

# GEOLOGICA BAVARICA

Herausgegeben vom Bayerischen Geologischen Landesamt

---

## 76

### Erläuterungen zur Geologischen Karte des Rieses 1:50000

Von

HORST GALL, RUDOLF HÜTTNER und DIETER MÜLLER

Mit Beiträgen von RICHARD DEHM, GÜNTHER GRAUP, JEAN POHL

und einem Vorwort von HELMUT VIDAL

Herausgeber und Verlag:

Bayer. Geologisches Landesamt, Prinzregentenstraße 28, 8000 München 22

Redaktion: HERMANN SCHMIDT-KALER

München 1977

Geologica Bavarica	76	191 Seiten	34 Abb.	1 Beilage (geol. Karte)	München 1977
--------------------	----	------------	---------	----------------------------	--------------



# Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort (H. VIDAL) . . . . .	6
1. Vorgeschichte der Geologischen Karte des Rieses 1:50 000 (R. DEHM) . . . . .	8
2. Bemerkungen zur Geologischen Karte des Rieses 1:50 000 . . . . .	11
2.1. Zum bayerischen Anteil (H. GALL) . . . . .	11
2.2. Zum württembergischen Anteil (R. HÜTTNER) . . . . .	13
3. Erd- und Landschaftsgeschichte – Überblick (H. GALL) . . . . .	14
4. Schichtenfolge (Stratigraphie) . . . . .	20
4.1. Kristallines Grundgebirge (G. GRAUP) . . . . .	20
4.1.1. Die Verbreitung des Kristallins in den Auswurfmassen . . . . .	20
4.1.2. Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges . . . . .	21
4.1.2.1. Metamorphe Gesteine . . . . .	21
4.1.2.2. Eruptivgesteine . . . . .	23
4.1.2.3. Ganggesteine . . . . .	25
4.1.2.4. Hydrothermale Spaltenfüllungen . . . . .	26
4.1.3. Gesteinsbildung . . . . .	26
4.1.3.1. Metamorphe Gesteine . . . . .	26
4.1.3.2. Magmatische Gesteine . . . . .	27
4.1.3.3. Die Rotfärbung der Gesteine . . . . .	27
4.1.3.4. Stoßwellenmetamorphose . . . . .	27
4.2. Sedimentäres Deckgebirge . . . . .	28
4.2.1. Paläozoikum (H. GALL u. D. MÜLLER) . . . . .	28
4.2.1.1. Perm . . . . .	28
4.2.1.1.1. Rotliegendes . . . . .	28
4.2.1.1.2. Zechstein . . . . .	29
4.2.2. Mesozoikum . . . . .	29
4.2.2.1. Trias (D. MÜLLER u. H. GALL) . . . . .	29
4.2.2.1.1. Buntsandstein . . . . .	30
4.2.2.1.2. Muschelkalk . . . . .	31
4.2.2.1.3. Keuper . . . . .	32
4.2.2.1.3.1. Unterer Keuper (Lettenkohle) . . . . .	32
4.2.2.1.3.2. Mittlerer Keuper . . . . .	32
4.2.2.1.3.3. Oberer Keuper (Rhät) . . . . .	37
4.2.2.2. Jura (H. GALL u. D. MÜLLER) . . . . .	38
4.2.2.2.1. Lias . . . . .	39
4.2.2.2.1.1. Untere Hettang-Schichten (Pilonotenschichten – Lias Alpha 1) . . . . .	39
4.2.2.2.1.2. Obere Hettang-Schichten (Angulatensandstein – Lias Alpha 2) . . . . .	40
4.2.2.2.1.3. Sinemur-Schichten – (Lias Alpha 3 bis Beta) . . . . .	41
4.2.2.2.1.4. Untere Pliensbach-Schichten (Numismalimergelkalke – Lias Gamma bis Lias Unterst-Delta) . . . . .	43
4.2.2.2.1.5. Obere Pliensbach-Schichten (Amaltheenton – Lias Delta) . . . . .	44
4.2.2.2.1.6. Untere Toarc-Schichten (Posidonienschiefer – Lias Epsilon) . . . . .	44
4.2.2.2.1.7. Obere Toarc-Schichten (Jurensismergel – Lias Zeta) . . . . .	45
4.2.2.2.2. Dogger . . . . .	45
4.2.2.2.2.1. Untere Aalen-Schichten (Opalinuston – Dogger Alpha) . . . . .	45
4.2.2.2.2.2. Obere Aalen-Schichten (Eisensandstein – Dogger Beta) . . . . .	46
4.2.2.2.2.3. Bajoc- bis Callov-Schichten (Dogger Gamma bis Zeta) . . . . .	47
4.2.2.2.3. Malm . . . . .	50
4.2.2.2.3.1. Oxford-Schichten (Malm Alpha und Beta) . . . . .	50
4.2.2.2.3.2. Untere Kimmeridge-Schichten (Ataxioceraten-Mergel und -Kalke – Malm Gamma) . . . . .	53

	Seite
4.2.2.2.3.3. Mittlere Kimmeridge-Schichten (Aulacostephanen-Kalke – Malm Delta) . . . . .	54
4.2.2.2.3.4. Obere Kimmeridge-Schichten (Subeumela- und Setatus-Kalke – Malm Epsilon) . . . . .	55
4.2.2.2.3.5. Massenkalk und Dolomit der Mittleren Kimmeridge- bis Unteren Untertithon-Schichten – Malm Delta bis Zeta 3 . . . . .	56
4.2.2.2.3.6. Untere Untertithon-Schichten (Malm Zeta 1–3) . . . . .	58
4.2.2.2.3.7. Mittlere und Obere Untertithon-Schichten (Malm Zeta 4–5) . . . . .	64
4.2.2.3. Kreide (D. MÜLLER u. H. GALL) . . . . .	65
4.2.2.3.1. Oberkreide (Cenoman) . . . . .	65
4.2.3. Känozoikum . . . . .	66
4.2.3.1. Tertiär (H. GALL u. D. MÜLLER) . . . . .	66
4.2.3.1.1. Karstbildungen . . . . .	67
4.2.3.1.2. Molasse-Ablagerungen und außeralpine Äquivalente . . . . .	68
4.2.3.1.2.1. Randbucht-Fazies der Unteren Meeresmolasse (UMM) – (Mitteloligozän) . . . . .	68
4.2.3.1.2.2. Untere Süßwassermolasse (USM) – (Oberstes Oligozän – Untermiozän) . . . . .	73
4.2.3.1.2.3. Obere Meeresmolasse (OMM) – (Höheres Mittelmiozän) . . . . .	74
4.2.3.1.2.4. Grimmelfinger Graupensande und Kirchberger Schichten – (Höchstes Mittelmiozän) . . . . .	76
4.2.3.1.2.5. Obere Süßwassermolasse (OSM) und Äquivalente – (Obermiozän – Tiefstpliozän) . . . . .	76
4.2.3.1.3. Fluviale Ablagerungen . . . . .	82
4.2.3.1.3.1. Präriesische Egerschotter („Buchberggerölle“) und Äquivalente – (Altobermiozän) . . . . .	82
4.2.3.1.3.2. Hochschotter-Geröllrelikte – (Pliozän) . . . . .	83
4.2.3.1.4. Sedimentäre Rieskrater-Füllung . . . . .	84
4.2.3.1.4.1. Klastische Riessee-Fazies (Konglomerate, Breccien, Sandsteine) . . . . .	85
4.2.3.1.4.2. Riessee-Tone und -Mergel . . . . .	87
4.2.3.1.4.3. Riessee-Kalke und -Dolomite . . . . .	88
4.2.3.2. Quartär (D. MÜLLER u. H. GALL) . . . . .	89
4.2.3.2.1. Pleistozän . . . . .	90
4.2.3.2.1.1. Fluviale Ablagerungen . . . . .	90
4.2.3.2.1.2. Äolische Ablagerungen . . . . .	95
4.2.3.2.1.3. Schwerkraft-Gesteine . . . . .	98
4.2.3.2.1.4. Karstfüllungen und Höhlensedimente . . . . .	99
4.2.3.2.2. Holozän . . . . .	99
4.2.3.2.2.1. Talfüllungen . . . . .	99
4.2.3.2.2.2. Anmoor und Torf . . . . .	100
4.2.3.2.2.3. Holozäner Kalktuff . . . . .	101
5. Tektonik im autochthonen Rahmen des Rieskraters (R. HÜTTNER) . . . . .	101
5.1. Schichtlagerung . . . . .	101
5.2. Bruchstörungen . . . . .	102
5.3. Kleintektonik . . . . .	103
5.4. Zusammenfassende Betrachtung . . . . .	104
6. Impaktgesteine des Rieses (R. HÜTTNER) . . . . .	108
6.1. Übersicht . . . . .	108
6.1.1. Stoßwellenmetamorphose . . . . .	108
6.1.2. Gliederung der Impaktgesteine . . . . .	115
6.2. Bunte Trümmersmassen . . . . .	117
6.2.1. Bunte Breccie . . . . .	117
6.2.2. Allochthone Schollen . . . . .	122
6.2.3. Verbreitung und Lagerung der Bunten Trümmersmassen . . . . .	130

	Seite
6.2.3.1. Kraterrandzone . . . . .	130
6.2.3.2. Vorries . . . . .	139
6.3. Polymikte Kristallinbreccien . . . . .	147
6.4. Suevit . . . . .	150
6.5. Zusammenfassende Betrachtung . . . . .	157
7. Bau und Entstehung des Ries-Kraters (J. POHL u. H. GALL) . . . . .	159
7.1. Einleitung . . . . .	159
7.2. Die äußeren Auswurf-Formationen . . . . .	160
7.3. Der Aufbau des inneren Kraters . . . . .	162
7.4. Struktur des inneren Ringes . . . . .	166
7.5. Kraterrandzone und Kraterrand . . . . .	167
7.6. Entstehung des Kraters . . . . .	168
8. Literaturverzeichnis . . . . .	176

*Anschriften der Verfasser:*

Prof. Dr. RICHARD DEHM, Dr. DIETER MÜLLER, Institut für Paläontologie u. histor. Geologie der Universität München, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

Dr. HORST GALL, Bayer. Staatssammlung für Paläontologie u. histor. Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2.

Dr. GÜNTHER GRAUP, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Tübingen, Wilhelmstraße 56, 7400 Tübingen.

Dr. RUDOLF HÜTTNER, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Albertstraße 5, 7800 Freiburg i. Br.

Dr. JEAN POHL, Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik, Theresienstraße 41, 8000 München 2.

Prof. Dr. HELMUT VIDAL, Präsident des Bayer. Geologischen Landesamtes, Prinzregentenstraße 28, 8000 München 22.

## Vorwort

Das Ries ist eine der bemerkenswertesten geologischen Strukturen und sicher auch eines der geowissenschaftlich am vielfältigsten und besten untersuchten Gebiete unserer Erde. Es hat seit mehr als 150 Jahren das Interesse deutscher, aber auch vieler ausländischer Erdwissenschaftler auf sich gezogen und diese zu mannigfachen Deutungen seiner Entstehungsgeschichte, die erst in jüngster Zeit endgültig geklärt werden konnte, veranlaßt. Entsprechend umfangreich ist auch die einschlägige geowissenschaftliche Literatur.

Die ersten amtlichen geologischen Karten, die große Teile des Rieses überdecken, hat bereits C. W. v. GÜMBEL, Vorstand der Geologischen Landesuntersuchung in Bayern, Vorgängerin des heutigen Bayerischen Geologischen Landesamtes, unter Mitarbeit seines Amtsnachfolgers L. v. AMMON mit den Blättern Nördlingen und Ansbach der geognostischen Karte des Königsreichs Bayern 1:100 000 in den Jahren 1889 und 1891 vorgelegt. Die später begonnene und bis heute weitergeführte amtliche Spezialkartierung von Bayern im Maßstab 1:25 000 hat das Ries ausgeklammert, da sich bayerische und außerbayerische geologisch-paläontologische Universitätsinstitute mit der geologischen Kartierung von Teilgebieten des Rieses befaßten. Insbesondere war es das Institut für Paläontologie und historische Geologie der Ludwig-Maximilians-Universität München, das, nach Anregung durch Prof. Dr. A. ROTHPLETZ im Jahre 1913, in den folgenden Jahrzehnten den bayerischen Teil des Rieses geologisch aufgenommen hat.

Nachdem vor nunmehr etwa 10 Jahren ein gewisser Abschluß dieser Arbeiten erreicht war, hat Prof. Dr. R. DEHM, damals Vorstand des Instituts für Paläontologie und historische Geologie der Universität München, die Zusammenfassung dieser mit unterschiedlichen Methoden und unter verschiedenen Gesichtspunkten durchgeführten Geländeaufnahmen zu einem einheitlichen Kartenwerk veranlaßt. Die Herren Dres. H. GALL und R. HÜTTNER haben sich dieser schwierigen Aufgabe erfolgreich unterzogen. Ihnen und der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die diese Arbeiten gefördert hat, sei bestens gedankt.

Damit kann das Bayerische Geologische Landesamt eine geologische Spezialkarte mit Erläuterungstext vorlegen, die das gesamte Gebiet des Rieses und seiner Umgebung im Maßstab 1:50 000 darstellt. Sie faßt die Ergebnisse zahlreicher Kartierungen zusammen, die insbesondere im Rahmen von Diplomarbeiten und Dissertationen am Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München sowie an den Instituten für Geologie und Paläontologie der Universitäten Stuttgart und Tübingen entstanden, größtenteils aber unveröffentlicht geblieben sind. Sie beinhaltet ferner Material der Spezialkartierungen im Rahmen der *Geologischen Landesaufnahme durch das Geologische Landesamt Baden-Württemberg* sowie das Bayerische Geologische Landesamt.

Dieses und der Verfasser freuen sich, daß Karte und Textband nach fast zehnjähriger Arbeit gerade noch rechtzeitig zum Abschluß gebracht werden konnten, um Herrn Prof. Dr. RICHARD DEHM zu seinem 70. Geburtstag gewidmet zu werden. Prof. DEHM hat sich von München und schon vorher von Tübingen aus mit

seinen zahlreichen Schülern um die geologisch-paläontologische Erforschung des Rieses besondere Verdienste erworben und damit das von seinen Vorgängern auf dem gleichen Lehrstuhl begonnene Werk zu einem gewissen Abschluß gebracht.

Diese neue Karte wird sicher eine Lücke füllen. Möge sie zusammen mit dem Textteil Geowissenschaftlern, aber auch interessierten Laien, Lehrern, Schülern und Studenten, die zum Studium ins Ries kommen, als nützliche Arbeitsunterlage und Informationsquelle dienen.

HELMUT VIDAL

# 1. Vorgeschichte der Geologischen Karte des Rieses 1 : 50 000

(RICHARD DEHM)

Die Geologische Karte des Rieses 1 : 50 000 hat eine längere Vorgeschichte. Sie wurde durch die Tatsache beeinflusst, daß durch den westlichen Teil des Rieses die Landesgrenze von Bayern gegen Württemberg verläuft, die zugleich eine kartographische Grenze — bis zum Erscheinen der Gradabteilungsblätter 1 : 25 000 — bildete und die früher strikte Trennung der geologischen Aufnahme auf beiden Seiten erklärt. Da auf bayerischer Seite für das Ries nebst seiner Umgebung keine Höhenlinienkarte, sondern nur der Topographische Atlas von Bayern 1 : 25 000 mit Schummerung vorlag, war es von der amtlichen geologischen Aufnahme ausgeschlossen, wie mir Oberregierungsrat Prof. Dr. MATTHÄUS SCHUSTER, damals Leiter der Geologischen Landesuntersuchung beim Bayerischen Oberbergamt in München, im Jahre 1930 mitteilte.

## Auf bayerischer Seite

Als sich vor dem Ersten Weltkrieg die wissenschaftliche Diskussion um die Entstehung des Nördlinger Rieses durch die Arbeiten von W. v. BRANCA, E. FRAAS, W. KRANZ u. a. neu belebte, standen an fachgeologischen Karten die Blätter Ansbach (1891 a) und Nördlingen (1889) der v. AMMON' und GÜMBEL'schen Karte 1 : 100 000 zur Verfügung. AUGUST ROTHPLETZ in München, der bereits in den Bayerischen Kalkalpen geologische Spezialaufnahmen 1 : 25 000 angeregt und als Dissertationen betreut hatte, war es nun, der auch für das Nördlinger Ries die Kartierung 1 : 25 000 in Aussicht nahm. Wie aus Fundstücken in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie hervorging, hatte ROTHPLETZ bereits im Jahre 1904, zusammen mit Dr. FERDINAND BROILI Aufsammlungen in Trümmern am östlichen Riesrand unternommen. Nach Vorbereitungen im Sommer 1913 betraute er 1914 drei junge Geologen: LORENZ WECKERT mit Blatt Möttingen, EUGEN DIESEL mit Blatt Wemding und JOACHIM SCHRÖDER mit Blatt Harburg. Der Ausbruch des Weltkriegs vereitelte zunächst das Anlaufen des Planes; WECKERT fiel, DIESEL wandte sich anderen Gebieten zu, SCHRÖDER promovierte nach seiner Rückkehr aus dem Felde mit einer paläontologischen Arbeit unter dem Nachfolger von ROTHPLETZ, FERDINAND BROILI. Dann aber widmete sich SCHRÖDER während seiner Urlaubszeiten der Kartierung von Blatt Harburg (Originalaufnahme wie bei vielen der im Folgenden genannten Karten auf Katasterblättern 1 : 5 000), so daß im April 1924 den Teilnehmern an der Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Nördlingen ein erster Abschnitt, das Gebiet von Harburg-Großsorheim im Maßstab 1 : 12 500, vorgelegt werden konnte. BROILI, unterstützt von SCHRÖDER, seinem langjährigen Mitarbeiter, nahm sich des ROTHPLETZ'schen Planes an und vergab Riesblätter (Positionsblätter) 1 : 25 000 als Dissertationsthemen: Möttingen (HANS NATHAN 1925; NATHAN kartierte dann auch das anschließende Blatt Ederheim 1935), Monheim (RICHARD DEHM 1931), Wemding (EMIL WEBER 1941), Otting (WALTER TREIBS 1950), Heidenheim (kam nicht zur Ausführung, DIETER LANG fiel im Zweiten Weltkrieg), Ottingen (KARL GERSTLAUER 1940, nach Fertigstellung ebenfalls gefallen). Der Nachfolger von BROILI, KARL BEURLIN, vergab Blatt Heidenheim an WALTER ZÖLLNER (promovierte mit

der allerdings nicht ganz vollständigen Karte nach seiner glücklich gelungenen Emigration in Zürich). Blatt Harburg wurde durch SCHRÖDER und DEHM fertiggestellt. Damit waren bis 1950 die Hauptgebiete am südlichen, östlichen und nordöstlichen Riesrand aufgenommen und ein reiches Beobachtungsmaterial, vor allem aus Riestrümmermassen, gewonnen worden, aus dem sich die geologische Geschichte des Ries-Gebietes vor der obermiozänen Katastrophe immer vollständiger ablesen ließ.

Nach der ersten Aufbauphase des Universitäts-Instituts und der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie durch JOACHIM SCHRÖDER in den ersten Jahren nach dem Zusammenbruch 1945 setzte ich 1950 gerne die von meinen Vorgängern übernommene Aufgabe fort. Sie stellte sich neben den allen Ries-Blättern gleichermaßen zukommenden Aufgaben, wie Vorkommen der Weißjuragrieze, der Bunten Breccie, der Suevite u. a., im wesentlichen, wie folgt dar:

1. Vor allem durch die Aufnahmen auf den Blättern Wemding und Heidenheim waren in den unmittelbaren Riesrandgebieten Notwendigkeit und Schwierigkeit der Unterscheidung gänzlich unversehrten Autochthons, beanspruchten Autochthons und echten Allochthons sehr deutlich geworden; daher nochmalige Aufnahme von Blatt Heidenheim (THOROLF WEISER, HUBERT GARSCHA, BERTRAM STARKE, GERHARD SCHAIRER), Aufnahme von Blatt Fremdingen (KARL WERNER BARTHEL) und Gebiet Ziplingen (HELMUT MAYR).
2. Im südlichen Vorries, das zugleich zum Nordrand des Molassebeckens gehört, konnten Beziehungen zwischen Riestrümmermassen und jungtertiären Molasse-sedimenten erwartet werden; es sind die Blätter Bissingen (KARL SCHALK), Ebermergen (GEORG ANDRITZKY, CHRISTIAN JAHNEL), Donauwörth (KURT SCHETELIG), Höchstädt a. d. Donau (HANS WINKLER, HORST GALL), Neresheim z. T. (AUROBINDO XAVIER), Wittislingen (HORST GALL).
3. Im Norden und Nordosten des Rieses galt es in der weiteren Umgebung die Verbreitung der Riestrümmermassen zu erfassen: Blätter Treuchtlingen z. T. (WOLFGANG WAGNER), Wolferstadt z. T. (OTTO STROBEL), Wassertrüdingen und Heidenheim (Gradabteilungsblatt) z. T. (NASSER TORKZADEH, JOANNIS KAMPANELLOS, GEORGIOS NITZOPOULOS), Weiltingen (PRODROMOS ANTONIADIS, ABDEL HAMID IBRAHIM, ANDREAS ZERVOS).
4. Im Rieszentrum bildet die pleistozäne Bedeckung das Hauptthema des Blattes Nördlingen (ERFRIED HOLLAUS).

Diese geologischen Aufnahmen sind zum größten Teil in der Zeit durchgeführt worden, zu welcher das Ries allgemein als ein zwar eigenartiges, aber in seiner vulkanischen Entstehung gesichertes Phänomen galt. Deshalb bestand die Aussicht, dem Rätsel über seine geologische Vorgeschichte (z. B. „Gab es eine Riesbarre?“) auf die Spur zu kommen; das Interesse galt besonders Beobachtungen und Funden zur präriesischen Biostratigraphie und Paläogeographie. Die Kartierung wurde daher von biostratigraphischen Untersuchungen im Ries-Bereich begleitet, so über Keuper durch E. WEBER, über Jura durch K. W. BARTHEL, G. SCHAIRER u. a., über präriesisches Tertiär durch E. DIETER MÜLLER und H. GALL; die Süßwasserkalke des jungtertiären Riesees untersucht ROLF BOLTEN.

### Auf württembergischer Seite

In der Geologischen Spezialkarte von Württemberg 1 : 50 000 enthalten bereits die frühen Blätter Giengen (OSCAR FRAAS 1869) und Bopfingen (CARL DEFFNER u. OSCAR FRAAS 1877), ebenso wie spätere Auflagen in ihren Ries-Anteilen wertvolle Beobachtungen und trugen frühzeitig zur Ries-Diskussion bei. Aufnahmen in größerem Maßstab folgten erst später, zunächst auf Blatt Lauchheim (HELMUT HÖLDER 1942).

