und 3 der Rastberg-Gruppe und ihre Bedeutung für die Geologie des nördlichen Vorrieses. — Geol. Bl. NO-Bayern, 18, S. 139—162, Erlangen 1968.
- JUNG, K. und H. SCHAAF: Gravimetermessungen im Nördlinger Ries und seiner Umgebung, Abschätzung der gesamten Defizitmasse. — Z. Geophys., 33, S. 319—345, Würzburg 1967.
- POHL, J.: Die Magnetisierung der Suevite des Rieses. — Neues Jb. Miner., Mh., H. 9—11, S. 268—276, Stuttgart 1965.
- REICH, H. und W. HORRIX: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — Beih. Geol. Jb., 19, 119 S., Hannover 1955.
- SAUER, H.-D.: Seismik, Ries 1968, I. Auswertung der Reflexionsseismik für Laufzeiten bis zu einer Sekunde. — Dipl.-Arbeit Institut für Angewandte Geophysik der Universität München 1969.

Geologica Bavarica	61	327—336	München 1969
--------------------	----	---------	--------------

Anomalien des Erdmagnetfeldes und Magnetisierung der Gesteine im Nördlinger Ries

Mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle

Von JEAN POHL & GUSTAV ANGENHEISTER ¹⁾

Durch die Vermessung des Magnetfeldes im Ries und Umgebung durch K. HAUSSMANN (1904) wurde bekannt, daß es im Ries Anomalien des Magnetfeldes gibt. Diese Anomalien wurden bald in Zusammenhang mit der Entstehung des Ries gebracht. Wegen des großen Stationsabstandes von etwa 4 km ließ sich die Form der Anomalien jedoch kaum erkennen. 1950 hat W. HORRIX auf Veranlassung von H. REICH eine neue Vermessung der Vertikalintensität mit einem mittleren Punktabstand von etwa 1 km, stellenweise auch weniger, durchgeführt (REICH und HORRIX 1955). Die Messungen wurden später erweitert und vervollständigt durch Messungen der Totalintensität T des Erdmagnetfeldes längs einer Reihe von Profilen, die sich bis etwa 20 km außerhalb des Ries erstrecken (ANGENHEISTER und POHL 1966). Im Innern des Ries wurden die Profile zu einer flächenhaften Vermessung mit einem Punktabstand von etwa 0,5 km ergänzt. Eine lokale, negative Anomalie, die von HORRIX bei Wörnitzostheim gefunden worden war, wurde von HAHN genau vermessen (HAHN 1966).

Beschreibung der Anomalien

Die folgende Beschreibung faßt die Ergebnisse der ΔZ -Vermessung von HORRIX und der Vermessung der Totalintensität von ANGENHEISTER und POHL zusammen. Die ΔZ -Vermessungen unterscheiden sich im allgemeinen Bild in nördlichen Breiten nicht viel von ΔT -Messungen.

Im Zentrum des Ries gibt es mehrere negative Anomalien mit Werten bis zu -300γ ²⁾. Diese zum größten Teil zusammenhängenden Anomalien liegen innerhalb des inneren Walles. Sie sind im Norden durch einen Bogen positiver Werte begrenzt. Zwischen dem inneren und dem äußeren Wall liegen einige weitere, aber weniger ausgedehnte negative Anomalien, so etwa 2 km nordwestlich Nördlingen, westlich Enkingen und bei Wörnitzostheim. Es ist nicht ausgeschlossen, daß in diesem Gebiet zwischen innerem und äußerem Wall noch weitere lokale Anomalien von einigen hundert m Durchmesser zu finden sind, die bisher noch nicht erfaßt wurden. SW Nördlingen liegt eine positive Anomalie von $+150 \gamma$ und einer Halbwertsbreite von etwa 4 km. Südlich und südwestlich hiervon liegen weitere großräumige, positive Anomalien, ebenso im SE, nördlich

¹⁾ Anschrift der Verfasser: Institut für Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München, 8 München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

²⁾ $1 \gamma = 10^{-5}$ Oe.

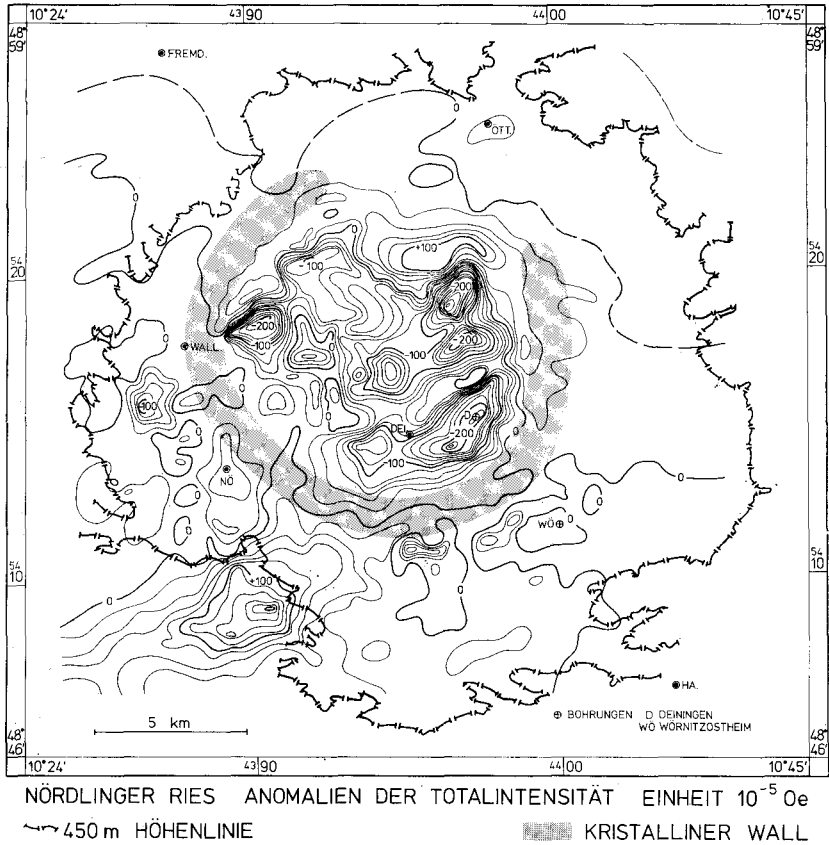


Abb. 1.

der Donau. Diese Anomalien sind auf der Karte nicht dargestellt. Es wird angenommen, daß diese Anomalien nicht im Zusammenhang mit der Ries-Struktur stehen. Sie sind einer Reihe von Anomalien des Magnetfeldes, die sich längs der Donau erstrecken, zuzuordnen. Diese Anomalien können durch basische oder metamorphe Körper im Kristallin, das in diesem Gebiet eine Schwelle bildet, interpretiert werden. Das Magnetfeld in den Gebieten im Westen, Norden und Osten des Ries ist fast ungestört, abgesehen von schwachen, großräumigen Schwankungen. Ein regionaler Gradient ergibt eine Zunahme des Feldes von SW nach NE. In der Karte der Abb. 1 wurde ein Regionalfeld mit einem konstanten Gradienten von den gemessenen T-Werten abgezogen.

$$T_{\text{reg}} = 0,002317 R + 0,002408 H + 23758$$

$$\Delta T = T_{\text{gemessen}} - T_{\text{reg}}$$

(Rechts- und Hochwert in m, Gitterstreifen 12°)

Dieses Regionalfeld wurde so bestimmt, daß im Mittel in der näheren Umgebung des Ries ΔT etwa gleich 0 ist.

Lage der negativen Anomalien im Innern des Ries

In Abb. 1 ist als topographische Begrenzung des Ries die 450 m-Höhenlinie eingezeichnet. Diese Linie gibt die Begrenzung der heutigen Riesebene recht gut wieder. Das Zentrum dieser grob kreisförmigen Begrenzung liegt etwa 1 km nördlich Deiningen. Der innere, sogenannte kristalline Wall ist nach den Ergebnissen von REICH und der Reflexions-Messungen von 1968 eingetragen. Nach den Ergebnissen der Reflexions-Messungen 1968 liegt der innere Wall bei Wallerstein, etwa 2 km weiter nach Westen als in der Karte von REICH. Dies entspricht auch den Modellrechnungen von KAHLE (1969). Die negativen Anomalien in der Riesmitte liegen alle innerhalb des inneren Walles. Das Zentrum der negativen Anomalien liegt etwa 1 km NW Klosterzimmern. Dies gilt ebenfalls für die Schwereanomalien, sowie für das durch den inneren Wall umrandete Gebiet. Das Zentrum der Kraterstruktur liegt damit im Vergleich zur topographischen Begrenzung etwa 2 km weiter nach NW, also etwa 1 km NW Klosterzimmern. JOHNSON und VAND (1967) geben dagegen als Zentrum (true center) einen Punkt etwa 3,5 km östlich Klosterzimmern an. Dieses Zentrum wurde mittels einer Fourier-Analyse der Topographie in Kreiskoordinaten bestimmt. Die beiden Zentren weichen stark voneinander ab, wofür bisher noch keine Erklärung vorliegt.

In diesem Zusammenhang kann auf ein weiteres interessantes Ergebnis aus der Fourier-Analyse der Topographie von JOHNSON und VAND hingewiesen werden. Aus den Daten aus einem Gebiet mit einem Durchmesser von 54 km ergaben sich neben einem Hauptwall mit einem Durchmesser von 24 km zwei weitere Wälle mit Durchmessern von je 34 und 45 km, die auf eine weitreichende Einwirkung des Riesereignisses schließen lassen.

Interpretation der negativen Anomalien im Innern des Ries

Wie aus den Messungen der Magnetisierung der Gesteine im Ries zu ersehen ist, kommen für die Interpretation der negativen Anomalien im Innern des Ries sicher nur die Suevite mit der inversen remanenten Magnetisierung in Frage. Dies wird durch die Ergebnisse der Bohrungen Deiningen und Wörnitzostheim bestätigt. Die aus den Messungen in Steinbrüchen erhaltene mittlere resultierende Magnetisierung von $50 \cdot 10^{-5}$ G ist jedoch nicht ausreichend, um die stärkeren Anomalien zu erklären. Die Störkörper liegen mit Sicherheit unter den See-Sedimenten, das heißt in der Mitte tiefer als 350 m unter der Erdoberfläche und am Rande des inneren Walles immer noch tiefer als mindestens 250 m. Berechnungen der Feldfortsetzung nach unten zeigen, daß Störkörper, die in dieser Tiefe liegen, eine Magnetisierung von mindestens 100 bis $200 \cdot 10^{-5}$ G haben müssen, um die Anomalien an der Oberfläche zu erzeugen. Es ist daher anzunehmen, daß die Suevite im Innern des Ries vergleichbar sind mit dem Suevit, der in der Bohrung Wörnitzostheim erbohrt wurde und der eine mittlere resultierende Magnetisierung von $270 \cdot 10^{-5}$ G hat. Mit diesen Werten ergeben sich für die stark magnetischen Störkörper unter den See-Sedimenten Mächtigkeiten zwischen 50 und maximal etwa 500 m. Die größeren Mächtigkeiten sind im östlichen Teil zu finden. Die Suevite bilden dort wahrscheinlich eine durchgehende Decke mit variabler Mächtigkeit oder variabler Magnetisierung. Dies

läßt sich nicht entscheiden. Im südwestlichen Teil ist die Suevitdecke sicher sehr dünn. In einem Gebiet etwa 5 km östlich Wallerstein ist anscheinend überhaupt kein Suevit vorhanden.

Magnetisierung der Gesteine

Kristallin

Messungen, die während der Feldmessungen an Kristallin-Fundstücken vorgenommen wurden, zeigen, daß nur in sehr wenigen Fällen eine Magnetisierung vorhanden war, die für die Interpretation der negativen Anomalien des Magnetfeldes in Frage käme ($J > 10^{-5}$ G). Die Fundstücke waren meistens Gneise und Granite. Einige Proben, Amphibolite und Granodiorite, die eine stärkere Magnetisierung hatten, stammten aus dem Suevit. Des weiteren wurde die Magnetisierung von 248 Proben, die von DRESSLER, GRAUP und MATZKE (1967, 1968, 1967, Institut für Gesteinskunde der Universität München) gesammelt und untersucht worden sind, gemessen. Von den 248 Proben hatten nur 25 eine meßbare Magnetisierung ($J > 10^{-5}$ G). Die remanente Magnetisierung war bei fast allen Proben 5—10mal größer als die induzierte. Die überwiegend im Ries vorkommenden Gneise und Granite zeigten bis auf wenige Ausnahmen keine meßbare Magnetisierung. Einige Flasergranit-Proben hatten eine mittlere Magnetisierung von $40 \cdot 10^{-5}$ G, Granodiorite $30 \cdot 10^{-5}$ G. Die Amphibolitproben hatten eine mittlere Magnetisierung von $60 \cdot 10^{-5}$ G. Es ist hierbei zu berücksichtigen, daß die meisten Kristallinproben, die eine stärkere Magnetisierung zeigten, nachweisbar aus dem Suevit stammten, und damit entsprechende Veränderungen gegenüber ihrem ursprünglichen Zustand erlitten hatten. Der Mittelwert der Magnetisierung der 25 Proben, deren Magnetisierung größer als 10^{-5} G war, beträgt $45 \cdot 10^{-5}$ G, der Mittelwert für alle Kristallinproben $5 \cdot 10^{-5}$ G. Die vermessenen Proben stellen in etwa einen repräsentativen Querschnitt für das Kristallin im Ries dar, wie es in den Arbeiten von DRESSLER, GRAUP und MATZKE beschrieben ist.

Suevit

Die Suevite sind die einzigen im Ries gefundenen Gesteine, die eine genügend starke Magnetisierung haben, um die gemessenen Anomalien erklären zu können. Insbesondere können mit der inversen Magnetisierung der Suevite die negativen Anomalien erklärt werden.

Messungen an Proben aus Steinbrüchen

Die Magnetisierung der Suevite wurde an orientierten Proben aus 12 Steinbrüchen, die rings um das Ries verteilt sind, und an Bohrkernen aus den Bohrungen Deiningen und Wörnitzostheim, die innerhalb des Rieskessels liegen, gemessen (POHL 1965).

Die Messungen an den Proben aus Steinbrüchen ergaben eine inverse mittlere natürliche remanente Magnetisierung von $59 \cdot 10^{-5}$ G, eine induzierte Magnetisierung von $9 \cdot 10^{-5}$ G. Die mittlere resultierende Magnetisierung beträgt $50 \cdot 10^{-5}$ G und ist dem heutigen Erdfeld nahezu antiparallel gerichtet. Für die Richtung der Remanenz ergab sich:

Inklination $i = -57^\circ$

Deklination $d = 194^\circ$

Fehlerwinkel nach FISHER $\vartheta_{95} = 2^\circ$

Der Fehlerwinkel nach FISHER ist sehr klein und läßt darauf schließen, daß die 12 Suevit-Vorkommen mit großer Wahrscheinlichkeit innerhalb eines maximalen Zeitraumes von nur 50—100 Jahren entstanden sein müssen. Die inverse Magnetisierung kann durch Feldumkehr erklärt werden. Es wurden bisher keine Hinweise für eine Selbstumkehr gefunden.

Im Gegensatz zu den Richtungen der Magnetisierung streuen die Beträge stark, und zwar von Probe zu Probe eines Steinbruches und von Steinbruch zu Steinbruch. In der folgenden Tabelle sind die mittleren quadratischen Streuungen angegeben:

Tabelle 1

Magnetisierung der Suevite

Vorkommen	Probenanzahl	Natürliche remanente Magnetisierung, Mittelwert in 10^{-5} G	Mittlere quadr. Streuung
Aumühle	9	4	1
Otting	18	56	24
Alte Bürg	10	31	26
Zipplingen	10	20	16
Aufhausen	28	59	29
Amerdingen	27	92	31
Fronhofen	5	127	12
Pflaumloch	7	30	46
Spielberg	12	81	24
Bollstadt	32	137	28
Hochdorf	14	59	23
Polsingen	7	13	5
Mittelwert:		59	22

Die mittlere quadratische Streuung der Mittelwerte der natürlichen remanenten Magnetisierung der 12 Vorkommen beträgt $41 \cdot 10^{-5}$ G.

Die mittlere quadratische Streuung für die Mittelwerte der remanenten Magnetisierung in den 12 Steinbrüchen ist größer als der Mittelwert der mittleren quadratischen Streuungen der Proben in den Steinbrüchen. Er gibt größere Suevit-Vorkommen, die keine meßbaren magnetischen Anomalien erzeugen wie zum Beispiel das Suevit-Vorkommen bei der Aumühle, bei dem auf mehreren Profilen keine Anomalie gefunden wurde.

Messungen an den Kernen der Bohrung Deiningen

Nach den petrographischen Untersuchungen von MOSEBACH (1964) und FÖRSTNER (1967) an den Kernen der Bohrung Deiningen liegt unter den eigentlichen See-Sedimenten des Ries-Sees ab etwa 280 m in zunehmendem Maße aufgearbeiteter und umgelagerter Suevit. Ab 310 m wird schwach umgelagerter

Suevit beschrieben und ab 330 m bis 350 m nicht umgelagerter Suevit. Durch die Messungen der Magnetisierung wird diese Beschreibung bestätigt (POHL 1965). Oberhalb 310 m ist die Magnetisierung $< 10^{-5}$ G. Zwischen 310 m und 330 m wurde eine induzierte Magnetisierung $J_i = 16 \cdot 10^{-5}$ G und eine schwache remanente Magnetisierung gemessen. Bei der remanenten Magnetisierung läßt sich keine Vorzugsrichtung erkennen. Die Ergebnisse können durch umgelagerten Suevit, der vorher eventuell eine einheitliche remanente Magnetisierung besessen hat, erklärt werden. Ab 330 m bis 350 m sind die Verhältnisse nahezu umgekehrt: $J_{nr} = 13 \cdot 10^{-5}$ G, $J_i = 8 \cdot 10^{-5}$ G. Von der Richtung der Remanenz ließ sich nur der Betrag der Inklination bestimmen, da die Orientierung der Kerne nicht mehr bekannt war. Es ergibt sich ein Mittelwert $\bar{i} = 61^\circ$. Dieser Wert stimmt sehr gut überein mit den Mittelwerten der Suevite aus den Steinbrüchen, so daß angenommen wird, daß die Suevite der Bohrung Deiningen auch dieselbe Richtung der Magnetisierung haben wie die übrigen Suevite. Unterhalb der bisher erbohrten Suevite ist weiterer Suevit mit sehr viel stärkerer Magnetisierung ($100\text{--}200 \cdot 10^{-5}$ G) in einer Mächtigkeit von 200 m bis 300 m zu erwarten, da sich die Bohrung Deiningen über einem magnetischen Störkörper befindet.

Messungen an den Kernen der Bohrung Wörnitzostheim

Die Ergebnisse sind in der Abb. 2 dargestellt. Durch die Messungen an den Kernen der Bohrung Wörnitzostheim werden die Ergebnisse der Messungen an den übrigen Sueviten bestätigt. Die negative Anomalie bei Wörnitzostheim kann durch den durchteuften Suevit gut erklärt werden (siehe den Beitrag von A. HAHN in diesem Heft). Bemerkenswert ist jedoch die im Vergleich zu den anderen Suevit-Vorkommen sehr hohe Magnetisierung. Mittelwerte sind in der Tabelle 2 angegeben.

Die negative Inklination konnte eindeutig bestimmt werden. Ähnlich wie in der Bohrung Deiningen lassen sich 3 Zonen unterscheiden.

- | | |
|------------|--|
| 0 — 16 m | keine meßbare Magnetisierung, $J < 10^{-5}$ G |
| 16 — 20 m | schwache Magnetisierung, jedoch stark schwankende positive und negative Werte der Inklination, umgelagerter Suevit |
| 20 — 100 m | starke Magnetisierung, negative Inklination, nicht umgelagerter Suevit |

Dies entspricht den petrographischen Untersuchungen von FÖRSTNER (1967). Auch innerhalb des nicht umgelagerten Suevites lassen sich verschiedene Magnetisierungszonen unterscheiden. Unterhalb 100 m war in den mesozoischen Sedimenten keine Magnetisierung mehr zu messen.

Träger der Magnetisierung

Die mittlere Magnetisierung der Suevite ist etwa 10 bis 20 mal größer als die Magnetisierung der kristallinen Gesteine, aus denen der Suevit zum größten Teil gebildet wurde. Es ist daher damit zu rechnen, daß beim Riesereignis durch den Einfluß von Druck und Temperatur die vorhandenen magnetischen Erzphasen stark verändert wurden und daß neue magnetische Erzphasen gebildet wurden. Ein Beitrag von dem Meteoriten selbst ist ebenfalls in Betracht zu ziehen. Die als Träger der starken Magnetisierung in Frage kommenden Erz-

BOHRUNG WÖRNITZOSTHEIM, I
Magnetisierung der Kerne

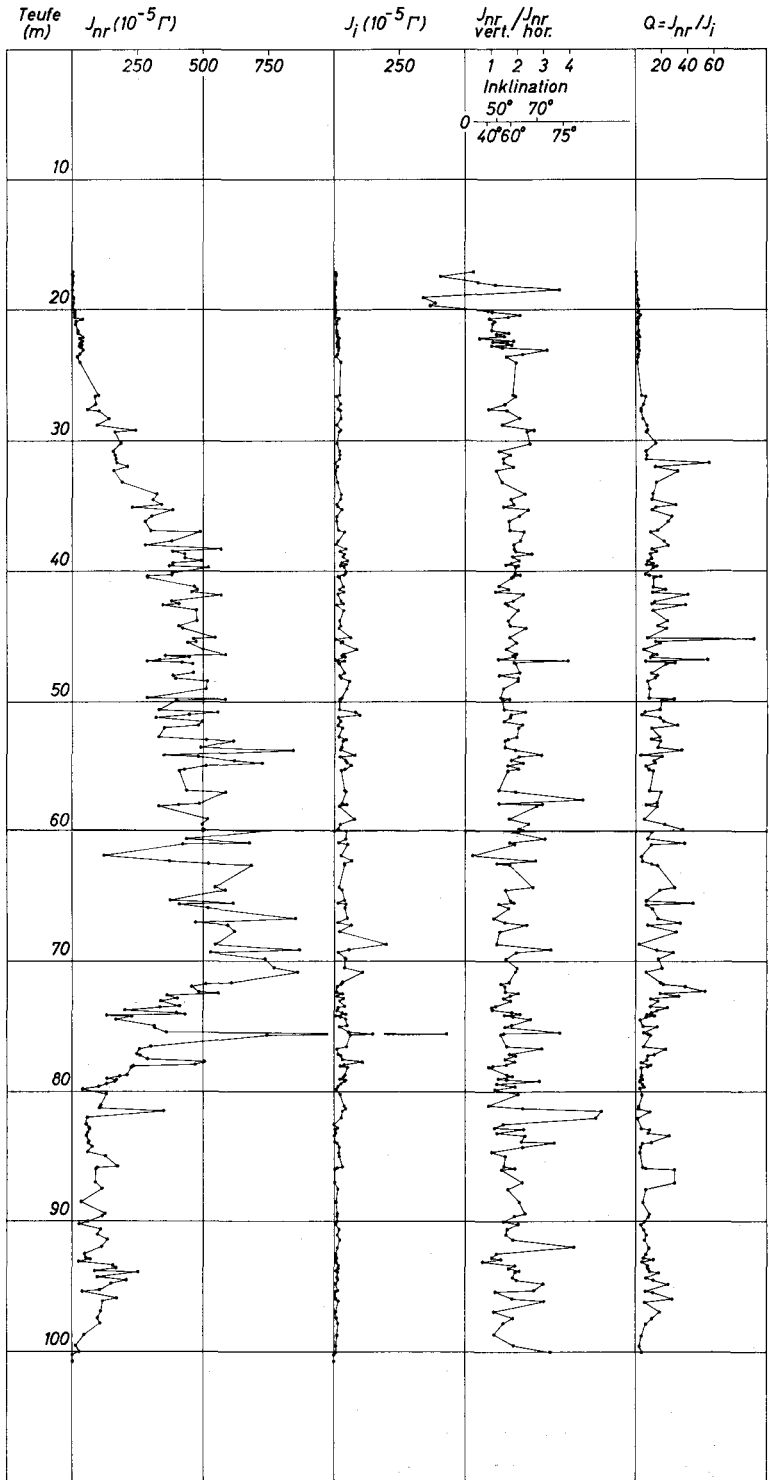


Abb. 2.

Tabelle 2

Bohrung Wörnitzostheim I — Magnetisierung der Kerne

Die Tabelle gibt den Mittelwert über den angegebenen Tiefenbereich an

Tiefe in m	N	\bar{J}_{nr}	\bar{J}_i	\bar{Q}	$-\bar{i}$
17 — 20	10	2,7	4,5	0,6	—
20 — 25	22	25	11	2,2	53°
25 — 30	9	119	19	6,1	59,5°
30 — 35	11	215	15	14,3	58,5°
35 — 40	17	389	29	13,6	62,5°
40 — 45	15	414	26	16,2	60°
45 — 50	20	440	33	13,3	60,5°
50 — 55	17	497	40	12,3	61,5°
55 — 60	12	428	33	13,0	61,5°
60 — 65	10	509	38	13,6	57,5°
65 — 70	12	595	49	12,0	58°
70 — 75	20	413	30	13,8	57,5°
75 — 80	20	322	44	7,4	58°
80 — 85	16	100	19	5,1	61,5°
85 — 90	9	94	9	10,4	61°
90 — 95	17	108	11	10,3	58,5°
95 — 100	10	83	9	9,2	58,5°
20 — 100	237	300	27	11,3	59°

N = Probenanzahl.

 \bar{J}_{nr} = mittlere natürliche remanente Magnetisierung in 10^{-5} G. \bar{J}_i = mittlere induzierte Magnetisierung in 10^{-5} G. \bar{Q} = \bar{J}_{nr} / \bar{J}_i . \bar{i} = mittlere Inklination der remanenten Magnetisierung.

mineralien sind vor allem Magnetit, Titanomagnetite und Pyrrhotit. Außerdem könnten eventuell Ni-Fe-Kügelchen einen Beitrag liefern. Bei den Untersuchungen die zur Identifizierung der ferromagnetischen Mineralien durchgeführt wurden, wurde Magnetit als Hauptträger der Magnetisierung erkannt, insbesondere in den Proben, die viel Glas enthalten. Für die Untersuchungen wurden Konzentrate der magnetischen Komponente aus dem Suevit verwendet. Durch Messung der Sättigungsmagnetisierung in Abhängigkeit von der Temperatur wurden die Curie-Punkte bestimmt. Alle untersuchten Proben haben einen ausgeprägten Curie-Punkt bei etwa 580° C (Curie-Temperatur des Magnetits). In manchen Kurven sind weitere Curie-Punkte zwischen 350 und 450° C zu erkennen. Sie sind meistens jedoch nur schwach ausgeprägt und sind wahrscheinlich auf primäre Erzkomponenten der kristallinen Gesteine, die den Suevit bildeten, zurückzuführen. Von EL GORESY (1964) wurde mitgeteilt, daß viel Magnetit in den Riesgläsern enthalten ist. In Anschliffen der Konzentrate der magnetischen Komponente wurden zahlreiche Erze in der von EL GORESY als Magnetit beschriebenen Form gefunden. Mit Magnetitkolloid wurde eine starke Magnetisierung der kleinen Körner nachgewiesen. Der Curie-Punkt in der Nähe von 580° C spricht dafür, daß wenig Titan im Magnetit gelöst ist. Es ist aus zahl-

reichen Untersuchungen bekannt, daß die Gläser in den Sueviten kurzzeitig auf Temperaturen von mindestens 1500 bis 2000° C erhitzt wurden. Dadurch kann die Bildung von Magnetit in oxydierender Atmosphäre sowie das hohe Fe^{2+}/Fe^{3+} -Verhältnis erklärt werden (HÖRZ 1965, v. ENGELHARDT 1967, EL GORESY 1964). Durch die geringen Korngrößen (einige μ und oft viel kleiner) läßt sich die ziemlich hohe Stabilität gegenüber Wechselfeldentmagnetisierung erklären (POHL 1965). Weiterhin können sehr kleine Körner ($< 1 \mu$) schon bei geringem Volumenanteil (1—0,1 %) ziemlich starke Thermoremanenzen erzeugen, da die thermoremanente Magnetisierung sehr kleiner Körner der Sättigungsremanenz vergleichbar wird. Hierdurch läßt sich die außergewöhnlich hohe Thermoremanenz der Kerne der Bohrung Wörnitzostheim erklären.

Der Beitrag der weiter in Frage kommenden ferrimagnetischen Erze oder von Metalleinschlüssen ist gering. In der Literatur (CHAO 1963, SCHÜLLER und OTTEMANN 1963, EL GORESY 1964) werden Ni-Fe-Kügelchen in den Riesgläsern beschrieben. Sie sind jedoch nur spurenhafte vorhanden. Eisen oder Eisen mit geringem Nickelgehalt müßte, falls es einen meßbaren Beitrag zur Magnetisierung liefert, sich durch einen Curie-Punkt oberhalb desjenigen von Magnetit bemerkbar machen, was jedoch nicht der Fall ist. Eisensulfide werden als recht verbreitet beschrieben. Der für die Magnetisierung in Frage kommende Pyrrhotit (FeS_{1+x} , $0,1 < x < 0,143$) hat einen Curie-Punkt zwischen 300 und 325° C, der ebenfalls in den $J_s T$ -Kurven nicht zu erkennen ist.

D a n k s a g u n g

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft möchten wir für die Förderung dieser Untersuchungen, den Herren Dr. PETERSEN, Dr. SCHMIDBAUER, Dr. SCHULT und Dr. SOFFEL für Diskussionen und Mithilfe danken.

Zusammenfassung

Im ersten Teil werden die Anomalien des Magnetfeldes im Nördlinger Ries und deren Interpretation beschrieben. Es wird angenommen, daß nur die negativen Anomalien im Innern des Ries-Kessels mit der Struktur des Ries im Zusammenhang stehen. Diese Anomalien können durch invers magnetisierten Suevit unter den See-Sedimenten mit Mächtigkeiten zwischen 50 m und maximal etwa 500 m interpretiert werden. Im zweiten Teil wird die Magnetisierung der Gesteine im Ries beschrieben. Die Magnetisierung der kristallinen Gesteine ist zu gering, um die Anomalien zu erklären. Die Suevite hingegen haben eine inverse Magnetisierung, deren Intensität ausreicht, um die negativen Anomalien zu erklären. Da die Suevite aus den kristallinen Gesteinen entstanden sind, müssen beim Riesereignis neue ferrimagnetische Erzphasen gebildet worden sein. Es zeigt sich, daß Magnetit der Hauptträger der Magnetisierung ist. Dieser Magnetit kann z. T. in oxydierender Atmosphäre nur bei Temperaturen über 1400° C gebildet worden sein.

Literatur

- ANGENHEISTER, G. und POHL, J.: The remanent magnetization of the suevite from the Ries area (Southern Germany). — *Z. Geophysik*, **30**, S. 258—259, Würzburg 1964.
- Vermessung der Totalintensität T des erdmagnetischen Feldes im Ries und seiner Umgebung. — Veröff. Geophys. Observ. Fürstenfeldbruck, Serie B, Nr. 4, 1966.
- DRESSLER, B.: Petrographische Untersuchungen des kristallinen Grundgebirges im östlichen Ries und Vorries. — Dipl.-Arbeit Institut für Gesteinskunde Univ. München 1967.
- EL GORESY, A.: Die Erzminerale in den Ries- und Bosumtwi-Krater-Gläsern und ihre genetische Deutung. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, S. 1881—1891, 1964.
- ENGELHARDT, W. v.: Chemical composition of Ries glass bombs. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, S. 1677—1689, 1967.
- FÖRSTNER, U.: Petrographische Untersuchungen des Suevit aus den Bohrungen Deiningen und Wörnitzostheim im Ries von Nördlingen. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, **15**, S. 281—308, 1967.
- GRAUP, G.: Petrographische Untersuchungen des kristallinen Grundgebirges im Ries. — Dipl.-Arbeit Institut für Gesteinskunde Universität München 1968.
- HAHN, A.: Vermessung einer erdmagnetischen Anomalie ΔZ bei Wörnitzostheim. — Veröff. Geophys. Observ. Fürstenfeldbruck, Serie B, Nr. 4, 1966.
- HAUSSMANN, K.: Magnetische Messungen im Ries und dessen Umgebung. — *Abh. preuß. Akad. Wiss.*, Berlin 1904.
- HÖRZ, F.: Untersuchungen an Riesgläsern. — *Beitr. Mineral. u. Petrogr.*, **11**, S. 621—661, 1965.
- JOHNSON, G. G. und VAND, V.: Application of a Fourier Data Smoothing Technique to the Meteoritic Crater Ries Kessel. — *J. Geophys. Res.*, **72**, S. 1741—1750, 1967.
- KAHLE, H. G.: Abschätzung der Störungsmasse im Nördlinger Ries. — *Z. Geophysik*, **35**, S. 317—345, Würzburg 1969.
- MATZKE, K.: Petrographische Untersuchungen des kristallinen Grundgebirges im westlichen Ries und Vorries. — Dipl.-Arbeit Institut für Gesteinskunde Universität München 1967.
- NAGATA, T.: *Rock Magnetism*. — Tokio 1961.
- POHL, J.: Die Magnetisierung der Suevite des Rieses. — *N. Jb. Miner., Mh.*, H. 9—11, S. 268—276, Stuttgart 1965.
- REICH, H. und HORRIG, W.: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — *Beih. Geol. Jb.*, **19**, 119 S., Hannover 1955.
- SCHÜLLER, A. und OTTEMANN, J.: Vergleichende Geochemie und Petrographie meteoritischer und vulkanischer Gläser. — *Neues Jahrb. Miner., Abh.*, **100**, S. 1—26, Stuttgart 1963.

Ergebnisse gravimetrischer Messungen im Ries

Mit 4 Abbildungen und Beilage 3

Von K. JUNG, H. SCHAAF und H.-G. KAHLE ¹⁾

1. Schwermessungen im Nördlinger Ries

ANDING, ZINNER und SCHÜTTE leiteten die Vermessung des Schwerfeldes im Nördlinger Ries mit Pendelvermessungen in den Jahren 1897, 1922 und 1926 ein. Als wichtigstes Ergebnis erkannte man ein Schwereminimum im nördlichen Riesgebiet mit dem Zentrum bei Dürrenzimmern und ein Schweremaximum in der südlichen „Schollen- und Schuppenzone“ zwischen Hohenaltheim und Wending (SCHÜTTE 1927, 1930), das ungefähr mit einem magnetischen Maximum (HAUSSMANN 1904) zusammenfiel. Bei Harburg zeichnete sich ein ausgeprägtes Schwereminimum ab.

Im Herbst 1928 verfeinerte K. JUNG (BENTZ und JUNG 1931) das Stationsnetz mit 39 Drehwaagestationen. Darstellungen der Gradienten, Krümmungsgrößen und des Isogammenverlaufs bestätigten das mit den Pendelmessungen gefundene Schwereminimum (JUNG 1948).

Im Rahmen der Schwerpunktprogramme der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Geophysikalische Erforschung des tieferen Untergrundes in Mitteleuropa“ und „Unternehmen Erdmantel“ begannen die geophysikalischen Institute aus Clausthal, Kiel und Mainz 1962 mit Gravimetermessungen (JUNG, MENZEL und ROSENBACH 1965). In den Jahren 1965 und 1966 dehnte das Kieler Institut die Messungen auf die weitere Umgebung des Ries aus (JUNG und SCHAAF 1967).

Die Beilage 3 zeigt die Isogammen der BOUGUER-Werte im Ries und seiner Umgebung.

Die Reduktionsdichte beträgt

$\sigma = 2,0 \text{ g/cm}^3$ für Gebiete mit einer Geländehöhe $< 450 \text{ m ü. NN}$ und

$\sigma = 2,3 \text{ g/cm}^3$ für Gebiete mit einer Geländehöhe $\geq 450 \text{ m ü. NN}$.

Als Bezugshöhe wurde 400 m ü. NN gewählt. Der mittlere Fehler der BOUGUER-Werte beträgt bei richtig angenommener Dichte etwa $\pm 0,04 \text{ mGal}$. In manchen Fällen wird die Reduktionsdichte nicht mit den örtlichen Gegebenheiten übereinstimmen. Der dadurch begangene Fehler wird jedoch meistens so klein sein, daß die Isogammenführung nur unwesentlich beeinflusst wird (Einzelheiten bei JUNG et al. 1965, 1967).

¹⁾ Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. Dr. E. h. KARL JUNG, Dipl.-Phys. Dr. HARTMUT SCHAAF und Dipl.-Geophys. HANS-GERT KAHLE, Institut für Geophysik, 23 Kiel, Neue Universität.

2. Das Regionalfeld des Ries

Für die Interpretation der Ergebnisse, für Modellberechnungen und auch für die Abschätzung der Defizitmasse muß man die wahre Anomalie des Rieskessels kennen. Man gewinnt sie, wenn von dem gemessenen, reduzierten Schwerfeld das Regionalfeld abgezogen wird. Das Regionalfeld kann man sich als eine Fortsetzung des Umgebungsfeldes in das Ries hinein vorstellen.

Aus Vergleichen mit den Schwerestörungen des Alpenvorlandes nach Gravimetermessungen der Geophysikalischen Reichsaufnahme (CLOSS, HAHN und SCHLEUSENER 1957) und den magnetischen Messungen HAUSSMANN'S (1904) können die Hauptstrukturen des Regionalfeldes grob festgelegt und in das Ries hinein fortgesetzt werden.

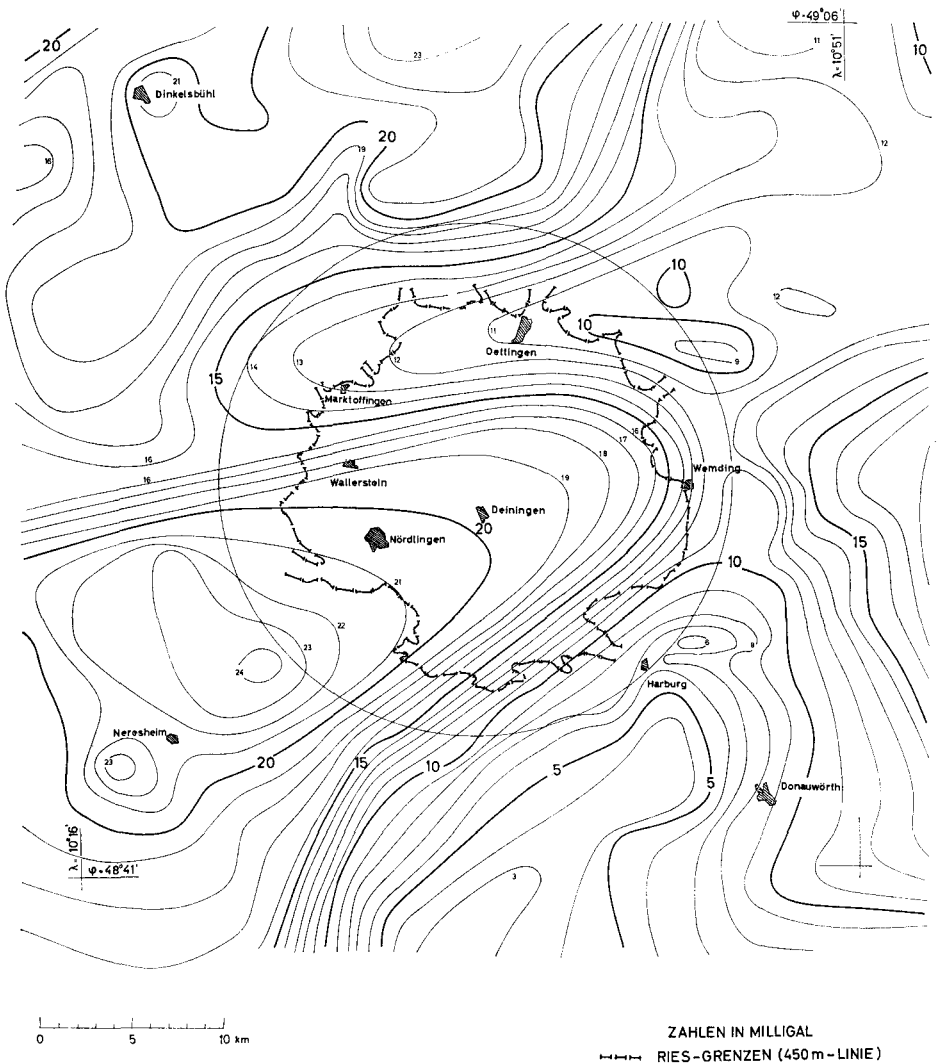


Abb. 1. Regionalfeld (aus Z. f. Geophysik, 35, 1969).

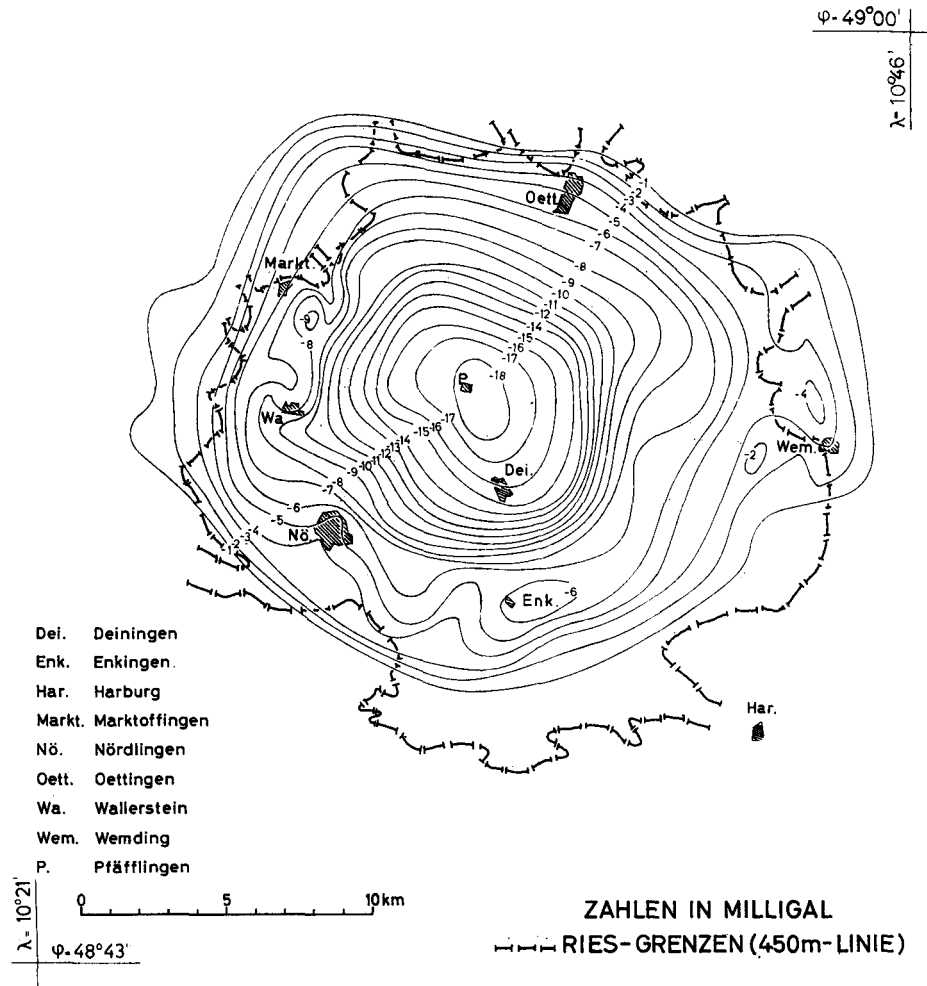


Abb. 2. Restfeld.

Unterschiedliche Auswertungsversuche von JUNG und SCHAAF (1967) sowie KAHLE (1969) führen auf ähnliche Regionalfelder.

Abb. 1 zeigt ein mögliches Regionalfeld. Das ihm entsprechende Restfeld (wahre Anomalie) weist keine positiven Störungen auf (Abb. 2).

3. Deutung des Restfeldes

Mit den Wendepunkten 16 radialer Schwereprofile lassen sich die Grenzen des zentralen Kristallinkraters und die des Sedimentkraters grob angeben (Abb. 3). Die Grenze des kristallinen Kraters deckt sich nahezu mit dem inneren Rand des von REICH (REICH et al. 1955) angegebenen kristallinen Walles. Die Umrandung des Sedimentkraters verläuft etwa entlang der 450 m-Höhenlinie. Im Süden ist sie jedoch um 4 km nach Norden verschoben. Dort verläuft sie von Schmähingen über Wörnitzostheim nach Wemding.

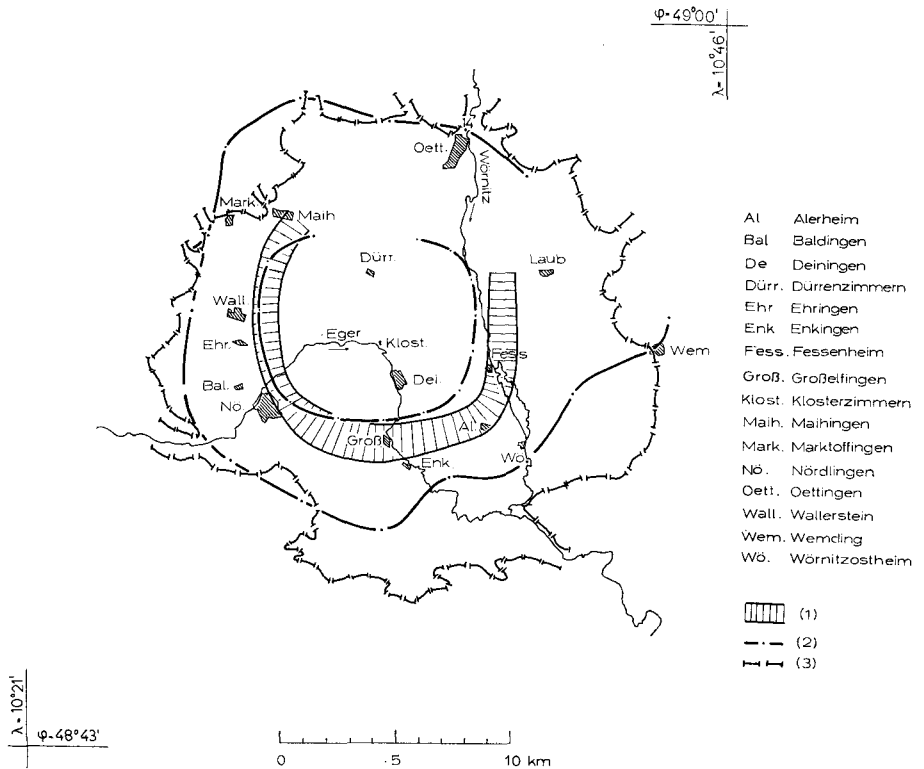


Abb. 3. Kratergrenzen im Ries.

- (1) Kristalliner Wall nach REICH (1955)
- (2) Innere Linie: Grenze des kristallinen Kraters
Äußere Linie: Grenze des Sedimentkraters
- (3) 450 m-Höhenlinie.

Vom Profil Pfäfflingen—Wallerstein wurde mit Modellrechnungen ein rotationssymmetrisches Riesmodell abgeleitet (Abb. 4), das sich folgendermaßen deuten läßt:

Der innere Krater, dargestellt mit der zylindrischen Schicht I1, besteht aus lockeren See-Sedimenten. Daran schließt sich das Gebiet I2, an, das gegenüber der Umgebung einen betragsmäßig kleineren Dichteunterschied ²⁾ aufweist. Es liegt nahe, diese Schicht mit dem kristallinen Wall zu identifizieren. Mit betragsmäßig abnehmenden Dichteunterschieden der ringförmigen Schichten I3, I4 und I5 wird eine zunehmende Verfestigung der Sedimente berücksichtigt.

Der kristalline Krater wird angenähert mit den zylindrischen Schichten II, III und IV, deren Dichteunterschiede mit der Tiefe betragsmäßig abnehmen. Dies entspricht einer zunehmenden Verfestigung des kristallinen Kraters mit der Tiefe. Sein Einfallswinkel beträgt etwa 20°. K. JUNG (BENTZ und JUNG 1931) leitete aus den Drehwaagemessungen einen Einfallswinkel von 10—15° her.

²⁾ Unter „Dichteunterschied“ kann man auch die Differenz zwischen der heutigen und der vorriesischen Dichte verstehen.

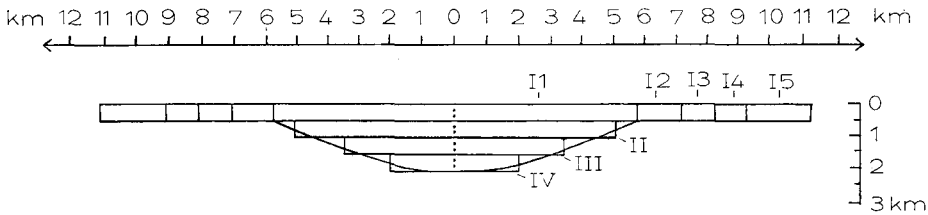


Abb. 4. Annäherung des Profils Pfäfflingen—Wallerstein mit einem aus 4 zylindrischen Schichten bestehenden Modell.

4. Abschätzung der gesamten Störungsmasse

Die gemessenen Schwereunterschiede wurden auf eine Bezugsebene in 400 m Höhe reduziert. Beilage 3 gibt die Schwereunterschiede wieder, die man auf einer nicht rotierenden Erdkugel im 400-m-Niveau nach Beseitigung aller dieses Niveau überragenden Massen messen würde. Man bezeichnet sie als BOUGUER-Anomalien. Sie beruhen auf der Verteilung der unterhalb von 400 m liegenden Massen mit verschiedener Dichte. Die Auswertung dieser Schwereanomalien läßt nur Schlüsse auf solche Massen zu. Die Riesebene liegt etwa 420 m hoch.

Wie die Potentialtheorie zeigt, können unendlich viele Massenverteilungen im Untergrund exakt dasselbe Schwerefeld auf und über der Oberfläche hervorrufen. Daher ist eine eindeutige Ermittlung der Massenverteilung aus den Schwereanomalien allein nicht möglich. Diese Vieldeutigkeit wird erheblich eingeschränkt, wenn man die Ergebnisse bereits vorliegender geologischer und geophysikalischer Untersuchungen heranzieht. So beruht die Geometrie des Riesmodells (Abb. 4) hauptsächlich auf Ergebnissen der Geologie und der angewandten Seismik.

Doch läßt sich die gesamte Störungsmasse ermitteln, wenn man die Schwereanomalien über die Bezugsebene integriert. Hierbei mißt man mit einem Planimeter die von benachbarten Isogammen (Linien gleicher Schwereanomalie) begrenzten Flächen, multipliziert sie jeweils mit dem dazugehörigen Mittelwert der Schwereanomalie und addiert die Produkte. Integrationsbereich ist die ganze, unendliche Bezugsebene. Man kann aber nur bis in endliche Entfernungen messen und planimetrieren. So entstehen Vernachlässigungen, die man abschätzen und mit einer Korrekturenrechnung beseitigen muß. Das geht nicht ohne Annahmen ab. Um die Rechnungen zu vereinfachen, pflegt man die wirklichen Massen, deren Wirkung in weiter Entfernung man zu ermitteln sucht, durch eine gedachte Punktmasse zu ersetzen, die zentral in geeigneter Tiefe angenommen wird. Diese Tiefe ist im allgemeinen nicht gleich der Tiefe des Schwerpunkts der wirklichen Massen.

Je nach der angenommenen Tiefe der Ersatzmasse erhält man verschiedene Ergebnisse. So erbrachten die neuesten Abschätzungen (KAHLE 1968, 1969) die gesamten Störungsmassen —68 000, —73 000, —77 000 Megatonnen, wobei die Ersatzmasse für die Korrekturenrechnungen in 1,0, 1,5, 2,0 km Tiefe angesetzt wurde. Im großen und ganzen kann man damit rechnen, daß heute die gesamte unter dem Ries fehlende Masse die Größenordnung von 70 000 Megatonnen hat. Unmittelbar nach dem Riesereignis dürfte das hierbei entstandene Massendefizit größer gewesen sein: ein beträchtlicher Teil der ausgeworfenen Massen ist wohl

in den Riestrichter zurückgefallen, und es sind nach dem Riesereignis erhebliche Massen in das Becken hineinbefördert worden.

Mit ganz rohen, aber verständlichen Annahmen — Auswurf unter einem Erhebungswinkel von etwa 45° , Flugweite um 50 km — findet man, daß zum Auswurf von 70 000 Megatonnen eine Energie von mindestens 10^{26} erg benötigt wird. Sie entspricht der bei sehr schweren tektonischen Erdbeben befreiten mechanischen Energie. Die Frage, ob die berechnete Energie aus inneren Quellen stammen kann oder von außen zugeführt werden muß, bleibt offen.

Es ist sehr unwahrscheinlich, daß die Entlastung beim Auswurf der 70 000 Megatonnen genügt, eine isostatische Ausgleichsbewegung in Gang zu setzen.

Literatur

- BENTZ, A. und K. JUNG: Drehwaagemessungen im Ries bei Nördlingen. — Z. Geophys., 7, S. 1—21, Braunschweig 1931.
- CLOSS, H., A. HAHN und A. SCHLEUSENER: Bemerkungen zur Karte der Schwerestörungen des deutschen Alpenvorlandes. — Geol. Jb., 72, S. 503—528, Hannover 1957.
- HAUSSMANN, K.: Magnetische Messungen im Ries und dessen Umgebung. — Abh. preuß. Akad. Wiss., Berlin 1904.
- JUNG, K.: Angewandte Geophysik (Notdruck). — Wolfenbüttel 1948.
- JUNG, K., H. MENZEL und O. ROSENBACH: Gravimetermessungen im Nördlinger Ries. — Z. Geophys., 31, S. 7—26, Würzburg 1965.
- JUNG, K. und H. SCHAAF: Gravimetermessungen im Nördlinger Ries und seiner Umgebung. Abschätzung der gesamten Störungsmasse. — Z. Geophys., 33, S. 319—345, Würzburg 1967.
- KAHLE, H.-G.: Abschätzung der Störungsmasse im Nördlinger Ries. — Z. Geophys., 35, S. 317—345, Würzburg 1969.
- REICH, H. und W. HORRIX: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — Beih. Geol. Jb., 19, Hannover 1955.
- SCHÜTTE, K.: Das Ergebnis der Schweremessungen im Ries. — S.-Ber. Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Abt., München 1927.
- Karte der Schwereabweichungen von Süddeutschland. — Veröff. Bayer. Kommission f. d. intern. Erdmessung, München 1930.

Deutung der magnetischen Anomalie in der Umgebung der Bohrung Wörnitzostheim

Mit 3 Abbildungen

Von ALBRECHT HAHN ¹⁾

Im Herbst 1965 wurde 1 km südwestlich von Wörnitzostheim eine Forschungsbohrung bis 180 m Tiefe niedergebracht. Anlaß zu der Bohrung war die Beobachtung, daß die an dieser Stelle von REICH und HORRIX gefundene und von ANGENHEISTER und Mitarbeitern genauer ausgemessene magnetische Anomalie einen Betrag hat, der mit 600γ etwa doppelt so groß ist wie die größte der übrigen Anomalien des Rieses (REICH & HORRIX 1955; ANGENHEISTER 1963). Man fand in der Bohrung zwischen 20 m und 100 m Teufe Suevit, dessen Magnetisierung zwischen 60γ und 550γ variiert und die Inklination -59° besitzt (POHL 1966). Sowohl die Mächtigkeit (80 m) als auch die Magnetisierung sind größer als die im Ries an anderen Stellen bekannten Werte.

Um über die Gestalt des hier erbohrten Suevitkörpers noch weitere Informationen zu gewinnen, wurde gleichzeitig mit den Bohrarbeiten in der Umgebung des Bohrpunktes die vertikale Komponente des erdmagnetischen Feldes vermessen. Das Meßgebiet hat etwa die Form eines Kreises mit 2 km Durchmesser (HAHN 1966).

Die gefundene Anomalie (Abb. 1) zeigt in der Umgebung des bereits bekannten Zentralteils (REICH & HORRIX 1955; ANGENHEISTER 1963), der starke negative ΔZ -Werte aufweist, einen fast geschlossenen Ring mit schwach positiven ΔZ -Werten, der lediglich im Süden eine Öffnung hat, die zu einem südlich gelegenen ΔZ -Minimum überleitet.

Nun wird vermutet, daß diese Anomalien von Suevit hervorgerufen werden, wie er in der Bohrung angetroffen worden ist und daß die Verteilung der Anomalien einer von Ort zu Ort variierenden Mächtigkeit der Suevitlage entspricht. Falls diese Vermutung zutrifft, muß man für den magnetisierten Gesteinskörper folgende Gestalt annehmen: Die obere Begrenzungsfläche ist nahezu eben und liegt 20 m tief. Die untere Begrenzungsfläche hat eine unregelmäßige Form und erreicht beim Bohrpunkt die Tiefe von 100 m; sie hat aber überall entsprechend der Vorstellung, daß der Suevit aus einem Bomben- und Aschenregen entstanden ist, die Form der damals angetroffenen Erdoberfläche ohne große Überhänge. Die Magnetisierung des Körpers ist zwischen 60γ und 550γ mit der Inklination -60° und der Deklination 190° ²⁾ anzusetzen. Falls mit einem

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. ALBRECHT HAHN, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus, Stilleweg 2.

²⁾ Diese Werte hat POHL als Mittelwerte für die Richtung der Remanenz des Suevits gefunden.

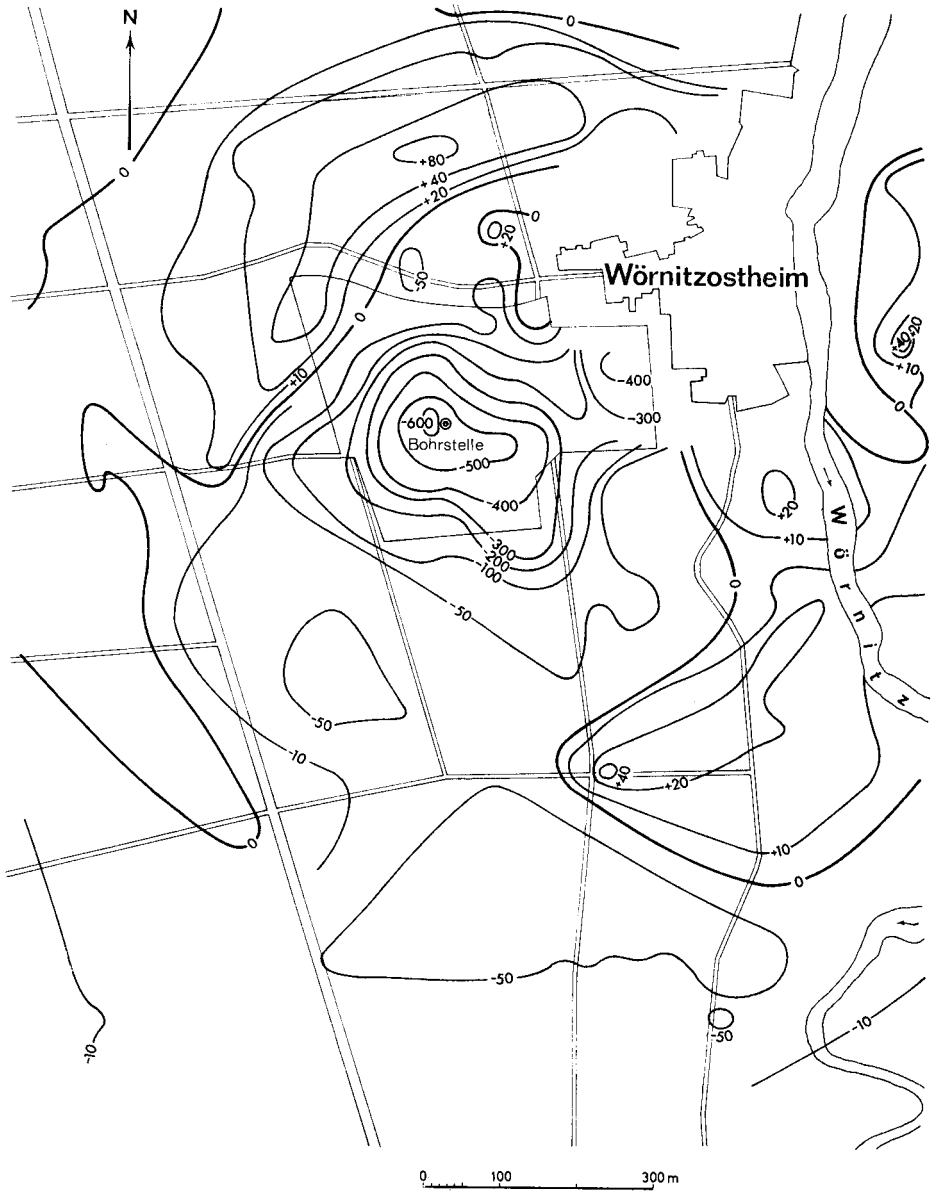


Abb. 1. Anomalien ΔZ des erdmagnetischen Feldes bei Wörnitzostheim in γ .

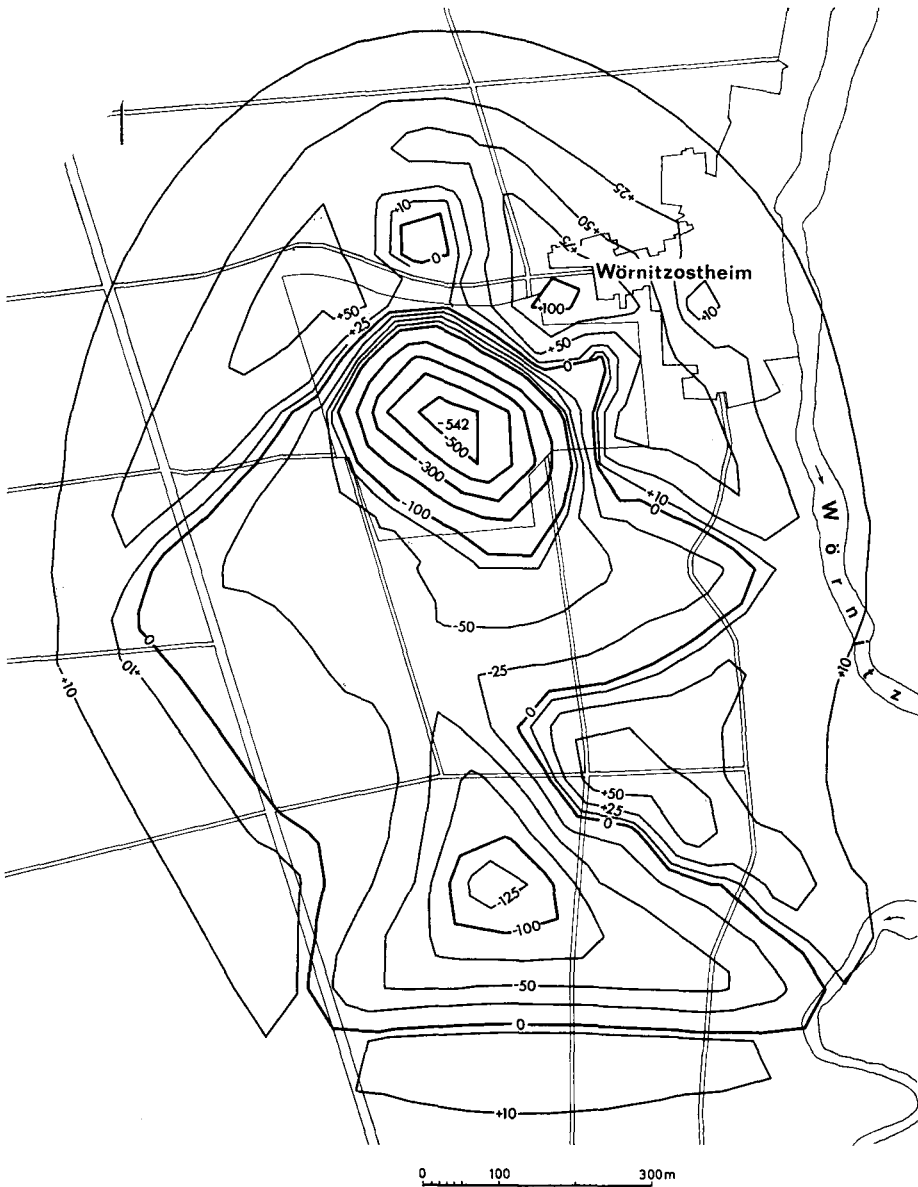


Abb. 2. Vertikalkomponente des Magnetfeldes über dem Modellkörper Abb. 3. Zeichnung der Isanomalien (in γ) mit Graphomat.

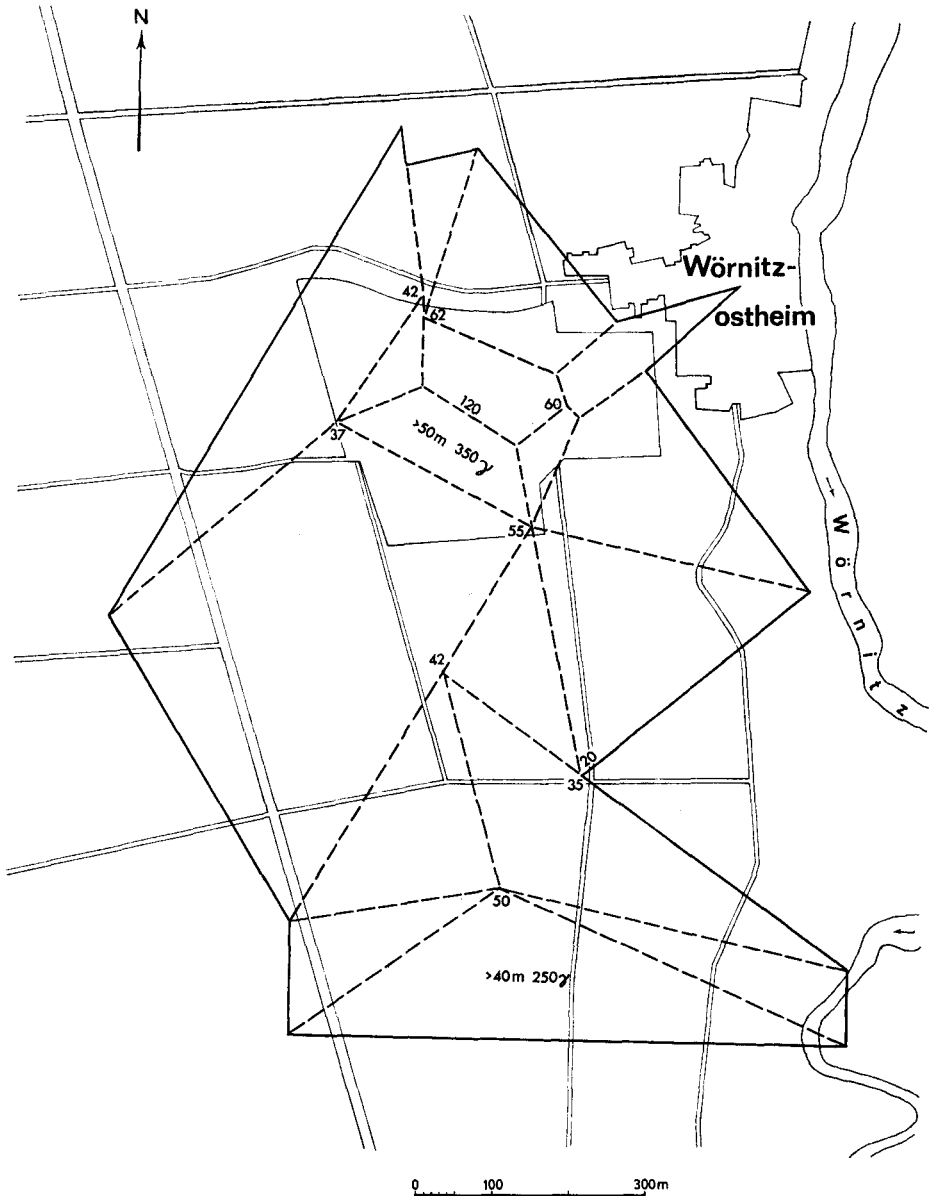


Abb. 3. Modellkörper zu Abb.2. Die Oberfläche aller Teilkörper ist eben und liegt in 20 m Tiefe (ausgezogene Umrandungslinie). Die Kanten der Unterfläche sind gestrichelt dargestellt und an den Eckpunkten mit Tiefenangaben in m versehen. An einer Ecke mit zwei Angaben bezieht sich die Zahl jeweils auf den Teilkörper, in dem sie steht. Die Magnetisierung beträgt 100 γ , Inklination $J = -60^\circ$, Deklination $D = 190^\circ$. In zwei Teilkörpern weicht der Betrag von einer bestimmten Tiefe an davon ab. Der abweichende Gesamtbetrag ist dort vermerkt.

solchen Modellkörper die gemessenen Anomalien gedeutet werden können, kann die oben formulierte Vermutung, daß alle Anomalien von Suevit erzeugt werden, die ohnehin eine sehr große Wahrscheinlichkeit hat, praktisch als gesichert gelten.

Die Ergebnisse der Interpretation sind in den Abb. 2 und 3 dargestellt. Der Modellkörper ist der 4. Versuch der Annäherung. Die jetzt noch vorhandenen Differenzen zwischen dem gemessenen Feld und dem Feld des Modellkörpers würden sich bei großem Fleiß noch beseitigen lassen, ohne daß das Modell in seinen wesentlichen Zügen verändert werden müßte.

So könnte z. B. das Hauptminimum neben dem Bohrpunkt in der Modell-anomalie um -80γ auf -620γ vergrößert werden, indem man zwischen 35 m und 55 m noch eine magnetische Masse von z. B. $22 \times 40 \text{ m}^2$ Grundfläche und 20 m Höhe mit der Magnetisierung 200γ anbringen würde, was mit den Ergebnissen POHLS noch verträglich wäre. Die dadurch im Umfeld entstehenden geringfügigen Variationen könnten durch eine leichte Verschiebung der Unterfläche der Randkörper kompensiert werden.

Damit kann das Modell als gültig betrachtet werden, und es besteht nun kein Grund mehr, zur Deutung der Anomalien nach einem anderen Gesteinskörper als der vorhandenen Suevitlage zu suchen.

Die außerhalb des Bereiches der Modellanomalie gefundenen Anomalien sind durch eine Fortsetzung der Suevitlage mit wechselnder Mächtigkeit zu interpretieren.

Die zur Berechnung der Modellisanomalen und zu ihrer automatischen Zeichnung erforderlichen Rechenprogramme stammen von Herrn Dipl.-Math. KIND; Herr Berg-Verm.-Ing. GEIPEL hat die Rechnungen durchgeführt. Herr Dipl.-Geophys. POHL hat mir freundlicherweise die von ihm gemessenen Magnetisierungswerte aus der Bohrung Wörnitzostheim mitgeteilt. Ihnen allen sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

Literatur

- ANGENHEISTER, G.: Weitere magnetische Messungen im Ries. — Vortragszusammenfassungen der Besprechung der Arbeitsgemeinschaft Ries, München 1963. — [Nicht veröffentlicht].
- HAHN, A.: Vermessung einer erdmagnetischen Anomalie ΔZ bei Wörnitzostheim. — Veröff. Geophys. Obs. Fürstenfeldbruck Univ. München, Serie B, Nr. 4, Anh., 1966.
- POHL, J.: Die Magnetisierung der Kerne der Bohrung Wörnitzostheim I. — Interner Bericht des Inst. Angew. Geophys., München 1966.
- REICH, H. und HORRIX, W.: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — Beih. Geol. Jb., 19, 119 S., Hannover 1955.

Temperaturmessungen in der Bohrung Wörnitzostheim

Mit 1 Abbildung

Von RALPH HÄNEL ¹⁾

In der Bohrung Wörnitzostheim wurden folgende Temperaturmessungen durchgeführt:

1. Während der Zeit der Bohrarbeiten, die im Einschichtenbetrieb abliefen, wurde jeweils im Bohrloch tiefsten in der Ruhezeit zwischen zwei Schichten gemessen. Innerhalb des durchschnittlich 13 Stunden dauernden Zeitabschnittes wurden mehrere Temperaturablesungen vorgenommen und auf Grund dieser Werte auf die ungestörte Temperatur extrapoliert. Hieraus ergab sich ein Temperaturgradient von $0,034^{\circ}\text{C/m}$.
2. Nach Beendigung der Bohrarbeiten erfolgten am 19. 4. 66, 11. 5. 66, 18. 8. 66 und am 10. 9. 66 Temperaturmessungen. Die Temperaturwerte stimmen innerhalb der Meßgenauigkeit der Meßapparatur von $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ überein. In der Abb. 1 ist der Temperaturverlauf vom 11. 5. 66 dargestellt. Der Temperaturgradient beträgt $0,041^{\circ}\text{C/m}$.

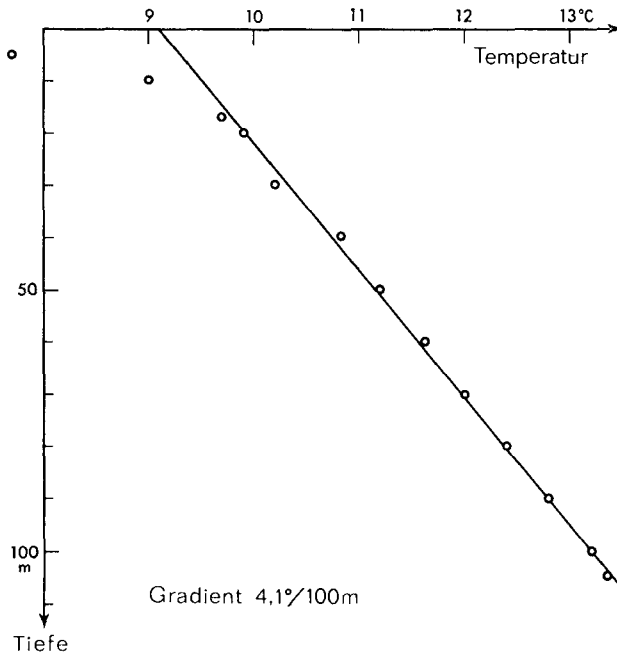


Abb. 1. Der Temperaturverlauf in der Bohrung Wörnitzostheim.

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. R. HÄNEL, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover-Buchholz, Alfred-Bentz-Haus, Stilleweg 2.

Während der Zeit der Bohrarbeiten war demnach die Störung des Temperaturfeldes durch den Bohrvorgang so groß, daß auf Grund der Extrapolation der innerhalb von 13 Stunden gemessenen Temperaturwerte der wahre Temperaturwert nicht ermittelt werden konnte. Die Verfälschung beträgt 17 %.

Der Bohrung wurden drei Kerne entnommen und an ihnen die Wärmeleitfähigkeit bestimmt. Man fand:

Teufe m	Wärmeleitfähigkeit (cal/cm s grd)	Dichte (g/cm ³)	spez. Wärme (cal/g grd)
21,65	$3,645 \cdot 10^{-3}$	2,23	0,226
27,00	$2,288 \cdot 10^{-3}$	1,65	0,237
80,50	$2,780 \cdot 10^{-3}$	1,98	0,221

Die Wärmeleitfähigkeitswerte streuen verhältnismäßig stark als Folge der stark wechselnden Anteile der Gesteinskomponenten des Suevits. Der Mittelwert beträgt $2,904 \cdot 10^{-3}$ cal/cm s grd. Mit ihm findet man als Wert für die Dichte des terrestrischen Wärmestromes

$$q = 0,041 \cdot 10^{-2} \cdot 2,904 \cdot 10^{-3} = 1,19 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ s}$$

Das ist ein verhältnismäßig niedriger Wert. Seine Abweichung vom derzeitigen Mittelwert von Deutschland, der rund $1,6 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² s beträgt, ist wohl z. T. darauf zurückzuführen, daß der Suevit, der eine relativ niedrige Wärmeleitfähigkeit besitzt, an der Stelle der Bohrung in Form einer schmalen Wurzel bis 100 m Tiefe reicht, so daß der Wärmestrom in die besser leitende Umgebung ausweichen kann.

Für eine Abschätzung des Einflusses dieser Konfiguration auf das Meßergebnis (MUNDRY 1966) wurde der Suevitkörper anstelle der durch die Interpretation der magnetischen Anomalien nahegelegten Form (HAHN 1969) durch einen Würfel mit 100 m Kantenlänge dargestellt, der unter einer 20 m mächtigen Bedeckung liegt und die Wärmeleitfähigkeit $3,0 \cdot 10^{-3}$ cal/cm s grad aufweist. Die Wärmeleitfähigkeit im umgebenden Gestein wurde zu $4,5 \cdot 10^{-3}$ cal/cm s grad angenommen. Für diesen Störkörper erhält man den Korrekturwert + 29 %. Damit würde der gemessene Wert der Wärmestromdichte auf

$$q = 1,54 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ s}$$

zu erhöhen sein; man würde also bei horizontaler Lagerung einen durchaus normalen Wert zu erwarten haben.

Herr Dr. KAPPELMEYER hat die Anregung zu dieser Arbeit gegeben und die Durchführung der Messungen betreut. Herr Berging, ZOTH hat einen Teil der Messungen durchgeführt. Ihnen sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

Literatur

- HAHN, A.: Deutung der magnetischen Anomalien in der Umgebung der Bohrung Wörnitzostheim. — *Geologica Bavarica*, **61**, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1969.
- MUNDRY, E.: Berechnung des gestörten geothermischen Feldes mit Hilfe eines Relaxationsverfahrens. — *Z. Geophys.*, **32**, H. 3, S. 157—162, Würzburg 1966.

Geologica Bavarica	61	350—378	München 1969
--------------------	----	---------	--------------

Das Ries-Ereignis als physikalischer Vorgang

Mit 14 Abbildungen

VON ERWIN DAVID ¹⁾

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Vorbemerkung	350
2. Möglichkeiten für eingeschlagenen Körper	352
2.1. Kometenkern	352
2.2. Steinmeteorit	353
2.3. Eisenmeteorit	353
3. Ähnlichkeit der Einschlagswirkungen	353
4. Stoßwellen	354
5. Aufeinanderfolge der Vorgänge	357
6. Einschlag	357
7. Stoßwelle im Boden	361
8. Transportbewegung des zentralen Auswurfs	365
9. Wellenausbreitung in Oberflächennähe	369
10. Transportbewegung des Oberflächengesteins	371
11. Gas- und Dampfwolke	373
12. Ries und Moldavite	375
13. Konsequenzen eines Ursprungs der Moldavite im Ries	375
14. Schlußfolgerungen, Vergleich von Beobachtung und Theorie	376
Literatur	378

1. Vorbemerkung

Bei der physikalischen Behandlung des Ries-Ereignisses müssen wir berücksichtigen:

a. Es ist bisher nicht möglich, ein dem Himmelskörper-Einschlag ähnliches Modell-Experiment zu machen. Selbst die Mindest-Einschlagsgeschwindigkeit von 11 km/s ist nur in winzigem Maßstab realisierbar, schon gar nicht die wahrscheinliche von 20 bis 60 km/s. Die Ähnlichkeitsgesetze fordern ja für den Modellversuch mit der Wirklichkeit gleiche Geschwindigkeiten, Drucke und Materiezustände. Lineare Dimensionen und Zeiten werden im Maßstabs-Verhältnis verkleinert. Daraus ergibt sich, daß Druckgradienten, Kraftdichten, Be-

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. ERWIN DAVID, D-7851 Hängelberg, In den Bergen 20. Dienststelle: Deutsch-Französisches Forschungsinstitut St. Louis.

schleunigungen sich im Maßstabsverhältnis vergrößern. Man müßte also mit einer noch zu erfindenden 20 bis 60 km/s-Kanone schräg in den Zylinder einer Ultrazentrifuge hineinschießen, an deren Wand das Modell der Landschaft unter einer durch die Zentrifugalkraft ersetzten Schwere von z. B. $2 \cdot 10^5$ g klebt. Dann könnte man einen 1 km-Einschlagskörper durch eine 5 mm-Kugel ersetzen. Die Fälschungen durch Coriolis-Beschleunigungen und Krümmung des Modells wären unbedeutend. Die im Verhältnis zur Schußgeschwindigkeit kleine Rotationsgeschwindigkeit würde nur einen in der Natur sowieso gegebenen leicht schrägen Auftreffwinkel bedeuten.

b. Es ist nicht möglich, theoretisch aufgrund der Umkehrbarkeit mechanischer Vorgänge rückwärts vom Endzustand her den Einschlagsvorgang zu berechnen. Dafür ist der Vorgang zu kompliziert. Der damalige Endzustand ist zu ungenau bekannt. Es spielen zu ungenau definierte Reibungsvorgänge eine Rolle.

c. Der gangbare Weg ist, bestimmte Einschlags-Abläufe theoretisch näherungsweise durchzurechnen. Die Resultate sind im Rahmen der Ungenauigkeiten von Rechnung und Beobachtung auf ihre Vereinbarkeit mit den Tatsachen zu prüfen. Das führt natürlich nicht auf ein eindeutiges Resultat. Man kann nur Intervalle für die Daten des Einschlags abgrenzen.

Als sinnvolles Ziel sollte angestrebt werden, den Vorgang qualitativ ganz widerspruchsfrei zu beschreiben. Quantitativ ist es gegenwärtig nicht sehr interessant, ob die eine oder andere ermittelte Größe vorerst auf $\pm 20\%$ unsicher bleibt.

Für die Rechnung gibt es zwei Möglichkeiten: Die an sich bessere ist die numerische Rechnung mit einem größeren Elektronenrechner, wie sie R. L. BJORK (1961) für ein Beispiel durchgeführt hat, das dem Arizona Meteor Krater weitgehend entspricht. Man nimmt bei solchen Rechnungen den Vorgang als symmetrisch um die senkrechte Achse an. In eine Schnittebene durch diese Achse wird ein quadratisches Netz von Gitterpunkten gelegt und beim Einschlagsvorgang die Bewegung an diesen Punkten in einzelnen Zeitschritten verfolgt. Will man das Punktnetz verfeinern, so muß man auch den Zeitschritt entsprechend verkleinern, um die Rechenungenauigkeit nicht zu vergrößern. Eine Verfeinerung um einen Faktor zehn bedeutet deshalb tausendfache Rechenarbeit. Das setzt der Feinheit der Rechnung selbst bei größten Rechnern sehr bald Grenzen.

Recht umständlich ist es ferner, nebeneinander Stoßwellen und kontinuierliche Bewegungen zu berechnen. Man umgeht diese Schwierigkeit durch einen mathematischen Trick, der aus einer Front einen kontinuierlichen Druck- und Geschwindigkeitsanstieg macht. Wo und wie stark die Stoßfront wirklich ist, muß man dann doch wieder raten. Weiterhin macht es für die numerische Rechnung Schwierigkeiten, daß wir zu große Bereiche der Variablen benötigen, z. B. im Druck von einem Maximalwert 10 Mbar bis herunter zu Minimalwerten von wenigen bar im Boden, von weniger als einem mbar im entweichenden Dampf. Selbstverständlich ist und bleibt eine numerische Rechnung für das Ries erwünscht, die die vorgegebenen Feinheiten der Bodenschichtung mit dem mechanisch recht verschiedenartigen Verhalten der mesozoischen Schichten berücksichtigt.

Solange wir diese Rechnung nicht haben, sind wir darauf angewiesen, auf die andere, mehr qualitative Möglichkeit der Berechnung auszuweichen. Durch Aneinanderstücken näherungsweise gültiger analytischer Lösungen können wir zu einem qualitativen Verständnis der Erscheinungen kommen und im Rahmen der Näherung auch quantitativ mit der Beobachtung vergleichen. Diese näherungsweise Klärung des Gesamtvorgangs wird durch eine spätere exaktere Rechnung nicht überflüssig, sondern sie ist Voraussetzung für die sinnvolle Durchführung einer solchen Rechnung.

2. Möglichkeiten für eingeschlagenen Körper

Nach Kenntnissen der Astronomie und Meteoritenkunde kommen für den eingeschlagenen Körper in Betracht:

2.1. **Kometenkern:** Kometenkern bestehen vorwiegend aus Verbindungen der leichten Elemente H, C, N und O. Sie sind außerhalb der Planetenbahnen, aber noch als Bestandteil des Sonnensystems, in fester Form kondensiert, und zwar als Verbindungen, wie CH_4 , H_2O , NH_3 , N_2 , CO_2 , CO , C_2N_2 , und als ungesättigte Radikale. Beigemischt ist etwas Staub schwererer Elemente. Die Dichten der einzelnen Stoffe sind bei 20 bis 70 K nach d'Ans-Lax, 2. Aufl. CH_4 : 0,52, H_2O : 1, NH_3 : 0,8, N_2 : 0,95, CO_2 : 1,6, CO : 0,95 g/cm^3 . Da nach den Atmosphären der äußeren Planeten zu urteilen, CH_4 der überwiegende Bestandteil sein dürfte, ist bei kompaktem Aufbau die mutmaßliche Dichte etwa 0,7 g/cm^3 , bei schneeartigem Aufbau 0,3 bis 0,5 g/cm^3 . Da zum Umkristallisieren in die kompakte Anordnung mehr als 10^9 Jahre Zeit gewesen sein dürften, nimmt Vf. den Wert 0,7 g/cm^3 an. Etwas zurückliegende astronomische Angaben sprechen von Dichten 10^{-2} bis 10^{-3} g/cm^3 . Das sind Mittelwertbildungen aus der Dichte des Kerns und der des inneren Kometenkopfes, der als Gas- und Staubwolke physikalisch als schlechtes Höchstvakuum zu bezeichnen wäre (K. WURM 1959).

Weil die Kometen von weit außen im Sonnensystem kommen, haben sie himmelsmechanisch im Abstand der Erdbahn von der Sonne eine Geschwindigkeit von 42 km/s aus dem Gravitationsfeld der Sonne gewonnen. Zusammen mit der Gravitationswirkung der Erde ergibt sich eine minimale Auftreffgeschwindigkeit von 16,5 km/s bei überholender, eine maximale von 73 km/s bei begegnender Kollision. Die Häufigkeitsverteilung der Meteore zeigt zwei fast gleich hohe Maxima bei 30 und 60 km/s (F. L. WHIPPLE 1959). Wie in der Gaskinetik geht in die Kollisionswahrscheinlichkeit der Betrag der Relativgeschwindigkeit direkt als Faktor ein. Er kompensiert nahezu die geringere Häufigkeit der für begegnende Kollision erforderlichen retrograden Bahnen. Da Meteore und Kometen zusammenhängen, dürfte diese Geschwindigkeitsverteilung auch für die Kometen gelten.

Kometen kommen wahrscheinlich häufiger in den Erdbahnbereich als Großmeteoriten. Es kommen im Durchschnitt pro Jahr zehn beobachtbare Kometen in Sonnennähe. Aber die Bestimmung der Masse ist meist nicht möglich. So hat man keine Statistik, die es zuließe, aus der Häufigkeitsverteilung der beobachteten kleineren Objekte zuverlässig auf die Häufigkeit der großen Kometenkerns und Meteoriten zu schließen.

2.2. **Steinmeteorit:** Große Stein- und Eisenmeteoriten stammen aus der Zone der kleinen Planeten. Das bedingt einen Bereich der möglichen Einschlagsgeschwindigkeiten von 13 bis 68 km/s, der wahrscheinlichen etwa von 25 bis 50 km/s.

Bei diesen Einschlagsgeschwindigkeiten verdampft das Material eines Steinmeteoriten ebenso wie das eines Kometenkerns. Wenn Reste fein zertrümmert oder zersprüht nachbleiben sollten, so erhalten sie sich nicht über geologische Zeiten in charakteristisch erkennbarer Form.

2.3. **Eisenmeteorit:** Der Meteorokrater in Arizona ist eindeutig ein Einschlag eines ganz oder zumindest zum großen Teil aus Eisen bestehenden Meteoriten. Daß man in seiner Umgebung nicht nur kleine Kügelchen von verdampftem oder zersprühtem Eisen, sondern sogar größere Stücke findet, deutet darauf hin, daß die Einschlagsgeschwindigkeit nicht sehr groß war.

Wie wir sehen werden, sind die verbleibenden mechanischen Wirkungen, Kraterform und Verteilung des Aufgeworfenen, bei einem schnellen einschlagenden Körper unabhängig von dessen Natur. Da beim Ries keine Reste des eingeschlagenen Körpers gefunden worden sind, wären hiernach Kometenkern, Steinmeteorit, sogar ein schneller Eisenmeteorit möglich, wenn bei diesem die kinetische Energie pro Masse so groß war, daß aller Eisendampf wieder von der Erde entwichen ist. Dennoch können wir heute aufgrund der Moldavite recht sicher sagen, daß das Ries dem Einschlag eines Kometenkerns seine Entstehung verdankt.

3. Ähnlichkeit der Einschlagswirkungen

Der wichtigste Vorgang bei dem Einschlag eines Himmelskörpers ist eine etwa halbkugelförmig in den Boden hineinlaufende Stoßwelle. Diese ist anfangs so stark, daß alles verdampft. Die Stärke der Stoßwelle fällt mit steigendem Radius rasch ab; Druck- und Geschwindigkeits-Amplitude der Welle fallen mindestens mit der $3/2$ ten, die Energiedichte fällt mindestens mit der dritten Potenz der Entfernung.

Der Anfang des Einschlags mag sehr verschieden sein. Einerseits kann ein zwar großer, aber durch geringe Dichte und kleine Geschwindigkeit energieärmer Körper eingeschlagen sein, z. B. ein Kometenkern von 1000 m Durchmesser mit 20 km/s, andererseits ein kleiner, schneller, dichter Körper, z. B. ein Eisenmeteorit von 200 m Durchmesser mit 60 km/s. Die beim Einschlag entstehenden Dampf Wolken sind nach Druck, Temperatur, Entweichungsgeschwindigkeit, chemischer Zusammensetzung sehr verschieden.

Aber wenn dann in den beiden Beispielen in etwa derselben Entfernung der Stoßwellendruck auf $3/4$ Megabar abgesunken ist, und ab hier das Gestein durch die Stoßwelle nur noch geschmolzen wird, so werden auch für größere Entfernungen Stoßwellenstärken und Stoßwellenwirkungen in beiden Fällen gleich sein. Da diese Wirkungen für die heute beobachtbaren örtlichen Relikte der Einschläge maßgeblich sind, werden wir in beiden Fällen dasselbe finden. Die Nichtunterscheidbarkeit der Fälle auf dieser Basis ist in Abb. 1 schematisch dargestellt.

Ebenso werden bei einem steilen und einem schrägen Einschlag die Hauptunterschiede in der Richtungs- und Geschwindigkeitsverteilung des weggehenden

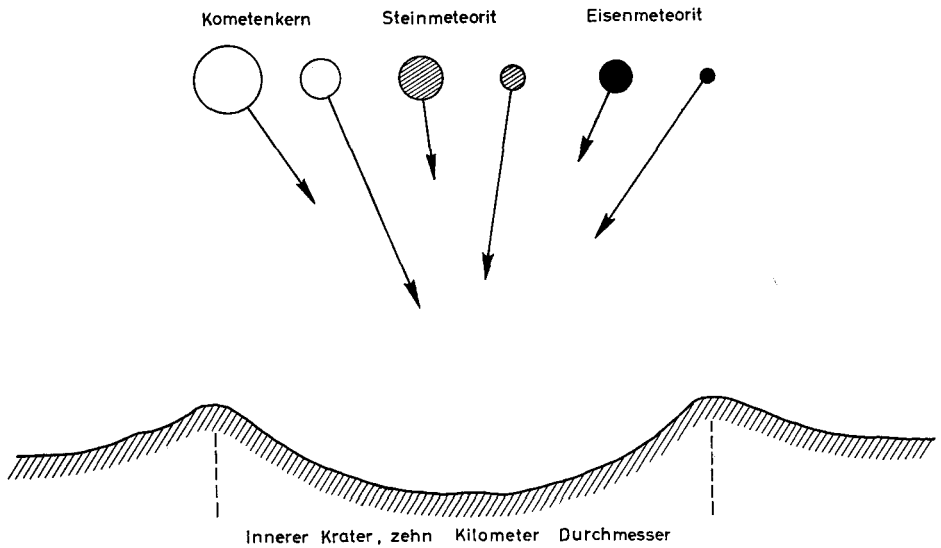


Abb. 1. Gleichwertige Einschläge. Beispiele von maßstäblich zum Krater dargestellten Einschlagkörpern mit durch die Länge der Vektoren angedeuteten Einschlagsgeschwindigkeiten von 20 bis 60 km/s nach Tab. 1. Sämtliche Beispiele würden etwa zu denselben Kraterdimensionen führen.

Dampfes liegen. Dieser Dampf nimmt den horizontalen Anteil des Impulses des aufgetroffenen Körpers wieder mit. Die Stoßwelle im Boden verliert rasch die von der Auftreffrichtung herrührende Unsymmetrie und wird gleichmäßig rund. Vorhanden gewesene Unsymmetrien im Bodengestein markieren sich dagegen viel stärker.

4. Stoßwellen

Beim stumpfen Zusammenstoßen zweier sich schnell bewogender Körper pflanzt sich die Zusammendrückung oder -schiebung von den zusammengeschlagenen Oberflächen in beide Körper hinein fort in Form einer mit Überschallgeschwindigkeit vorschreitenden Kompressionswelle. In der Front dieser Welle steigt der Druck auf einer Strecke von wenigen Atomabständen auf den vollen Wert, deshalb auch die Bezeichnung Stoßfront. Die schiebende Nachströmung mit der Geschwindigkeit u gehört, wie es Abb. 2 zeigt, ebenso zur Stoßwelle wie der Drucksprung. In der Front ändert sich also auch „stoßweise“ der Bewegungszustand von Ruhe vor der Front auf nachströmend mit u hinter der Front.

Von dieser nachströmenden Materie aus gesehen läuft die Stoßfront mit weniger als Schallgeschwindigkeit davon. Dadurch holen erstens nachfolgende Schall- oder Stoßwellen die vorderste Stoßfront ein und vereinigen sich mit ihr. Zweitens kann in Querrichtung ein Druckausgleich erfolgen, so daß Unregelmäßigkeiten in der Stoßfront ausgeglättet werden. Beim Durchlaufen inhomogenen Gesteins ist das von Bedeutung. Die einfache, glatte Stoßfront mit der maximalen, an dem betreffenden Ort möglichen Amplitude stellt sich immer wieder her, auch wenn sie durch die Inhomogenitäten laufend gestört, z. B. verbogen und aufgespalten wird.

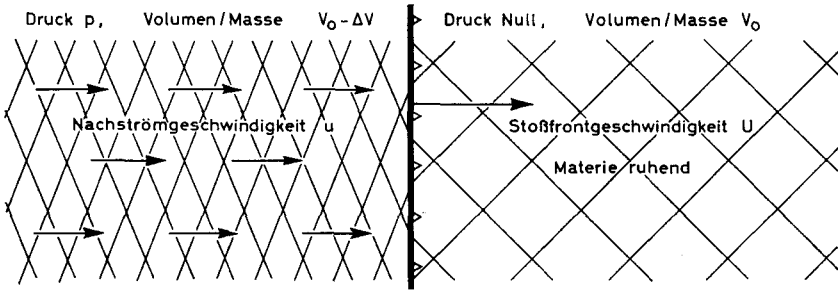


Abb. 2. Schematisches Bild einer Stoßwelle. Die Schraffur deutet an, wie stark bei Megabar-Drucken das Gestein zusammengedrückt und deformiert wird. Ein Bild dieser Art gilt im Kleinen stets, auch wenn im Großen hinter der Front Geschwindigkeit u und Druck p stetig abfallen. Zur zeichnerischen Hervorhebung der Stoßfront benutzen wir das Frontsymbol der Meteorologen.

Für das atomar-kinetische Geschehen in der Stoßfront hat man zwar noch keine exakte Beschreibung, aber fast verblüffenderweise wird der Unterschied zwischen dem Zustand vor und hinter der Front durch die exakt gültigen allgemeinen Erhaltungssätze zusammen mit einer Zustandsgleichung auf einfache Weise festgelegt. Der Übergang in der Front ist so plötzlich, daß wir als beste Näherung für Übergangszeit und Stoßfrontdicke stets Null einzusetzen haben. Wir dürfen also nicht sagen: Der Stoß entwickelt Wärme und dadurch schmilzt das Gestein, sondern der Zustand springt plötzlich von — „fast drucklos, ruhend, kalt, fest“ — auf — „hoher Druck, bewegt, heiß, fluid“.

Nach dem Erhaltungssatz der Materie (= Kontinuitätsgleichung) besteht zwischen Stoßfront- und Nachströmgeschwindigkeit U und u einerseits und Ausgangsvolumen und Volumenverringerng V_0 und ΔV andererseits die Beziehung

$$U : u = V_0 : \Delta V. \tag{1}$$

In Abb. 3 sei ein Querschnitt so gewählt, daß die Stoßwelle in 1 Sekunde das Volumen V_0 überstreiche von 1 nach 2. Währenddessen schiebt die Nachströmgeschwindigkeit die Materie dieses Volumens von 1 nach 3 um ΔV zusammen.

Man bezieht die Volumina zweckmäßig auf die Masseneinheit. V_0 ist also das bekannte Volumen pro Masse im Ausgangszustand, das Reziproke der Dichte.

$$V_0 = \frac{1}{\rho_0}. \tag{2}$$

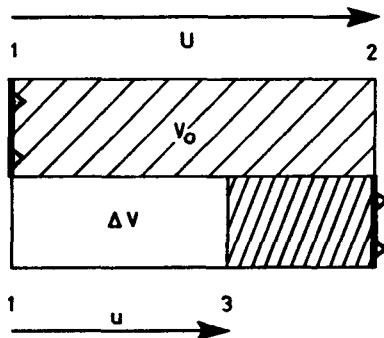


Abb. 3. Kompression in der Stoßwelle. Ableitung der Hugoniot-Gleichungen.

Hier sind V_0 bzw. ρ_0 die makroskopischen Mittelwerte, denn Abb. 3 ist ja auch eine Darstellung der makroskopischen Maße. Das ist bei porösen oder sonstwie stark inhomogenen Körpern wichtig. Auch für solche Körper sind die Stoßwellengleichungen exakt anwendbar.

Nach dem Impulssatz muß hinter der Stoßfront der Druck herrschen:

$$p = \rho_0 U u. \quad (3)$$

Gibt man in Abb. 3 der Säule den Querschnitt 1, so enthält sie die Masse $\rho_0 U$. Dieser Masse wird die Geschwindigkeit u , also pro Sekunde der Impuls $\rho_0 U u$ erteilt. Dazu ist die Kraft p erforderlich, die links pro Flächeneinheit drückt, wenn wir rechts den Anfangsdruck vernachlässigen können.

Nach dem Energiesatz beträgt die innere Energie (Energie pro Masse), die in der Stoßwelle aus der mechanischen Arbeit des Nachschiebens in die Materie hineingebracht wird,

$$\Delta E = \frac{1}{2} p \Delta V = \frac{1}{2} u^2. \quad (4)$$

In Abb. 3 ist der Querschnitt jetzt wieder so zu wählen, daß das Volumen V_0 ist. Die Schiebearbeit in 1 Sekunde beträgt $p \cdot \Delta V$, die zur Hälfte als innere Energie, zur anderen Hälfte als kinetische Energie $\frac{1}{2} u^2$ der Masse 1 erscheint. Daß $p \cdot \Delta V = u^2$ ist, folgt aus (1), (2), (3), aber nur bei Anfangsdruck Null! Den Anfangsdruck p_0 kann man bei Stoßwellen in kondensierter Materie meistens vernachlässigen, auch wenn es sich um 1000 atm im Gestein handelt. Man darf es dagegen nicht bei Gasen, auch wenn es nur 1 atm oder weniger ist. Wenn man p_0 berücksichtigt, tritt in (3) $p - p_0$, in (4) dagegen $p + p_0$ an die Stelle von p und es wird ΔE ungleich $\frac{1}{2} u^2$.

Bei Schall- und schwachen Stoßwellen ist die innere Energie die Energie der elastischen, adiabatischen (exakt ausgedrückt: isentropischen) Kompression. Bei stärkeren Stößen kommt zunehmend Wärmeenergie hinzu, die zu sehr hohen Temperaturen führen kann. Eine starke Stoßwelle ist ein nicht-isentropischer Vorgang, die Entropie wird stark erhöht.

Die nach Hugoniot, in der angelsächsischen Welt Hugoniot-Rankine benannten Stoßwellengleichungen (1), (3) und (4) sind ein schönes Beispiel, wie aus den Grundgesetzen der Physik auf einfache Weise etwas keineswegs Triviales folgt.

Um eine Stoßwelle wirklich berechnen zu können, braucht man neben den allgemeingültigen Hugoniot-Gleichungen die Zustandsgleichung des betreffenden Stoffes. Nun ist bei den Drucken von einigen bis einigen zehn Megabar, die am Anfang des Einschlags eines Himmelskörpers auftreten, die relative Kompression nur noch sehr wenig vom Druck in der Stoßwelle abhängig. Die mit steigendem Druck steigende Erwärmung verhindert weitergehende Kompression. Deshalb können wir ohne groben Fehler als Ersatz einer Zustandsgleichung ansetzen:

$$\begin{aligned} \text{Für kompakte Gesteine:} & \quad \Delta V/V_0 \approx 0,6 \\ \text{für Eisen:} & \quad \Delta V/V_0 \approx 0,4 \\ \text{für Materie der Kometenkerne vermutlich:} & \quad \Delta V/V_0 \approx 0,8 \end{aligned} \quad (5)$$

Ein Fehler von $\pm 0,1$, der bei der materiellen Kompression schon sehr viel bedeutet, macht nämlich für die Berechnung eines Einschlags fast nichts aus. Als

weitere Vereinfachung für Drucke von mehreren Megabar sei benutzt, daß nach Wiederexpansion auf das Ausgangsvolumen über die Hälfte, meist etwa $\frac{2}{3}$ der Energie ΔE als Wärme in der Materie verbleibt.

5. Aufeinanderfolge der Vorgänge

Für den Gesamtvorgang bietet sich als sachlich gegebene Einteilung an:

1. Einschlag
2. Wellen im Boden
3. Bodenbewegungen

Der Einschlag schafft bei Ries-Dimensionen innerhalb einer Zeitspanne von weniger als $\frac{1}{10}$ Sekunde die Anfangssituation (Druck und Geschwindigkeiten) für die Stoßwelle im Boden.

Die Wellen, Stoßwellen, plastische und elastische Wellen, durchlaufen in 2 bis 4 Sekunden den interessierenden Bereich. Sie lassen die Stoßwellenerhitzungen und die Startgeschwindigkeiten im Boden zurück, also die Anfangssituation für die großen Materiebewegungen.

Gesteuert durch die Schwerkraft und am Ende gebremst durch Reibungskräfte ist für die nächsten 2 bis 3 Minuten die Materie eines kleinen Gebirges fliegend, gleitend oder fließend unterwegs, um den Endzustand des 20 km-Kraters herzustellen.

Von jedem Vorgang aus gesehen sind der oder die vorhergehenden in so kurzer Zeit abgelaufen, daß sie praktisch momentan und gleichzeitig für das ganze Gebiet die Ausgangssituation hergestellt haben.

Für Einschlags- und Wellenvorgänge gilt ziemlich genau die Ähnlichkeitsbeziehung, daß die Zeitdauern linear mit der Größe des Vorganges anwachsen. Da die Geschwindigkeiten dagegen unabhängig von der Größe sind, sollten es ebenso die Dauern und Strecken schwerkraftgeführter Bewegungen sein. Auf dem Mond können „Sand“körner aus einem 10 cm-Krater minutenlang und Hunderte von Kilometern weit fliegen. Gleitbewegungen großer Massen dürften bei sehr großen Kratern länger dauern und weiter führen als bei mittelgroßen, aber das ist eine komplizierte Reibungsfrage.

6. Einschlag

Kometenkerne oder Meteorite der hier betrachteten Größe durchschlagen die Atmosphäre ohne wesentliche Bremsung. Die Atmosphäre hat ja nur eine Massenbelegung von 1 kg/cm^2 bei senkrechtem, etwa bis 4 kg/cm^2 bei schrägem Einschlag. Ein Kometenkern von 500 m Durchmesser hat dagegen im Mittel über den Kugelquerschnitt etwa 23 kg/cm^2 . Die Luft des vom einschlagenden Körper überstrichenen Raums wird in einer Stoßwelle, die der Körper in einem Abstand von weniger als $\frac{1}{10}$ seines Radius vor sich herschiebt, nahezu auf die Geschwindigkeit des Körpers gebracht. Nach dem Impulssatz ergibt sich dann der Geschwindigkeitsverlust des einschlagenden Körpers. Er ist für Kometenkerne unter 100 m Durchmesser selbst bei steilem Einschlag nicht mehr vernachlässigbar.

Der auftretende Staudruck der Luft kann die mechanische Festigkeit des einschlagenden Körpers weit übersteigen. Bei großen Körpern verhindert jedoch

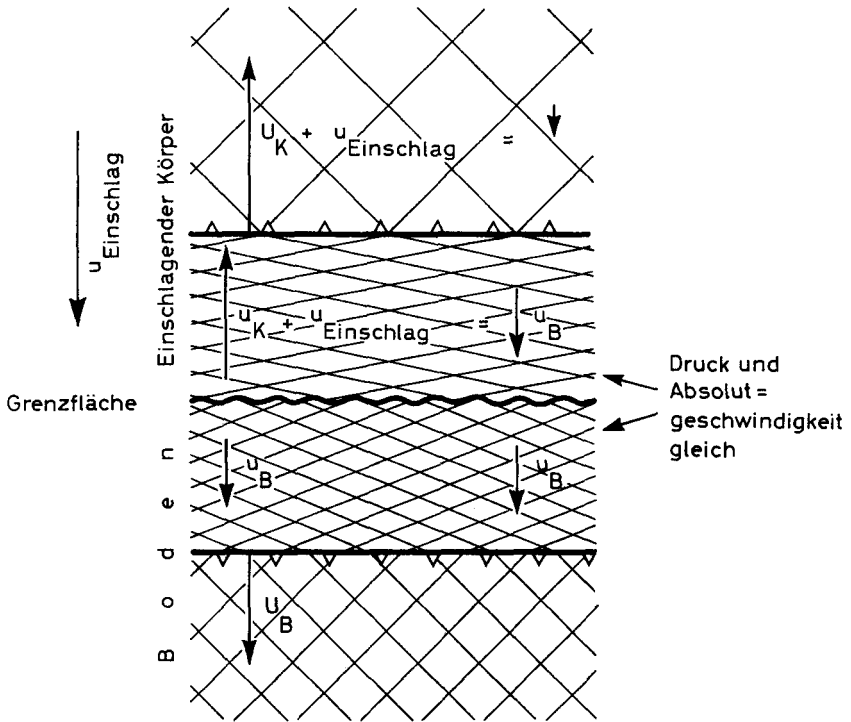


Abb. 4. Beginn des Einschlags. Komprimiertes Gebiet zwischen der in den Boden hinein- und der in den einschlagenden Körper zurücklaufenden Stoßfront.

deren Massenträgheit eine nennenswerte Deformation während des nur Bruchteile einer Sekunde dauernden Durchgangs durch die dichteren Luftschichten. In unserem Sinne kleine, d. h. metergroße Steinmeteoriten zerbrechen bekanntlich meistens durch die aerodynamischen Kräfte. Für große Kometenkerne ist nur eine Gefährdung denkbar: Wenn die in ihnen eingefrorene chemische Energie so groß wäre, daß eine Detonation hindurchlaufen kann, so könnte die bereits in der hohen Atmosphäre ausgelöst werden und den Kometenkern bis zur Ankunft am Boden in einen Gasball erheblich vergrößerten Durchmessers verwandeln. Nur eine detonative chemische Reaktion wäre schnell genug, um in der kurzen bis zum Einschlag zur Verfügung stehenden Zeitspanne Wirkung zu haben. Beim Tunguska-Ereignis 1908 lassen die Umstände den Verdacht aufkommen, daß etwas derartiges passiert sei. Andererseits lösen Kometen sich bei Annäherung an die Sonne nicht durch Detonation plötzlich völlig auf. Wenn überhaupt, dann ist die Detonation jedenfalls nicht generell leicht auslösbar. Im übrigen ist die chemische Energie, die ein Kometenkern enthalten kann, so gering gegenüber seiner kinetischen Energie, daß sie die beim Einschlag umgesetzte Energie auf keinen Fall merkbar erhöht.

Beim Aufschlag auf den Boden spielen für den Vorgang im Großen die Luft und evtl. andere Gase mit Stoßwellen und Strömungen darin keine Rolle, auch wenn ihre Auswirkungen die beim Tunguska-Ereignis noch übertroffen haben. Wir betrachten der Einfachheit halber den senkrechten Aufschlag. Er-

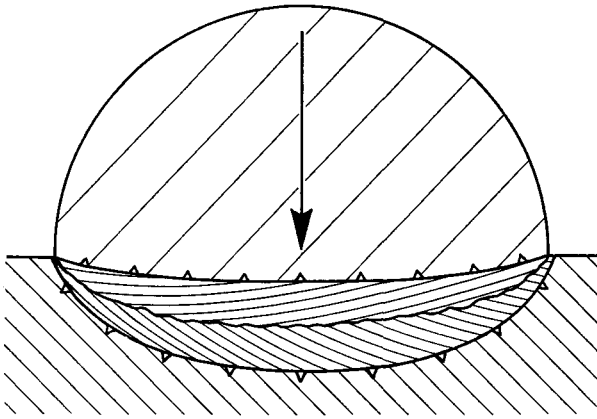


Abb. 5. Halb erfolgter Einschlag eines Kometenkerns. Die komprimierte Zone bildet eine sehr flache Linse. Etwas weniger flach ist diese Zone beim Einschlag eines Steinmeteoriten, noch weniger bei dem eines Eisenmeteoriten.

fahrungsgemäß ist die Wirkung bei schrägem, nicht gerade streifendem Aufschlag kaum anders. Bei gleicher kinetischer Energie, auf die es bei der Wirkung mehr ankommt, ist der mitgebrachte Impuls ja um so kleiner, je größer die Geschwindigkeit ist. Wenn deshalb der Impuls in seiner Bedeutung zurücktritt, so gilt das auch für die Richtung des Impulses, die Einschlagsrichtung.

Der aufschlagende Körper sei als kugelförmig angenommen. Für Kometenkerne mag das stimmen; für Meteoriten ist es fraglich. Das Endresultat ändert eine abweichende Form indes kaum.

Nach dem Aufschlag muß zwangsläufig, wie es in Abb. 4 dargestellt ist, die Summe der Eindrückungsgeschwindigkeiten von Boden und aufschlagendem Körper gleich der Aufschlagsgeschwindigkeit sein. Nach den Gl. (1) bis (5) können wir abschätzen:

1. wie groß die beiden Eindrückungs- oder Stoßwellen-Nachströmungsgeschwindigkeiten und die Stoßwellengeschwindigkeiten einzeln sind,
2. welcher für beide Seiten gemeinsame Druck auftritt,
3. wieviel Wärmeenergie in die Materie des Körpers und des Bodens gebracht wird.

Die auftretenden Kräfte sind so groß, daß Materialfestigkeit keinerlei Rolle spielt. Der ebene Aufschlag gilt natürlich nur für den allerersten Anfang. Aber durch die starke Kompression der Materie werden, wie Abb. 5 zeigt, alle Winkel ziemlich flach. Die im einschlagenden Körper rückwärts nach oben laufende Stoßwelle bewirkt die erste Abbremsung. Der von ihr noch nicht erreichte Teil hat noch nichts vom Aufschlag gemerkt. Während dieser Zeit des Durchlaufs der Stoßwelle wirkt der ganze einschlagende Körper als nachschiebender Kolben, so daß die Stärke der in den Boden laufenden Stoßwelle währenddessen nur wenig abnimmt.

Als Zeitdauer des Einschlags sei die Zeit angesehen, in der die rücklaufende Stoßwelle den Körper durchläuft und seinen Scheitelpunkt erreicht. Die als wahr-

scheinlich in Betracht kommenden Bereiche der verschiedenen Größen sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Die Durchmesser wurden so gewählt, daß in allen Fällen nach der Anfangsausbreitung etwa dasselbe Stoßwellensystem entsteht, das einen Krater von Ries-Größenordnung zur Folge hat.

Tabelle 1

Mögliche Einschläge gleicher Wirkung

Einschlagender Körper	Kometenkern		Steinmeteorit		Eisenmeteorit		Einheit
Dichte	0,7		3		8		g/cm ³
Angenommene Einschlags- geschwindigkeit	30	60	20	50	20	50	km/s
Eindrück- = Nachström- geschwindigkeit							
im Körper u_K	20	40	9,5	24	6	16	km/s
im Boden u_B	10	20	10,5	26	14	34	km/s
Stoßwellengeschwindigkeit							
im Körper U_K	27	54	16	40	16	39	km/s
im Boden U_B	16	33	17	44	23	57	km/s
Druck p	4	16	4,5	28	8	49	Mbar
Wärmeenergie							
im Körper Q_K	150	600	30	190	13	80	MJ/kg
im Boden Q_B	33	130	36	230	60	390	MJ/kg
Geschätzte Temperatur							
im Körper T_K	20 000	40 000	14 000	35 000	12 000	30 000	K *)
im Boden T_B	15 000	30 000	15 000	38 000	18 000	45 000	K
Durchmesser für Ries-Dimension .	1,3	0,8	0,9	0,5	0,6	0,3	km
Einschlagsdauer	48	15	58	13	39	8	ms

*) So, wie bei allen anderen physikalischen Einheiten der Name allein benutzt wird, ist es von der internationalen Einheiten-Kommission seit 1968 auch für die Temperatur festgelegt; also z. B. für Temperatur am Gefrierpunkt „273 Kelvin“ (Abkürzung K) ebenso wie „220 Volt“ für Spannung im Lichtnetz.

Die im unmittelbaren Einschlagsbereich nach Tabelle 1 durch die Stoßwellen in die Materie hineingebrachte Wärmeenergie ist ein Vielfaches der zur Verdampfung erforderlichen. Die Materie wird daher nicht nur verdampft, sondern vollständig in Atome dissoziiert und teilweise ionisiert. Von den Molekülen der Mineralien eines Steinmeteoriten können wir deshalb nichts wiederfinden, sondern bestenfalls die aus den Atomen des Dampfes neu gebildeten Moleküle. Eisen-Nickel wird wieder zu metallischem Eisen-Nickel, wenn es nach hoher Erhitzung durch adiabatische Expansion und Abstrahlung von Wärmeenergie

wieder kondensiert. Daß beim Meteorokrater in Arizona größere Stücke Eisen ohne Schmelzen und Zersprühen den Einschlag überstehen konnten, ist aufgrund unserer vereinfachten Betrachtung schwer zu verstehen. Unsere Betrachtung ist aber grob ungenau für die Umgegend der waagerechten Linie größten Umfangs des einschlagenden Körpers. Hier kann das Material leicht seitwärts ausweichen und dadurch wird die Stoßwelle in einem begrenzten Raum stark geschwächt. Außerdem ist für den Arizona-Einschlag zu vermuten, daß er verhältnismäßig langsam war. Vielleicht war die Einschlagsgeschwindigkeit noch kleiner als 20 km/s. Bei sehr großer Einschlagsgeschwindigkeit ist es dagegen denkbar, daß der Eisendampf fast vollständig wieder in den interplanetaren Raum entweicht und nichts davon in der Umgebung des Einschlags als Indiz zurückbleibt.

Eines sei noch betont: Auch ein Eisenmeteorit in leichterem Gestein dringt nicht wie ein festes, spitzes, langgestrecktes Geschoß in Holz eine Strecke ein, die ein erhebliches Vielfaches seiner eigenen Dimension ist. Gerade die untersten, am tiefsten eindringenden Partien des Meteoriten werden am sichersten durch die Stoßwelle verdampft.

7. Stoßwelle im Boden

Der Hauptvorgang im Boden ist die etwa halbkugelförmig vom Einschlagszentrum aus sich ausbreitende Stoßwelle. Etwas wird die Wellenfront zwar der Halbkugel gegenüber verformt. Mit der Tiefe steigt die Wellengeschwindigkeit wegen der zunehmenden Inkompressibilität etwas an. Gegen die Oberfläche hin bleibt die Front der Stoßwelle dagegen zurück. Die Materie dort weicht nach oben aus, wenn sie unter Druck kommt; dem Druckstoß folgt eine Entlastung. Nur wenn durch schräge Ausbreitung gegen die Oberfläche hin dauernd von unten Energie nachgeliefert wird, ist der Ausbreitungsvorgang näherungsweise stationär möglich. Vgl. auch 9. und Abb. 12.

Der nicht oberflächennahe, größere Teil der Stoßwelle ähnelt einer kugelsymmetrischen Stoßwellenausbreitung. Diese Form der Ausbreitung ist von der in Abb. 2 und 3 gezeichneten ebenen Stoßwellenfortpflanzung nicht unwesentlich verschieden. Die Stoßwellengleichungen (1) bis (5) gelten zwar unverändert, wenn man die physikalischen Größen Druck, Nachströmgeschwindigkeit und innere Energie unmittelbar hinter der Stoßfront mißt. Im sphärischen Fall sind aber im Gegensatz zum ebenen Fall diese Größen zeitlich und räumlich nicht konstant. Sphärisch sich ausbreitend muß die Nachströmung ja divergent sein. Daraus folgt räumlich ein Druck- und Dichteabfall hinter der Stoßfront und zeitlich ein Amplitudenabfall der fortschreitenden Stoßwelle, wie es Abb. 6 zeigt.

Ein sphärisch sich ausbreitender Zug seismischer Wellen bleibt auf eine näherungsweise unverändert dicke Kugelschale beschränkt. Deshalb nimmt die Energiedichte in diesem Wellenzug mit dem Quadrat der Entfernung ab, so wie die Kugeloberfläche sich vergrößert.

Bei einer sphärischen Stoßwelle nimmt die Dicke der Kugelschale, in der die Nachströmung fließt, etwa linear mit dem Radius der Stoßwelle zu. Der Raum, über den sich die kinetische Energie verteilt, nimmt wie r^3 zu, die Energiedichte etwa wie $1/r^3$ ab. Der genaue Verlauf hängt vom Verhalten der Materie ab; z. B. in welchem Ausmaß die in der Stoßfront in Wärme übergegangene Energie doch noch bei der adiabatischen Ausdehnung wieder in mechanische Energie zurückverwandelt wird.

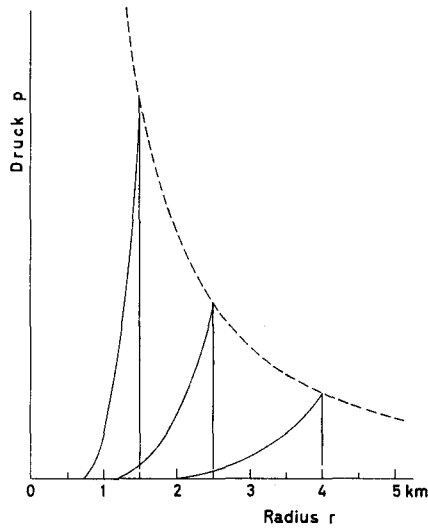


Abb. 6. Rasche Abnahme der Stoßwellenamplitude mit der Entfernung r . Der Druckverlauf hinter der Stoßwelle in drei verschiedenen Zeitpunkten ist schematisch eingezeichnet.

Durch diese starke Abnahme der Stoßwellenstärke mit der Entfernung bekommen wir relativ scharfe Übergänge zwischen den Zonen verschiedener Wirkung, die Abb. 7 zeigt. An die Einschlagszone, in der nach Tabelle 1 alles Gestein mit großem Energieüberschuß verdampft wurde, muß sich kontinuierlich noch eine, im Volumen meist größere Zone der vollständigen Verdampfung anschließen. Der Übergang zum teilweisen Verdampfen ist nicht scharf definiert, weil nachfolgend mit fortschreitender Expansion des Dampfes ja doch früher oder später überall Kondensation einsetzt. Unsymmetrien, wie Schiefheit des Einschlags, unregelmäßige Form des Einschlagskörpers oder des getroffenen Geländes, dürften sich innerhalb dieser Verdampfungszone verlieren und darüber hinaus nicht mehr wesentlich auswirken.

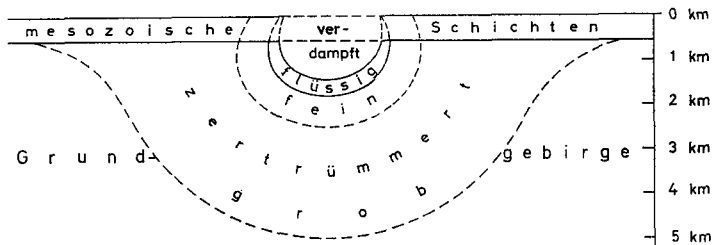


Abb. 7. Wirkungszonen der Stoßwelle. Durch rasche Abnahme der Stoßwellenamplitude besonders in Nähe des Zentrums rasche Änderung der Gesteinsmetamorphose durch Temperatur, Druck, Deformation.

Erst von der Zone an, in der die Stoßwelle kaum mehr als die zum Schmelzen erforderliche Wärme hinterläßt, können wir damit rechnen, die Materie in fein verteilter Form in der Nähe wiederzufinden. Günstig für das Erhaltenbleiben ist die Zone des zähen Schmelzens. Zähe Fladen können ja weder durch Stoßwellen, noch durch aerodynamische Wirkungen fein zerteilt werden. Anschließend, wenn die Stoßwellenstärke nicht mehr zum Schmelzen ausreicht, reicht sie aber zum vollständigen, feinen Zertrümmern des Gesteins. Mit weiter fallender Stoßstärke wird das Zertrümmern gröber und gröber, vgl. Tab. 2 und Abb. 7. Der Radius r in der Tabelle ist von einem Punkt aus zu nehmen, der in der Mitte des Einschlags liegt, etwa in Höhe der ursprünglichen Erdoberfläche. Am unsichersten sind in Tabelle 2 die Werte der letzten Zeile, da sie mit einer Abnahme der Nachströmgeschwindigkeit nur mit $r^{-3/2}$ gerechnet sind. Durch die tatsächlich stärkere Abnahme wird in Entfernung des Riesrandes von 10 bis 11 km ein Stoßwellendruck von nur 5 bis 10 kbar und eine Nachströmgeschwindigkeit von nur 50 bis 100 m/s wahrscheinlicher sein.

Tabelle 2

Zonen der Stoßwellenwirkung

für Radius r	Ungefähre Grenzen für Druck p	für Geschw. u
vollständiges Verdampfen		
1,1 km	1,2 Mbar	5 km/s
teilweises Verdampfen		
1,4 km	0,7 Mbar	3,7 km/s
dünn- bis zähflüssiges Schmelzen		
1,7 km	0,5 Mbar	2,8 km/s
feines bis gröberes Zertrümmern, Druckumwandlungen		
5 km	50 kbar	500 m/s
grobes Zerbrechen		
10 km	18 kbar	200 m/s

Die Form der Nachströmbewegung hinter der Stoßwelle zeigt schematisch Abb. 8. Qualitativ ähnlich haben wir, unabhängig davon, bis zu welchem Radius die Stoßfront vorgeschritten ist, höchsten Druck und höchste positive radiale Geschwindigkeit an der Front. Dahinter fällt der Druck ab. Der Druckgradient verzögert die Bewegung und kehrt sie um. In dem Moment, in dem an einem Punkt die vom Zentrum weg gerichtete Bewegung zum Stillstand kommt, ist dieser Punkt ja maximal nach außen verschoben, das Gestein ist außerhalb also komprimiert und muß zurückfedern.

Wenn die Stoßwelle irgendeinen bestimmten Radius r_1 hat, befindet sich die Gesamtenergie ja als innere und kinetische Energie der Materie in dem von der Stoßwelle eingeschlossenen Raum. Später zum Zeitpunkt der Rückfederung

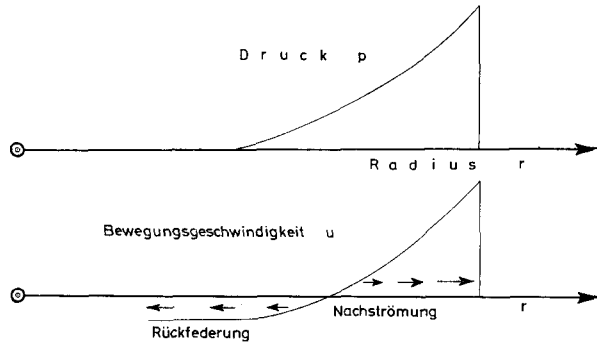


Abb. 8. Verlauf von Druck p und Geschwindigkeit u der Materie hinter sphärisch sich ausbreitender Stoßwelle. Der Gradient des Drucks bremst die Nachströmung ab und beschleunigt rückwärts auf die Geschwindigkeit der Rückfederungsbewegung.

ist die Gesamtenergie durch die erheblich weiter fortgeschrittene Stoßwelle weiter verteilt worden. In dem Raum innerhalb r_1 kann sich nur noch ein Bruchteil der Energie befinden. Deshalb ist die Rückfederungsgeschwindigkeit erheblich kleiner als die ursprüngliche Nachströmungsgeschwindigkeit. Ebenso wie diese fällt sie mit zunehmendem Radius stark ab. Schon wegen des nichtlinearen Verhaltens der Materie können diese Vorgänge nur numerisch gerechnet werden. Für andere Zwecke gerechnete Beispiele bieten nicht mehr als qualitative Anhaltspunkte.

Bei vollständiger Kugelsymmetrie würde die Rückfederung konvergent auf den Mittelpunkt zu erfolgen, weil nur exakt radial nach innen beschleunigende Druckgradienten vorliegen. Beim Einschlag dagegen bleibt der Druck an der Erdoberfläche Null. Auf einer Halbkugelschale hinter der Stoßfront muß der Druck von seinem Maximalwert am tiefsten Punkt tangential zum Rand an der Oberfläche hin abfallen. Also in dieser Richtung liegt eine, in Bezug auf die Mittelachse divergente, Komponente des Druckgradienten vor.

Bei „langsamen“ Einschlägen (3 bis 8 km/s) und homogenem, ungeschichtetem Ziel ergeben beide Komponenten zusammen eine stark divergente Schar der Auswurfrichtungen. Bei dem „schnellen“ Ries-Einschlag dagegen ist eine bis zur Divergenz gehende Ablenkung der Auswurfrichtungen geometrisch deshalb unwahrscheinlich, weil die nur mit Schallgeschwindigkeit vordringenden Entlastungswellen nur einen, im Verhältnis zum „langsamen“ Fall erheblich kleineren oberen Teil des Vorgangs beeinflussen. So dürften sich aus einer weniger gestörten Kugelsymmetrie konvergente Rückfederungs- und Auswurfrichtungen ergeben. Für diese Vermutung sprechen sehr die Häufung der zurückgefallenen Suevite im Ries selbst, ihre starke Durchmischung und die ganz ungleichmäßige Verteilung der Suevite um das Ries herum.

Der Mittelberg des Steinheimer Beckens ist bekanntlich nach Ausweis seiner inneren Struktur nicht ein Haufen in der Mitte zusammengeworfenen Materials. Es ist in der Mitte zusammengeflossenes Material der unteren Jura- und Keuperschichten. Wo die Rückfederungsgeschwindigkeit mit einigen zehn Metern pro Sekunde für das Auswerfen nicht mehr ausreichte, konnte sie diese verhältnismäßig gut gleitfähigen Schichten zu einer konvergent auf den Mittelpunkt zu führenden Gleitbewegung bringen. Bei einer solchen Bewegung überträgt sich die Energie sehr stark zum Zentrum hin. Wie eine Woge im Wasser bäumt sich die Materie in der Mitte auf. In diesem Moment war allerdings noch ein zweiter, günstiger Zufall erforderlich.

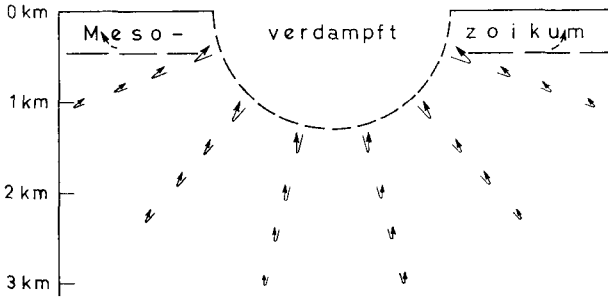


Abb. 9. Rückfederungsbewegung im Bereich 1,4 km bis 3 km vom Einschlagszentrum entfernt. Die „Kompressionsbewegung“ des Gesteins ist streckenmäßig nur klein.

Die innere Reibung, die klein genug sein mußte, um das Zusammenfließen zu ermöglichen, mußte andererseits groß genug sein, um diese „Woge“ im Stillstandsmoment der größten Erhebung momentan erstarren zu lassen.

Für den normaleren Fall des Rieses zeigt Abb. 9 schematisch für den unteren Teil der Welle die Bewegungsbahnen des Gesteins vom Zeitpunkt des Stoßes bis zum Ende der Rückfederung. In diesem Zeitpunkt, in dem das Gestein sich wieder auf sein Ausgangsvolumen entspannt hat, hören abrupt die großen Beschleunigungen durch das Druckgefälle im komprimierten Gestein auf. Das verbleibende Feld der Bewegungsgeschwindigkeiten zeigt Abb. 10, in der allerdings Auswurfrichtung und -geschwindigkeit des sich unter die Suevite mischenden mesozoischen Materials sehr unsicher sind.

Nach Abb. 7 ist im Zentrum des Einschlags erst ab etwa 1,4 km Tiefe das Gestein nicht mehr verdampft worden. Auch wenn wir schräg mit Neigungen über 20° bis 30° gegen die Horizontale in die Tiefe gehen, kommen wir in 1,4 km Entfernung im Ries bereits unter die mesozoischen Schichten ins Grundgebirge. Die mesozoischen Schichten sind um das Zentrum herum durch Verdampfen verschwunden. Anschließend bis etwa 5 km Entfernung von der Mitte ist der obere Teil dieser Schichten, wie bei Abb. 13 erwähnt, durch hohe Auswurfgeschwindigkeit weit verstreut. Deshalb ist der mesozoische Anteil bei den Sueviten gering. Insbesondere bei den in den Kraterbereich zurückgefallenen Sueviten sollten wir keinen mesozoischen Anteil erwarten.

Bevor wir auf die weitere Ausbreitung der Stoßwelle und den randlichen Auswurf eingehen, seien die Bewegungsbahnen des zentralen Auswurfs verfolgt.

8. Transportbewegung des zentralen Auswurfs

Den Bewegungsanfang gibt Abb. 10. In vertikaler Richtung gesehen startet unten das Langsamere, oben das Schnellere, das dem Langsameren davonläuft. Die bewegten Massen sind so groß, es handelt sich ja um Kubikkilometer, also viele Milliarden Tonnen bewegten Gesteins, daß aerodynamische Widerstände keine große Rolle gespielt haben können. Deshalb entsprechen Steighöhe und Flugzeit näherungsweise den einfachen Formeln für den Wurf im luftleeren Raum, mit v_1 als senkrechter Komponente der Anfangsgeschwindigkeit:

$$\text{Höhe} \approx \frac{v_1^2}{2g}$$

$$\text{Gesamtflugzeit} \approx \frac{2v_1}{g}$$

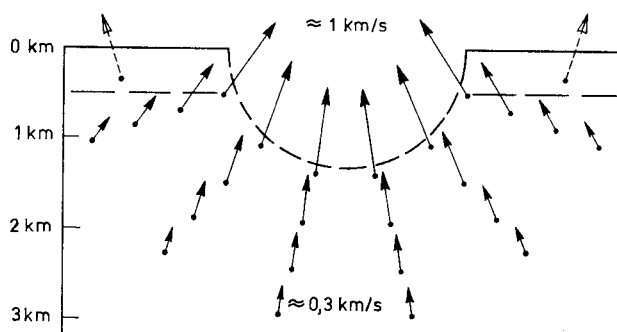


Abb. 10. Startgeschwindigkeiten der Auswurfbewegung. Größe der Geschwindigkeit nimmt stark ab mit steigender Entfernung vom Zentrum, was näherungsweise auch bedeutet, mit steigender Tiefe. Da die Flughöhe quadratisch, die Flugzeit linear mit der Startgeschwindigkeit (senkrechte Komponente) ansteigt, folgt aus der Anfangsgeschwindigkeitsverteilung in senkrechter Richtung ein geordnetes Auseinanderziehen. Gestrichelt: Auswurf oberflächennahen mesozoischen Materials, das zur Einmischung in die Suevite kommt.

Bei den im großen und ganzen ziemlich steilen Startrichtungen kann die maximale Höhe kaum kleiner als die maximale Flugweite gewesen sein. Wir kommen damit für die Suevite auf etwa 20 km Flughöhe, 2 bis 3 Minuten Flugzeit, 0,7 bis 1 km/s Startgeschwindigkeit. Rückfedergeschwindigkeit gleich $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{4}$ der Stoßwellennachströmgeschwindigkeit ist ein plausibler Wert. Für das stark zertrümmerte Grundgebirge, das zum großen Teil in den Krater zurückgefallen ist, hat man mit Flughöhen von 1 bis 5 km, Flugzeiten von $\frac{1}{2}$ bis 1 Minute, Startgeschwindigkeiten von 150 bis 300 m/s zu rechnen.

Tiefer im Grundgebirge haben Stoßwelle und Rückfederung das Gestein nur noch zu einem Hupfer von einigen hundert Metern bis herab zu Metern veranlaßt, bei dem es, gemessen an den Kraterdimensionen, nahezu an den alten Ort zurückfiel. Folge war nur die Auflockerung, die sich heute im Schweredefizit zeigt. Bei kleinen Kratern dagegen wird dieses Material noch ausgeworfen und es entsteht ein im Verhältnis zum Durchmesser viel tieferes Kraterloch.