Die Ries-Diskussion seit 1950 und das seit den Aktivitäten auf bayerischer Seite gemeinsame Interesse an einer geologischen Gesamtkarte des Rieses in größerem Maßstab führten zur Spezialkartierung der Meßtischblätter des westlichen Riesrandes und des südwestlichen Vorrieses: Blatt Nördlingen (KLAUS MÜNZING 1954), Blätter Neresheim und Wittislingen z. T. (RUDOLF HÜTTNER 1958), Giengen a. d. Brenz (WERNER MALL 1959), Blätter Dettingen am Albuch und Giengen an der Brenz (WERNER MALL 1968).

### Schluß und Dank

Der jüngste Wendepunkt der Riesforschung, der Nachweis der Quarz-Hochdruckmodifikation Coesit im Suevit des Rieses, mit dem die beiden Amerikaner E. C. T. CHAO und E. M. SHOEMAKER das Ries als Meteorokrater zu deuten vermochten, wirkt sich auch auf die Auswertung der Kartierung aus. Da die präriesische geologische Geschichte nunmehr zur Ursache der Katastrophe selbst keine Beziehung hat, verlegt sich das Interesse mehr auf die Kräftewirkungen an den betroffenen Gesteinen und auf die Verteilung der Trümmermassen im Ries und in seiner Umgebung. Das Nördlinger Ries ist nun nicht mehr ein nur lokal interessierender Sonderfall eines zur Explosion statt zur Eruption gelangten Vulkans, sondern jetzt weit darüber hinaus der durch die besonderen geologischen Umstände — genaue biostratigraphische und physikalische Datierung, Lage in einem durch wohl erhaltene, reiche geologische Vor- und Nachgeschichte ausgezeichneten Gebiet — begünstigte Musterfall des nicht nur irdischen, sondern vor allem kosmischen Phänomens eines Meteoreinschlags. Damit kommt auch der geologischen Kartierung eine über das Gebiet selbst hinausreichende Bedeutung zu.

Sämtliche Einzelkarten zu drucken war weder finanziell möglich noch sachlich wünschenswert, da die unvermeidlichen individuellen Unterschiede eine Gesamtüberarbeitung verlangten. Ich bin Dr. HORST GALL (Konservator z. A. an der Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München) zu großem Dank verbunden, daß er es in voller Kenntnis der Schwierigkeiten, aber gerüstet durch seine lange Vertrautheit mit dem Ries, nicht nur gerne, sondern mit Begeisterung und Hingabe übernommen hat, die Aufnahmen zu koordinieren, zum Teil im Gelände mittels Handbohrungen zu revidieren und von vorzeitigen Interpretationen frei zu halten, wo solche die beobachtbaren Fakten verschleiern hätten. Die Bearbeiter der einzelnen unveröffentlichten Blätter und Teilblätter haben dem zugestimmt; ich bin jedem einzelnen von ihnen, die sich ihrer Arbeit im Gelände in jungfrischer, oft begeisterter, nicht selten mühevoller Weise gewidmet haben, für seine Zustimmung dankbar.

Dr. ERNST-DIETER MÜLLER, DFG-Mitarbeiter, hat Dr. GALL bei der Erstellung der Karte durch seine Geländeerfahrung und sachkundige Kritik in dankenswerter Weise wirksam unterstützt.

Zugleich danke ich Dr. RUDOLF HÜTTNER (Oberlandesgeologe beim Geol. L. A. Baden-Württemberg in Freiburg i. Br.) ganz besonders, daß er in ähnlicher Weise die württembergisch-badischen Anteile des Rieses für die Karte überarbeitet, Ergebnisse von Kollegen, vor allem von GEROLD H. WAGNER † mit eingebracht und mit Dr. GALL in allen einschlägigen Fragen eine wirklich fruchtbare Zusammenarbeit geleistet hat. Prof. Dr. HELMUT VIDAL, Präsident des Bayerischen Geologischen Landesamtes, hat die Drucklegung der Karte und der Erläuterungen durch sein Amt übernommen, wofür ihm allseitiger Dank, insbesondere auch der meinige, gewiß ist, liegt doch das Ergebnis der Arbeiten aus 50 Jahren von mehr als 30 Mitarbeitern vor.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft in Bonn-Bad Godesberg hat teils durch Einzelförderung, teils im Rahmen des Schwerpunktprogrammes „Oberer Erdmantel“ die Arbeiten des Münchener Instituts in der wirksamsten Weise unterstützt, wofür ich hier meinen herzlichen Dank, auch im Namen meiner Mitarbeiter, ausspreche.

## 2. Bemerkungen zur Geologischen Karte des Rieses 1 : 50 000

### 2.1. Zum bayerischen Anteil

(HORST GALL)

Vorliegende Geologische Karte des Rieses 1 : 50 000 bildet im wesentlichen eine Zusammenstellung der jahrzehntelangen geologischen Spezialaufnahme im Maßstab 1 : 25 000 am Universitäts-Institut für Paläontologie und historische Geologie in München. Dieses Vorhaben wurde bereits zu Beginn unseres Jahrhunderts von A. ROTHPLETZ angeregt und unter F. BROILI mit einer Teilaufnahme im südlichen Bereich des Rieskraters und seines Vorlandes begonnen (NATHAN 1925: Blatt Möttingen). In der Folgezeit wurde der bayerische Anteil des Riesgebietes Blatt für Blatt systematisch aufgenommen und unter R. DEHM schließlich mit der Kartierung des Gebietes um Tapfheim (GALL 1974 a) zum Abschluß gebracht. Der württembergische Anteil des Rieses war mittlerweile vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Tübingen aus bearbeitet worden.

Vom wissenschaftlichen Standpunkt aus wäre es wünschenswert gewesen, auf der Rieskarte 1 : 50 000 das gesamte noch von Trümmern bedeckte Vorries mitzuerfassen, jedoch war dies aus finanziellen und drucktechnischen Gründen nicht möglich. Die Darstellung muß sich so auf die nähere Umgebung des Rieskraters beschränken.

Wie bei der langen Zeitdauer der Aufnahme des gesamten Riesgebietes gar nicht anders zu erwarten, ist der Aussagewert der einzelnen Spezialkartierungen sehr unterschiedlich. Vor allem bei den älteren Karten weicht die Abgrenzung allochthoner und autochthoner Massen erheblich von der modernen Auffassung über den Bau des Kraters, seiner Randzone und seines Vorlandes ab. Ursache hierfür ist einerseits eine Aufnahmetechnik ohne Verwendung des Bohrstockes, die angesichts des komplizierten Baus und der verbreiteten Überdeckung mit einem Schleier quartärer Gesteine (Verwitterungslehm, Lößlehm, Löß, Flugsand u. a.)

vielfach nur zu wenig befriedigenden Ergebnissen führen konnte. Andererseits entstanden die meisten Kartierungen bis in jüngere Zeit unter einer anderen Arbeitshypothese, nämlich der besonders am Münchener Institut vertretenen, auf der Annahme endogener Kräfte basierenden Hebungs-Explosions-Theorie (BRANCO u. FRAAS 1901 und folgende Jahre). Diese gestattete zwar durchaus die Existenz allochthoner, aus dem Krater ausgesprengter Massen, gab jedoch in Zweifelsfällen über die tektonische Stellung eines Gesteinskomplexes — allochthon oder stärker bewegtes Autochthon — eher den Ausschlag zu einer Deutung als autochthon. Eine schwerpunktmäßige Überprüfung solcher Stellen ergab unter dem Gesichtspunkt, daß nach heutigem Wissen das autochthone Kratervorland keine stärkeren, durch das Riesereignis verursachte Zertrümmerungen oder gar Verwerfungen zeigt, fast ausnahmslos das Vorliegen allochthoner Massen.

Eine an sich wünschenswerte Überprüfung aller in ihrem Aufbau problematischen Gebiete war allerdings aus zeitlichen und finanziellen Gründen nicht möglich. Um dennoch zu einem mit der heutigen Vorstellung einer Impakt-Entstehung des Rieses harmonisierenden Kartenbild zu gelangen, mußte häufig — selbstverständlich unter Berücksichtigung aller geologischen Kriterien des jeweiligen Gebietes — eine Entscheidung mehr oder weniger subjektiv getroffen werden. Die — sehr wenig befriedigende — Alternative wäre bei unveränderter Übernahme der Auffassungen der jeweiligen Spezialbearbeiter ein sehr heterogenes und mit der heutigen Vorstellung der Krater-Entstehung häufig kontroverses Kartenbild gewesen. Demgegenüber erschien der Nachteil nicht ganz zu vermeidender, irrtümlicher Umdeutung relativ gering.

Zu den diesbezüglich besonders problematischen Gebieten gehört einerseits die Kraterrandzone (GALL, MÜLLER u. POHL 1977), vor allem dort, wo Gesteine der Trias und des Oberjura-Massenkalks in größerem Umfang am Aufbau beteiligt sind, andererseits das südliche Vorries im Einflußbereich des Molassebeckens. Die Gesteine der Trias liegen im nördlichen Kraterrandbereich aus paläogeographischen Gründen (siehe Kap. 3) in einer Fazies vor, die derzeit noch keine sichere Unterscheidung vom Oberen Burgsandstein des nördlich anschließenden autochthonen Vorlands gestattet, weshalb sie von den Bearbeitern auch stets als solcher kartiert wurden und damit einen einfachen autochthonen Aufbau des Gebietes vortäuschten. Die parautochthonen und allochthonen Massenkalke des südlichen Kraterrandes können auch bei starker Zertrümmerung ohne Bohrstockaufnahmen häufig nur schwer von autochthonen unterschieden werden, da stets die wenig beanspruchten Partien als Lesesteine auswittern und so ein falsches Bild über den Zertrümmerungsgrad liefern. Eingeklemmte Gesteinsschollen stratigraphisch tieferer Stufen mit steilen Grenzflächen gegen den Massenkalk können hier als wichtigstes Kriterium auch für dessen dislozierte Lagerung angesehen werden.

Im südlichen Vorries schließlich sind den dort wegen ihrer Kraterferne schon sehr kleinstückigen Trümmernmassen aufgeschürfte Molassesedimente oft in derartigem Umfang beigemischt, daß sie anstehende Molasse-Ablagerungen (Obere Meeresmolasse, Obere Süßwassermolasse) vortäuschen.

## Danksagung

Der Vorstand des Universitäts-Instituts für Paläontologie und historische Geologie in München, Herr Prof. Dr. RICHARD DEHM, beauftragte mich nach Abschluß der geologischen Spezialaufnahme des Rieses im Maßstab 1 : 25 000 im Jahre 1969, die Geologische Karte des Rieses 1 : 50 000 als erste detaillierte Zusammenstellung aller Kartierungsergebnisse unter modernen Gesichtspunkten zu erstellen. Für seine tatkräftige Unterstützung in allen Phasen der Verwirklichung dieses Vorhabens sei Herrn Prof. Dr. R. DEHM auch an dieser Stelle besonders herzlich gedankt.

Ganz besonders möchte ich meinem Kollegen und Freund Dr. DIETER MÜLLER für die intensive Mitwirkung an der Lösung zahlreicher geologischer wie technischer Probleme danken. Mit seiner reichen Ries-Erfahrung und wohlgemeinten Kritik stand er mir stets hilfreich und selbstlos zur Seite. In der Spätphase der Bearbeitung der Karte wurde er deshalb auch als Mitautor übernommen. Meinem Kollegen Dipl.-Geol. ROLF BOLTEN, der einen großen Teil der geologischen Daten aus den Spezialkarten in die Rieskarte übertrug, sei für die gewissenhafte Durchführung dieser Aufgabe besonderer Dank ausgesprochen.

### 2.2. Zum württembergischen Anteil

(RUDOLF HÜTTNER)

Die Bearbeitung des württembergischen Anteils an der Rieskarte 1 : 50 000 war mit geringeren Schwierigkeiten verbunden als die des bayerischen Gebietes. Denn schon die alten Aufnahmen von OSCAR FRAAS und CARL DEFFNER — Blätter 1 : 50 000 Giengen (O. FRAAS 1869) und Bopfingen (C. DEFFNER u. O. FRAAS 1877) — sowie die erste Spezialkartierung im Maßstab 1 : 12 500 des Gebiets um den Buchberg bei Bopfingen (DEFFNER 1870, Taf. 1) sind bereits unter der richtigen und auch für die heutige Kartierung im Ries gültigen Konzeption einer allochthonen Lagerung der Bunten Trümmernmassen erfolgt, wenn auch damals unklar blieb, welche Kräfte imstande waren, solche riesigen Gesteinsverschiebungen zu bewirken. BENTZ (1924) stellte die erste Kartierung eines größeren Gebietes am westlichen Riesrand im Maßstab 1 : 25 000 (auf leider noch mangelhafter topographischer Unterlage) vor und zeigte damit die Unabhängigkeit der Bunten Trümmernmassen des Rieses von der Tektonik im normal gelagerten Untergrund; SEIBOLD (1950) und MÜNZING (1954) konnten dieses Ergebnis bestätigen.

Es war somit nicht schwierig, diese und die anderen in der Indexkarte aufgeführten, unter im wesentlichen einheitlicher Konzeption aufgenommenen Karten zusammenzufassen. Trotzdem darf nicht unerwähnt bleiben, daß mir bei der Bearbeitung oft große Zweifel an der Richtigkeit dieser oder jener Stelle kamen, welche ich teilweise durch Begehungen im Gelände, teilweise durch Zuhilfenahme von Ergebnissen der forstlichen Standortkartierung zu klären versuchte. Die nun vorliegende Karte kann trotz aller aufgewandten Mühe nur eine Annäherung an die wahren Verhältnisse darstellen. Denn in Anbetracht der Buntheit und Regellosigkeit der Riestrümmernmassen kann eine Aussage in deren Verbreitungsgebiet streng genommen nur für den jeweiligen Beobachtungspunkt gelten; Extrapolationen sind nur sehr beschränkt möglich. Auch ist es schwierig, Bunte Trümmernmassen unter der oft vorhandenen Lehmüberdeckung zu erkennen oder richtig abzugrenzen. Noch unsicherer muß die Entscheidung des kartierenden Geologen selbst unter Verwendung des Bohrstocks bleiben, wenn er, ohne die Lagerung und die Art der Deformation in einem Aufschluß beobachten zu können, ein Gestein als Bestandteil der Bunten Trümmernmassen von normal gelagertem Untergrund abtrennen soll, der aus demselben Gestein besteht.

Besondere Schwierigkeiten sind in der auf der Karte ausgeschiedenen Krater-  
randzone vorhanden. Hier treten nebeneinander Gesteinsschollen auf, die sehr  
verschiedenartig beansprucht und offenbar auch in sehr unterschiedlichem Maße  
bewegt worden sind. Ich bedaure es sehr, daß die ursprünglich vorgesehene Kon-  
zeption einer Ausscheidung von Parautochthon (bei der Kraterbildung bewegtes,  
aber nicht ganz aus dem ursprünglichen Zusammenhang gelöstes Gestein) und  
Allochthon (aus dem ursprünglichen Verband völlig gelöstes Gestein) in dieser  
Zone nicht ausgeführt wurde. Doch war es wegen des komplizierten Baus und der  
Mängel älterer geologischer Aufnahmen den Bearbeitern des bayerischen Anteils  
nicht möglich, diese auch von ihnen als grundsätzlich richtig anerkannte Gliede-  
rung auf der Karte vorzunehmen.

Ich schließe mich der Danksagung meiner bayerischen Kollegen an die Initiatoren dieses Karten-  
werkes an und danke ebenso allen an der wissenschaftlichen und technischen Ausführung Beteilig-  
ten. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat Revisionsbegehungen im Gelände durch Reisemittel  
unterstützt, wofür ihr ebenfalls gedankt sei.

### 3. Erd- und Landschaftsgeschichte – Überblick

(HORST GALL)

Das kristalline Grundgebirge im Gebiet des Nördlinger Rieses  
gehört zu jenem Teil des Moldanubikums, der heute zwischen den Kristallinkom-  
plexen des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes im Osten sowie des Schwarzwal-  
des im Westen abgesunken und unter sedimentärem Deckgebirge verborgen ist.

Nach seismischen Messungen liegt seine ungestörte Oberfläche im südlichen und östlichen  
Vorries bei  $\pm 0$  m NN, im nördlichen um 150 m über NN und schwankt im westlichen Krater-  
vorland zwischen + 50 und - 50 m NN. Zumindest in der Nordwesthälfte des Kraters reicht  
die ungestörte Kristallinoberkante vom Kraterand noch ca. 2–3 km weiter rieseinwärts und  
zeigt erst dann einen markanten Abbruch, wodurch sie im allgemeinen rd. 100 bis 200 m tiefer  
zu liegen kommt. In der Zone des inneren Walls steigt das Kristallin stellenweise wieder stark an  
(vgl. ANGENHEISTER u. POHL 1969; GALL, MÜLLER u. POHL 1977).

Die Gesteinsgesellschaft des Grundgebirges zeichnet sich durch große Vielfalt  
aus. Die Gneise, die vorwiegend metamorphisierte präkambrische Geosynklinal-  
ablagerungen darstellen, und die Metabasite lassen eine Zweiphasigkeit ihrer  
Metamorphose erkennen, wobei die erste Überprägung als präkambrisch (assyn-  
tisch), die zweite als variszisch gedeutet wird. Im Verlauf der variszischen Oroge-  
nese intrudieren auch die Granite, die mit insgesamt fast 80 % den weitaus größten  
Anteil am Kristallin stellen (vgl. GRAUP 1975).

Im Altpaläozoikum wird möglicherweise eine geringmächtige geo-  
synklinale Schichtfolge sedimentiert, die aber im Jungpaläozoikum, im unmittel-  
baren Anschluß an die variszische Orogenese, wieder vollkommen der Abtragung  
zum Opfer fällt.

Im jüngeren Paläozoikum (Oberkarbon-Perm) beginnen sich weite Gebiete  
des variszisch gefalteten Mitteleuropa in Gestalt langer Tröge abzusenken und mit  
terrestrischen Verwitterungsmassen zu füllen. Während Gesteine des Ober-  
k a r b o n s aus dem Ries und seiner Umgebung nicht bekannt sind, wahrscheinlich

auch nicht sedimentiert werden, kommen solche des *Unterperms* (Rotliegenden) nicht nur in unmittelbarer Umgebung (vgl. WIRTH 1970), sondern vermutlich auch im heutigen Kraterbereich selbst zur Ablagerung. Ihr Ablagerungsraum kann als Fortsetzung des Südwest-Nordost-streichenden Schramberger Troges (vgl. CRAMER 1964, HAUNSCHILD 1969) nach Osten angesehen werden. Das Meer des *Oberperms* (Zechsteins) nähert sich zwar von Nordwesten her bis auf 70 km dem Zentrum des späteren Rieskraters, doch bleibt dessen Bereich selbst Hochgebiet am Rande des Vindelizischen Landes und damit sedimentfrei.

Die paläogeographische Nähe des Ries-Gebietes zum Vindelizischen Land beeinflusst auch die Sedimentation während langer Perioden des folgenden Mesozoikums. Liefergebiet für den größten Teil der germanischen Trias ist zwar der Skandinavische Schild im Nordosten (vgl. WURSTER 1964); am Südrand des germanischen Beckens machen sich jedoch zunehmend Einschüttungen vom vindelizischen Kristallinrücken bemerkbar, die sich mit der von Nordosten gelieferten Beckenfazies verzahnen. Gerade im Ries-Gebiet vollzieht sich der Wechsel in die monotone, vorwiegend grobsandige und deshalb nur schwer gliederbare vindelizische Randfazies besonders rasch. Aus diesem Grunde ist vorerst unentschieden, ob das Gebiet des Nördlinger Rieses auch in der *Buntsandstein*-Zeit zur Gänze Abtraggebiet bleibt oder ob es wenigstens teilweise — unter schrittweiser Überwindung des vindelizischen Landes von Nordwesten her — zumindest von den äußersten Ausläufern des Oberen Buntsandsteins in das germanische Ablagerungsbecken mit einbezogen wird.

Zum zweiten Mal nach der variszischen Gebirgsbildung transgrediert in der *Muschelkalk*-Zeit ein Meer von Nordwesten her in den süddeutschen Raum, erreicht jetzt schließlich auch das Ries. Während die mittlere Trias knapp nordwestlich des Kartengebietes jedoch noch ganz in Beckenfazies entwickelt ist, macht sich im Kraterbereich die Nähe des Vindelizischen Festlandes durch Ausbildung einer sandigen und geringermächtigen Randfazies bemerkbar, bevor sie weiter gegen Südosten rein terrestrisch wird und schließlich auskeilt (vgl. B. SCHRÖDER 1967).

In der folgenden *Keuper*-Zeit weitet sich das teilweise wieder verlandende Sedimentationsbecken infolge der anhaltenden Absenkung des Vindelizischen Festlandes immer mehr südwärts aus, so daß nun auch im Ries-Gebiet erheblich größere Sedimentmächtigkeiten erreicht werden. Nach wie vor bedingt aber der vom Vindelizischen Land abgespülte Verwitterungsschutt eine fast ununterbrochen vorwiegend grobsandige Randfazies, die im tieferen Keuper bis über den Kraterbereich, im höheren Bunten Keuper sogar bis über den Main nach Norden vorstoßen kann und sich dort mit der germanischen Beckenfazies verzahnt. Erst mit der pelitischen Feuerletten-Sedimentation kehrt die überwiegend lakustrisch-flachmarine Beckenfazies des Keupers für längere Zeit in den Riesraum zurück (vgl. EMMERT 1964 b). Heraushebung gegen Ende des Mittelkeupers führt zwar zur Erosion der obersten Feuerletten-Schichten, das dabei entstehende flache Relief wird aber anschließend zur Zeit des mittleren Rhät schon wieder mit fluvialen Sanden, weiter im Westen mit eindeutig marinen Sedimenten teilweise plombiert. Erneute Hebung und flächenhafte Einebnung weiter Teile Süddeutschlands lassen jedoch im Riesgebiet nur lokal geringe Erosionsrelikte in tiefen Rinnen des unterrhätischen Feuerletten-Reliefs zurück (vgl. HAUNSCHILD 1965, JAHNEL 1970).

Hatte sich mit dem rhätischen Meeresvorstoß das nahende Jurameer schon angekündigt, so erreicht es zu Beginn des Lias von Nordwesten her nunmehr endgültig für längere Zeit den Riesraum und überflutet zunehmend größere Teile des Vindelizischen Festlands. Paläogeographisch gesehen kommt das Gebiet des Rieses am südlichen Rande des germanischen Jurabeckens im Grenzbereich zwischen dem beckenrandferneren württembergischen Ablagerungsraum im Westen und dem durch geringere Wassertiefe und stärkere Festlandsbeeinflussung gekennzeichneten fränkischen Sedimentationsbereich im Osten zu liegen; zudem ist es noch in örtliche Schwellen- und Senkenzonen gegliedert.

Nach der kurzen Sedimentationsunterbrechung im Oberhät transgrediert das Lias-*Meer* mit den Pylonotenschichten zunächst bis in das westliche Ries (vgl. JAHNEL 1970), weitet sich aber bereits mit dem Gryphaenkalksandstein über das gesamte Kratergebiet und sein Umland aus. Die Nähe des Vindelizischen Landes bedingt allerdings während des unteren Lias eine vorwiegend küstennah-grob-sandige Ausbildung der Schichten mit stärkerer Mächtigkeitsabnahme und Faziesänderung gegen Südosten, gelegentlich auch kurzzeitiger Unterbrechung der Sedimentation. Trotz zunehmend normalmariner Verhältnisse und erheblich abgeschwächter Faziesänderung weisen auch im Mittellias und selbst im Oberlias Schwankungen und gerichtete Abnahme der an und für sich schon geringen Mächtigkeit sowie Schichtlücken auf nicht allzu große Wassertiefe und Entfernung vom Beckenrand hin.