Am schlechtesten abschätzbar ist der Bewegungsverlauf dort, wo Zusammenhangsfestigkeit des Gesteins und Reibungsbremungen entscheidend mitbestimmend werden. Das ist am kristallinen Ringwall der Fall. Ob man die Bewegung seines Materials richtiger als Wurf-, als Gleit- oder als Deformationsbewegung bezeichnet, ist durch die Abschätzung nicht entscheidbar. Deshalb ist dieser Teil in Abb. 11 weggelassen. Daß das Ringwallgestein z. B. am Wennenberg nicht fein zertrümmert und vollständig durchmischt, sondern nur grob zertrümmert ist, läßt einen Ursprungsort mit kleinerer Stoßwellenstärke, also größerem Radius vermuten. Die Entstehung des Ringwalls wäre dann der des Steinheimer Mittelbergs analog eine radial zur Mitte hin führende Gleitbewegung.

Kommen wir zurück auf die Feinheiten der großen Wurfbewegungen: Hierbei dürfen wir den Einfluß der Gase nicht vernachlässigen. Was ist überhaupt an Gasen da? Die zentral verdampfte Materie von Einschlagskörper und zuerst getroffener Gestein hat bei ihrer Expansion die atmosphärische Luft weggetrieben. Durch die rasche, in den Halbraum divergierende Bewegung des Dampfes dürfte der Druck im zentralen Gebiet einige Sekunden nach dem Einschlag recht weit abgesenkt werden.

Der in diesen Raum vorstoßende zentrale Auswurf ist aber selbst nicht dampf- oder gasfrei. CO_2 von zersetzten Karbonaten, verdampftes H_2O und Bodenluft werden vorhanden sein; verhältnismäßig viel dort, wo die noch starke Stoßwelle das Gestein geschmolzen hat, wenig dort, wo es nur zertrümmert wurde. Selbst wenn die Dichte dieses Gases oder Dampfes viel kleiner als die normale Luftdichte ist, kann fein zersprühte oder zertrümmerte Gesteinsmaterie sich nur mit vernachlässigbar kleiner Geschwindigkeit relativ zum Gas bewegen. Sogar Fladen oder Gesteinsbrocken ähnlicher Größe können sich nur mit einigen zehn Metern pro Sekunde gegen das Gas bewegen, weil sonst der quadratisch mit der Geschwindigkeit steigende aerodynamische Widerstand zu groß wird. Auch diese möglichen Geschwindigkeiten sind ziemlich klein gegenüber den Wurfgeschwindigkeiten von 100 bis 1000 m/s.

Das Gas koppelt also die Bewegungen aneinander. Die überwiegende Masse steckt in den festen oder flüssigen Gesteinsteilchen. Ihre Massenträgheit bestimmt die Bewegung im ganzen. Das Gas wird rücksichtslos mitgenommen und je nachdem, wie es die Geometrie der Bewegung erfordert, auseinandergezogen oder zusammengedrückt, eventuell, z. B. beim Aufschlag auf den Boden, bis zur Kondensation.

Der Vorgang als Ganzes ist ein Überschall-Strömungsvorgang. „Überschall“ aus folgendem Grund: Im Verhältnis zum reinen Gas hat das mit zersprühtem oder zertrümmertem Gestein beladene Gas eine viel größere Dichte, aber eine kaum geänderte Kompressibilität. Reziprok mit der Wurzel aus der Dichte ist deshalb die Schallgeschwindigkeit erniedrigt, die hier die Fortpflanzungsgeschwindigkeit genügend langwelliger Druck- und Dichtestörungen bedeutet. Mit Werten unter 100 m/s dürfte sie von den Geschwindigkeiten der Wurfbewegung weit übertroffen werden.

Die Strömung ist den Dimensionen nach sicherlich turbulent. Diese Turbulenz dürfte die Durchmischung sehr fördern; bei der vertikal gut geordneten Bewegung dürfte sonst in dieser Richtung fast keine Durchmischung erfolgen.

In der Strömung ist das in Abb. 11 dargestellte Umlenken der konvergenten Anfangsrichtungen in einen im wesentlichen senkrecht aufwärts gehenden Hauptstrom sehr viel besser verständlich, als bei Einzelzusammenstößen fester und flüssiger, kleiner und größerer Gesteinspartikel. Dieser Hauptstrom bringt die besonders starke Suevitfüllung im jetzigen Kratergebiet. Natürlich ist die Strömung nicht ideal symmetrisch und ungestört. Ballen oder Strahlen dieser Suevit plus Gas-Strömung, die exzentrisch an der Mittelachse vorbei durchbrechen, verfrachten Suevit in größere Entfernungen vom Zentrum zu den um das Ries herum angeordneten Fundstellen. Dieser strömungsmäßig wahrscheinliche Effekt kann die unregelmäßige häufige Verteilung dieser Suevite erklären. Für diesen Teil ist die Einmischung von etwas mesozoischem Auswurf aus dem Randgebiet des Einschlags verständlich, der etwa gleich schnell und gleich hoch ausgeworfen wurde. Ein turbulentes Einmischen bis ins Zentrum zurück ist dagegen von vornherein nicht wahrscheinlich. In Abb. 11 sind die Bahnen aufgespalten entsprechend den beiden Möglichkeiten: Ablenkung nach oben mit nachfolgendem Rückfall in den Riesessel bzw. exzentrisches Durchbrechen und Fall außerhalb des Rieses.

Für die Feinstruktur der Ablagerung ist das mit den Sueviten bewegte Gas wichtig. Die Fladen sind ja dort entstanden, wo die Stärke der Stoßwelle gerade

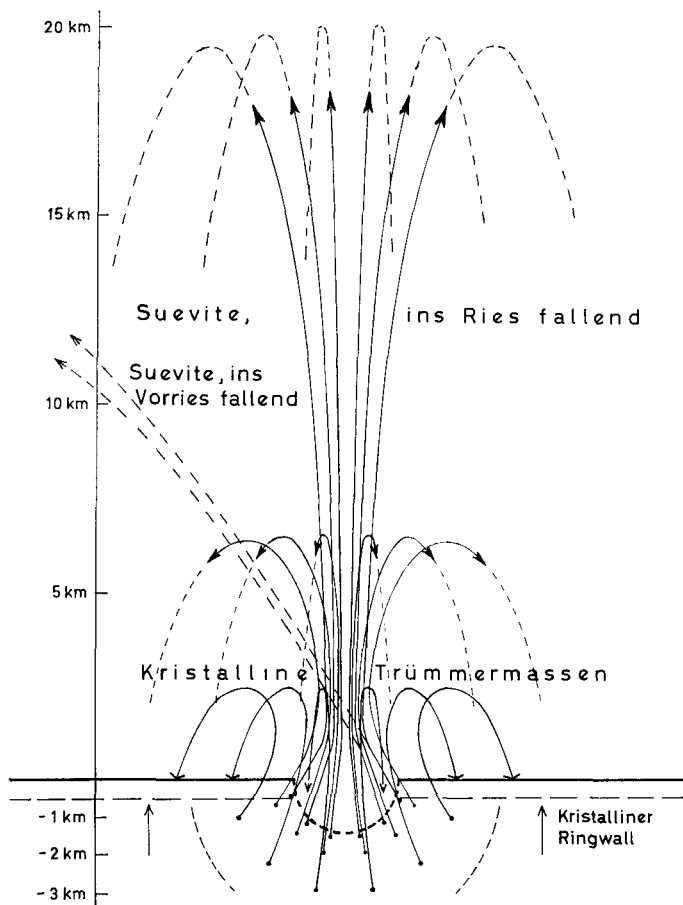


Abb. 11. Auswurfbahnen unter Annahme konvergenter Starts. Pfeilspitzen am Flugzeitpunkt etwa 45 Sekunden nach dem Start, weitere Bahn gestrichelt. Die aus 3 km Entfernung vom Zentrum stammende grobe Breccie ist zu diesem Zeitpunkt bereits niedergefallen, die feinere Breccie aus 2 km Entfernung hat den Gipfelpunkt des Flugs überschritten, die Suevite aus 1,5 km vom Zentrum befinden sich noch vor dem Gipfelpunkt. Bei Zusammentreffen gegen die Mittelachse hin Umlenkung in fast vertikale Richtungen, daneben leicht exzentrisches Vorbeifliegen an der Mittelachse.

zum zähen Schmelzen ausreichte. Oberhalb bei stärkerer Stoßwelle wurde das besser geschmolzene Gestein fein zersprüht, unterhalb bei schwächerem Stoß wurde es fein zertrümmert. Das ist für die Mitnahme im Gas dasselbe, dagegen die anfangs räumlich dazwischen gewesenen Fladen können sich von dieser Mittelage wegbewegen.

Eine Komplikation muß außerdem durch die atmosphärische Luft hinzukommen. Anfangs hat der expandierende Gesteinsdampf die Luft ausgeräumt. Aber weil dieser Dampf auf dem Weg geringsten Widerstandes nach oben ausweicht, wird er in waagerechter Richtung die Luft über der Erde höchstens 20 km weit wegschieben. Mit mehr als Schallgeschwindigkeit kommt sie zurück und beginnt spätestens eine halbe Minute nach dem Start auf die noch aufsteigende

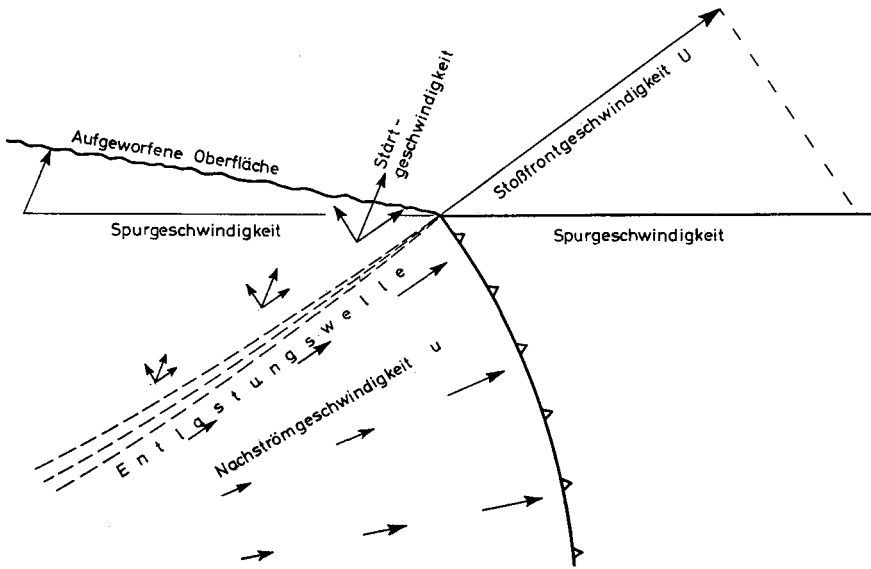


Abb. 12. Stoßwelle in Oberflächennähe. Stoßfront ist stark zurückgekrümmt. Mitlaufende Druckentlastungswelle gibt eine näherungsweise senkrecht auf der Nachströmgeschwindigkeit u stehende zusätzliche Geschwindigkeit, aus der mit u zusammen die ziemlich steile Startgeschwindigkeit für das Auswerfen resultiert.

Wolke der Suevite zu drücken. Dadurch wird die Tendenz sehr verstärkt, in den Sueviten Gas, bzw. Dampf und feines Material relativ zu dem größeren nach unten zu bewegen. Das mag z. B. in den Brüchen von Otting und Aumühle die sowohl für die Auswurfreihenfolge als auch für jeden Sedimentationsvorgang widersinnig erscheinende Ablagerung feinen Materials als unterste Schicht des Suevits erklären.

9. Wellenausbreitung in Oberflächennähe

In der Nähe der Oberfläche ergibt sich ein Wellenbild in der Art der Abb. 12, solange die Welle noch so stark ist, daß Transversalwellen wegen Zerbrechens keine Rolle spielen. Die Spurgeschwindigkeit, mit der die unter Schwächung zurückgebogene Stoßwelle an der Oberfläche entlangläuft, ist gleich der Fortpflanzungsgeschwindigkeit in der Tiefe. Weil der Druck an der Oberfläche Null bleibt, folgt der Stoßwelle eine von ihrem Berührungspunkt mit der Oberfläche ausgehende Entlastungswelle, die mit Schallgeschwindigkeit in die Tiefe fortschreitend den Druck auf Null absenkt. Der Druckgradient dieser Welle beschleunigt das Gestein senkrecht zur Front der Welle schräg rückwärts nach oben. Durch Zusammensetzung dieser Geschwindigkeit mit der am betreffenden Ort noch vorhandenen Nachströmgeschwindigkeit der ursprünglichen Stoßwelle resultieren ziemlich steile Startgeschwindigkeiten für den Auswurf des Gesteins. Aus Spurgeschwindigkeit und Auswurfgeschwindigkeit der Oberfläche ergibt sich die in Abb. 12 gezeichnete Momentlage der auffliegenden Oberfläche.

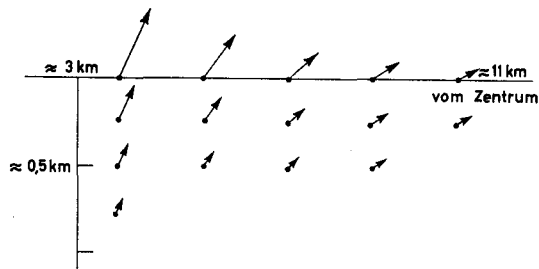


Abb. 13. Qualitative Verteilung der Startgeschwindigkeiten für den Auswurf der Bunten Breccien im Randgebiet des Ries. Starke Abnahme und leichte Drehung mit der Entfernung, noch wesentlich stärkere Abnahme und eventuell Drehung mit der Tiefe.

Nach der Tiefe zu nimmt die Startgeschwindigkeit entsprechend der Abnahme von Nachströmgeschwindigkeit und Druck hinter der Stoßwelle rasch ab; sie dreht auch wahrscheinlich etwas die Richtung. Ebenso nimmt mit steigender Entfernung vom Einschlagszentrum die Startgeschwindigkeit entsprechend der Stärkeabnahme der Stoßwelle ab, vgl. Abb. 13. Die Richtung dreht mit der Entfernung zu flacheren Winkeln, weil bei schwach (schallwellenähnlich) werdender Stoßwelle die Zurückkrümmung sehr abnimmt und außerdem bei nicht mehr zerreißen dem Gestein die Beschleunigung durch die Entlastungswelle fast wegfällt. So bleibt eine nahezu waagerechte Bewegung nach vorn, die zu der gleitenden Bewegung der Kalkschollen führt. Welche Rolle dabei die im Malmkalk dem Dogger gegenüber größere Schall- und Stoßwellen-Geschwindigkeit spielt, ist schwer zu übersehen.

Die steile Auswurfriechung in der linken oberen Ecke von Abb. 13 scheint den Schliffen und Schrammen zu widersprechen, die die Bunten Breccien beim Gleiten auf den Unterlagen hinterlassen haben. Die Einnischung mesozoischen Materials in die Suevite fordert jedoch, wenigstens für den zentrumsnahen Bereich, so steile Auswurfriechungen. Daß die Richtung mit steigender Entfernung rascher flacher wird, als in Abb. 13, ist nicht auszuschließen.

Für die quantitative Festlegung der Abnahme der Startgeschwindigkeit mit der Tiefe wäre es interessant, ob man im Dogger der Bohrung Wörnitzostheim eine Grenze allochthon—autochthon, also eine untere Auswurfriechung, festlegen kann. Sicher ist ja durch diese Welle in großem Ausmaß Keuper und in kleinerem Grundgebirgsmaterial, sog. granitische Explosionsprodukte, erfaßt und ausgeworfen worden. Das bedeutet, daß in etwa 3 bis 4 km vom Zentrum diese Welle mehr als 300 m tief unter der jetzigen Riesebene ins Grundgebirge hineingriff.

An sich könnte man Abb. 13 nach links fortsetzen bis dorthin, wo die vom Einschlag herkommende Stoßwelle so stark ist, daß sie die mesozoischen Gesteine suevitartig schmilzt. Dort ist entsprechend Tabelle 2 mit 2,8 bis 3 km/s Nachströmgeschwindigkeit, also 3 bis maximal 5 km/s Auswurfriechung zu rechnen. Bisher scheint von diesem weit und fein zerstreuten Material noch nichts wiedergefunden zu sein?

10. Transportbewegung des Oberflächengesteins

Die Stoßwelle durchläuft den Radius der Riesebene in 2 bis 3 Sekunden und startet damit das ausgeworfene mesozoische Gestein praktisch gleichzeitig. Auch bei diesem Gestein dauert der durch die Schwerkraft bestimmte Flug- bzw. Gleitweg an die heutigen Fundorte viel länger als das Startzeitintervall, etwa von 10 Sekunden bis über eine Minute. Nach dieser Zeit, wenn die randlich ausgeworfenen, überwiegend mesozoischen Gesteine, die Bunten Trümmernmassen, bereits gelandet sind, ist die Wolke der zentral ausgeworfenen Suevite und des feineren Materials von dort noch fliegend unterwegs. Erst etwa zwei Minuten nach Absetzen der Bunten Trümmernmassen fallen die Suevite darauf. Der zentral und am Rand verschiedene Auswurfmechanismus — Rückfederung und ziemlich direkte Fortsetzung der Stoßwellennachströmung — und das an beiden Stellen meist verschiedene Gestein lassen beim Ries die Zweiteilung besonders betont in Erscheinung treten. Übergänge dagegen, zentral und randlich etwa gleichschnell zum gleichen Ort hin ausgeworfene und dadurch vermischte Trümmer treten kaum auf.

Beim Flug der Bunten Trümmernmassen geht es, wie Abb. 14 zeigt, weniger geordnet zu, als beim zentral ausgeworfenen Material. Tiefer und näher am Zentrum Ausgeworfenes kommt mit weniger tief und entfernter vom Zentrum Gestartetem zur Durchmischung, weil es gleichzeitig am gleichen Ort ankommt.

Daß dennoch häufiger ziemlich große Schollen eines Gesteins, z. B. aus dem Grundgebirge oder Keuper, es fertiggebracht haben, nur zertrümmert, aber nicht mit anderem Gestein durchmischt zu werden, ist der z. Zt. unverständlichste Punkt dieses Bewegungsvorgangs. Berücksichtigen müssen wir natürlich ebenso wie beim zentralen Auswurf, daß wegen gegenseitiger Zusammenstöße und wegen der vorhandenen Gase starke Relativbewegungen der einzelnen Gesteinsstücke in der dichten fliegenden Wolke nicht möglich sind. Des weiteren können wir nicht ausschließen, daß der wirkliche Vorgang der Modellvorstellung gegenüber weniger Flug- und mehr Gleitvorgang ist.

Mit zum Randauswurf des Ries-Einschlags gehören wahrscheinlich die bis zu einigen Dezimetern großen Malmkalkbrocken, die wir heute als Blöcke nach REUTER oder Brockhorizont nach PENCK in Entfernungen von 30 bis 100 km vom Ries finden. Ein freier ballistischer Flug einzelner Brocken über solche Entfernungen ist des Luftwiderstandes wegen unmöglich. Außerdem ist der Kalk nur grob zerbrochen, so daß die Stoßwelle darin nicht sehr stark gewesen sein kann. Deshalb können die Brocken nicht besonders schnell gestartet worden sein. Als maximale Geschwindigkeit dürften wenige hundert Meter pro Sekunde anzunehmen sein. Aber wegen der größeren Geschwindigkeit der Stoßwelle im Gestein gegenüber der Expansionsströmung der Gase darüber sind die Kalkbrocken zuerst von der Stoßwelle hochgeworfen worden, um sofort anschließend von der starken Expansionsströmung mitgenommen zu werden.

Den Abschluß der großen Massenbewegungen bilden die am Rand des Rieses nur noch gleitend in Bewegung gesetzten Kalkschollen. Entsprechend den zurückgelegten Strecken und insbesondere Höhen müssen sie Anfangsgeschwindigkeiten von der Größenordnung 50 m/s gehabt haben. Die könnten Nachströmungsgeschwindigkeiten der Stoßwelle in 10 bis 12 km Entfernung vom Zentrum des Einschlags gewesen sein.

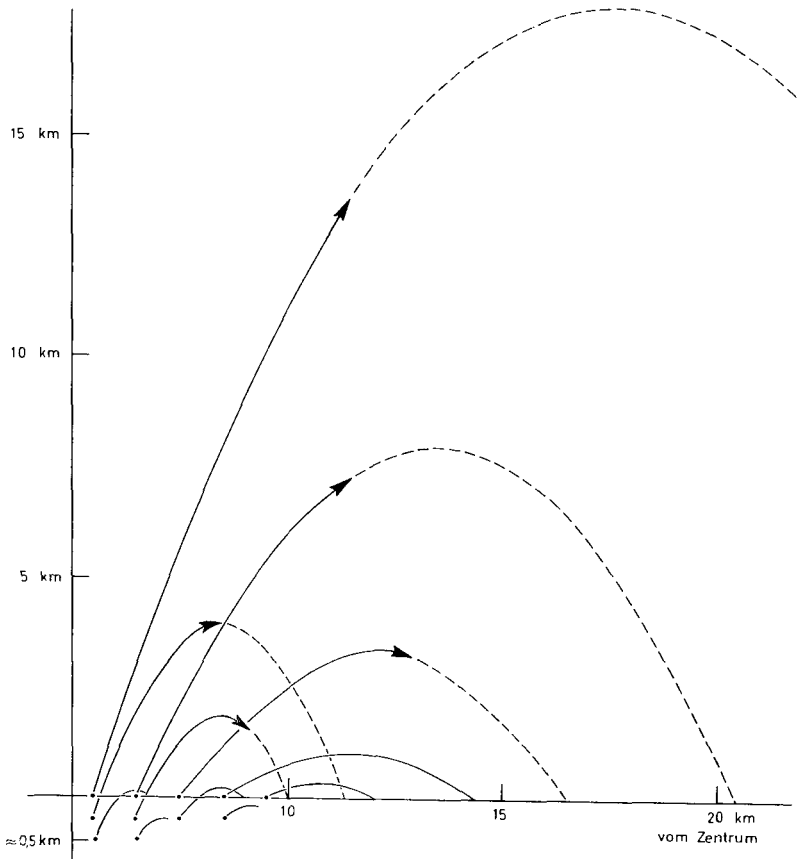


Abb. 14. Flugbahnen des randlichen Auswurfs der Bunten Breccien. Das Durcheinander der Bahnen führt zu Vermischungen von Gestein aus verschiedenen Tiefen in verschiedenen Entfernungen vom Zentrum.

Es könnte aber auch sein, daß bereits bei der Größe des Rieses die starke Rayleigh-Welle mitgespielt hat, die der Einschlag sicherlich angeregt hat. Die Rayleigh-Welle ist bekanntlich eine elastische Oberflächenwelle, die in der Seismik eine große Rolle spielt. Als Oberflächenwelle nimmt ihre Energie bei ringförmiger Ausbreitung nur mit der ersten Potenz der Entfernung ab. Von irgendeiner Entfernung an muß also auf alle Fälle die Rayleigh-Welle die stärkste Welle werden.

In der Bewegungsform ist die Rayleigh-Welle einer Wasserwelle ein wenig ähnlich. Sie ist auch im wesentlichen eine Transversalwelle mit überwiegend vertikaler Teilchenbewegung, deren Amplitude zur Tiefe hin rasch abnimmt und hat auch auf dem „Wellenberg“ eine Vorwärtskomponente der Bewegung. Die rücktreibende Kraft ist aber im Gegensatz zur Wasserwelle die elastische Scherspannung. Demnach können die Spannungen in einer Rayleigh-Welle niemals die Scherbruchgrenze übersteigen. Bei kleinen Einschlägen ist die Scherfestigkeit im ganzen in Mitleidenschaft gezogenen Gesteinsraum als konstant anzusehen. Erst ab dort, wo das Brechen aufhört, nämlich vom Kraterrand an, können wir von Rayleigh-Welle sprechen. Diese Welle kann das Gestein weder brechen, noch deformieren.

Bei einem großen Einschlag ist das anders. Begrenzt ist die Stärke der Rayleigh-Welle hier durch die Scherfestigkeit des Materials in der Tiefe, also beim Ries durch die des Granits in zwei und mehr Kilometer Tiefe. Diese Festigkeit läßt aber Amplituden zu, die an der Oberfläche zum Abbruch mit nachfolgendem Gleiten oder zu Deformationen führen können. Hinzu-

kommen mag, daß die hier sicherlich gestörte Amplitudenverteilung die Tendenz haben wird, gegen die normale der Rayleigh-Welle mit der Maximalamplitude an der Oberfläche zu gehen. Dieser Mechanismus kann insbesondere bei sehr großen Einschlagskratern mit Hunderten von Kilometern Durchmesser die erforderlichen Einschlagsenergien ganz erheblich herabsetzen gegenüber einer einfachen modellmäßigen Extrapolation mit der dritten oder einer noch höheren Potenz des Radius²⁾. Wahrscheinlich werden dadurch die ganz großen Krater auf Mond und Erde überhaupt erst verständlich.

Unabhängig davon, ob bereits bei Riesgröße die Rayleigh-Welle gegen den Rand hin eine Rolle spielte (was Vf. bezweifelt), müssen wir annehmen, daß mit abnehmender Stärke beim Fortschreiten der Welle auch die Tiefe abnahm, bis zu der das Gestein noch stark bewegt werden konnte, weil im klüftigen Gestein Scherfestigkeit und statischer Druck in vergleichbarer Größe anzusetzen sind. Stark bewegt wurde also in diesem Außenbereich ein in grober Näherung als mäßig flach trichterförmig abzugrenzender Raum im Boden.

Das, was als Rand des Beckens in Erscheinung tritt, ist die Zone stärkster Aufschiebung des bewegten Materials, nicht die Grenze des Brechens durch die Stoßwelle, wie bei kleinen Einschlägen in sprödem Gestein. Eine solche Grenze dürfte im Großen in einem klüftigen Gebirge gar nicht definiert sein, u. a. von Schicht zu Schicht wechseln. Die Bewegung vor der Grenze des Liegenbleibens muß dagegen als kompakte Gleitbewegung kontinuierlich sein und deshalb eine kontinuierlich durch die Schichtgrenzen hindurchgehende Grenze erzwingen zwischen „gleitend verschoben“ und „nicht mehr verschoben“, aber möglicherweise noch deformiert.

Die Schichtung — harter Malmkalk, weichere, zum Teil tonige Schichten bis zum Keuper, festes kristallines Grundgebirge — hatte beim Einschlag im Ries sicherlich einen komplizierten Einfluß auf Wellen- und Bewegungsverlauf und somit auch auf die Endform des Kraters. Aber nach Meinung des Vf. sollte man diesen Einfluß nicht überschätzen. Von dem großen Einschlag des nordwestlichen Clearwater Lakes in Kanada ist in einheitlicherem Gestein ja auch innerer Ringwall und größerer, flacherer, äußerer Krater bis heute erhalten.

11. Gas- und Dampfwolke

Die Stoßwellen des Einschlags verwandeln den eingeschlagenen Körper und nach Tabelle 2 etwa $2\frac{1}{2}$ km³ Gestein vollständig in Dampf, weitere etwa 3 km³ Gestein werden teilweise verdampft. Denken wir uns diesen Dampf homogen auf einen Druck von 1 bar herunter expandiert, so füllt er eine Halbkugel von 20 bis 25 km Radius aus. Seine Dichte ist wegen der höheren Temperatur geringer als die der atmosphärischen Luft. Das bedeutet, auch ohne Berücksichtigung der erheblichen Strömungsgeschwindigkeit, mit der der Dampf sich von der Einschlagstelle aus ausbreitet, muß der Dampf die Atmosphäre nach oben durchbrechen.

Aus einem Vergleich der Massen geht hervor, daß die Atmosphäre nicht belanglos ist. In einem Kegel der Atmosphäre, der sich von der Einschlagstelle nach oben mit einem halben Öffnungswinkel von 45° öffnet, befindet sich eine Luftmasse von $2 \cdot 10^9$ t. Die Masse eines eingeschlagenen Kometenkerns wäre

²⁾ Hingewiesen wurde 1966 auf einen Mechanismus solcher Art aufgrund von Studien an Mondkratern von FRITZ HAARSTICK, Celle (unveröffentlicht).

etwa 0,2 bis $1 \cdot 10^9$ t, die Masse des Gesteinsdampfes (gegebenenfalls einschließlich der des Dampfes von einem eingeschlagenen Steinmeteoriten) beträgt 6 bis $8 \cdot 10^9$ t. Nach dem Impulssatz wird deshalb bei den betrachteten Dimensionen die Expansionsbewegung der Kometenkerngase stark, die des Gesteinsdampfes etwas durch die Atmosphäre gebremst.

Die Anfangsgeschwindigkeiten des Dampfes sind aus unserer vereinfachten Rechnung nicht mit befriedigender Genauigkeit zu entnehmen. Im ersten Beispiel in Tabelle 1 bewegt sich die Kometenmaterie unterhalb der Stoßwelle mit 10 km/s abwärts. Lassen wir in der Expansion, nachdem die Stoßwelle die obere Fläche erreicht hat, die innere Energie sich in kinetische Energie umsetzen, so bekommen wir eine Geschwindigkeitsänderung um 20 km/s nach oben, also eine Absolutgeschwindigkeit von 10 km/s nach oben. Für den Dampf des Bodens kommen wir so auf Aufwärtsgeschwindigkeit Null, weil die früher erwähnte „Rückfederung“ noch fehlt. Sie wird tatsächlich zu Strömungsgeschwindigkeiten von wenigen km/s nach oben führen.

Die bei der Expansion eines Gases oder Dampfes geleistete Arbeit $p \cdot \Delta V$ wird ja aus der inneren, thermischen Energie entnommen. Dabei wirken neben der kinetischen Energie der Wärmebewegung der Teilchen die Ionisations-, Dissoziations- und Verdampfungsenergien als zusätzliche Wärmespeicher. Sie verlangsamen die adiabatische Temperatursenkung, oder anders ausgedrückt, sie machen für eine bestimmte Temperatursenkung ein viel größeres Expansionsverhältnis erforderlich, als wenn nur die thermische Teilchenenergie da wäre. Gegen Schluß der adiabatischen Abkühlung ist zu vermuten, daß sich die aus einem Kometenkern entstandenen Gase und verdampftes Gestein sehr verschieden verhalten. Bei den Gasen wird die Dissoziation gering, wenn die Temperatur erst 2000 K unterschreitet. Das Gas kühlt als mehratomiges Gas bei der Weiterexpansion auf etwa zehnfaches Volumen auf 1000 K herunter und wird damit harmlos für mitgeführte Gesteins- oder Tektitglasstücke. Bei Gesteinsdampf dagegen kann der Druck sehr weit heruntergehen, mit ihm die Expansionsarbeit klein werden, und trotzdem wird die zum Druck gehörige Kondensationstemperatur gehalten. Die Temperatur bleibt etwa bei 1700 K hängen. Auch durch Strahlung geht die Wärmeenergie nicht sehr schnell verloren, weil die Strahlung nur langsam aus der riesigen dichten Wolke des Glas-tröpfchennebels herausdiffundiert. Als Halbkugel hätte die Wolke z. B. bei Druck 1 mbar einen Durchmesser von 300 km. Durch die Schwerkraft wird die senkrechte Dimension der Halbkugel gegenüber vermindert, die waagerechte vergrößert. Im Innern dieser Wolke würden Tektite oder sonstige Gesteinsstücke von 2 cm Größe in weniger als einer Minute durch die Wärmestrahlung geschmolzen werden.

Die Wolke geht kontinuierlich über von den obersten Partien, die nach Tabelle 1 anfangs auf etwa 15 000 K erhitzt waren, bis dorthin, wo der verdampfte Anteil gegen Null ging. Die letzteren Partien finden wir als feinkörniges Material bei den Sueviten wieder. Das Kondensat der am weitesten und feinsten zerstreuten obersten Partien wiederzufinden, mag hoffnungslos sein. Aber dazwischen sollte man mit ein bis zwei Kubikkilometern fein kondensierten und nicht allzuweit zerstreuten Materials rechnen, das durch die ideale Durchmischung im Dampf sehr homogen sein müßte. Da im Endeffekt alles

kondensiert ist, müßte selbst bei einer Kondensationsfolge mit MgO am Anfang und SiO₂ am Ende die mittlere chemische Zusammensetzung des Grundgebirges ziemlich genau wiederhergestellt sein.

12. Ries und Moldavite

Welche Argumente sprechen heute für den Ursprung der Moldavite im Ries?

Die Altersbestimmungen besagen Gleichaltrigkeit mit einer möglichen Ungenauigkeit von beinahe einer Million Jahren. Sie schließen deshalb die Möglichkeit einer zufälligen Koinzidenz innerhalb dieser Zeitspanne nicht aus.

Die chemische Zusammensetzung ist gerade beim Ries ein schwieriges Indiz. Vielleicht gibt es heute noch in der Nähe des Rieses Schichten, die der Schicht gleich waren, aus der die Moldavite entstanden sein müßten. Aber diese Schichten können durch Auslaugung oder Eindiffusion ihre chemische Zusammensetzung geändert haben. Ferner kann die Zusammensetzung der Tektite insbesondere bei den Spurenelementen durch Materie des eingeschlagenen Körpers beeinflusst sein.

Sehr wichtig scheinen dem Vf. die von ŽEBERA (1967, 1969) mitgeteilten Beobachtungen an fast originalen Moldavit-Fundstätten zu sein. Die Moldavite zeigen hier fast keine Spuren des Wassertransports, obwohl sie in einer grobkörnigen Schicht liegen, die durch anormal starken Wassertransport zwischen die feinkörnigen, umgebenden Schichten gebracht wurde. Als zweite Besonderheit führt die Moldavitschicht reichlich Holzkohlestückchen. Das spricht dafür, daß bald nach dem Fall der Moldavite anormal katastrophale Regenfälle die Moldavite ein kurzes Stück verschwemmt haben, und daß außerdem diesen Regenfällen starke Brände unmittelbar vorhergegangen sind.

Diese unter „normalen“ Bedingungen recht unwahrscheinliche Koinzidenz war gerade beim Ries-Einschlag zu erwarten. Die Glutwolken des beim Einschlag verdampften Gesteins konnten durch ihre Wärmestrahlung schlagartig und verbreitet die Vegetation in Brand stecken, wenn sie sich bei einem Einschlag schräg von W her mit östlicher Vorzugsrichtung vom Einschlagsort entfernten. Die Atmosphäre muß durch den Rieseinschlag so stark gestört worden sein, daß es anschließend durch die aufwärtsgerichteten unter den Luftbewegungen verbreitet zu katastrophalen Regenfällen gekommen ist. Ob dabei den Hauptanteil die in der Atmosphäre sowieso vorhandenen Wasserdampfmenngen lieferten, oder ob beim Einschlag und durch Wasserverdampfung am Boden durch die Wärmestrahlung der Gesteinsdampf Wolken hinzugekommenes Wasser eine wesentliche Rolle spielte, mag dahingestellt bleiben.

Zeichen katastrophalen Regens finden wir auch beim Ries selbst. Von GEROLD WAGNER (1965) wurde im Steinbruch Aumühle, Ostteil, auf eine grabenartig in den Suevit hineingerissene Struktur aufmerksam gemacht, die, nach den steil erhaltenen seitlichen Begrenzungen zu schließen, kurzfristig nach ihrer Entstehung durch feineres Suevitmaterial wieder aufgefüllt wurde. Auch im Holheimer Steinbruch könnte die gute Auffüllung der engen Spalten ein Spül-effekt sein. Das müßte sich durch Feinheiten der Lagerungsstruktur nachweisen oder widerlegen lassen.

So können wir mit einiger Wahrscheinlichkeit sagen, daß die Beobachtungen von ŽEBERA und seinen tschechischen Kollegen das Koinzidenzzeitintervall von der halben Jahrmillion der Altersbestimmung auf etwa einen Tag einengen und damit die zufällige Koinzidenz ausschließen.

Es sei indes nicht verschwiegen, daß die Meinungen über die bei den Beobachtungen benutzten subjektiven Gradunterschiede (wie z. B. ganz kurzer — mittlerer — langer Wassertransport der Moldavite nach dem Verschleiffensein der Oberfläche oder z. B. vereinzelter — anormal starker Gehalt an Holzkohlestückchen) und über die Schlüssigkeit der Folgerungen noch geteilt sind.

13. Konsequenzen eines Ursprungs der Moldavite im Ries

Moldavite sind nicht zufällig etwas weiter geflogene und besser aufgeschmolzene Suevite. Ein solcher Vorgang hätte zu ganz anderen, durch Oberflächenspannung und aerodynamische Kräfte bestimmten Formen geführt. Bei

ausreichender Erhitzung, um die tatsächliche Wasserfreiheit zu erreichen, hätte sich ein Zersprühen zu Mikrotektiten nicht vermeiden lassen.

Wie Vf. auf dem Third International Tektite Symposium (E. J. H. DAVID 1969) gezeigt hat, sind beim Einschlag eines Kometenkerns auf der Erde Vorgänge möglich, die mit Wahrscheinlichkeit zu Tektiten führen. Man braucht den Kometenkern aus mehreren Gründen:

1. Nur das beim Aufschlag aus einem Kometenkern entstehende Gas kühlt sich anschließend so schnell adiabatisch wieder ab, daß Tektite darin Aussicht haben, zu überleben.
2. Die reduzierenden Eigenschaften der Kometenmaterie lassen Reduktionszustand des Tektitglases und des Gasinhalts von Hohlräumen in Tektiten verstehen.
3. Nach den massenspektrometrischen Untersuchungen an der Rice University (MARGRAVE et al. 1969) enthält das Tektitglas Kohlenwasserstoffe.

Das Ausgangsmaterial der Tektite war die Erdoberfläche im Zentrum des Einschlags. Das ist etwa ein Gebiet von 100 m Durchmesser, nach heutiger Lage etwa 100 m hoch über Löpsingen, wenn vor dem Einschlag dort Jurahochfläche war, oder entsprechend tiefer, wenn dort Tal war. Die obersten ein, zwei oder drei Dezimeter des Bodens mögen durch Verdampfen verloren gegangen sein. Unterhalb von etwa ein Meter Tiefe ist auch wieder mit Verdampfen zu rechnen. Nur silikatreicher, also sandiger Boden aus dieser begrenzten Schicht kann in Tektite übergegangen sein.

Noch ein anderer Umstand spricht beim Ries für den Kometenkern, nämlich der Nebeneinschlag des Steinheimer Beckens. Die Gleichzeitigkeit ist zwar nur durch geologische Gleichaltrigkeit belegt, aber ein zufälliges zeitliches und räumliches Nahekommen wäre doch wenig wahrscheinlich. Von Kometen weiß man, daß sie sich durch innere chemische Energie teilen können, wenn es auch noch unverständlich ist, wie dieser Vorgang bei einer Aufteilung stehen bleiben kann, ohne zu einer völligen Auflösung zu führen. Für einen Großmeteoriten dagegen wäre eine Aufteilung etwas völlig Unverständliches.

14. **Schlußfolgerungen, Vergleich von Beobachtung und Theorie**

Qualitativ, bestenfalls semiquantitativ lassen sich beim Ries beobachtete Tatsachen und theoretische Berechnungen in Einklang bringen. Für die exakte und feinere Übereinstimmung fehlt auf beiden Seiten noch viel.

Die komplizierte geologische Struktur erschwert eine genaue Rechnung. Aber sie macht es möglich, bei verfrachtetem Gestein die Ursprungsschicht zu ermitteln und damit Ergebnisse einer genauen Rechnung wirklich zu kontrollieren. Bisher sind solche Rechnungen von den Interessenten an nuklearen Sprengungen ausgegangen. Deshalb konnte man sich dabei mit homogenem Gestein und „kleinen“ Kraterdimensionen begnügen.

Das Ries hat neben seiner geologischen Struktur den weiteren Vorteil, ein „großer“ Krater zu sein, bei dem im erwähnten Sinne die Zunahme der Gesteinsfestigkeit mit der Tiefe wesentlich war. Der Kraterrand ist nicht mehr eine Grenze des Losgebrochen- und Ausgeworfenwerdens, sondern eine Grenze oder ein Maximum der Aufschiebung. Auch außerhalb des Randes können die Wellenbewegungen im Boden noch ringwellenförmige Deformationen hinterlassen. Ein sehr schönes Beispiel dafür scheint das Mare Orientale auf dem Mond zu sein.

Um solche Einschlagsvorgänge für Erde, Mond und Mars voll verstehen zu können, braucht man in einem Beispiel die volle Anpassung von Rechnung und Beobachtung. U. a. für die Reibungskräfte wird man empirische Werte nehmen müssen. Ob die Rechnung dann in einem Rechengang alle Vorgänge vom Wiederhinausschießen des verdünnten Gases in den leeren Raum bis zum Weglaufen

der seismischen Welle in großer Entfernung erfaßt oder viel wahrscheinlicher zonenweise nur jeweils Vorgänge gleicher Art vornimmt, ist ohne tiefere Bedeutung.

Von Seiten der geologischen Beobachtung braucht man für den Vergleich mindestens ein vollständiges Profil, in dem festgestellt ist, welche Massen sich wie bewegt und wie durchmischt haben und wo nach unten die Bewegungen und der Einfluß des Einschlags aufhören. Das ist von besonderem Interesse für den Bereich vom inneren Ringwall bis zum Rand, um das hier wirksam gewesene Wellen- und Bewegungssystem zu überprüfen. Unter Rekonstruktion des durch Erosion Verlorengegangenen sollten die Gesamtmengen von Sueviten, kristallinen und Bunten Trümmernmassen ermittelt werden, auch welche statistischen Schwankungen und welche Unsymmetrien ihre Verteilung aufweist. Theoretisch sollten die Unsymmetrien ja vom Einschlagszentrum weg rasch abnehmen. Wenn demgegenüber gerade die großen Kalkschollen am Riesrand recht unsymmetrisch verteilt erscheinen, so muß man wohl die unregelmäßige präriesische Landschaft als Grund vermuten.

Nicht unwichtig ist das Hineinpassen definierter Aussagen von Feinstrukturen über physikalische Teilvorgänge in den theoretisch angenommenen Gesamtvorgang. Merkwürdig ist z. B. die Verteilung von feinem und grobem Material in den Sueviten, die mit Hilfe der Relativbewegungen zwischen Gas und zähflüssigen bzw. festen Materiestückchen zu erklären versucht wurden. Theoretisch zunächst einmal verblüffend ist die scharfe Trennung zwischen Sueviten, Kristallinen und Bunten Trümmernmassen, die aus einer ganz kontinuierlichen Abnahme der Stoßwellenstärke heraus entstanden sein muß. Ferner sollte man nach Kontinuitätsgesichtspunkten auch von dazu geeigneten mesozoischen Schichten zu Glas geschmolzenes Material erwarten. Ist es bei den Sueviten dabei, oder hat man es vielleicht über 100 km vom Ries entfernt noch nicht gefunden?

Schwierig ist ein quantitatives, aussagekräftiges Verwerten der Schwere-messungen. Um das Optimum herauszuholen, sind Reduktionen mit örtlichen Dichten und Vergleiche mit den durch den Einschlag bewirkten tatsächlichen Dichteänderungen notwendig, die man ermitteln sollte, wo sie in Aufschlüssen und Bohrungen irgend zugänglich sind. Das Problem ist ja: Die dreidimensionale Massenverteilung in der Erde wird gewissermaßen „grob unscharf“ abgebildet im zweidimensionalen Schwerfeld an der Erdoberfläche. Trotzdem möchte man daraus durch Kombination mit anderen Ergebnissen ein möglichst eindeutiges und scharfes Bild der Massen-, insbesondere Auflockerungsverteilung im unzugänglichen, tieferen Untergrund gewinnen. Die eine, leidlich sicher gewonnene Zahl des integralen Massendefizits (H.-G. KAHLE 1969) wird erst zusammen mit einem gemessenen Mittelwert der Dichteänderung zu einer gewichtigen Aussage. Vf. hält einen stoßwellenaufgelockerten Raum von 22 km Durchmesser, 5 bis 8 km Mitteltiefe, 1000 bis 1500 km³ Volumen mit einer mittleren Auflockerung von nur 0,03 bis 0,05 g/cm³ für denkbar.

Die durch das Riesereignis ausgelöste Wetterkatastrophe, deren Wirkung man in der Riesumgebung in den Sueviten und anscheinend in Böhmen an einem Moldavitfundort sieht, sollte sich auch anderswo ausgewirkt haben. Leider be-

stehen wohl wenig Möglichkeiten, an anderen Orten die in Frage kommende Schicht genau genug zu identifizieren?

Die Frage, ob die Bentonite, zumindest ihre glasigen Bestandteile, das Kondensat von Gesteinsdampf vom Ries sind, also als ursprüngliche Mikrotektite anzusprechen sind, scheint ja durch die am Max-Planck-Institut für Kernphysik in Heidelberg laufenden Arbeiten einer positiven Entscheidung zuzusteuern (W. GENTNER 1969). Ob die unsymmetrische Verteilung bevorzugte Auswurfrichtung durch schiefen Einschlag, ob sie Windverfrachtung oder ob sie nur geologische Auffindewahrscheinlichkeit ist, wäre zu klären. Schließlich wäre noch die Auffindung von Analogmaterial zum Ausgangsmaterial der Moldavite und die Rekonstruktion von dessen chemischem Zustand unter tertiärem Klima zu wünschen.

Zum Abschluß möchte Vf. nicht versäumen, den für das namentliche Aufzählen zu zahlreichen Geologen, Mineralogen, Petrologen und anderen Wissenschaftlern, die durch Sonderdrucke, mündliche und briefliche Diskussionen sowie kritische Durchsicht des Manuskriptentwurfs sehr viel zu dieser Arbeit beigetragen haben, seinen herzlichsten Dank zu sagen.

Literatur

- BJORK, R. L.: Analysis of the Formation of Meteor Crater, Arizona: A preliminary report. — J. Geophys. Res., **66**, S. 3379—87, 1961.
- DAVID, E. J. H.: Tektite production process. — Third Internat. Tektite Symposium. — J. Geophys. Res. — [Erscheint Mitte 1970].
- GENTNER, W., STORZER, D. und WAGNER, G. A.: Das Alter von Tektiten und verwandten Gläsern. — Naturwissenschaften, **56**, S. 255—261, 1969.
- HUGONIOT, H.: Mémoire sur la propagation du mouvement dans un fluide indéfini. — J. Math. pures appl., (4) **3**, S. 477—492, 1887 und (4) **4**, S. 153—167, 1887.
- KAHLE, H.-G.: Abschätzung der Störungsmasse im Nördlinger Ries. — Z. Geophys., **35**, S. 317—346, Würzburg 1969.
- MARGRAVE et al.: Mass-spectrometric studies of tektites at high temperatures. — Third Internat. Tektite Symposium, Geochim. et Cosmochimica Acta. — [Erscheint Ende 1969].
- WAGNER, G.: Über Bestand und Entstehung typischer Riesgesteine. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **7**, S. 199—222, Freiburg i. Br. 1965.
- WHIPPLE, F. L. and HAWKINS, G. S.: Meteors. — Hdbch. d. Physik (Herausgegeb. v. S. FLÜGGE), **52**, S. 518—564, 1959.
- WURM, K.: Die Kometen. — Hdbch. d. Physik (Herausgegeb. v. S. FLÜGGE), **52**, S. 465—517, 1959.
- ŽEBERA, K.: Moldavite-bearing sediments between Koroseky and Holkov in South Bohemia. — Věstník Ústředního ústavu geologického, **42**, S. 327—337, 1967.
- Geological effects of comet and large meteorite impacts on terrestrial and lunar surfaces. — Věstník Ústředního ústavu geologického, **46**, S. 57—64, 1969.

Luftbildkartierung des Lineationsnetzes vom Ries und seiner Umgebung

Mit 4 Abbildungen und Beilage 4

VON DIETER BANNERT ¹⁾

Im Rahmen fotogeologischer Untersuchungen der Bundesanstalt für Bodenforschung, die im Anschluß an ein Forschungsprogramm Aerogeologie durchgeführt wurden, sollte versucht werden, geologische Informationen über das Ries und seine Umgebung zu erhalten. Arbeitsunterlage bildeten Luftbilder im Maßstab von ca. 1 : 58 000, die am 10. 9. 1962 im Auftrage der Bundesanstalt für Bodenforschung aufgenommen wurden.

Abbildung 1 zeigt einen Ausschnitt der bearbeiteten Fläche als Fotomosaik im Maßstab 1 : 200 000. Links unten Nördlingen, rechts oben Treuchtlingen. Die linke Bildhälfte wird vom Ries eingenommen, die rechte Bildhälfte von ausgedehnten Weißjura-Flächen. Besonders im Rieskessel fallen WNW-streichende Linearelemente auf, die sich gleichfalls im Weißjura wiederfinden lassen.

Analysiert wurden Gewässernetz und Fotolineationsnetz. Das Gewässernetz zeigt deutliche Abhängigkeit vom Gesteinsaufbau des Untergrundes. Das Fotolineationsnetz wurde auf Beilage 4 dargestellt und soll im folgenden näher besprochen werden.

Deutlich lassen sich im Fotomosaik auf Abbildung 1 Linearelemente beobachten und über weite Strecken verfolgen. Diese Linearelemente werden Fotolineationen genannt. Unter dem Begriff „Fotolineation“ versteht man natürliche Linearelemente, die sich im Luftbild an Hand von morphologischen Merkmalen (Entwässerungsrinnen, Täler, Profilknicke in Hängen, Schichtkanten etc.) und unterschiedlichen, linear angeordneten Grautondifferenzierungen beobachten lassen. In den meisten Fällen bilden Klüfte und kleine Störungen im Untergrund die Ursache für das Auftreten der Lineationen.

Aus der Verteilung der Fotolineationen lassen sich die Gebiete des Weißjuras, der Gesteine älter als Weißjura und das Ries grob umgrenzen (Beilage 4).

Zur Gesteinsverteilung selber gaben bei der dichten Besiedlung und Vegetation die Luftbilder keine neuen Aussagen.

Die Lineationsverteilung zeigt einige auffällige Merkmale:

Für das gesamte Gebiet ist eine Richtung charakteristisch, die zwischen N 80° und 100° E streicht. In ihrer Dichteverteilung findet sich von Norden nach Süden keine Änderung. Nur östlich der Eger im Bereich von Nördlingen setzen sie ganz auffällig aus. Im Bereich des Rieskessels fehlen alle anderen Richtungen fast völlig (s. Abbildung 1).

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. DIETER BANNERT, 3 Hannover-Buchholz, Bundesanstalt für Bodenforschung, Stilleweg 2.



Abb. 1. Ausschnitt aus dem Luftbildmosaik des Nördlinger Ries, aufgenommen von Aero Exploration Frankfurt. Die Kreuze bezeichnen die Eckpunkte der topographischen Karte 1 : 50 000. Blattnummern s. Beilage 4. Freigegeben: Niedersächsisches Landesverwaltungsamt Hannover, Nr. 1465/62.

Weiter tritt die Richtung N 20° E auf: Ihr gehört eine Reihe langer Lineationen an.

Im Ries selber treten einmal die NE-streichende Lineation der Eger bei Nördlingen, an der die E-W-Lineationen unterbrochen werden, sowie die Lineation der Wörnitz nordwestlich Harburg hervor. Letzterer kommt besondere Bedeutung zu, auf die weiter unten hingewiesen wird.

Nordoststreichende Elemente sind im allgemeinen stark vertreten und verteilen sich über das ganze Gebiet. Zwischen Aalen und Bopfingen streicht das „Schwäbische Lineament“ mit N 70° E (SEIBOLD 1951). Dort lassen sich parallel streichende Lineationen beobachten. Für eine Verlängerung des „Schwäbischen Lineaments“ nach Nordosten (SCHMIDT-KALER 1962) lassen sich keine Hinweise finden.

Um das Lineationsnetz mit den bisherigen Vorstellungen über die regionale Klüftung in Einklang zu bringen, wurde es mit den kleintektonischen Untersuchungen von G. H. WAGNER (1964) und H. SCHMIDT-KALER (1962) verglichen.

In den meisten Fällen stellt man fest, daß die benachbarten Lineationen sich in einer der Hauptrichtungen der Kluffrose wiederfinden lassen. Seltener stimmt das Maximum der Kluffrose mit der Richtung der nächstliegenden Lineation überein.

In einem Falle (Kluffrose „c“ bei G. H. WAGNER 1964, Taf. 35, Fig. a, und SCHMIDT-KALER 1962, Texttafel 1) wurden Kluffrosen in einem Steinbruch gemessen, durch den eine Lineation verläuft. Die Richtung der Lineation ist in den Kluffrosen praktisch nicht besetzt. Um die Ursache dafür zu finden,

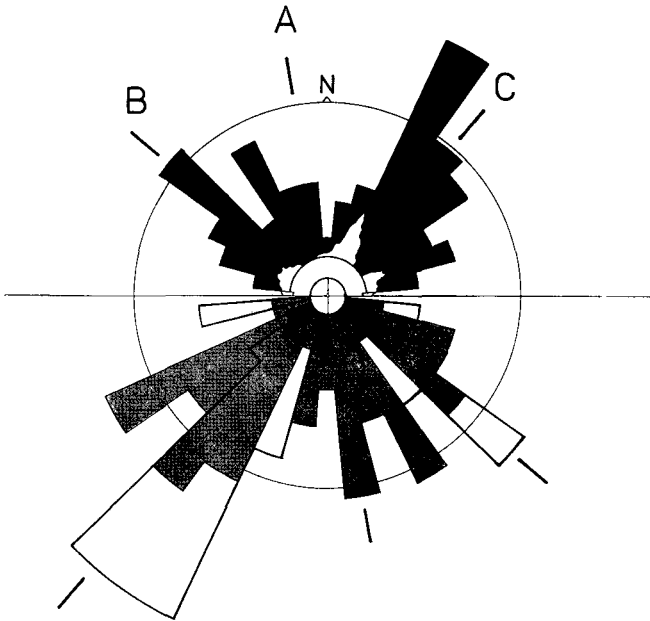


Abb. 2. Kluffrosen, gemessen im Steinbruch zwischen Schlittenhart und Döckingen, westlich Treuchtlingen. Dicke Striche = Richtungen von Fotolineationen der Umgebung. Oberer Halbkreis: Schwarz, groß = Gesamtmessungen; weiß, klein = Kluffrose „c“ von G. H. WAGNER 1964, Taf. 35 a. Unterer Halbkreis: Grau, groß = Klüfte auf Schichtflächen; weiß, groß = Klüfte an Schichtkanten; schwarz, klein = Kluffrose von SCHMIDT-KALER 1962, Texttafel 1.

wurden eigene Kluftrmessungen in diesem Steinbruch (zwischen Schlittenhart und Döckingen) durchgeführt. Damit nicht die durch den Abbau vorgegebenen Richtungen zu sehr unterdrückt werden, wurden innerhalb des Steinbruchs Bereiche auf Schichtflächen ausgewählt, in denen sich alle Richtungen gleich gut messen ließen.

In Abb. 2 wurden die Kluftrfosen dargestellt. Die kleinen Kluftrfosen im Inneren sind die von G. H. WAGNER (weiß, im oberen Halbkreis) und von SCHMIDT-KALER (schwarz, im unteren Halbkreis). Die große Kluftrfose stammt von eigenen Messungen. Im oberen Teil ist schwarz die Verteilung der gesamten eigenen Messungen aufgetragen. Im unteren Teil wurden diese in folgender Weise aufgliedert: Weiß mit dickerer Linie sind Messungen, die an Schichtkanten vorgenommen wurden. Es ergeben sich zwei Maxima, die in den Kluftrfosen von WAGNER und von SCHMIDT-KALER Übereinstimmung finden. Grau dargestellt ist die Kluftrverteilung auf den Schichtflächen. Vor allem die Richtung A, die der durch den Steinbruch gehenden Fotolineation entspricht, zeigt einen deutlichen Gipfel. Richtung B und Richtung C sind ebenfalls in der Umgebung durch markante Fotolineationen vertreten.

Weitere Vergleichsmessungen wurden in Steinbrüchen der Umgebung Treuchtlingens durchgeführt. In fast allen Fällen ließen sich in den Kluftrfosen die Lineationen der Umgebung nachweisen. Als Beleg dafür stellt Abb. 3 eine Kluftrfose dar, die am Badrichsberg nordnordwestlich Treuchtlingens gemessen wurde.

- A = Lineation am SW-Fuß des Hahnenkamms, die der östliche Rohrbach durchfließt
- B = Lineation des E-Hanges zwischen Badrichberg und Möhrenberg
- C = Lineationen des Nagelberges nordnordöstlich Treuchtlingens
- D = Lineation des Schambaches nordöstlich Treuchtlingens

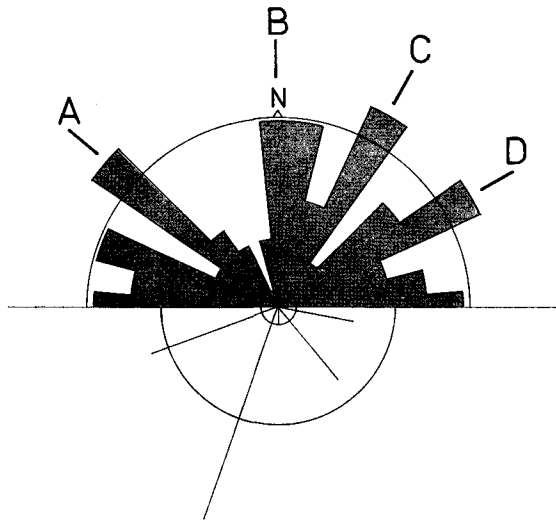


Abb. 3. Kluftrfose, gemessen im Steinbruch Badrichsberg, nordnordwestlich Treuchtlingens. Unterer Teil: Kluftrfose nach SCHMIDT-KALER 1962, Texttafel 1. Dicke Striche = Richtungen von Fotolineationen der Umgebung. A—D sind im Text erläutert.

Aus den bisher geschilderten Ergebnissen geht hervor, daß Lineationsnetz und Kluffrosen einem regionalen Beanspruchungsplan zuzuordnen sind, der über das Riesgebiet hinaus bestimmend ist.

Ein radiales und konzentrisches Lineationsnetz, wie man es nach der Vorstellung einiger Geologen (z. B. KRANZ 1922, Fig. 8 und 11) bei der Ries-Katastrophe erwarten könnte, läßt sich nicht beobachten. Es ist offensichtlich, daß die Lineationen unabhängig vom Ries-Ereignis großregional das Gebiet durchsetzen.

Um etwaige Zusammenhänge der Lineationen mit dem tieferen Untergrund zu erkennen, wurden Deckpausen der geophysikalischen Ergebnisse angefertigt und mit dem Lineationsnetz verglichen.

Danach übt die Kristallin-Oberfläche (REICH & HORRIX 1955) keinen erkennbaren Einfluß auf das Lineationsnetz aus. Die magnetische Totalintensität (ANGENHEISTER & POHL 1966) zeigt im Rieszentrum starke negative Anomalien. Nach Osten schließen sich die Linien gleicher Totalintensität um diese Anomalien dicht geschart an einer SSE-streichenden Linie, die genau an der Wörnitz-Lineation liegt (Abb. 4). Eine Beeinflussung scheint hier gegeben zu sein.

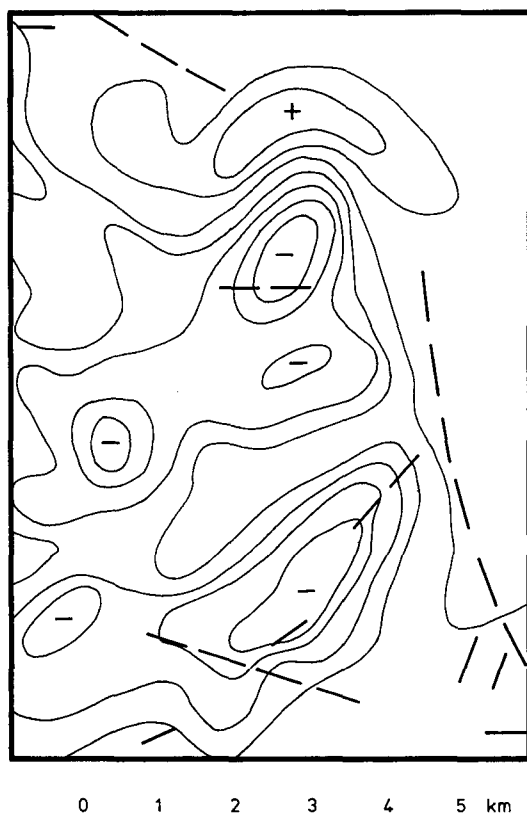


Abb. 4. Magnetische Totalintensitäten (ANGENHEISTER & POHL 1966), vereinfacht. Kurze Striche = Fotolineationen.

Zusammenfassend läßt sich sagen:

1. Das auskartierte Bild der Lineationen ist nicht vollständig. Dichte Vegetation und landwirtschaftliche Nutzung lassen nur einen Teil der Lineationen erkennen.
2. Die im Gelände an einzelnen Punkten gemessenen Klüftrosen entsprechen nicht vollständig dem vorhandenen Bruch- bzw. Klüftnetz. In ähnlich aufgeschlossenen Gebieten gehören die Fotolineationen ebenfalls zum geologischen Inventar einer Landschaft (in vegetationslosen Gegenden ist die Erfassung von Brüchen und Klüften ohnehin vollständiger).

Der Verfasser schuldet Herrn Dr. MÜHLFELD von der Bundesanstalt für Bodenforschung und Herrn Dr. SCHMIDT-KALER vom Bayerischen Geologischen Landesamt Dank für kritische Durchsicht des Manuskriptes und für wertvolle Anregungen bei der Luftbildauswertung und bei gemeinsamen Geländebegehungen.

Literatur

- ANGENHEISTER, G. & POHL, J.: Vermessung der Totalintensität (T) des erdmagnetischen Feldes im Ries und seiner Umgebung 1962—1965. — Münchner Universitätsschriften, Naturwiss. Fakultät, Serie B, Nr. 4, 29 S., 13 Abb., München 1966.
- KRANZ, W.: Der geologische Aufbau und Werdegang des Nördlinger Rieses. — Rieser Heimatbuch, Nördlingen, S. 25—68, München 1922.
- MÜHLFELD, R.: Photogeologische Beobachtungen zum Sedimentaufbau und zur Tektonik im ostbayerischen Molassebecken zwischen Landshut und Eggenfelden. — Geol. Jb., **85**, S. 285—298, 3 Abb., 2 Taf., Hannover 1968.
- REICH, H. & HORRIX, W.: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — Beih. geol. Jb., **19**, 119 S., 1 Taf., 41 Abb., Hannover 1955.
- SCHMIDT-KALER, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Ries-Rahmens. — Erlanger Geol. Abh., **44**, 51 S., 5 Taf., 16 Abb., Erlangen 1962.
- SEIBOLD, E.: Das schwäbische Lineament zwischen Fildergraben und Ries. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **93**, S. 285—324, 1951.
- WAGNER, G. H.: Kleintektonische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. — Geol. Jb., **81**, S. 519—600, 4 Taf., 45 Abb., 5 Tab., Hannover 1964.

Geologica Bavarica	61	385—388	München 1969
--------------------	----	---------	--------------

Die Erhaltung geologischer Aufschlüsse im Ries

Von JULIUS KAVASCH und HEINRICH GREINER

1. Gegenwärtiger Stand der geologischen Aufschlüsse im Ries

Von JULIUS KAVASCH ¹⁾

Während bis in die jüngste Zeit hinein ein Schutz von Bodenaufschlüssen im Ries kaum notwendig war, hat sich in den letzten Jahren nun doch gezeigt, daß zunehmend wichtige Aufschlüsse verloren gehen. Es sind nicht nur die landschaftsverändernden Eingriffe durch moderne Baumaschinen im Rahmen der Flurbereinigung und des Straßenbaues oder die jeder Vertiefung drohende Vermüllung, sondern auch landschaftsgestalterische Maßnahmen, die zum Verlust führen. Naturschutz und Landschaftsgestaltung sehen Steinbrüche als Wunden in der Natur an und sind bestrebt, durch Auffüllung und Wiederbegrünung einen naturnahen Zustand herzustellen. Die Richtigkeit dieser Maßnahmen wird auch im allgemeinen nicht bestritten, zumal im Gebiet des empfindlichen Riesrandes, wo solche Aufschlüsse weithin sichtbar sind und störend wirken. Einige Brüche aber müssen im Interesse weiterer Forschungen offengehalten werden. Hier sind gegeneinanderstehende Interessen abzuwägen.

Die Liste der in letzter Zeit verlorengegangener Aufschlüsse ist bereits sehr groß, so z. B. das Schollenprofil bei Großsorheim durch Straßenbau, Humusierung und Graseinsaat, die erst 1961 aufgedeckte Granitbreccie nördlich Hohenaltheim (Straßenbau) durch Humusierung und Graseinsaat, die Granitbreccie am Straßenrand bei Schloß Lierheim (Lierheimer Granit) durch Abdeckung mit einer Betonwand im Rahmen des Straßenbaues, der Suevitgang im allochthonen Weißjura-gries des Steinbruches Holheim-SE (Firma Arlt, früher Stadt Nördlingen) durch weiteren Abbau, der fossilienreiche Süßwasserkalk auf dem Hahnenberg bei Möttingen durch Einplanierung im Rahmen der Flurbereinigung, der weitläufige Suevitbruch bei Bollstadt durch Einplanierung, der Suevitaufschluß am Doosweiher nordöstlich Wemding (Riesbomben) durch Einwachsen, die Fundstellen der Glasbomben am Heerhof bei Bopfingen durch Einplanieren, u. a. m.

Gefährdet sind die Aufschlüsse am Wennenberg und zwar sowohl der Gneis, als auch der Lamprophyr (Wennenbergit). Fast verschwunden sind die Fundstellen des Süßwasserkalkes. Gras- und Baumwuchs drohen sie ganz zu überwuchern. Die Sandgrube Appetshofen (bunte Grundgebirgsbreccie) verschwindet im Müll, der Steinbruch am Judenfriedhof südsüdwestlich Mönchsdeggingen (Weißjura-Massenkalk und Alttertiär) wurde aufgeforstet, das miozäne Kliff südsüdöstlich Burgmagerbein ist bei einer Erweiterung des Bruches bedroht, der Traßbruch Altenbürg und der Aufschluß in den Süßwasserkonglomeraten „am Hörele“ westlich Ederheim verschwinden durch natürliche Wiederbewaldung, und

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Rektor JULIUS KAVASCH, 8861 Mönchsdeggingen.

schließlich sind die Fundstellen im Bezirk von Buchberg—Beiberg südöstlich Bopfingen durch Überbauung großenteils verloren. Die Zahl der verschwundenen Aufschlüsse ist erheblich, wenn man mit der älteren Literatur vergleicht.

So erscheint es nun an der Zeit, eine Reihe von Fundstellen in dieser erdgeschichtlich so außerordentlich bedeutenden Landschaft unter Schutz zu stellen. Sie sollen damit nicht nur der Wissenschaft erhalten bleiben, sondern auch im Zusammenhang mit einem käuflichen Führer dem Laien das Riesereignis in der Form einer geologischen Wanderung nahebringen. Einen Katalog der schützensnotwendigen Objekte erstellen zur Zeit der Naturschutzbeauftragte bei der Regierung von Schwaben, E. GÜNTHER und der Verfasser mit Unterstützung von E. PREUSS und anderen Kennern des Rieses. Von baden-württembergischer Seite ist eine Unterstützung bereits zugesagt.