Zu Beginn des Doggers herrschen zwar küstenfernere marine Ablagerungsverhältnisse — kenntlich an der faziellen Einheitlichkeit und größeren Mächtigkeit der Schichten — vor, doch schon mit dem Eisensandstein werden diese wieder von Flachwasserbedingungen abgelöst. In der Folgezeit ist die Sedimentation gering und zeitweilig sogar unterbrochen.

Auch die wegen erhöhter Wassertemperatur und verringerter klastischer Zufuhr vorwiegend karbonatische Sedimentation im Malm setzt erst, nach einer Unterbrechung im Unter-Oxford, mit Schichten des Mittel-Oxford ein. Im Ablagerungsbereich des Ries-Gebietes steht einem tieferen Meeresbecken mit der mehr mergeligen schwäbischen Sedimentation im Westen der fränkische Seichtwasserbereich mit stärker kalkiger Sedimentation im Osten gegenüber, getrennt durch ein Areal mit verbreiteten Schwamm-Algen-Riffbildungen und dadurch bedingten örtlich stark wechselnden Verhältnissen (vgl. SCHMIDT-KALER 1969). Biogene Beeinflussung der Sedimentation zeigt sich lokal zwar schon in den Impressa-Schichten, verdrängt aber erst im Malm Oberdelta und Epsilon die Schichtfazies fast völlig. Durch unterschiedlich starkes Wachstum schaffen die Riffe ein ausgeprägtes sub-marines Relief mit Schwellen und Senken, welches vor allem im Seichtwasserbereich Frankens den ursprünglich einheitlichen Sedimentationsraum in zahlreiche, mehr oder weniger selbständige Teilbecken (Wannen) aufgliedert. In ihrem Stillwasser erfolgt die feingeschichtete Plattenkalk-Sedimentation des Malm Zeta, auf den trennenden Schwellen kann sogar Korallenwachstum ansetzen. Nach der völligen Überflutung des Vindelizischen Festlandes (vgl. LEMCKE 1973) zeigt sich in der Schwäbischen Ostalb schon im Malm Zeta 1 durch Mächtigkeitszunahme gegen Süden die Angliederung an den Tethysraum, die die westliche Süd-Frankenalb im Malm Zeta 3 ebenfalls vollzogen hat. Spätestens gegen Ende des Malm Zeta 3 aber ist der größte Teil des späteren Rieskraters im Zuge der zunehmenden Her-

aushebung der mitteldeutschen Schwelle und des gegen Süden in den tethyalen Raum zurückweichenden Jurameeres bereits trocken gefallen.

Mit dem Rückzug des Jurameeres gegen Süden wird ein wieder vorwiegend durch Abtragung gekennzeichneten Abschnitt der Erdgeschichte des Nördlinger Rieses und seiner Umgebung eingeleitet, der zur Formung der heutigen Landschaft führt. Die lange festländische Periode wird nur noch zweimal von kurzfristigen Meeresvorstößen während der Oberkreide (Cenoman) und des Jungtertiärs (Obere Meeresmolasse) unterbrochen.

In der **U n t e r k r e i d e** unterliegen die jüngsten Weißjura-Schichten großenteils tiefgreifender Abtragung und Verkarstung. Zu Beginn der **O b e r k r e i d e** jedoch wirken sich vom helvetischen Trog der Alpengeosynklinale ausgehende Absenkungsbewegungen bis in das Schichtstufenland aus. Es formt sich das Regensburg-Oberpfälzer Kreidebecken, welches sich im Cenoman westwärts bis ins Ries-Gebiet ausweitete. Im mittleren Cenoman werden die fluviatilen Schutzfellschichten von der Böhmisches Masse bis auf die Schwäbische Ostalb (bzw. West-Vorries) geschüttet, im Obercenoman überflutet das Meer des Regensburger Grünsandsteins von Südosten her das Gebiet des späteren Rieskraters bis über dessen Mitte (vgl. GALL, MÜLLER u. YAMANI 1973). Wahrscheinlich schon zu Beginn des Turons zieht sich die Kreide-Sedimentation auf der Südlichen Frankenalb aber wieder gegen Süden bis in den Raum um Neuburg a. d. Donau zurück. Das Gebiet des Nördlinger Rieses ist damit wieder verkarstetes Abtragsgebiet.

Fast während der gesamten **A l t t e r t i ä r**-Zeit bleibt der Großteil der Schwäbisch-Fränkischen Alb einschließlich des Rieses Hoch-, Verkarstungs- und Abtragsgebiet. Auf der Albhochfläche reichern sich die tonigen Lösungsrückstände der Malmkalke zu mächtigen Roterdedecken an, werden nicht selten auch in Karsthohlräume eingespült.

Im **t i e f e r e n O l i g o z ä n** kommt es im Kratergebiet und seiner näheren Umgebung zu einem Karstwasseranstieg im Zuge der herannahenden Sedimentation der Unteren Meeresmolasse und zur Bildung von Karst- und Krustenkalcken in großen Karstwannen (vgl. NATHAN 1925, MÜLLER 1972).

Bereits im **h ö h e r e n M i t t e l o l i g o z ä n** gelangt das Ries-Gebiet — zumindest sein südlicher Teil — in den Einflußbereich des ab der Wende Eozän/Oligozän langsam absinkenden Molassebeckens, in dem es dann bis zum tiefsten Pliozän bleibt. Infolge der erstmals von Süden ausgehenden regionalen Absenkung dringt die Sedimentation der Unteren Meeresmolasse gegen Norden in den östlichen Kraterbereich und den westlichen Teil der Frankenalb bis Pappenheim und Treuchtlingen vor. Die überwiegend limno-fluviatilen Sedimente werden fast ausschließlich von Nordwesten, Norden und Osten in diese in ihrer Anlage von Urwörnitz und Urmain entscheidend beeinflussten Ries- und Ost-Vorries-Bucht am Nordrand des Meeres der Unteren Meeresmolasse — welches sich nur im Südosten zeitweise in schwachen Brackwasser-Einflüssen bemerkbar macht — geschüttet (MÜLLER 1972).

Im **O b e r o l i g o z ä n** beginnt für das Ries-Gebiet und sein östliches Vorland zunehmend stärkere Heraushebung, die im Untermiozän, vor allem im Osten, zu Verkarstung bis in Nähe der heutigen Talsohlen und zur beginnenden Abtragung der mitteloligozänen Sedimente führt (vgl. MÜLLER 1972).

Eine vollkommen gegenläufige Entwicklung hat die Schwäbische Alb. Im Mitteloligozän noch relativ hoch gelegen, beginnt sie vom Oberoligozän an abzusinken, was zum Übergreifen der Sedimentation der Unteren Süßwassermolasse von Süden her bis ins Südwest-Vorries führt. Dieser Ablagerungsraum weitet sich im Aquitan beträchtlich nach Norden und Osten aus, ohne jedoch das Gebiet des späteren Rieskraters zu erreichen (vgl. GALL 1971 a). Noch im höheren Untermiozän beginnt auch die Schwäbische Alb sich wieder herauszuheben, womit die Abtragung und Verkarstung der USM-Ablagerungen eingeleitet wird. Im Burdigal verstärkt sich diese Hebung- und Erosionsphase noch und wirkt sich weit gegen Süden ins Molassebecken aus.

Erst im Laufe des mittleren Helvet stößt die Molassesedimentation infolge erneuter Absenkung wieder bis ins Ries-Gebiet vor. Das Meer der Oberen Meeresmolasse transgrediert in seinem II. Sedimentationszyklus unter kräftiger Abrasion der Malmkalke auf der Schwäbischen Alb nordwärts bis zur weitgehend geradlinig verlaufenden Klifflinie, erreicht auch noch den äußersten Südwest-Rand der Frankenalb, nicht aber das Kratergebiet selbst. Nach einer kurzzeitigen Erosions- und Reliefbildungsphase greift die OMM in einem weiteren, III. Sedimentationszyklus noch um einige hundert Meter bis wenige Kilometer über die Klifflinie hinaus und bis mindestens 50 m höher in das Gebiet der Kuppenalb; dabei werden vielleicht sogar südlichste Teile des Rieskraters erreicht (GALL 1974 b, 1975).

Im höchsten Mittelmiozän erfaßt eine vom Schichtstufenland ausgehende Heraushebung auch das Ries-Gebiet einschließlich des Albsüdrandes, was zum Meeresrückzug und beginnender Abtragung der OMM führt. Im Gebiet des heutigen Donautales wird dabei eine Ostnordost-West-südwest-verlaufende Entwässerungsrinne, die Graupensandrinne, angelegt. Erneute Absenkung noch im Oberhelvet führt zu ihrer schrittweisen Plombierung, zunächst mit den fluviatil von der Böhmisches Masse im Osten, untergeordnet auch vom Schichtstufenland und von den Alpen angelieferten Grimmelfinger Graupensanden, dann mit den einen letzten Meeresvorstoß von Westen her anzeigenden brackischen Kirchberger Schichten.

Die Absenkung des nördlichen Molassebeckenrandes verstärkt sich noch zu Beginn des Obermiozäns, so daß nunmehr die limnofluviatile Sedimentation der Oberen Süßwassermolasse weit auf die Schwäbisch-Fränkische Alb und ins Gebiet des Rieskraters, nordwärts bis über dessen Mitte, übergreifen kann. Nach einem Höhepunkt im älteren Obermiozän (präriesische OSM) zieht sich infolge erneuter kräftiger Heraushebung die Molassesedimentation weit nach Süden zurück. Es beginnt damit die präriesische Erosionsphase, in der jüngere Anteile der Miozän-Ablagerungen wieder entfernt und enge, gegen Süden führende Entwässerungsrinnen bis über 150 m Tiefe einerodiert werden (vgl. BIRZER 1969, MÜLLER 1977, BADER u. SCHMIDT-KALER 1977).

In diese ausgeprägte Abtragsphase fällt im höheren Torton (14,6 ± 0,6 Mio a) die Entstehung des Rieskraters durch den Einschlag eines kosmischen Körpers. Dieser trifft eine geologisch und morphologisch reich gegliederte Landoberfläche. Der Südteil der Hochalb wird zu dieser Zeit noch großflächig von Ablagerungen der älteren OSM eingenommen, denen im Norden ge-

ringe Reste von Oberkreide und schmale Ausbisse von Mitteloligozän-Sedimenten vorgelagert sind. Weiter nördlich liegen die Malmkalke frei und ganz im Norden kommen zwischen den Weißjurahöhen schon Gesteine des Braunjura, in tieferen Tälern sogar schon des Schwarzjura, zum Vorschein. Das Albvorland ist zu dieser Zeit noch weitgehend aus Braunjura aufgebaut und größere Weißjura-Areale reichen gegen Norden bis über den Kraterstand hinaus (vgl. GALL, IBRAHIM u. MÜLLER 1974; GALL, MÜLLER u. POHL 1977). Die aus dem Rieskrater ausgeschleuderten Trümmersmassen verschütten bis in 40 km Entfernung vom Einschlagszentrum zentrosymmetrisch das Umland in einer Mächtigkeit bis über 50 m, örtlich bis 200 m. Oberhalb der dadurch plombierten Talstücke der präriesischen Flüsse entstehen kurzzeitig große Stauseen. Im Krater selbst bildet sich der durch Niederschlagswasser gespeiste R i e s s e e, dessen Lebensdauer etwa 2 Millionen Jahre beträgt. Seine Wassertiefe ist stets gering, da sich Aufsedimentation und Anstieg des Wasserspiegels etwa die Waage halten. Hohe Verdunstung unter semiariden Klimaverhältnissen führt zu einer im einzelnen rasch wechselnden, durchschnittlich relativ starken Versalzung (vgl. DEHM et al. 1977). Noch während des t i e f e r e n S a r m a t ist die gesamte Kraterhohlform vollständig zugefüllt.

Ausgelöst durch eine letzte kräftige Absenkung, kehrt die Molassesedimentation gegen E n d e d e s M i o z ä n s mit dem jüngeren, postriesischen Anteil der Oberen Süßwassermolasse noch einmal in das Ries-Gebiet zurück und übertrifft noch den Ablagerungsbereich der älteren OSM. Allerdings machen sich jetzt in stärkerem Maße außeralpine Einschüttungen bemerkbar, die die alpine Enns-Salzach-Schüttung der OSM bis in den Donauraum zurückdrängen. Als randliche Schwemmfächersedimente des von Norden aus Frankenwald und Schichtstufenland kommenden Urains überdecken die Monheimer Höhengänge weite Teile der Süd-Frankenalb sowie des nördlichen Vorlandes; von Westen her liefern Urwörnitz und Ureger unter Plombierung des Reliefs über das Kratergebiet hinweg bis 50 m mächtige Kalkgeröllsande zum Molassebecken (vgl. DEHM 1931, GALL u. MÜLLER 1970, GALL 1971 b).

Die Heraushebung ganz Süddeutschlands im t i e f s t e n P l i o z ä n beendet die Molassesedimentation und leitet die Ausformung der heutigen Landschaft ein. Am Albsüdrand entsteht erst jetzt eine älteste Donau (BARTZ 1961) mit dem Urain als bedeutendstem nördlichem Nebenfluß, die beide entweder auf eine Verzögerung der Heraushebung oder eine klimatische Änderung (Zunahme der Niederschläge) im h ö h e r e n U n t e r p l i o z ä n mit einer Aufschotterungsphase (Hochschotter) reagieren (GALL u. MÜLLER 1970, GALL 1971 b, GALL u. MÜLLER 1976).

Bis zu Beginn des P l e i s t o z ä n s sind bereits große Teile der Sedimente der postriesischen Plombierung sowie der Ries-Trümmersgesteine wieder abgetragen; im nördlichen Vorries ist sogar die präriesische Landoberfläche fast völlig exhumiert. Diese wird im Verlaufe des Pleistozäns dann weiter denudiert; gleichzeitig wandert der Weißjura-Albtrauf gegen Süden bis zur heutigen Lage zurück (vgl. GALL, IBRAHIM u. MÜLLER 1974; GALL, MÜLLER u. POHL 1977). Im Bereich des Rieskraters setzt sich die bevorzugte Ausräumung der resistenzschwachen Seetone fort, so daß die Kraterstruktur langsam wieder morphologisch kenntlich wird.

Im Jungpleistozän ist dann der heutige Zustand der Landschaft, deren Ausformung durch eine der größten Naturkatastrophen unserer Erde entscheidend beeinflusst wurde, bis auf geringfügige Änderungen erreicht.

## 4. Schichtenfolge (Stratigraphie)

### 4.1. Kristallines Grundgebirge

(GÜNTHER GRAUP)

Die ältesten Gesteine, die beim Riesereignis an die heutige Oberfläche ausgeworfen wurden, stellen die Gesteine des kristallinen Grundgebirges dar. Sie sind Bestandteil jenes Teils des Moldanubikums, welcher heute zwischen den Kristallinkomplexen des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes im Osten sowie des Schwarzwaldes im Westen unter jüngeren Formationen verborgen ist. Das Ries bildet dadurch den wichtigsten Tiefenaufschluß im abgesunkenen Teil des Moldanubikums.

In der Umgebung des Rieses liegt nach reflexionsseismischen Messungen die Oberfläche des ungestörten kristallinen Grundgebirges im Mittel  $\pm 0$  m NN (ANGENHEISTER & POHL 1969). Demgegenüber befinden sich die kristallinen Trümmernmassen an der heutigen Riesoberfläche in einer Höhenlage zwischen 420 und 550 m über NN. Demnach wurden die kristallinen Gesteine beim Riesereignis um mindestens 420 m herausgehoben.

#### 4.1.1. Die Verbreitung des Kristallins in den Auswurfmassen

Die kristallinen Gesteine an der Riesoberfläche sind insgesamt allochthon. Sie finden sich entweder als Komponenten der beim Riesereignis neugebildeten Auswurfgesteine (Suevit, Polymikte kristalline Breccien, Bunte Breccien) oder als Schollen, die nur aus Kristallin bestehen. Von diesen Schollen ist im folgenden die Rede. Sie bilden einige Zehner Meter bis max. 1,5 km große Körper, die teils vollständig zerfallen, teils als kompakte Blöcke erhalten geblieben sind. Ein wichtiges Merkmal dieser Blöcke ist, daß in ihnen die kristallinen Gesteine noch in ihrem alten geologischen Verband vorliegen. Sie wurden also als Ganzes von ihren Ursprungsorten aus der Tiefe herausbewegt.

Die Vorkommen der kristallinen Gesteine verteilen sich auf den inneren Wall (= Kristallinwall), auf den morphologischen Riesrand, auf die Schollenzone zwischen Wall und Rand sowie auf vier, weit ins Vorries hinausreichende sog. „Strahlen“.

Zu den Vorkommen des Kristallinwalles gehören: Wennenberg, Steinberg, Hahnenberg bei Appetshofen, Lierheimer Schloßberg, Hahnenberg bei Balgheim, Höhenzug Schmädingen—Reimlingen—Nördlingen und Schloßberg von Wallerstein. Nach neuesten Untersuchungen von GALL, MÜLLER u. POHL (1977) sind auch die Kristallinschollen von Maihingen—Klostermühle—Langenmühle sowie der Lehberg (auf der Karte als Limberg bezeichnet) dem Kristallinwall zuzurechnen.

Die wichtigsten Kristallinvorkommen der Schollenzone sind: das Granitgebiet der Metzenau (östl. Rudelstetten), der Mühlberg (nordöstlich Niederaltheim) und der Allbuck. Bei den Vorkommen des Riesrandes handelt es sich meist um

zerbrochene Schollen. Gehäuft treten sie dort nur auf im Gebiet um Amerbach und im Gebiet von Minderoffingen—Geislingen—Fremdingen.

In den Strahlen reihen sich die Kristallinvorkommen zu geraden, schmalen Streifen aneinander, die bis in eine Entfernung von 24—27 km, etwa einem doppeltem Krateradius, vom Einschlagszentrum reichen. Zwei der Strahlen verlaufen nach Südosten: Strahl 1 vom Hennenberg (nordöstlich Gosheim) über Fünfsetten und Itzing nach Unterbuch, Strahl 2 von Huisheim über Mündling und Sulzdorf nach Buchdorf. Strahl 3 erstreckt sich nach Süden (Kleinsorheim—Rohrbach—Stillnau—Unterbissingen—Dettenhart) und der nur schwach ausgeprägte Strahl 4 streicht in Südwest-Richtung (zwischen südöstlich Osterhofen und südwestlich Demmingen).

In seiner Gesamtheit fügt sich das Kristallin gut in das Schema der Verbreitungsgrenzen der Ries-Trümmernmassen ein, wie es von SCHNEIDER (1970) dargestellt wurde. Sogar die Strahlen 1—4 zeichnen die gezackten Verbreitungsgrenzen der anderen Trümmernmassen nach. Die Vorkommen des Kristallins sind jedoch weniger flächenhaft verbreitet und näher zum Krater hin zurückversetzt, da es die ursprünglich am tiefsten gelegene Gesteinseinheit bildete.

#### 4.1.2. Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges

Die Gesteinsgesellschaft des kristallinen Grundgebirges im Ries zeichnet sich durch eine große Vielfalt aus, vor allem, wenn man die Begrenztheit des Herkunftsgebietes in Betracht zieht. Neben metamorphen Gesteinen kommen Eruptiv- und Ganggesteine sowie hydrothermale Spaltenfüllungen vor. Den weitaus größten Anteil des Kristallins an der Riesoberfläche stellen die Eruptivgesteine, von diesen wiederum die Granite. Es ergibt sich folgende Häufigkeitsverteilung der verschiedenen Gesteinstypen (GRAUP 1975): 5,4 % Bi-Pl-Gneise, 2,1 % Cord-Sill-Gneise, 4,6 % Amphibolite, 5,9 % Orthogneise, 0,4 % Tonalite, 2,5 % Granodiorite, 78,7 % Granite, 0,4 % Lamprophyre. In der Aufstellung nicht genannte, sehr seltene Gesteine sind in die oben angeführten Hauptgruppen von entsprechendem Chemismus mit einbezogen. Im Anschluß werden die Gesteine nach äußeren Kennzeichen und Mineralbestand beschrieben (Abkürzungen der Mineralnamen: s. Anhang). Für eine ausführliche Darstellung der mikroskopischen Befunde wird auf die Arbeiten DRESSLER, GRAUP u. MATZKE (1969) und GRAUP (1975) verwiesen.

##### 4.1.2.1. Metamorphe Gesteine

###### Bi-Pl-Gneise

Hauptverbreitung: Gneisschollengebiet Maihingen—Schnabelhöfe—Marktöffingen; Herkheim—Allbuck—Mühlberg; Wennenberg; Gebiet um Amerbach (Aufschluß: Allbuck).

Habitus: Die meistens dunkelgrauen, selten bräunlichgrauen Bi-Pl-Gneise weisen eine Bänder-, Zeilen- oder Flasertextur auf. Der Lagenbau der Bändergneise ist meist exakt parallel. In den Zeilengneisen wurde die ursprüngliche,

mm-feine Bänderung durch die jüngere Tektonik zerlegt zu sehr schmalen, leicht welligen, hellen und dunklen Zeilen von unterschiedlicher Länge, welche häufig auskeilen. Bei den Flasergneisen zeichnet sich ihr älterer Lagenbau nur noch verschwommen in dem von verbogenen, schnell ausdünnenden Biotitfasern gekennzeichneten Gefüge ab.

Mineralbestand: HGT: Qu, Pl, Bi (Kf) / ÜGT: Gran (Cord, Sill) / NGT: Ap, Zr, Ti, Il, Mg, Hm, Ot, Gp.

Nicht alle Bi-Pl-Gneise führen Granat. Cordierit und Sillimanit treten untergeordnet in den granatführenden Übergangsvarietäten zu den Cord-Sill-Gneisen auf.

### Cord-Sill-Gneise

Hauptverbreitung: Gneisschollengebiet Maihingen—Schnabelhöfe—Marktoffingen; Lehberg; Strahl 1 — besonders Gebiet um Itzing (Aufschlüsse: Klostermühle—Langenmühle, Lehberg-Nord, 500 m nordwestlich Wengenhausen, Itzing — hinter der Schmiede).

Habitus: Die Cord-Sill-Gneise lassen schon durch ihre dunkelblaugraue Farbe ihren Gehalt an Cordierit erkennen. Bei der Verwitterung überziehen sie sich mit einer braunen Außenhaut, und grünlichgelbe Flecken weisen dann auf eine Pinitführung hin. Die Textur dieser Gneise ist, wie bei den Bi-Pl-Gneisen, abwechselnd gebändert, zeilig oder flaserig. Porphyroblasten von Granat und Feldspat werden von Sillimanit-Strähnen umflasert.