2. Rechtliche Möglichkeiten zur Erhaltung geologischer Aufschlüsse

VON HEINRICH GREINER ¹⁾

Seit einigen Jahren ist auch im Ries die Umwandlung der Landschaft im großen Stil in Gang gekommen. Neben dem Bauwesen in den Gemeinden und Städten dringen Bagger und Planiermaschinen in den zahlreichen Flurbereinigungsgebieten bis in die entlegendsten Landschaftsteile vor. Ein dichtes Straßennetz entsteht. Wasserläufe werden verlegt, Versorgungsleitungen neu gezogen. Zahllose große und kleine Aufschlüsse in den Randgebieten, aber auch in der Ebene sind die Folge. Meist verschwinden diese, so schnell sie entstanden, ohne sichtbare Spuren zurückzulassen. Gleichzeitig gehen im steigenden Umfange alte Fundstellen, oft genug das jahrelange Ziel jeder geologischen Exkursion, unter.

Zur Bewahrung des Grundcharakters der noch erkennbaren einstigen Kraterlandschaft und um das Riesgeschehen auch in Zukunft in seinen geologischen Erscheinungen an Ort und Stelle dokumentarisch aufzeigen zu können, sind angepaßte Schutz- und Sicherungsmaßnahmen nicht weiter aufschiebbar. Die Fürsorge durch die Naturschutzorgane ist dabei voll zu beanspruchen.

Bereits § 1 des als Landesrecht weiter geltenden Reichsnaturschutzgesetzes vom 26. 6. 1935 (RNG) weist dem Naturschutz ausdrücklich den Schutz und die Pflege der heimatlichen Natur in allen ihren Erscheinungen zu. Als solche gelten kraft ausdrücklicher Gesetzesbestimmung u. a. die Naturdenkmale und sonstigen Landschaftsteile in der freien Natur, deren Erhaltung wegen ihrer Seltenheit, Schönheit, Eigenart oder wegen ihrer wissenschaftlichen oder heimatlichen Bedeutung im allgemeinen Interesse liegt. Als Naturdenkmale definiert § 3 dieses Gesetzes Einzelschöpfungen der Natur, „deren Erhaltung wegen ihrer wissenschaftlichen, geschichtlichen, heimat- und volkskundlichen Bedeutung oder wegen ihrer sonstigen Eigenart im öffentlichen Interesse liegt“. Ausdrücklich sind „Felsen“ und „erdgeschichtliche Aufschlüsse“ als Beispiele benannt. Den Naturschutzstellen und damit in erster Linie den Naturschutzbeauftragten obliegt nach § 8 u. a. die Ermittlung, dauernde Beobachtung und Überwachung der im § 1 genannten Teile der heimatlichen Natur, aber auch die Feststellung der Sicherungs-

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dr. jur. HEINRICH GREINER, 8904 Friedberg, Stadtgraben 10.

maßnahmen und Anregung der Beteiligten zum Schutze der erhaltenswerten Bestandteile. So kann die integrierende Zugehörigkeit geologischer Erscheinungen zum Aufgabenbereich des amtlichen Naturschutzes nicht zweifelhaft sein.

Neben der Erhaltung bereits vorhandener unersetzlicher Fundstellen gehört der Erfassung nennenswerter neuer Aufschlüsse alle Aufmerksamkeit. In beiden Fällen hilft letztlich, wie in allen Bereichen des Naturschutzes, auf lange Sicht nur die durch geduldige Aufklärung gewonnene Unterstützung durch die Allgemeinheit weiter. Vorträge, Rundschreiben, Pressenotizen u. a., nicht zuletzt auch Schulaufklärung sollten deshalb stets auch geologische Fragen einbeziehen. Eine im Entstehen befindliche „Gesellschaft für Naturschutz im Ries“ will sich auch dieses Problemkreises annehmen. Unverzichtbar bleibt daneben die Berücksichtigung geologischer Belange auf allen Verwaltungsebenen, so bei den verschiedensten Genehmigungsverfahren, die zu einer Veränderung der Erdoberfläche führen. Nahezu alle derartigen Vorhaben bis hin zu den Planungen der Flurbereinigung und der Wasserwirtschaft durchlaufen in irgend einer Weise die örtlichen Landratsämter. Da alle diese Eingriffe immer auch zu einer wesentlichen Veränderung der freien Landschaft führen können, steht den Naturschutzorganen das Recht auf Einschaltung und Berücksichtigung zu. Darüber hinaus ermöglicht gegenseitige Referatshilfe Einblick auch in solche Vorhaben, die sonst nicht auf den Tisch der Naturschutzbehörde oder des Naturschutzbeauftragten gelangen. Bei entsprechender Bereitschaft ist somit eine befriedigende Einflußnahme durchaus möglich. Die Ausführung unzumutbarer Planungen kann beeinflusst und wenn nicht verhindert, doch eine erträgliche Abänderung erreicht werden. Soweit bedenkliche Vorhaben dennoch zur Ausführung gelangen, können geeignete Auflagen, deren Einhaltung allerdings zu überwachen ist, Schlimmes verhüten. Jeder Genehmigungsbescheid sollte ganz allgemein hinsichtlich geologischer Erscheinungen eine Belehrungsaufgabe und eine sofortige Meldepflicht enthalten. Immer können, was bereits ein großer Vorzug ist, der Naturschutzbeauftragte oder ein im Gebiet tätiger geologischer Helfer die auf diese Weise bekannten Vorhaben an Ort und Stelle überprüfen. Als bedauerlicher Nachteil bei der praktischen Ausschöpfung aller Möglichkeiten bleibt allerdings einstweilen, daß die in der Naturschutzgesetzgebung vorgesehenen ehrenamtlichen Mitglieder, die bei richtigem Einsatz echte Fachberater und Helfer des amtlichen Naturschutzes sein können, nach wie vor nicht berufen sind. Allein ist der ehrenamtliche Naturschutzbeauftragte den vielgestaltigen Aufgaben einfach nicht gewachsen. Überdies fehlt ihm die Zeit.

Werden ein erheblicher Fund oder die Gefährdung einer vorhandenen Stelle bekannt, so ist unter Einschaltung der zuständigen Fachgeologen alsbald Bedeutung und Erhaltungswürdigkeit festzustellen. Immer wird bei dieser Handhabung wenigstens die Sicherstellung von Material und die Anfertigung von Fotografien oder Profilen ermöglicht. Dabei ergibt sich auch, ob und wie eine Erhaltung erfolgen kann und welche Pflegemaßnahmen eventuell erforderlich sind. Sofern die Erhaltung geboten ist, lassen sich die weiteren Maßnahmen aus dieser Überprüfung ableiten.

Vielfach helfen bereits Absprachen mit den Grundeigentümern oder sonstigen Verfügungsberechtigten, zumal sich die Grundstücke oft in öffentlicher Hand befinden.

Soweit eine formelle Sicherstellung veranlaßt erscheint, genügt in der Regel ein Schutz als Naturdenkmal im Sinne des § 3 RNG, läßt diese Vorschrift doch auch sogenannte flächenhafte Naturdenkmale zu. Die Sicherstellung selbst erfolgt ohne Verwaltungsaufwand durch Eintragung in das Naturdenkmalebuch, die das Landratsamt als Untere Naturschutzbehörde mit Zustimmung der Regierung als Höherer Naturschutzbehörde veranlaßt. Auflagen, z. B. über die Art der Nutzung und Benutzung sind zulässig.

In ganz besonderen Fällen kann ein vollständiger Schutz im Sinne von § 4 RNG als Naturschutzgebiet geboten sein, denn dort sind ausdrücklich „erdgeschichtlich bedeutsame Formen der Landschaft“ als Beispiel herausgestellt. Da das Verfahren zu diesem stärksten Schutz schwerfällig und langwierig ist, griff die Praxis fast ausschließlich zu dem Institut des Naturdenkmales, das bei entsprechender Überwachung doch eine relativ zuverlässige Sicherung bringt. Um größere Landschaftsteile bedingt in Obhut zu nehmen, sieht das Reichsnaturschutzgesetz schließlich auch noch sogenannte Landschaftsschutzgebiete vor. Trotz der Möglichkeit, Auflagen zu bestimmen, wurden die Erwartungen nur teilweise erfüllt. In inflationärer Weise entstanden solche Gebiete, bis schließlich an vielen Orten niemand mehr Willens oder in der Lage war, die Auflagen tatsächlich durchzusetzen und Mißständen zu begegnen. Dennoch kommt eine solche Regelung als Rahmenschutz neben den eigentlichen Bodendenkmalen, beispielsweise für den Riesrand oder wesentliche Teile desselben in Betracht.

Abschließend wäre noch festzustellen, woher die Mittel für Schutzmaßnahmen oder etwaige Pflegekosten kommen. Da der amtliche Naturschutz selbst in der heutigen Zeit immer noch keinen Etat kennt, erübrigen sich weitere Überlegungen in dieser Richtung. Die interessierten Personen und Stellen sind somit auf ihre eigene Findigkeit und Möglichkeiten angewiesen. Ein Glück, daß der allemal erforderliche Geldaufwand bei Bodendenkmalen weit hinter allem anderen zurückbleibt.

Geologica Bavarica	61	389—399	München 1969
--------------------	----	---------	--------------

Kennzeichen von Meteoritenkratern mit Bezug auf das Ries

VON EKKEHARD PREUSS *)

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	389
2. Form und Ausbildung von Meteoritenkratern	390
2.1. Der kosmische Körper	391
2.2. Direkte Beobachtungen	391
2.3. Meteoritisches Material	391
2.4. Größe und Verteilung	392
2.5. Die runde Form der Meteoritenkrater	392
2.6. Das Profil der Meteoritenkrater	393
2.7. Auswurf-Trümmernmassen	393
2.8. Einwirkung auf die Kraterumgebung	393
2.9. Tiefenerkundung	394
3. Veränderungen der Gesteine und Minerale	395
3.1. Stoßwellen-Metamorphose	395
3.2. Isotropisierung (diaplektische Gläser), Mineralneubildungen und Schmelzen	395
3.3. Breccierung und Zertrümmerung	396
3.4. Strahlenkalke = shatter cones	396
4. „Eruptivgesteine“ als Folge des Einschlages	397
5. Zentrale Erhebung (central uplift)	397
6. Kryptoexplosions-Strukturen	397
7. Zusammenfassung	398
8. Literatur	398

1. Einleitung

Der Verfasser lernte vor vierzig Jahren durch seinen Lehrer Prof. Dr. F. HEIDE die ersten Arbeiten über Meteoriten, Meteoritenkrater und Tektite kennen (PREUSS 1935). Sein dauerndes Interesse wurde neu entfacht, als SHOEMAKER und CHAO im Jahre 1960 (PECORA 1960) neue Beweise für die Entstehung des Nördlinger Ries durch einen Meteoriteneinschlag brachten. Er setzte sich für die neue Theorie ein und für ihre Überprüfung. Auf seinen Vorschlag konstituierte sich im Dezember 1961 in München unter der Führung von A. BENTZ und H. REICH eine Arbeitsgemeinschaft zur Zusammenarbeit und gegenseitigen Unterstützung bei der Riesforschung. Im Jahre 1968 stimmte die Arbeitsgemeinschaft Ries auf einer Sitzung dem Vorschlag des Verfassers zur Veröffentlichung eines umfassenden Ries-Berichtes zu, dessen Herausgabe durch das Geologische Landesamt München als Band 61 der „Geologica Bavarica“ übernommen wurde.

*) Prof. Dr. EKKEHARD PREUSS, Staatliches Forschungsinstitut für angew. Mineralogie Regensburg bei der TH München, 84 Regensburg, Kumpfmühler Straße 2.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß kosmische Körper (Meteoriten, Kleine Planeten, Kometen) mit der Erde zusammenstoßen und Einschlagkrater erzeugen, deren Erhaltungszustand je nach dem Alter sehr verschieden sein wird. Ihre Zahl hat bereits ein halbes Hundert erreicht. Zahlreiche charakteristische Merkmale und Kennzeichen wurden in den letzten Jahren erkannt und studiert. Es wurde natürlich auch nach Kennzeichen gesucht, die eine „Gegenindikation“ gegen die Einschlagtheorie und für eine irdische Bildung geben könnten. Nach unserem heutigen Wissensstand ist es sehr selten zu erwarten, daß geologische Vorgänge zu gleichen oder ähnlichen Strukturen und Kennzeichen führen, wie sie derzeit für die Meteoritenkrater als typisch gelten. Jedenfalls wird heute in allen irgendwie zweifelhaften Fällen (auch bei nicht runden Strukturen) diskutiert, ob die Kennzeichen für einen Einschlag vorliegen.

Noch vor wenigen Jahren wurden geologische Strukturen, wie das Sudbury-Becken, der Vredefort-Ring, der Bushveld-Komplex, der große Bogen der östlichen Hudson-Bay nur vorsichtig als Einschlag-Struktur diskutiert. Inzwischen haben sich die Anzeichen für einen Impakt gemehrt. Auch die Krater des Mondes, die wahrscheinlich zu einem recht großen Teil durch Einschlag entstanden sind, werden zur Aufklärung irdischer Einschlag-Strukturen dienen und umgekehrt.

Diese zusammenfassende Arbeit über die Kennzeichen von Einschlagkratern kann nur eine kurze Information geben ohne spezielle Angaben der sehr reichlichen Literatur. Dies muß einer größeren Arbeit vorbehalten bleiben. Es sollen vor allem die heute bekannten Kennzeichen mit den besonderen Verhältnissen im Ries verglichen werden. Natürlich kann das Ries nicht alle Kennzeichen vorweisen — sei es, daß sie fehlen oder noch nicht beobachtet sind. Die Erscheinungen der kleinen Krater unter 100 m werden hier nicht besprochen.

2. Form und Ausbildung von Meteoritenkratern

Jahrzehntelang war der Cañon-Diablo-Krater in Arizona mit 1,2 km ϕ das Standard-Studienobjekt für einen Meteoritenkrater, nachdem die Eisen-Bruchstücke eines Sideriten schon im vorigen Jahrhundert Aufsehen erregt hatten und er die Bezeichnung „Meteorkrater“ erhielt. Doch gab es trotz des echten Meteoritenmaterials jahrelang Streiter gegen die Meteoritentheorie.

Im Jahre 1950 deutete der Prospektor CHUBB auf einem Luftbild des nördlichen Canadas (New Quebec) einen kreisrunden See mit 3,4 km ϕ fälschlich als eine Durchschlagsröhre (Pipe). Damit begann die später in Canada so erfolgreiche Suche nach runden Strukturen, die möglicherweise Meteoritenkrater sind. Im Jahre 1960 führte die umfangreiche geologische Untersuchung des Meteorkraters in Arizona durch SHOEMAKER und CHAO zu der bekannten und folgereichen Entdeckung der SiO_2 -Hochdruckmodifikation Coesit im Sandstein des Kraterinnern. Die Entdeckung des gleichen Minerals im Ries veranlaßte die Untersuchung des Suevit-Gesteins, in dem die „Planaren Elemente“ entdeckt und als Folge des Einschlages gedeutet wurden. Diese Kennzeichen fanden sich an anderen, nicht so auffälligen Strukturen wieder wie es das Ries ist. So konnten, gewissermaßen von einer als Krater erkannten runden Struktur fortschreitend zur nächsten, immer neue Einschlagkrater gefunden werden. Schließlich ist äußerlich, morphologisch nichts mehr von einem Krater zu erkennen. Nur einige, früher völlig rätselhafte

Gesteine zeigen die Zeichen der „Stoßwellen-Metamorphose“. Deshalb wurde die alte Struktur von Rochechouart von KRAUT in ds. Bd. als Vergleich zum Ries beschrieben.

Zusammenstellungen der „Runden Strukturen“ und Krater findet man bei MONOD 1963, FREEBERG 1966, SHORT & BUNCH 1968.

2.1. Der kosmische Körper

Die Natur der in den verschiedenen Fällen einschlagenden Körper kennen wir nicht genau. Meteoriten sind schwere kompakte Körper aus Silikat und/oder Eisen. Kometen haben eine sehr lockere Form. Beide Arten geben vermutlich unterschiedliche Erscheinungen beim Einschlag. Die Größe der kraterbildenden Meteoriten kommt bei großen Kratern bereits in die Größe der direkt beobachtbaren Kleinen Planeten (Planetoiden). Größe, Dichte, Geschwindigkeit und Einschlagwinkel der auftreffenden Körper sind verschieden. Doch ist deren Einfluß auf die Ausbildung des Kraters und eventuell auf die Stoßwellen-Metamorphose noch nicht untersucht.

2.2. Direkte Beobachtungen

Das Prinzip der Aktualität können wir glücklicherweise nicht auf das Ries anwenden. Denn die beiden größten, bisher beobachteten Einschläge sind mit den außerordentlich seltenen Riesenmeteoriten nicht zu vergleichen. Diese sind das Tunguska-Ereignis vom 30. Juni 1908 mit weltweit beobachteten Luftdruckwellen, aber ohne eine Kraterbildung auf dem Boden und der Eisenmeteoriten-Fall von Sikhote Alin (Sibirien) vom 12. Febr. 1947 mit kleinen Löchern bis zu 27 m ϕ .

2.3. Meteoritisches Material

Reste des Meteoriten sind das sicherste, wenn auch leider recht seltene Kennzeichen. Am Meteorokrater in Arizona (1,2 km ϕ) wurden noch große Meteoritenbruchstücke gefunden, ferner eine Unmenge mm-kleiner Eisenkugeln und eine als „iron shale“ bezeichnete Verschmelzung von Meteoritenmaterial mit Gesteinsmaterial mit hohem Nickelgehalt. Bei älteren Kratern verwittern die Eisenreste relativ schnell und bei größeren Kratern ist das Meteoritenmaterial wahrscheinlich restlos verdampft bis auf kleine Reste, die in Gesteinsgläsern eingeschmolzen sind. Die Energie eines einschlagenden Riesenmeteoriten sprengt nicht nur einen viel größeren Krater aus der Erde, sondern zerstört auch den Meteoriten, der weitgehend oder völlig verdampft (HEIDE 1933).

Im Ries konnte STAEHLE (s. v. ENGELHARDT et al., ds. Bd. S. 269) einen höheren Nickelgehalt in den Glasbomben feststellen, der möglicherweise durch Beimengung meteoritischen Materials bedingt ist. Auch S. HERR und E. PREUSS (demnächst) konnten leicht erhöhte Iridiumgehalte finden. Einschlüsse von Kugeln aus metallischem Eisen und Nickeleisen waren schon früher als möglicherweise meteoritische Einschlüsse gedeutet worden.

2.4. Größe und Verteilung

Die Größe der Meteoriten kann die Größe der Kleinen Planeten erreichen. Die Krater haben dann schätzungsweise den 20fachen Durchmesser. Es ist also gerade für besonders große Strukturen auf der Erde ein Einschlag wahrscheinlicher als eine irdische, vulkanische Ursache. Die Energie, die ein großer Einschlag entwickelt, liegt in der Größenordnung von 10^{24} bis 10^{29} erg und ist damit auch höher, als geologisch verfügbare Kräfte. Eine Abschätzung für das Ries mit mindestens 10^{26} erg machten (JUNG, SCHAAF & KAHLE, ds. Bd. S. 342).

Die Kratergrößen auf dem Mond können als Beispiel dienen. Im Unterschied zum Mond ist aber auf der Erde mit einer relativ größeren Zahl von großen, noch sichtbaren Kratern zu rechnen. Denn die „Lebensdauer“ großer Meteoritenkrater ist erheblich bevorzugt gegenüber einer „Normalverteilung“ wie auf dem Mond. Die kleinen Krater werden auf der Erde in entsprechend kürzerer Zeit abgetragen oder aufgeschüttet. Sie entziehen sich schnell der Beobachtung.

Der Einfall der Meteoriten auf der Erde ist sicher rein statistisch verteilt. Daraus folgt: Ein Einschlagkrater kann auch rein zufällig in einem geologisch irgendwie auffälligen Gebiet liegen. Freilich wird man ihn dann besonders sorgsam prüfen, wie dies zum Beispiel beim Ries der Fall war.

Zwei Krater, die benachbart sind und keinen erkennbaren Altersunterschied zeigen, könnten von einem Doppelmeteoriten herrühren. Es spricht nichts dagegen, trotzdem unter den bekannten 1500 Kleinen Planeten bisher kein Doppelplanetoid beobachtet ist (Frdl. Mittg. von Dr. J. SCHUBART, Heidelberg). Zwei benachbarte Einschlagkrater dürften andererseits mit sehr großer Wahrscheinlichkeit nicht von zwei zeitlich getrennten Einschlägen hervorgerufen worden sein.

Das Ries und das Steinheimer Becken sind zwei derartige Nachbarn, deren Ähnlichkeit seit langem diskutiert wird. Es ist deshalb von großem Interesse, wenn auch das Steinheimer Becken meteoritisch ist, da dann mit der Existenz von Doppelmeteoriten gerechnet werden muß und diese auch anderswo zu beobachten sein könnten.

Aus dieser Überlegung kann aber nicht geschlossen werden, daß das Steinheimer Becken ein Meteoritenkrater wie das Ries sein muß. Die Beweisführung muß getrennt erfolgen.

2.5. Die runde Form der Meteoritenkrater

Das auffälligste Merkmal ist die runde Form der Krater und Kraterruinen. Junge Krater zeigen oberflächlich mehr oder weniger polygonale Formen, die durch das Gelände und das Gefüge der Gesteine beeinflusst sind. Auch oberflächlich unsymmetrische Verteilung der Trümmernmassen sind möglich, eventuell als Folge einer Abtragung.

Im Ries ist dies deutlich zu beobachten, doch gehen die Meinungen über die Ursache der Unsymmetrie der Auswurfmassen noch auseinander.

Nach der Tiefe zu nimmt die „Rundheit“ zu. Dies lassen die älteren bereits etwas abgetragenen Krater in Canada erkennen. Die Rundheit ist die Folge der sich im tieferen Untergrund kugelschalig ausbreitenden Stoßwelle, die nicht mehr von den oberflächennahen Schichten beeinflusst wird. Erst sehr weit abgetragene

Krater, die sehr alt und durch Erosion und eventuell Tektonik verändert sind, können ihre Rundheit verlieren und unauffällig werden.

Die runde Form eines Meteoritenkraters konkurriert mit den runden Formen vulkanischer Krater und der Kalderen. Auch andere geologische Vorgänge führen zu rundlichen Formen. So ist die Rundheit einer Struktur nur ein Hinweis für meteoritische Entstehung, genau so, wie die Unrundheit einer Struktur noch kein Beweis gegen einen Meteoritenkrater sein muß. Aus der Form des Steinheimer Beckens kann also kein Beweis abgeleitet werden.

2.6. Das Profil der Meteoritenkrater

Für die Unterscheidung von Vulkankratern und Meteoritenkratern wurden mehrfach Beziehungen zwischen Kratertiefe und Kraterdurchmesser aufgestellt. Doch können derartige Regeln nur in wenigen Fällen wirksam werden, da fast alle Meteoritenkrater durch Abtragung der Wälle und Auffüllung der Tiefen verändert sind.

Deshalb werden die Dimensionen des gut erhaltenen Ries als Grundlage für die Aufstellung von Beziehungen verwendet und man kann nicht umgekehrt aus den Formeln die Entstehung des Ries ableiten.

Das einfache Kraterprofil wird bei einigen Kratern durch eine konzentrische wallartige Erhebung im Innern modifiziert. Besonders deutlich ist dieser Ring im westlichen Clearwater Lake in Canada (30 km ϕ) ausgebildet.

Im Ries kennen wir ebenfalls schon lange den inneren kristallinen Wall, der nicht nur morphologisch gut zum Ausdruck kommt, sondern auch in den geophysikalischen Messungen klar erkennbar ist (ANGENHEISTER & POHL, ds. Bd. S. 312). Seine Ausbildung wurde auf den geologischen Aufbau des Ries zurückgeführt, bei dem die leichteren mesozoischen Deckschichten über einem festen kristallinen Untergrund liegen und die Ausbildung eines „zweischichtigen“ Kraters ermöglichen (PREUSS 1964).

2.7. Auswurf-Trümmerrmassen

Die ausgeworfenen Trümmerrmassen sind nur bei sehr jungen Kratern zu beobachten, wie bei dem leider schwer zugänglichen Bosumtwi-See in Ghana (11 km ϕ , Alter ca. 1,2 Mill. Jahre). Die alten canadischen Krater sind abgetragen, der jüngere Mien-See in Schweden (6 km ϕ) ist durch das Inlandeis ziemlich abgeräumt worden.

Allein im Ries können die Trümmerrmassen erfolgreich untersucht werden und zeigen an ihrer Verteilung beispielhaft die nur durch einen Einschlag erklärbaren Verhältnisse. Die früher unvorstellbar weite Verbreitung der Trümmerrmassen hatte zu der Annahme weiterer kleiner Auswürfe aus „örtlichen Aufbrüchen“ in der Umgebung des Ries geführt, die sich nicht bestätigten.

2.8. Einwirkung auf die Kraterumgebung

Der durch den Einschlag erzeugte Stoß breitet sich kugelförmig nach allen Seiten aus. An der Oberfläche jedoch können die Schichten nach oben ausweichen und werden aufwärts und auswärts gedrückt, so daß sie nach außen abfallen.

Diese charakteristische Aufbiegung ist z. B. am Meteorkrater in Arizona und am New Quebec-Krater (3,4 km Φ) gut zu beobachten.

Im Ries ist diese Aufbiegung bisher nur undeutlich an der Oberfläche zu erkennen. Jedoch scheint die bei der Reflexionsseismik gefundene Aufbiegung der Schichten außerhalb des Kraterrandes in der Tiefe auf diesen Effekt hinzuweisen (siehe Abb. 4 und 7 in ANGENHEISTER & POHL, ds. Bd. S. 312 und 325).

An den älteren abgetragenen canadischen Kratern sind radiale Zerreibungen und konzentrische Sprünge zu beobachten, die durch die Erosion bloßgelegt sind.

Im Ries können bisher derartige Veränderungen des umgebenden Gesteins nicht beobachtet werden, da die Überdeckung zu stark ist. Doch konnte GEROLD H. WAGNER überraschende Schichtverschiebungen auf horizontalen Schichtflächen beobachten (HÜTTNER, ds. Bd. S. 177). Kiese konnten bisher nur im Ries beobachtet werden. Besonders eindrucksvoll und überzeugend sind die bekannten Schliff-Flächen auf dem Untergrund von festen Malmkalken (HÜTTNER, ds. Bd.).

Konzentrisch außerhalb des Kraters umlaufende Erhebungen sind nicht nur aus theoretischen Überlegungen, sondern auch aus Beispielen der Mondkrater („Tsunami“ des Mare Orientale) bekannt. Im Riesgebiet versuchte JOHNSON 1965 nachzuweisen, daß sich umlaufende Wälle in 34 und 45 km Entfernung befinden.

2.9. Tiefenerkundung

Die Erkundung der Tiefe ist durch Bohrungen, durch geophysikalische Messungen und durch den Vergleich mit bereits tiefer erodierten Strukturen möglich.

Bohrungen sind das sicherste, leider auch aufwendigste Mittel. Sie wurden in vielen canadischen Kratern bereits mit sehr großem Erfolg in vielen hundert Bohrm Metern angewendet und haben dort ganz entscheidend zur Kenntnis der Tiefenstruktur und der Verteilung der Trümmernmassen beigetragen. Daß der Aufbau vor allem der großen canadischen Krater mancherlei Besonderheiten, wie z. B. einen „central uplift“ hat, wäre ohne Bohrungen nicht zu erkennen gewesen.

Im Ries haben Bohrungen bisher wenig zur Klärung der Tiefenstruktur beitragen können im Gegensatz zu den geophysikalischen Messungen.

Die Messungen der Magnetik, die in den meisten Kratern durchgeführt wurden, haben eigentlich nur im Ries interessante Ergebnisse gebracht. Die Suevite, die allein für die magnetischen Anomalien verantwortlich sind, sind in einem einheitlichen Vorgang entstanden. Die Stärke der Anomalie läßt Schlüsse über ihre Beteiligung an den Trümmernmassen im Riesinnern zu (POHL & ANGENHEISTER, ds. Bd. S. 135).

Die Seismik kann nur dort erfolgreich eingesetzt werden, wo in der Tiefe Reflexionshorizonte oder Geschwindigkeitsunterschiede zu erwarten sind. Dies ist vor allem im Ries der Fall, so daß die hier erhaltenen Ergebnisse auf andere Kraterstrukturen angewendet werden. Die seismischen Untersuchungen an anderen Kratern haben bisher weniger Erkenntnisse gebracht, als gerade im Ries (ANGENHEISTER & POHL, ds. Bd.).

3. Veränderungen der Gesteine und Minerale

3.1. Stoßwellen-Metamorphose

Die Stoßwelle des Einschlages, deren Druck im Zentrum bis 1000 kbar erreichen kann, nimmt nach außen ab und bewirkt dabei eine kontinuierliche Folge von Veränderungen an den Gesteinen und deren Mineralen, die von der völligen Verdampfung und Aufschmelzung bis zur einfachen Zertrümmerung reichen. Diese Stoßwellen-Metamorphose führt zu Veränderungen, die nach unserer heutigen Kenntnis in vielen Fällen nur unter diesen dynamischen Bedingungen, nicht unter statischen Bedingungen erhöhten Druckes und/oder erhöhter Temperatur möglich sind. Mit zunehmender Entfernung vom Zentrum sind diese Veränderungen, vor allem Zertrümmerungen und Breccierungen von den Wirkungen geologischer Kräfte zunehmend schwieriger zu unterscheiden.

Die Stoßwellen-Metamorphose verändert die Gesteine und Minerale bis in die kleinsten Bereiche. Sie wird deshalb als ein eindeutiges und vielseitig anwendbares Kennzeichen angesehen, das auch in den Strukturen noch als ausreichendes Kennzeichen angesehen werden muß, die sonst keine Hinweise auf meteoritische Entstehung geben. Der Zugang zu der ständig wachsenden Literatur wird durch den Sammelband der NASA-Konferenz (FRENCH & SHORT 1968) erleichtert.

Das Ries hat zur Untersuchung dieses Phänomens besonders vielfältiges Material beigetragen (v. ENGELHARDT, STÖFFLER & SCHNEIDER, ds. Bd.). Die hier gemachten Beobachtungen wurden auch in anderen Kratern bestätigt.

Im Steinheimer Becken konnten bisher nur die planaren Elemente in Quarzen als Stoßwellen-Indikatoren für einen Einschlag gefunden werden (GROSCHOPF & REIFF, ds. Bd.).

3.2. Isotropisierung (diaplektische Gläser), Mineralneubildungen und Schmelzen

Die Stoßwellen-Metamorphose führt in den höheren Stufen zu charakteristischen Veränderungen, die besonders im Suevit des Ries eindrucksvoll sind. Sie wurden auch in den Gesteinen anderer Krater gefunden und berechtigen, die Bezeichnung Suevit allgemeiner anzuwenden, wenn auch Glasschmelzen gebildet worden sind.

Die bereits von v. GÜMBEL 1870 und OBERDORFER 1905 beobachteten isotropen Quarze und Feldspäte sind von v. ENGELHARDT (ds. Bd. S. 235) als diaplektisch bezeichnet worden, um für die „isotropen“ Minerale, die nicht echt geschmolzen sind, eine eigene Phasen-Bezeichnung verwenden zu können.

Die Bildung neuer Minerale, wie des Coesit, wurde als erstes Kennzeichen für die meteoritische Bildung eines Kraters bekannt (PECORA 1960). Inzwischen sind weitere neue Minerale gefunden worden, von denen die neue Kohlenstoff-Modifikation, die EL GORESY 1969 im Ries-Glas gefunden und Chaoit benannt hat, besonders bemerkenswert ist.

Glasige Bestandteile und entglaste, ehemalige Glasschmelzen sind im allgemeinen keine Kennzeichen, da eine vulkanische Bildung zu gleichen oder ähnlichen Gläsern führen kann. Erst die Analyse der Gläser, die Beschaffenheit der Einschlüsse, vor allem die Schlierigkeit kann die Aufschmelzung durch Stoßwellen wahrscheinlich machen, vor allem, wenn auch die Minerale der Einschlüsse Stoßwellen-Metamorphose zeigen. — Die im Ries für den Suevit charakteristischen

Glasbomben (Fladen) sind auch aus dem Mien-See (Schweden) bekannt. Sie sind nur in den Auswurfmassen zu finden, die einen längeren Weg durch die Atmosphäre gehabt haben und entsprechende Flugformen ausbilden konnten. Anderenfalls ist mit ganz unregelmäßig begrenzten Partien von Glas zu rechnen. Auch in den „Sueviten“ älterer Krater sind die Gläser erkennbar bis zu sehr kleinen Dimensionen, wie in den von KRAUT in ds. Bd. besprochenen Breccien von Rochechouart-Chassenon.

3.3. Breccierung und Zertrümmerung

Zertrümmerungen und Breccierungen von Gesteinskörpern kommen sehr häufig vor. Sie können nicht als ein sicheres Kennzeichen genommen werden. Sie sind zwar an allen sicheren Meteorokratern zu beobachten, ohne daß es möglich ist, sichere Unterschiede zu echten geologischen Breccierungen anzugeben. Der Übergang von Gesteinsbreccien mit sehr verschiedenen Bestandteilen („Bunte Kristallinbreccie“ im Ries) zu einer immer einheitlicheren und schließlich monomikten Breccie ist fließend. Diesen Übergang müssen wir erwarten, je weiter die Breccien von dem Zentrum eines Einschlages entfernt sind und je weniger sie bewegt worden sind (z. B. DAVID, ds. Bd. S. 365). Besonders anschaulich werden diese verschieden stark gemischten Breccien von Rochechouart (KRAUT, ds. Bd.) beschrieben. Sie können einen Begriff geben, wie das Gesteinsmaterial im Ries in mehreren Hundert Meter Tiefe verändert sein könnte.

Im Ries ist eine besondere Zertrümmerung der großen Schollen als „Gries“ bekannt. Ursprünglich unzerstörte größere Gesteinspartien bis zu mehreren Zehner-Metern Größe sind in Bruchstücke von einigen Zentimetern zerlegt, ohne daß der Verband der Bruchstücke untereinander gelöst ist. Diese „Vergriesung“ ist sowohl an massigen Kalken, als auch an Kristallinen Gesteinen beobachtet.

3.4. Strahlenkalke = shatter cones

Die aus dem Steinheimer Becken lange bekannten Strahlenkalke wurden von DIETZ 1968 auch von 18 anderen Fundorten beschrieben. Er hält sie unter der Bezeichnung „shatter cones“ für ein wichtiges und zuverlässiges Kennzeichen für Meteoritenkrater. Gegenbeweise oder künstliche Bildungen sind bisher nicht bekannt. Die shatter cones wurden zuerst nur in Kalken gefunden, sie werden jetzt aber zunehmend in kristallinen Gesteinen beobachtet (z. B. KRAUT, ds. Bd.). Die Orientierung der Kegel ist dort, wo sie in größeren Strukturen gemessen werden konnte, gleichmäßig auf die Mitte der Struktur gerichtet (z. B. am Vredefort-Dom). Sie sind bevorzugt in den umstrittenen Kryptoexplosions-Strukturen zu finden. So konnten die zuerst in La Malbaie (Charlevoix, Canada) gefundenen shatter cones durch die umfangreiche Stoßwellen-Metamorphose der dortigen Gesteine einem neuen Meteoritenkrater zugeordnet werden (RONDOT 1968).

Im Ries sind trotz der Vielfalt von Gesteinen, vor allem von Kalken, bisher nur Andeutungen von shatter cones gefunden worden (HÜTTNER, ds. Bd. S. 165, DRESSLER et al., ds. Bd. S. 226). Hierfür gibt es noch keine Erklärung. Es wäre möglich, daß die shatter cones zu ihrer Bildung außer dem erforderlichen Stoß noch einen ausreichenden Allgemeindruck brauchen und daß derartige Bereiche im Ries noch nicht aufgeschlossen sind.

4. „Eruptivgesteine“ als Folge des Einschlages

Bereits KALJUVEE vermutet 1933, daß der Ries-Einschlag durch seinen in die Umgebung fortgesetzten Druckstoß auch die Uracher Vulkanschote verursacht haben könnte, die in ihrer Art auch ein einzigartiges Phänomen sind. Inzwischen sind an einem halben Dutzend canadischer Krater, die allerdings größer als das Ries sind, Eruptivgesteine gefunden worden, die z. T. stoßwellen-metamorphe Einschlüsse von Trümmern enthalten. Diese Eruptiva sind jünger, ein Zusammenhang mit dem Einschlag ist wahrscheinlich, aber nicht gesichert (z. B. DENCE, INNES & ROBERTSON 1968).

Im Ries ist von einem späteren Magmatismus nichts zu bemerken, der durch den Einschlag hervorgerufen sein könnte.

5. Zentrale Erhebung (central uplift)

Die großen canadischen Krater über 10 km ϕ zeigen ein Profil, das nicht der Erwartung entspricht. Das Schweredefizit, das von den kleinen Kratern bis zur Größe des Ries auf über 15 mgal zunimmt, ist bei größeren Kratern wieder verringert. Die Mitte der größeren Krater hat sich derart gehoben, daß die brecciösen, stoßwellen-metamorphen Gesteine aus der Tiefe in die gleiche Höhe kommen wie die randlichen Partien. Ob diese in der Mitte besonders deutliche zentrale Anhebung des Kraterbodens durch einen Massenausgleich nach dem Einschlag bedingt ist oder sich erst langsam durch isostatischen Aufstieg ausbildet, ist ungewiß. Z. B. hatte der paläozoische Nicholson Lake in Canada ursprünglich 12,5 km ϕ . Jetzt sind ca. 600 m regional abgetragen. Die Mitte hat sich um etwa 2000 m gehoben, so daß nur noch ein Schweredefizit von $-7,5$ mgal besteht. Randlich ist eine grabenförmige Vertiefung geblieben, in der sich die letzten Sedimentreste eines ehemaligen Kratersees erhalten haben. Durch dieses zentrale Aufsteigen des Kraterbodens wird die Lebensdauer des Kraters erheblich verringert. Im Beispiel des Nicholson Lake würden 100 m weitere Abtragung voraussichtlich genügen, um alle Kennzeichen eines ehemaligen Kraters verschwinden zu lassen (DENCE, INNES & ROBERTSON 1968).

Im Ries ist von der hier ausführlich geschilderten Erscheinung nichts zu bemerken. Die Größe des Ries liegt aber an der Grenze, wo die Ausbildung einer Zentralen Erhebung beginnen könnte.

Im Steinheimer Becken liegt die besonders merkwürdige Erhebung des Steinhirt-Klosterberges (GROSCHOPF & REIFF, ds. Bd.). Diese ist mit dem central uplift der großen canadischen Krater nicht zu vergleichen, sondern ist durch die speziellen Verhältnisse der Schichtenfolge des Mesozoikums bedingt.

6. Kryptoexplosions-Strukturen

Kryptovulkanisch nannten BRANCO & FRAAS 1905 das Steinheimer Becken: „obgleich jede Spur vulcanischer Gesteine fehlt, ist der Berg dennoch vulcanischer Entstehung“. Im Bemühen um einen neutralen Ausdruck werden derartige Strukturen besser als Kryptoexplosions-Strukturen bezeichnet. Hierunter lassen sich alle zweifelhaften und unsicheren Strukturen, ob vulkanisch oder meteoritisch,

einordnen. Zahlreiche derartige Strukturen vor allem in karbonatischen Gesteinen, werden zur Zeit in den USA diskutiert. FRENCH (1968) nennt zwei Typen: (1) Strukturen in alten granitischen Gesteinen mit ungewöhnlichen Deformationsstrukturen und (2) Strukturen in meist kalkigen Sedimenten mit intensiver Deformation, zentralen Erhebungen und Strahlen-Kalken (shatter cones). Bei diesen Typen hat sich inzwischen gezeigt, daß (1) auch shatter cones und (2) auch Stoßwellen-Erscheinungen in quarzführenden Sedimenten zeigen. Dies bestärkt den Zusammenhang zwischen den Kryptoexplosions-Erscheinungen in Graniten und kalkigen Sedimenten. Für beide liegt eine meteoritische Entstehung nahe.

Da beide Kennzeichen im Steinheimer Becken bekannt sind, dürfte die meteoritische Entstehung sehr wahrscheinlich sein (GROSCHOFF & REIFF, ds. Bd.).

7. Zusammenfassung

Diese kurze Aufzählung der Kennzeichen von Meteoritenkratern kann in keiner Weise erschöpfend sein, da sie mit dem Bezug auf das Ries erfolgte. Wir können auch keineswegs mit den Kennzeichen anderer Krater Beweise für das Ries bringen. Denn das Ries hat selbst so viele Beobachtungen erbracht, daß umgekehrt andere fragliche Krater nach ihrer Ähnlichkeit mit dem Ries beurteilt werden, dessen merkwürdige Erscheinung widerspruchlos nur durch den Einschlag eines extraterrestrischen, kosmischen Körpers erklärt werden kann.

Die Vielzahl von ähnlichen und gleichen Beobachtungen an einer sehr großen Zahl von Strukturen hat eine gleichartige Entstehung der fraglichen Krater gesichert. Da diese Krater aber weitere am Ries nicht bekannte Beobachtungen ergeben haben, ist es umgekehrt notwendig, das Ries auch auf diese weiteren Phänomene zu prüfen. So verspricht die Untersuchung neuer Strukturen und ihr Vergleich mit den bekannten Strukturen, vor allem dem Ries, weitere Erkenntnisse für letzteres.

8. Literatur

- BRANCO, W. & FRAAS, E.: Das kryptovulkanische Becken von Steinheim. — Abh. kgl. preuß. Akad. Wiss., Berlin 1905.
- DENCE, M. R., INNES, M. J. S. and ROBERTSON, P. B.: Recent geological and geophysical studies of Canadian craters. — In: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): Shock metamorphism of natural materials, S. 339—362, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- DIETZ, R. S.: Shatter cones in cryptoexplosion structures. — In: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): Shock metamorphism of natural materials, S. 267—290, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- EL GORESY, A.: Neue Kohlenstoff-Modifikation aus dem Nördlinger Ries. — Naturwiss., 56, S. 493, Heidelberg 1969.
- FREEBERG, JAQUELYN H.: Terrestrial impact structures — a bibliography. — U.S. Geological Survey Bull., 1220 and 1320, Washington 1966 und 1969.
- FRENCH, B. M.: Shock metamorphism as a geological process. — In: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): Shock metamorphism of natural materials, S. 1—17, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.

- FRENCH, B. M. and SHORT, N. M.: Shock metamorphism of natural materials. — Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- GÜMBEL, C. W.: Über den Riesvulkan und über vulkanische Erscheinungen im Rieskessel. — S.-B. bayer. Akad. Wiss., **1**, S. 153—200, München 1870.
- HEIDE, F.: Über Riesenmeteoriten. — Chemie d. Erde, **8**, S. 224—251, Jena 1933.
- JOHNSON, G. G. jr.: A mathematical analysis of terrestrial impact craters. — Thesis, Pennsylvania State Univ. 1965.
- KALJUVEE, J.: Die Großprobleme der Geologie. 162 S., Tallinn (F. Wassermann) 1933.
- MONOD, TH.: Liste d'accidents circulaires d'origine météoritique reconnue, possible ou supposé. — Kumasi conference, 1963.
- OBERDORFER, R.: Die vulkanischen Tuffe des Ries bei Nördlingen. — Jh. Ver. vaterl. Naturkd. Württ., **61**, S. 1—40, Stuttgart 1905.
- PECORA, W. T.: Coesite Craters and Space Geology. — Geotimes, **5**, No. 2, p. 16—19 and 32, 1960.
- PREUSS, E.: Spektralanalytische Untersuchung der Tektite. — Chemie d. Erde, **9**, S. 365—418, Jena 1935.
- Das Ries und die Meteoritentheorie. — Fortschr. Mineral., **41**, S. 271—312, Stuttgart 1964.
- RONDOT, J.: Nouvel impact météoritique fossile? La structure semicirculaire de Charlevoix. — Canad. J. Earth Science, **5**, S. 1305—1317, Ottawa 1968.
- SHORT, N. M. and BUNCH, T. E.: A worldwide inventory of features characteristic of rocks assoziated with presumed meteorite impact structures. — In: B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.): Shock metamorphism of natural materials, S. 255—266, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.

Geologica Bavarica	61	400—412	München 1969
--------------------	----	---------	--------------

Das Steinheimer Becken

Ein Vergleich mit dem Ries

Mit 6 Abbildungen

VON PAUL GROSCHOFF & WINFRIED REIFF ¹⁾

Einleitung

Steinheimer Becken und Nördlinger Ries haben so viele Ähnlichkeiten, daß man das Steinheimer Becken oft als kleines Nördlinger Ries ansah. Bei genauerem Zusehen zeigen sich aber auch auffallende Unterschiede. Bei beiden wurde bis vor wenigen Jahren die vulkanische Entstehung als die wahrscheinlichste angesehen, obwohl schlüssige Beweise für diese Auffassung weder im einen noch im anderen Fall erbracht werden konnten. Durch die neueren Untersuchungen mehren sich die Argumente, daß das Ries — wie vereinzelt auch schon vermutet — wahrscheinlich durch den Einschlag eines Meteoriten entstanden ist. Die Frage ist naheliegend, ob diese Deutung auch für das Steinheimer Becken zutrifft. Diese Frage können wir aufgrund unserer neueren Untersuchungen bejahen, weshalb wir unsere Ergebnisse in diesem dem Ries gewidmeten Heft zur Diskussion stellen. Zuvor aber soll der Stand der bisherigen Forschung ins Gedächtnis gerufen werden.

Geographische Lage

Das nahezu kreisrunde Becken von Steinheim am Albuch, Landkreis Heidenheim (Abb. 1), liegt rund 40 km südwestlich vom Zentrum des Nördlinger Rieses. Der Durchmesser beträgt im Mittel 3,5 km. Gegenüber der umgebenden Albhochfläche, die von Oberem Weißen Jura gebildet wird (620—640 m ü. NN), liegt der heutige Beckenboden 100—120 m tiefer. Die zentrale Erhebung, der Steinhirt-Klosterberg, in der die Gesteine des Unteren Weißen und des Braunen Jura, die eigentlich 200—300 m tiefer liegen müßten, auftauchen, ragt 50—55 m über den Beckenboden empor. Im Nordwesten mündet das Hirschtal in das Becken und folgt dem nördlichen und östlichen inneren Rand bis zur Einmündung in das Stubental. Letzteres berührt das Becken an dessen südlicher Umrandung, ohne daß irgendwelche direkten Beziehungen zum Becken ersichtlich wären.

Geschichtlicher Überblick

Seit Beginn des 18. Jahrhunderts zog das Steinheimer Becken durch den reichen Fossilinhalt seiner Süßwassersedimente die Naturforscher an. Daß es sich — ähnlich wie das Ries — um einen Fremdkörper in der Schwäbischen Alb

¹⁾ Anschrift der Verfasser: Oberlandesgeologe Dr. PAUL GROSCHOFF, Landesgeologe Dr. WINFRIED REIFF, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Zweigstelle Stuttgart, 7 Stuttgart-O, Sängerstraße 5.

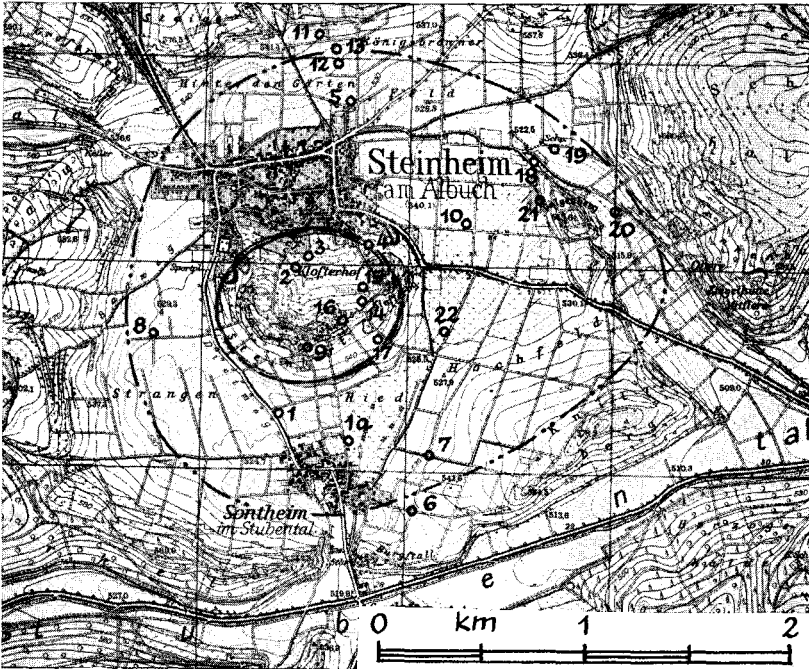


Abb. 1. Steinheimer Becken. Verkleinerter Ausschnitt aus dem Blatt 7326, Heidenheim, 1 : 25 000. 1—22 Bohrpunkte; äußere strich-punktirte Linie = Verbreitung der Primären Beckenbreccie; innere gestrichelte Linie = Begrenzung des Zentralkraters.

handelt, wurde vor rund 100 Jahren von den Geognosten QUENSTEDT, HILDENBRAND, O. FRAAS u. a.²⁾ erkannt. Das Ergebnis der ersten geognostischen Aufnahme ist in den Begleitworten zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg 1868 festgehalten. Der entsprechende Abschnitt beginnt mit dem bezeichnenden Satz: „Kaum wird es sonstwo in Deutschland, vielleicht kaum in Europa einen so eigenthümlichen, in sich abgeschlossenen Tertiärfleck geben, der in geologischer Hinsicht so Vieles böte, als das kleine, nur eine halbe Quadratmeile umfassende Becken von Steinheim.“ Eine Deutung ist damals noch nicht erfolgt. Zwar bestanden schon verschiedene Anschauungen über die Entstehung, wobei die tektonischen vorherrschten, doch wollte man sich erst festlegen, wenn die damalige Ries-Kartierung abgeschlossen wäre. Pfarrer ENGEL hat im Jahr 1881 als erster klar ausgesprochen, daß das Becken vulkanischen Ursprungs sein könnte. Da jedoch vulkanische Explosionsprodukte nicht gefunden wurden, tauchte zu Anfang dieses Jahrhunderts der Gedanke einer Entstehung durch Kryptovulkanismus auf (E. FRAAS und W. BRANCA 1905).

Zum besten Kenner des Steinheimer Beckens wurde dann KRANZ, der ab 1912 seine Sprengtheorie vom Ries auf Steinheim übertrug. Er hat die Theorie der vulkanischen Entstehung durch immer neue Beiträge, Modellversuche und

²⁾ Auf einen Literaturhinweis der älteren Arbeiten wird verzichtet, da in den Erläuterungen zur geognostischen Spezialkarte, Atlasblatt Heidenheim, 2. Auflage, 1924, von KRANZ die bis dahin erschienenen Arbeiten zusammengestellt wurden. Rund 75 Veröffentlichungen sind paläontologischen Inhalts, ungefähr 15 befassen sich mit der Entstehung des Steinheimer Beckens.

Grabungen so ausgebaut, daß sich Zweifel an seiner Anschauung bis in die jüngste Zeit nicht durchsetzen konnten. Kurz zusammengefaßt hat er folgende Theorie entwickelt: Eine starke Wasserdampfexplosion, deren Herd ganz flach in einem Hauptgrundwasserhorizont über den tonigen Mergeln von Weißjura Alpha oder Gamma lag, sprengte das flache Becken aus und überschob Schichtkomplexe aus dem Innern des Beckens auf den Rand (z. B. Knill, Bürgel und Burgstall). Bald danach folgte eine viel schwächere zweite Explosion im Niveau des Lias Alpha, die lediglich die zentrale Erhebung des Steinhirt-Klosterbergs emporschob. Dann soll sich das Becken, nachdem die bei der Explosion entstandenen Radialsprünge verklebt worden waren, mit Wasser gefüllt haben, so daß die Ablagerung der geschichteten Tertiärsedimente beginnen konnte.

Bereits um die Jahrhundertwende waren von HAUSSMANN im Bereich der Ostalb magnetische und gravimetrische Messungen durchgeführt worden. Sie konnten aber — ebensowenig wie eine 1926/27 speziell auf das Steinheimer Becken ausgerichtete magnetische Vermessung (HAUSSMANN) — einen richtig deutbaren Beitrag für das Problem der Beckenentstehung leisten.

Der Gedanke, das Steinheimer Becken könnte durch den Einschlag eines Meteors entstanden sein, wurde erstmalig 1934 von ROHLER und wenig später (1937) von STUTZER, der auch das Nördlinger Ries in seine Theorie einschloß, vertreten. Beide stützten sich auf Beobachtungen am Barringer-Krater in Arizona, konnten aber die herrschende Lehrmeinung nicht erschüttern.

Geologischer Aufbau

Eine geognostische Spezialkarte im Maßstab 1 : 50 000 (BERCKHEMER) für die weitere Umgebung und eine geologische Spezialkarte 1 : 25 000 (KRANZ) für das eigentliche Becken liegt bereits seit 1924 vor. Bei einer Neukartierung von Blatt Heidenheim im Maßstab 1 : 25 000 (REIFF 1958) wurde hauptsächlich eine genauere Gliederung der Jura-Schichten außerhalb des Steinheimer Beckens angestrebt und erreicht. Die Karte von KRANZ war schon so genau, daß sie bis heute nur unwesentlich verbessert werden konnte.

Die Albtal rund um Steinheim wird überwiegend von geschichteten Sedimenten des Weißen Jura Zeta (Liegende Bankkalke = *ulmensis*-Schichten, Zementmergel, Brenztal-Trümmeroolith) gebildet (Abb. 2). Größere Komplexe der Massenkalkfazies finden sich erst in einiger Entfernung vom Becken. Umso auffälliger ist das Auftreten von Massenkalk an mehreren Stellen des Beckenrands. Von KRANZ wurden alle diese Vorkommen als aus dem Becken herausgeschobene Schollen angesehen. Bei einigen Vorkommen scheint dies der Fall zu sein, bei anderen sind dagegen keine Anzeichen dafür vorhanden.

Wie bereits erwähnt, treten tiefere Jura-Schichten in der Zentralerhebung des Steinhirt-Klosterbergs zutage. Diese Erhebung ist sowohl hinsichtlich ihrer äußeren Gestalt als auch hinsichtlich des geologischen Aufbaus unsymmetrisch. Mit Ausnahme der Nordseite sind die Hänge verhältnismäßig steil. Ihr Fuß besteht aus einem schmalen Gürtel von Schichten des Weißjura Alpha und Beta, der den aus Braunjura bestehenden Kern ringförmig umgibt. An der Nordseite nehmen diese Weißjura-Schichten einen wesentlich breiteren Raum ein. Steigt man von hier den Steinhirt oder Klosterberg hinauf, so trifft man am Hangfuß zuerst die gebankten Kalke des Weißjura Beta. Dann gelangt man hangaufwärts

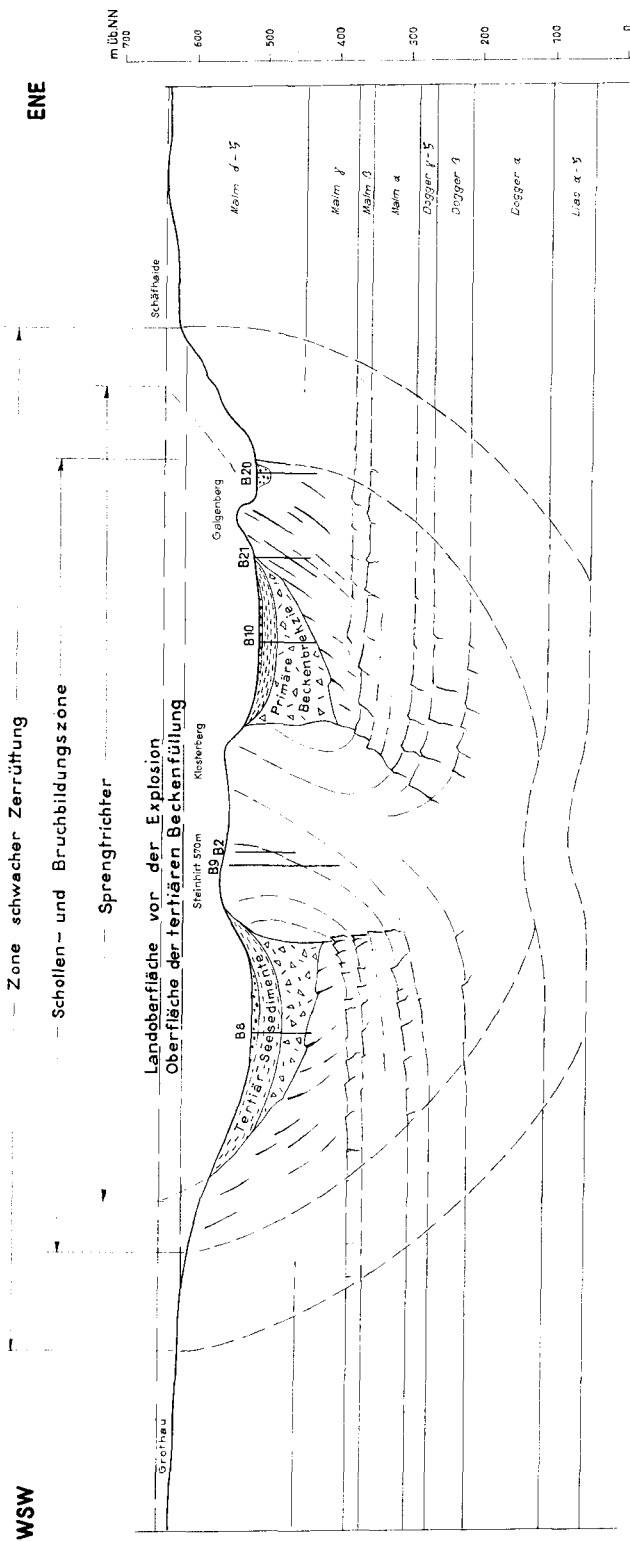


Abb. 2. Geologischer Schnitt durch das Steinheimer Becken.

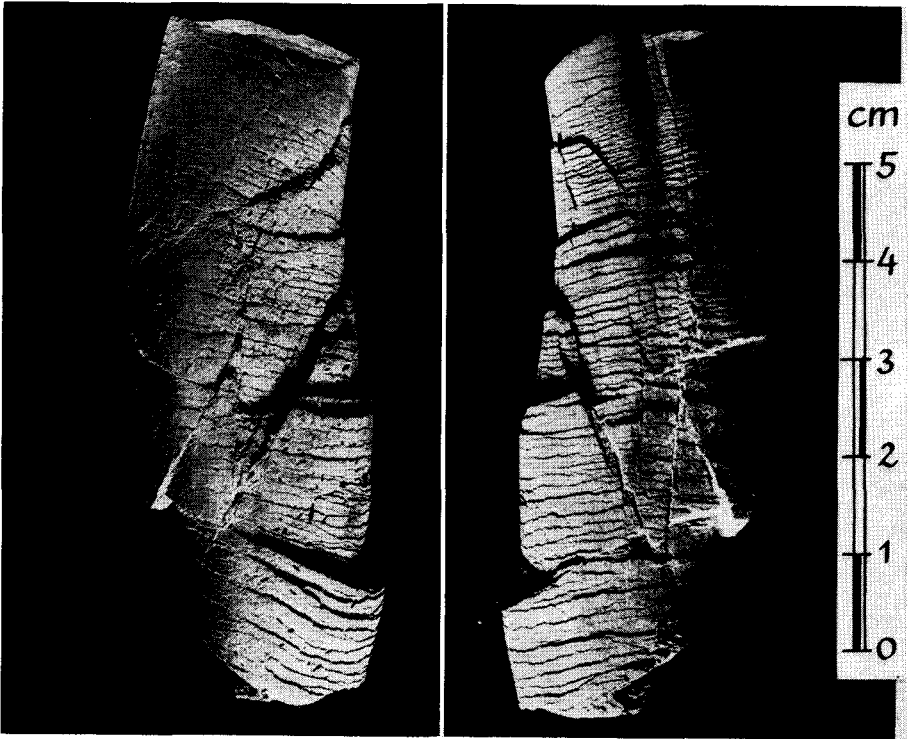


Abb. 3. Gequetschter und wieder verheilter Dogger-Belemnit (Steinheim, Wasserleitungsgraben Steinhirt—Sontheim).

in die stratigraphisch tieferen Impressa-Mergel (Weißjura Alpha). Beim Braunjura überwiegt naturgemäß der Opalinuston. Von höheren Schichtgliedern sind Braunjura Beta mit einem intensiv rotbraun gefärbten Eisenerz-Flöz und Braunjura Delta mit zahlreichen Fossilien von mehreren Stellen bekannt. Die Braunjura-Gesteine liegen meist unter einer mächtigeren Verwitterungszone.

Sämtliche Gesteine der zentralen Erhebung zeigen deutliche Spuren stärkerer mechanischer Beanspruchung (s. auch S. 407). Besonders schön ist dies bei den im Braunjura Delta und Weißjura Alpha z. T. sehr häufig vorkommenden Belemniten zu sehen (Abb. 3).

Tertiäre (sarmatische) See-Sedimente kleiden das ganze Steinheimer Becken aus. Ihr Fossilreichtum, besonders Säuger, Vögel, Fische, Conchylien, u. a., machten das Steinheimer Becken schon frühzeitig berühmt. Überwiegend in der Umrandung der zentralen Erhebung auftretende Süßwasserkalkstotzen mit Aragonit und Opal wurden als postvulkanische Thermalsinterbildungen gedeutet. Die besondere Entwicklung, die vor allem die Schnecke *Planorbis (Gyraulus) trochiformis steinheimensis* HILGENDORF erfahren hat, wurde ebenfalls auf eine Erhöhung der Wassertemperaturen zurückgeführt. Es wurde angenommen, daß im Becken nach den vulkanischen Ereignissen warme Quellen austraten.

Die höchsten erhaltenen Reste der Beckensedimente liegen am Westrand bei 625 m, am Nordostrand bei 610 m ü. NN. Die Ausräumung des Beckens bis zur heutigen Gestalt fällt ins Pliozän und vor allem ins Pleistozän.

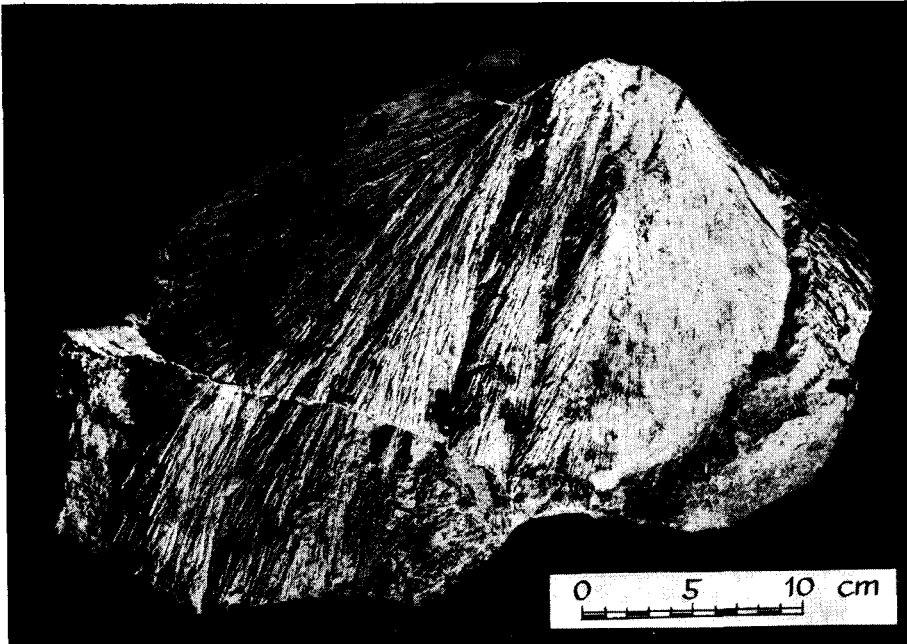


Abb. 4. Strahlenkalke (shatter cones) — im Besitz des Museums Steinheim/A.

Ein Unikum sind die Strahlenkalke (Abb. 4). Sie waren lange Zeit nur von Steinheim bekannt. In geschichteten Kalksteinen des Weißen Jura Alpha bis Gamma treten sie bevorzugt auf. Seltener sind oolithische Kalksteine des Braunen Jura, hauptsächlich Braunjura Delta in Strahlenkalke umgewandelt. Im Massenkalk entstandene Strahlenkalke wurden bis jetzt von den Verfassern erst einmal gefunden.

Neuere Untersuchungen

Seit mehr als 10 Jahren werden von uns alle bestehenden Aufschlüsse für eine geologische Neukartierung des Steinheimer Beckens soweit als möglich erfaßt. Außerdem stellte das Geologische Landesamt Baden-Württemberg ab 1964 Mittel für tiefere Aufschlüsse (22 Meißelbohrungen) zur Verfügung. Durch geophysikalische Messungen (Kleinseismik), die im Zuge der Gemeinschaftsaufgaben vom Niedersächsischen Geologischen Landesamt unter der Leitung von Dipl.-Phys. G. HILDEBRAND durchgeführt wurden, konnten die Bohrerergebnisse ergänzt werden. Die begrenzten finanziellen Mittel gestatteten allerdings nur ausnahmsweise Bohrtiefen bis zu rund 150 m. So mußten wir uns vorwiegend auf die Untersuchung der Beckensedimente konzentrieren.

Die Mächtigkeit der tertiären Seesedimente ist rund um den Zentralkegel am größten. Sie reichen bis in eine Tiefe von 40 m unter die Talau. Gegen den Beckenrand und am Zentralkegel keilen die tertiären Seesedimente aus oder sind nur noch als geringmächtige Erosionsreste vorhanden. Die in der Talau

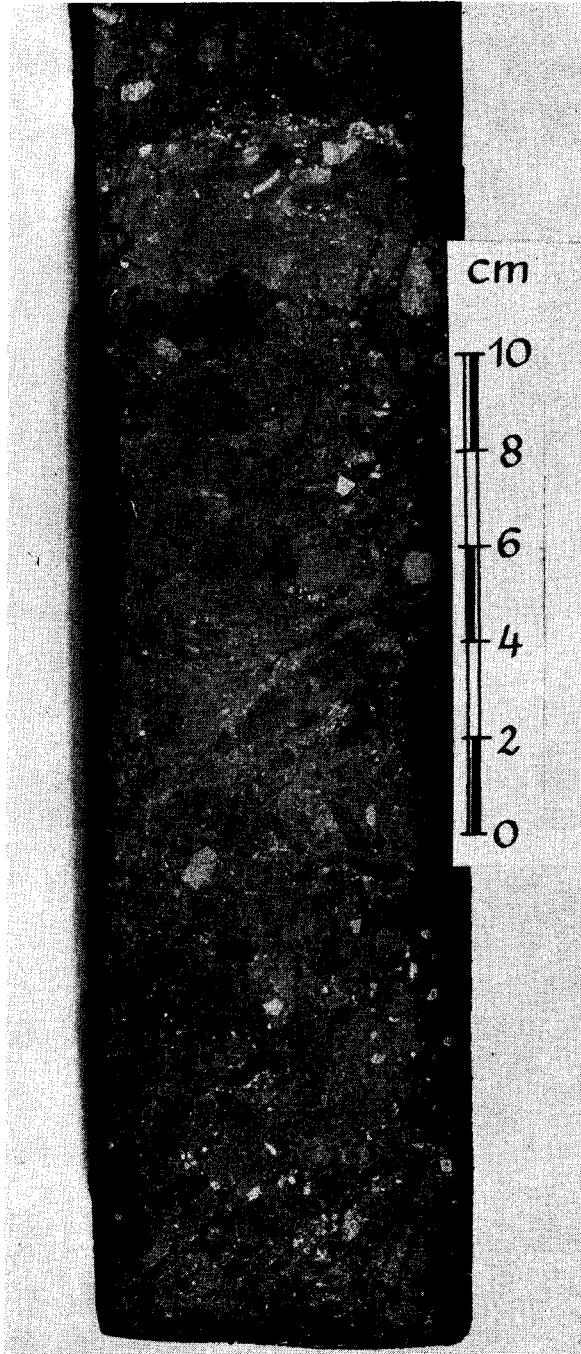


Abb. 5. Primäre Beckenbrekzie (Übersicht), Kern aus Bohrung Nr. 22, im Ried, westlich des Klosterberges, Tiefe 77,5 m u. G.

angesetzten Bohrungen erschlossen regelmäßig eine Sedimentfolge, in der Schlicke (Kalkgyttjen) und vielfach gebänderte Mudden (Gyttjen) vorherrschen. Dazwischen sind Bänke von Süßwasserkalkstein eingeschaltet. Letztere stellen auch den Hauptanteil der Seesedimente am Beckenrand. An einigen Stellen des Beckenrandes finden sich außerdem Konglomerate.

Die Sedimente, die rund um die zentrale Erhebung anstehen, waren in den Sandgruben Pharion, Eder und Kopp gut erschlossen. Die beiden letzteren sind heute weitgehend verfallen, doch zeigt die Sandgrube Pharion an der Westseite des Steinhirt noch sehr schön die verschiedenen, teils sehr fossilreichen, Ablagerungen. Erst im Sommer 1969 wurden hier durch Herrn HEIZMANN, Basel, bei Grabungen für seine Dissertation beachtliche Säugerfunde, z. B. zwei nahezu vollständige Skelette vom Gabelhirsch (*Dicroceros furcatus* HENSEL) gemacht und von ihm und vom Staatlichen Museum für Naturkunde in Ludwigsburg geborgen. Außer schneckenreichen Kalksandsteinen finden sich hier Kalkschlicke, geschichtete Kalke mit Schnecken und Fischresten sowie Algenkalkstotzen mit Aragonit und Opal. Die Algenkalke treten hauptsächlich in den oberen Bereichen auf. In den beckenwärts gelegenen Bohrungen wurden weder Sande noch Algenkalke angetroffen.

Das interessanteste und bisher unbekannteste Beckensediment wurde durch die Bohrungen unter den tertiären Seeablagerungen erschlossen. Es ist eine Breccie, die aus feintrümmerigem, grauem Mergel besteht, der mit kleineren und größeren Gesteinskomponenten gespickt ist (Abb. 5 und 6). Wie durch Mikrofossilien belegt, sind Weißjura-Kalke und -Mergel, Braunjura-Kalke und -Tonsteine, sowie eisenschüssige Sandsteine des Braunen Jura in der Breccie zu finden. Wir haben dieses Trümmergestein „Primäre Beckenbrekzie“ genannt. Genetisch könnte wohl eine weitgehende Übereinstimmung mit den granitischen Explosionsprodukten und der Bunten Breccie im Ries bestehen. Da sowohl in der petrographischen Zusammensetzung als auch in der Verbreitung (Abb. 1) wesentliche Unterschiede zu den genannten Riesgesteinen vorhanden sind, wurde, um eine übereilte Gleichstellung zu vermeiden, ein eigener Name gewählt. Besonders interessant ist, daß auch hier Strahlenkalke auftreten, die wir bis in eine Tiefe von rund 80 m unter der Talsohle nachweisen konnten.

Da in der Primären Beckenbrekzie — wie auch vom Steinhirt-Klosterberg bekannt — Sandsteine des Braunen Jura enthalten sind, wurde von uns eine Untersuchung der Quarze auf Hochdruckmodifikationen angeregt. Die im Mineralogischen Institut der Universität Tübingen durchgeführte Untersuchung der Breccie ergab, daß ein Teil der Quarzkörner die charakteristischen Ebenen kristallographisch orientierter Deformationsstrukturen zeigt (v. ENGELHARDT u. a.). Letztere werden als „planare Elemente“, „Spaltbarkeiten“ oder „planar features“ bezeichnet. Sie sind nur von gesicherten und vermuteten Meteoriten-Kratern beschrieben, können jedoch auch experimentell durch Stoßwellen erzeugt werden. Sie werden deshalb nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse als Beweis für die Einwirkung eines Meteoriten angesehen. Die Vermessung der planaren Elemente in den Quarzkörnern von Steinheim auf dem Drehtisch ergab, daß 60 % der Ebenenscharen parallel $\{0001\}$ und etwa 30 % parallel $\{1011\}$ verlaufen. Weitere Richtungen sind vorhanden, lassen sich jedoch nicht mit der gleichen Sicherheit, wie bei den obengenannten, festlegen. Zur Zeit

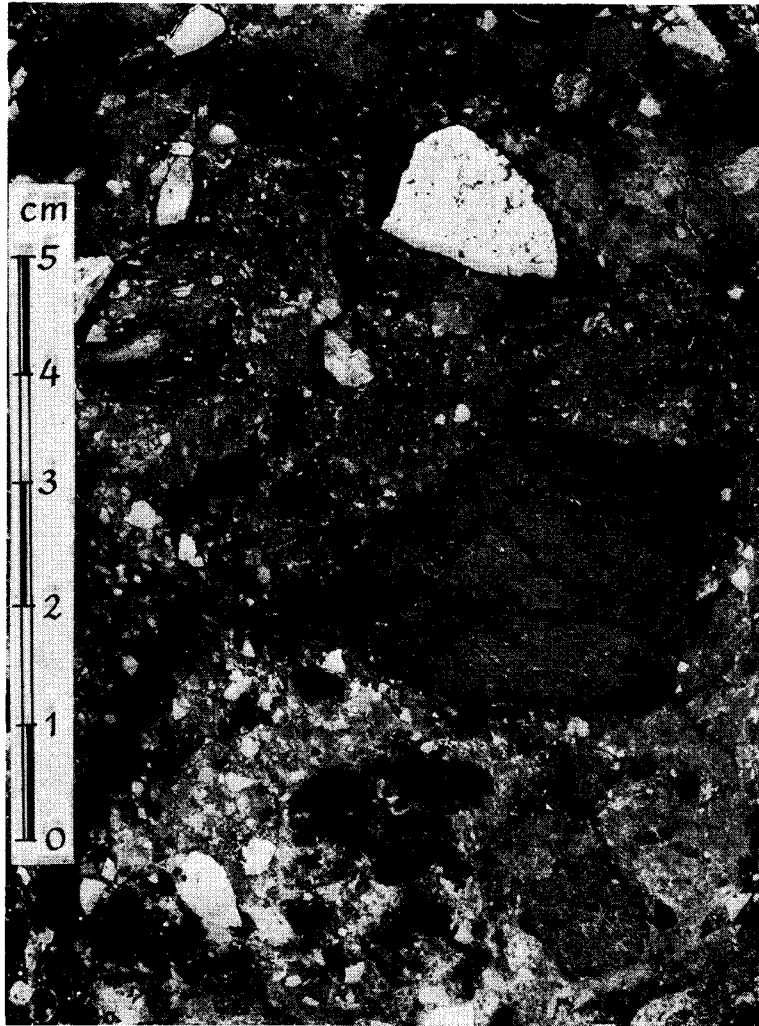


Abb. 6. Primäre Beckenbrekzie (Detail aus dem gleichen Bohrkern) überwiegend Kalksteine (Weiß-Jura), Tonsteine, teils gequetscht (Braun-Jura).

sind einige Proben des Braunjura Beta-Eisenerzflözes vom Nordwesthang des Klosterbergs zur Untersuchung in Tübingen. Genaue Untersuchungsergebnisse liegen noch nicht vor, doch weisen — nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. D. STÖFFLER — zahlreiche Quarzkörner Deformationen in Form von planaren Elementen auf, die denen aus der Primären Beckenbrekzie weitgehend entsprechen dürften.

Die Primäre Beckenbrekzie wurde in nahezu gleichbleibender Ausbildung bis in Tiefen von 80—90 m erbohrt. Im Liegenden trafen wir überall auf meist geschichtete Kalksteine des Oberen Weißen Jura. Dieser wurde auch durch die seismischen Messungen registriert. Zu den Beckenrändern steigt die Oberfläche des Kalksteins langsam an und streicht dort über Tage aus. Wahrscheinlich ist

dieser untere Beckenboden mehr oder weniger zerbrochen und in Schollen zerlegt (Abb. 2). Nach den seismischen Laufzeiten geht aber die Auflockerung nicht über das auch an anderen Orten an der Oberfläche von Weißjurakalken festgestellte Maß hinaus.

Unabhängig von unseren Arbeiten liefen eine Reihe anderer Untersuchungen über Spezialprobleme, die aber doch zur Lösung des Gesamtproblems beitragen können. In Fortsetzung früherer geophysikalischer Untersuchungen wurde von JENTSCH eine gravimetrische Vermessung des Steinheimer Beckens vorgenommen. Nach seinen Schlußfolgerungen verdankt das Steinheimer Becken seine Entstehung endogenen Kräften. Außerdem nimmt er eine Präexistenz des Hirsch- und Stubentals an. Letzteres kann durch unsere Untersuchungen widerlegt werden (REIFF 1955, GROSCHOFF und REIFF 1967). Von den Argumenten, die für eine endogene Entstehung angeführt werden, ist seine Forderung nach größerer Tiefe des Sprengtrichters und einem Schweredefizit von 2 mgal anstatt nur 1,3 mgal besonders hervorzuheben. Die Deutung seiner Messungen hinsichtlich der Tiefenlage des jurassischen Beckengrundes stimmt im nördlichen Teil des Beckens, im Bereich seines „Ur-Wedels“, nicht mit unseren Bohrergebnissen überein. Dagegen scheint die am Südhang des Steinhirt-Klosterberg gemessene Tiefenzone, sein „Ur-Becken“, vorhanden zu sein. Diese muldenförmige Vertiefung läßt sich wahrscheinlich mit unserer Vorstellung, daß beim Hochquellen der Weiß- und Braunjura-Gesteine in der zentralen Erhebung auch ein seitliches Zuströmen der entsprechenden Gesteine beteiligt war, besser in Einklang bringen.

Die Untersuchungen von MENSINK über die Entwicklung der Wasserschnecke *Gyraulus trochiformis* sowie derjenigen von BAJOR über die Geochemie der tertiären Süßwasserablagerungen führten zu dem Ergebnis, daß die Formänderungen der Schneckengehäuse ebensowenig wie die Bildung von Aragonit in den Sprudelkalkfelsen — letztere wurden inzwischen als Algenkalke erkannt — auf den Einfluß warmer Quellen postvulkanischen Ursprungs zurückzuführen seien.

Zusammenfassend darf man sagen, daß durch neuere Untersuchungen und Arbeiten eine Reihe der früher für die vulkanische Entstehung angeführten Argumente jetzt anders gedeutet werden können.

Vergleich Steinheimer Becken und Ries

Steinheimer Becken und Ries wurden und werden auch heute noch meistens in einem Atemzug als gleichartige Phänomene genannt. Um einen Vergleich zu erleichtern, haben wir nachstehend deren wesentlichste Merkmale einander gegenübergestellt.

Die meisten Unterschiede zwischen Steinheimer Becken und Ries sind durch die verschiedene Größe und — damit verbunden — auch Tiefe der beiden Sprengtrichter bedingt. Darauf lassen sich im Ries ohne weiteres das Auftreten des Suevits und die riesigen Auswurfmassen (Gries-Schollen) sowie die andere Zusammensetzung der Breccien zurückführen. Ungeklärt ist bis jetzt, weshalb in den Algenkalken des Ries kaum Aragonit auftritt und verkieselte Weißjura-Trümmermassen fehlen.

	Steinheim	Ries
Äußere Form	nahezu kreisrund	nahezu kreisrund
Durchmesser	3,5 km	24 km
zentrale Erhebung	vorhanden	fehlt
Alter:		
a) absolut	nicht bestimmt	rd. 15 Mill. Jahre
b) nach den Fossilien in den Seeablagerungen	Torton/Sarmat	Torton/Sarmat
Vulkanische Gesteine	fehlen	fehlen
Älteste dislozierte Gesteine	Dogger Alpha, Lias?	Kristallin
Trümmernmassen:		
a) Suevit	fehlt	vorhanden
b) kristalline Explosions- produkte	fehlen	vorhanden
c) Primäre Beckenbrekzie	vorhanden	fehlt
d) Bunte Breccie	fehlt	vorhanden
e) vergriester Weißjura	spärlich	weite Verbreitung
f) Schollen	nur innerhalb des Beckens; (Galgenberg, Knill)	weite Verbreitung auch außerhalb des Beckens
Hochdruckmodifikationen von Quarz:		
a) Coesit, Stishovit	nicht nachgewiesen	vorhanden
b) Spaltbarkeit (planare Elemente)	in Primärer Beckenbrekzie und Braunjura Beta- Eisenerzflöz nachgewiesen	vorhanden
Strahlenkalk (shatter cones)	häufig, (vor allem am Steinhirt-Klosterberg nachgewiesen)	³⁾
zerbrochene Fossilien, hauptsächlich Belemniten	vorhanden	vorhanden
Obermiozäne Algenkalke	vorhanden	vorhanden
Aragonit	häufig	sehr selten
Opal	nicht selten	nicht bekannt
verkieselte Weißjura-Trümmer	örtlich sehr häufig; Galgenberg, Grothau, Schäfhalde	fehlen
Formänderungen von Schneckengehäusen	sehr ausgeprägt	fehlen

³⁾ Bisher nur fragliche Stücke bekannt, s. in diesem Heft die Arbeit B. DRESSLER, H.-G. GRAUP & K. MATZKE und R. HÜTTNER.

Die zentrale Erhebung in Steinheim läßt sich vielleicht am ehesten damit erklären, daß der tiefste beobachtete Einwirkungsbereich in Steinheim hauptsächlich Tonsteine erfaßte, wogegen er im Ries im spröden Kristallin liegt. Im Gegensatz zum Kristallin konnten die stark beanspruchten Tonsteine pseudoplastisch reagieren und domartig hochquellen.

Auch das Fehlen von Coesit in Steinheim ist wohl letztlich dadurch bedingt, daß in der entsprechenden Tiefe im einen Fall Kalkstein und Mergel, im andern quarzreiche Gesteine vorlagen. Vielleicht spielte dabei auch die Stärke der Explosion eine Rolle. Noch ungeklärt ist dagegen bis heute, weshalb im Ries keine Strahlenkalke (shatter cones) auftreten³⁾, obwohl diese Bildung ebenfalls mit hohen Drucken in Verbindung gebracht wird und das entsprechende Gestein vorhanden war.

Können wir nun nach den bisher mitgeteilten Forschungsergebnissen die eingangs gestellte Frage beantworten?

Beweise oder konkrete Anhaltspunkte für eine vulkanische Entstehung des Steinheimer Becken haben sich nicht ergeben. Zwar läßt sich auch für die Meteoriten-Theorie noch kein schlüssiger Beweis erbringen, doch sprechen — nach unserem heutigen Kenntnisstand — alle Anzeichen dafür.

In den letzten Jahren sind besonders außerhalb Europas eine größere Zahl von Meteoriten-Kratern entdeckt und untersucht worden. Nach den uns zugänglichen Abbildungen (DENCE, INNES u. a.) zeigen vor allem die auf dem kanadischen Schild gelegenen Krater, wie Brent (Durchmesser 3—4 km) und New Quebec (Durchmesser 3,7 km), auffallende Ähnlichkeiten mit dem Steinheimer Becken. Auch dort finden wir unter Seesedimenten eine Breccie und eine Zone mit Bruchschollenbildung.

Eines der Hauptziele unserer Untersuchungen war, die Grundlagen für weitere Forschungen, besonders für eine Tiefbohrung zu schaffen, die die mesozoischen Schichten durchteuft. Wir möchten annehmen, daß mit einer Bohrung, deren Ansatzpunkt in der zentralen Erhebung liegen müßte, das Problem der Entstehung des Steinheimer Beckens seine Lösung finden würde. Wäre im kleineren und übersichtlicheren Steinheim der endgültige Beweis für die kosmische Entstehung erbracht, so wäre damit auch der Riesforschung ein großer Dienst erwiesen.

Literatur

- BAJOR, M.: Zur Geochemie der tertiären Süßwasserablagerungen des Steinheimer Beckens, Steinheim am Albuch (Württemberg). — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 7, S. 355—386., Abb. 36—50, Taf. 23—26, Tab. 18—28, Freiburg i. B. 1965.
- BRANCO, W. & FRAAS, E.: Das Kryptovulkanische Becken von Steinheim. — Abh. Kgl. Preuß. Akad. Wiss., 64 S., 10 Abb., 2 Taf., Berlin 1905.
- DENCE, M. R.: A comparative structural and petrographic study of probable canadian meteorite craters. — Canada department of mines and technical surveys Contributions from the Dominion Observatory. Ottawa, 6, No. 3, S. 249—270, Ottawa 1964.
- ENGELHARDT, W. v., BERTSCH, W., STÖFFLER, D., GROSCHOPF, P., REIFF, W.: Anzeichen für den meteoritischen Ursprung des Beckens von Steinheim. — Die Naturwissenschaften, 54. Jg., H. 8, S. 198—199, Berlin 1967.

- FRAAS, O.: Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Heidenheim mit den Umgebungen von Weissenstein und Steinheim. 21 S., 1 Taf., 1 Karte. Stuttgart 1868.
- GROSCHOPF, P. & REIFF, W.: Ergebnisse neuer Untersuchungen im Steinheimer Becken (Württemberg). — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, 121. Jg., S. 155—168, Stuttgart 1966.
- Neue Untersuchungen im Steinheimer Becken. — Fortschr. Miner., **44**, H. 1, S. 141/142, Stuttgart 1967.
- HAUSSMANN, K.: Magnetische Messungen im Steinheimer Becken. — Gerlands Beiträge zur Geophysik, **17**, H. 3, S. 366—371, 1 Taf., Akad. Verlagsges. Leipzig 1927.
- JENTSCH, A.: Geophysikalische Messungen im Steinheimer Becken. — N. Jb. Miner., Mh. 9—11, S. 279—284, Stuttgart 1965.
- INNES, M. S. J.: Recent advances in meteorite crater research at the Dominion Observatory, Ottawa. — Canada department of mines and technical surveys Contributions from the Dominion Observatory, Ottawa, **6**, Nr. 1, S. 220—241, Ottawa 1964.
- KRANZ, W.: Das Steinheimer Becken. — In: Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Heidenheim, 2. Aufl. — Württbg. Statist. Landesamt, 138 S., Stuttgart 1924.
- MENSINK, H.: Habilitationsarbeit, Universität Bonn. — [im Druck].
- REIFF, W.: Beiträge zur Geologie des Albuchs und der Heidenheimer Alb (Württemberg). — Arbeiten Geol. paläont. Inst. T.H. Stuttgart, N. F. 17, 142 S., Stuttgart 1958.
- ROHLEDER, H. P. T.: Meteor-Krater (Arizona) — Salzpflanze (Transvaal) — Steinheimer Becken. — Z. deutsch. geol. Ges., **85**, S. 463—468, Berlin 1934.
- STUTZER, O.: Meteor-Krater (Arizona) und Nördlinger Ries. — Z. deutsch. geol. Ges., **88**, S. 510—523, 2 Abb., 2 Taf., Berlin 1937.

Geologica Bavarica	61	413—427	München 1969
--------------------	----	---------	--------------

Eine Malmkalk-Trümmermasse in der Oberen Süßwassermolasse Niederbayerns

Mit 10 Abbildungen

VON REINHARD HEROLD ¹⁾

I n h a l t s v e r z e i c h n i s

	Seite
Zusammenfassung	413
Einleitung	413
Fundstelle	414
Aufschlußbeschreibung	414
Beschreibung des Malmkalksteins	418
Stratigraphische Verhältnisse	421
Deutung der Befunde	422
Herkunft der Trümmermasse	424
Literatur	426

Z u s a m m e n f a s s u n g

Bei Niedertrennbach (Landkreis Eggenfelden/Ndb.), etwa 30 km östlich von Landshut, sind an einer einzelnen Stelle von einigen Metern Durchmesser zerrüttete bis mylonitisierte Blöcke, kompakte Brocken und Splitter von Weißjurakalk in einem obermiozänen Sandmergel eingelagert. Das Schichtgefüge des Tertiärsedimentes ist durch den Einschlag dieser viele Zentner schweren Trümmermasse eingedrückt und plastisch verformt. Das Vorkommen liegt in einer Schichtfolge fluviatiler Sedimente der Oberen Süßwassermolasse, und zwar im gleichen stratigraphischen Niveau wie die niederbayerischen Bentonite und Glastuffe. Die Frage nach der Herkunft der Trümmermasse ist noch nicht geklärt; entweder stammt der Malmkalk aus dem Ries, oder er ist durch vulkanische Tätigkeit im Raum Niederbayern aus dem Untergrund des Molassebeckens gefördert worden.

E i n l e i t u n g

Ortsfremde Jurakalkblöcke und -brocken in obermiozänen Molasseablagerungen Südbayerns kennen wir bisher nur aus dem Augsburger Raum (BRANCA & FRAAS 1907, PENCK & BRÜCKNER 1909, STEPHAN 1952) (Abb. 1). REUTER (1925) deutete Jurablöcke, die bis zu 60 km vom Rand des Rieses entfernt an der Schichtgrenze zwischen tertiären Sanden und quartären Schottern auftreten, als besonders weit aus dem Ries hinausgeschleuderte Sprengtrümmer. Zeugen eines mit der Ries-Explosion etwa gleichalten, jungtertiären Vulkanismus (DEHM 1962) sind in der Oberen Süßwassermolasse die Glastuffe und deren Verwitterungsprodukte, die Bentonite (SIEGL 1945/48).

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. REINHARD HEROLD, Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität, 8 München 2, Luisenstraße 37.

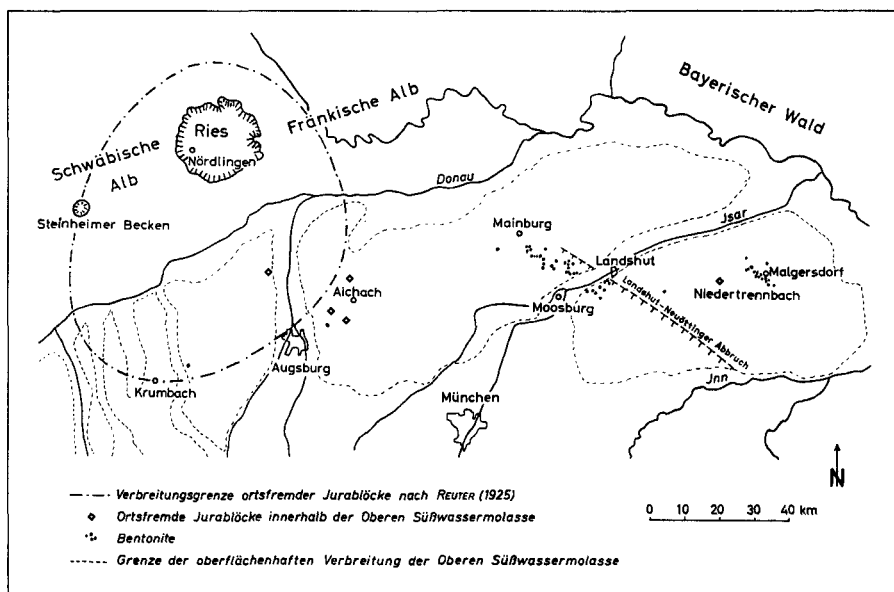


Abb. 1. Verbreitung ortsfremder Jurakalkblöcke und -brocken, der Bentonite und Tufflagen in der Oberen Süßwassermolasse Südbayerns (nach Angaben von BRANCA & FRAAS (1907), REUTER (1925), STEPHAN (1952), BATSCHKE (1957) und FAHN (1965), nach Angaben in der Geol. Übersichtskarte der Südd. Molasse 1 : 300 000 (1955) und nach Beobachtungen des Verfassers).

In Hinblick auf die seit langem aktuelle Frage über die Entstehung des Rieses und über die vulkanische Tätigkeit im süddeutschen Molassetrog sei ein Vorkommen einer Jurakalk-Trümmersmasse in der obermiozänen Süßwassermolasse beschrieben. Es ist das einzige derartige Vorkommen, das aus Niederbayern bisher bekannt ist.

Fundstelle

Die Malmkalk-Trümmersmasse wurde im Jahre 1962 vom Verfasser bei der geologischen Kartierung des Meßtischblattes Frontenhausen 7441 (HEROLD 1963) entdeckt. Die Fundstelle (Abb. 2) liegt am Südrand einer größtenteils verwachsenen Kiesgrube, 200 m östlich vom Weiler Niedertrennbach, nahe der Staatsstraße 2111 zwischen Dingolfing und Gangkofen (Niederbayern).

GAUSS-KRÜGER-Koordinaten R 4541750 / H 5374930 / 440—445 m NN

Aufschlußbeschreibung

Die Kiesgrube zeigt folgendes Profil:

0,7—1,5 m grünlicher bis gelblich-bräunlicher Sandton mit, nach oben zunehmend, fleckigen Anreicherungen von Kalkkonkretionen, in der hangenden Bodenkrume entkalkt und verlehmt (Sandmergeldecke)

4 m verwitterter Quarzgrobschotter mit gelblichem bis bräunlichem, tonig-sandigem Zwischenmittel (Verwitterungshorizont des Nördlichen Vollschoeters)

0,2 m über der Obergrenze des Grobschoeters liegt — auf 2 m Länge und 0,5 m Höhe abgeschlossen — eine stark zerklüftete bis vergrieste Kalksteinmasse (Abb. 3 und 4).

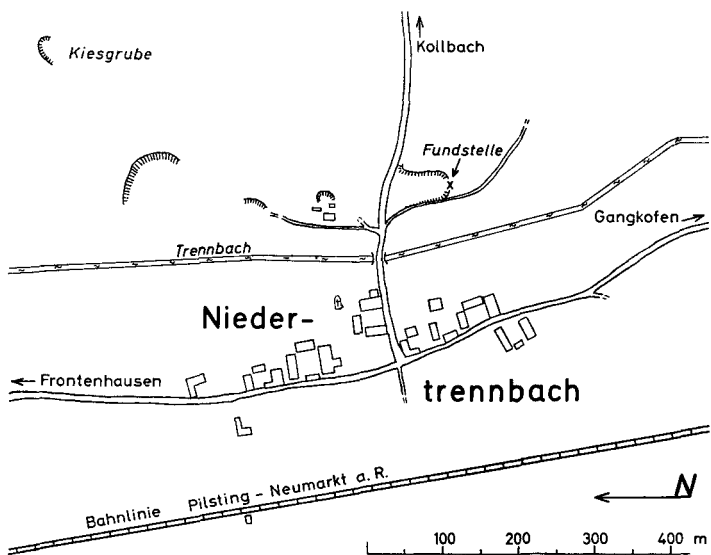


Abb. 2. Lageskizze der Fundstelle.

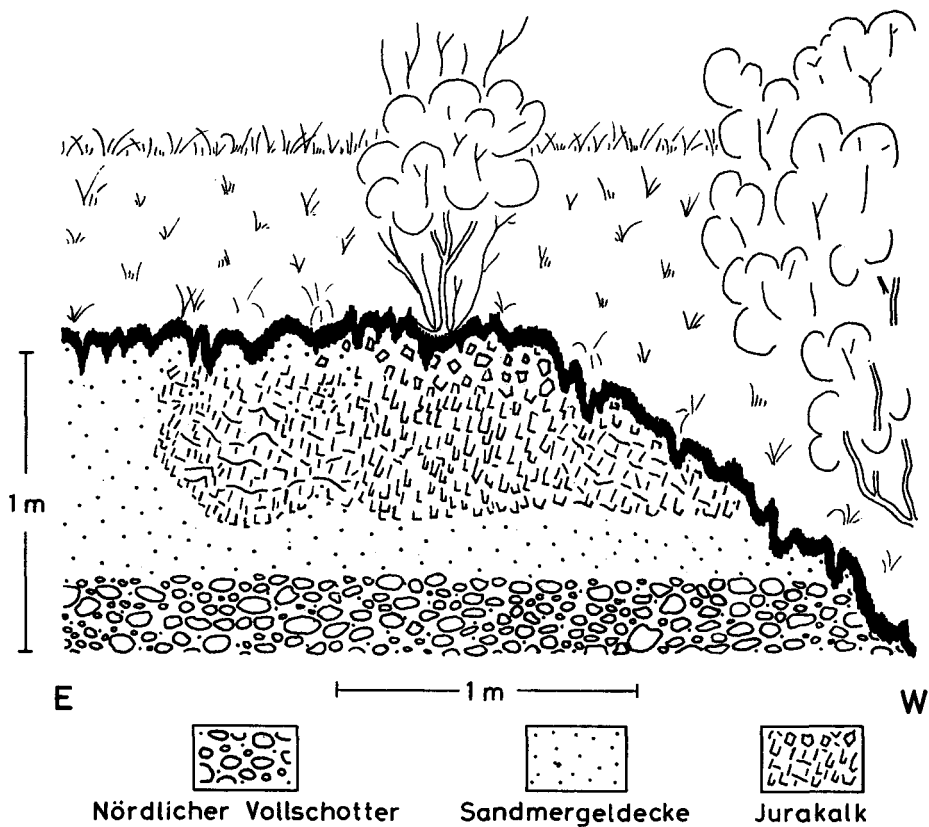


Abb. 3. Aufschlußskizze vom obersten Teil der Kiesgrube.

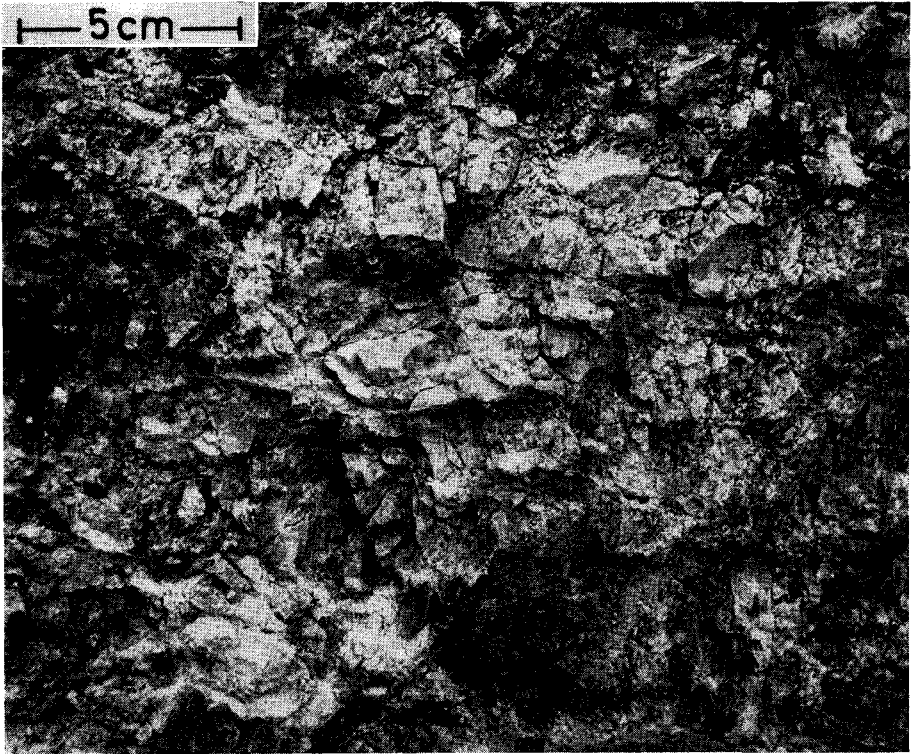


Abb. 4. Zerklüfteter und vergriester Jurakalkstein; photographischer Ausschnitt vom östlichen Teil der Trümmermasse in Abb. 3.

Das Kalkgestein ist nach unten und nach der Seite durch eine zentimetermächtige Lage aus hellgrünem Ton und weißlichen Kalkkonkretionen gegen das sandig-tonige Sediment der Sandmergeldecke abgegrenzt. Stellenweise kommt auch innerhalb der Trümmermasse montmorillonitische Tonsubstanz vor und zwar als Tonbesteg auf Kluftflächen sowie zusammen mit Kalkkonkretionen in zentimeterdicken Mergelinschaltungen. Von oben her greift dunkelbrauner Verwitterungsboden in das Trümmerwerk ein. Infolge des Hangkriechens ist die zerrüttete Kalksteinmasse teilweise stark aufgelockert.

Um die weitere Verbreitung der Jurakalke festzustellen, wurde das Gelände über der Kiesgrube, südlich des Aufschlusses, mit einem Handbohrgerät bis auf 1,5 m Tiefe abgebohrt und ein 4 m langer Schurfgraben wurde 1,10 bis 1,55 m tief bis zur Obergrenze des Schotters ausgehoben (Abb. 5 und 6). Während sich das Gelände leicht nach Westen neigt, fällt die Schichtgrenze des Nördlichen Vollschotters zur Sandmergeldecke an der Grabensohle etwas nach Osten ein. Jurakalksteine wurden beim Ausschachten des Schurfgrabens regellos verteilt angetroffen, oft mehrere dicht beieinander, einige unmittelbar über dem Grottschotter an der Basis der Sandmergeldecke, die meisten 0,30 bis 0,60 m über der Basis und 0,70 bis 1 m unter der Geländeoberfläche. Sie sind im wesentlichen auf einer Fläche von 30 bis 50 m² verbreitet und nehmen mit wachsender Entfernung vom Aufschluß in der Kiesgrubenwand mengenmäßig rasch ab.

Die Jurakalksteine treten im Bereich der Grabung in zwei Formen auf:

1. als größere, zusammenhängende Masse splittiger, etwa zentimetergroßer Bruchstücke (Abb. 5 und 6); sie sind durch einen ockerfarbenen, von Kalkkonkretionen weißgefleckten Ton miteinander verbacken;

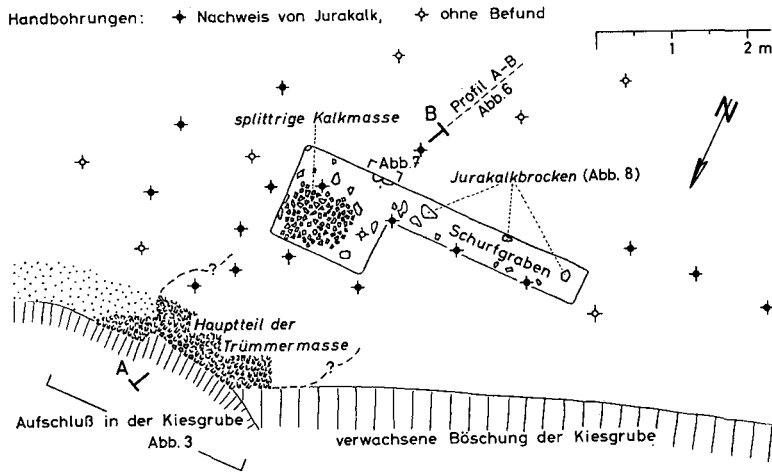


Abb. 5. Planskizze der Fundstelle; Schnitt etwa 1 m unter Gelände (ca. 444 m NN).

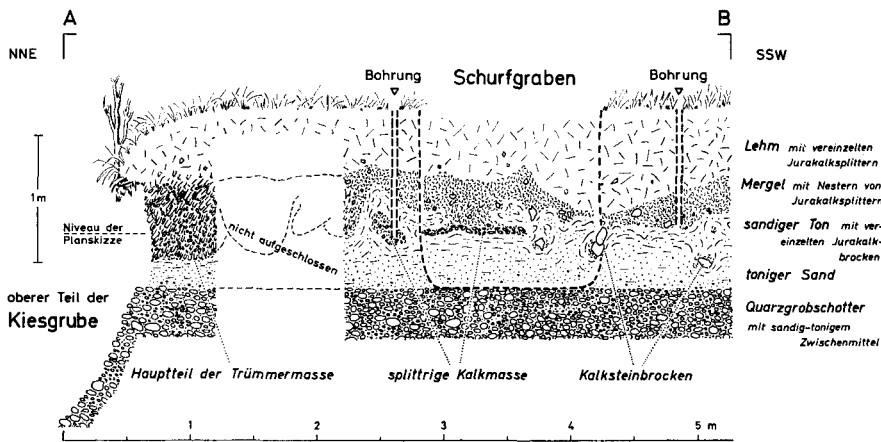


Abb. 6. Profilskizze.

2. als durchschnittlich faustgroße, nur wenig angeklüftete Brocken von meist rundlicher Gestalt, von Kalkkonkretionen überkrustet. Der größte unter den aufgefundenen Brocken besitzt einen mittleren Durchmesser von 17 cm und wiegt 6 kg. Reinigt man die Jurakalkbrocken von dem ockerfarbenen Tonüberzug und von der weißen Kalkkruste, dann lassen sich meist keine Bruchflächen mehr an ihnen erkennen. In diesem Fall ist die Oberfläche der Brocken stark korrodiert; sie zeigt bis zu zentimetertiefe, mit Kalkkonkretionen gefüllte Lösungsfurchen; verkieselte Brachiopoden, Hornsteinbutzen und -schwammen (Schwämme) sind herausgewittert (Abb. 8).

Während die splittige Masse schichtartig nur im oberen, mergeligen Bereich der Sandmergeldecke auftritt (Abb. 6), liegen die groben, kompakten Brocken zum Teil auch im unteren, sandigen Bereich. Dabei sind Fließerscheinungen zu erkennen: dunkle Tonfasern und gelegentlich weiße, mergelige Lagen ziehen um die Kalkbrocken herum oder als Fahne hinter ihnen drein. In einem Fall hat ein Kalksteinbrocken mergeliges Material aus dem Hangenden 30 cm tief in das liegende, tonig-sandige Sediment gestanzt (Abb. 7).

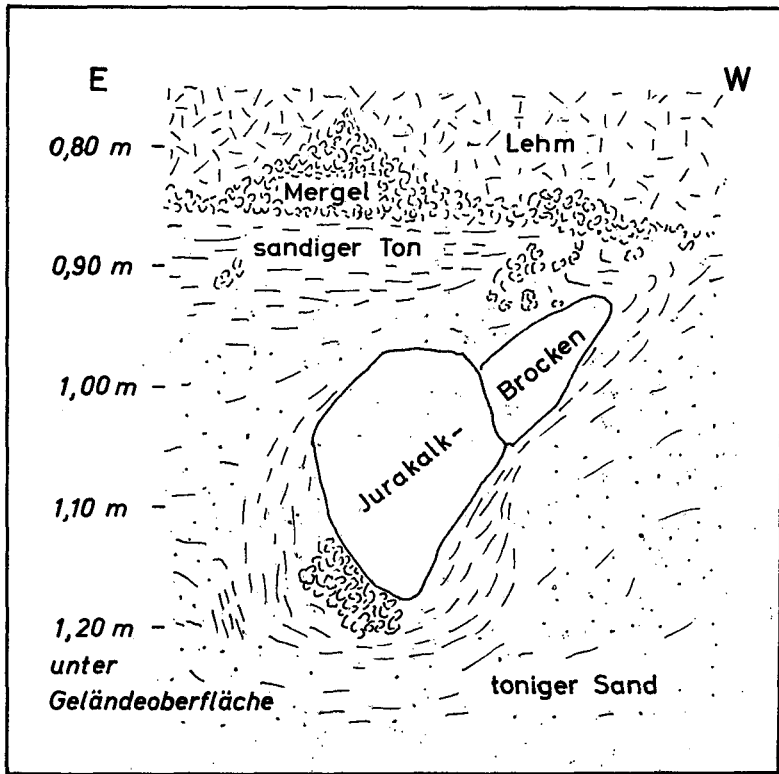


Abb. 7. Detailskizze aus der südlichen Schurfgrabenwand; Sandmergeldecke mit eingedrückter Schichtung und zwei Jurakalkbrocken.

Beschreibung des Malmkalksteins

Der Jurakalkstein ist feinkörnig bis dicht, beigefarben bis rötlich-hellbraun; im Anschliff ist er durch Dendriten verwaschen gezeichnet. Das Gestein enthält neben dunkelgrauen Hornsteinbutzen verkieselte Fossilien wie Schwämme, Brachiopoden und Echinodermen.

Herr Dr. W. BARTHEL bestimmte mir freundlicherweise Fossilinhalt und Altersstufe des Malmkalkes:

Cidaris sp.

Perisphinctes sp.

Taramelliceras pseudoflexuosum (FONTANNES)

(Unt. Kimmeridge, Tenuilobatus-Aulacostephanen-Zone)

cf. *Isoarca stratissima* QUENSTEDT

Entolium cingulatum (GOLDFUSS)

Gryphaea cf. *alligata* (ETALLON)

Lobidothyris zietenii (LORIOI)

Megerlia pectunculus (SCHLOTHEIM)

Terebratulina substriata (SCHLOTHEIM)

Ceriopora angulosa MÜNSTER in GOLDFUSS

„*Crania*“ sp.

Der Jurakalk kann in den Malm γ/δ (Unt. Kimmeridge) gestellt werden.

Malmkalke ähnlicher Alterseinstufung und Fazies sind aus der Bohrung Füssing 1 im niederbayerischen Innviertel (NATHAN 1949) und von Engelhardtsberg (Lkr. Ebermannstadt/Ofr.) her bekannt. Ferner beschreibt v. AMMON (1875) einen verkieselten Malm δ -Kalk (Hornsteinkalk) aus dem Profil des Keilberges bei Regensburg.

Der Jurakalkstein des Niedertrennbacher Vorkommens ist unterschiedlich stark mechanisch beansprucht: Während die Jurakalkbrocken aus dem Schurfgraben vollkommen kompakt oder nur leicht angeklüftet²⁾ sind (Abb. 8), zeigt die Trümmersmasse im Kiesgrubenaufschluß teils engständige Zerklüftung, teils ruschelige Zerrüttung und Mylonitisierung (Abb. 4). In den zerklüfteten Bereichen beträgt der Kluftabstand 1 mm bis etwa 50 mm. Die Kluftkörper sind platten-, quader-, keil- oder prismenförmig. Die größten unter ihnen erreichen eine Länge von 100 mm (Abb. 8 oben).

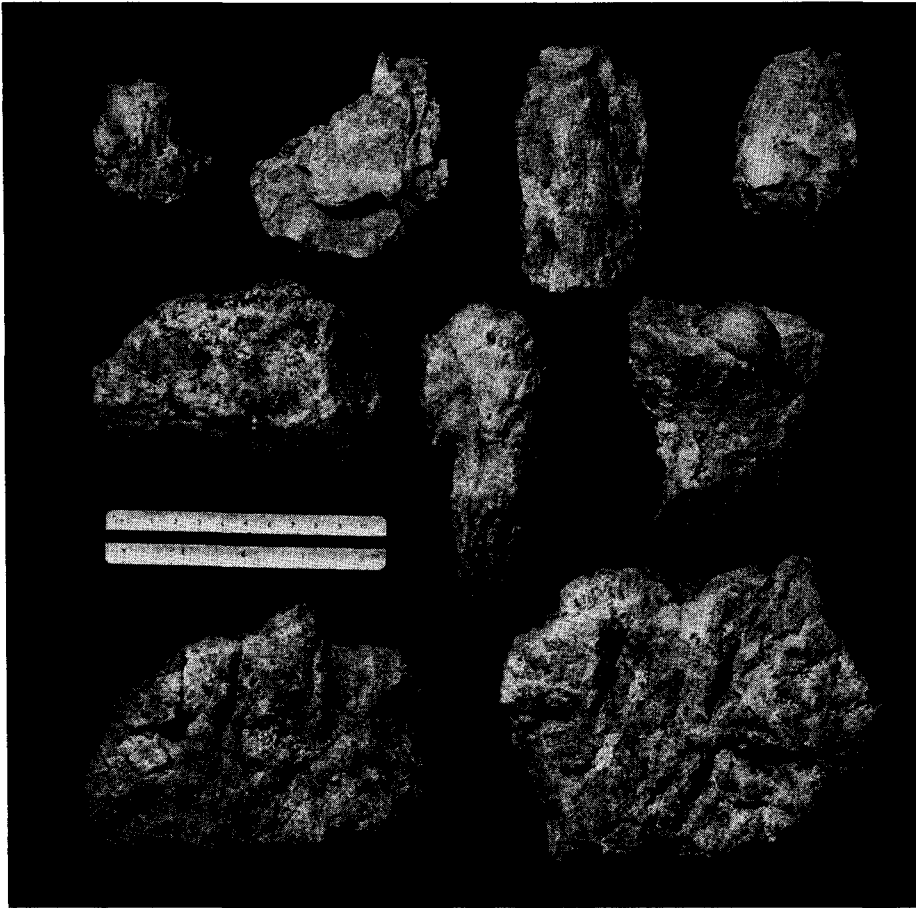


Abb. 8. Obere Reihe: Kluftkörper aus der Trümmersmasse im Kiesgrubenaufschluß. Mittlere und untere Reihe: Jurakalkbrocken aus dem Schurfgraben. Mittlere Reihe rechts: Jurakalkbrocken mit ursprünglichem Mergelüberzug und mit herausgewitterter Terebratel.

²⁾ mit geringem Durchtrennungsgrad geklüftet.

Bevorzugte Raumstellung der über der Kiesgrube eingemessenen Kluftflächen ist $150^\circ/50^\circ$ NE und $45^\circ/80^\circ$ SE. In der Lagenkugeldarstellung häufen sich die Polpunkte der Kluftflächen längs eines Großkreises (Abb. 9); die meisten Trennflächen liegen daher annähernd parallel zu einer Zone, deren Achse mit 50° Neigung nach NE eintaucht. Die Bruchflächen der tautozonalen Kluftscharen sind meist eben, manchmal leicht gewellt oder gekrümmt, häufig durch Bruchstufen abgestuft oder schuppig abgesetzt; sie sind größtenteils frei von Gesteinsabrieb.

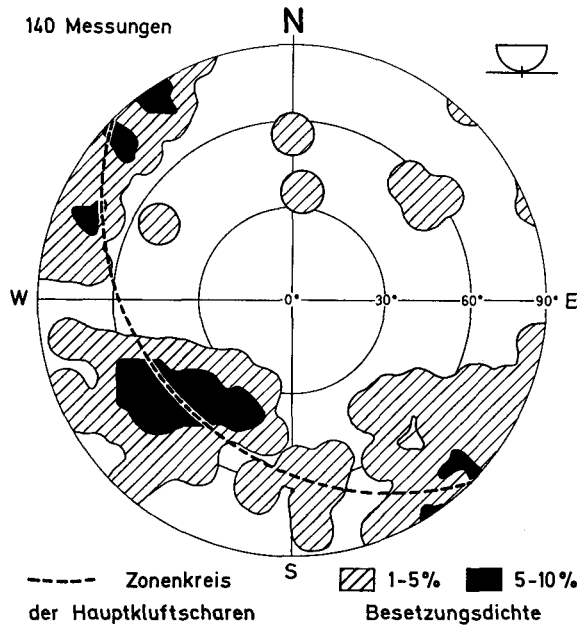


Abb. 9. Lagenkugeldiagramm der Kluftflächenpole im Hauptteil der Trümmernasse.

Weitere Bruchflächen liegen schräg bis senkrecht zur Zonenachse $45^\circ/50^\circ$ NE. An ihnen kann man nur selten ebene Flächenelemente einmessen. Meist sind diese Bruchflächen höckerig, gekrümmt oder infolge eckiger Ausbrüche vollkommen uneben. Sie weisen in der Regel einen Mylonitbesteg auf.

Neben der Zerklüftung erkennt man kreidig-weiße, etwa zentimeterstarke Mylonitlagen. Sie durchziehen in Falten ungefähr senkrecht zu den Hauptkluftscharen das Gestein. Vielfach keilt der Mylonit in weniger zerrütteten Bereichen linsenartig aus oder geht nach der Seite in Gries über, eine Masse aus unregelmäßigen feineren und gröberen Gesteinssplintern. Zerriebenes Material steckt manchmal als Kluftfüllung zwischen einzelnen Kluftkörpern oder umschließt weniger zerklüftete Bereiche. Neben dem kataklastischen Kalkmehl kommen auch kreidige Kalkausfällungen vor, welche die stark zerrütteten Partien verkitten.

Bruchformen ähnlich denen der „shatter cones“ wurden nicht festgestellt.

Stratigraphische Verhältnisse

DEHM (1955) unterteilt die Obere Süßwassermolasse nach ihrer fossilen Proboscideerfauna in eine ältere Schichtserie ohne *Dinotherium*, in eine mittlere mit *Dinotherium bavaricum* und in eine jüngere Schichtserie mit *Dinotherium aff. giganteum*, *Mastodon aff. longirostris* und *Mastodon longirostris*. Der Nördliche Vollschotter (Mächtigkeit > 80 m) unter der Sandmergeldecke gehört auf Grund der Funde von *Dinotherium bavaricum* v. MEYER bei Rampoldstetten und Frontenhausen und von *Mastodon angustidens* CUVIER bei Satzing zur mittleren Serie und dürfte entsprechend seiner fossilen Molluskenfauna (GEBHARDT 1964) tortones Alter haben. An seiner Obergrenze ist der Nördliche Vollschotter in der Regel 0,5 bis 6 m tief verwittert. Dieser Verwitterungshorizont und die hangende Sandmergeldecke, eine meist 1 bis 3 m mächtige Sandton/Mergel-Serie, in der Regel 0,5 bis 6 m tief verwittert. Dieser Verwitterungshorizont und die hangende Sandmergeldecke, eine meist 1 bis 3 m mächtige Sandton/Mergel-Serie,

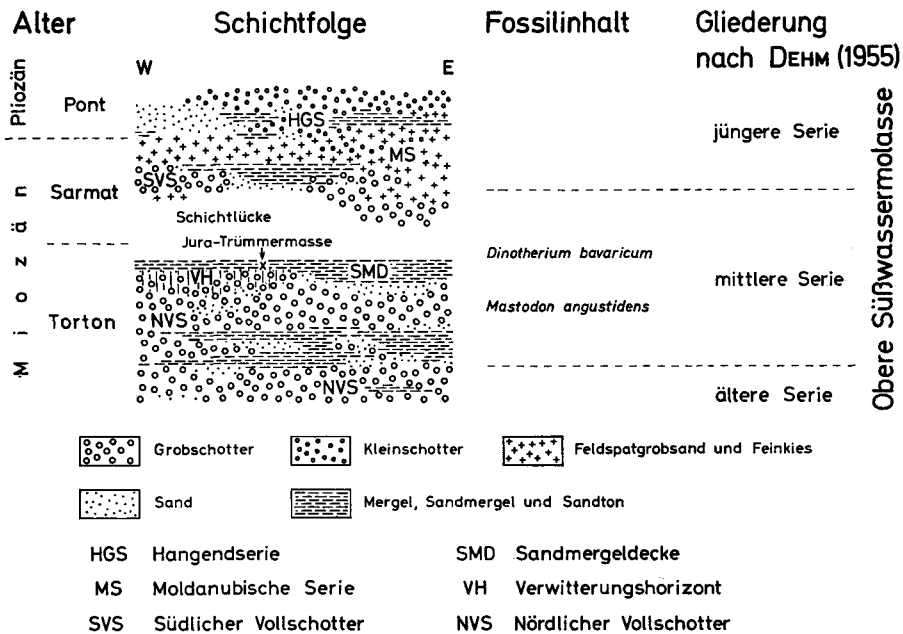


Abb. 10. Stratigraphische Übersicht der jungtertiären Schichtfolge auf Blatt Frontenhausen 7441.

lassen sich auf der Südhälfte von Blatt Frontenhausen und weiter über die östliche und westliche Blattgrenze hinaus als Leithorizont verfolgen (BATSCHÉ 1957, STIEFEL 1957, HEROLD 1963, GEBHARDT 1964). Über der Sandmergeldecke folgen Südlicher Vollschotter (0—15 m), Hangendserie und Moldanubische Serie (zusammen 40—60 m); sie werden als jüngere Schichtserie der Oberen Süßwassermolasse ins Obersarmat und Pont eingestuft (WURM 1940, NEUMAIER 1955, GRIMM 1957, STIEFEL 1957). Die Sandmergeldecke bildet demnach die Grenze zwischen mittlerer und jüngerer Schichtserie.

Welche Alters- und Lagerungsbedingungen bestehen zwischen der Niedertrennbacher Trümmermasse und den niederbayerischen Bentoniten ³⁾? Obgleich die Sandmergeldecke häufig in Kiesgruben aufgeschlossen ist, konnten keine weiteren Auswürflinge in ihr gefunden werden. Die Bentonite von Landshut (BESCHOREN 1955, FAHN 1965, MEIER 1965) und von Malgersdorf (v. AMMON 1901, REIS 1920, SCHULZ 1926, WURM 1940, BATSCHKE 1957) sind meist linsenförmig in sandig-tonig-mergeligen Sedimenten eingeschaltet. Auf Grund ihrer Lagerung an der Obergrenze des Nördlichen Vollschoeters sind diese Bentonitführenden Feinsedimente wahrscheinlich mit der Sandmergeldecke auf Blatt Frontenhausen 7441 und auf Blatt Aham 7440 identisch. Die Malmkalk-Trümmermasse tritt also im gleichen stratigraphischen Horizont auf wie jene vulkanischen Ablagerungen. Sie muß etwa um die Wende Torton/Sarmat oder im Sarmat ausgeworfen worden sein. Ihre Förderung könnte mit der vulkanischen Tätigkeit im süddeutschen und Nordschweizer Molassebecken (STEPHAN 1952, LEMCKE, v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER 1953, HOFMANN 1965 u. a.) wie auch mit der Entstehung des Rieskraters (DEHM 1962) zeitlich zusammenfallen. Eine genaue und sichere Alterseinstufung der Sandmergeldecke und des Trümmermassen-Einschlages ist wegen der Fossilarmut und wegen der häufigen Fazieswechsel und Erosionsdiskordanzen in den jungtertiären fluviatilen Molasse-sedimenten vorerst nicht möglich.

Deutung der Befunde

Die Niedertrennbacher Trümmermasse erinnert an die Sprengschollen des Rieses (WAGNER 1963) und an die Malmkalk-Einschlüsse in den Uracher Tuff-schloten (CLOOS 1941). Die Zertrümmerung des Kalkgesteins kann auf die heftige Stoßbeanspruchung beim Einschlag des Malmkalkes in den obermiozänen Sandmergel zurückgeführt werden. Wegen der annähernd rotationssymmetrischen Lagenverteilung der Klufflächen (Abb. 9) und Mylonitzonen im Hauptteil der Trümmermasse liegt dem Trennflächengefüge vermutlich ein achsialer Beanspruchungszustand zugrunde. Nach der Beschaffenheit der Bruchflächen lassen sich die tautozonalen Trennflächen der Hauptkluffscharen als Reißklüfte deuten, auf denen untergeordnet sekundäre Gleitbewegungen stattgefunden haben. Die zur Zonenachse 45°/50° NE nicht parallelen und senkrechten Mylonitlagen und Ruschelzonen könnten längs präexistenter Trennflächen und längs neugebildeter Scherflächen durch intensive Gesteinszerteilung und -zergleitung entstanden sein.

Da die Jurakalksteine auf relativ kleiner Fläche verstreut liegen, darf man annehmen, daß sie von einem einzigen Block stammen. Sehr wahrscheinlich ist hier ein einzelner, etwa tonnenschwerer Auswürfling aufgeschlagen und in kleinere Blöcke, Brocken und Splitter zerbrochen. Die isoliert in der Sandmergeldecke steckenden, kompakten Jurakalkbrocken lassen vermuten, daß der Malmkalk vor dem Impakt nur wenig geklüftet war. Diese Brocken müssen in der ersten Phase des Aufpralls vom Hauptteil der Trümmermasse seitlich abgeplatzt sein. Als sie in den Sandmergel eindrangen, dürfte dieses Sediment dank seines

³⁾ Bentonite (Bleicherden, Weißerden) sind wirtschaftlich wertvolle Montmorillonit-Tone; sie enthalten häufig Reste von saurem Glastuff und weisen sich dadurch als Zersetzungsprodukte vulkanischer Aschen aus (SIEGL 1945/48).

plastischen Verhaltens auf der Vorderfläche der Brocken eine kontinuierliche Spannungsverteilung bewirkt haben. Dadurch wurde die Bruchfestigkeit des Jurakalksteins nicht überschritten und die Brocken blieben kompakt. Wo hingegen mehrere Brocken beim Eindringen in die Sandmergeldecke aufeinanderprallten, zerdrückten sie sich gegenseitig infolge hoher örtlicher Spannungskonzentrationen zu einer splittigen Masse, die ihrerseits mit tertiärem Mergel verpreßt und verknetet wurde. Die Zerrüttung und Mylonitisierung im Hauptteil der Trümmermasse kam dadurch zustande, daß die Kraftwirkungen des Aufprallstoßes vielfach nur punktförmig oder mit kleinen Flächenanteilen von Kluftkörper zu Kluftkörper übertragen wurden. Die dabei entstehenden hohen Spannungskonzentrationen wurden durch Gesteinszerteilung und -zergleitung abgebaut. Sogleich bildeten sich in benachbarten Gesteinsbereichen erneut örtliche Spannungsspitzen, die ihrerseits Bruchvorgänge auslösten. Auf diese Weise wurde der Hauptteil der Trümmermasse engständig bis dicht zerklüftet und in einzelnen Zonen zu Grus und Staub zermalmt; die Kluftkörper verschoben sich gegeneinander und verkeilten sich ineinander und die Mylonitlagen wurden nach Art einer Scherfaltung verformt.

Während der spröde Kalkstein unter Bruchverformung gestaucht und zerschert wurde, reagierte der plastische Sandmergel an der Einschlagstelle wie eine zähe Flüssigkeit. Im Vergleich zum Sandmergel besaß der darunter liegende tonig verbackene Grobschotter hohe Scherfestigkeit. Diese dürfte verhindert haben, daß selbst große Trümmerteile weiter als bis zur Schichtgrenze zwischen Sandmergeldecke und Nördlichem Vollschotter in etwa 2 m Tiefe eindringen konnten.

Bevor die Einschlagstelle von Hangendserie-Sedimenten überdeckt wurde, war das Trümmerwerk noch jener Verwitterung ausgesetzt, die sich auch im Verwitterungshorizont des Nördlichen Vollschotter in einer Mächtigkeit bis zu mehreren Metern nachweisen läßt: In die offenstehenden Klüfte der Trümmermasse wurde toniges Material aus dem umgebenden Tertiärsediment eingeschlämmt und die einzeln liegenden Kalkbrocken wurden zu karstartigen Lösungsformen korrodiert. Teilweise wurde die gelöste Kalksubstanz im aller-nächsten Bereich in Form von Krusten und Konkretionen wieder ausgefällt.

Nördlicher Vollschotter und Sandmergeldecke waren in der Umgebung des Jurakalkvorkommens vermutlich von leicht erodierbarem Hangendserie-Sand überlagert, da sie heute als Geländestufe an der Talflanke hervortreten. Nach der Freilegung dürfte sich das Schichtgefüge der Sandmergeldecke mit der in ihr eingebetteten Trümmermasse infolge des Hangkriechens geringfügig verändert haben.

Schließlich ging im Laufe der letzten Jahrzehnte ein Teil der Trümmermasse durch den Kiesabbau verloren, noch bevor das Vorkommen entdeckt und untersucht wurde.

Herkunft der Trümmermasse

Es gibt zwei Möglichkeiten, sich die Herkunft der Malmkalk-Trümmermasse im niederbayerischen Tertiär zu erklären:

Entweder stammt der Jurablock aus dem Nördlinger Ries; dann dürfte er in gleicher Weise wie die REUTERSchen Blöcke bei der Ries-Explosion (WEISKIRCHNER 1962, PREUSS 1964, DAVID 1966) aus der schwäbisch-fränkischen Jura-*tafel* herausgesprengt und nach einem 150 km weiten Flug in ost-südöstlicher Richtung auf der tertiären Landoberfläche aufgeschlagen sein; —

oder ein explosiv tätiger Vulkan hat einige hundert Meter bis einige Kilometer von der heutigen Fundstelle entfernt das mesozoische und tertiäre Deckgebirge durchbrochen und diesen Jurakalk aus etwa 500 m Tiefe⁴⁾ zutage-fördert.

Folgende Befunde sprechen für eine Deutung des erraticen Malmgesteins als Ries-Trümmermasse:

1. Die Jura-Trümmermasse von Niedertrennbach stellt ein ganz vereinzelt Vorkommen dar.
2. Die starke mechanische Beanspruchung läßt auf eine hohe Geschwindigkeit der Gesteinsmasse beim Einschlag in der Sandmergeldecke schließen.
3. Rieskrater und Sandmergeldecke sind möglicherweise altersgleich.

Der Auswurf eines Gesteinsblockes über eine Entfernung von 150 km ist bisher noch nie festgestellt worden. Die Auswurfgeschwindigkeit müßte dabei mehr als 1,2 km/sec betragen haben⁵⁾. Es ist durchaus möglich, daß im Falle einer Meteoritenimpakt-Explosion im Ries einzelne Sprengblöcke auf derart hohe Fluggeschwindigkeiten beschleunigt wurden (vgl. DAVID 1966). Immerhin müssen die am weitesten herausgesprengten REUTERSchen Blöcke schon mit mindestens 0,8 km/sec vom Ries aus gestartet sein.

Eine Herkunft aus dem Nördlinger Ries ist jedoch auf Grund der Gesteinsausbildung des Malmkalk-Auswürflings und auf Grund seiner Lagerung im Schichtprofil des niederbayerischen Tertiärs weniger wahrscheinlich als eine vulkanische Herkunft aus dem Raum Niederbayern oder aus dem südlich daran angrenzenden Gebiet Oberbayerns:

1. Nach freundlicher Auskunft von Herrn Dr. W. BARTHEL sind kieselsäurehaltige Malmkalke entsprechender Altersstufe unter den Riesgesteinen bisher unbekannt. Die dichte Gesteinsstruktur und die Verkieselungserscheinungen in der Trümmermasse sind eher für den niederbayerischen Malm bezeichnend:
 - a) Verkieselte Malmkalke stehen zwischen Regensburg und Passau an, nämlich der Kieselnierenkalk der Bimammatum-Zone und der Hornsteinkalk der Pseudomutabilis-Zone (v. AMMON 1875).

⁴⁾ Nach OSCHMANN (1963) liegt die Tertiärbasis bei Niedertrennbach in einem Niveau von etwa 0 m NN auf Malmkalk.

⁵⁾ Der Berechnung wurde eine Wurfparabel mit optimaler Wurfweite bei einem Abschusswinkel von 45° zugrundegelegt; hierbei wurde der Luftwiderstand nicht berücksichtigt.

- b) Aus der Bohrung Füssing 1 beschreibt NATHAN (1949, S. 36) einen 67 m mächtigen, gelbgrauen „Schwammkalk des mittleren und unteren Malms ... mit ... meist verkieselten Schwämmen, Belemniten, Terebrateln und Echinodermenresten ...“.
2. Die Einschlagstelle bei Niedertrennbach liegt im stratigraphischen Niveau des Malgersdorfer und Landshuter Bentonit- und Glastuffhorizontes. Daher könnte zwischen der Trümmersmasse und den vulkanischen Tuffen ein genetischer Zusammenhang bestehen.

Die vorliegenden Befunde über das Kluftgefüge der Trümmersmasse, über ihre Lagerung und über das Fließgefüge der eingedrückten Schichtung in der Sandmergeldecke weisen nach Ansicht des Verfassers auf eine Herkunft aus südlicher bis westlicher Richtung hin. Die Eruptionstelle liegt sehr wahrscheinlich weit vom Einschlagspunkt bei Niedertrennbach entfernt, denn auf Blatt Frontenhausen ließen sich in der Sandmergeldecke trotz guter Aufschlußverhältnisse keine weiteren Nebengesteinsauswürflinge und auch keine vulkanischen Tuffe nachweisen. Weder aus Untersuchungen in der Umgebung der Fundstelle noch bei geologischen Kartierungen und Übersichtsbegehungen ergaben sich irgendwelche zusätzlichen Anhaltspunkte über die Lage des obermiozänen Vulkans.

Sollten jemals Vulkanformen wie Explosionstrichter oder Maare in Niederbayern bestanden haben, so dürften sie um die Wende Miozän/Pliozän eingeebnet und von Sedimenten der Hangendserie und der Moldanubischen Serie überdeckt worden sein. Es muß nun dem Zufall überlassen bleiben, ob eines Tages vielleicht bei größeren Erdbewegungsarbeiten im Tertiärgebiet Niederbayerns Durchschlagsröhren, Calderen oder Kraterwälle freigelegt oder angeschnitten werden und als solche auch erkannt werden.

Vulkanische Aufbrüche sind in der Molasse Südbayerns bisher nicht direkt nachgewiesen worden. Wegen ihrer feinen Körnung könnten die Aschen auch von weit entfernten Vulkanzentren stammen und durch den Wind in das Ablagerungsgebiet verfrachtet worden sein. So deutet SIEGL (1945/48) die Mainburger Bentonite und Glastuffe auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung als mehr oder weniger verwitterte Suevittuffe aus dem Ries. Auch sind die Tuffe zumindest teilweise fluviatil umgelagert und liegen auf sekundärer Lagerstätte, denn sie weisen gelegentlich eine für Flußablagerungen charakteristische Kreuzschichtung auf ⁶⁾.

Da bisher ungeklärt ist, ob im Ostteil des süddeutschen Molassetroges überhaupt Vulkane tätig waren, bleibt auch die Frage nach der Herkunft der Niedertrennbacher Trümmersmasse noch offen. Vielleicht wird man darüber nähere Angaben machen können, wenn in der Oberen Süßwassermolasse weitere Vorkommen von Auswürflingen des mesozoischen Untergrundes bekannt werden und wenn über die südbayerischen Bentonite und Glastuffe ausführliche geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen vorliegen.

⁶⁾ z. B. 450 m SW Mittersberg, Blatt Bruckberg 7437, R 4487650 / H 5884100 / 472 m NN.