Mineralbestand: HGT: Qu, Pl, Bi, Kf, Gran, Sill, Cord / NGT: Zr, Ap, Mg, He, Gp, Ti, Ot, Il, Hm, Mk.

### Amphibolite

Hauptverbreitung: Südwest-Ries: Kristallinwall, Schollenzzone und Riesrand (Aufschlüsse: Lehberg-Nord, 500 m nordwestlich Wengenhausen, Allbuck; Polymikte kristalline Breccien von Itzing und Leopold-Meyers-Keller).

Habitus: Die Amphibolite sind grüne Gesteine mit gebänderter, zeiliger oder flaseriger Textur. Neben diesen Amphiboliten mit Paralleltextrur kommen auch massige Varietäten vor. Die Korngröße wechselt von fein- bis mittelkörnig. In der Farbe variieren die Amphibolite von dunkelgrünen bis zu hellen Typen.

Mineralbestand: HGT: Hb, Pl / ÜGT: Qu, Bi, Pyr / NGT: Ap, Ti, Zr, Il, Mg, Hm.

### Orthogneise

Hauptverbreitung: Südwest-Ries: Kristallinwall, Schollenzzone, Riesrand.

Habitus: Die hellgrauen, schwach gelb, rot oder braun gefärbten Orthogneise sind klein- bis mittelkörnige Gesteine mit einer flaserigen bis zeiligen oder plattigen Textur.

Mineralbestand: HGT: Qu, Kf, Pl, Bi / NGT: Ap, Zr, Ti (Gran), Il, Mg, Hm.

#### Hb-führende Mischgneise

Vorkommen: ausschließlich Südwest-Ries: Kristallinwall, Schollenzone und Riesrand.

Habitus: Die Hb-führenden Mischgneise unterscheiden sich von den Orthogneisen vor allem durch ihre dunklere Färbung, welche durch die zahlreichen dunkelgrünen bis schwarzen Hornblenden hervorgerufen wird.

Mineralbestand: HGT: Qu, Kf, Pl, Bi, Hb / NGT: Ap, Zr, Ti, Mg, Il, Hm.

### Blastomylonitgneise

#### Orthoblastomylonit

Vorkommen: Ulrichsberg, Lehberg; Wennenberg; östlich Rudelstetten; Strahl 1 (Aufschluß: Lehberg-Nord).

Habitus: Das hellgraue oder graubraune Gestein zeigt in einer feinkörnigen Grundmasse bis zu 2 cm große, rundliche oder kantengerundete Feldspatporphyroklasten und zahlreiche ovale bis elliptische, gut eingeregelt Feldspatäugen. Feine Biotitstrahlen umflasern die Feldspäte und bilden eine deutliche Paralleltexur.

Mineralbestand: HGT: Qu, Pl, Kf, Bi / NGT: Ap, Zr, Ti, Il, Hm.

#### Parablastomylonit

Hauptverbreitung: Gneisschollengebiet Maihingen—Schnabelhöfe—Marktoffingen (Aufschlüsse: Klostermühle-Langenmühle, Lehberg-Nord).

Habitus: Unterschiede zu den Orthoblastomyloniten bestehen in der dunkleren Färbung (schwarzgrau, auch dunkelbraungrau) und einem mehr oder weniger deutlichen Lagenbau. Die hellen und dunklen Lagen sind häufig konkordant gefaltet; mitunter läßt sich in den hellen Lagen eine Spezialfältelung erkennen.

Mineralbestand: HGT: Qu, Pl, Bi (Kf) / ÜGT: Gran, Cord / NGT: Zr, Ap, Il, Mg, Hm, Ti.

Im Mineralbestand unterscheiden sich die Para- von den Orthoblastomyloniten deutlich durch das starke Zurücktreten bzw. Fehlen von Kalifeldspat und das Auftreten von Granat und Cordierit.

### 4.1.2.2. Eruptivgesteine

#### Tonalite

Vorkommen: Gebiet um Amerbach, Polsinger Berg.

Habitus: Die Tonalite sind dunkelgraue Gesteine mit einer fein- bis feinkörnigen Grundmasse, in der idiomorphe Plagioklasleisten, größere Biotitschuppen und vereinzelt Biotitnester regellos verteilt sind.

Mineralbestand: HGT: Qu, Pl, Kf, Bi / ÜGT: Hb / NGT: Ap, Zr, Ti, Ot, Il, Mg, Pt.

(Frühere Bezeichnung der Tonalite: Quarzdiorite oder Quarzglimmerdiorite).

### Titanitfleckengesteine

Vorkommen: Schollenzzone zwischen Herkheim und Ederheim; Wennenberg; Gebiet um Amerbach (Typlokalität: Aufschluß am Wennenberg).

Habitus: In einer dunkelgrauen, feinkörnigen Grundmasse liegen zahlreiche, etwas gestreckte und mafitenfreie Flecken aus Quarz und Feldspat. Im Kern dieser Flecken ist jeweils ein Titanitkristall oder ein Ilmenitkorn, pseudomorph nach Titanit, eingeschlossen. Die hellen Flecken sind mit ihrer langen Achse (1–4 mm, max. 11 mm) parallel eingeregelt, ebenso die Titanite (ca. 1 mm, max. 6 mm), und können sich zu parallel dem s verlaufenden Schlieren zusammenschließen.

Mineralbestand: HGT: Qu, Pl, Kf, Bi / ÜGT: Hb (Pyr) / NGT: Ti, Ap, Zr, Ot, Il, Mg.

Nach ihrem Modalbestand wiesen die Titanitfleckengesteine eine tonalitische bis granodioritische Zusammensetzung auf.

### Granodiorite

Vorkommen: West- und Südwest-Ries (Kristallinwall, Schollenzzone); Wennenberg; Gebiet um Amerbach (Aufschluß: Wennenberg).

Habitus: Die grauen bis dunkelgrauen, zuweilen auch bräunlich oder grünlich gefärbten Granodiorite weisen einen recht unterschiedlichen Habitus auf. Ihre Körnigkeit variiert von mittelkörnig bis sehr feinkörnig und die Textur kann unregelmäßig, geflasert oder parallel-geregelt sein. In die Grundmasse sind gelegentlich hypidiomorphe Plagioklas-Einsprenglinge (max. 9 mm lang) eingelagert.

Mineralbestand: HGT: Qu, Pl, Kf, Bi (Hb) / NGT: Ap, Ot, Zr, Ti, Il, Mg (Gran).

### Granite

Vorkommen: Als weitaus häufigste Gesteine des Oberflächenkristallins (78,7 %) finden sich die Granite, von ganz wenigen Ausnahmen abgesehen, in praktisch allen Kristallinvorkommen.

Aufschlüsse: Schnabelhöfe, Lehberg-Nord, Lehberg-Süd, 500 m nordwestlich Wengenhausen, Allbuck, Lierheimer Schloßberg, Wennenberg, Waldabteil Metzenu (östlich Rudelstetten), östlicher Ortsausgang von Amerbach, Waldabteil Rauhwinkel, Itzing (polymikte Kristallinbreccie), Kammersberg (ca. 500 m nordnord-östlich Mündling), Sulzdorf.

Habitus: Bei den Graniten sind zwei Generationen zu unterscheiden: die älteren Biotitgranite und die jüngeren biotitarmer Granite (GRAUP 1975). Die Biotitgranite sind meist graue, gelegentlich auch braungraue Gesteine. Sie zeigen

eine stetige Abfolge der Korngröße von sehr grobkörnig bis zu feinkörnig. Die Biotite sind als kleine Schuppen regellos verteilt oder in Nestern aggregiert (durchschnittlicher Biotitgehalt: 9—10 %). Die biotitarmer Granite sind helle, mittel- bis feinkörnige Gesteine. In ihnen sind die Biotite ebenfalls häufig in Butzen vereinigt, die bis zu 1 cm groß werden (durchschnittlicher Biotitgehalt: ca. 2 %). Gemeinsam ist beiden Graniten eine häufige Rotfärbung, die durch sekundäre Einwirkungen verursacht ist (s. unten). Sowohl vom Biotitgranit als auch vom biotitarmeren Granite kommen Ganggranite vor.

Mineralbestand: HGT, Qu, Pl, Kf, Bi (Mc) / NGT: Ap, Zr, Ti, Mo, Ot, Mg, Pt (Gran, Cord).

#### 4.1.2.3. Ganggesteine

##### Kersantite

###### Wennenbergit

Vorkommen: Die Vorkommen des Wennenbergits sind auf die östliche Hälfte des Rieses beschränkt (Gebiet um Amerbach; Typlokalität: Aufschluß am Wennenberg).

Habitus: Von der aphanitischen Grundmasse des in frischem Zustande dunkelgrauen Gesteins heben sich bis zu 5 mm große Biotite sowie Fremdeinschlüsse von Quarz und Feldspat und Blasen Hohlräume ab. Je nach dem Grad der Verwitterung nimmt das Gestein eine dunkelbraune oder leicht grünliche bis braungelbe Farbe an.

Mineralbestand: HGT: Pl, Bi, Qu, Ap / NGT: Ti, Zr, Il.

Einsprenglinge in der sehr feinkörnigen Grundmasse bilden außerdem Pseudomorphosen nach Pyroxen, Hornblende und Biotit.

###### Hornblende-Fleckenkersanit

Vorkommen: Ausschließlich im westlichen Ries (nördlich und westlich Utzmemmingen; Typlokalität: Aufschluß 500 m nordwestlich Wengenhausen).

Habitus: Die graue, feinkörnige Matrix des Gesteins ist gesprenkelt mit dunkelgrünen bis schwarzen, häufig gestreckten Hornblende-Flecken, die bis zu 8 mm groß werden. Dazwischen liegen feine, max. 4 mm lange und sperrig angeordnete Biotitnadeln. Im Verlauf der Verwitterung wird das Gestein insgesamt heller und nimmt eine braungraue oder hellgraue Farbe an.

Mineralbestand: HGT: Qu, Pl, Kf, Bi, Hb / NGT: Ap, Ti, Zr, Ot, Il, Mg.

###### Aplite

In den Aufschlüssen am Allbuck, Lehberg-Nord und zwischen der Kloster- und Langenmühle durchschwärmen zahlreiche, meist nur wenige Zentimeter starke Aplitgänge diskordant und konkordant die Gneise oder sie benutzen Verwerfungen zum Aufdringen. Lesesteine der meist rötlich gefärbten Aplite sind im gesamten Ries zu finden.

## Pegmatite

Vorkommen: Lehberg; zwischen Reimlingen und Niederaltheim; Gebiet um Amerbach. Die Pegmatite sind nicht so häufig wie die Aplite. Ihre großen Kalifeldspäte sind ebenfalls meistens rötlich gefärbt.

### 4.1.2.4. Hydrothermale Spaltenfüllungen

Die jüngsten hydrothermalen Bildungen stellen Spaltenfüllungen mit Epidot, Flußspat, Schwerspat, Calcit und Quarz dar. Meist handelt es sich um mm- bis cm-breite Gängchen. Nur der Quarz bildet auch mächtigere Gänge.

Außer den hier beschriebenen Gesteinen kommen im Ries noch sehr seltene Gesteinstypen vor, die nur in wenigen Lesesteinen gefunden wurden und von deren Beschreibung aus Platzgründen abgesehen werden mußte. Diese sind:

Eruptivgesteine: Gabbro, Hb-Diorit, Basische Schollen im Biotitgranit (= „Redwitzite“).

Metamorphe Gesteine: Migmatite, Restite der Cord-Sill-Gneise, Kalksilikatfels, Quarzitgneis, Serpentin, Aktinolithfels.

## 4.1.3. Gesteinsbildung

### 4.1.3.1. Metamorphe Gesteine

Das Ausgangsmaterial der Paragneise waren tonig-feinsandige und tonige Sedimente mit Einschaltungen von Mergeln, Mergeltonen und Sandsteinen. In diese pelitisch-psammitische Sedimentserie drangen basische und saure Intrusiva ein, welche vermutlich demselben orogenen Zyklus angehören. Die ehemaligen Granite, die jetzigen Orthogneise, bildeten dabei mit den Ausgangsgesteinen der Amphibolite einen Mischverband, die späteren Hb-führenden Mischgneise. Im Verlauf der Metamorphose wurden die Eruptivgesteine gemeinsam mit den Sedimenten verfaltet und zu Gneisen umgeprägt. Diese gehören dem am höchsten temperierten Teil der Amphibolitfazies an, wobei sich an Hand kritischer Mineralien eine progressive Metamorphose feststellen läßt (GRAUP 1975). Die Metatexis (teilweise Aufschmelzung der Gesteine) stellt den höchsten Grad der Metamorphose im Oberflächenkristallin dar, welche einen Niederdruck-Charakter (Abukuma-Typ) aufweist. Das Vorkommen von Disthen (GRAUP 1968 a) belegt dagegen eine Hochdruckmetamorphose (Barrow-Typ). Daraus kann auf eine Zweiphasigkeit der Metamorphose geschlossen werden, wie sie mehrfach im Moldanubikum nachgewiesen wurde (VOLL 1960, FISCHER 1967, VEJNAR 1966, 1971). Hierbei wird der erste Abschnitt der Polymetamorphose vom Barrow-Typ als assyntisch gedeutet, der zweite Abschnitt vom Abukuma-Typ als varistisch (VEJNAR 1971).

Im Zusammenhang mit der varistischen Orogenese, während der das Grundgebirge in Bruchschollen zerlegt wurde, steht die Mylonitisierung der Gneise entlang von Störungslinien. Die Rekristallisation der Mylonite zu Blastomylonitgneisen bewirkten granitische Magmen, welche in die Bewegungsbahnen intrudierten.

#### 4.1.3.2. Magmatische Gesteine

Die magmatischen Gesteine im Ries überspannen den gesamten Bereich vom liquidmagmatischen bis zum hydrothermalen Stadium und können aus mehreren Gründen als anatektische Schmelzen aufgefaßt werden. In chemischer Hinsicht bilden sie eine kontinuierliche Differentiationsabfolge von basischen zu sauren Gesteinen.

Die Tonalite sind älter als die Granite und als basische Vorläufer der varistischen Granitintrusion zu betrachten. Aus den Tonaliten bildeten sich unter der Kontakteinwirkung des Biotitgranits die Titanitfleckengesteine. Die Granodiorite stellen vermutlich die basische Randfazies der ersten Granitintrusion dar. Mit der Intrusion der zweiten Granitgeneration und der Ganggesteine sowie der hydrothermalen Nachphase findet die magmatische Tätigkeit im Verlauf der varistischen Orogenese ihren Abschluß.

#### 4.1.3.3. Die Rotfärbung der Gesteine

Die im Ries so häufige Rotfärbung der Granite, aber auch anderer Gesteine, wurde durch hydrothermale Beeinflussung verursacht (GRAUP 1975). Sie rührt von der roten Farbe der Feldspäte her, die völlig unregelmäßig mit Hämatit durchstäubt sind. Die Rotfärbung erfaßt die Gesteine unterschiedslos. Man kann deshalb auf keinen Fall die rote Farbe zur Kennzeichnung bestimmter Gesteine (z. B. „roter“ Lierheimer Granit) heranziehen (s. auch DRESSLER, GRAUP u. MATZKE 1969, 217).

#### 4.1.3.4. Stoßwellenmetamorphose

Beim Riesereignis wurden die Sediment- und Kristallingesteine des Untergrundes, je nach ihrer Entfernung vom Einschlagszentrum, von einer Stoßwellenbeanspruchung sehr unterschiedlicher Stärke betroffen (»progressive Stoßwellenmetamorphose«). Nach den unterschiedlichen Stoßwellenbeanspruchungen der Kristallingesteine und ihrer Minerale, vor allem von Quarz und Feldspat, stellten v. ENGELHARDT u. STÖFFLER (1968) sowie STÖFFLER (1971 b) ein Schema von 6 Stufen der Stoßwellenmetamorphose auf. Die hier beschriebenen Gesteine der Kristallinschollen gehören der Stufe 0 an, d. h., sie zeigen nur Knickbänder in den Glimmern.

#### Verzeichnis der Abkürzungen

HGT	Hauptgemengteile	Kf	Kalifeldspat
ÜGT	Übergemengteile	Mc	Muscovit
NGT	Nebengemengteile	Mg	Magnetit
		Mk	Magnetkies
Ap	Apatit	Mo	Monazit
Bi	Biotit	Ot	Orthit
Cord	Cordierit	Pl	Plagioklas
Ep	Epidot	Pt	Pyrit
Gp	Graphit	Pyr	Pyroxen
Gran	Granat	Qu	Quarz
Hb	Hornblende	Ti	Titanit
He	Hercynit	Zr	Zirkon
Hm	Hämatit		
Il	Ilmenit		

## 4.2. Sedimentäres Deckgebirge

### 4.2.1. Paläozoikum

(HORST GALL u. DIETER MÜLLER)

Über das Paläozoikum im Gebiet des Nördlinger Rieses ist nur wenig bekannt. Ältere paläozoische Sedimente sind, sofern sie überhaupt abgelagert wurden, der postvariszischen Abtragung zum Opfer gefallen. Diese setzte als Folge der Heraushebung im Anschluß an die variszische Orogenese ein, mit der die Intrusion großer Magmenmassen in den altkristallinen und altpaläozoischen Rahmen verbunden war.

Im jüngeren Paläozoikum (Oberkarbon—Perm) begannen sich weite Gebiete des variszisch gefalteten Mitteleuropa in Gestalt langer Tröge wieder abzusenken und mit terrestrischen Verwitterungsmassen zu füllen. Vor allem Gesteine des Perms (Rotliegendes) wurden auch aus der Umgebung des Nördlinger Rieses bekannt.

#### 4.2.1.1. Perm

##### 4.2.1.1.1. Rotliegendes

In der Tiefbohrung Daiting 1 (nur wenig östlich des von der Rieskarte erfaßten Gebietes) wurden zwischen 725,5 m und 805,0 m Teufe Gesteine angetroffen, die WIRTH (1969, 41 f.; 1970) mit Vorbehalt dem Rotliegenden zuordnet. Es handelt sich um eine etwa 50 m mächtige Wechselfolge von dunkelziegelroten Tonsteinen und vorwiegend roten, aber auch grau getönten kleinkiesführenden Sandsteinen, die von einem dunkelrotgrauen Quarzporphyr von mindestens 30 m Mächtigkeit (Endteufe der Bohrung) unterlagert wird. Der dem subsequenten Vulkanismus der variszischen Orogenese zugehörige Quarzporphyr ist nach WIRTH (1970, 79) zeitlich ins Unter- bis Mittelrotliegende zu stellen, die hangenden Tonsteine dürften dann — ähnlich wie in Gebieten geringer Rotliegend-Sedimentation der Südpfalz und des Schwarzwaldes — dem Oberrotliegenden angehören.

Auch im westlichen Vorries ist nach seismischen Untersuchungen von ANGENHEISTER u. POHL (1969, 325, Abb. 7) mit dem Auftreten von Rotliegend-Gesteinen zu rechnen. Zwischen einem etwa in 100 m NN ermittelten rieswärts ansteigenden Reflexionshorizont, der als Oberkante des Muschelkalks gedeutet wird, und der mutmaßlichen Kristallin-Oberkante bei — 100 m NN, die rieseinwärts abtaucht, liegt ein Schichtenstoß von 200 m Mächtigkeit im Westen und bis über 300 m im Osten; davon sind etwa 100 m als Muschelkalk in sandiger Randfazies aufzufassen (vgl. Kap. 4.2.2.1.2.). Die Altersstellung des tieferen Anteils ist problematisch. Neben ? ausgeilendem Buntsandstein (vgl. Kap. 4.2.2.1.1.) ist in diesem Sedimentpaket — in Übereinstimmung mit HAUNSCHILD (1969, 45 f.) — vor allem Rotliegendes zu vermuten.

Aus dem am westlichen Riesrand gelegenen Suevit bei Altenbürg (3605150/5409450) erwähnt BENTZ (1928 a) unter anderem zahlreiche gut gerundete Grundgebirgsgerölle, die er dem Rotliegenden zuordnet. P. DORN (1937, 3 f.) hingegen faßt sie als Buntsandstein-Zeugen auf. Ohne bessere Kenntnis des autochthonen Untergrundes im Vorland des Rieses kann eine sichere Entscheidung über ihre stratigraphische Stellung nicht getroffen werden.

Immerhin ist auch im Gebiet des heutigen Rieskraters ursprünglich mit Sedimenten des Rotliegenden zu rechnen. Ihre Identifizierung in den Ries-Auswurfsmassen ist wegen großer fazieller Ähnlichkeiten zur Ries-Trias vorerst aber kaum möglich.

### 4.2.1.1.2. Zechstein

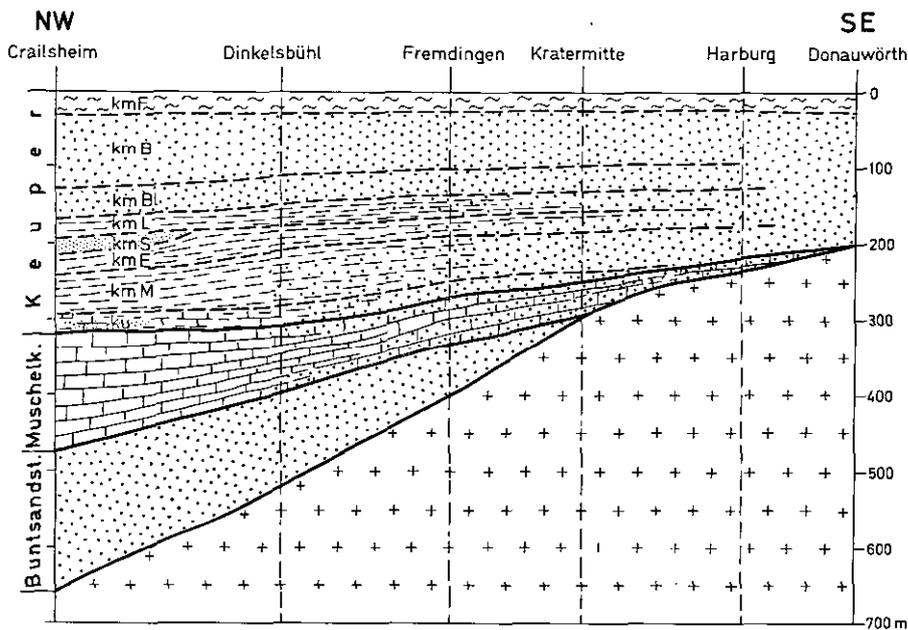
Das nächstgelegene Vorkommen von marinem Zechstein wurde 80 km nordwestlich des Rieskrater-Zentrums mit 42 m Mächtigkeit in der Bohrung Ingelfingen im Kochertal durchteuft; gegen Südosten keilen seine Schichten rasch aus (vgl. CRAMER 1964, 63). Auch in der Tiefbohrung Dairting 1 wurden keine Zechstein-verdächtigen Gesteine angetroffen. Da außerhalb des marinen Ablagerungsraumes mit terrestrischen Äquivalenten des Zechsteins nicht zu rechnen ist, muß auch heute für das gesamte Gebiet des Rieses sein Fehlen angenommen werden.