Literatur

- ABELE, G., FUCHS, B. & STEPHAN, W.: Die westliche bayerische Vorlandmolasse. — Erl. z. Geol. Übersichtsk. d. Südd. Molasse 1 : 300 000, S. 46—58, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1955.
- AMMON, L. v.: Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau. Eine Monographie des niederbayerischen Jurabezirkes mit dem Keilberger Jura unter besonderer Berücksichtigung seiner Beziehungen zum Frankenjura. — 200 S., 4 Taf., München 1875.
- Die Malgersdorfer Weißerde. — Geogn. Jh., **13** (1900), S. 195—208, München 1901.
- BATSCHKE, H.: Geologische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse Ostniederbayerns. — Beih. Geol. Jb., **26**, S. 261—307, Hannover 1957.
- BESCHOREN, B.: Die Vorlandmolasse im Gebiet der unteren Isar. — Erl. z. Geol. Übersichtsk. d. Südd. Molasse 1 : 300 000, S. 59—67, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1955.
- BRANCA, W. & FRAAS, E.: Die Lagerungsverhältnisse bunter Breccie an der Bahnlinie Donauwörth—Treuchtlingen und ihre Bedeutung für das Riesproblem. — Abh. preuß. Akad. Wiss., 56 S., Berlin 1907.
- BÜCHI, U. P. & HOFMANN, F.: Spuren vulkanischer Tätigkeit im Tortonium der Ostschweiz. — Eclog. geol. Helv., **38**, S. 337—343, Lausanne 1945.
- CLOOS, H.: Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an dem schwäbischen Vulkan. — Geol. Rdsch., **32**, S. 701—800, Stuttgart 1941.
- DAVID, E.: Großmeteoriteneinschläge und Tektite. — Z. Geophys., **32**, S. 538—550, Würzburg 1966.
- DEHM, R.: Die Säugetierfaunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. — Erl. z. Geol. Übersichtsk. d. Südd. Molasse 1 : 300 000, S. 81—88, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1955.
- Das Nördlinger Ries und die Meteortheorie. — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **2**, S. 69—87, München 1962.
- FAHN, R.: Über die Gewinnung und Aufbereitung von Bentonit. — Keram. Z., **17**, S. 596—598, Freiburg i. Br. 1965.
- GEBHARDT, P.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen auf Blatt Aham 7440 (Niederbayern). — Dipl.-Arb. Univ. München, 93 S., München 1964. — [Manuskript].
- GRIMM, W.-D.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Rott und Inn. — Beih. Geol. Jb., **26**, S. 97—199, Hannover 1957.
- HEROLD, R.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen auf Blatt Frontenhausen 7441 (Niederbayern). — Dipl.-Arb. Univ. München, 84 S., München 1963. — [Manuskript].
- HOFMANN, F.: Sedimentpetrographische und tonmineralogische Untersuchungen an Bentoniten der Schweiz und Südwestdeutschlands. — Eclog. geol. Helv., **49**, S. 113—133, Lausanne 1956.
- Die stratigraphische Bedeutung der Bentonite und Tufflagen im Molassebecken. — Jber. u. Mitt. oberh. geol. Ver., N. F. **47**, S. 79—90, Stuttgart 1965.
- LEMCKE, K., ENGELHARDT, W. v. & FÜCHTBAUER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — Beih. Geol. Jb., **11**, 108 S., Hannover 1953.
- MEIER, G.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen auf Blatt Landshut West 7438 (Niederbayern). — Dipl.-Arb. Univ. München, 75 S., München 1965. — [Manuskript].
- NEUMAIER, F.: Das ostniederbayerische Tertiär. — Erl. z. Geol. Übersichtsk. d. Südd. Molasse 1 : 300 000, S. 68—80, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1955.
- OSCHMANN, F.: Introduction into the Regional Geology of the South German Molasse Basin. — 6th World Petr. Congr., Frankfurt/M. 1963, S. 5—17, Fig. 7—16, Hannover 1963.

- PAVONI, N.: Neue Bentonitvorkommen in der Züricher Molasse. — *Eclog. geol. Helv.*, **51**, S. 299—304, Zürich 1958.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — Bd. 1, 393 S., Leipzig 1901/09.
- PREUSS, E.: Das Ries und die Meteoritentheorie. — *Fortschr. Miner.*, **41**, S. 271—312, Stuttgart 1964.
- REIS, O. M.: Einzelheiten über Gesteinsarten, Schichtung und Aufbau des Niederbayerischen Tertiärs rechts der Isar. — *Geogn. Jh.*, **31/32** (1918/19), S. 93—118, München 1920.
- REUTER, L.: Die Verbreitung jurassischer Kalkblöcke aus dem Ries im südbayerischen Diluvialgebiet. (Ein Beitrag zur Lösung des Riesproblems.) — *Jber. oberrh. geol. Ver.*, **14**, S. 191—218, Stuttgart 1925.
- SCHAEFER, I.: Die erratischen Jurablöcke des Augsburger Gebietes. — *Erl. z. Geol. Karte v. Augsburg u. Umgebung 1 : 50 000*, S. 25—33, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1957.
- SCHULZ, H.: Morphologie und randliche Bedeckung des Bayerischen Waldes in ihren Beziehungen zum Vorland. — *N. Jb. Mineral. usw.*, **94**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 289—346, Stuttgart 1926.
- SIEGL, W.: Glastuff in der oberbayerischen Molasse und seine Beziehung zur Bleicherde. — *N. Jb. Mineral. usw.*, Mh., Abt. A, S. 77—82, Stuttgart 1945/48.
- STEPHAN, W.: Ein tortonischer vulkanischer Brockhorizont in der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. — *Geologica Bavarica*, **14**, S. 76—85, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1952.
- Über den Vulkanismus in der OSM. — *Erl. z. Geol. Übersichtsk. d. Südd. Molasse 1 : 300 000*, S. 57—58, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1955.
- WAGNER, G. H.: Kleintektonische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. — *Geol. Jb.*, **81**, S. 519—600, Hannover 1964.
- WEISKIRCHNER, W.: Untersuchungen und Überlegungen zur Entstehung des Rieses. — *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F. **44**, S. 17—30, Stuttgart 1962.
- WURM, A.: Beiträge zur Kenntnis der nordalpinen Saumtiefe zwischen unterem Inn und unterer Isar. — *N. Jb. Mineral. usw.*, **78**, Beil.-Bd., Abt. B, S. 285—326, Stuttgart 1940.

Geologica Bavarica	61	428—450	München 1969
--------------------	----	---------	--------------

Über ein neues Impaktit-Vorkommen im Gebiete von Rochechouart-Chassenon (Départements Haute Vienne und Charente, Frankreich)

VON FRANÇOIS KRAUT ¹⁾

Mit 18 Abbildungen

I n h a l t s v e r z e i c h n i s

1. Einleitung	428
2. Historische Arbeiten	429
3. Neuere Arbeiten	432
4. Verteilung der Breccien — Kurze Beschreibung ihrer petrographischen Eigenschaften	436
4.1. Breccie von Chassenon	436
4.2. Breccie von Montoume	441
4.3. Breccie von Babaudu	442
4.4. Mechanische Breccien	444
4.5. Dislokations-Breccien	446
4.6. Granitische Breccien	446
4.7. Shatter cones	446
5. Literatur	450
6. Geologische Karten	450

1. Einleitung

Ein lernbegieriger Reisender, dem wir in Gedanken durch die Länder Europas folgen, hat in Chassenon, 50 km westlich von Limoges, die gallo-romanische Stadt Cassinomagus und in Rochechouart das gewaltige Schloß und die Kirche gesehen. Vor der Kirche von Nördlingen wird er später feststellen, daß die Baumeister in beiden Ländern ein sehr fremdartiges, jedoch ganz und gar ähnliches Material verwendet haben, dem er später nicht mehr begegnet.

Der freundliche Vorschlag von Professor E. PREUSS, die Entwicklung der Ansichten und den heutigen Stand unserer Kenntnisse von den rätselhaften Gesteinen vom Limousin zusammenzufassen, hat mich etwas unvorbereitet getroffen. Mein Bericht hat zwei Teile: Im ersten werden schon veröffentlichte Texte, begleitet von Erläuterungen und einem Bericht meines persönlichen Beitrages wiedergegeben. Der zweite Teil faßt Felduntersuchungen und einige Laborergebnisse zusammen.

¹⁾ Aus dem Französischen von J. POHL, München. Anschrift des Verfassers: FRANÇOIS KRAUT, Sous-directeur au Muséum d'Histoire Naturelle, 61, Rue de Buffon, Paris 5^e et Ecole des Mines, 60, Boulevard Saint-Michel, Paris 6^e.

2. Historische Arbeiten

Die erste mir bekannte Beschreibung der Breccien von Rochechouart stammt aus dem Jahre 1808. Herr Oberst A. LAPORTE hat mich auf den Bericht in der „Statistique générale de la France“ aufmerksam gemacht:

„Nahe der kleinen Stadt Rochechouart findet man ein den Naturforschern wenig bekanntes Gestein. Das Bindemittel, das die verschiedenen Bestandteile zusammenhält, ist eine manchmal kompakte, manchmal löcherige, tonartige Substanz, die von Gewässern abgelagert zu sein scheint. Man hat jedoch auch gedacht, daß es ein vulkanisches Produkt sein könnte, vor allem wegen seiner außerordentlichen Leichtigkeit und seines roten Aussehens“ . . . „Primitive Breccien (Brèches primitives). Hierunter versteht man ein Gesteinsaggregat, das sich in der Gemeinde von Rochechouart fast über 10 km erstreckt. Die Entdeckung dieser Breccie ist neu und die Mineralogen, die sie beobachtet haben, sind sich über ihre Natur nicht einig. Die einen halten sie für ein künstliches, die anderen für ein vulkanisches Produkt. Der Hauptbestandteil dieser Breccie ist ein tonartiges Gestein, das sich leicht mit dem Messer schneiden läßt und das mit Säuren nicht aufbraust. Es ist wahrscheinlich, daß sich das Wasser der Graine einen Weg durch die zahlreichen Hügel gebahnt hat, die sie einsäumen, und daß die Breccie, die sich in ihrer Umgebung befindet, das Werk der Graine sein kann“ . . . „Diese Breccie scheint auf Gneis abgelagert zu sein und man beobachtet auf dem Weg von Rochechouart nach Saint-Junien, daß der Gneis langsam zunimmt, bis schließlich nur noch Gneis zu finden ist.“

Das Tal der Graine, dessen Seiten bei der kleinen Stadt Rochechouart fast steil stehen, ist zum großen Teil aus dieser Breccie gebildet. Es ist schwierig, ein Streichen und Fallen für diese Schichten anzugeben. Man kann nur übereinandergehäufte Massen sehen, die beim Schrumpfen Spalten entstehen ließen, die beliebige Richtungen haben. — Wir haben es für notwendig gehalten, dieses bis heute unbekannte Gestein zu beschreiben. Erst vor kurzem hat Herr ALLUAUD, der einige Proben dieses Gesteines an den Grabsteinen der Abtei von Saint-Martial in Limoges abgetrennt hatte, und der das Vorkommen nicht kannte, diesen geologischen Befund aufgeklärt.“

Letzthin fand ich einen Bericht von W. MANES, Chef-Ingenieur beim Bergbauamt, von 1833. Er widmet der „porphyrischen Breccie“ von Rochechouart eine ganze Seite, wobei er den Schloßfelsen als Beispiel nimmt. Er schreibt:

„Diese Breccie dringt manchmal in den Gneis hinein, manchmal scheint sie nur darauf abgelagert zu sein. Auf jeden Fall kann man beobachten, daß der Gneis dort, wo er in Kontakt mit der Breccie steht, durcheinander gemengt ist, mehr oder weniger Hohlräume enthält und zerbrochen ist, als ob er durch sie verändert worden wäre. Dieser Umstand, zusammen mit der Tatsache, daß in manchen Teilen der Breccie glasiges Material enthalten ist, läßt uns denken, daß sie vulkanischen Ursprungs ist und wohl aus derselben Zeit stammt, wie die anderen Porphyre aus diesem département.“

Der Schloßfelsen enthält jedoch kein Glas. MANES denkt wahrscheinlich an die Aufschlüsse von Babaudu.

Das nächste Dokument datiert von 1858. Es betrifft die Breccie von Chassenon, die von H. COQUAND mit dem Buntsandstein der Charente in Zusammenhang gebracht wird:

„Das erste dieser Vorkommen kann man in der Gemeinde Chassenon beobachten, wo es mächtige Massen bildet, die von NNE nach SSW gerichtet sind. Sie lagern auf Glimmerschiefern, deren Schichten steil aufgerichtet sind, NS streichen und nach Osten einfallen. Diese Massen bestehen aus einem Konglomerat-Gestein, einer echten Breccie mit Fragmenten verschiedener Größe. Sie enthalten mehrere Arten von Gesteinen des Grundgebirges, vor allem einen grünlichen Glimmerschiefer. Man könnte es ein trachytisches Konglomerat nennen. Einige Blöcke haben ein Volumen von einem Kubikmeter und mehr. Andere Fragmente sind nicht größer als ein Sandkorn. Alle Zwischengrößen sind zu finden. Gelegentlich beobachtet man Anzeichen von Schichtung und sogar einige gut eingeregelter Lagen aus schön gerundeten Quarzsand-Körnern.“

Hierzu war die Beteiligung von fließendem Wasser notwendig. Unterhalb von Chassenon, besonders in der Nähe der römischen Säle, gibt es wirkliche, regelmäßige Bänke aus einem rötlichen, tonigen, glimmerhaltigen Sandstein, die mit breccienartigen Konglomeraten, die den vorherrschenden Gesteinen des Buntsandsteins völlig ähnlich sind, abwechseln“ ... „Diese Konglomerate findet man auch südlich von Pressignac, im Viertel von La Bonetève, wo sie ebenfalls gute Quadersteine liefern“ ... „An dieser Stelle müssen wir jedoch bemerken, daß dies nicht die Meinung von Herrn MANES ist. Dieser Ingenieur hält die Vorkommen von Chassenon und Pressignac für brecciöse Porphyre und deshalb für ein Eruptivgestein. Die Blöcke aus Glimmerschiefer und Gneis wären dann Gesteinsbruchstücke, die von dem durch die granitischen Schichten hindurch aufdringenden Porphyre gewaltsam losgerissen und durch die flüssige Masse nach oben geschoben wurden. Als Beweis nennt Herr MANES den Gang aus brecciösem Porphyre in der Nähe von Longeas, der etwa 15—20 m mächtig ist und Bruchstücke der Gangwandung enthält.“

Die von MALLARD 1869 veröffentlichte „Carte géologique et agronomique du département de la Haute-Vienne“ gibt die Verbreitung der Breccien im Gebiet zwischen Rochechouart, Montoume und Videix ziemlich genau an. Sie werden dort „trachytische Porphyre und porphyrische Breccien, wahrscheinlich gleichhalt mit dem roten Sandstein“ genannt.

Mit dem Blatt Rochechouart liefert LE VERRIER 1901 eine interessante Zusammenstellung, denn die Einteilung nach den Département-Grenzen wird aufgegeben und das ganze uns interessierende Gebiet von etwa 80 km² auf einem Blatt dargestellt. Seine Legende enthält ein Bekenntnis zur Vulkantheorie:

„Rund um Rochechouart findet man nicht zusammenhängende Reste eines Beckens, dessen Ablagerungen älter als die mesozoischen Schichten und jünger als die Muskowit-Granitporphyre sind. Sie kommen in zwei Formen vor:

1. Sehr grobe Breccien, deren Bruchstücke aus den unmittelbar benachbarten Gesteinen gerissen sind (Man kann die Linie der Muskowit-Granitporphyre-Blöcke verfolgen, die den Verlauf der darunter liegenden Gänge markieren).
2. Breccien mit abwechslungsreicheren und kleineren Bruchstücken, die durch eine Art Ton, der möglicherweise vulkanischen Ursprungs ist, verkittet sind (Der Felsen des Schlosses von Rochechouart, wo die Breccien außergewöhnlich mächtig sind, könnte der Überrest eines Vulkanschlotes sein). Die Breccien sind von kleinen Gängen aus zersetztem Porphyre und von einigen Spitzen aus glasigem Porphyre durchsetzt. Das Vorkommen westlich von Rochechouart ist durch einen deckenartigen Erguß aus brecciösem glasigem Porphyre gekrönt.“

P. GLANGEAUD (1910) greift die Vorstellungen von LE VERRIER auf und vervollständigt sie:

„Die Umgebung von Rochechouart und Chabanais enthält ein altes Vulkangebiet, auf das schon LE VERRIER hingewiesen hatte“ ... „Der vulkanische Anteil besteht aus ziemlich ausgedehnten (1 bis 5 km langen) Inseln einer uneinheitlichen Formation, die fünf verschiedene Typen enthält:

1. Porphyrische vulkanische Breccien oder Tuffe, die ziemlich gut geschichtete Lagen mit schwankender Mächtigkeit bilden. Sie enthalten Blöcke von Gesteinen des Liegenden (Glimmerschiefer, Granulit, Granit) gemischt mit Blöcken aus Porphyre und mit Aschentuff, der das Ganze verkittet.
2. Reine Aschentuffe, manchmal in ausgedehnten Lagen, mit porphyrischen Einschaltungen. Diese Aschentuffe sind stellenweise sehr hart infolge Imprägnation und Zersetzung durch Wasser.
3. Südlich von Rochechouart findet man einen Felsit-Erguß, der die vulkanischen Bildungen krönt.
4. Diese verschiedenen Bildungen sind miteinander verbunden und eng durchdrungen durch Muskowit-Granitporphyre-Gänge, die wahrscheinlich die Aufstiegswege aller vulkanischen Produkte sind.
5. Im Anschluß an die vulkanischen Ausbrüche erfolgte eine Kieselsäure-Zufuhr. Die Tuffe sind stellenweise verkieselt. An manchen Orten findet man außerdem noch jüngere Quarzgänge.

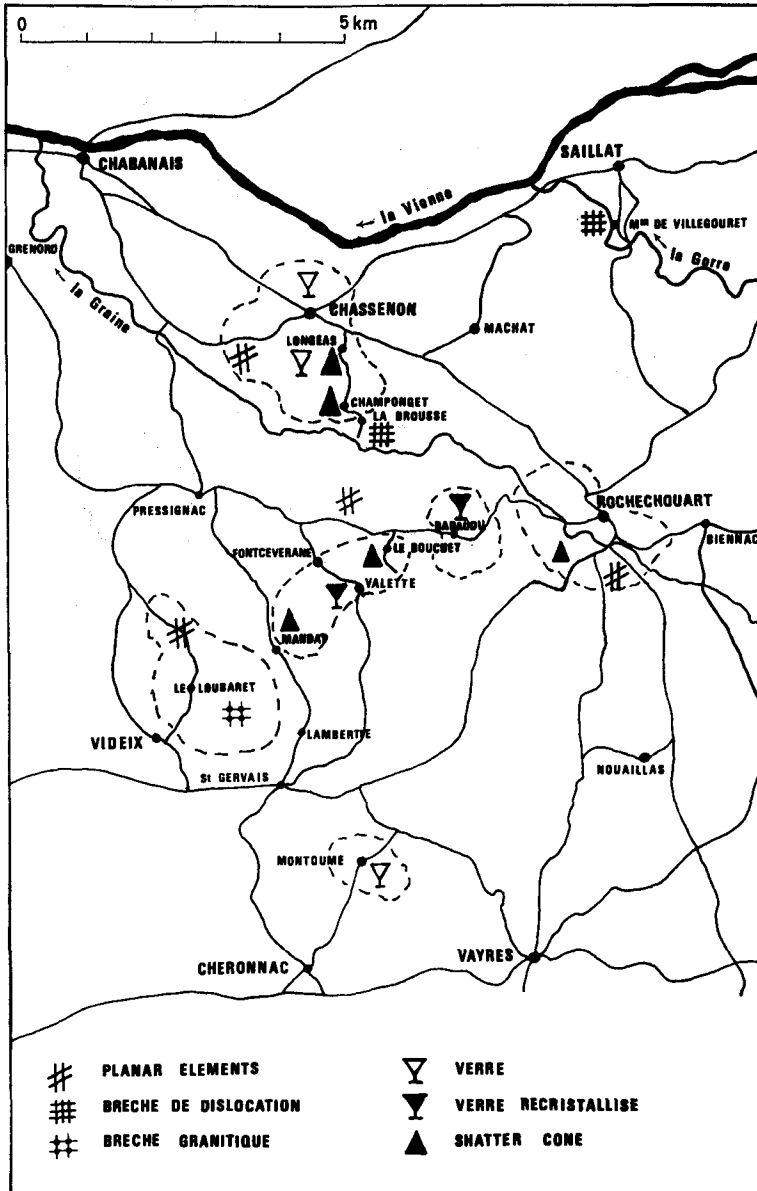


Abb. 1. Karte des Impaktitvorkommens von Rochechouart-Chassenon (Départements Haute Vienne und Charente — Frankreich).

Mir schienen die beschriebenen vulkanischen Bildungen auf Grund der vorhandenen Eruptivgesteine (Muskowit-Granitporphyr) eher karbonischen als permischen Alters zu sein.“

In dieser Beschreibung eines Spezialisten der Chaîne des Puys erkennt man die ins Limousin übertragenen Vorstellungen aus der Auvergne.



Abb. 2. Breccie von Chassenon. Geschnittene Platte, zeigt verschiedene Einschlüsse und glasige Partien in der kompakten Grundmasse. Gut erkennbar ein rhombenförmig angeschnittenes Gneisfragment, von Glas mit Fluidaltextur umgeben. Verkleinert 2 ×.

3. Neuere Arbeiten

Mir war diese dürftige Literatur fast völlig unbekannt, als ich zum ersten Male auf den Rat von Herrn RAGUIN, Directeur du Service de la Carte Géologique, in diese Gegend kam. Als Anfänger stand ich hier vor sehr schwierigen Problemen (Abb. 2). Ich erkannte recht bald, daß die von meinen Vorgängern erwähnten schmalen Porphyrgänge keine Aufstiegsschlote waren. Eindeutige Anzeichen für einen Effusiv- oder Explosiv-Vorgang glaubte ich in den Breccien von Chassenon zu finden. Sie waren jedoch sehr verschieden von allen vulkanischen Breccien aus den Sammlungen im Muséum (Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris). Ich habe mehrmals mit meinem illustren Lehrmeister ALFRED LACROIX darüber gesprochen, der diese seltsamen Gesteine ziemlich hilflos betrachtete. Nach langem Zögern schrieb ich (KRAUT 1935):

„Die Breccien von Chassenon sind eindeutig sedimentäre Bildungen, in denen zwischen Bruchstücken des kristallinen Untergrundes Bimssteine und Schlacken, die wahrscheinlich von einem alten Vulkan aus der Nähe stammen, eingelagert sind.“ Man kann dieser Interpretation, die die gesamten Ablagerungen nicht unbedingt als vulkanisch ansieht, vielleicht als Verdienst anrechnen, den Weg zu modernen Theorien offengelassen zu haben. Wenn die Breccien von Chassenon durch einen Meteoriten-Einschlag gebildet sind, so sind sie schließlich auch „sedimentäre Bildungen“. Die in diesem Gebiet zum ersten Male erkannten Gläser konnten damals nur als vulkanische Produkte angesehen werden.

In Montoume habe ich Breccien beobachtet, die nicht weniger interessant und ebenfalls reich an Glas waren. Ich habe sie kurz beschrieben (KRAUT 1937).



Abb. 3. Quarz mit planaren Elementen in einem Gneisbruchstück, Felsen von Rochechouart.
1 Nic., Vergr. 450 \times .

Paradoxerweise beziehen sich jedoch die Anhänger eines regionalen Vulkanismus ohne Ausnahme auf den Felsen von Rochechouart, der doch nur eine gewaltige Anhäufung von Gneistrümmern jeder Größe ist. Meine damalige Beschreibung habe ich mit der Schlußfolgerung beendet: „Es ist notwendig, die Breccien und Konglomerate aus der Umgebung von Rochechouart in zwei Gruppen einzuteilen:

1. Tektonische Breccien (Rochechouart, Pressignac).
2. Sedimentäre Konglomerate (Saint-Gervais, Montoume, Chassenon).“

Heute würde ich sagen: 1. „Mechanische Breccien“. 2. „Glasierte Breccien“.

Mit diesen Ergebnissen war ich nicht sehr zufrieden, aber vor 33 Jahren konnte man nicht weiter gehen. Ich hielt es sogar nicht für nötig, die planaren Elemente im Quarz, die ich in fast allen Dünnschliffen aus den beiden Gruppen beobachtet hatte, zu erwähnen. Sie hatten damals eben noch nicht die Bedeutung, die sie heute haben. Die Mikroaufnahmen ließ ich in meinen Archiven liegen.

Um 1950 habe ich die „Spaltbarkeit“ im Quarz in einer völlig verschiedenen geologischen Umgebung und in einem Maßstab, der alles andere als mikroskopisch ist, wiedergesehen. Es ist der Gang von Saint-Paul-la-Roche, in der Dordogne, 37 km südöstlich von Montoume (Diese Entfernung ist kaum größer als die Entfernung vom Ries zum Steinheimer Becken). Ich habe den Gang auf dem internationalen Geologen-Kongreß in Algier beschrieben (GANDILLOT & KRAUT 1953). Trotz der verwirrenden Tatsache, daß sich diese Beobachtung der „Spaltbarkeit“ des Quarz in derselben Gegend findet, möchte ich weder behaupten, noch ausschließen, daß mehr als nur ein geographischer Zusammenhang besteht. Wie dem auch sei, die breiten und wunderbaren „Spaltflächen“ von

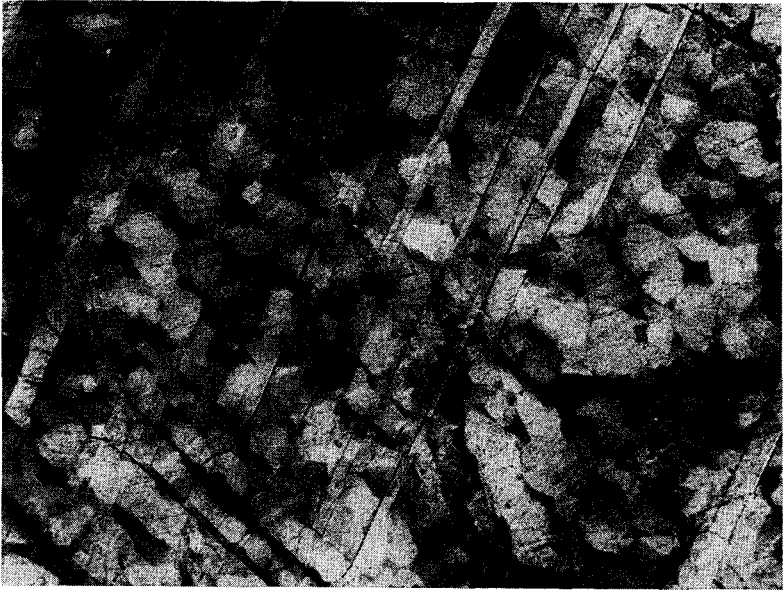


Abb. 4. „Gespaltenen“ Quarz von Saint-Paul-la-Roche. Nic. X, Vergr. 20 X.

Saint-Paul-la-Roche, die manchmal mehrere dm^2 erreichen, haben mich auf jeden Fall an die nicht weniger schönen, jedoch mikroskopischen, planaren Elemente von Chassenon, Montoume und Rochecourt erinnert. Ich habe die diesen Diskontinuitäten entsprechenden kristallographischen Flächen bestimmt. In Saint-Paul-la-Roche fand ich häufig zwei Flächen der beiden Rhomboeder und des Prisma.

Dem leider verstorbenen GEROLD WAGNER verdanke ich ein neues Wiedersehen mit den planaren Elementen. Ich habe das Ries mehrmals unter seiner Führung besichtigt und war tief beeindruckt von den Analogien zwischen den Breccien von Chassenon und dem Suevit. 1966 nahm ich an dem Symposium in Nördlingen teil. Die Vorträge bestärkten meine Zweifel an der Vulkantheorie. Am Schluß der ersten Sitzung habe ich einige Mikroaufnahmen von meinen Breccien und dem Quarz von Saint-Paul-la-Roche projiziert. Im nächsten Jahr habe ich einige Beispiele veröffentlicht und das Problem von Chassenon wieder zur Diskussion gestellt:

„Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die in dieser Mitteilung beschriebenen Beobachtungen den Weg öffnen für Untersuchungen, die zu der einen oder anderen der nachfolgenden Schlußfolgerungen führen können:

1. Das Gestein von Chassenon ist eine vulkanische Breccie. In diesem Fall sind die darin enthaltenen Gläser glasige Laven, und die Dislokationen im Quarz, die im allgemeinen Stoßwellen zugeschrieben werden, können durch eine vulkanische Explosion hervorgerufen worden sein.
2. Es sind Impaktite und die Gläser sind durch Aufschmelzung von Gesteinen durch einen Meteoriten-Einschlag entstanden. In diesem Fall muß die ganze regionale Geologie völlig neu betrachtet werden“ (KRAUT 1968).

Ich mußte mich nun entscheiden. Hierbei halfen mir amerikanische und deutsche Kollegen sehr. Ich habe besonders die Ratschläge meines Freundes GEROLD WAGNER geschätzt, der einen kurzen Besuch in dieser Gegend gemacht hat. Nach seiner Überzeugung sind die Breccien von Chassenon und die Suevite Bildungen gleicher Natur. Auch Herr FRENCH und Herr SHORT aus den Vereinigten Staaten und Herr DENCE aus Canada schlossen sich ebenfalls dieser Meinung an, nachdem sie die Dünnschliffe und Proben, die ich ihnen geschickt hatte, untersucht hatten. Im Juli 1968 hatte ich die Freude, zahlreiche Wissenschaftler, darunter bekannte Krater-Spezialisten, aus Deutschland, Frankreich und den Vereinigten Staaten im Gelände führen zu können. Sie haben den Limousin mit der Überzeugung verlassen, unzweifelhafte Impaktite gesehen zu haben. Ein vorläufiger Bericht über die „Struktur von Chassenon“ wurde zusammen mit Herrn FRENCH und Herrn SHORT auf der 31. Jahrestagung der Meteoritical Society gegeben (KRAUT, SHORT & FRENCH 1969). Ein vereinfachtes Schema ist von KRAUT (1969) veröffentlicht:

„In der Gegend von Rochechouart findet man, ähnlich wie im Ries, zwei Arten von Breccien, von denen die eine glasige Produkte enthält und die andere nicht.“ In Chassenon: „Der Quarz in den Einschlüssen ist, ungeachtet ihrer petrographischen Natur, in den meisten Fällen auffallend stark gespalten.“

Durch die mikroskopische Untersuchung kann man feststellen, daß die Gläser aus Chassenon wesentlich höhere Brechungsindices als Orthoklas haben. Wenn diese Gläser vulkanischen Ursprungs wären, so müßten sie mit Indices größer als 1,52 auf Andesite oder noch basischere Laven zurückgeführt werden. Bei Berücksichtigung der regionalen lithologischen Gegebenheiten muß diese Hypothese ausgeschaltet werden und es erscheint daher logischer anzunehmen, daß wir es mit Hochdruckgläsern zu tun haben.

Früher haben wir die Gesteine, die in der Nähe von Rochechouart und Pressignac anstehen und auch die aus der Umgebung von Videix und von Vayres als „tektonische Breccien von Rochechouart—Pressignac“ bezeichnet. Dieser Ausdruck entspricht nicht mehr unseren heutigen Ansichten über die Entstehung dieser Formation. Wir ziehen daher den Ausdruck „mechanische Breccien“ vor. Im Gegensatz zur Bunten Bresche besitzen sie gemeinsam mit der glashaltigen Fazies folgendes Merkmal, das von großem Interesse ist: Der Quarz in den mechanischen Breccien ist oft „gespalten“ . . .

Es stellt sich nun die Frage, ob diese Pseudo-Spaltflächen im Quarz wirklich nicht in Laven und vulkanischen Breccien vorkommen. Wir müssen gestehen, daß sie in diesen Gesteinen niemals erwähnt wurden, während sie regelmäßig in den Gesteinen, die der Einwirkung von Kernexplosionen ausgesetzt waren, zu finden sind.

Wenn wir annehmen, daß es eine neue oder unbekannte Art von Vulkanismus gäbe, wo diese Deformationen entstehen könnten, so wäre unter Umständen die glasige Breccie von Chassenon hierauf zurückzuführen. Die planaren Elemente sind jedoch ebenfalls in den mechanischen Breccien zu finden, die unmöglich auf vulkanische Vorgänge zurückzuführen sind. Im Gegensatz dazu läßt sich das gleichzeitige Vorhandensein in beiden Breccien zwanglos durch Stoßwellen-Metamorphose erklären.“

Diese formelle Stellungnahme beruht auf umfangreicheren Untersuchungen als in dem vorläufigen Bericht an die Meteoritical Society. Denn es wurden nicht nur die Breccien von Chassenon, sondern auch nicht glashaltige Gesteine berücksichtigt. Diese Stellungnahme wird später noch durch die Entdeckung von shatter cones bestätigt werden.

Ich habe das erste charakteristische Exemplar von shatter cones (ein Gneisbruchstück aus Longeas) in meiner vor 35 Jahren begonnenen Sammlung im Muséum gefunden. Durch diesen glücklichen Fund ermutigt, haben wir im August 1969 zusammen mit Herrn FRENCH und Herrn RAGUIN, Professor an der Ecole des Mines in Paris, eine systematische Suche im Gelände begonnen. Unsere Anstrengungen sind durch positive Ergebnisse belohnt worden.

4. Verteilung der Breccien — Kurze Beschreibung ihrer petrographischen Eigenschaften

Die Einteilung der Breccien nach Anwesenheit oder Fehlen von glasigen Anteilen hat die Entscheidung zwischen Vulkan- und Meteoritentheorie ermöglicht. Sie wird wegen der Analogie mit dem Suevit und der Bunten Bresche als Bindeglied zwischen dem Gebiet von Rochechouart und dem Ries dienen. Aber um weiter zu kommen, ist eine noch feinere Einteilung notwendig. Diese wird leicht aus Geländebeobachtungen gewonnen. Man unterscheidet leicht mit bloßem Auge 7 petrographische und morphologische Arten:

1. Breccie von Chassenon (mit Glas)
2. Breccie von Montoume (mit Glas)
3. Breccie von Babaudu (mit Glas)
4. Mechanische Breccien
5. Dislokations-Breccien
6. Granitische Breccien
7. Shatter cones

Die zur Zeit zur Verfügung stehenden geologischen Karten sind nicht genau genug. Die letzte Ausgabe des Blattes Rochechouart spiegelt die Verlegenheit wider, mit der wir 1950 vor dem Problem dieser Breccien standen. In Abb. 1 sind die wichtigsten Vorkommen und einige repräsentative Beispiele für die verschiedenen Faziesarten angegeben. Es werden charakteristische Eigenschaften, wie planare Elemente sowie amorphe und rekristallisierte Gläser berücksichtigt. Manche Vorkommen enthalten mehrere der erwähnten Arten und Eigenschaften. Um die Karte (Abb. 1) nicht zu überfüllen, wurden die planaren Elemente, die in allen Arten außer in den Dislokations-Breccien und den granitischen Breccien vorkommen, nur an einigen Stellen angegeben. Auf einer detaillierten Karte würden sie fast überall erscheinen.

4.1. Die Breccie von Chassenon

Die Breccie liegt auf Gneis und bedeckt etwa 4—5 km² zwischen Chabanais und Rochechouart. 2000 Jahre lang lieferte sie enorme Mengen von Bausteinen. Der größte Teil des Baumaterials von Cassinomagus (2. Jahrhundert n. Chr.)

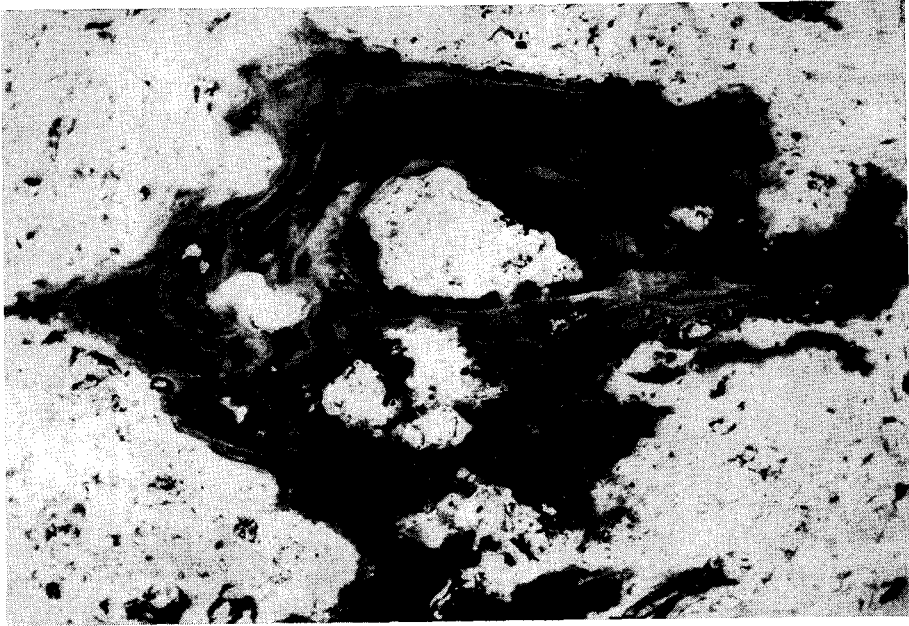


Abb. 5. Glas mit Fluidaltextur von Chassenon. 1 Nic., Vergr. 40 \times .

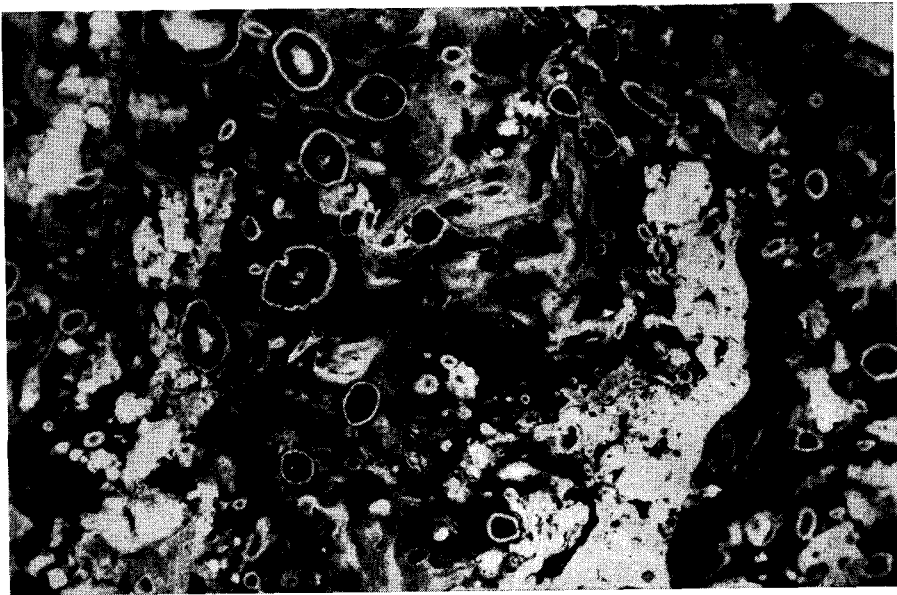


Abb. 6. Glas mit blasiger Struktur von Chassenon. 1 Nic., Vergr. 70 \times .

stammt wahrscheinlich aus den ausgedehnten Brüchen in den Breccien von Champonget, Longeas und Chassenon. Um 1935 war der Bruch „Carrière des Arènes“ in der Nähe der Schule noch in Betrieb. Er wird viel von Geologen besucht, deren Sammeleifer es zu verdanken ist, daß man hier die Eigenschaften des Gesteins besser als anderswo sieht.

Von allen Breccien dieses Gebietes hat die von Chassenon das heterogenste Aussehen. Zuerst fallen die grüngefärbten glasigen Partien in der grau-grünlichen Grundmasse auf. Auf diesem bunten Hintergrund heben sich zahlreiche dunkelgrüne Einschlüsse hervor. Mit dem Hammer läßt sich das ziemlich feste Gestein etwa parallel zur Ablagerung trennen. Die Oberfläche der einzelnen Stücke ist sehr unregelmäßig wegen des Unterschiedes zwischen der Grundmasse mit rauher Bruchfläche und den von glatten ebenen Flächen begrenzten Gneis-Einschlüssen.

Die Breccie besteht aus einzelnen Teilen sehr unterschiedlicher Größe, von Dezimetern bis zu mikroskopischen Dimensionen. Man erkennt metamorphe Gesteine und Eruptivgesteine, hauptsächlich Gneise und in geringerem Maße Granit, Granitporphyr und Rhyolite sowie beträchtliche Beimengungen an glasigen Produkten. Quantitativ überwiegen bei weitem Einschlüsse eines schokoladebraunen, leicht spaltbaren Gneises. Sie sind sehr feinkörnig, so daß es schwierig ist, die Feldspäte mit bloßem Auge zu erkennen. Die Einschlüsse aus Eruptivgesteinen sind im allgemeinen kleiner und unregelmäßiger geformt. Das Glas hat eine fluidale Textur, die eine Schieferung vortäuscht (Abb. 5 und 6). Aus diesem Grund hat COQUAND (1858) es wahrscheinlich mit einem „grünlichen Glimmerschiefer“ verwechselt. Das Glas bildet oft eine sich anschmiegende Hülle um die Gesteinsbruchstücke oder auch eine ziemlich breite Aureole um sie herum. Man findet es auch in größeren Mengen, die manchmal homogen, manchmal mit Gesteinstrümmern durchsetzt sind, und ebenfalls als plattgedrückte Fetzen, wie die Fladen im Ries. Das Glas ist sehr stark verwittert und läßt sich mit einem Messer leicht ritzen. Das Kittmaterial erscheint makroskopisch als undifferenzierte Masse.

Bei einer kurzen petrographischen Beschreibung interessieren uns besonders die Einschlüsse aus Gneis und Granitporphyr, da in diesen Gesteinen die Schockwirkungen am besten zu erkennen sind. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß es sich um Biotit-haltige Gneise oder um Zweiglimmer-Gneise, die oft Granat enthalten, handelt. In den meisten Fällen ist der Quarz mit planaren Elementen von großer Regelmäßigkeit durchsetzt (Abb. 7, 8 und 9). Die kink bands im Glimmer sind häufig zu sehen. In den Granitporphyr-Einschlüssen zeigen die Quarz-Einsprenglinge eindrucksvolle Dislokationen nach verschiedenen kristallographischen Ebenen (Abb. 10). Die Feldspäte zeigen manchmal ähnliche Erscheinungen sowie auch eine verminderte Doppelbrechung. In den Dünnschliffen variiert die Farbe des Glases von dunkelgrün bis hellgelb. Farblose Gläser sind selten. Sehr häufig sind im Glas runde oder ovale, oft mit sekundärem Tridymit gefüllte Poren. Der Zement erweist sich als ein Gemisch aus kristallinen und glasigen Bruchstückchen.

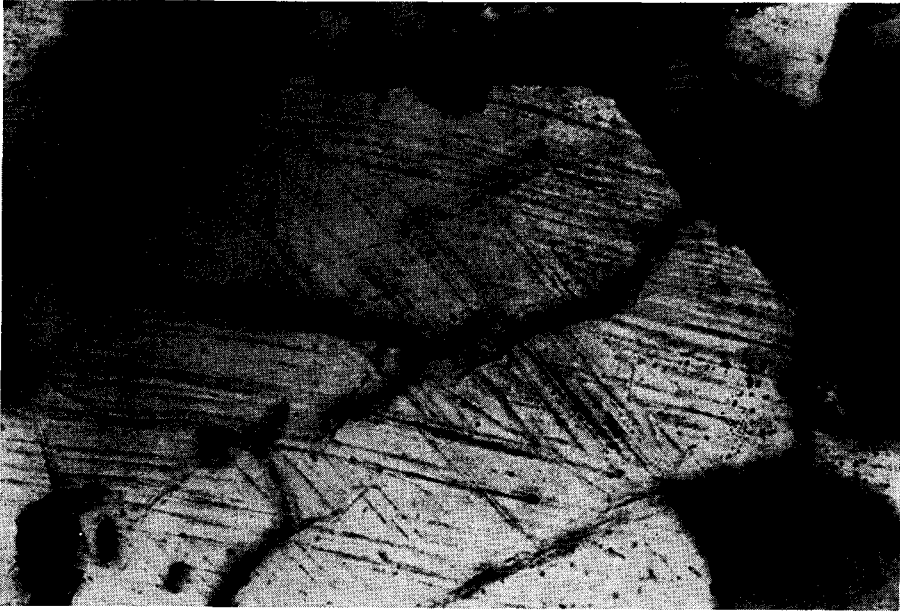


Abb. 7. Quarz mit planaren Elementen in einem Gneisbruchstück von Chassenon. Nic. X, Vergr. 414 \times .

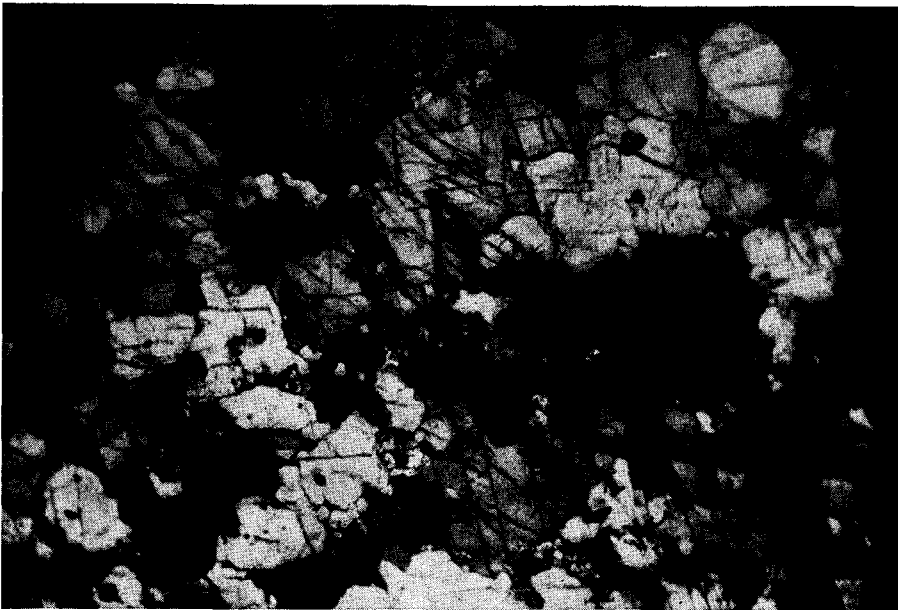


Abb. 8. Quarz mit planaren Elementen in einem Glimmerschiefer von Chassenon, Nic. X, Vergr. 66 \times .



Abb. 9. Quarz mit sehr feinen planaren Elementen in einem Gneisbruchstück von Chassenon. Nic. X, Vergr. 250 \times .

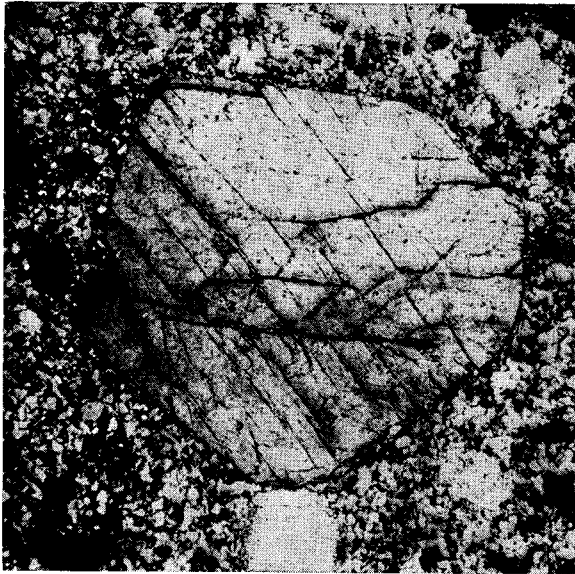


Abb. 10. Quarzeinsprengling mit „Dislokationen“ in einem Granitporphyr-Einschluß von Chassenon. Nic. X, Vergr. 40 \times .

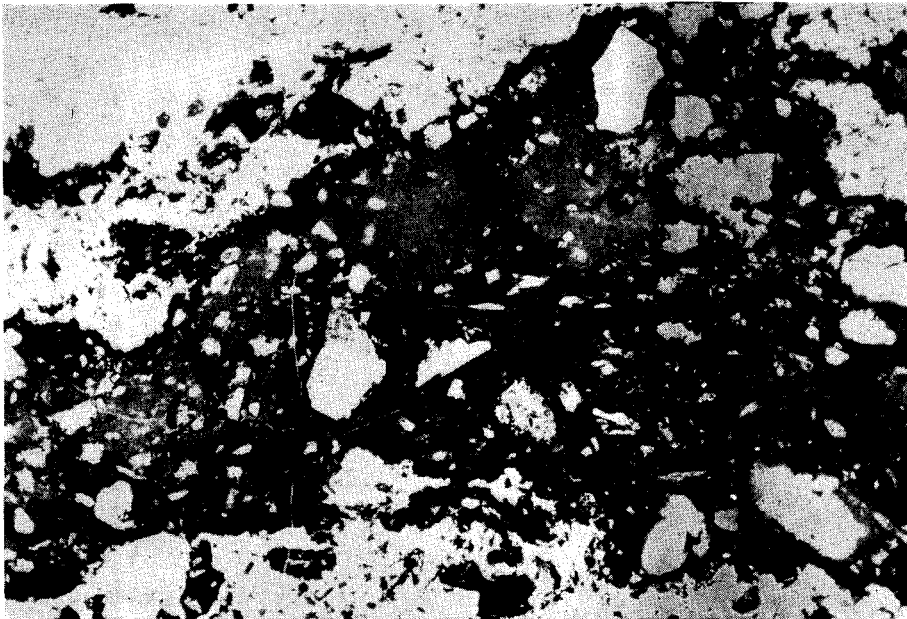


Abb. 11. Glas mit Gesteinsbruchstücken von Montoume. 1 Nic., Vergr. 38 \times .

4.2. Die Breccie von Montoume

Beim Eintritt in den Steinbruch von Montoume fällt einem sofort die gleichmäßige Färbung der Ablagerungen auf. In Montoume ist alles rot: Das Kittmaterial, das Glas, die meisten Gneis-Einschlüsse, die Glimmer, ein Teil der granitischen Einschlüsse, sowie die Grundmasse der porphyrischen Gesteine. Im Gegensatz zur Breccie von Chassenon ist das Glas dicht, oft schwer zu ritzen. Die Grundmasse und die Einschlüsse sind etwa gleich hart, daher bricht die Breccie mit mehr oder weniger muscheligen Bruchflächen. Die Dimensionen der verschiedenen Bestandteile sind sehr unterschiedlich. Die Einschlüsse sind entweder in Glas eingeschlossen oder gleich in der Grundmasse eingelagert (Abb. 11).

Ein solcher Unterschied zwischen den beiden Vorkommen führt zu der Vermutung, daß der Einschlag, durch den der Krater gebildet wurde, keine völlige Durchmischung der zertrümmerten Gesteine bewirkt hat. Hierzu muß jedoch gesagt werden, daß das im Steinbruch gebrochene Material eine gewisse Variabilität zeigt. Es ist nicht homogen, manchmal findet man viel Granit, manchmal ist Glas der Hauptbestandteil der gebrochenen Blöcke. Bei den Gneis-Einschlüssen sind zwei verschiedene Typen zu unterscheiden: 1. Feinkörniger Gneis, mit guter Schieferung und leichter Spaltbarkeit. Der Gneis ist dem von Chassenon vergleichbar, hat jedoch eine rote Färbung. 2. Grobkörniger Gneis, weniger spaltbar als der vorhergehende. Die Feldspäte sind mit bloßem Auge gut zu erkennen. Die Granit-Einschlüsse können bis zu einem Meter groß sein. Sie haben beliebige, manchmal abgerundete Formen. In den Granitporphyren verwechselt man manchmal die Feldspäte mit den Quarz-Einsprenglingen, die ganz milchig erscheinen.

Die mikroskopische Untersuchung der Breccie von Montoume ist oft sehr schwierig. Die Doppelbrechung der Feldspäte ist verringert. Orthoklase und

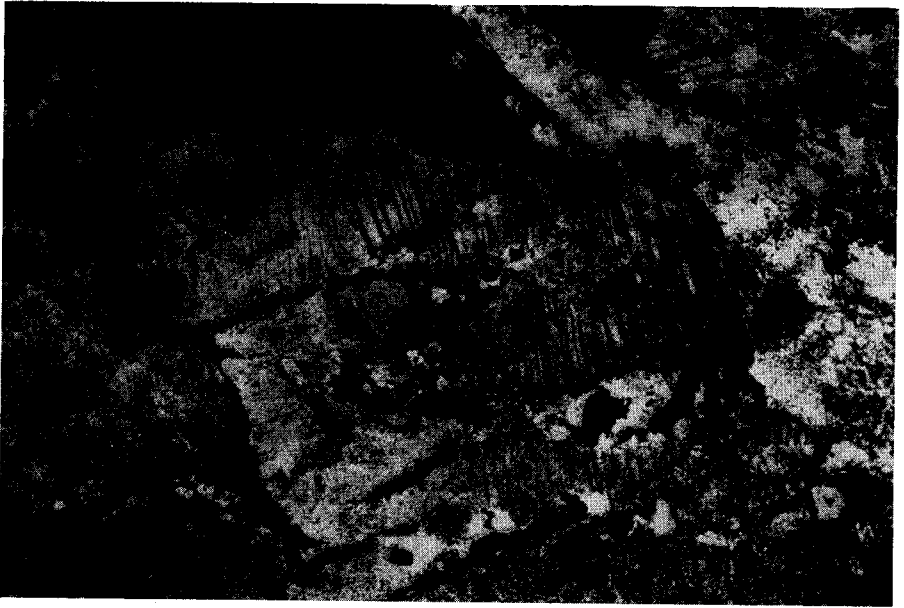


Abb. 12. Deformierter Plagioklas, Montoume. 1 Nic., Vergr. 38 \times .

Plagioklase zeigen oft geisterhafte Erscheinungen. Man findet zerschnittene und verbogene Kristalle, mit unterbrochenen und verwischten Zwillingslamellen (Abb. 12). Der Quarz wurde ebenfalls von den Stoßwellen nicht verschont. Die planaren Elemente sind weniger häufig als in Chassenon, dafür findet man andere Erscheinungen, deren mineralogische Natur noch nicht geklärt ist. Zahlreiche mehr oder weniger isotropisierte Kristalle zeigen bei gekreuzten Nicols ein schaumiges, aufgelockertes Aussehen. Man ist besonders behindert, wenn der Feldspat in einem ähnlichen Zustand ist. Manchmal gibt dieser verschleierte Quarz bei gekreuzten Nicols ein klares Achsenbild. Wenn das nicht der Fall ist, müssen Röntgenaufnahmen zur Identifizierung der beiden Mineralien herangezogen werden. Der in den Einschlüssen oft sehr häufige Biotit ist immer oxydiert. Das Glas, das in natürlichem Licht rot erscheint, ist weniger blasenhaltig als das von Chassenon.

4.3. Die Breccie von Babaudu

Wenn man von Chassenon und Montoume nach Babaudu, 3 km westlich von Rochechouart, kommt, erscheint einem die Breccie in einem neuen Licht. Sie hat ein ungewöhnliches, mattes Aussehen. Dies ist darauf zurückzuführen, daß sie aus einer Ansammlung von gelb-braunen Bestandteilen besteht, die sich untereinander kaum unterscheiden, und daß die wenigen Einschlüsse kaum hervortreten. Wir haben bisher die Breccien von Chassenon und Montoume mit guter Berechtigung als zwei verschiedene, gut unterscheidbare, fazielle Ausbildungen angesehen. Im Vergleich mit der Breccie von Babaudu sind sie jedoch relativ ähnlich. In Chassenon und Montoume kann man auf den ersten Blick drei Bestandteile unterscheiden: klastische Anteile, Glas und Grundmasse. Es scheint, daß in Babaudu nur noch zwei Bestandteile vorhanden sind.

Die mit bloßem Auge erkennbaren Bestandteile sind wenig zahlreich. Sie erreichen nur ausnahmsweise 2—3 cm und maximal etwa 10 cm. Es handelt sich um Bruchstücke aus Gneis und Granit, die in eine kompakte Grundmasse, die bis zu 10 mm große Hohlräume enthält, eingelagert sind. Die Hohlräume enthalten oft Einschlüsse, die manchmal beliebig, manchmal kugelförmig oder eiförmig geformt sind. Wenn sie hart genug sind, lassen sie sich ziemlich leicht aus ihrer Einbettung herauslösen. Bei Berücksichtigung des makroskopischen Aussehens dieses Gesteins wird man die kartierenden Geologen, wie LE VERRIER und seine Zeitgenossen, entschuldigen, daß sie es für einen „glasigen Porphy“ gehalten haben.

Die mikroskopische Untersuchung bestätigt die Eigenart dieser Breccie. Folgende schon bekannte Erscheinungen können beobachtet werden: 1. Planare Elemente im Quarz. Bei gekreuzten Nicols macht das Mineral oft den Eindruck einer verringerten Dichtigkeit. 2. Deformierte Feldspäte, mit schwacher Doppelbrechung und verwischten Zwillingslamellen. Die Unterschiede zu den vorher beschriebenen Ausbildungen verdienen größte Aufmerksamkeit. Die Dimensionen der Einschlüsse, die wesentlich kleiner sind als in Chassenon und in Montoume, lassen vermuten, daß die Ausgangsgesteine außergewöhnlich stark beansprucht wurden. Wir sollten uns daran erinnern, daß bereits LE VERRIER das Gebiet der stärksten Aktivität in dieser geologisch verworrenen Gegend in Babaudu gesehen hat. Er hat beim Eintragen seines „Porphyrgusses“ in die Karte diese Breccie im Sinn gehabt. In Chassenon umschließt das Glas die Einschlüsse und es ist seinerseits wieder von einem Aggregat von Bruchstückchen desselben pulverisierten Gesteines umgeben. Diese Art von zusammengehäuften Zement gibt es in Babaudu nicht. Hier sind alle Bruchstücke in einer glasigen Masse eingebettet.

Im Dünnschliff lassen sich zwei Varietäten des Glases unterscheiden. Die erste, die fast farblos ist, hat eine blasige Struktur. Die Poren sind sehr zahlreich.



Abb. 13. Rekristallisiertes Glas mit Orthoklas-Kristalliten von Babaudu. 1 Nic., Vergr. 740 X.

Die andere, viel interessantere Varietät ist im allgemeinen grünlich-gelb gefärbt. Man sieht hier und dort detritische Einschlüsse, aber daneben, oder auch wenn keine Einschlüsse dieser Art vorhanden sind, erkennt man eine große Anzahl sehr feiner Orthoklas-Kriställchen, die in situ gebildet sind. Die Kristallite sind im Mittel 0,1 mm lang und 0,01 mm breit (Abb. 13). Die optische Bestimmung dieses Minerals wurde durch Röntgenaufnahmen bestätigt. Die Sphärolithe, die die Hohlräume ausfüllen, bestehen aus einem eisenhaltigen Chlorit.

Es ist noch hinzuzufügen, daß die „Fazies von Babaudu“ auch in Valette und in der Umgebung dieses Dorfes zu finden ist.

4.4. Mechanische Breccien

Quantitativ stellen die mechanischen Breccien sicherlich den größten Teil der untersuchten Varietäten dar. Die Hauptmasse liegt innerhalb eines langgestreckten Rechteckes (13×4 km). Die nördliche Begrenzung führt durch Pressignac und 1,5 km nördlich von Rochechouart vorbei, die südliche durch Videix. Das Rechteck reicht im Osten etwa 1 km über den Rand der Abb. 1 hinaus und im Westen bis 2 km westlich Pressignac. Außerhalb dieses Gebietes steht diese Art Breccie noch an mehreren Stellen an, insbesondere bei Chassenon und bei Saillat. Mehrere Dörfer und der größte Teil der älteren Gebäude von Rochechouart, so auch die Kirche und das Schloß, sind mit diesem Gestein erbaut worden.

Am Fuße des Schlosses, an der Straße nach Pressignac, nur wenige Schritte von der Graine entfernt, bildet der Felsen zwischen zwei großen in den Hang des Hügels eingegrabenen Höhlen eine Art Mauer. Man kann dort auf einer Höhe von 20 m die leicht einfallenden Schichten der Ablagerungen erkennen. Die Existenz und die Ausdehnung dieser Schichtung und die ungeordnete Struktur der Schichten mußten die Beobachter, die nur die Prinzipien der klassischen Geologie kannten, stutzig machen und irreführen. Die bisher beschriebenen Faziesarten mit glasigen Anteilen lagern immer über dieser Breccie, die sozusagen die „Bunte Bresche“ dieses Gebietes ist. Im Gegensatz zu dieser enthalten die mechanischen Breccien von Rochechouart jedoch niemals Sedimentgesteine. Sie wurden ausschließlich aus Gesteinen des kristallinen Grundgebirges gebildet.

Mit dem bloßen Auge erkennt man in der Breccie Fragmente sehr verschiedener Größe (mm, cm, dm), die durch einen harten und körnigen Zement verbunden werden. Wegen seiner hohen Festigkeit wurde das Gestein als Baustein verwendet. Der Gneis ist vorherrschend und im allgemeinen feinkörnig und sehr leicht spaltbar. Von Zeit zu Zeit erkennt man ähnliche Einschlüsse wie in Chassenon. Es gibt jedoch noch eine zweite, grobkörnigere Varietät. Die Form der Gneisstücke ist durch die Schieferung bedingt. Wir haben jedoch auch einige zylinderförmige oder leicht kegelförmige Stücke gefunden. Die Eruptivgesteins-Einschlüsse, Granit, Granitporphyr und Rhyolit, sind viel seltener und kleiner, im Mittel maximal 1—2 cm. In der Umgebung von Videix werden die Granitfragmente häufiger und erreichen manchmal bis zu mehreren dm. Sie sind den Einschlüssen von Montoume vergleichbar. Wir sind damit nicht mehr weit entfernt von dem orientierten Granit von Saint-Gervais-Videix. Man könnte noch andere Beispiele nennen, die darauf hinweisen, daß die Bestandteile der Breccie nicht weit transportiert wurden.

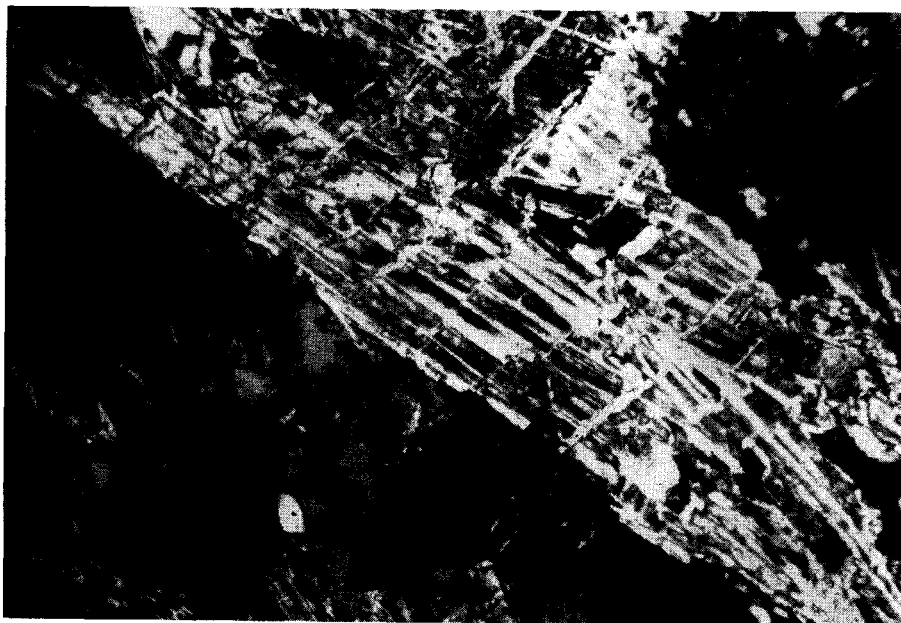


Abb. 14. Muskovit mit Knickbändern in einer mechanischen Breccie, zwischen Pressignac und Rochecouart. Nic. X, Vergr. 187 X.

Mit unseren bisherigen Kenntnissen können wir die mechanischen Breccien durch Vergleich mit den schon beschriebenen Faziesarten charakterisieren. Die Untersuchung von Hunderten von Dünnschliffen zeigt, daß sie kein Glas enthalten. Man findet jedoch die uns schon bekannten mechanischen Einwirkungen: Deformationen, Zusammenbruch des Kristallgitters mit entsprechenden Veränderungen der optischen Eigenschaften. Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung können folgendermaßen kurz zusammengefaßt werden: In den feinkörnigen Gneisen sind die planaren Elemente im Quarz und die kink bands im Glimmer sehr verbreitet. In den grobkörnigen Gneisen und in den granitischen Einschlüssen findet man zusätzlich zu den planaren Elementen Dislokationen und Isotropisierung im Quarz und in den Feldspäten (Abb. 14).

Über Sonderfälle könnte noch viel gesagt werden. Hier sollen zwei Beobachtungen erwähnt werden: Im grobkörnigen Gneis 1 km NE von Videix erkennt man die Überlagerung von zwei Vorgängen: Tektonik und Schockmetamorphose. Die Textur ist typisch für laminierte Gesteine. Die Quarze sind oft gestreckt und rekristallisiert, aber man sieht sie auch mit prächtigen planaren Elementen oder in dem „aufgelockerten“ Zustand wie in Montoume. Die Doppelbrechung der Orthoklase und der Plagioklase ist stark verringert. Bei der Mühle von Paute, zwischen Videix und Pressignac, enthält die Breccie Einschlüsse aus Granitporphyr. Die Quarzmikrolithen enthalten sehr schöne planare Elemente. Die Quarz-Einsprenglinge sind natürlich wie üblich nach verschiedenen kristallographischen Ebenen „gespalten“.

4.5. Dislokations-Breccien

Für diese Fazies scheint das Wort Breccie nicht immer völlig gerechtfertigt. Es handelt sich meistens nur um eine beginnende Zerteilung des Gesteins, im allgemeinen Gneis, in kleine vierseitige Prismen. Diese kleinen Pflastersteine sind etwa 1 bis 4 cm groß. Sie sind nur unvollständig durch bis zu 1 mm breite Risse voneinander getrennt. Das Gestein hält noch zusammen und ist auch dann noch fest, wenn die Einzelteile gegeneinander verkippt sind. Wenn die relative Orientierung einen gewissen Grad an Unordnung erreicht, bildet das Gestein eine echte Breccie, deren Bestandteile jedoch in situ geblieben und nur wenig bewegt worden sind. Die mikroskopische Untersuchung zeigt keine der in den anderen Faziesarten beobachteten Schockeinwirkungen.

Die Dislokations-Breccien werden eher am Rande als im Innern der Verteilungsgebiete der mechanischen Breccien gefunden. Gut zu sehen sind sie in den Granulit-Steinbrüchen (glimmerarmer Gneis) E von Rochechouart, im Norden von Pressignac, bei der Mühle von Villegouret, in dem Steinbruch von la Brousse und etwa 4 km E von Rochechouart.

4.6. Granitische Breccien

Die granitischen Breccien stellen eine ziemlich seltene Art dar. Sie gehören ins Gefolge der mechanischen Breccien. Das schönste Vorkommen liegt 500 m von Loubaret entfernt, in Richtung Videix. Die Straße ist hier etwa 3 bis 4 m eingeschnitten. Auf einer Länge von etwa 20 m führt die Straße zuerst durch eine Anhäufung von deutlich breccienartigem Granit, dann stößt der Granit auf die mechanische Breccie, die hier auch recht seltsam ist: Es scheint, daß die großen Gneis-Einschlüsse Bruchstücke der darunterliegenden Gneisbänke sind, die an Ort und Stelle geblieben und die ihrer ursprünglichen Schieferung entsprechende Orientierung behalten haben. In der Kontaktzone, die eine echte Verwerfung ist, vermischen sich die beiden Gesteinsarten und bilden eine harte Breccie mit etwa gleich großen Anteilen.

Die mikroskopische Untersuchung der Proben aus der Granitanhäufung zeigt nichts besonderes, während dasselbe Gestein in der Breccie, gleich neben seinem Ursprungsort, die Einwirkung der Stoßwellen erkennen läßt: Verringerung der Doppelbrechung der Feldspäte, kink bands in den Glimmern, Spaltung der Quarze. In den Gneis-Einschlüssen läßt sich die Einwirkung der Stoßwellen durch perfekte planare Elemente in allen Quarzkörnern nachweisen. Vielleicht gibt es einen Zusammenhang zwischen diesem unterschiedlichen Verhalten und der petrographischen Struktur der Gesteine. Im allgemeinen sind in den eigentlichen Graniten mit ausgeglichener Korngrößenverteilung die planaren Elemente im Quarz selten, aber die Doppelbrechung der Feldspäte ist verringert. In den Granitporphyren sind die Einsprenglinge stark von den Stoßwellen beansprucht und die planaren Elemente konnten in den Mikrolithen von einigen Proben gefunden werden. Die Gneise hingegen bilden das ideale Milieu für die planaren Elemente.

4.7. Shatter cones

Bis heute konnten die shatter cones nur in den Breccien oder in deren Nähe gefunden werden. Nach einer Zusammenstellung von DIETZ (1968) wurden shatter cones in 18 von insgesamt 106 bis 1968 anerkannten Meteoritenkratern

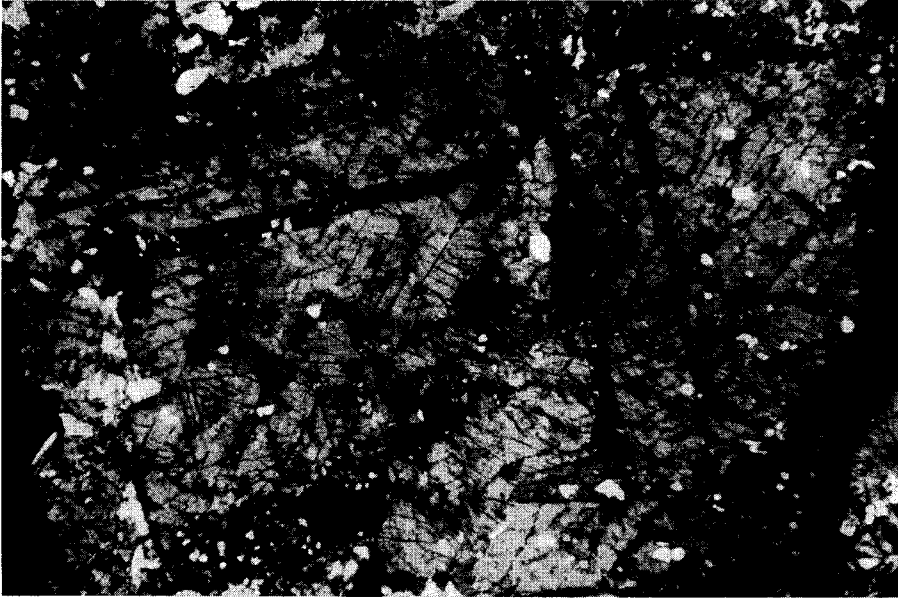


Abb. 15. Zerbrochener Plagioklas in einem shatter cone aus Granitporphyr, Nic. X, Vergr. 58 X.

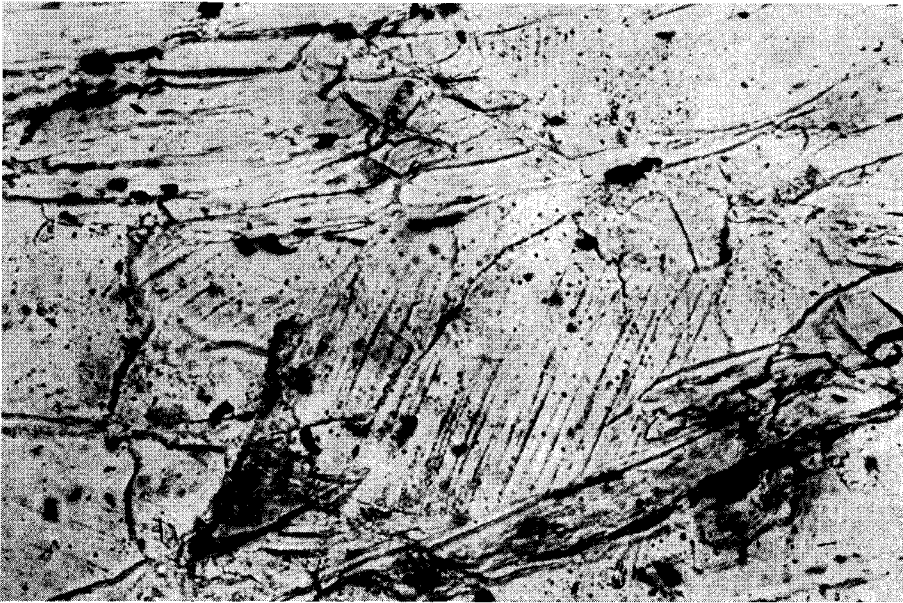


Abb. 16. Quarz mit planaren Elementen in einem shatter cone aus Gneis vom Steinbruch in Longeas. 1 Nic., Vergr. 250 X.

gefunden. Dieser Liste müssen nun die von Rochechouart hinzugefügt werden, wobei sie eine bevorzugte Stellung einnehmen. In der Tat liegen von den jetzt insgesamt 19 Fundstellen 10 in Kalk- und Dolomitgesteinen, 2 in Sandsteinen und nur 7 in Graniten und kristallinen Schiefen. Die shatter cones von Rochechouart gehören zu der letzten Gruppe. Sie zeigen zusätzlich eine seltene petrographische Verschiedenheit.

In den alten Steinbrüchen von Champonget und von Longeas findet man beim Durchsuchen der unzähligen Gneis-Einschlüsse leicht 5 bis 15 cm große shatter cones. Wir haben sie auch in den mechanischen Breccien in der Nähe von Rochechouart gefunden. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß fast alle Quarzkörner planare Elemente enthalten (Abb. 15 und 16). 500 m von Champonget in Richtung Brethenoux entfernt enthält die Breccie etwa 10 cm große shatter cones. Diese haben eine porphyrische Struktur. Die Orthoklas- und Plagioklas-Einsprenglinge zeigen eine erhebliche Verringerung der Doppelbrechung, oft fast bis zur Isotropisierung. Die Spaltung ist außergewöhnlich stark ausgeprägt und man findet sich wiederholende, geradlinige Dislokationen nach Ebenen, die von den Spaltebenen verschieden sind. Die Quarzkörner in der Grundmasse zeigen ausnahmsweise zahlreiche planare Elemente.

Ein sehr typisches Exemplar ($5 \times 15 \times 20$ cm) stammt aus dem Dorf Le Bouchet (Abb. 17). Es wurde beim Brunnenbau in 15 m Tiefe gefunden. Die Oberflächen der sich durchdringenden Kegel sind von einer selten guten Beschaffenheit. Im Mikroskop hingegen zeigt dieser Chlorit- und Epidot-haltige Keratophyr trotz dem Vorhandensein von einigen Quarzkörnern keine Einwirkung der Stoßwellen.

In der Umgebung von Fontcévérane und von Mandat ist der stellenweise von Breccien bedeckte Gneis von aplitartigen Gängen durchzogen. In der Mitte zwischen den beiden Ortschaften haben wir einen 25 kg schweren Brocken entnommen, der zwischen zwei stark unebenen, mit zahlreichen kegelförmigen Vertiefungen und Erhebungen versehenen Flächen plattgedrückt war. Die Elementarkegel reiten sozusagen aufeinander und sind übereinander getürmt, wobei ihre Achsen parallel gerichtet bleiben. Das Gestein ist ein Granitporphyr mit schwach doppelbrechenden Orthoklasen und Oligoklasen und mit Quarzeinsprenglingen, die planare Elemente enthalten (Abb. 18).

Die Ergebnisse der noch unvollständigen Untersuchungen erlauben uns noch keine endgültige Darstellung der Verteilung dieser Erscheinungen. Sie liefern jedoch schon jetzt einen Beitrag zur regionalen Geologie, zum Problem der shatter cones und der Impaktite im allgemeinen.

Die derzeitigen Vorstellungen über die Entstehung der shatter cones wurden nicht aus den eigentlichen Eigenschaften dieser seltsamen Objekte abgeleitet, sondern aus ihrem ausschließlichen Vorkommen in Bildungen, die unabhängig von ihrem Vorhandensein als Impaktite angesehen werden (DIETZ 1959). Rochechouart und Chassenon liefern uns jetzt in dieser Hinsicht neue und sehr wertvolle Befunde, da hiermit zum erstenmal mit gut definierten mineralogischen Kriterien (verringerte Doppelbrechung, ausgezeichnete planare Elemente) der Beweis erbracht wurde, daß die shatter cones ebenso echte Impaktite sind wie die Breccien, die aus den von den Stoßwellen beanspruchten Gesteinen gebildet werden (KRAUT 1969).

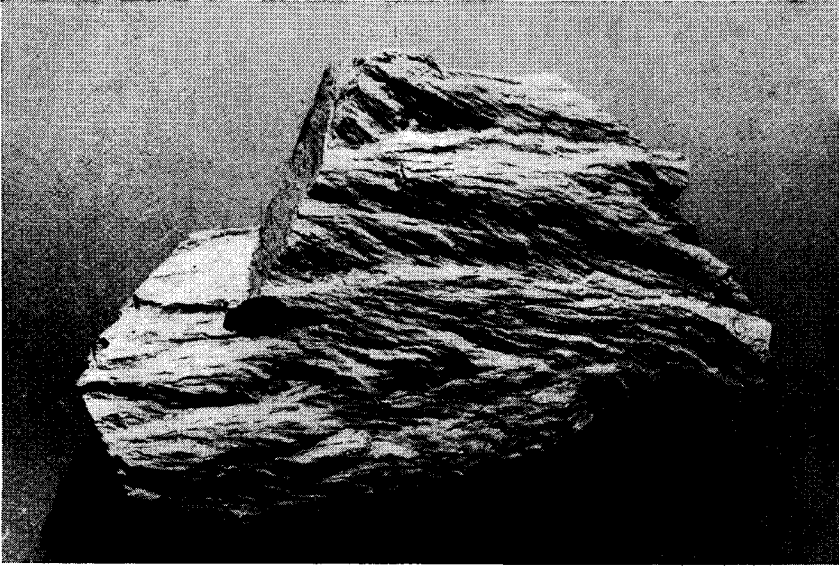


Abb. 17. Shatter cone aus Keratophyr, von Le Bouchet. Verkleinerung 2,5 \times .

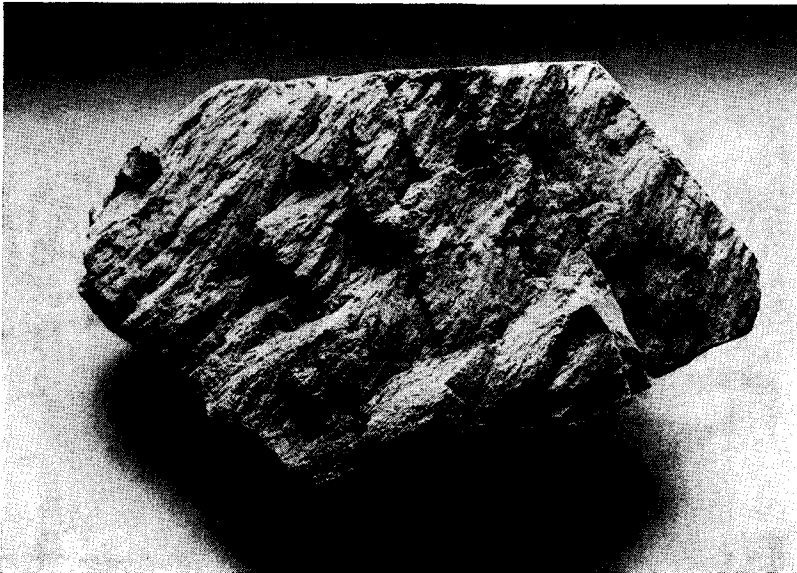


Abb. 18. Shatter cone aus Granitporphyr, zwischen Fontcévérane und Mandat. Verkleinerung 5 \times .

5. Literatur

- COQUAND, H.: Description physique, géologique, paléontologique et minéralogique du Département de la Charente. Tome premier, Besançon 1858.
- DIETZ, R. S.: Shatter cones in cryptoexplosion structures (Meteorite impact?). *The Journal of Geology*, **67**, No. 5, p. 496—505, 1959.
- Shatter cones in cryptoexplosion structures, in FRENCH, B. M. and SHORT, N. M.: *Shock metamorphism of natural materials*. Baltimore 1968.
- FRENCH, B. M.: in FRENCH, B. M. and SHORT, N. M.: *Shock metamorphism of natural materials*. Baltimore 1968.
- GANDILLOT, J. et KRAUT, F.: Sur le quartz de Saint-Paul-la-Roche (Dordogne) à cassure rhomboédrique. *C. R. Congr. Géol. Internat., Section 3, Fasc. 3, Alger* 1953.
- GLANGEAUD, PH.: Feuille de Rochecouart au 80.000^e. — *Bulletin des Services de la Carte Géologique de la France*, **20**, Paris 1910.
- KRAUT, F.: Sur l'origine des brèches de Chassenon (Charente). — *C. R. Acad. Sc.* **201**, Paris 1935.
- Sur les brèches et conglomérats des environs de Rochecouart (Haute-Vienne). — *C. R. Acad. Sc.* **204**, Paris 1937.
- Sur l'origine des clivages du quartz dans les brèches «volcaniques» de la région de Rochecouart. — *C. R. Acad. Sc.* **264**, p. 2609—2612, Paris 1968.
- Quelques remarques relatives aux brèches de Rochecouart, Chassenon (Haute-Vienne, Charente) et aux suévites du Ries (Région de Nördlingen, Allemagne). — *C. R. Acad. Sc.*, **269**, p. 1163—1165, Paris 1969.
- Sur la présence de cônes de pression («shatter cones») dans les brèches et roches éruptives de la région de Rochecouart. — *C. R. Acad. Sc.*, **269**, Paris 1969.
- KRAUT, F., SHORT, N. M. & FRENCH, B. M.: Preliminary report on a probable meteorite impact structure near Chassenon, France. — *Meteoritics*, **4**, No. 3, Tempe, Arizona 1969.
- MANES, W.: Description géologique et industrielle du Département de la Haute-Vienne. Chalon-sur-Saône 1833.
- Statistique générale de la France publiée par ordre de Sa Majesté l'Empereur et Roi. Département de la Haute-Vienne. Paris 1808.

6. Geologische Karten

- Carte géologique de la Charente, (1 : 160 000) par Coquand. Paris 1858.
- Carte géologique-agronomique de la Haute-Vienne, (1 : 80 000) par Coquand. Paris 1869.
- Carte géologique de la France, Feuille de Rochecouart (1 : 80 000). Paris 1901.
- Carte géologique de la France, Feuille de Rochecouart (1 : 80 000). Paris 1967.

Anmerkungen zur geologischen Übersichtskarte (Beilage 1)

Von RUDOLPH HÜTTNER, HERMANN SCHMIDT-KALER & WALTER TREIBS¹⁾

Die diesem Heft beigegebene geologische Übersichtskarte 1 : 100 000 wurde auf der Grundlage der in den letzten Jahrzehnten erstellten, teils bereits veröffentlichten, teils noch unveröffentlichten geologischen Spezialkarten 1 : 25 000 erarbeitet. Bei Überschneidungen wurde in der Regel die neuere Kartierung berücksichtigt. Für einige kleine, noch nicht durch solche Spezialkarten erfaßte Teilgebiete dienten ältere Karten anderer Maßstäbe und die Ergebnisse von Übersichtsbegehungen der Bearbeiter als Unterlagen. Die verwendeten Karten sind aus dem Schemabild am Kartenrand und dem nachfolgenden Verzeichnis ersichtlich.

Der für eine Übersichtskarte notwendige kleine Maßstab brachte zwangsläufig eine starke Vereinfachung der auf den einzelnen Originalkarten dargestellten geologischen Verhältnisse mit sich. So mußte die Gliederung des autochthonen Mesozoikums auf die Hauptstufen Keuper, Lias, Dogger und Malm beschränkt bleiben, auch um die eigentlichen Riesbildungen besser hervortreten zu lassen. Das für die Geologie des engeren Riesgebietes besonders bezeichnende Schollenmosaik aus verschiedenen Keuper- und Jurastufen, Kristallin und Bunter Breccie wurde einheitlich unter dem Begriff Trümmermassen des Rieses und Steinheimer Beckens zusammengefaßt, wobei in der Frage Autochthon—Allochthon ein Kompromiß zwischen den extremen Auffassungen verschiedener Autoren gefunden werden mußte. Schließlich wurden alle nachjurassischen Ablagerungen — mit Ausnahme der infolge des Riesgeschehens entstandenen Bildungen einschließlich Seesedimente im Ries und Steinheimer Becken — einheitlich als Überdeckung zusammengefaßt, da eine Trennung in Kreide, vor- und nachriesisches Tertiär und Quartär wegen der diesbezüglich verschiedenartigen Kartenunterlagen nicht für die gesamte Übersichtskarte gleichwertig hätte durchgeführt werden können. Wert gelegt wurde auf eine möglichst vollständige Darstellung der bisher bekannten Suevit-Vorkommen. Störungslinien wurden mit Ausnahme des überregionalen „Schwäbischen“ und „Schwäbisch-Fränkischen Lineaments“ ganz herausgelassen. Soweit es der Maßstab gestattete, wurde versucht, die wichtigsten in der Literatur genannten Orte in die Karte einzutragen, was jedoch der Übersichtlichkeit zuliebe nicht in allen Fällen möglich war. Aus dem gleichen Grund mußte auch auf die Einzeichnung wichtiger Aufschlüsse ganz und topographischer Einzelheiten in vielen Fällen verzichtet werden.

Für die beiliegende geologische Übersichtskarte des Rieses wurden folgende geologische Karten 1 : 25 000 verwendet:

A) Veröffentlichte Karten

- 1925 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.
- 1931 DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. — N. Jb. Mineral. usw., **67**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 139—256, Stuttgart 1931.
- 1935 NATHAN, H.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Ederheim. — Abh. geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, **19**, München 1935. — [1925]*).

¹⁾ Anschrift der Verfasser: Dr. R. HÜTTNER, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 75 Freiburg, Albertstraße 5, Dr. H. SCHMIDT-KALER und Dr. W. TREIBS, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

*) In [] Zeit der Geländeaufnahme.

- 1940 GERSTLAUER, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Öttingen. — Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. München, **35**, München 1940.
- 1941 WEBER, E.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Wemding. — Abh. Naturk. u. Tiergarten-Ver. Schwaben, **3**, Augsburg 1941. — [1932—34] *).
- 1942 HÖLDER, H.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Lauchheim (Ostalb). — N. Jb. Mineral. usw., **86**. Beil.-Bd., Abt. B, S. 315—389, Stuttgart 1942.
- 1946 ZÖLLNER, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Heidenheim. — Dissert. Bern, Konstanz 1946.
- 1950 SCHRÖDER, J. & DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — Abh. naturw. Ver. Schwaben in Augsburg, **5**, Augsburg 1950. — [1914, 1920—1933] *).
- TREIBS, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Otting. — Geologica Bavarica, **3**, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1950. — [1936—1938] *).
- 1957 BARTHEL, K. W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Fremdingen. — Geologica Bavarica, **32**, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1957.
- SCHALK, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Bissingen. — Geologica Bavarica, **31**, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1957.
- 1958 REIFF, W.: Beiträge zur Geologie des Albuchs und der Heidenheimer Alb (Württemberg). — Arb. Geol.-Paläont. Inst. T.H. Stuttgart, N. F. **17**, Stuttgart 1958 **).
- 1962 FESEFELDT, K.: Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weißjura zwischen Solnhofen und der Donau. — Erlanger geol. Abh., **46**, Erlangen 1962. — [Blätter 7131 Monheim und 7231 Genderkingen].
- SCHETELIG, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Donauwörth und Genderkingen. — Geologica Bavarica, **47**, München (Bayer. Geologisches Landesamt) 1962.
- SCHMIDT-KALER, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Ries-Rahmens. — Erlanger geol. Abh., **44**, Erlangen 1962. — [Blatt 7031 Treuchtlingen].
- 1963 BEURER, M.: Die Geologie des Blattes Oberkochen (Nr. 7226) 1 : 25 000 (Ostalb). — Arb. Geol.-Paläont. Inst. T.H. Stuttgart, N. F. **36**, Stuttgart 1963 **).
- KNOBlich, K.: Die Geologie des Blattes Elchingen (Nr. 7227) 1 : 25 000 (Schwäbische Alb). — Arb. Geol.-Paläont. Inst. T.H. Stuttgart, N. F. **39**, Stuttgart 1963 **).
- STREIT, R.: Faziesverhältnisse und Lagerung des Weißen Jura auf Blatt Burgheim-Nord. — Erlanger geol. Abh., **51**, Erlangen 1963. — [Blatt 7232 Burgheim-Nord].
- 1964 ZEISS, A.: Geologie des Malm auf Gradabteilungsblatt Dollnstein. — Erlanger geol. Abh., **55**, Erlangen 1964. — [Blatt 7132 Dollnstein].
- 1966 EDLINGER, G. v.: Zur Geologie des Weißen Jura zwischen Solnhofen und Eichstätt. — Erlanger geol. Abh., **61**, Erlangen 1966. — [Blatt 7032 Bieswang].
- 1968 MALL, W.: Die Geologie der Blätter Dettingen am Albuch und Giengen an der Brenz 1 : 25 000 (Schwäbische Alb). — Arb. Geol.-Paläont. Inst. T.H. Stuttgart, N. F. **54**, Stuttgart 1968 **).

*) In [] Zeit der Geländeaufnahme.

***) Veröffentlichung ohne Karte. Manuskriptkarte liegt im Geol.-Paläont. Inst. der T.H. Stuttgart.

B) Unveröffentlichte Karten²⁾

(Diplomarbeiten, Dissertationen, sonstige Aufnahmen, z. T. in Druckvorbereitung)

- 1954 MÜNZING, K.: Geologische Untersuchungen zwischen Bopfingen und Nördlingen (Ries). — Diss. Univ. Tübingen 1954.
- 1958 HÜTTNER, R.: Geologische Untersuchungen im SW-Vorries auf Blatt Neresheim und Wittislingen. — Diss. Univ. Tübingen 1958.
- 1959 ANDRITZKY, G.: Geologische Untersuchungen im Ries auf Blatt Ebermergen. — Dipl.-Arb. Univ. München 1959.
- 1961 WELLNHOFER, P.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Blattes Weißenburg i. Bay. NE-Quadrant. — Dipl.-Arb. Univ. München 1961.
- 1962 DRIESSLE, H.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der südlichen Frankenalb, NW-Teil des Gradabteilungsblattes 6932 Nennslingen. — Dipl.-Arb. Univ. München 1962.
- JANICKE, V.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Blattes Weißenburg i. Bay. NW-Quadrant 1 : 25 000. — Dipl.-Arb. Univ. München 1962.
- 1963 STARKE, B.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses, SW-Quadrant des Positionsblattes Nr. 407 Heidenheim. — Dipl.-Arb. Univ. München 1963.
- STROBEL, O.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses, NE-Teil des Blattes Nr. 7030 Wolferstadt. — Dipl.-Arb. Univ. München 1963.
- WEISER, TH.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses, NW-Quadrant des Positionsblattes Nr. 407 Heidenheim. — Dipl.-Arb. Univ. München 1963.
- 1964 RAHMAN, A.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der südlichen Frankenalb, SO-Teil des Blattes Nr. 6931 Weißenburg i. Bay. — Dipl.-Arb. Univ. München 1964.
- 1965 HAEBIG, E.: Die Geologie der westlichen Hälfte des Blattes Lauchheim (Nr. 7127) (Ostalb). — Dipl.-Arb. T.H. Stuttgart 1965.
- 1966 JAHNEL, CHR.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses, SW-Teil des Positionsblattes Nr. 489 Ebermergen. — Dipl.-Arb. Univ. München 1966.
- TORKZADEH, N.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Hesselberggebiet, NO-Quadrant des Positionsblattes Nr. 382 Wassertrüdingen. — Dipl.-Arb. Univ. München 1966.
- WINKLER, H.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im südlichen Vorries auf Blatt Höchstädt (Nr. 7329). — Dipl.-Arb. Univ. München 1966.
- 1968 GALL, H.: Geologische Untersuchungen im südwestlichen Vorries. Das Gebiet des Blattes Wittislingen (Nr. 7328). — Diss. Univ. München 1968.
- HOLLAUS, E.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Nördlinger Ries. Das Gebiet des Positionsblattes Nördlingen-Ost. — Diss. Univ. München. — [In Vorbereitung].
- MAYR, H.: Geologische Untersuchungen im Westen des Rieses. Das Gebiet von Ziplingen und Umgebung. — Kartierungsnachweis Univ. München 1968.

²⁾ Für die Erlaubnis zur Verwendung der unveröffentlichten geologischen Karten danken die Verfasser den einschlägigen Hochschulinstiuten und Landesämtern sowie den jeweiligen Autoren.

- SCHMIDT-KALER, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6930 Heidenheim. — [In Druckvorbereitung beim Bayer. Geologischen Landesamt (Aufnahmeblatt)].
- Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6932 Nennslingen. — [In Druckvorbereitung beim Bayer. Geologischen Landesamt (Aufnahmeblatt)].
- VIOHL, G.: Stratigraphische und lithologische Untersuchungen an der Keuper-Lias-Grenze im südlichen Franken. — Diss. Univ. Erlangen [ohne Karten während der Drucklegung erschienen als Erlanger geol. Abh., **76**, Erlangen 1969].
- 1969 GALL, H.: Manuskriptkarte des Gebietes zwischen Schwenningen und Riedlingen südwestlich Donauwörth.

An älteren Karten, soweit deren Gebiet nicht von jüngeren Karten 1 : 25 000 überdeckt ist, wurden verwendet:

- FRAAS, E.: Geognostische Spezialkarte von Württemberg 1 : 50 000 Atlasblatt Nr. 19 Aalen, III. Aufl. 1931.
- desgl., Atlasblatt Nr. 20 Bopfingen, II. Aufl. 1919.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Karte des Koenigreichs Bayern 1 : 100 000 Blatt Nördlingen. — 1886.
- desgl. Blatt Ansbach. — 1891.

Summary *)

p. 3 — Air photograph of the Ries Basin

The air photograph shows the basin of the Nördlinger Ries which lies on the border between the Swabian and the Franconian Alb mountains (Schwäbische and Fränkische Alb). Its diameter varies from 20 to 25 kilometers. The field of view is 60° wide, seen from a point 4 km southeast of Neresheim (a town 25 km southwest of the center of the Ries), in a northeasterly direction.

The basin rim ("Ries-Wall") in the foreground is covered with forest on which small summer clouds project themselves. These have been formed over the preferentially heated fields of the Vorries (Ries foreland). In the foreground, in the left half of the picture, is to be seen the village of Schweindorf; in the right half, the villages of Forheim, Aufhausen, Bollstadt and, to the extreme right, Amerdingen. In the Ries plain, to the left, the city of Nördlingen, surrounded by concentrically laid out fields. Behind Nördlingen, in the direction of the straight railway line, near the north rim of the plain, the city of Oettingen. Originating to the north, the river Wörnitz traverses the Ries from Oettingen to Harburg, the city at the right-hand margin of the picture where the forest belt of the foreground ends.

p. 4 — KAVASCH, J.: Relief Model of the Ries

The photograph of the Ries model covers an area of 44 × 50 km, at a scale of 1 : 250 000. Five cities are named, so that the picture may be compared with the geological map.

The contour interval is 10 m. The elevation of the Danube at Donauwörth is about 400 m above mean sea level, that of the Ries center about 420 m, while the hills which form the southern rim of the Ries attain 580 m to the south and 650 m to the southwest.

The original model was made in the years 1955—1961 at a scale of 1 : 25 000 and with a vertical exaggeration of 3.7. It was a project of workshop instruction at the Mönchsdeggingen public school. Dr. R. Löffler has formed a plastic mold of the model from which copies can be made. (These may be obtained through Frau Frieda Löffler, 707 Schwäbisch-Gmünd, Seelenbachweg 11, West Germany.) The city of Nördlingen has two copies of the original, one in the museum the other in the Gymnasium (secondary school). The original itself has been returned to the Mönchsdeggingen public school.

All rights reserved by Julius Kavasch, 8861 Mönchsdeggingen.

pp. 9—11 — VIDAL, H.: Why Ries Research?

The President of the Geological Survey of Bavaria introduces this volume with a view to the importance of modern geoscientific research in the Ries.

The Ries is a very interesting geological object, especially since it is known that its origin is due to the impact of a big meteorite.

The author reports on the founding of a team of geoscientists interested in the research of the Ries, and points out that this volume does not only contain a summary of the well-known concepts but also a report of the most modern research-work in the Ries carried out by geologists, mineralogists, geophysicists and physicists.

The Geological Survey of Bavaria has, for the first time, compiled all the hitherto published and unpublished geological maps of the Ries and has prepared a new general map at the scale 1 : 100 000, that is attached to this volume.

pp. 12—24 — PREUSS, E.: Introduction to Ries Research

The origin of the Ries is an old geological problem. At first, the unusual geological observations were explained as results of geological forces. Later Werner (1904), Kaljuvee (1933) and Stutzer (1936) suggested impact of a cosmic body. Chao and Shoemaker (1960) gave good evidence for impact origin. Since then, Ries research has intensified. It has resulted in important new discoveries and insights, because the Ries is a very young, very well preserved impact crater.

*) The editor thanks Dr. J. G. DENNIS, Long Beach, Dr. TH. FRISCH, Ottawa, Dr. F. HÖRZ and, especially, Dr. RUBEY, Houston, for assistance.

Prior to the Ries event, the uppermost strata comprised several 100 meters of Mesozoic rocks (sandstones, shales, marls and limestones of different kinds). These are now parts of a mantle of ejecta which has been named "Bunte Breccie" (colored breccia). So far, only the Ries has evidence which makes it possible to reconstruct the process of ejection from an explosion crater.

The name, Ries, is derived from the old Roman province of Raetia. Since the city of Nördlingen is located within the area, it is also known as the "Nördlinger Ries". The Ries event is used as a chronological marker (14.8 m.y.), giving rise to the designations "pre-Ries" and "post-Ries".

The serial numbers of the topographic maps 1:25 000 are indicated on the geological map (supplement 1). They may be obtained from Bavarian Topographic Survey (Bayerisches Landesvermessungsamt, München 22, Alexandrastraße 4); and from the Baden/Württemberg Topographic Survey (Landesvermessungsamt Baden/Württemberg, Stuttgart N, Büchsenstraße 54). So far, only very few large-scale geological maps have been published.

The geological literature is voluminous. The most comprehensive bibliographies are in Löffler (1925) (through 1924); Kranz (1925—1952) (for 1925—1952); Preuss (1964); Barthel (1964—65); and in the publications contained in this volume.

The Ries contains many rock exposures, industrial and two scientific drill holes to depths of 350.4 m (about 2 km southeast of the Ries center, near Deiningen) and 180 m (about 8 km southeast of the center, near Wörnitzostheim).

A geological excursion guidebook with a geological map at the scale 1:100 000 that is attached as supplement 1 to this volume will soon be available at the Bavarian Geological Survey, Munich (Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28).

The Mesozoic strata are underlain by crystalline basement rocks such as granites, mafic plutonic rocks and metamorphic rocks. All exposed basement rocks are brecciated, no coherent basement is exposed.

The crater and its surrounding ejecta have been divided into a number of zones (BENTZ, 1925 and others):

- Zone Ia: Central Ries basin, about 10 km diameter. Filled with 350 m of lacustrine sediments of the Ries lake, underlain by suevite and brecciated basement.
- Zone Ib: Horseshoe-shaped inner wall, consisting mainly of brecciated basement which locally emerges from the lake sediments. About 4½ to 6 km from the center.
- Zone II: Zone of large limestone blocks (klippen) between the inner wall (Ib) and the morphological Ries rim. Filled with ejecta. About 6 to 10 km from the center.
- Zone III: Large allochthonous limestone blocks (klippen) and Bunte Breccie overlying undisturbed autochthonous Jurassic and Keuper strata. Up to 35 km from the center.
- Zone IV: "Reuter's blocks" and Jurassic limestone blocks on Molasse to the South and Southeast. 30—65, possibly up to 150 km from the center.
- Zone V: Dust layer, possibly in the bentonites of the Molasse.
- Zone VI: Moldavites (= tektites). 250—400 km from the Ries center.

Ejecta and rock modifications associated with cratering

We distinguish:

- (1) Brecciated basement rock: Intensely broken crystalline basement rock with little or no modification by the shock wave. It forms the bedrock and the crystalline "wall" (zone 1b); it also occurs in the Bunte Breccie.
- (2) Bunte Breccie: Predominantly breccia consisting of sandstones, shales, marls and limestones of very variable size, lithology and color, originating from the Mesozoic strata. Also some crystalline rocks and Tertiary (pre-Ries) rocks (Tertiary weathering products, red soil, freshwater limestones, lignite remnants).
- (3) Allochthonous limestone blocks: Large klippen of Malm limestone, some with greatest dimension exceeding 100 m, are emplaced in the southern portion of the Ries and on the crater rim. They are also known as "Griese" (singular: Gries), literally "grits", meaning that they are coherent, but consist largely of cemented fragments of cm and dm size.

(4) **Suevite**: This is a breccia consisting of a fine-grained groundmass and large clasts (to decimeter size) of crystalline rock, as well as glass bombs (so-called "Fladen", or pancakes). The suevite shows all stages of progressive shock metamorphism. It exhibits remanent magnetization. It occurs up to 21 km from the Ries center.

Deep Structure of the Ries Crater.

Seismic investigations have revealed the depth of the lake sediments, the brecciation of the basement rocks in the crater, and the undisturbed rim.

Gravity investigations indicate a negative anomaly, as known also from a number of Canadian craters.

pp. 25—30 — DEHM, R.: History of the Ries Exploration

During the early period from 1758 to 1850 there were recognised the freshwater limestones of a Tertiary Ries lake and the apparently volcanic Ries-Traß. From 1850, the idea of the Ries volcano was prevalent. The special Ries phenomena, unknown from volcanoes elsewhere, such as "Bunte Breccie", huge allochthonous masses of shattered Jurassic limestones and crystalline rocks, "Granitische Explosionsprodukte", lack of true volcanic rocks, irregular distribution of the allochthonous masses around the Ries basin, led to different special ideas concerning the origin of the Ries: Ries glacier, laccolith, "Örtliche Aufbrüche", volcanic contact explosion with or without a central upheaval beforehand, etc. Special geological mapping of the Ries and its environs, pipeline trenches and bore-holes are gradually giving a full knowledge of the allochthonous masses, of their components and position. Finally, the discovery of high pressure minerals in the suevite, the pseudovolcanic melting product of crystalline rocks, brings the key to the energy source of the Ries origin, the impact of a giant meteorite.

pp. 36—37 — TREIBS, W.: Geographic and Geologic Setting of the Ries

The Ries has a diameter of 20 to 22 km and an elevation of 420 to 430 m above sea-level; it forms a depression in the Alb mountains. To the older geologists, the Ries was a unique phenomenon:

- (1) Outcrops of fragmented bedrock, including basement rock, surround thick lake deposits.
- (2) Thick deposits of fragmented rock and breccia surround the Ries as far as 25 km.
- (3) Polished and grooved limestone bedrock underlies the breccias.
- (4) There are more than 130 outcrops of a curious breccoid rock resembling volcanic rock or tuff (suevite).

pp. 38—40 — SCHMIDT-KALER, H.: Tentative Restored Geological Section through the Center of the Ries for a Time immediately preceding the Ries Event (Supplement 5)

Exact reconstruction of the pre-cratering stratigraphic succession at the center of the Ries is difficult, because many synchronous beds are of very different facies east and west of the basin. Nevertheless, the restored cross-section does provide a good general picture of the stratigraphy. The dotted oblique line indicates the pre-Ries topographic surface (approximately as far as Malm γ). The upper units (beginning with Malm δ) were restricted to the south and southeast, and did not extend to the center.

pp. 41—42 — WIRTH, E.: A geological section of rocks ranging from the Lower Permian (Rotliegendes) to the Malm, in the southeast of the Ries (oil exploration borehole Section Dainting 1)

This borehole, 30 km from the Ries center, revealed 83.5 m of cover rocks (so-called Alb cover). The 438 m thick well-defined Jurassic beds form the best and most complete section in the Ries area. The succession continues downward with over 250 m of Triassic and ?Rotliegendes (probably Permian). A full description will appear in *Geologica Bavarica*, vol. 63.

pp. 43—58 — HAUNSCHILD, H.: The Triassic in the Ries and Ries foreland

Triassic rocks here consist mainly of Keuper. Their total thickness can only be estimated by comparison with other areas, and by assuming the existence of a sedimentary basin to the north-east. A few boreholes (the Rastberg section is given in detail), field observations and older seismic measurements have resulted in two maps. The underlying rocks are interpreted as Rotliegend.

pp. 59—86 — SCHMIDT-KALER, H.: Jurassic rocks of the Ries and its surroundings

This article gives the lithology, thickness and facies changes of the different Jurassic units which, as far as possible, are shown on facies and thickness maps (Fig. 1—12). This evidence indicates that for many beds the Ries is an area of more pronounced facies changes than its surroundings, and that it thus occupies a special position between the Swabian and the southern Franconian Alb plateaus. To the west of the Ries, rocks predominate which correspond to deeper portions of the Jurassic sea basin, while in the Ries, and/or to the east of it the rocks represent shallow sea, near-shore deposits or are absent altogether, indicating the vicinity of a positive area (Vindelician ridge).

These differences between the two sides of the Ries have long been used to reconstruct a "Ries bar", often interpreted as paleogeological preparation for the Ries event. Recent investigations show that these facies changes extend to large areas beyond the Ries (e.g. the northern Franconian Alb and under the Molasse to the south), and have thus no historical connection with the Ries event.

pp. 87—130 — BOLTEN, R. & MÜLLER, D.: The Tertiary in the Ries and its vicinity

The Late Tortonian Ries event divides the Tertiary into pre-Ries and post-Ries deposits.

The pre-Ries Tertiary comprises terrestrial karst fillings (Upper Eocene to Middle Miocene), fluvial sands and gravels (Lower Tertiary, Middle to Upper Miocene), the northernmost deposits of the Molasse basin (Lower Non-Marine, Upper Marine, Upper Non-Marine), and more or less local lake deposits (Middle Eocene, Oligocene, Upper Miocene) which were at least partially connected with the Molasse basin. The Ries event affected most of these rocks, of which some are only known as components of Ries ejecta. Karst fillings are evidence for long-continued terrestrial weathering; they consist of redeposited argillaceous solution residues of Malm limestone, and their vertebrate and (less common) gastropod fauna permits very precise dating in most cases. Ries karst fillings as old as Late Eocene are known (1). They are very common in the Lower Oligocene (9), but then begin to decrease: Upper Oligocene (3), Lower Miocene (5), Lower Middle Miocene (1).

Fluvial deposits, derived from the north, include quartz pebble sands (pre-Oligocene, later re-worked) and quartz sands containing limestone pebbles deposited in a Middle to Upper Miocene stream system (pre-Ries Eger, pre-Ries Wörnitz). Isolated limestone pebbles in Ries ejecta are frequently mentioned in the Ries literature as "Buchberg-Gerölle".

In Early Non-Marine Molasse time the northernmost (lacustrine) Molasse reaches only as far as the southwestern Ries foreland, especially along valleys (Zwergbach, Egau). The Upper Marine Molasse, including glauconite-rich marine sands with a rich and varied fauna, transgresses farther to the northwest and east, as far as the line Dischingen—Burmagerbein—Ebermergen. The lacustrine-fluvial Upper Non-Marine Molasse deposits do not significantly transgress the strand line of the Upper Marine Molasse in the south-west, but in the southern Franconian Alb they reach the line Titting—Bieswang—Pappenheim. They contain gastropods and vertebrate remains.

The Ries literature mentions local lake sediments of pre-Ries time, and these comprise Middle Eocene freshwater limestone in karst fillings, red iron-ore-bearing limestones of the Lower Oligocene, as well as extensive bedded freshwater limestone and lignite beds, the Upper Oligocene and algal limestones of the Upper Miocene. The bedded deposits today occur predominantly or exclusively in the Ries ejecta. They were originally more or less closely connected with the Molasse basin.

Shortly before the Ries event a considerable portion of the pre-Ries rocks was eroded, resulting in valleys more than 150 m deep which were later filled with Ries ejecta.

The post-Ries Tertiary consists mainly of Ries crater lake deposits, and also of lake and stream deposits in the Ries foreland. The Ries lake deposits comprise an argillaceous-marly basin facies and a calcareous facies on elevations. Both sequences begin with clastic deposits derived locally (basement, Dogger, Malm).

Basin facies rocks, finely cyclothemetic in many places, reach a thickness of up to 300 m, and contain calcareous lenses and intercalations of impure, pyritiferous lignite (up to 2.8 m thick) and, less commonly, bentonite. They are normally poor in fossils. The new fossil locality Wending (insects, fish, seeds) is an exception.

The freshwater limestones may be classified into a reef (algal) and a shelly (ostracods, hydrobia, gastropods) facies. Inorganic limestones are less common. Minerals such as pitzite, zeolite, carbonates of copper as well enrichments of uranium have been observed. The small number of species and the large number of individuals comprising this freshwater fauna are an indication of abnormal composition of the Ries lake water. However, two localities contain a rich normal freshwater gastropod fauna of the Upper Miocene.

There is evidence for smaller lakes with marls and freshwater limestones in the Ries foreland. Thick fluviatile sands and gravels at high elevations near Monheim are of uncertain age. Should they be of post-Ries age, they indicate large-scale post-Ries valley filling. Favorable evidence includes elevated lake sediments in the Ries foreland and one elevated quartz pebble karst filling of Pliocene age, near Bopfingen.

The final sculpture of the present landscape began in latest Tertiary times. The Egau valley contains fluviatile flint gravels of that age.

pp. 131—141 — HOLLAUS, E.: Brief survey of current knowledge of the Pleistocene in the Ries

Deposits are classified according to presumed relative age. Early Pleistocene could not be confirmed; the younger Usseltal gravels may possibly be of this age. Middle Pleistocene deposits most probably include a fissure filling on the Adlerberg near Nördlingen and fluviatile sands and gravels in a pit near Gerolfingen; also, with reservations, the older Egau gravels.

Late Pleistocene deposits have been classified into different clays, periglacial frozen ground, loess, sands and gravels.

Argillaceous weathering products of many different types of bedrock, many mixed with loess, are common throughout the Ries and may reach considerable thickness. Fossil remains of large mammals have been found locally in the clays. Examples of Late Pleistocene periglacial frozen ground in the form of solifluction and involution have become known from some parts of the Ries.

In many places the original surface has been covered by loess, e.g. in the southern Ries basin and on the northern rim elevations. The loess commonly carries a rich gastropod fauna.

Sands and gravel make up a significant proportion of Late Pleistocene deposits. Dune sands are common in the eastern part of the Ries. In the Schwalbmühlen area especially they carry numerous mammal remains. In the Ries basin itself and in the valleys of the periphery, fluviatile sands and gravels of the Wörnitz, Mauch and other streams are common.

Not all Pleistocene deposits have been amenable to precise relative dating.

The Ofnet caves near Holheim contain evidence of human culture for almost the entire range of Würmian time.

pp. 142—200 — HÜTTNER, R.: Multicolored fragmented material (*Bunte Trümmernmassen*) and Suevite

The Ries ejecta are classified as follows:

Multicolored fragmented material (*Bunte Trümmernmassen*) (*Ries-Trümmernmassen*): A heterogeneous mix of all rocks underlying the Ries site before the Ries event (crystalline basement, ? Muschelkalk, Keuper, Jurassic, Cretaceous, Tertiary). The size of fragments varies considerably, from a fine rock powder to blocks (*Schollen*) of 1 km diameter.

The so-called Klippen are rock bodies which, as a rule, are larger than 25 m in diameter and which are shown on large-scale geologic maps. They are most common at the Ries rim and decrease in size with distance from the Ries center, and their constituent rocks decrease in age in the same direction. Brittle rocks (massive Malm limestones and basement rocks) are fragmented and deformed (so-called "Gries"). More ductile rocks are folded.

"Gries" is the name used for a klippe which is intensely fractured and partially brecciated (mortar structure). In contrast, thin-bedded limestones, especially those with marly seams, rarely have "Gries" structure. They are deformed by bedding-surface slip and folding.

Possible shatter cones have been reported from one exposure of allochthonous Malm near Altenburg.

"Pseudogries". These are breccias which may be confused with the true "Gries". Their distinguishing properties are therefore enumerated.

The allochthonous breccias have strongly affected the autochthonous bedrock in the environs of the Ries basin.

In the southwest, the surface of the autochthonous bedrock up to 8 km from the Ries rim has been partially fragmented. Thus one may assume that some fragments were thrown over this distance. Further progress of fragments was effected entirely by sliding over the land surface.

During rapid sliding of the *Ries Trümmermassen* (in part already commencing at the Ries rim), soft, less consolidated rocks were dug up or buckled, whereas hard rocks (Malm limestones) were scoured ("scour surfaces", Schliff-Fläche, analogous to glacial scouring). The grooves radiate approximately outward from the Ries center.

The uneven distribution of the *Ries Trümmermassen* may be explained by post-Ries erosion. Of the 75 km³ of Ries breccia estimated to have been present originally, 40 to 50 km³ remain today.

Bunte Breccie (multicolored breccia) is the less coarse-grained part of the *Bunte Trümmermassen*, which cannot be individually represented as klippen. The breccia is a poorly mixed, non-sorted, polymict breccia of unusual type. Fabric orientation is evident at its base above scour surfaces and at its top, where earth flowage occurred. Where the *Bunte Breccie* moved over weak rocks it incorporated them, thereby assuming a variable appearance, which is particularly marked at some localities.

Bunte Kristallinbreccie (Multicolored crystalline rock breccia) is the name given to a mixture of diverse crystalline basement fragments, included in the *Bunte Trümmermassen*. The most important occurrences are dike-like deposits in crystalline, Dogger and Malm klippen (*Schollen*).

Suevite lies on the *Bunte Trümmermassen* on a surface that is in part highly fractured. Deposition must have immediately followed that of the *Bunte Trümmermassen*, otherwise the over-steep relief could not have been preserved. It is now known with certainty that the suevite originated in the Ries, not in the volcanic necks of the environs.

Unusual, sand-rich suevites lie in fissures and channels in normal suevite in the south. It is possible that rain from cloudbursts deposited and mixed molasse sands and suevite dust that had been stirred up by the impact.

Geological observations indicate the following sequence: —

At the commencement of the throw-out process, the *Bunte Kristallinbreccien* were injected into fissures in the basement, in part even into the cover rocks. These rocks were concomitantly carried out of the Ries basin in klippen and fragments, partly by throw-out, partly by sliding on the land surface. The *Trümmermassen* broke over the land like some gigantic earth and rock surf (KRANZ, 1923). Comparisons with large rock slides are instructive. Immediately after the settling of these rock masses, the suevites were deposited. Torrential rains caused deposition of swirled-up dust in the form of mud flows and effected reworking and erosion.

pp. 201—228 — DRESSLER, B., GRAUP, G. & MATZKE, K.: Crystalline Rocks in the Nördlinger Ries Basin

In the Ries Basin a great variety of crystalline rocks occurs in a relatively small area. The following types of crystalline rocks can be distinguished.

Metamorphic rocks:

calcsilicate rock — amphibolite — actinolite rock — serpentinite — biotite-plagioclase-gneiss — quartzitic gneiss — biotite-cordierite-gneiss — garnet-cordierite-sillimanite-gneiss ("Vindelizit") — cordierite rocks — blastomylonitic gneiss — orthoblastomylonite — parablastomylonite — fine grained plagioclase-metablastite.

Igneous rocks:

hornblende-gabbro — hornblende-diorite — quartz-mica-diorite — very fine grained, probably dike-filling quartz-mica-diorite — sphene-fleck rocks (Titanitfleckengesteine) — granodiorite and "redwitzite" — granites.

Dike rocks:

lamprophyre — kersantite-wennenbergite — spotty hornblende-kersantite — felsite, pegmatite and dike-quartz — fluorite and barite.

The crystalline rocks of the Ries, thrown out from the crystalline basement probably due to meteorite impact, are very similar to the crystalline rocks of the eastern Bavarian "Moldanubikum". Calcsilicate rocks, garnet-cordierite-sillimanite-gneiss and sphene-fleck-rocks (Titanitfleckengesteine) have textural and compositional features identical to the eastern Bavarian rocks. The other Ries rocks, while not identical, are very similar to Moldanubian rocks in the Bavarian Forest. The crystalline basement of the Ries is a continuation of the crystalline complexes of eastern Bavaria and of the Black Forest as a part of the "Vindelician Basement".

In the Ries crystalline rocks are allochthonous. They occur in the so-called "inner crystalline ring" in the zone between the inner ring and the morphological rim of the crater ("Schollenzone"), and outside the rim ("Vorries"). Among the crystalline rocks granites predominate (> 75%). In the northern, southern and southeastern "Vorries" little else but granite occurs. More basic igneous and metamorphic rocks, which represent about 20% of the crystalline rocks, are common only within the inner ring and in the northwestern, western and southwestern parts of the Ries.

Most crystalline rocks in the Ries are only very weakly shocked but strongly shattered and brecciated. Hence they are rather strongly weathered, which may have been promoted by the previous mechanical destruction. Very typical is the chloritisation and the bleaching of biotite. Also characteristic is the red colour of the granites. Thus the colour of the granites is not diagnostic of their genetic relationship and therefore not useful for classification.

The phenomena of shock metamorphism are described in detail in this volume by ENGELHARDT, STÖFFLER and SCHNEIDER. Therefore we present only three new observations:

1. Cleavage in apatites

In shocked rocks "cleavage" in apatites was frequently observed. These apatites have a cleavage angle of 88—130°, bisected by the c-axis. (Measured in non-oriented thin sections.)

2. Pseudotachylite

In thin sections of highly shocked crystalline rocks very thin veins were observed, which are either opaque or transparent with a brown colour. They are partially isotropic. These veins are about 0.2 mm wide and sometimes cut the entire rock fragment. Some minerals are cut in two fragments by the vein and displaced by distances of about 0.1—0.4 mm.

3. Shatter cones

In a quarry of a strongly shattered Malm-limestone north of Wemding samples show shatter cones, which are not so well developed as those of the Steinheim Basin.

pp. 229—295 — ENGELHARDT, W. VON, STÖFFLER, D. and SCHNEIDER, W.:
Petrological investigations within the Ries crater

This article presents a review of the petrological research on the Ries crater done by several workers at the Mineralogical Institute of the University of Tübingen during the period 1962 to 1969. This is not a final report and the investigations are continuing. Many new facts

on the Ries event have been gathered and important conclusions on the meteoritic origin of the crater may be drawn, but we are far from fully understanding the details of the impact and excavation and of the processes of shock metamorphism of rocks.

The first part of this report deals with the principle of progressive shock metamorphism as revealed by the Ries rocks. The second part describes the main types of brecciated rocks formed as fall-out and fall-back material such as suevite, "Bunte Breccie" and crystalline breccias.

Shock metamorphism (D. STÖFFLER)

An improved and comprehensive definition and the description of four stages or zones of progressive shock metamorphism including the pressure-temperature conditions of each zone are summarized in table 1. The restrictions of such a schematic classification are discussed. They arise from different problems such as the correlation of pressure and temperature data with particular stages of metamorphism, and the mode of pressure and temperature distribution within heterogeneous, polycrystalline rocks and its bearing on the deformation or transformation patterns of a specific mineral phase within the microscale of a rock.

Specific shock effects including their pressure and temperature conditions as far as they are known from experimental work, are described and discussed for the following minerals: quartz, plagioclase, alkali feldspar, biotite, hornblende, sillimanite, garnet, graphite, and some accessory minerals.

Quartz and feldspar are found to be most sensitive shock indicators. For both minerals we have recognized four main pressure ranges in which they react by specific deformations and phase transitions. The classification of shocked crystalline rocks is based on this behaviour of the two mineral phases using a specific property of one or both minerals for the definition of a shock zone. Planar deformation structures in quartz define the lower limit of shock stage I and total isotropization of both quartz or feldspar the lower limit of shock stage II. Melting of feldspar establishes the lower limit of shock stage III.

The behaviour of quartz and feldspar in the lowest pressure range up to a shock pressure of about 100 kbar is characterized by intense fracturing, the minerals showing mostly irregular extension fractures. Some regular fractures parallel to (0001) or $\{10\bar{1}1\}$ are observed in quartz. In the next range (stage I) both minerals yield by plastic deformation as revealed by sets of planar deformation structures which are parallel to low index planes of the crystal lattices. This deformation is connected with a phase transition to a high pressure modification with Si or Al in sixfold coordination. The amount of this modification gradually increases with increasing pressure. During pressure release most of the high pressure phase is transformed to an amorphous phase occurring within the deformation structures as very thin lamellae visible under the microscope as sets of planar elements. A small amount of the high pressure phase may crystallize to stishovite in the case of quartz. The corresponding high pressure modification of feldspar was not found although it may be synthesized in the laboratory by static pressures.

In the pressure range of stage II a total transformation of quartz and feldspar to high pressure modifications with sixfold coordination of Si or Al is achieved. Upon pressure release these phases are reversed to amorphous short-range-order phases, which we call *diaplectic quartz glasses*. Diaplectic quartz glasses may contain up to about 50% coesite and small amounts of stishovite.

Shock pressures of stage III produce post-shock temperatures in both minerals which exceed their melting points. Thus selective melting occurs yielding glasses with vesicles and flow structures. The glasses are free of high pressure phases because of their thermal instability.

As the melting points of feldspars are much lower than that of quartz, diaplectic quartz glass coexists with molten feldspar in some rocks. Pressures above about 600 kbar result in total melting of the crystalline rocks. The melts form very inhomogeneous glasses rich in inclusions of mineral and rock fragments in all stages of shock metamorphism.

The mafic minerals such as biotite and hornblende are more resistant to shock compression than the framework silicates. They react mainly by plastic deformation within a pressure range up to about 500 kbar and by thermal decomposition at relatively high pressures that may be well above 500 kbar. For details the reader is referred to the German text.

Suevite (W. v. ENGELHARDT)

The suevite is a breccia containing rock fragments (up to 20 cm) and glass bombs in a fine-grained matrix. The average composition is: 80% matrix, 2–7% crystalline rock fragments, 11–18% glass bombs, 0.1–1% sediments. Ninety per cent of the sediments are Upper Jurassic limestone. Some of the limestone fragments show indications of a brief heating to about 500–900° (light-colored rim, transformation of clay minerals). About 45% of the weakly shocked and unshocked crystalline rocks are quartz-dioritic, about 25% are granitic and about 30% are dioritic. Most of them are gneisses. About 5% of the crystalline fragments are unaltered, about 15% belong to stage I, about 55% to stage II and about 25% to stage III of shock metamorphism. Nineteen chemical analyses of crystalline rock fragments are given (Table 8). The glass bombs were formed by shock-induced melting of crystalline basement rocks and represent stage IV of shock metamorphism. Their mostly flat shapes (Fladen or Flädle = pancake) are due to the flight of still fluid bodies through the atmosphere at high speeds. The glass bombs are very inhomogeneous and contain mineral fragments (predominately quartz), glass fragments and vesicles in a very streaky matrix. Glass bombs in the chilled bottom and top layers of the suevite occurrences have a glassy matrix without recrystallization. In the main middle part of the suevite the matrix of glass bombs is recrystallized due to a lower cooling rate. The most frequent recrystallization products are plagioclase and pyroxene. Montmorillonite and quartz were formed in vesicles and fissures. The original chemical composition is best preserved in the non-recrystallized bombs. Recrystallized glass bombs are poorer in iron and magnesium due to leaching and weathering. The composition of glass bombs from different localities is rather uniform indicating their origin from a rock which is chemically similar to a particular gneiss, which has been found in two localities (Maihingen, Appetshofen). The Ni-content of the glasses is somewhat higher than that of basement rocks of about the same chemical composition.

The suevite is the last formation of all brecciated rocks of the Ries basin. It occurs (1) as a blanket underlying the lake sediments in the central basin (fall-back breccia) and (2) as isolated spots in the marginal zones outside the basin, especially in the south and east (fall-out breccia). In most cases the suevite is underlain by the Bunte Breccie. Many suevite occurrences were more or less destroyed by erosion. Eighteen suevite outcrops are described in detail.

Bunte Breccie (multi-colored breccia) (W. SCHNEIDER)

The Bunte Breccie is a breccia consisting predominately of rocks and minerals of sediments in very variable proportions with an admixture of some crystalline basement rocks. The grain size distribution is very broad and the sorting poor. Mineral compositions of the Bunte Breccie of several occurrences are given. In contrast to the suevite, the only indications of shock metamorphism are quartz grains with planar deformation structures. There are no diaplectic glasses and no molten material. The Bunte Breccie forms a widespread blanket outside the central basin (Figure 34).

Crystalline breccias (D. STÖFFLER)

Two types of crystalline breccias occur within and outside the Ries crater:

1. Homogeneous or monomict crystalline breccias. They mostly form large allochthonous masses or blocks extending up to several hundred meters. They consist of strongly shattered and brecciated granitic or metamorphic rocks, which have preserved most of their primary structural features. Indications of shock metamorphism within these rocks are mostly lacking or very weak. Therefore they originate from a rock zone of the crater which was affected by pressures lower than about 100 kbar, mostly lower than about 50 kbar.
2. Heterogeneous or polymict crystalline breccias occurring as dikes or irregular bodies embedded in the homogeneous crystalline breccias or within the "Bunte Breccie". They consist of a mixture of rock fragments of different size and composition. Small amounts of sedimentary rocks may be included. These rocks belong to the stages I and II of shock metamorphism. They often contain stishovite. Molten material, i.e. rocks of stages III and IV, are not present, a fact which clearly distinguishes these breccias from suevite. Shock pressures in these rocks did not exceed approximately 400 kbar.

Table 1

Scheme of stages of progressive shock metamorphism of quartz- and feldspar-bearing crystalline rocks (essentially after STÖFFLER 1966, 1967 and ENGELHARDT and STÖFFLER 1968). Pressure and temperature values are based on shock experiments with quartz and feldspar (see text). P-T-values for the upper limit of stage IV are taken from DAVID (1966)

Stage	peak pressure in kbar	postshock temperature in °C	Signs of shock metamorphism as revealed by quartz and feldspar	Textural properties of the rock fragments in the breccias
I	≈ 100	≈ 100	Diaplectic crystals with planar deformation structures (isotropic lamellae) parallel to crystallographic planes and with lowered density, refractive index and birefringence. Stishovite within quartz	Primary texture of the rock is preserved. Intense fracturing
II	≈ 350	≈ 250	Diaplectic glasses as pseudomorphs of quartz and feldspar grains. Coesite and stishovite within diaplectic quartz glass	Primary texture preserved, but clouded appearance of the framework silicates
III	≈ 500	≈ 1200	Normal feldspar glass with vesicles and flow structures. Diaplectic quartz glass, coesite (and sometimes traces of stishovite) within diaplectic quartz glass	Primary texture partially destroyed by selective melting. Porous or pumice-like texture
IV	≈ 600	≈ 2000	Total melting of all mineral phases and mixing of the melts. Remnants of isolated quartz and feldspar glasses with vesicles and flow structures	Primary texture totally destroyed, aerodynamically-shaped glassy bombs
	≈ 1000	≈ 5000	Volatization	

pp. 296—303 — GENTNER, W. & WAGNER, G. A.: Age determinations on Ries glasses and moldavites

Two methods are suitable for determination of the age of glasses. The K/Ar method involves the measurement of the volume of argon formed in the radioactive decay of K^{40} . The method is valid only when, during the melting, all existing argon is expelled and none of the newly-formed argon is lost.

The fission track method is based on the decay of U^{238} , which produces fission tracks that are counted. The glasses should be compact and should contain few vesicles and inclusions.

The age determinations have led to the following three conclusions: —

1. The ages obtained are closely similar.
2. Both methods give values that agree with each other. Ries glasses are 14.8 ± 0.6 m.y. or 14.0 ± 0.6 m.y. old; the moldavites are 14.6 ± 0.7 m.y. or 14.1 ± 0.6 m.y. old.
3. The coincidence in ages of the Ries event and of the moldavite-melt formation is not accidental—both belong to the same phenomenon.

The latest fission track determinations were made on bentonite glasses in two beds of the Upper Bavarian Molasse. An identity in ages of the bentonites and the Ries event is certain. The size of the glasses ranges from 40 to 100 microns, which is that of the Ries glass and moldavite glass with which they were compared.

pp. 304—326 — ANGENHEISTER, G. & POHL, J.: Seismic investigations in the Ries Crater (1948—1969)

In 1948, 1949 and 1952 the first refraction seismic experiments were made in the Ries Crater in order to obtain information about the underground structure of the crater (REICH & HORRIG 1955). The numerous profiles were in general not longer than about 4 km. These experiments lead to a first idea of the complicated structure of the crater. In 1967 two refraction profiles each about 40 km long and crossing the crater at nearly right angles were recorded. In 1968 reflection measurements were made on a profile 18 km long from the center of the crater to the west. This profile ends in the undisturbed surroundings of the crater. At the same time refraction measurements were made in order to obtain the velocity as a function of depth in the center of the crater and outside the crater. From all these measurements the following picture of the structure of the crater emerged: An inner crater with a diameter of about 10 km is surrounded by the so-called crystalline rim, which reaches the surface in several places. In the inner crater Tertiary lake sediments with a maximum thickness of about 350 m have been deposited after the Ries event (Fig. 2 and 3). Below the Tertiary lake sediments, which have a very flat lower boundary, comes a layer of suevite. The thickness of this layer is variable and may reach 300 to 400 m in some places. The existence of this layer is evidenced by the results of a borehole near Deiningen (1952), by the seismic velocities in this layer and by the interpretation of the magnetic anomalies. The next layer is very probably composed of fractured crystalline rocks. This is deduced from the velocity measurements, which show that the velocity gradually increases below the suevite layer and approaches the velocity of the undisturbed crystalline basement outside the crater at a depth of 1.5 to 2 km. Similar results on the seismic velocities in the crater could be obtained from the refraction profiles in 1967. No sharp lower boundary of the inner crater could be found either by reflection or by refraction measurements. It should be emphasized that both the magnetic and the gravity anomalies are located inside the crystalline rim which surrounds the inner crater. Most of this crystalline rim is probably made of fractured crystalline rocks, as indicated by the seismic velocities and several boreholes. The zone between the inner rim and the topographical boundary of the crater is mostly filled with brecciated material consisting of Mesozoic rocks and of rocks from the crystalline basement. On the reflection profile an irregular zone of weak reflections dipping eastwards possibly indicates the lower boundary of the outer crater in this zone. The western boundary of the crater is clearly indicated on the reflection profile by an abrupt disappearance of the reflections in the undisturbed Mesozoic layers and from the surface of the crystalline basement outside the crater (Fig. 5). This boundary approximately coincides with the topographical boundary of the Ries Basin on the surface.

pp. 327—336 — POHL, J. & ANGENHEISTER, G.: Magnetic anomalies and magnetization of rocks in the Ries Crater

The presence of negative magnetic anomalies in the central part of the Ries Crater is a characteristic feature of this crater. The main anomalies are located within the inner crater (Fig. 1). Some anomalies of small extension are found between the inner crater and the outer rim and outside the crater. The measurements of the magnetization of rocks inside and outside the crater and in different boreholes indicate that the anomalies are due to suevite. Suevite has a reversed remanent magnetization which is strong enough to cause the anomalies. Calculations show that in the central part of the crater suevite lies under the Tertiary lake sediments and has a varying thickness with maximum values up to 400 m. The smaller negative anomalies outside the inner rim and outside the crater are also due to suevite. Measurements of the magnetization of crystalline rocks from which suevite was made show that during the formation of suevite new magnetic mineral phases were produced. These phases consist mostly of magnetite with a small titanium content as shown by Curie temperature measurements and microscopic observations. The formation of magnetite can be explained by the high-pressure and high-temperature effects on mafic minerals in the original crystalline rocks during and after the impact.

pp. 337—342 — JUNG, K., SCHAFF, H. & KAHLE, H. G.: Gravity Measurement in the Ries

About 800 gravity measurements in the Nördlinger Ries and its surroundings have been carried out over an area of 4200 km². The data were reduced after BOUGUER with a reduction

density $\sigma = 2.0 \text{ gcm}^{-3}$ for gravity stations lying 400 m above sea level and $\sigma = 2.3 \text{ gcm}^{-3}$ for stations with a height ≥ 450 m above sea level. The height of the reference plane is 400 m above sea level.

Supplement 3 shows the BOUGUER anomalies in the basin and fig. 1 contains the anomalies in the Ries and its surroundings. The data have been used to calculate the mass deficiency corresponding to the residual field shown in fig. 2. The total deficient mass is obtained by integrating the gravity anomaly over the whole reference plane. With different assumptions the mass deficiency is 6.8×10^{16} g to 7.7×10^{16} g.

It is rather improbable that the removal of a topographic mass of 7×10^{16} g causes isostatic movements of the earth's crust.