## 4.2.2. Mesozoikum

### 4.2.2.1. Trias

(DIETER MÜLLER u. HORST GALL)

Wie das Jungpaläozoikum, so gehört auch die Trias im Riesgebiet zu den bis heute noch mangelhaft bekannten Formationen, abgesehen nur vom höheren Teil des Mittelkeupers (Burgsandstein, Feuerletten). Dies ist vor allem durch ihre paläogeographische Randlage am Vindelizischen Land bedingt, die sich in einer monotonen, relativ grobsandigen vindelizischen Randfazies äußert.



- |  |   |                           |
|--|---|---------------------------|
|  | Tonstein des Feuerletten  | kmF = Feuerletten         |
|  | Sandstein der vindelizischen Randfazies   | kmB = Burgsandstein       |
|  | Sandstein der nordischen Beckenfazies   | kmBl = Blasensandstein    |
|  | Tonstein der nordischen Beckenfazies  | kmL = Lehrbergschichten   |
|  | Kalke, Dolomite   | kmS = Schilfsandstein     |
|  | Kristallines Grundgebirge mit ? eingefalteten Resten von Altpaläozoikum sowie Rotliegend-Trögen | kmE = Estherienschichten  |
|  |   | kmM = Myophorienschichten |
|  |   | ku = Lettenkohlenkeuper   |

Abb. 1. Fazieschema der Trias im Rieskrater-Gebiet und seiner Umgebung (nach Unterlagen von CRAMER 1964, EMMERT 1964 a, b; HAUNSCHILD 1969; WIRTH 1970 und eigenen Vorstellungen).

Durch die Untersuchungen von WURSTER (1964) ist bekannt, daß das Liefergebiet für den größten Teil des germanischen Keupers im Nordosten, im Bereich des Skandinavischen Schildes zu suchen ist. In der Nähe des Vindelizischen Landes machen sich zunehmend Einschüttungen von diesem Gebiet bemerkbar, die vor allem zur Zeit des höheren Bunten Keupers (Blasensandstein, Burgsandstein) nach Norden bis über den Main gelangten und sich dort mit der von Nordosten gelieferten Beckenfazies verzahnten. Eine ähnliche Verzahnung tritt nun gegen Südosten auch im tieferen Teil des Keupers und im Muschelkalk auf, wie dies besonders deutlich das oberfränkische Bruchschollenland zwischen Kronach und Grafenwöhr erkennen läßt (vgl. EMMERT 1964 a, b). Auch das Ries gehört zu diesem Übergangsgürtel, wobei sich gerade hier der Wechsel in die vindelizische Fazies besonders rasch vollzieht (vgl. Abb. 1).

So ist in der Gegend von Crailsheim (40 km nordwestlich des Rieszentrums) der tiefere Keuper (Lettenkohlenkeuper bis Lehrbergschichten), der hier rieswärts zum letzten Male über Tage ansteht, noch ganz in Beckenfazies entwickelt, während er in der Tiefbohrung Daiting 1 (30 km südöstlich des Ries-Zentrums) in seiner Gesamtheit in vindelizischer Randfazies (fein- bis grobkörnige Sandsteine, WIRTH 1970) vorliegt.

Während die Beckenfazies eine gute lithofazielle Gliederung gestattet, ist diese bei der vindelizischen Randfazies wegen der unruhigen Sedimentation ohne ausgeprägtere Zyklenbildung viel schwieriger.

Vollkommen ausgeschlossen ist sie im allgemeinen bei den aus dem stratigraphischen Verband gerissenen Schollen in den Trümmernmassen des Rieses. Was in der Riesliteratur als Oberer Burgsandstein oder Stubensandstein bezeichnet wird, kann wohl diesen Schichtgliedern angehören, ebenso gut aber auch aus tieferen Schichten der Trias stammen. Um diesem Problem Rechnung zu tragen, wurde in allen Fällen, in denen eine sichere Zuordnung isolierter Schollen nicht möglich war, in der Rieskarte 1 : 50 000 „Mittel- und Obertrias (vorwiegend), ungliedert“ eingetragen.

#### 4.2.2.1.1. Buntsandstein

Das Auftreten von Buntsandstein im Gebiet des Nördlinger Rieses ist fraglich.

Das nächste Übertage-Vorkommen befindet sich bei Ingelfingen im Kochertal, 80 km nordwestlich der Kratermitte. In dieser Bohrung wurde er noch in vollständiger Ausbildung und ähnlicher Fazies wie in Spessart und Odenwald und einer Gesamtmächtigkeit von 408 m erbohrt (vgl. CARLÉ & FRANK 1955). Gegen das Vindelizische Land im Südosten dürfte er, ebenso wie in Oberfranken und der Oberpfalz, unter rascher Mächtigkeitsabnahme in eine gröbere und schwerer gliederbare Randfazies übergehen. Diese könnte vielleicht ähnlich wie in der Oberpfalz zwischen Grafenwöhr und Weiden ausgebildet sein, wo der Buntsandstein vorwiegend aus hellen bis weißlichen, unterschiedlich verfestigten, mittel- bis grobkörnigen Arkosen mit Einschaltungen von dunkelroten und grünen, sandigen Tonsteinen besteht (vgl. TILLMANN 1954, 54 f.).

In vergleichbarer Ausbildung könnte der Buntsandstein zumindest mit seinen obersten Anteilen (Oberer Buntsandstein) noch im nördlichen Riesgebiet vertreten sein. In Gestalt dislozierter Schollen wäre er dann allerdings mit feldgeologischen Methoden kaum von Gesteinen des Sandsteinkeupers zu unterscheiden.

Dem Buntsandstein ordnet P. DORN (1937) die bereits erwähnten Kristallingerölle im Suevit der Altenburg zu (vgl. aber auch BENTZ 1928 a; siehe Kap. 4.2.1.1.1.).

WIRTH (1970, 70 ff.) kommt für den tieferen Teil der kontinentalen Trias in den Tiefbohrungen Daiting 1 und Eichstätt 1 anhand von Schwermineral- und radiometrischen Untersuchungen zur Ansicht, daß hier möglicherweise Buntsandstein vorliegen könne. Die betreffende Schichtfolge besteht in Daiting 1 aus blaßroten, fein- bis grobkörnigen Sandsteinen mit roten Tonsanden sowie rotem, violetterem und grünem Tonstein in einer Mächtigkeit von ca. 90 m (Ton/

Sandkomplex 2 und Sandkomplex III + IV von 635—725 m Teufe). Auf den Keuper würden dann aber nur 110 m Mächtigkeit entfallen. Es ist somit fraglich, ob diese Einstufung berechtigt ist. Nach HAUNSCHILD (1969, Abb. 1) beträgt die Mächtigkeit des Keupers im Raum Daiting—Eichstätt noch ca. 200 m; ein Wert, der gut mit den in den Bohrungen angetroffenen Mächtigkeiten der kontinentalen Trias übereinstimmt.

Letztlich wird man die Frage, ob der Buntsandstein mit seinen äußersten Ausläufern noch bis in das Riesgebiet oder wenigstens in seinen nordwestlichen Teil reicht, nur beantworten können, wenn aus dem Kratervorland im Nordwesten, wo noch mit ansprechbarem Muschelkalk zu rechnen ist, eine Tiefbohrung bis zur Kristallin-Oberkante vorliegt.

#### 4.2.2.1.2. Muschelkalk

Wie Buntsandstein und Keuper, so tritt auch der Muschelkalk in der Nähe des vindelizischen Landes in einer sandigen Randfazies auf, bevor er gänzlich auskeilt.

Das dem Ries nächstgelegene Vorkommen an der Heldenmühle bei Crailsheim, 47 km nordwestlich der Kratermitte, zeigt Oberen Muschelkalk noch in reiner Beckenfazies. In der Tiefbohrung Daiting 1, 30 km südöstlich des Kraterzentrums, hingegen ist er ausgekeilt oder höchstens als geringmächtiger, rein terrestrischer Sandstein entwickelt.

Im Rieskrater und in seiner Umgebung ist demnach mit dem Auftreten von Muschelkalk in sandiger Randfazies zu rechnen.

In der Tat finden sich in den Riestrümmermassen des öfteren Gesteine, die mit großer Wahrscheinlichkeit hierher zu stellen sind. Vom Westhang des Hahnenberges bei Appethshofen (4396410/5410460) erwähnt bereits NATHAN (1925, 44) einen gelben, schwarz gefleckten, kalkhaltigen Sandstein mit Myophorien-ähnlichen Steinkernen, der nicht in die damals bekannte Schichtfolge des Keupers paßte. Eine Überprüfung dieses Vorkommens durch B. SCHRÖDER (1967) ergab, daß es sich um fossilführende Mittlere Trias handelt. Die schlecht aufgeschlossene Folge besteht aus unterschiedlich festen, grobkörnigen Sandsteinen mit grünlichen Tönen und einer gelblichen bis braunen, plattigen Kalksandsteinbank, die Exemplare von *Myophoria cf. vulgaris* (SCHLOTHEIM) lieferte. Nach Vergleichen mit Nordost-Bayern hält SCHRÖDER eine Zugehörigkeit zum Unteren oder Oberen Muschelkalk oder dem Grenzdolomit des Unteren Keupers für möglich.

WEBER (1953, 244 ff.) rechnet die Schichtenfolge vom Hahnenberg zu der von ihm dem Blasensandstein zugeordneten Schmähinger Serie. Diese ist auf den Äckern 700 m östlich Schmähingen (4391670/5408820) noch leidlich erschlossen und besteht aus hellen, fein- bis mittelkörnigen, unterschiedlich verfestigten Sandsteinen mit grünlichen und rotbraunen Tonsteinen sowie einer bis 40 cm mächtigen, gelblichen und zelligen dolomitischen Kalkbank. Ähnliche Ablagerungen erwähnt WEBER noch von der Neuburger Straße 1 km östlich Wemding (4407560/5415960), vom Mühlauhof südlich Schmähingen (4391660/5407800), vom Nordost-Hang des „Berges“ nördlich Belzheim (genauer Fundort unbekannt) und vom Straßeneinschnitt bei Schaffhausen (4395720/5426320; zit. nach GERSTLAUER 1940, 12).

Weitere Vorkommen wurden in Amerbach (4404820/5417680), zwischen Lierheim und Appetshofen (4397555/5409150), in der Grube östlich Lierheim (4399220/5409035), an MEYERS Bierkeller in Nördlingen (3609730/5412600), am Rothenberger Hof bei Wemding (4408870/5414780) und bei Wolferstadt 4411590/5419040) in den Bunten Trümmernmassen entdeckt, stets ohne Fossilien. Die Zugehörigkeit all dieser Neufunde zur Mittleren Trias ist sehr wahrscheinlich, wenngleich weniger sicher als am Hahnenberg. Möglicherweise handelt es sich um einen oder mehrere Horizonte stratigraphisch etwas abweichender Stellung.

Die Mächtigkeit des Muschelkalks in Randfazies im Kraterbereich wird von HAUNSCHILD (1969, 45, Abb. 2) auf etwa 50 m geschätzt; sie dürfte aber — entsprechend der paläogeographischen Randlage des Rieses — noch innerhalb des Kratergebietes von Südosten gegen Nordwesten stark zunehmen.

#### 4.2.2.1.3. Keuper

##### 4.2.2.1.3.1. Unterer Keuper (Lettenkohle)

Die dem Ries nächstgelegenen, über Tage ausstreichenden Vorkommen des Lettenkohlenkeupers sind 42 km nordwestlich der Kratermitte im Jagsttal südlich Crailsheim bekannt. Er liegt dort in einer Mächtigkeit von etwa 20 m noch ganz in Beckenfazies vor. Der Übergang in die Randfazies, die wahrscheinlich ähnlich wie im oberfränkischen Bruchschollenland als Folge heller Sandsteine mit noch fossilführenden Karbonat-Einschaltungen (Grenzdolomit) entwickelt sein dürfte, vollzieht sich unter Tage und ist in diesem Bereich, mangels genügend tiefer Bohraufschlüsse, nicht bekannt.

Möglicherweise gehört in den Bunten Trümmernmassen des Rieses ein Teil der als Mitteltrias beschriebenen Gesteine hierher.

##### 4.2.2.1.3.2. Mittlerer Keuper

###### Myophorienschichten

Wie die Lettenkohle, so sind auch die dem Ries nächstgelegenen Myophorienschichten südlich Crailsheim noch ganz in Beckenfazies entwickelt, und der Übergang in die Randfazies vollzieht sich untertage.

Im Kraterbereich sind ähnlich wie im oberfränkisch-oberpfälzischen Bruchschollenland vorwiegend helle Sandsteine mit bunten Tonstein-Zwischenlagen zu erwarten. Eventuelle Vorkommen in den Ries-Aussprengmassen wären jedoch im Gelände von Gesteinen des Sandsteinkeupers kaum zu unterscheiden.

Die max. Mächtigkeit am nordwestlichen Kratertrand dürfte 50 m kaum übersteigen, in geringer Mächtigkeit könnten sie auch noch im tieferen Teil der kontinentalen Trias in der Bohrung Daiting 1 mitvertreten sein, ohne daß allerdings eine Abtrennung von anderen Trias-Stufen bisher möglich wäre.

### Estherienschichten

Die Estherienschichten reichen übertage zwischen Crailsheim und Dinkelsbühl bis etwa 35 km an das Kraterzentrum heran und sind dort noch ganz in Beckenfazies entwickelt. In dieser Ausbildung (dunkelgraue Tonmergel mit Gips) und einer Mächtigkeit von ca. 30 m wurden sie auch in der Tiefbohrung der Stadt Dinkelsbühl (27 km von der Riesmitte entfernt) erbohrt (vgl. HAUNSCHILD 1970). Auch in der Tiefbohrung Rastberg 1 (17 km nordnordöstlich der Kratermitte) sind sie in den obersten 6 noch durchteuften Metern in reiner Beckenfazies entwickelt (vgl. HAUNSCHILD 1968, 1969).

Der Übergang in die sandige Randfazies der Estherienschichten dürfte sich im Kraterbereich vollziehen. Es sind hier, ähnlich wie im Gebiet von Grafenwöhr, helle, fein- bis grobkörnige Sandsteine mit grünlichen und roten Tonstein-Zwischenlagen zu erwarten (vgl. EMMERT 1964 b, 100). Als eventuelle Komponenten in den Trümmern des Rieses sind sie daher von Gesteinen des höheren Keupers kaum zu unterscheiden.

Die Mächtigkeit der Estherienschichten im Nordwesten dürfte um oder unter 30 m liegen.

### Schilfsandstein

Die Verbreitung des Schilfsandsteins übertage entspricht der der Estherienschichten. Die dem Ries nächstgelegenen Vorkommen im Wörnitzgebiet nordwestlich Dinkelsbühl bestehen aus geringmächtigen, grünlich-grauen bis rotbraunen, feinkörnigen, schiefrigen Sandsteinen mit ähnlich gefärbten sandigen Tonstein-Zwischenlagen. In dieser geringmächtigen „Flächenfazies“ (2–5 m) reichen sie untertage bis ins nördliche Vorries (Bohrung Rastberg 1; vgl. HAUNSCHILD 1969, 49).

Im Kraterbereich wurden Gesteine in Schilfsandstein-Fazies nicht mehr beobachtet, so daß er hier auskeilen oder — wie die übrigen Stufen des tieferen Bunten Keupers — in vindelizischer Randfazies vorliegen dürfte.

### Lehrbergschichten

Die Lehrbergschichten reichen übertage im Wörnitztal bis ca. 30 km an den Kratermittelpunkt heran. Sie sind dort — ebenso wie in den Tiefbohrungen um Dinkelsbühl — noch nahezu ganz in Beckenfazies entwickelt: Überwiegend rotbraune, dolomitische Tonmergelsteine mit knolligen Steinmergellagen in einer Mächtigkeit von 25–30 m. Weiter südöstlich vollzieht sich der Übergang in die Randfazies. In der Tiefbohrung Rastberg 1 finden sich in der ca. 25 m mächtigen Schichtfolge bereits überwiegend (fein-) mittel- bis grobkörnige Sandsteine von rotbrauner bis grüngrauer Farbe mit unterschiedlichem karbonatischem Bindemittel und noch einzelnen, vorwiegend rotbraunen Tonstein-Zwischenlagen (HAUNSCHILD 1969, 48 f.).

In ähnlicher Fazies dürften sie auch im Kraterbereich angestanden haben. Die Existenz von Lehrbergschichten in sandiger Randfazies wurde bereits von WEBER (1953) angenommen; seine Ansicht jedoch, daß sie unmittelbar das kristalline Grundgebirge überlagerten, kann nach dem Nachweis fossilführender Mitteltrias nicht mehr aufrechterhalten werden. Wegen der großen faziellen Ähnlichkeit der sandigen Lehrbergschichten mit Gesteinen des Sandsteinkeupers ist jedoch auch bei ihnen ein eindeutiger Nachweis eventueller Schollen in den Riestrümmern vorerst kaum möglich.

Von der Straßenböschung 3 km nordwestlich Fünfstetten, südlich Lommersheim (4407070/5413290), beschreibt WEBER (1941, 23) eine über 16 m mächtige Schichtfolge aus rotbraunen Tonsteinen mit hellen bis blaßroten, wenig verfestigten, mittel- bis grobkörnigen Sandsteinlagen sowie einer 2,7 m mächtigen, weißlichen, dunkelrot bis schwärzlich geflammtten Steinmergellage. Möglicherweise entspricht diese mitsamt ihrem Liegenden den obersten Lehrbergschichten (Lehrbergbänke), womit das Hangende dann dem Blasensandstein zuzuordnen wäre. WEBER (1953, 243) deutet indessen die Steinmergellage als Karbonateinschaltung im obersten Blasensandstein, die nach heutiger Auffassung dann als Grenzkarbonathorizont des Unteren Burgsandsteins anzusprechen wäre. Es erscheint jedoch fraglich, ob dieser Horizont auch in so großer Nähe zum Vindelizischen Land, wie es dem Riesgebiet entspricht, noch derart charakteristisch ausgeprägt ist.

### Blasensandstein (i. w. S., einschließlich Coburger Sandstein)

Der Blasensandstein reicht übertage im Wörnitztal bei Dinkelsbühl bis ca. 25 km an das Kraterzentrum heran. Er besteht aus einer Wechselfolge von mittel- bis grobkörnigem, unterschiedlich stark verfestigtem, feldspatreichem Sandstein mit teils tonigem, teils karbonatischem oder auch kieseligem Bindemittel und Einschaltungen von rotbraunen und grünlichen Tonsteinen. Zwischengelagert können geringmächtige Karbonatbänke sein, die häufig wieder syngedimentär aufgearbeitet und als Gerölle in die Sandsteine eingelagert wurden und so beim Auswittern — zusammen mit ausgewitterten Tongallen — das charakteristische blasige Gefüge ergeben. Diese Ausbildung markiert im Gebiet um Dinkelsbühl, wie auch im gesamten übrigen fränkischen Raum, einen weiten Vorstoß der vindelizischen Randschüttungen über die bisher fast ausschließlich von Norden gelieferten tieferen Keuper-Schichten.

In entsprechender Fazies, noch etwas ärmer an Ton, wurde der Blasensandstein 40 m mächtig auch in der Bohrung Rastberg 1 durchteuft (vgl. HAUNSCHILD 1968, 1969).

Sein Auftreten im Kratergebiet darf als gesichert gelten, allerdings ist wie bei den Gesteinen des tieferen Keupers eine Abtrennung von Schollen des Burgsandsteins und anderer sandiger Trias-Schichten in den Trümmernmassen des Rieses bis heute kaum möglich. Eventuell ist das Hangende der Steinmergelbank in der Trias-Scholle nordwestlich Fünfstetten dem Blasensandstein zuzuordnen. Die nach WEBER (1953) noch etwa 30 m mächtige Schichtfolge besteht aus hellen, mittel- bis grobkörnigen, geröllführenden Sandsteinen mit karbonatischem, untergeordnet auch kieseligem Bindemittel, roten und grünen Tonstein-Zwischenlagen sowie bunten Hornsteinen und Steinmergelgeröllen. Gegen eine Einstufung in den Unteren bis Mittleren Burgsandstein, wie sie WEBER vertritt, könnte der trotz der Nähe zum Vindelizischen Land noch erhebliche Karbonatgehalt angeführt werden, der im auffallenden Gegensatz zu der bereits sehr karbonatarmer Fazies des Burgsandsteins nördlich des Rieses steht.

Zum Blasensandstein stellt WEBER (1953) die Schmähinger Serie sowie die Schichten mit dem Döckinger Quarzit. Gegen erstere Einstufung sprechen die charakteristischen gelben Kalkbänke der Schmähinger Serie, die in dieser Färbung im gesamten Sandsteinkeuper des nordwestlichen Ries-Vorlandes nicht zu beobachten sind. Sie geben vielmehr einen Hinweis auf eine tiefere Trias-Stufe in Randfazies, was durch den Nachweis faziell ähnlich ausgebildeter Mitteltrias am Hahnenberg gestützt wird. Der Döckinger Quarzit schließlich ist mit JAHNEL (1970) als grobkörnige eingekieselte Fazies des Angulatensandsteins (Lias Alpha 2) zu deuten.

### Burgsandstein bzw. Stubensandstein

Der Burgsandstein ist die älteste Keuperschicht, die von Nordwesten her über Tage bis an den Kraterrand heranreicht.

Sein württembergisches Äquivalent wird als Stubensandstein bezeichnet. Dieser umfaßt stratigraphisch allerdings nicht mehr den basalen Lettenhorizont des Unteren Burgsandsteins, der nach Westen zunehmend mächtiger und in Württemberg noch zu den Bunten Mergeln gezogen wird.

Die fazielle Ausbildung des Burgsandsteins ist der des Blasensandsteins sehr ähnlich: überwiegend grobkörnige, feldspatreiche Sandsteine von heller bis blaß-roter Farbe mit Quarzgeröllen bis über Faustgröße. Als Zwischenschaltungen treten rotbraune bis grüngraue Tonsteine auf, die teilweise stärker horizontgebunden sind und eine Gliederung des Burgsandsteins in 3 Einheiten — Unterer, Mittlerer, Oberer Burgsandstein — gestatten. Alle drei beginnen mit basalen Lettenhorizonten, die als randliche Ausläufer der Beckenfazies gedeutet werden, und bestehen in ihrer Hauptmasse aus feldspatreichen Sandsteinen, die als vindelizische Randfazies bis ins Main-Gebiet zu verfolgen sind (vgl. EMMERT 1964 b). Da auch innerhalb der Sandstein-Folgen mächtige Tonstein-Einschaltungen auftreten können, bleibt diese Gliederung allerdings immer etwas subjektiv und ist in den allöchthonen Schollen im allgemeinen kaum durchführbar.

Die Ausbildung des Burgsandsteins im Kraterbereich dürfte von der im nördlichen Vorland kaum abweichen.

Der Untere Burgsandstein (nach HAUNSCHILD, 1969, um 15 m mächtig) liegt im ganzen Gebiet in der beckenrandnahen Nürnberger Fazies vor, die durch grobes Korn, Zurücktreten der Tonstein-Einschaltungen und wenig festes, nicht-karbonatisches Bindemittel gekennzeichnet ist.

Der Mittlere Burgsandstein wird um 30 m mächtig (HAUNSCHILD 1969, 52 f.). Sein basaler Lettenhorizont führt an der Oberkante zur Sandstein-Folge zahlreiche Hornsteinknollen (z. B. bei Bechhofen, HAUNSCHILD 1967).

Charakteristisch für die beckenrandfernere Ausbildung ist ein dolomitisches Bindemittel und das Auftreten bis mehrere Meter mächtiger Dolomitbänke terrestrischer Entstehung. Diese „Dolomitische Arkose“ tritt in Riesnähe noch im Gebiet um Dinkelsbühl landschaftsgestaltend hervor (markante Schichtstufe). Weiter gegen Südosten nimmt der Karbonatgehalt mit zunehmender Annäherung an den Beckenrand rasch ab. So sind bereits in der Bohrung Rastberg 1 bei Wassertrüdingen die Sandsteine nur noch ganz untergeordnet karbonatisch verfestigt, und reinere karbonatische Einschaltungen treten nur noch vereinzelt und geringmächtig (wenige cm) auf (vgl. HAUNSCHILD 1969).

Im Kraterbereich ist mit noch geringerem bis fehlendem Karbonatgehalt zu rechnen. Mit aus diesem Grunde erscheint die Ansicht von WEBER (1953, 240 ff.), daß der stratigraphisch höhere Teil der Keuper-Scholle nordwestlich Fünfstetten dem Mittleren Burgsandstein zuzuordnen sei, kaum als zutreffend.

Der Obere Burgsandstein (um 35 m mächtig, nach HAUNSCHILD 1969) ist besonders grobkörnig, mit Quarzgeröllen bis mehr als 5 cm Durchmesser, entwickelt. Charakteristisch ist die geringe Verfestigung und die beginnende Kaolinisierung

der Feldspäte. Der Obere Burgsandstein ist bereits im nordwestlichen Kratervorland, mit Ausnahme des basalen Lettens, nahezu karbonatfrei. Daher kann auch im Kraterbereich nirgends mehr mit dem Auftreten eines karbonatischen Bindemittels gerechnet werden.

Im Bereich der dislozierten Kraterschollen kann Burgsandstein vorerst nur dann sicher angesprochen werden, wenn noch der stratigraphische Verband mit Feuerletten und unterem Jura gewahrt ist. Besonders häufig tritt er demnach in der Kraterrandzone des nordwestlichen, nördlichen und nordöstlichen Rieses auf. Am westlichen Riesrand ist die bereits BENTZ (1928 a) bekannte Scholle am Rothenberg bei Utzmemmingen (3604500/5411200) zu nennen, die vom Burgsandstein bis in den mittleren Lias reicht; im Südosten wurde bei der Erweiterung der Bundesstraße 25 westlich Harburg (4402250/5406730) eine Großscholle vom Burgsandstein bis zum Dogger  $\beta$  aufgeschlossen (MÜLLER 1969). Die Fazies der Gesteine in diesen dislozierten Schollen, die vorwiegend dem Oberen Burgsandstein angehören dürften, hält sich innerhalb des im autochthonen Vorland üblichen Rahmens.

#### Feuerletten bzw. Knollenmergel

Mit dem Feuerletten schließt der Keuper — von Ausnahmen abgesehen — im Riesgebiet ab.

Sein Äquivalent in Württemberg wird als *Knollenmergel* bezeichnet.

Besonders verbreitet tritt er in der Kraterrandzone des nordwestlichen, nördlichen und nordöstlichen Rieses auf. Im übrigen Bereich sind größere Vorkommen von den oben erwähnten Schollen vom Rothenberg bei Utzmemmingen und der B 25 westnordwestlich Harburg bekannt. WEBER (1941, 21) führt 2 Vorkommen von Amerbacherkreut und Wemding an.

Feuerletten in typischer Fazies wurde auch in der Tiefbohrung Daiting 1 zwischen 524 und 550 m Teufe angetroffen (vgl. WIRTH 1970).

Der Feuerletten besteht aus einem vorwiegend braun- bis violettroten, nur untergeordnet grünlichen, schlecht geschichteten mergeligen Tonstein, der zahlreich blaßrote bis weißliche, gefleckte Kalkknollen enthält. Das starke Zurücktreten von Sandsteinen, das Überwiegen der pelitischen Ausbildung zeigt ein erneutes weites Vordringen der Beckenfazies des Keupers gegen Südosten an.

Im nordwestlichen Vorries treten als untergeordnete Einschaltungen Kalksandsteine mit Konglomeratlagen aus aufgearbeiteten Mergelknollen auf (BARTHEL 1957).

Der Grenzbereich zum Lias (0,2—0,5 m) ist stets hellgrünlich mit gelblichen Verwitterungsfarben und mit etwas höherem Kalkgehalt entwickelt. Die Ursache hierfür ist in einer Ausbleichung durch das Liasmeer zu sehen.

In den Riestrümmern bildet der Feuerletten durch seine charakteristischen Kalkknollen einen leicht anzusprechenden Horizont. Wo diese allerdings

fehlen bzw. der Kontakt zum hangenden Lias nicht mehr gewahrt ist, stößt eine Abtrennung von Tonsteinen der tieferen Trias auf erhebliche Schwierigkeiten.

Die Mächtigkeit des Feuerletten beträgt im Riesgebiet 20—25 m (HAUNSCHILD 1969, Tab. 1).

#### 4.2.2.1.3.3. Oberer Keuper (Rhät)

##### Grobsandstein von Uttenstetten — Bernhardswend

Die paläogeographischen Verhältnisse des Riesgebietes an der Wende Trias/Jura sind eher mit denen von Württemberg vergleichbar als mit denen des Gebietes östlich der Weißenburger Schwelle (Vorland der mittleren und nördlichen Frankenalb). Der dort gebräuchliche und aus faziellen Gründen (schwer untergliederbare fluviatile Sandsteine) auch berechnete Begriff des „Rhätolias“ darf daher nicht ohne weiteres auf das Ries und sein Vorland übertragen werden.

Gegen Ende der Sedimentationszeit des Feuerletten unterlag das württembergische und südfränkische Gebiet einer Heraushebung, so daß die obersten Feuerletten-Schichten, sofern überhaupt noch abgelagert, wieder erodiert wurden. Das dabei entstandene flache Relief wurde zur Zeit des mittleren Rhät wieder mit vorwiegend sandigen, in West- und Mittelwürttemberg bereits eindeutig marinen Sedimenten plombiert. Nach diesem Meeresvorstoß, mit dem sich schon das Nahen des Jurameeres ankündigte, wurde das Gebiet abermals herausgehoben und weitgehend eingeebnet, wobei auch die nachfolgende Transgression des Jurameeres eine Rolle gespielt haben dürfte. Die Schichten des Rhät wurden dabei bis auf geringe Relikte in tiefen Rinnen des unterrhätischen Feuerletten-Reliefs wieder abgetragen. Daher überlagern fast überall die Schichten des unteren Lias mit scharfer Grenze (Hiatus) die gekappte, grünlich gebleichte Oberfläche des Feuerletten.

Diese Verhältnisse treffen in gleicher Weise für den größten Teil des Rieses und sein Umland zu. Ausnahmen davon finden sich lediglich im nördlichen und nordwestlichen Vorland (vgl. JAHNEL 1970).

Im Gebiet von Uttenstetten tritt zwischen Feuerletten und marinem Unterlias ein ca. 2 m mächtiger heller, sehr grobkörniger Arkosesandstein mit Quarzén bis über 1 cm Durchmesser und kalkigem Bindemittel auf (BARTHEL 1957, 13). Er läßt sich in ähnlicher Ausbildung mit abnehmender Korngröße gegen Norden bis Bernhardswend westlich des Hesselberges verfolgen, wo er bis vor kurzem samt den Schichten des unteren Lias an der Böschung der Straße nach Untermichelbach (3604090/5438020) vorzüglich erschlossen war. Er besteht dort aus einem weißgrauen, kalkig gebundenen, grobkörnigen Arkosesandstein mit zahlreichen grünlichen und violetten Tongeröllen aus dem Feuerletten. Darüber folgen stellenweise noch bis 0,25 m mächtige, graue, sandige Tone mit inkohlten Pflanzenresten. Beide Gesteine werden von der Basisbank der marinen Psilonotenschichten mit scharfer Grenze abgeschnitten. Diese Basisbank besteht aus aufgearbeitetem Material des Liegenden und ist daher nicht überall so eindeutig vom Liegenden abtrennbar wie in Bernhardswend, z. B. in Uttenstetten (3605170/5429550), wo aber grundsätzlich die selben Verhältnisse bestehen.

Während östlich dieser Bernhardswender Rinne der untere Lias wieder über Feuerletten transgrediert, tritt weiter im Osten bei Himmerstall zwischen Feuerletten und Lias wieder eine ähnlicher Arkosesandstein wie in Uttenstetten auf. Seine nördliche Fortsetzung wurde offenbar in der Tiefbohrung Aufkirchen ange-

troffen (vgl. HAUNSCHILD 1965), wo 9 m Angulatensandstein von 5,4 m grauem, grobkörnigem Sandstein unterlagert wurden.

Wie die Verhältnisse vor allem in Bernhardswend zeigen, bilden alle diese Sandsteine gekappte Erosionsrelikte einer präliassischen fluviatilen Sandschüttung über einem alten Feuerletten-Relief. Eine exakte Einstufung ist mangels Fossilien bisher noch nicht durchführbar. Da die Sedimente in ihrer Lagerungsweise vollkommen mit — allerdings marinen — Rhät-Schichten in Württemberg vergleichbar sind, ist in erster Linie an rhätisches Alter zu denken.

Allerdings kann ein etwas höheres Alter (Sandstein-Einschaltungen im Feuerletten) vorerst nicht ganz ausgeschlossen werden. Ein tief-liassisches Alter scheidet wegen der transgressiven Überlagerung mit marinen Psilonotenschichten bei Bernhardswend mit Sicherheit aus.

An allen übrigen Stellen, von denen angebliche rhätische Ablagerungen beschrieben worden sind, ist deren Auftreten auszuschließen oder zumindest äußerst fraglich.

Das „Rhät“ vom Rothenberg bei Utzmemmingen (BENTZ 1928 a) wurde bereits von WEBER (1953) als unterer Lias erkannt. Der angebliche „Rhätolias“-Grobsandstein von VIOHL (1969, 24 ff.) bei Lentersheim wird von marinem fossilführendem, feinkörnigem Angulatensandstein unterlagert und ist — entgegen HAUNSCHILD (1976) — mit JAHNEL (1970, 17 f.) als örtliche Grobfazies des höheren Angulatensandsteins aufzufassen. Die stratigraphische Stellung des 1,5 m mächtigen Sandsteins an der Trias/Jura-Grenze in der Tiefbohrung Daiting 1 zwischen 522,5 und 524 m (vgl. WIRTH 1970, 70) ist unsicher. Eine Zugehörigkeit dieses Grobsandsteins zum Unter-Sinemurium ist nicht auszuschließen.

#### 4.2.2.2. Jura

(HORST GALL u. DIETER MÜLLER)

Die Ablagerungen des Jura im Gebiet des Nördlinger Rieses sind wesentlich besser bekannt als die der Trias und tieferer Formationen. Dies liegt einmal an ihrer oberflächennahen Lage, die zusammen mit einigen Tiefbohrungen Einblick in ihre fazielle Ausbildung um den gesamten Krater gestattet, zum anderen an ihrer — von Ausnahmen zu Beginn des Lias abgesehen — vollmarinen Fazies, die wesentlich geringeren Differenzierungen unterworfen ist als die der Trias, und nicht zuletzt am großen Reichtum an Fossilien, die eine vorzügliche biostratigraphische Untergliederung gestatten.

Paläogeographisch gesehen liegt das Ries im südlichen Randbereich des germanischen Jurabeckens, was vor allem im Lias durch rasche Mächtigkeitsabnahme und noch etwas stärkeren Fazieswechsel gegen Südosten zum Ausdruck kommt. Es liegt im Grenzbereich zwischen der etwas beckenrandferneren württembergischen Fazies im Westen und der durch geringere Wassertiefe bzw. stärkere Festlandsbeeinflussung gekennzeichneten fränkischen Fazies im Osten. Die aus dieser Grenzlage resultierenden Fazies- und Mächtigkeitsänderungen wurden früher als Hinweise auf eine größere trennende Schwelle gesehen (vgl. P. DORN 1937), die in diesem Umfang jedoch nicht gegeben ist. Wenn überhaupt in der Nähe des Rieses von einer größeren Schwelle gesprochen werden kann, so ist diese — wie bereits während des höheren Keupers — weiter im Osten zwischen Weissenburg und Thalmässing zu suchen. Im wesentlichen ist der Fazieswechsel im Ries durch seine Lage in der Nähe des Vindelizischen Landes bedingt (vgl. SCHMIDT-KALER 1969 a); allerdings dürfte örtlichen paläogeographischen Einflüssen eine größere Bedeutung zukommen.

#### 4.2.2.2.1. Lias

Der Lias im Gebiet des Nördlinger Rieses zeigt wie die Trias noch stärkere Mächtigkeitsabnahme und Fazieswechsel von Nordwesten gegen Südosten, vor allem in seinem unteren Teil (Hettangium, Sinemurium), dessen vorwiegend sandige Schichten teilweise bereits im Kraterbereich auskeilen; auch der Mittellias zeigt bei schon geringeren Faziesänderungen noch eine erhebliche Mächtigkeitsabnahme; erst der Oberlias läßt keine gerichtete Fazies- und Mächtigkeitsänderung mehr erkennen. Die Mächtigkeit dieser insgesamt relativ geringmächtigen Jura-Abteilung ist dementsprechend am größten im Nordwesten mit bis über 50 m und nimmt gegen Südosten auf rund 10 m ab (Bohrung Daiting 1: 7,5 m; vgl. WIRTH 1970).

##### 4.2.2.2.1.1. Untere Hettang-Schichten (Pylonotenschichten — Lias Alpha 1)

Die Pylonotenschichten reichen entgegen früheren Ansichten (SCHIEBER 1936, SCHMIDT-KALER 1969 a) nach den Untersuchungen von JAHNEL (1970) von Westen her noch bis zum Hesselberg und ins westliche Ries (vgl. Abb. 2). Innerhalb der Kraterrandzone sind sie vom Rothenberg bei Utzmemmingen (3604500/5411200) bekannt.

Die Pylonotenschichten beginnen in dem Profil von Bernhardswend mit einer fossilreichen, grobkörnigen Sandkalkbank, die abgerollte Kalkknollen aus dem

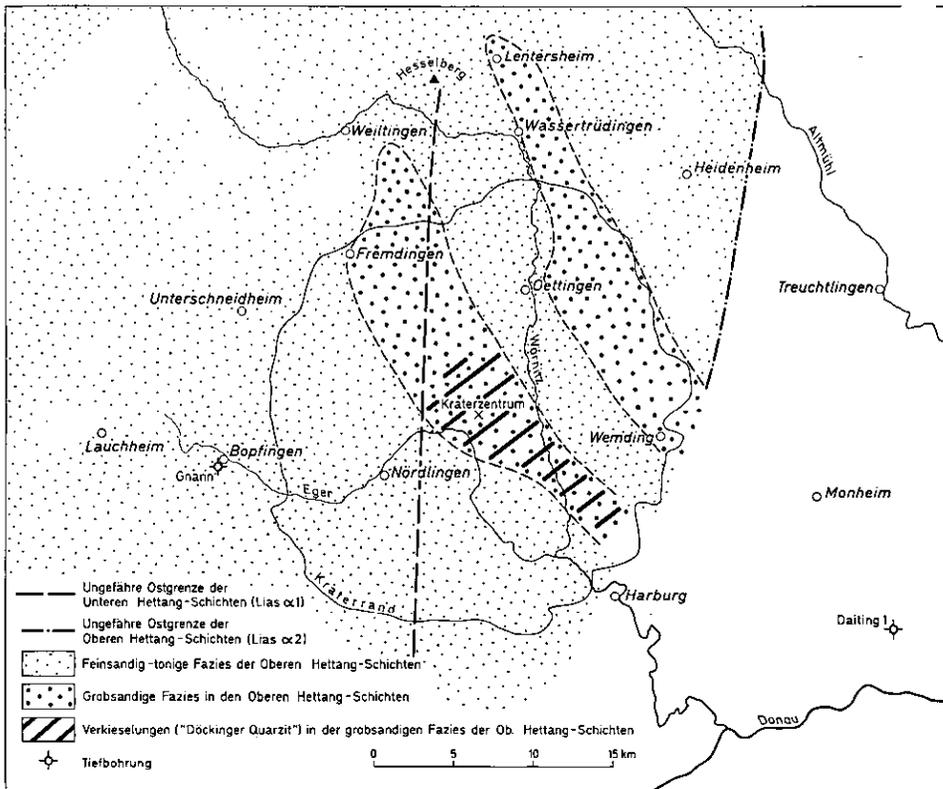


Abb. 2. Fazies und Verbreitungsgrenzen des Hettangiums (Lias  $\alpha 1$  und  $\alpha 2$ ) im Rieskrater-Gebiet und seiner Umgebung (nach SCHMIDT-KALER 1969; VIOHL 1969; JAHNEL 1970 und eigenen Vorstellungen).

Feuerletten sowie liassische Phosphorit- und Tonmergel-Geröllchen enthält und dem 1. Geröllhorizont SCHIEBERS entspricht. In dieser Ausbildung läßt sie sich von Ost-Württemberg bis wenige km an die östliche Verbreitungsgrenze der Pylonotenschichten verfolgen. Darüber liegt eine Folge von dunkelblaugrauen, sandigen Schiefertonmergeln mit graugrünen, feinkörnigen Kalksandsteinbänkchen und stellenweise grauen Phosphoritkonkretionen.

Aus umgelagerten Knollen in der Basisbank der Angulatenschichten stammen Funde von *Psiloceras* cf. *subangulare* (OPPEL) und *Psilophyllites hagenowi* (DUNKER) von Schlierberg und Illenschwang, die eine Einstufung der Schiefertonmergel in das höhere Unterhettangium gestatten (JAHNEL 1970, 9 ff.).

Die Mächtigkeit der Pylonotenschichten beträgt im Nordwesten (Bernhardswend) noch ca. 1 m und nimmt nach Osten rasch bis zum Auskeilen ab.

#### 4.2.2.1.2. Obere Hettang-Schichten (Angulatsandstein — Lias Alpha 2)

Der Angulatsandstein bildet die erste, nahezu im gesamten Kraterbereich abgelagerte Jura-Schicht. Seine Fazies ist infolge der Nähe zum Vindelizischen Land noch stärkeren Schwankungen unterworfen. Neben einer feinkörnigen Normalausbildung, die vollkommen der Fazies in Württemberg entspricht und vor allem im Nordwesten und Westen, untergeordnet auch im übrigen Bereich des Kraters verbreitet ist, muß eine grobsandige Rinnenfazies unterschieden werden, die zungenartig von Südosten gegen Nordnordwesten vorstößt und ihr Hauptverbreitungsgebiet am nördlichen Riesrand sowie bei Lentersheim hat (siehe Abb. 2; BARTHEL 1957, VIOHL 1969, JAHNEL 1970). Letztere entwickelt sich in der Regel erst im höheren Teil des Angulatsandsteins und reicht nur örtlich (Lentersheim) bis fast zur Basis herab.

Die Normalfazies besteht aus hell- bis grüngrauen, feinkörnigen, plattigen Sandsteinen mit unterschiedlich starkem kalkigem Bindemittel und Zwischenlagen aus blaugrauen, schiefrigen Tonmergeln. Eingeschaltet sind seitlich rasch auskeilende härtere Kalksandsteine mit z. T. schillartig angereicherten Gastropoden- und Bivalvenresten. Sie treten vor allem im höheren Teil auf und führen dort nicht selten Cephalopoden der Gattung *Schlotheimia*. Die Basis besteht in Ost-Württemberg aus einer geröllführenden Sandkalkbank mit Brauneisenooiden (2. Geröllhorizont SCHIEBERS). Entgegen früheren Ansichten keilt sie östlich Ellwangen nicht aus, sondern nimmt lediglich eine andere, ooidfreie Fazies an: Kalksandsteine mit häufig Cardinien- und Liostreen-Lumachellen sowie gelegentlich Geröllchen aus den liegenden Pylonotenschichten. In dieser Ausbildung reicht sie nach Osten bis in das Gebiet um Lentersheim und das westliche Ries, während noch weiter gegen Osten bis zum völligen Auskeilen zunehmend höhere Schichten des Angulatsandsteins transgredieren.

Die Grobfazies besteht aus einem relativ schlecht sortierten, grauen, feldspatführenden Sandstein mit zahlreichen inkohlten Treibholzresten, der leicht mit Keupersandstein verwechselt werden kann, sich jedoch — abgesehen von der Stellung im Profil — durch gelbgraue bis ockerbraune Verwitterungsfarben unterscheidet (JAHNEL 1970, 17). Auch sie führt stärkere kalkige Verfestigungen, die an der Grenze zur liegenden Feinsandfazies im Nordwesten bei Fremdingen noch

zahlreich Fossilien, auch Cephalopoden, enthalten, während die Hauptmasse, vor allem im höheren Teil und im Osten (Lentersheim) wohl infolge stärkerer fluviatiler Einflüsse keine marinen Fossilien mehr führt.

Als besondere Ausbildung, die nur aus allochthonen Schollen vor allem im östlichen und südlichen Vorries bekannt wurde, ist der „Döckinger Quarzit“ zu erwähnen, ein weißgrauer, ockergelb anwitternder, stark eingekieselter Grobsandstein, der in Blöcken bis mehrere m<sup>3</sup> im Gebiet um Döckingen (vor allem in der Grube 250 m südlich des Ortes — 4409300/5421840) auftritt. Die stratigraphische Stellung dieses früher zum Tertiär (GÜMBEL 1891 b, 211), zur Oberkreide (SCHNEID 1914, 109), zum Oberen Burgsandstein (ZÖLLNER 1946, 12), zum Blasen-sandstein (WEBER 1953, 250) oder zum Feuerletten (SCHAIRER 1963, 12; STROBEL 1963, 7) gezogenen Gesteins konnte durch den Nachweis eines stratigraphischen Zusammenhangs mit Angulatensandstein in Grobfazies an mehreren Stellen im Riesgebiet geklärt werden (vgl. JAHNEL 1970, 19 ff.). Er verdankt seine Entstehung einer kurzfristigen Heraushebung gegen Ende des Hettangiums, die zur Verwitterung der ursprünglich feldspatreichen Grobsande und dadurch zur teilweisen Einkieselung führte. Eine Verwechslung des heute nahezu feldspatfreien Gesteins ist eigentlich nur mit Gesteinen der Oberkreide möglich, die jedoch erst weiter im Osten auftreten.

Die Mächtigkeit des Angulatensandsteins beträgt im Gebiet der Feinsandfazies im Westen und Norden des Kraters nahe 10 m, im Bereich der Grobsandfazies bis 8 m und nimmt dann im Osten rasch bis zum gänzlichen Auskeilen ab (vgl. SEIBOLD 1950, VIOHL 1969, JAHNEL 1970).