The corresponding kinetic energy is estimated to be at least 10^{26} erg.

pp. 343—347 — HAHN, A.: Interpretation of the magnetic anomaly in the area of Borehole Wörnitzostheim

This borehole was located over the hitherto largest magnetic anomaly in the Ries (600 γ ; REICH and HORRIG, 1955). Suevite was encountered from 20 m to 100 m, with intensities ranging from 60 γ to 550 γ and inclination of -59° . The vertical component of the geomagnetic field was measured in a surrounding area of 2 km diameter (Fig. 1). Since the magnetization of the suevite body is accurately known, a model body could be constructed (Fig. 3). It shows very good agreement (Fig. 2) with field measurements. This makes it certain that this magnetic anomaly is due only to the suevite (and not to some other body, such as a basalt at depth).

pp. 348—349 — HÄNEL, R.: Heat Flow Measurements in Borehole Wörnitzostheim

Temperature readings taken while drilling was in progress yielded a gradient of $0.034^\circ \text{ C} \cdot \text{m}^{-1}$. After completion of the borehole, readings were taken for 5 months. The values obtained were in agreement and yielded a gradient of $0.041^\circ \text{ C} \cdot \text{m}^{-1}$ (Fig. 1). The heat conductivity in the suevite cores is very variable and relatively low. Since the suevite body is very restricted, a correction is used. This results in normal values for heat flow.

pp. 350—378 — DAVID, E.: The Ries event as a physical process

It is impossible to make exact model experiments of impact with cosmic impact velocity and gravity-controlled movement of ejecta. Hence the process must be treated theoretically.

Possible impacting bodies are: 1. Comet head; 2. Stony meteorite; 3. Iron meteorite. The present distribution of ejecta cannot distinguish between these possibilities. We cannot even exclude the possibility that the vapor of a high velocity iron meteorite has quantitatively escaped from the earth. The tektites (moldavites) and indications of multiple impact seem strongly to favor a comet head. Differences in velocity and composition of the impacting body result in appreciable differences in effects only in the central, vaporized part of the impact area.

In an outward direction from the center, the shock waves which set in motion the great bulk of the ground are nearly equal for equal crater diameters (Fig. 1). The problem is treated by means of an approximate shock wave description. The author prefers this method to numerical treatment for comparison with geological observations. Considering the rapid attenuation of the propagating shock wave, the lack of precision of the method here employed appears less objectionable than the smoothing of functions in the numerical method.

Essential facts concerning shock waves (Fig. 2—6) are followed by these conclusions: the rapid attenuation of the shock wave must result in fairly sharp boundaries between zones of different physical effects in the ground material (Fig. 7 and Table 2).

In the central impact domain the initially downward directed flow behind the shock front becomes reversed through release of shock compression. Material is ejected steeply upward with velocities much smaller than those immediately behind the shock front. Cf. Fig. 8—11.

In a zone surrounding this central domain, near the topographic surface, release of shock compression proceeds from the free surface. The resulting motion is added vectorially to the flow velocity behind the shock wave. The result is an ejection velocity directed away from the center, but of the same order of magnitude as that at the center, in spite of the much diminished shock energy (Fig. 12—14).

This small difference in the ejection pattern appears to be responsible for the striking difference between suevite and Bunte Breccia.

Finally, the author argues that escaping vapor derived from the impacting body and from vaporized impact terrain could easily have transported the moldavites to Bohemia. It is not the transport itself, but its initiation which presents a problem here: for it must have been responsible for transforming the material concerned into tektite glass. Only an impacting comet head could accomplish this.

pp. 379—384 — BANNERT, D.: Aerial Photography of the Lineament Pattern of the Ries and its Surroundings

In the course of photogeological investigations by the Federal Geological Survey, Hannover, an attempt was made to obtain geological information about the Ries from aerial photographs at a scale of about 1 : 58,000, flown for the Survey on the 10th September 1962. Joint attitudes measured in quarries were compared with observations derived from the air photographs, wherever the dense vegetation permitted. It is of some importance that no radial or concentric lineament pattern was observed.

pp. 385—388 — KAVASCH, J. & GREINER, H.: The preservation of geological exposures in the Ries

The geological exposures in the Ries are the basis for research. Unfortunately, many of them have disappeared in the course of time, especially in recent years. New exposures become covered after a short interval. Hence valuable exposures must be preserved from destruction. This requires the help and understanding of the population and of government agencies, especially those concerned with conservation; this, in turn, necessitates a public information effort concerning the uniqueness and significance of Ries geology. Existing laws are adequate. However, some related expenses will need funding.

pp. 389—399 — PREUSS, E.: Characteristics of meteorite craters on the basis of the Ries

Several features observed in meteorite craters are compared with those noted in the Ries. Certain ones are particularly well-developed in the Ries but others are not, as yet, known there. It is important to appreciate this fact. For example, a central uplift is absent in the Ries, nor is magnetism as a consequence of the impact known.

pp. 400—412 — GROSCHOPF, P. & REIFF, W.: The Steinheim Basin

The Steinheim Basin (40 km from the Ries) resembles the Ries in many respects, but clearly differs from it in many others. It has been considered to be volcanic, although no volcanic ejecta have been found. FRAAS and BRANCA (1905) called this cryptovolcanism. ROHLER (1933) first mentioned the possibility of meteorite impact.

The Steinheim basin has a diameter of about 3.5 km. Its elevation is 120 m lower than that of the surrounding Alb plateau. It has a central peak, the Steinhirt-Klosterberg, rising to about 50 m above the basin and consisting of Jurassic rocks which have been raised some 200 to 300 m. This peak is considerably asymmetrical (Fig. 2).

The Steinheim basin first became known through the rich fauna in its fresh water lake sediments. The rocks of the central peak show clear signs of intense deformation (Fig. 3: deformed and recrystallized belemnite from the Dogger).

The shatter cones ("Strahlenkalke") (Fig. 4) are unique. They have been found to a depth of 80 m.

In the course of the last few years the area has had gravimetric and magnetic surveys. The most interesting discovery, however, has been a hitherto unknown breccia underlying the lake deposits, and revealed in boreholes (Fig. 5: "Primary basin breccia"). This breccia contains, among others, sandstones of Dogger age. The quartz grains of these sandstones show characteristic deformation structures, so-called planar features, 60 % of which are along (0001) and 30 % along (1011). According to v. ENGELHARDT these are characteristic criteria for shock metamorphism.

As a result of these investigations, origin of the basin by meteorite impact appears very probable.

pp. 413—427 — HEROLD, R.: Inclusions of Malm Limestone fragments in the upper non-marine Molasse of Lower Bavaria

Brecciated and mylonitized blocks, fragments and splinters of Malm limestone (Fig. 4: jointed Jurassic limestone) occur as inclusions in Upper Miocene sandy marls at one locality several meters in diameter near Nieder Trennbach, Lower Bavaria (See Fig. 1: distribution of allochthonous blocks of Jurassic limestone, bentonites and tuff beds in the Upper Non-Marine Molasse). The bedding fabric of the Tertiary sedimentary rocks is indented and deformed plastically (Fig. 7). The limestone blocks are in the same strata as the Lower Bavarian bentonites. The source of the limestone blocks has not yet been established. Material ejected from the Ries with an initial velocity of 12 km/sec could travel as far as 150 km. This would seem to argue in favor of the Ries as the source. The lithology of the blocks is, however, not of a kind so far known from the Ries, and this would seem to argue against the Ries as source. There is no indication of volcanism in these Molasse beds.

pp. 428—450 — KRAUT, F. A.: A new impact occurrence in the area of Rochechouart-Chassenon (Haute Vienne et Charente, France)

Very unusual rocks that appear to be varied fragments of different rocks and in places contain glass and recrystallized glass have been known at this locality for 150 years. "Cleavage" of hitherto uncertain origin has been noted particularly in quartz. Comparison with rocks of the Ries, above all the suevite, shows great similarities. It seems certain, therefore, that these breccias were formed by impact. Whereas other impact structures (meteorite craters) may be recognized by their morphological expression on the earth's surface, the Rochechouart locality shows no such features. This meteorite crater has been so heavily eroded that areas of rocks showing little or no fragmentation occur between areas one to four kilometers in size of various breccias. Shock metamorphic products ranging from glass to normal breccias to well-developed shatter cones are clearly recognizable. The quartz phenocrysts of granite porphyries exhibit various features of shock metamorphism. One must assume that the fragmentation of rocks at depth in the Ries must be similar. As rocks of deep-seated origin are not available in the Ries, investigation of the Rochechouart breccias would contribute to further research on the Ries.

pp. 451—454 — HÜTTNER, R., SCHMIDT-KALER, H. & TREIBS, W.: Note on the geological map (Supplement 1)

This map has been compiled from all published and unpublished 1:25,000 geological maps of the area. The smaller scale has necessitated some simplification.

All further investigations must be made on the basis of the 1:25,000 topographic maps. The serial numbers and titles are indicated in the top left-hand corner of the map.

Legend of the geological map (Supplement 1):

White	Valley fill and bog	beige	younger sedimentary cover (Cretaceous, pre- and post-Ries Tertiary except uppermost Miocene lake sediments in the Ries and Steinheim basins; Pleistocene)
yellow	Uppermost Miocene lake deposits in the Ries and Steinheim basins (freshwater limestones, marls, argillites, calcareous sandstones and conglomerates)	blue	Malm
red	suevite	brown	Dogger
light red	Fragmented material of the Ries and Steinheim basins (intensely fractured blocks and klippen, Bunte Breccie, ++ = crystalline basement rocks)	gray	Lias
		green	Keuper
		small circle	important boreholes
red broken line	Middle Miocene shore line		

Personen-Verzeichnis

Die Seitenzahlen der Arbeiten (Beiträge) sind hinter dem Namen der Autoren kursiv gedruckt.
Die Namen in den Literaturangaben sind nicht eingetragen.

Author Index

Page numbers of the papers are printed in *italics* following the authors' names.
Authors cited in references are not listed in the index.

- Abadian, M. 231, 288
Ackermann, W. 16, 185, 202, 219, 234, 252, 285
Ahrens, T. J. 234, 236, 243, 244, 247, 248, 251
Ahrens, W. 190, 196
Aldinger, H. 77
Ammon, L. v. 103, 104, 104, 112, 148, 149, 419, 422, 424
Amstutz, G. C. 165
Anderson, D. L. 234
Andres, G. 90, 96, 98–101, 106, 118
Andritzky, G. 35, 88, 95, 139, 140, 182, 453
Angenheister, G. 14, 15, 20–22, 39, 45, 56, 270, 304–326, 327–336, 343, 383, 393, 394
Ansonge, J. 22
Arndt, J. 230, 232, 236, 240
- Bajor, M. 409
Baldwin, R. B. 230
Bannert, D. 379–384
Baranyi, J. 231, 253
Barnes, V. E. 21
Barthel, K. W. 14, 17, 63, 66–68, 73, 77, 131, 134, 139, 180, 418, 424, 452
Batsche, H. 414, 421, 422
Beals, C. S. 230, 290
Becke, F. 247
Bendelyani, N. A. 252
Bentz, A. 9, 16, 18, 28, 46, 50, 70, 72, 115, 176, 178, 180, 183, 188, 190, 196, 286, 304, 309, 337, 340, 389
Berckhemer 402
Bertsch, W. 231, 232, 236
Berz, K. C. 98–100, 123
Beschoren, B. 422
Beurer, M. 452
Birzer, F. 15, 29, 50, 52, 53, 89, 97–99, 104, 116–120, 122, 181–183, 279
Bjork, R. L. 290, 351
Bolten, R. 15–17, 19, 87–130, 310
Borus, E. 231, 255
Bram, K. 326
Branca, W. 19, 26–29, 183, 413, 414
Branco, W. 27, 144, 145, 148, 154, 159, 160, 184, 188, 285, 397, 401
Breyer, F. 39, 45, 56, 319, 313
Bruder, H. J. 68
- Brueckner, E. 413
Brunnacker, K. 69
Brunner, M. 148
Bucher, W. H. 165
Bühler, O. 326
Bunch, T. E. 230, 243, 391
- Cammann, G. 205, 211, 217
Carlé, W. 28
Carrozzi, A. 169
Cayeux, A. 169
Chao, E. C. T. 12, 29, 188, 196, 230, 231, 233, 247, 249, 335, 389, 390
Chubb 390
Cloos, H. 28, 338, 422
Cohen, A. 302
Coquand, H. 429, 438
Cornelius, H. P. 161
Cotta, C. B. 26, 106
Cramer, P. 10
Ctyroky, P. 301
- Dachille, F. 12, 18, 19
David, E. J. H. 15, 17, 18, 21, 30, 182, 233, 290, 350–378, 396, 424
De Carli, P. S. 234, 236, 243, 252
Deecke, W. 28
Deffner, W. 26, 27, 93, 103, 105, 107, 108, 110, 112, 165, 171
Defourneaux, M. 234, 236
Dehm, R. 10, 14, 25–35, 29, 88–95, 98, 100–103, 105, 106, 115–119, 120, 122, 131, 133, 135, 137, 139, 143, 153, 176, 180, 183, 185, 186, 277, 284, 285, 290, 301, 413, 421, 422, 451, 452
Dence, M. R. 230, 232, 397, 411, 435
Dietz, R. S. 165, 230, 396, 446, 448
Dorn, C. 98, 99, 102, 105, 106, 107, 111, 114–122, 162
Dorn, P. 82
Drefler, B. 16, 19, 30, 201–228, 286, 330, 396
Driefle, H. 453
Dworak, U. 232, 243
- Edlinger, G. v. 96, 98, 452
El Goresy, A. 16, 251, 252, 334, 335, 395

- Emter, D. 22
 Engel 401
 Engelhardt, W. v. 14–16, 18, 20, 21, 30, 143, 145, 146, 179, 188, 229–295, 335, 395, 407, 422
- Fahlbusch 92
 Fahn, R. 414, 422
 Fesefeldt, K. 39, 72, 73, 80, 81, 98, 122, 151, 169, 452
 Fischer, G. 191, 202, 213, 275
 Fisher 331
 Flurl, Mathias 25
 Förstner 14, 29, 109, 179, 231, 263, 270, 331
 Förtsch, O. 326
 Fohry, W. 326
 Fraas, E. 19, 25, 27, 105, 144, 145, 397, 401, 413, 414, 454
 Fraas, O. 27, 93, 103, 107, 108, 110, 112, 144, 147, 148, 154, 159, 160, 171, 183, 188, 401
 Frank, H. 60, 61, 63
 Freeberg, Jaqueline H. 230, 391
 French, B. M. 14, 395, 398, 435, 436
 Freyberg, B. v. 50, 51, 53, 69, 70, 73, 75, 82
 Frickhinger, A. 13, 26, 114, 137, 140
 Fritz, N. J. 234
 Füchtbauer, H. 231, 278, 279, 422
- Gäde, B. 326
 Gall, H. 88, 95, 101, 148, 151–153, 170, 177, 182, 310, 453, 454
 Gandillot, J. 433
 Garscha, H. 35
 Gault, D. E. 290
 Gebhardt, P. 421
 Gebrande, H. 326
 Geipel 347
 Gentner, W. 15, 17, 18, 21, 30, 123, 296–303, 378
 Gerstlauer, K. 51, 66, 102, 131, 133, 135–137, 180, 452
 Geyer, O. F. 44, 66, 77
 Glangeaud, P. 430
 Glass, B. P. 303
 Göttker Erben 305, 306
 Gottschick, F. 97
 Graup, G. 16, 19, 30, 201–228, 286, 330
 Gregor, J. 326
 Gregson, V. G. jr. 234, 236, 243
 Greiner, H. 14, 385–388
 Griggs, D. T. 247
 Grimm, W. D. 421
 Groschopf, P. 22, 165, 232, 395, 397, 398, 400–412
 Grubbe, K. 326
 Gümbel, C. W. v. 26, 90, 98, 99, 107, 108, 113, 114, 131, 136, 144, 154, 160, 165, 218, 221, 285, 395, 454
- Günther, E. 386
 Guth, J. B. 26
 Gwinner, M. P. 44, 66
- Haarländer, W. 50
 Haarstrick, F. 373
 Haebig, E. 453
 Hänel, R. 14, 67, 348–349
 Hahn, A. 14, 21, 327, 332, 343–347, 338, 349
 Hahn, B. 300
 Halliday, J. 230
 Haunschild, H. 15, 16, 38, 39, 43–58, 318
 Haufmann, K. 27, 327, 337, 338, 402
 Hehl, F. 103
 Heide, F. 12, 389, 391
 Heim, A. 145, 157, 165, 168, 169, 192
 Heitowit, E. D. 290
 Heizmann 407
 Herold, R. 15, 18, 21, 183, 413–427
 Herr, S. 18, 301, 302, 391
 Hildenbrand, G. 401, 405
 Hölder, H. 80, 131, 154, 155, 157, 160, 165, 178, 452
 Hörz, F. 30, 188, 190, 231, 232, 234, 236, 247, 248, 259, 268, 271, 335
 Hofmann, F. 422
 Hollaus, E. 17, 35, 131–141, 310, 453
 Hornemann, U. 234
 Horrix, W. 21, 29, 106, 109, 179, 183, 286, 304, 307, 343, 383
 Hüttner, R. 19, 20, 29, 81, 89, 90, 94–98, 100, 101, 103, 104, 115, 116, 120, 122, 131, 133–136, 139, 142–200, 276, 282, 327, 394, 396, 451–454
- Illies, H. 22
 Innes, M. S. J. 230, 290, 397, 411
- Jahnel, Chr. 35, 310, 453
 Jamieson, J. C. 234, 236, 243, 252
 Janicke, V. 453
 Jaspers, C. v. 25
 Jentsch, A. 409
 Jeziorowski, H. 231
 Johnson, G. G. 329, 394
 Jooss, C. H. 27, 98–100, 123
 Jung, K. 21, 22, 28, 325, 337–342, 392
 Jung, W. 109
- Kahle, H. G. 21, 22, 326, 329, 337–342, 377, 392
 Kaljuvee, J. 12, 33, 397
 Kampanellos, J. 35
 Kappelmeyer 349
 Kaufhold, J. 301, 302
 Kavasch, J. 4, 12, 14, 92, 385–388
 Kelly, A. O. 12
 Kiderlen, H. 96, 97

- Kind 347
Kirchheimer, F. 104, 105
Kießling, W. 326
Klähm, H. 108, 111, 113, 114
Kleinmann, B. 123, 299, 301, 302
Knauer, J. 145
Knebel, W. v. 154, 176
Knoblich, K. 452
Koch, M. 326
Koken, E. 27, 93, 94, 95, 132, 133, 171
Koschyk, K. 326
Kranz, W. 14, 15, 26–28, 39, 43, 93, 94, 96,
98, 103–105, 110, 115, 122, 148, 178, 182,
188, 192, 196, 383, 401, 402
Kraut, F. 22, 396, 428–450
Krey, Th. 304, 307, 308, 326
Krumbeck, I. 60, 64–66, 68, 82, 93, 96, 98, 99,
117–119, 120, 137
Lacroix, A. 432
Ladurner, J. 165
Lang, H. 160
Laporte, A. 429
Lehner, L. 88, 326
Lemcke, K. 278, 279, 422
Leuschner 304, 326
Le Verrier 430, 443
Lindner 114
Lipa, M. 326
Lippold, H. J. 123, 301, 302
Löffler, R. 4, 14, 15, 28, 113, 122, 148, 171,
178–180, 183, 190, 192, 196, 202, 218, 219,
221, 285
Ložek, V. 133
Maack, G. A. 90
Mädler, K. 95
Mägdefrau, K. 165
Mall, W. 452
Mallard 430
Manes, W. 429, 430
Margrave 376
Marsh, S. P. 234
Masch, L. 225
Matzke, K. 16, 19, 38, 201–228, 286, 330
Mayr, H. 35, 453
McQueen, R. G. 234, 240, 252
Medinger, H. 160
Meier, G. 422
Mengele, C. 95, 97
Mensink 409
Menzel, H. 337
Merkenschlager, F. 140
Michel, G. A. 25
Miller, H. 326
Miller, K. 100, 121
Milton, D. J. 234, 243
Mohr, P. 326
Monod, Th. 391
Moos, A. 28, 28, 94–96, 98–100, 144, 148, 154,
188
Mosebach, R. 14, 179, 270, 331
Mühlfeld, R. 384
Müller, D. 15–17, 19, 86, 87–130, 310
Müller, O. 302
Müller, St. 22
Müller, W. F. 232, 234, 236
Münzing, K. 60, 61, 64, 66–70, 72, 81, 94, 115,
131, 135, 136, 151, 160, 176, 179, 180, 181,
453
Mundry, E. 349
Nathan, H. 43, 95, 96, 100, 101, 107–109,
112–114, 131, 139, 143, 179, 180, 182,
186, 190, 196, 202, 279, 285, 419, 425, 451
Neumaier, F. 421
Nevin, C. M. 156
Niggli, P. 145, 161
Nitzopoulos, G. 35
Overbeck, V. R. 290
Oberdorfer, R. 202, 395
Oberfell 92
Öpik, E. J. 290
Oschmann, F. 424
Ottemann, J. 21, 302, 335
Paul, H. 144
Pecora, W. T. 389, 395
Penck, A. 20, 28, 183, 371, 413
Peters, K. 326
Petersen 335
Petersen, C. F. 234, 243
Pohl, J. 14, 15, 20–22, 29, 39, 45, 56, 270,
304–326, 327–336, 343, 347, 383, 393, 394,
428
Preuß, E. 10, 12–24, 14, 18, 29, 30, 179, 188,
231, 285, 326, 386, 389–399, 424, 428
Quaide, W. L. 290
Quenstedt, F. A. 73, 171, 401
Raguin 432, 436
Rahman, A. 453
Regelmann, C. 148
Reich, H. 9, 18, 21, 22, 29, 43, 106, 109, 179,
183, 286, 304, 307, 308, 309, 314, 315, 322,
323, 327, 329, 339, 340, 343, 383, 389
Reiff, W. 22, 165, 232, 395, 397, 398, 400–412,
452
Rein, U. 109, 123
Reis, O. M. 111, 112, 114, 422
Reuter, L. 20, 28, 183, 371, 413, 414, 424
Ringwood, A. E. 234
Robertson, P. B. 230, 243, 397
Rohleder, H. P. T. 232, 402

- Roll, A. 89, 169, 170
 Rondot, J. 396
 Rosenbach, O. 337
 Rosenberg, J. T. 234, 236, 243
 Rothpletz, A. 27, 28
 Rottenberg, J. A. 290
 Rückert, L. 119
 Rühl 117
 Rummel, F. 326

 Saller, K. 140
 Sandberger, F. 113
 Sander, B. 161, 165, 169
 Sassenscheidt, A. 21
 Sauer, A. 145
 Sauer, H.-D. 310–314, 318, 319, 326
 Schaaf, H. 21, 22, 325, 337–342, 392
 Schaefer, I. 183
 Schaeffer, O. A. 123, 301, 302
 Schaffer, F. X. 165
 Schairer, G. 35, 75
 Schalk, K. 92, 93, 95, 98, 99, 131, 189, 452
 Scheliga, G. 326
 Schertz, E. 90
 Schetelig, K. 80, 88, 92, 95, 96, 98–100, 104–
 106, 117, 118, 131, 148, 182, 279, 452
 Schieber, W. 60, 61, 63, 65
 Schirmer, W. 66
 Schleusener, A. 338
 Schlosser, M. 91, 92
 Schmedes, E. 323
 Schmidbauer 335
 Schmidt, W. J. 160
 Schmidt-Kaler, H. 10, 15, 16, 38–40, 59–86,
 131, 381, 382, 451–454, 452, 454
 Schneid, Th. 88, 96, 98, 101, 104
 Schneider, W. 14–16, 20, 21, 143, 145, 146,
 229–295, 395
 Schnell, Th. 28, 271
 Schnitzer, W. A. 96, 98–100
 Schnitzlein, A. 13, 26
 Schober, M. 326
 Schönharting, G. 326
 Schowalter, E. 113, 202, 218
 Schröcker, A. 326
 Schröder, B. 43, 44, 45, 88, 179
 Schröder, J. 28, 29, 90, 94, 95, 101, 105, 115,
 117, 118, 122, 131, 139, 143, 153, 176, 180,
 183, 186, 277, 278, 284, 285, 452
 Schüle, F. 231, 269
 Schüller, A. 302, 335
 Schütte, K. 337
 Schütze, E. 101, 102
 Schubart, J. 392
 Schult 335
 Schulz, H. 422
 Schuster, M. 188, 202, 218
 Schweitzer, Chr. 326

 Seeger, D. 80
 Seemann, R. 28, 105, 107, 112–114, 116, 148,
 154, 160, 178
 Seibold, E. 60, 62–64, 67, 68–71, 160, 162, 381
 Shoemaker, E. M. 12, 29, 188, 196, 230, 290,
 389, 390
 Short, N. M. 14, 230, 234, 391, 395, 435
 Siegl, W. 413, 422, 425
 Söll, H. 64
 Soffel, H. 326, 335
 Spadavecchil, A. 300
 Spencer, L. J. 12
 Staehle, V. 231, 269, 391
 Starke, B. 35, 453
 Staudacher, W. 326
 Stephan, W. 20, 183, 184, 413, 414, 422,
 Stiefel 421
 Stöffler, D. 14–16, 20, 21, 30, 143, 145, 146,
 229–295, 395, 408
 Storzer, D. 301
 Straub, E. W. 94
 Streckeisen, A. L. 216, 218, 255
 Streim, W. 77
 Streit, R. 452
 Strobel, O. 35, 453
 Stuckboecker, B. 326
 Stutzer, O. 12, 230, 402
 Sueß, Eduard 27
 Suhren, J. 326

 Tillmann, H. 88
 Thürach 218
 Torkzadeh, N. 35, 453
 Trapp, G. 113
 Treibs, W. 13, 14, 29, 36–37, 64, 99, 101, 104,
 116–119, 131, 137, 139, 149, 153, 190,
 451–454, 452
 Trischler, J. 91, 310
 Troll, G. 213
 Turner, F. J. 93

 Urlichs, M. 63, 82

 Vand, V. 30, 329
 Vidal, H. 9–11
 Viohl, G. 50, 60, 62, 454
 Voß, J. 326

 Wackerle, J. W. 234, 236, 240
 Wagner, Georg 4, 17, 94
 Wagner, Gerold H. 4, 17, 29, 38, 142, 143,
 147, 148, 154, 155, 161–163, 171, 172, 174,
 175, 177, 178, 185, 188–190, 192, 195, 196,
 276, 280, 281, 375, 381, 382, 394, 422, 434,
 435
 Wagner, Günther A. 15, 17, 18, 21, 123,
 296–303
 Wagner, W. 91, 103, 118

- Weber, H. S. 69, 86
Weber, E. 43, 64, 69, 70, 88, 90, 91, 93,
101–103, 107–111, 114, 119, 122, 131, 134,
135, 138, 202, 222, 452
Weise, Chr. 326
Weiser, Th. 35, 453
Weiskirchner, W. 21, 30, 231, 288, 424
Wellnhofer, P. 453
Weng, J. F. 26
Wenz, W. 94, 95, 97, 106, 123
Werner, E. 12, 30, 230
Whipple, F. L. 352
Will, M. 326
Winkler, H. 35, 91, 453
Wirth, E. 15, 16, 39, 41–42, 60, 67–70, 72
Wißmann, G. 326
Wohlenberg, J. 326
Wurm, A. 421, 422
Wurm, K. 352
Wurster, P. 58
Zähringer, J. 123, 302
Žebera, K. 375
Zeiss, A. 63, 73, 77, 80–82, 119, 169, 452
Ziegler, B. 79
Ziehr, H. 113
Zöllner, W. 66, 67, 131, 135, 136, 139, 180,
452
Zoth 349

Orts-Verzeichnis

Kursiv gedruckte Seitenzahlen zeigen an, daß die Orte ausführlich beschrieben sind.

Locality index

Page numbers printed in *italics* denote that the locality is comprehensively described in the text.

- Aalen 62, 65, 67, 69, 71
 Abenberg 323
 Adlerberg (Nördlingen) 15, 18, 111, 132, 134
 Aham 422
 Albrauf 39, 72, 88, 122, 291
 Albuch (Heidenheim) 452
 Alerheim 18, 245, 256, 258
 Allbuck 100, 203, 204, 209, 211, 213, 215, 227, 228
 Altenberg 166, 167
 Altenbürg 15, 188, 220, 253, 254, 256, 258, 263, 276, 301, 385
 Altmühl 23, 118, 119, 131, 180
 Amerbach 101, 102, 114, 137, 208, 211, 212, 215, 217, 219, 222, 223, 267, 272, 287
 Amerdingen 3, 15, 95, 182, 190, 191, 192, 253, 264, 271, 275, 331
 Anhausen 276
 Ansbach 82, 323, 454
 Appetshofen 14, 15, 209, 215, 239, 259, 269, 277, 286-288, 385
 Arizona 12, 353, 361, 390, 391
 Arnegg 121
 Arberg 53
 Aufhausen 3, 50, 79, 190, 191, 242, 252, 253, 263, 266, 271, 275, 301, 331
 Augsburg 183
 Aumühle (Öttingen) 15, 29, 107, 190, 192, 207, 251, 253, 254, 256, 258, 263, 271, 272, 280, 282, 283, 331, 369, 375
 Babaudu 429, 436, 442
 Bachhagel 100, 120
 Bad Cannstatt 133
 Badrichsberg 382
 Baierfeld 118
 Baldern 304
 Ballmertshofen 95, 149, 176, 177
 Bandai San 27
 Barrenberg (= Barnberg) 94
 Barringer Krater (= Meteorokrater) 402
 Bayerischer Wald 202
 Beiberg 386
 Beilgries 77
 Belzheim 51
 Bennenberg 156
 Berg (Donauwörth) 98
 Bergheim 182
 Bernhardikreuz 98
 Bettendorf 109
 Beyerberg 53
 Bieswang 97, 98, 119, 452
 Bildwasen 93, 103, 105
 Bissingen 92, 121, 277, 285, 452
 Blasienberg 115, 133
 Bollstadt 3, 190, 191, 238, 241, 242, 249, 250, 252-254, 258, 263, 266, 268, 271, 274, 301, 331, 385
 Bonifaziusberg 162
 Bopfingen 26, 60-71, 92, 94, 115, 160, 276, 453, 454
 Bosumtwi-See 393
 Breitenlohe 102, 112
 Brennhof 135
 Brent 411
 Brenz 95, 96
 Bruckbach 118
 Brünensee 95
 Buchberg (Bopfingen) 26, 27, 93, 151, 160, 172, 386
 Buchbrunnen 149
 Buchdorf 117
 Buchmühle (Dischingen) 149, 174, 175
 Budweis/B 301
 Bühlingen 111
 Bürgel 402
 Büschelberg 272
 Büttelsbronn 183
 Burghagel 97
 Burgheim 452
 Burgmagerbein 92, 95, 98, 121, 189, 274, 385
 Burgstall 402
 Bushveld 390
 Cassinomagus 428, 436
 Chabanais 430, 436
 Champonger 438, 448
 Charente 428, 429, 450
 Charlevoix (Canada) 396
 Chassenon 396, 428-450, 436
 Christgarten 139, 276
 Clearwater Lake (Canada) 232, 373, 393
 Concordia-Heinrichsschacht 103, 104, 115

- Daiting 39, 41, 42, 60, 62, 65–70, 80, 98, 99, 118
 Deiningen 9, 14, 19, 29, 109, 123, 138, 179, 270, 285, 304, 324, 330, 331
 Denkendorf 98
 Dettingen (Albuch) 452
 Dietfurt 77, 117
 Dillingen 96
 Dingolfing 414
 Dinkelsbühl 52, 61
 Dirnenhau 155
 Dischingen (Wörnitzstein) 94–98, 123, 144, 152, 282, 283
 Dittelspait 140
 Dobelberg 226
 Dobelbuck (Amerbach) 211, 212
 Döckingen 64, 381, 382
 Dollnstein 118, 452
 Donauwörth 96, 99, 100, 103, 105, 121, 279, 285, 452, 454
 Doosweiher 203, 213, 272, 385
 Dordogne 433
 Dornstadt 67, 134
 Dürrenzimmern 337
 Dürrwangen 52
 Dukovany/M 299, 301
 Duttenstein 190

 Ebermergen 35, 182, 453
 Ederheim 107, 286, 385, 451
 Egau 95, 121, 139
 Egautal 133, 174, 177
 Eger 36, 94, 379, 381
 Eggenfelden/Ndb. 413
 Eglingen 144, 182, 190, 191, 275
 Ehingen 133
 Eichstätt 42, 98, 118, 452
 Eldingen 452
 Ellenberg 52
 Ellerbachtal 135
 Ellwangen 60, 61, 62, 65
 Engelhardsberg (Ofr.) 419
 Enkingen 327
 Erlbach 137
 Erzberg 95

 Fessenheim 323
 Feuchtwangen 44, 52
 Flimser Bergsturz 168
 Fontcévérane 448, 449
 Forheim 3, 173
 Fremdingen 60, 62, 67, 68, 134, 180, 452
 Fronhofen 189, 274, 331
 Frontenhausen 414, 421, 422
 Fuchsberg (Wemding) 215
 Fünfstetten 101, 103, 104, 116, 185, 208, 210, 267
 Füssing 419, 425

 Gablingberg (Treuchtlingen) 119
 Galgenberg (Nördlingen) 179, 220
 Galgenberg (Steinheim) 410
 Gänsbuchfeld 103
 Gaimersheim 90
 Gammersfeld 119, 169, 170
 Gangkofen (Ndb.) 414
 Gansheim 98, 99
 Geigersberg (nördl. Hainsfarth) 107
 Geislingen 276
 Genderkingen 41, 452
 Geroltingen 52, 133
 Giengen an der Brenz 98, 452
 Gnnann 60, 66
 Goldberg 15, 107, 112, 113, 114
 Goldburghausen 301
 Gosheim 163
 Grafenmühle 91, 92
 Graine 429
 Griesbach 144
 Großsorheim 79, 163, 180, 385
 Grothau 410
 Günzburg 117
 Guldesmühle 148, 282
 Gundelsheim 15, 121, 147, 172, 281–283
 Gunzenhausen 61, 63, 65, 81
 Gunzenheim 92, 103

 Habri/M. 301
 Härtsfeldhausen 79, 172
 Hafenreut 117
 Hagau 91
 Hahnenberg (Appetshofen) 44, 101, 112, 209
 Hahnenberg (Reimlingen) 186
 Hahnenkamm 39, 68, 69, 70, 72, 73, 382
 Hainsfarth 15, 25, 252, 272, 301
 Hangermühle 98
 Harburg (siehe Ronheim) 3, 13, 15, 19, 25, 36, 61, 80, 86, 91, 104, 115, 122, 137, 138, 172, 304, 321, 323, 337, 452
 Harburg Bahnhof 132, 135
 Haunsheim (Zwergbachtal) 95
 Hechlingen 172
 Heerhof 188, 260–262, 276, 385
 Hegau 123
 Heide 53
 Heidenheim a. Brenz 401, 402
 Heidenheim a. H. 35, 60, 70, 90, 91, 92, 120, 136, 180, 452, 453, 454
 Heidenheimer Alb 452
 Heidmersbrunn 99, 137
 Heiðesheim 96
 Herblingen 132, 135
 Herbrechtingen (Brenz) 95
 Herkheim 213, 215, 286
 Heroldingen 79
 Hesselbach-Gebiet 60, 61, 64
 Hesselberg 39, 66, 69, 70–73, 75, 165

- Heuberg 138
 Hinter der Schmiede 206
 Hirschau 42
 Hirschberg 274
 Hirschtal 400, 409
 Hochdorf 331
 Hochfeld 119
 Hochstadt 133
 Hochstatter Hof 98
 Höchstätt a. D. 35, 96, 285, 453
 Hofen 115, 116, 122
 Hohenaltheim 323, 337, 385
 Hohenmemmingen 97, 123
 Hohlenstein 159
 Holheim 15, 19, 173, 188, 189, 304, 321–323, 375, 385
 Hudson-Bay 390
 Hürnheim (Bl. Nördlingen) 190, 203, 286, 287
 Hüttlingen 60, 67, 68
 Huisheim 90, 93, 135
 Hungerbachtal (südl. Treuchtlingen) 120

 Iggenhausen 150, 157, 158, 176
 Ingolstadt 25, 98, 99, 105, 121
 Itzing (Bl. Wemding) 206, 208, 210, 256, 277, 286, 287

 Jagsthausen 60
 Jochbuck 189, 274, 276

 Kaisheim 92, 98, 121, 172
 Kannental 159
 Karlshof (östlich Christgarten) 100
 Karlsholz 64
 Katzenstein 132, 139, 150, 157, 158
 Keilberg (Regensburg) 419
 Kessel 95
 Killingen 61, 67, 68
 Kirchenberg (nördl. Hainsfarth) 107
 Kleinsorheim (Bl. Bissingen) 107, 215
 Klosterberg 406, 408
 Klostermühle Maihingen 185, 206, 227, 259, 286
 Klosterzimmern 329
 Knill 402, 410
 Kölburg 102, 118
 Krämerhalde 178
 Krakatau 27
 Kummersberg 228, 286

 La Brousse 446
 Lachberg 107
 La Malbaie (Canada) 396
 Landshut 44, 413, 422
 Langenaltheim 99
 Langenmühle (Maihingen) 206, 221, 227, 286, 287
 Lauchheim 67, 80, 178, 452, 453

 Lauchheimer Tunnel 26, 27, 93, 147, 172
 Le Bouchet 448, 449
 Lech 29, 105
 Lehsberg 206, 208, 227, 286
 Lehmingen 134
 Lentersheim 50
 Leopold Meyers Keller (Nördlingen) 15, 287, 288
 Lhenice/B 302
 Lierheim 14, 192, 209, 215, 222, 224, 225, 228, 286, 385
 Limoges 428, 429
 Limousin 428, 431, 435
 Lindbichl 215
 Locenice/B 302
 Lochbach 95, 96
 Lochenbach 134, 137
 Löpsingen 376
 Loher Kopf 111
 Longeas 430, 436, 438, 447, 448
 Loubaret 446

 Märker Zementwerk (siehe Harburg) 104, 147, 172, 272
 Maihingen 185, 215, 227, 269, 286, 287, 288
 Mainburg 301
 Malgersdorf 422
 Malzfabrik Nördlingen 107, 179
 Mandat 448, 449
 Mangfall 105
 Manicouagan-Krater in Quebec 224, 232
 Marienhöhe (Galgenberg, Nördlingen) 136
 Marktoffingen 221, 286, 323
 Matzenbach 52
 Mauch 138, 139
 Mauren 252, 274
 Meteorkrater in Arizona 12, 353, 361, 390, 391, 394
 Metzenau (Bl. Deiningen) 206, 208, 217, 228
 Michelsberg (Dischingen) 144
 Mien-See (Schweden) 393, 396
 Minderoffingen (Bl. Unterschneidheim) 207, 227, 259, 286
 Mittelwegerhof (Bl. Monheim) 137, 210
 Mittersberg 425
 Möggingen 286
 Möhntal 136
 Möhren 91, 172, 281, 282, 283
 Möhrenberg 382
 Mönchsdeggingen 100, 279, 385
 Mörtingen 176
 Möttingen 100, 139, 256, 451
 Monheim 25, 93, 98, 99, 101, 102, 105, 116, 122, 133, 135, 137, 180, 182, 285, 451
 Montoume 430, 432, 433, 436, 441
 Mühlbachtal (bei Wemding) 93
 Mühlberg (Bl. Bissingen) 151, 204, 205
 Mühlhalde (Buchmühle) 149, 150

- Mündling 103, 105, 135
 Münster (bei Stuttgart) 133
 Nagelberg (Treuchtlingen) 382
 Nattheim 136
 Nennslingen 453, 454
 Neresheim 3, 81, 133, 135, 136, 151, 152, 176,
 190, 285, 453
 Neuburg a/D 15, 183
 Neumarkt (Opf.) 44
 New Quebec 390, 394, 411
 Nicholson Lake 397
 Niederhofen (Bl. Öttingen) 136
 Niedertrennbach 413–427
 Nittingen 133
 Nördlicher Pfarrhau 136
 Nördlingen 3, 13, 28, 30, 35, 81, 136, 138, 139,
 213, 220, 285, 327, 379, 428, 453
 Oberbechingen 95, 152
 Oberbrunnsee 132, 139
 Oberkemmatten 52
 Oberkochen 452
 Obermöggersheim 68
 Oberringingen 274
 Örlinger Tal 121
 Öttingen 3, 13, 25, 62, 65, 107, 133, 180, 285,
 301, 323, 452
 Ofnethöhlen (südwestl. Holheim) 140
 Oggenhausen 98, 100, 121, 149, 182
 Ohmenheim 156
 Osterhofen 190
 Osterweiler 103, 104, 105
 Östheim 52
 Otting 15, 26, 101, 103, 104, 137, 190, 246,
 250, 252–254, 256, 258, 263, 264, 269, 271,
 272, 273, 277, 279, 280, 282, 283, 299, 301,
 331, 369, 452
 Pappenheim 91, 92, 121
 Passau 424
 Perlachberg 118
 Pfäfflingen 138, 340
 Pfahldorfer Becken 23
 Pfaumloch 331
 Pharion 407
 Pleinfelder Terrasse 119, 120
 Pölsingen 15, 211, 212, 215, 267, 272, 331
 Pressignac 430, 433, 435, 444–446
 Radomilice/B. 301
 Raetia 13
 Rampoldstetten 421
 Rastberg 39, 44, 46–56
 Rauhwinkel 219, 228
 Regensburg 419, 424
 Rehaus 26
 Reimlinger Berg 187, 211, 212, 215
 Rennertshofen 118
 Rezat 180
 Rhein-Donau-Ölleitung 13, 14, 29, 132, 135,
 139, 149, 152, 153
 Riedlingen 182, 454
 Riemertshof 286
 Riessee 114
 Ringlesmühle 204, 220, 221
 Rochchouart 22, 396, 428–450
 Rodelbachursprung 225
 Röttingen, 103
 Rohrbach (Usseltal) 99, 382
 Rohrbachgraben (südlich Trendel) 109
 Rollenberg 15
 Ronheim (= Harburg N) 15, 94, 147, 171,
 172, 237, 280, 282, 283, 287
 Roth (Nürnberg) 119
 Rothenberg (Monheim) 116, 117
 Rothenburg o. d. T. 44, 323
 Saint-Gervais 433, 444
 Saint-Paul-la-Roche 433, 434
 Sandbrunn 203, 213, 215, 219
 Satzing 421
 Schäfhalde 410
 Schäfstall 95
 Schaffhausen (Gut bei Öttingen) 51, 133, 213,
 215
 Schaffhausen (bei Harburg) 92, 121, 286
 Schafhof (Burghagel) 97
 Schambach 382
 Schillingsfürst 52
 Schinderhengst (= Aumühle) 107
 Schlittenhart 381, 382
 Schmägingen 211, 258, 286, 339
 Schmiechen 133
 Schopflohe 63, 67, 68, 73
 Schnabelhöfe (Minderoffingen) 259, 286
 Schwalbenberg (Fünfstetten) 185, 186, 203, 210
 Schwalbmühlen 132, 137
 Schwarzenberg 140
 Schweindorf 3, 176, 182
 Schwenningen 454
 Schwörshheim 138
 Sellbronn (= Aufhausen) 190, 275
 Serre-Massiv 28
 Sikhote Alin 391
 Skryje (Mähren) 301
 Solnhofen 81, 452
 Sontheim 404
 Spielberg 274, 331
 Spitzberg (= Steinberg) 112
 Stadelmühle (Gosheim) 137
 Steinberg (Appetshofen) 18, 112, 113, 179, 215
 Steinhart 136
 Steinheim 123, 166
 Steinheimer Becken 22, 23, 31, 165, 232, 376,
 392, 393, 395–397, 400–412, 433

- Steinhirt-Klosterberg 397, 402, 407, 409, 410
 Steinhirt 404, 407
 Sternwirthshölzl 209, 210
 Stettberg 75, 178
 St. Georgskirche 13, 276
 Stillnau 64, 228, 286
 Stoffelsberg 179
 Stromboli 263
 Stubental 400, 409
 Sudbury 390
 Sulzdorf 60, 219, 222, 228, 286

 Taxis 149
 Theilenhofen 53
 Tiefental (Allbuck) 227, 286
 Titting 97
 Trendel 101, 107, 108, 109, 112, 114, 122, 211, 215
 Treuchtlingen 103, 118, 120, 180, 382
 Treuchtlinger Tal 119, 182, 379
 Triesdorf 53
 Trochtelfingen (Bl. Nördlingen) 204, 215, 220
 Trochtelfinger Sandgrube 136
 Trugenhofen 149
 Tuchfabrik Busse in Nördlingen 107–109, 113, 179
 Tübingen 12, 30, 232, 407
 Tunguska-Ereignis 358, 391

 Übermatzhofen 92
 Uhlberg (östl. Döckingen) 118
 Ulm 100, 102, 121, 183
 Ulrichsberg (bei Maihingen) 107, 208, 215, 227
 Unterbissingen 286
 Unterbuch (Bl. Monheim) 119, 210
 Unterschneidheim 206, 219, 227, 285
 Unterwilfingen 219
 Urach 31, 123, 188, 422
 Urdonau 119, 120
 Uregau 121
 Ureger 94, 121, 180
 Urmain 29, 119, 120, 180
 Ursheim 75, 136, 177
 „Ur-Wedel“ 409
 Urwörnitz 94, 119, 180
 Usseltal 93, 98, 99, 105, 118, 119, 120, 133
 Utzmemmingen 215, 220

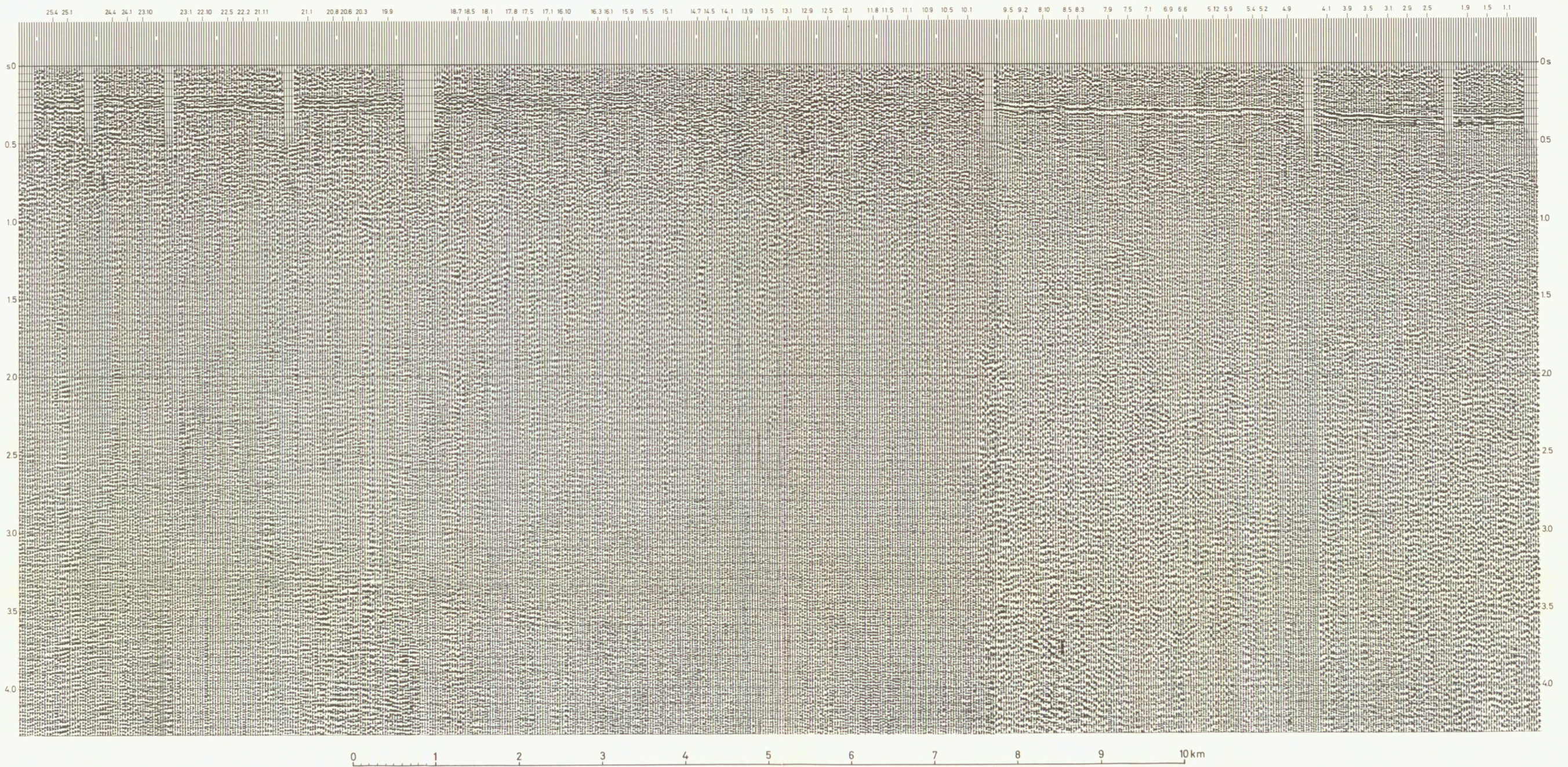
 Vayres 435
 Videix 430, 435, 444–446
 Villegouret 446
 Vindelizisches Land 82, 227
 Vohbühl (Bopfingen) 115, 118, 122, 132, 133

 Vorries 13, 15, 20, 27
 Vredefort 390, 396

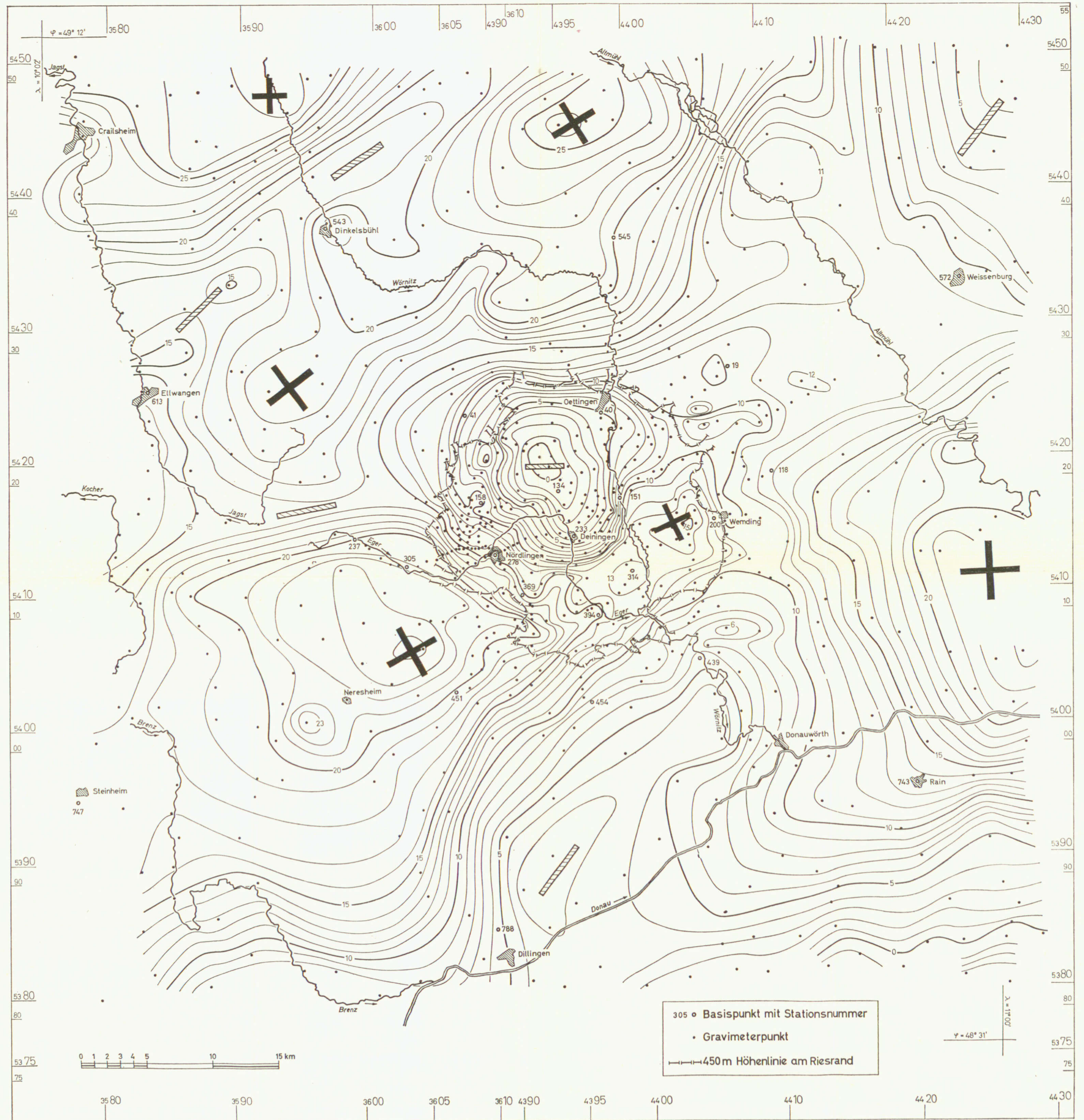
 Waldäcker Sandbrunn 219
 Wallerstein 15, 18, 107, 112, 179, 306, 323, 324, 330, 340
 Warding 119
 Warth (nördl. Amerbach) 137, 202, 203, 219, 222
 Wasseralfingen 70
 Wassertrüdingen 35, 38, 39, 43, 45–56, 63, 453
 Weiden 42
 Weilermerkingen 160, 176
 Weilheim 101, 102, 103, 104, 105, 117, 172
 Weinberg 92
 Weißenburg i. Bay. 60, 68, 75, 453
 Wellheim 98
 Wellheimer Trockental 118, 119
 Wemding 13, 25, 61, 64, 70, 79, 99 102–104, 107–109, 111, 114, 134, 137, 138, 171, 177, 211–213, 215, 225, 226, 228, 285, 286, 323, 339, 452
 Wengenhausen 227, 259, 286, 287
 Wennenberg 15, 18, 107, 113, 132, 139, 179, 208, 209, 213–215, 218, 219, 228, 286, 323, 385
 Wennenmühle 215
 Westheim 65
 Wiesent-Oberpegnitz-Gebiet 82
 Wildenstein 52
 Wittelshofen 67–69
 Wittesheim 183
 Wittislingen 80, 81, 116, 152, 453
 Wörnitz 3, 36, 39, 72, 94, 95, 115, 131, 138, 381
 Wörnitzostheim 10, 14, 19, 21, 29, 179, 256, 263, 270, 286, 323, 327, 330, 332–334, 339, 343–347, 348–349
 Wörnitzstein 139
 Wörnitztal 133, 135, 180
 Wössingen 162
 Wolferstadt 35, 91, 101, 211–213, 215, 272, 285, 286, 453

 Ziertheim im Egautal 95
 Zipplingen (Bl. Unterschneidheim) 15, 35, 207, 237, 238, 244, 248, 254, 256, 258, 263, 276, 281, 282, 283, 301, 331, 453
 Zösdingen 96, 176
 Zoltingen 99
 Zwergbach 121
 Zwergbachtal 95

E



Profil 8, Reflexions - Profil 1968, aufgenommen mit einer Digital - Magnetband - Reflexions - Apparatur der Firma Seismos, 12 - fache Bündelung, Abstand der Geophon - Gruppen 60 m, bearbeitet und abgespielt im Rechenzentrum der Firma Prakla: Filter 25 bis 90 Hz, dreifache Stapelung, Spike - Dekonvolution. - Obere Zeile: Nummern der Schußpunkte SP. Die Laufzeit (Reflexions - Zeit) ist nach unten aufgetragen bis über 4,0 Sekunden. Die Laufzeit 0s entspricht dem Niveau 400 m über NN. Abstand SP 1,1 bis 3,1: 1440 m



BOUGUER-Anomalien im Ries und seiner Umgebung

Abstand der Isogammen: 1 mGal

BOUGUER gravity anomalies in the Nördlinger Ries and the surrounding area

Gravity difference between the isogams: 1 mGal



Topogr. Karte 1:50000

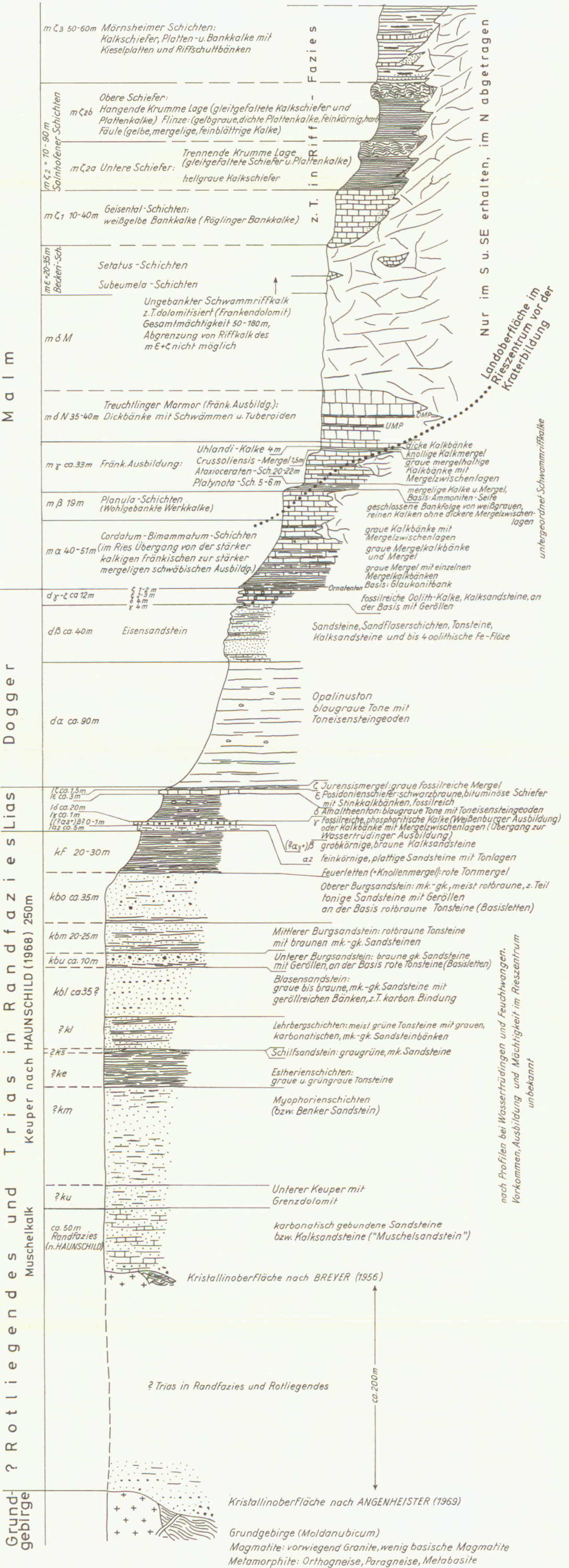
L 6926	L 6928	L 6930
L 7126	L 7128	L 7130
L 7326	L 7328	L 7330

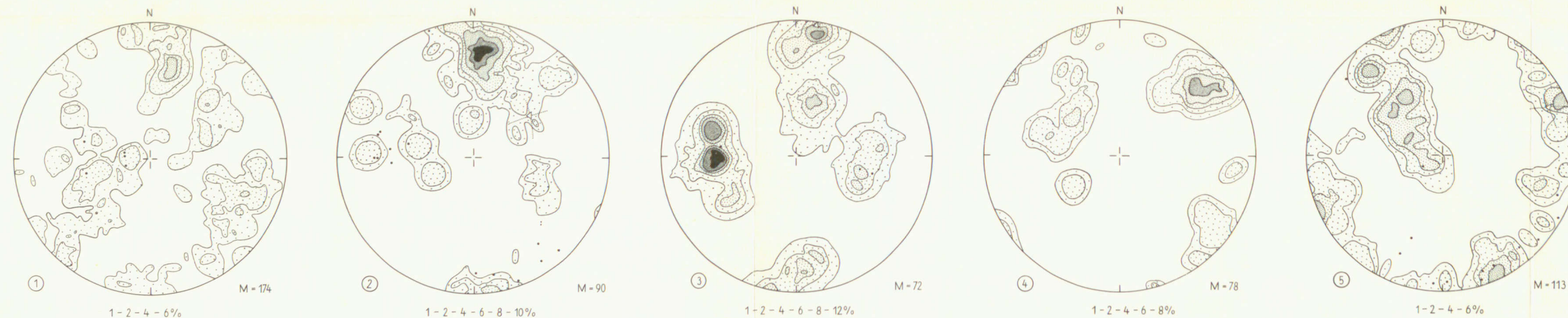
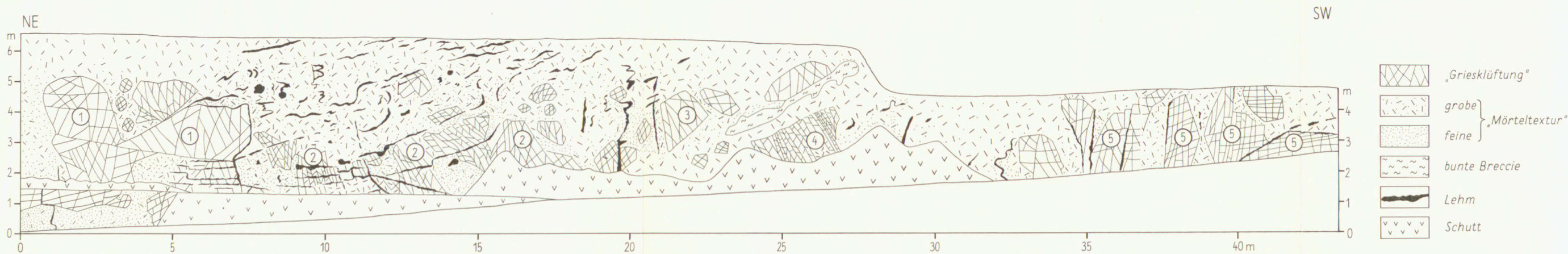
Fotolineationen im Nördlinger Ries und seiner Umgebung.

Dicke lange Striche: Nordrand der geschlossenen Malm - Verbreitung
 Kleiner Kreis: Ungefähre Umgrenzung des Steinheimer Beckens

Großer Kreis: Ungefähre Umgrenzung des Nördlinger Rieses
 Kreuze: Eckpunkte der topographischen Karte 1: 50 000

Versuch einer Profildarstellung für das Rieszentrum vor der Kraterbildung

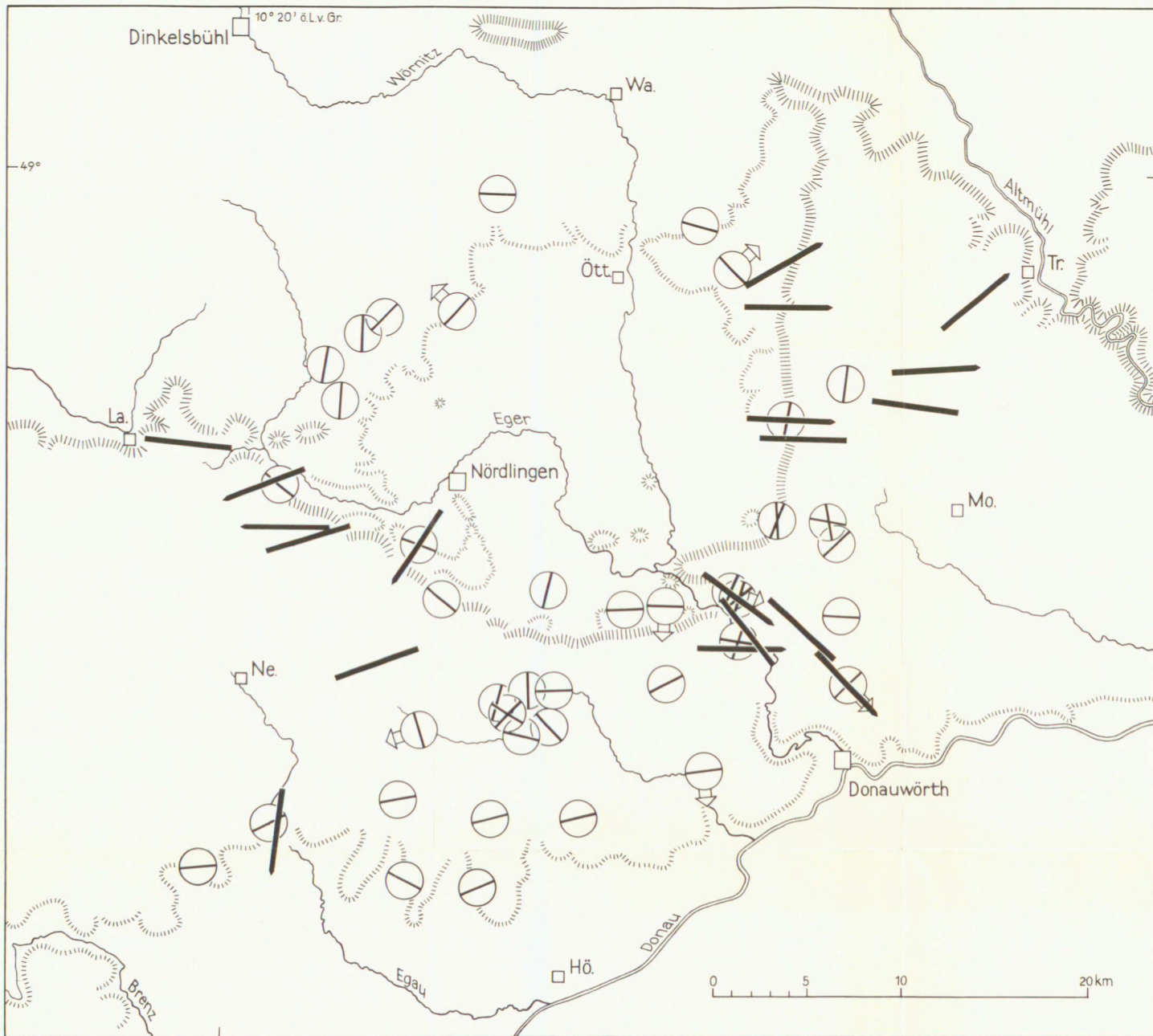




- Flächenpole präriesischer, lehrerfüllter Klüfte
- △ Flächenpol der ursprünglichen Horizontalen (Schichtung), nach präriesischen Klüften konstruiert

Zur Vergriesung des Massenkalks.

„Kiesgrube“ auf der Höhe zwischen Iggenhausen und Katzenstein (R 36 01 550, H 53 99 510). Oben halbschematische Darstellung der südöstlichen Steinbruchwand. Unten Lagekugeldiagramme (untere Halbkugel) einzelner im Profil durch Ziffern gekennzeichnete Bereiche. Klüfte bis 1 m einfach, über 1 m Erstreckung doppelt gewertet. (1-2-4-6% = Grenzlinien zwischen Feldern verschiedener Belegdichte; M=Anzahl der Messungen.)



Bewegungsspuren auf Schliff-Flächen und Gefügebeobachtungen in allochthonen Schollen
 nach G. H. Wagner (1964, Taf. 35, Fig. c und d), vereinfacht und ergänzt.

Bewegungsspuren auf Schliff-Flächen (bei differierenden
 Richtungen auf einer Fläche nur Maximum)

Streichen von B- und δ -Achsen in allochthonen Schollen

 a) Bewegungssinn ermittelt



a) Verschiebungssinn des hangenden Teils der Scholle



Weißjura- Stufenrand

 b) Bewegungssinn nicht ermittelt



b) kein Verschiebungssinn ermittelt



Untergeordnete morphologische Ränder,
 besonders nördliche Riesbegrenzung
 durch Süßwasserkalkhöhen.