Östlich der Linie Gunzenhausen — Heidenheim — Wemding — Harburg transgredieren erst die grobkörnigen Kalksandsteine des Sinemuriums über den Feuerletten, allerdings dürfte diese von SCHMIDT-KALER (1969 a, Abb. 2) angenommene Ostbegrenzung die paläogeographischen Verhältnisse nur in grober Näherung wiedergeben.

In der allochthonen, vom Burgsandstein bis zum Dogger Beta reichenden Großscholle westnordwestlich Harburg (4402250/5406730) ist der Angulatensandstein bereits ausgekeilt; Kalksandsteine des Sinemuriums liegen konkordant unmittelbar grünlich gebleichtem Feuerletten auf, was gegen eine Ausquetschung des Angulatensandsteins bei der Dislozierung spricht (vgl. MÜLLER 1969). Wahrscheinlich ist in der Nähe der Verbreitungsgrenze des Lias Alpha 2 mit einem engräumigen Wechsel mit noch erhaltenen Relikten in Rinnen und höhergelegenen Rücken, auf denen er erosiv entfernt wurde, zu rechnen.

#### 4.2.2.2.1.3. Sinemur-Schichten (Lias Alpha 3 bis Beta) Gryphaeenkalksandstein (Lias Alpha 3 bis tieferer Lias Beta)

Der Gryphaeenkalksandstein ist in ziemlich einheitlicher Fazies über das ganze Ries und sein Umland verbreitet: in frischem Zustand grauer, angewittert rostbrauner Kalksandstein mit gut sortierten Quarzen von 1—3 mm, vereinzelt bis 15 mm. Die tieferen Lagen sind stellenweise reich an Brauneisenooiden sowie zahlreichen randlich limonitisierten Geröllen des liegenden Angulatensandsteins, teilweise mit Bohrmuschellöchern. Diese Basiszone entspricht dem 4. Geröllhorizont SCHIEBERS und zeigt einen kleinen Hiatus an der Grenze Hettangium/Sinemurium

an. Als geringmächtige Einschaltungen treten vor allem im Westen reinere, helle bis blaugraue, an Echinodermenschutt reiche Kalke auf, die als Ausläufer der württembergischen Kalksteinfazies (Arietenkalk) aufzufassen sind. Der Übergang in diese Fazies findet kontinuierlich im Raum zwischen Aalen und Hesselberg statt.

Der Gryphaeenkalksandstein ist örtlich, vor allem im Nordwesten und im höheren Teil, ziemlich fossilreich, wobei vor allem Bivalven des Genus *Liogryphaea* eine Rolle spielen. Cephalopoden treten seltener auf, wobei neuere Bearbeitungen (DRIESSLE 1962, ZEISS 1965) zeigen, daß im Nordwesten und Westen des Kraters der Hauptteil des Gryphaeenkalksandsteins noch dem Unteren Sinemurium angehört, während er im Gebiet von Weißenburg erst zur Zeit des Oberen Sinemuriums mit großem Hiatus auf Feuerletten übergreift. Die östliche Verbreitungsgrenze des Unteren Sinemuriums wird von URLICHS (1966) etwa entlang der Linie Gunzenhausen—Fremdingen—Bopfingen angenommen; sie dürfte indessen den wirklichen Verhältnissen nur grob angenähert entsprechen, da das Übergreifen von Nordwesten nach Südosten sicher kontinuierlich erfolgte und im einzelnen durch Schwellen und Senken modifiziert war.

Im Hesselberg-Gebiet unterscheidet sich der obersinemurische Anteil des Gryphaeenkalksandsteins vom untersinemurischen durch höheren Kalkgehalt, dunklere, mehr blaugraue Farben sowie z. T. starke Pyrit- und Phosphatführung (vgl. JAHNEL 1970). Falls diese Fazieskriterien auch für den südöstlich anschließenden Raum zutreffen, sollte die von WIRTH (1970) in der Tiefbohrung Daiting 1 dem „Lias Alpha 3“ zugeordnete Kalksandsteinbank dem Ober-Sinemurium entsprechen, während der als „?Rhätolias“ betrachtete, 1,5 m mächtige Grobsandstein im Liegenden als Unter-Sinemurium eingestuft werden könnte. Unter-Sinemurium wäre damit stellenweise noch weit östlich der von URLICHS (1966) angenommenen Grenzlinie sedimentiert worden.

Die Mächtigkeit des Gryphaeenkalksandsteins ist gerade in der Umgebung des Rieses stärkeren Schwankungen unterworfen. Sie beträgt im Nordwesten 0,1—4,6 m, im Mittel etwa 2 m; im Kraterbereich nimmt sie von Werten über 2 m im Nordwesten auf z. T. 0,1 m im Südosten ab, beträgt jedoch in der Bohrung Daiting 1 mindestens 0,5 m (vgl. SEIBOLD 1950, BARTHEL 1957, JAHNEL 1970, WIRTH 1970).

#### Raricostatenmergel (Höherer Lias Beta)

Die Raricostatenmergel bilden zwar ein geringmächtiges, aber dennoch sehr bezeichnendes Schichtglied zwischen dem Gryphaeenkalksandstein und der hangenden Kalkstein- und Mergelfolge der Numismalis-Schichten. Sie sind als stärker sandige und fossilreiche Randfazies der in Württemberg verbreiteten „Turneritone“ anzusehen, die als blaugraue Tonmergel mit Toneisensteingeoden gerade noch bis ins nordwestliche Hesselberg-Vorland reichen. Östlich der Linie Bernhardswend—Sinbronn—Pfahlheim—Aufhausen bei Bopfingen, also noch außerhalb des Kraters, vollzieht sich der Übergang in die Randfazies: blaugraue, an Schalenschill und Grobsand reiche Mergel, die im Westen (Weiltinger Fazies) noch Pyritknöllchen und pyritisierte Cephalopoden — an der Oberfläche limonitisiert — führen, weiter im Osten (Wassertrüdingen Fazies) dagegen bis faustgroße

Phosphoritkonkretionen, ebenfalls reich an Fossilien, vor allem Echioceraten, enthalten (vgl. KRUMBECK 1932, 96).

An der Basis ist in Übertageaufschlüssen eine lockere, limonitreiche Grobsandschicht, die sog. Mulmlage, zu beobachten, die bis in jüngste Zeit (SCHMIDT-KALER 1969 a) als Emersionshorizont gedeutet wurde. In unverwitterten Profilen wird sie hingegen durch eine pyrit- und phosphoritreiche Grobsandmergelschicht vertreten, wodurch die Entstehung der Mulmlage durch Verwitterung über Tage belegt ist. Zudem stellt sie keine Zeitmarke dar, sondern wird entsprechend dem langsamen Wandern der Faziesgrenze gegen Osten immer jünger.

Die Mächtigkeit nimmt in der württembergischen Beckenfazies von mehr als 5 m bei Ellwangen gegen Osten auf unter 1 m bei Sinbronn ab, die der Randfazies bewegt sich im Mittel zwischen 0,2 und 0,5 m (maximal 1,4 m; BARTHEL 1957, 17). Im West-Ries und auf einer von dort bis ins Gebiet Pfahlheim—Sedern-dorf vorstoßenden Schwelle fehlen die Raricostaten-Schichten ganz, ebenso in der Bohrung Gnann in Bopfingen (vgl. FRANK 1926, SCHIEBER 1936, MÜNZING 1960, JAHNEL 1970). Im Ostteil des Rieses sind sie dagegen nach einzelnen Funden in allochthonen Schollen um 0,2 m entwickelt (vgl. JAHNEL 1970, 107); das südlichste Vorkommen fand sich in der bereits erwähnten Großscholle bei Harburg (MÜLLER 1969). In der Tiefbohrung Daiting 1 sind sie nicht mehr nachweisbar und dürften dort — wie in weiten Teilen der Südlichen Frankenalb und ihres Vorlandes — ganz durch den Gryphaenkalksandstein vertreten werden.

#### 4.2.2.2.1.4. Untere Pliensbach-Schichten (Numismalismergelkalke — Lias Gamma bis Lias Unterst-Delta)

Über den Oxynoticeratentonen folgen in Württemberg die Numismalismergel. Östlich Ellwangen gehen sie unter Zunahme des Kalkgehalts zunächst in eine Kalkmergel-Kalkbank-Wechselfolge (Wassertrüdingen Fazies), östlich Gunzenhausen dann in eine phosphoritreiche, reine Kalksteinfazies (Weißenburger Ausbildung) über (vgl. SCHIEBER 1936, KRUMBECK 1936, JAHNEL 1970).

Die Wassertrüdingen Fazies beginnt mit einer hellblaugrauen, mergeligen Kalksteinbank, die noch ganz der württembergischen Cymbiumbank entspricht und neben Exemplaren von *Liogryphaea cymbium* (LAMARCK) nicht selten großwüchsige Exemplare von *Apoderoceras nodogigas* (QUENSTEDT) enthält (vgl. JAHNEL 1970, 78). Darüber folgen hellblaugraue Kalkmergel mit mehreren Kalksteinbänken, die im höheren Teil fleckig werden und knollig auswittern. Ihr oberster Teil, der meist massenhaft Belemniten (*Passalotenthis*) enthält, gehört nach dem häufigen Auftreten von *Amaltheus stokesi* (SOWERBY) bereits in den unteren Teil der Margaritatus-Zone (Oberes Pliensbachium).

Für die Grenzziehung zur Weißenburger Fazies ist die Ausbildung der Numismalismergelkalke in der Großscholle westnordwestlich Harburg (4402250/5406730) von Bedeutung (vgl. MÜLLER 1969). Die 1,2 m mächtige Folge enthält noch zwei, zusammen 0,35 m mächtige Kalkmergellagen, wie sie für die Wassertrüdingen Fazies kennzeichnend sind. Diese reicht demnach noch bis in den Südostteil des Kraters. Andererseits zeigt die abnehmende Mächtigkeit sowie das Auftreten von Phosphoritknollen in sämtlichen Horizonten den nahen Übergang in die Weißenburger Ausbildung an. Diese zeichnet sich durch geschlossene, fossil-

reiche Kalkbank-Folgen mit Phosphoritknollen und Quarzsand-Gehalt vor allem an der Basis aus. In der Bohrung Daiting 1 wurde sie als hellgrauer, sandiger Kalkstein mit Gryphaeen und Belemniten, 130 cm mächtig, durchbohrt (vgl. WIRTH 1970, 68). Demnach verläuft die Grenzlinie zwischen Weißenburger und Wassertrüdingen Ausbildung von Gunzenhausen in südlicher Richtung wenig östlich des Kraterostrandes gegen Harburg.

Die Mächtigkeit der Numismalismergelkalke bewegt sich im westlichen und nördlichen Riesvorland zwischen 1 und 2 m, im Kraterbereich um 1 m. Geringere Werte werden auf der auch noch im Unteren Pliensbachium wirksamen Unterschneidheimer Schwelle nordwestlich des Rieses erreicht. Ihre Fortsetzung ist offensichtlich im südwestlichen Kraterbereich zu suchen, wo sich die Mächtigkeit der Numismalismergelkalke in der allochthonen Scholle von Mönchsdeggingen auf 5 cm verringert (JAHNEL 1970, XXXI).

#### 4.2.2.1.5. Obere Pliensbach-Schichten (Amaltheenton — Lias Delta)

Der Amaltheenton ist nahezu im gesamten Ries und seiner Umgebung in einheitlicher Fazies ausgebildet: blaugrauer, schiefriger Tonmergel mit grauen Toneisensteingeoden-Lagen sowie Pyritkonkretionen. Die Obergrenze wird in Ost-Württemberg von den fossilreichen Costatenkalken gebildet, die sich ostwärts in einer Mächtigkeit von 0,4 m noch bis zum Hahnenkamm nachweisen lassen (vgl. KRUMBECK 1928, ZÖLLNER 1946, BARTHEL 1957, SCHMIDT-KALER 1970). In ihrem Liegenden finden sich häufig fossilreiche Kalkseptarien (vor allem mit Pleuroceraten), die stellenweise die Dachbank ganz vertreten.

Die Mächtigkeit des Amaltheentons liegt im Norden und Westen zwischen 30 und 35 m und nimmt von dort gegen Südosten rasch ab. In der Bohrung Daiting 1 wurden nur noch 1,05 m Amaltheenton in einer etwas mergeligeren Fazies angetroffen (WIRTH 1970, 70).

Problematisch ist das Fehlen des Amaltheentons in der Scholle nordwestlich Harburg, in der die Aufschlußverhältnisse — ohne Berücksichtigung der paläogeographischen Situation — weit mehr für ein primäres Fehlen als für eine Unterdrückung bei der Dislozierung sprachen (MÜLLER 1969). Andererseits wurden dislozierte Schollen von Amaltheenton auch aus dem Südost-Vorries bekannt, z. B. bei Harburg (SCHETELIG 1962, 67). Dies würde zwar zunächst für eine Verbreitung des Amaltheentons im südöstlichen Kraterbereich sprechen, doch kann auch in Anbetracht der starken Mächtigkeitsschwankungen tieferer Lias-Schichten im Gebiet des Rieses ein primäres Fehlen (bzw. sehr starke Kondensation) nicht ausgeschlossen werden. Es muß jedenfalls damit gerechnet werden, daß die Mächtigkeitsverteilung des Amaltheentons im Ries differenzierter ist, als dies SCHMIDT-KALER (1969 a, 66) annimmt.

#### 4.2.2.1.6. Untere Toarc-Schichten (Posidonienschiefer — Lias Epsilon)

Der Posidonienschiefer besteht im ganzen Kraterbereich aus dunkelgrauen, bituminösen Schiefertonmergeln mit einer oder mehreren bituminösen Kalkbänken an der Basis, gelegentlich auch an der Oberkante.

Die sehr fossilreiche Ablagerung enthält vor allem Cephalopoden der Gattung *Dactylioceras* sowie Bivalven (*Inoceramus*, *Posidonomya*). Als Besonderheit

sind aus der allochthonen Großscholle bei Harburg linsenartige Einschaltungen der Pseudomonotisbank hervorzuheben (MÜLLER 1969, 84 f.).

Die Mächtigkeit des Posidonienschiefers ist im Gebiet des Rieses und seiner Umgebung ähnlichen Schwankungen unterworfen wie die des tieferen Lias. Sie nimmt von Aalen (bis 12 m) zum Gebiet östlich Ellwangen (Westries-Schwelle) bis auf weniger als 2 m ab, steigt dann ostwärts zum Hesselberg und nordöstlichen Kraterbereich (Dornstadt) bis auf etwa 10 m, in der Scholle westnordwestlich Harburg sogar bis auf 15 m an (vgl. SEIBOLD 1950, BARTHEL 1957, MÜLLER 1969). Gegen Osten wird sie langsam geringer, in der Bohrung Daiting 1 beträgt sie noch 3,05 m (WIRTH 1970, 69).

Für den hohen Mächtigkeitswert in der Großscholle bei Harburg erwägt SCHMIDT-KALER (1969 a, 86) eine Deutung durch mehrmalige tektonische Wiederholung. Hiergegen sprachen jedoch die gerade in diesem Bereich hervorragenden Aufschlußverhältnisse, die jede tektonische Beeinflussung unschwer hätten erkennen lassen, sowie die mächtige Basiszone und das Auftreten der nur bei größeren Mächtigkeiten vorhandenen Pseudomonotisbank.

#### 4.2.2.1.7. Obere Toarc-Schichten (Jurensismergel — Lias Zeta)

Die zwar geringmächtigen, aber fossilreichen Jurensismergel bilden einen leicht kenntlichen Horizont an der Grenze zum Dogger. Sie bestehen aus hellblaugrauen, an Schalenschill reichen Mergeln mit einer oder mehreren Einlagerungen von horizontgebundenen Kalklinsen. Die Basis bildet eine bis 0,4 m mächtige Kalksteinbank mit Phosphoritknollen (Wittelshofer Bank), die mit scharfer Grenze und Hiatus den Posidonienschiefer überlagert. Sie gehört bereits dem Mittel-Zeta, bei Wittelshofen möglicherweise erst dem Ober-Zeta (i. S. v. KRUMBECK 1943, 281) an (vgl. BRUDER 1968, ANTONIADIS 1970), während die hangenden Mergel ins obere Zeta einzustufen sind.

Die Mächtigkeit des Jurensismergels kann nicht exakt angegeben werden, da sie sich in ähnlicher Fazies bis in den unteren Dogger (Torulosum-Schichten) fortsetzen und nur in guten Aufschlüssen auf biostratigraphischer Grundlage abgegrenzt werden können. Einschließlich dieser Übergangsschichten liegt sie meist zwischen 1 und 1,5 m, stellenweise auch darunter. In der Bohrung Daiting 1 wurden 1,6 m angetroffen (WIRTH 1970, 69), in der Großscholle nordwestlich Harburg ca. 0,4 m (MÜLLER 1969).

#### 4.2.2.2. Dogger

Der Dogger im Ries wird wesentlich mächtiger als der Lias, weshalb seine Gesteine auch häufiger in den Riestrümmern gefunden werden. Die Mächtigkeitswerte liegen bei 150 m im Westen und ca. 130 m im Südosten (Bohrung Daiting 1). Der Fazieswechsel ist im Gegensatz zum Lias nur mehr sehr gering.

##### 4.2.2.2.1. Untere Aalen-Schichten (Opalinuston — Dogger Alpha)

Während die Ablagerungen des Lias im Riesgebiet teilweise noch stärkere Faziesunterschiede und Mächtigkeitschwankungen zeigen, ist dies bei den Dogger-Gesteinen nur noch in geringem Ausmaße der Fall. Dies gilt bereits für die

unterste und mächtigste Schicht, den Opalinuston. Er entwickelt sich kontinuierlich aus den Jurensismergeln, wobei die Basislagen (Torulosum-Schichten) diesen noch sehr ähnlich sind und nur in gut erschlossenen Profilen mittels Fossilien abgetrennt werden können.

Die Hauptmasse besteht aus einer monotonen, fossilarmen Serie blaugrauer Schiefertongemerge mit Lagen von Toneisensteingeoden und Mergelkalkknollen sowie im tieferen Teil einzelnen mergeligen Kalksteinbänkchen. Ein geringer Pyritgehalt führt bei der Verwitterung zur Bildung von Gipskristallen.

Die Mächtigkeit des Opalinustons beträgt im Südwesten (Bopfingen) um 100 m (vgl. MÜNZING 1960) und verringert sich gegen Nordosten (Hahnenkamm) auf 70–80 m (SCHMIDT-KALER 1970). In der Bohrung Daiting 1 wurden 83 m Opalinuston angetroffen (WIRTH 1969, 41), in der Großscholle Harburg ca. 70 m (MÜLLER 1969).

Dieser mit einfachen Feldmethoden ermittelte Wert von Harburg könnte zwar etwas zu niedrig sein, doch muß auch hier im Dogger mit gewissen örtlichen Mächtigkeitsschwankungen gerechnet werden.

#### 4.2.2.2.2. Obere Aalen-Schichten (Eisensandstein — Dogger Beta)

Der Eisensandstein bildet eine der am leichtesten kenntlichen Schichtglieder des Jura sowohl im autochthonen Vorland als auch in den Trümmern des Rieskraters. Der Übergang aus dem Opalinuston ist fließend. Seine Untergrenze wird zweckmäßigerweise dort gezogen, wo Toneisensteingeoden des Opalinustons ausbleiben und der Feinsandgehalt in dessen höheren Profiltteilen sich zum erstenmal in kleinen Bänkchen anreichert.

Die Hauptmasse besteht aus hell- bis grüngrauen, übertage stets ockerfarbenen bis braunen, mürben Feinsandsteinen im Wechsel mit blaugrauen bis schwärzlichen sandigen Schiefertönen, häufig mit Übergängen und in kleinräumiger Verzahnung (Sandflaserschichten, Bänderschmitzenfazies; vgl. HÖRAUF 1959). Als untergeordnete, aber besonders bezeichnende Einschaltungen treten dunkel- bis schwarzrote Eisenoolithflöze sowie ooidführende rote Kalksandsteine mit Mächtigkeiten selten über 2 m auf. Sie können sich gegenseitig vertreten und gestatten eine vorwiegend lithofazielle Feingliederung des Eisensandsteins von der Schwäbischen Ostalb bis in die Südliche Frankenalb (vgl. HÖRAUF 1959, H.-S. WEBER 1964).

Fossilien treten nur stellenweise häufiger auf, vor allem in den Kalksandsteinen.

Die Mächtigkeit des Eisensandsteins schwankt zwischen 48 m bei Bopfingen (MÜNZING 1965) und etwa 35 m am Hesselberg und Hahnenkamm (BENTZ 1924, SCHMIDT-KALER 1970); in der Bohrung Daiting 1 wurde er 38,5 m mächtig angetroffen (WIRTH 1969, 41).

#### 4.2.2.2.3. Bajoc- bis Callov-Schichten (Dogger Gamma bis Zeta) Sonninienkalksandstein (Dogger Gamma)

Mit den Sonninienschichten wird eine geringmächtige Folge von Gesteinen des mittleren und oberen Braunjura eingeleitet, deren Gliederung — trotz großen Fossilreichtums — mangels neuerer Bearbeitungen meist nicht in befriedigendem Ausmaß erfolgen kann. Wegen ihrer geringen Mächtigkeiten sowie den meist schlechten Aufschlußverhältnissen werden sie auf den Karten i. d. Regel zusammengefaßt dargestellt, so auch auf der Rieskarte 1:50 000 (siehe Abb. 3).

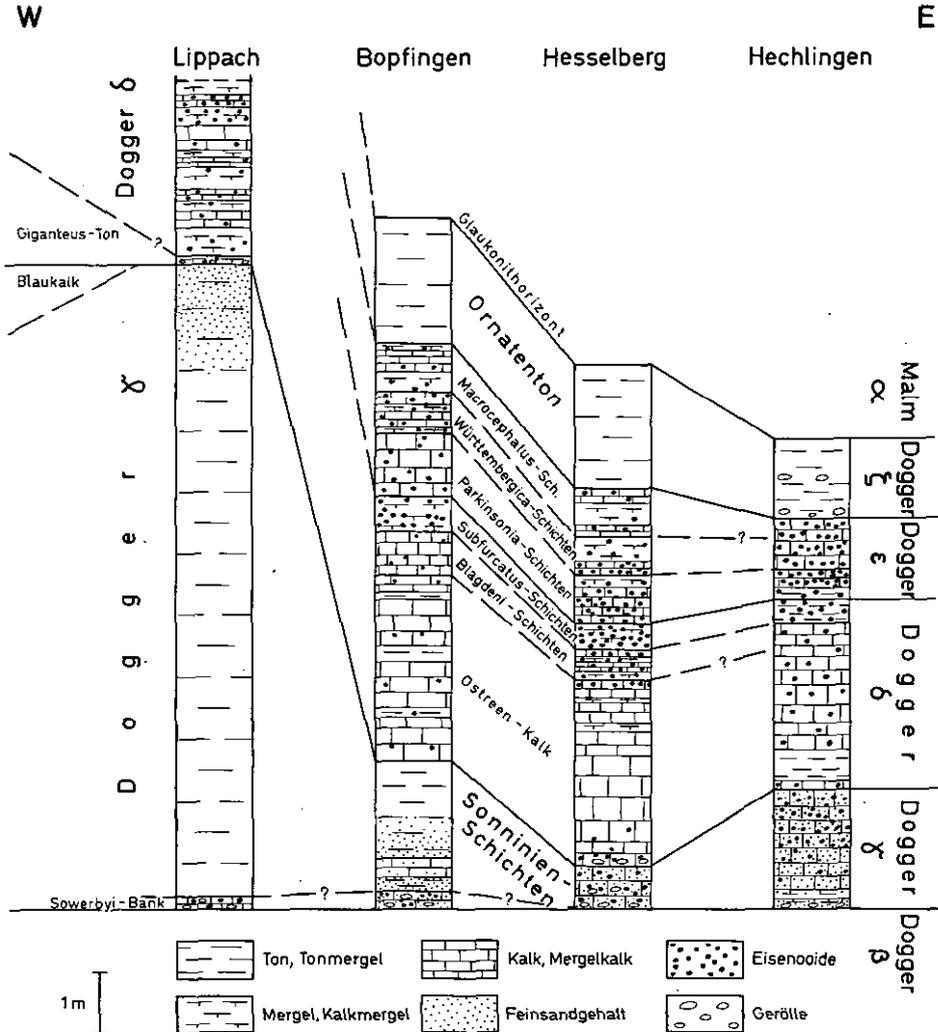


Abb. 3. Fazies und Mächtigkeit des Dogger Gamma bis Zeta im Rieskrater-Gebiet (nach BENTZ 1924; MÜNZING 1960, 1965; SCHAIRER 1963 und eigenen Beobachtungen).

Verglichen mit dem unteren Dogger zeigen die Sonninienschichten wieder einen stärkeren Fazieswechsel von Westen nach Osten. In ihrer charakteristischen Gliederung im Bereich der Schwäbischen Alb in die Sowerby-Bank, Tonmergel—Feinsand—Zwischenschichten und die harten Kalksandsteine der „Blauen Kalke“ am Top treten sie gegen Osten zum letztenmal im Gebiet von Aalen auf (vgl.

FRANK 1945, 5 ff.; MÜNZING 1965). Im Lauchheimer Gebiet, das sich noch eng an Ostwürttemberg anschließt, ist der „Blaukalk“ bereits ausgekilt. Die bis 0,3 m mächtige Sowerbyi-Bank besteht hier aus einem grauen, eisenooideichen Schillkalkstein (untergeordnet Mergel) mit Geröllen u. a. aus Dogger-Beta-Kalksandstein, die eine — in der gesamten Schwäbischen und in weiten Teilen der Fränkischen Alb nachweisbare — Schichtlücke an der Dogger-Gamma-Basis bezeugen. Darüber folgen dunkle (angewittert braungraue), feinsandige Tonmergel mit Kalk- und Phosphoritkonkretionen, deren Mächtigkeit bei Lauchheim noch bis ca. 10 m, bei Bopfingen nur noch ca. 2 m beträgt (vgl. MÜNZING 1965, 188 ff.).

Bereits am Hesselberg (neues Profil Westseite — 4390920/5438100; unveröffentlicht) werden die gesamten Sonninienschichten von einem nur noch ca. 0,7 m mächtigen, braungrauen, plattig bis klotzig verwitternden Schillsandkalk zusammengesetzt, der zahlreich winzige Brauneisenoide, einzelne Gerölle aus rotem Toneisenstein und an der Basis aus Kalksandstein des liegenden Dogger Beta enthält. Die Ablagerungen sind reich an Fossilien, vor allem Pectiniden, nicht selten auch den stratigraphisch wichtigen Ammoniten der Gattung *Sonninia*. In den geröll- und schillfreien Kalksandsteinen des Liegenden wurde 2 m unter Top *Hyperlioceras* aff. *discites* (WAAGEN) gefunden, womit Discitesschichten (oberster Eisensandstein) belegt sind. Auf der Ostseite des Hesselberges dürfte Dogger Gamma in den 50 cm mächtigen roten sandigen Kalken in Profil VII, Schicht 4 bei BENTZ (1924, 40 ff.) vorliegen, die BENTZ bereits zum Dogger Delta gezogen hat.

Eine ähnliche Entwicklung wie am Hesselberg weisen die Sonninienschichten im östlichen Vorland des Kraters am Hahnenkamm auf: Braungraue (blaugraue bis rotbraune) ooid- und schillreiche Sandkalke, untergeordnet mit dunklen Tonmergel-Einschaltungen und Mächtigkeiten zwischen 0,7 und 2 m (vgl. BRUNNACKER 1957 a; SCHAIRER 1963, 25 ff.). An der Basis treten auch hier stets die genannten Dogger-Beta-Sandsteingerölle auf. Wo sie — wie teilweise in den Profilen von BRUNNACKER (1957 a) — nicht erwähnt werden, ist eine sichere Abgrenzung zum Eisensandstein nicht gewährleistet. Auch die Grenzziehung zu den Stephanoceren-Schichten ist gelegentlich problematisch. Als wichtiger Anhaltspunkt kann das Ausbleiben der Feinsandkomponente herangezogen werden (vgl. TREIBS 1964, 131).

Diese Gesichtspunkte wurden bei den oben genannten Mächtigkeitswerten bereits berücksichtigt. Auch die zu hohen Mächtigkeitswerte von 3,55 m bei P. DORN (1939, 165 f.) bzw. 4,45 m bei G. H. WAGNER (1963, 195) im Profil östlich Heidenheim beruhen auf Unsicherheiten in der Grenzziehung Dogger Beta/Gamma. Bei eigenen Untersuchungen (Gelegentlichsaufschluß, 4408570/5431670) wurde weitgehende Übereinstimmung der Fazies des obersten Eisensandsteins und der Sonninienschichten mit den Verhältnissen am Hesselberg festgestellt, und die Mächtigkeit der letzteren beträgt nur wenig über 1 m. Nicht gesichert ist auch der Wert von 4—5 m in der allochthonen Scholle südlich Großsorheim (4400600/5406420), da eine genauere Profilbeschreibung fehlt (vgl. KOKEN 1902; SCHRÖDER & DEHM 1950, 15, 112).

### Stephanocerenkalke (Dogger Delta)

Wie die Sonninienschichten, so sind auch die Ablagerungen des Dogger Delta zum letztenmal im Gebiet von Aalen in der charakteristischen Beckenfazies der Schwäbischen Alb entwickelt. Entgegen früherer Ansicht (MÜNZING 1960) keilt der basale Giganteus-Ton bereits im Gebiet westlich Lauchheim aus bzw. wird durch kalkigere Gesteine mitvertreten.

Die Stephanoceraten-Schichten beginnen hier mit grauen, schill- und ooidreichen Mergeln oder Kalken, die aufgearbeitete Phosphoritknollen des Liegenden führen und damit wiederum eine Sedimentationsunterbrechung an der Basis anzeigen. Diese umfaßt neben dem oberen Dogger Gamma auch den tiefsten Dogger Delta (vgl. MÜNZING 1965, 192 ff.). Sie konnte auch in dem bereits genannten, unveröffentlichten Profil an der Westseite des Hesselberges nachgewiesen werden, wo die basalen, an großen Ooiden reichen, grauen Kalkmergel der Stephanoceraten-Schichten von plattigen Geröllen (bis über 15 cm) des obersten Sonninienkalksandsteins, häufig angebohrt und mit Serpeln bewachsen, dicht durchsetzt sind. Wahrscheinlich ist diese Schichtlücke auch noch weiter östlich verbreitet, mangels detaillierter Profilaufnahmen jedoch noch nicht bekannt geworden.

Über den Basisbildungen folgen nahezu im gesamten Riesgebiet graue bis blaugraue (gelbgrau-bräunlich anwitternde), unterschiedlich ooidreiche Kalke mit Echinodermenschutt sowie untergeordnet dunklen Mergeln und Tonmergeln. Im höheren Teil (Subfurcatus-Schichten) nehmen die Ooide an Zahl und Größe zu.

Die Stephanoceratenkalke sind sehr fossilreich, vor allem an Bivalven, während Cephalopoden, darunter die leitenden Stephanoceraten, meist in geringer Zahl auftreten.

Die Mächtigkeit der Stephanoceraten-Schichten beträgt im Raum Lauchheim—Bopfingen 4—6 m (vgl. BENTZ 1924, HÖLDER 1942, 349), am Hesselberg und nördlichen Hahnenkamm (Heidenheim) etwa 4 m (vgl. BENTZ 1924, 41; G. H. WAGNER 1963, 195), weiter südlich bei Hechlingen 3 m (vgl. SCHAIRER 1963, 28); ähnliche Mächtigkeitswerte sind für den Kraterbereich anzunehmen.

#### **Parkinsoni-Macrocephalen-Mergelkalke (Dogger Epsilon)**

Die Parkinsoni-Macrocephalen-Schichten setzen sich aus grauen bis braungrauen, im tieferen Teil (Parkinsonien-Schichten) auch violettrotten, weichen, mergeligen Kalken im Wechsel mit dunkleren Tonmergeln und Mergeln zusammen. Charakteristisch ist ein unterschiedlich hoher Anteil an auffallend großen Brauneisenooiden, der sich bis zur Bildung mergeliger Flözchen steigern kann.

Auch der Dogger Epsilon ist sehr fossilreich, wobei neben Bivalven jetzt besonders Cephalopoden (Parkinsonien, Perisphinctiden, Macrocephaliten u. a.) in den Vordergrund treten.

Die Mächtigkeit der Parkinsoni-Macrocephalen-Mergelkalke beträgt im westlichen Vorries bei Bopfingen ca. 2,5 m (BENTZ 1924, 39 f.), am Hesselberg 2,25 m (BENTZ 1924, 40 f.), im Nordosten bei Hechlingen ca. 1,8 m (vgl. SCHAIRER 1963, 30 f.) und bei Heidenheim am Hahnenkamm (paläontologisch nicht belegt) ca. 3 m (G. H. WAGNER 1963).

#### **Ornatenton (Dogger Zeta)**

Der Ornatenton besteht aus mittel- bis dunkelgrauen, glimmerig-feinstsandigen Tonmergeln und Mergeln mit zahlreichen dunklen Phosphoritknollen und Glaukonitkörnern, die sich zum Hangenden anreichern.

Vor allem an der Basis finden sich zahlreiche Belemniten — besonders *Belemnopsis calloviensis* (OPPEL), während die Phosphoritknollen stellenweise reich an wohl erhaltenen Ammoniten sind (u. a. *Hecticoceras*, selten *Cosmoceras*).

Die Mächtigkeit des nur selten aufgeschlossenen Ornatentons beträgt im Gebiet von Bopfingen 2 m (vgl. MÜNZING 1960, 186), im Nordosten zwischen 0,8 m bei Hechlingen (SCHAIRER 1963, 32) und 2,3 m an der Gelben Bürg/Hahnenkamm (P. DÖRN 1939, 167). Ähnliche Werte dürften auch für den eigentlichen Kraterbereich gelten, aus dem keine Profile vorliegen.

#### 4.2.2.2.3. Malm

Der Weißjura, die mächtigste Jura-Abteilung im Gebiet des Nördlinger Rieses, erreicht im südlichen Kraterbereich noch Mächtigkeiten über 200 m. Er zeigt gegenüber dem Dogger wieder einen größeren Fazieswechsel in West-Ost-Richtung, wobei im Westen die mehr mergelige schwäbische Fazies in einem tieferen Ablagerungsbereich, im Osten dagegen die stärker kalkige fränkische Seichtwasserfazies auftritt. Besonders bezeichnend ist gegenüber dem tieferen Jura ein starker örtlicher Fazieswechsel zwischen einer ruhig gelagerten Schichtfazies und einer un deutlich gebankten bis massigen Schwammstotzen-Fazies, die gerade im Kraterbereich besonders verbreitet auftritt (siehe Abb. 4).

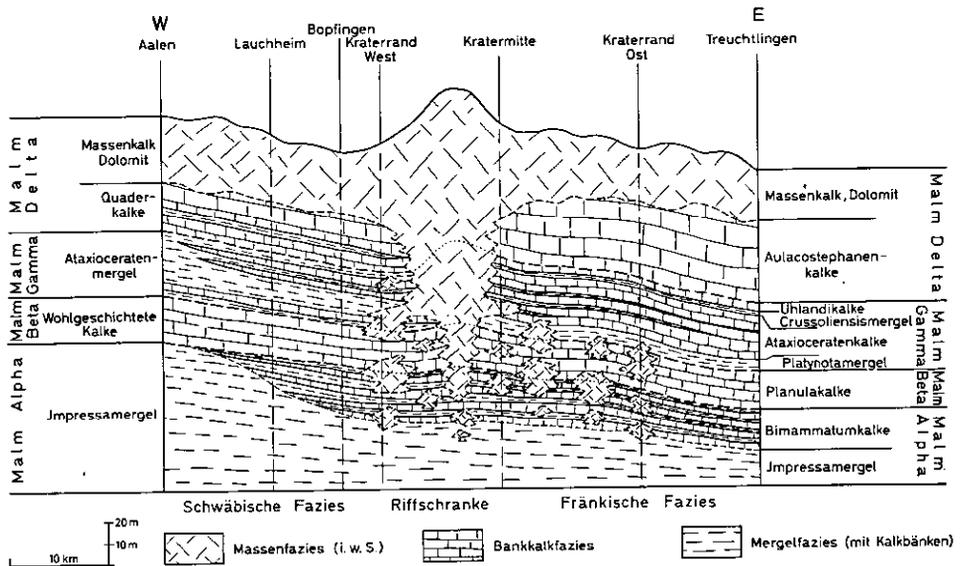


Abb. 4. Fazieschema des unteren und mittleren Malm im Rieskrater-Gebiet und seiner Umgebung (nach Unterlagen von HÖLDER 1942; ZIEGLER 1955; BARTHEL 1957; MÜNZING 1960; GEYER 1961; SCHMIDT-KALER 1962, 1969; FESEFELDT 1963).

##### 4.2.2.2.3.1. Oxford-Schichten (Malm Alpha und Beta)

Basisschichten und Impressamergel (Unter- bis tieferes Ober-Oxford — — Malm Alpha)

Basisschichten: Der Weißjura beginnt mit dunkelgrauen, schluffig-glimmerigen Tonmergeln, die sich vom Ornatenton vor allem durch erhöhten Glaukonitgehalt unterscheiden und im östlichen Kraterbereich im höheren Teil eine knollig-verwitternde, glaukonithaltige Mergelkalkbank, die sog. Glaukonitbank, führen

(vgl. P. DORN 1939). Die Basisschichten dürften — ebenso wie in weiten Bereichen der Frankenalb — vor allem dem Mittel-Oxford zuzuordnen sein, während für das Unter-Oxford oder zumindest Teile davon, mit einer Schichtlücke zu rechnen ist (vgl. ZEISS 1962).

Die Mächtigkeit dieser selten aufgeschlossenen, wenig bekannten Schichten ist sehr gering und bewegt sich zwischen 0,15 m bei Hechlingen (SCHAIRER 1963, 35) und 0,6 m bei Heidenheim (P. DORN 1939, 165).

Impressamergel: Die Impressamergel im engeren Sinne gehören bereits dem Ober-Oxford an (vgl. HÖLDER 1964, 232 ff.). Sie bestehen aus hellblaugrauen, gelblich-weißlich anwitternden Mergeln bis Kalkmergeln, denen zum Hangenden zunehmend helle Kalkbänkchen zwischengeschaltet sind. Bezeichnend sind zahlreiche Pyritknöllchen und pyritisierte kleine Fossilien [Bivalven, Cephalopoden und Brachiopoden, u. a. die namengebende *Aulacothyris impressa* (BRONGNIART)], die an der Oberfläche zu Limonit oxydiert auswittern.

Während die Obergrenze in Württemberg eine ausgezeichnete Zeitmarke bildet, kommt sie vom Ries an gegen Osten infolge eines Überganges in eine mergelige Kalkstein-Fazies (Bimammatum-Kalke, siehe unten) stratigraphisch zunehmend tiefer zu liegen (vgl. SCHMIDT-KALER 1962). Allerdings herrschen auch westlich des Rieses in den obersten Impressamergeln bereits Kalkbänke vor (vgl. HÖLDER 1942, 321), womit sich der Übergang in die Bimammatum-Kalke der Südlichen Frankenalb schon westlich des Rieses andeutet.

Stellenweise (Hesselberg, Hahnenkamm) tritt in den höheren Impressa-Schichten die Schwammfazies auf: helle, bröckelig verwitternde Kalke mit zahlreichen Schwämmen und riffbewohnenden Organismen (Brachiopoden, Echinodermen, Bivalven u. a.).

Die Mächtigkeit der Impressamergel beträgt im Gebiet westlich des Kraters, das noch überwiegend dem schwäbischen Faziesbereich angehört, ca. 60 m (SEIBOLD 1951; MÜNZING 1960, 187), in der Bohrung Forheim sogar 73 m (SCHMIDT-KALER 1962, 32), während sie im Kraterbereich selbst infolge des erwähnten Fazieswechsels im höheren Teil stark zurückgeht: ca. 30 m im Gebiet von Fremdingen (BARTHEL 1957, 38), Hahnenkamm-Gebiet bei Heidenheim 23 m, einschließlich der Übergangszone in die Bimammatum-Kalke (SCHMIDT-KALER 1962, 6), und im Gebiet um Hechlingen 18—20 m (SCHAIRER 1963, 34).

### **Bimammatum-Kalke (Tieferes Ober-Oxford – höherer Malm Alpha in Franken)**

Der höhere Teil der Impressamergel Schwabens wird im Ries und östlich davon durch die Bimammatum-Kalke vertreten, deren stratigraphische Untergrenze gegen Osten zunehmend tiefer absinkt (vgl. MÜNZING 1960, 189; SCHMIDT-KALER 1962). Am westlichen Kraterrand ist der Malm Alpha zwar noch überwiegend als Impressamergel entwickelt, doch deutet sich bereits hier der Fazieswechsel durch zahlreiche eingeschaltete Kalkbänke an (vgl. HÖLDER 1942, MÜNZING 1960).

Die Bimammatum-Kalke bestehen aus relativ dünnbankigen (20—30 cm), mergeligen, rauh brechenden grauen Kalken mit dünnen (bis > 10 cm), dunkleren Mergelzwischenlagen. Charakteristisch ist in bergfrischem Zustand ein gewisser Gehalt an Pyrit, der sich in den Übertage-Profilen in Gestalt charakteristischer Rostflecken äußert (vgl. WEBER 1941, BARTHEL 1957, SCHMIDT-KALER 1962).

Wesentlich häufiger als in den Impressa-Schichten tritt Verschwammung auf: am westlichen, nördlichen und nordöstlichen Riesrand sowie am Hahnenkamm und Hesselberg. Es handelt sich bevorzugt um hellgraue, bröckelig verwitternde, unregelmäßig gebankte Riffschuttkalke, deren Bankstärke beim Übergang in eingeschaltete Schwammstotzen rasch zunimmt. Ausgedehntere Massenkalke wie im höheren Malm treten noch nicht auf.

Fossilien sind vor allem in der Schwammfazies häufig, bevorzugt Schwämme und Brachiopoden, daneben aber auch Echinodermen, Cephalopoden und Bivalven. In der wesentlich fossiläreren Normalfazies dominieren Cephalopoden.

Die Mächtigkeit der Bimammatum-Kalke beträgt im Kraterbereich etwa 20 m (vgl. BARTHEL 1957), am Hahnenkamm etwa 16 m (vgl. SCHMIDT-KALER 1962, 6 f.).

Da die Abgrenzung der Bimammatum-Kalke von den hangenden Planula-Schichten besonders bei dislozierter Lagerung oft schwierig ist, wurden beide Einheiten von den Bearbeitern der einzelnen Gebiete häufig zusammengefaßt dargestellt. Auf der Rieskarte mußten deshalb die Bimammatum-Kalke gemeinsam mit den Planula-Kalken ausgeschieden werden.

#### Planula-Kalke (Höheres Ober-Oxford – Malm Beta)

Durch Abnahme des Mergelgehaltes gehen aus den Impressamergeln Schwabens bzw. den Bimammatum-Schichten Frankens in ziemlich raschem Übergang die Planula-Kalke (wohlgeschichtete Kalke in Schwaben) hervor, deren tiefste Anteile biostratigraphisch noch der Bimammatum-Zone angehören (vgl. SCHMIDT-KALER 1962).

Die Planula-Schichten bestehen aus nahezu geschlossenen, dünnbankigen, hellgelblichen bis gelblich-grauen, mergelarmen Kalken mit weißlichen Verwitterungsfarben und muschelartig-glattem, splittrigem Bruch. Kleine Pyritanreicherungen und Rostflecken sind wesentlich seltener als in den Bimammatum-Kalken.

Verschwammung ist in denselben Bereichen wie dort anzutreffen: westlicher, nördlicher und nordöstlicher Kraterrand, Hesselberg und nordwestlicher Hahnenkamm. In den kleinen, massigen, seitlich rasch in schuttführende Bankkalke überleitenden Schwammstotzen sind erstmals geringfügige Kieselsäure-Ausscheidungen sowie verkieselte Fossilien (Schwämme, Brachiopoden, Seeigel) zu beobachten, z. B. am Hesselberg. Wie bei den Bimammatum-Kalken ist die Schwammfazies besonders fossilreich, während die bedeutend fossilärmere Schichtfazies besonders Cephalopoden [mit dem leitenden *Idoceras planula* (HEHL)] führt.

Die Mächtigkeit der Planula-Kalke beträgt im Westen (Bopfingen) sowie im Kraterbereich 20—22 m (vgl. MÜNZING 1960, 189; BARTHEL 1957; u. a.), im Osten (Hahnenkamm—Treuchtlingen) 16—18 m (vgl. SCHMIDT-KALER 1962, 7).

#### 4.2.2.2.3.2. Untere Kimmeridge-Schichten Ataxioceraten-Mergel und -Kalke (Malm Gamma)

Der stratigraphische Begriff Kimmeridge wird in dem in Süddeutschland üblichen Sinne gebraucht und entspricht damit nur dem Unterkimmeridge in England (vgl. HÖLDER 1964, SCHMIDT-KALER u. ZEISS 1973).

Mit dem Einsetzen der Ataxioceraten-Schichten nimmt der Mergelgehalt nach der fast rein kalkigen Sedimentation der Planula-Kalke wieder beträchtlich zu. Besonders gilt dies für den schwäbischen Faziesbereich westlich des Rieskraters, wo die Ataxioceraten-Schichten mit Ausnahme der untersten und obersten Anteile, die aus Bankkalk-Mergel-Wechselfolgen bestehen, ganz überwiegend aus bläulich-grauen Mergeln bis Kalkmergeln zusammengesetzt sind. Gegen den westlichen Riesrand erfolgt nur eine geringe Zunahme des Kalkgehalts (vgl. MÜNZING 1960, GEYER 1961, SCHMIDT-KALER 1962, u. a.).

Auch im fränkischen Faziesbereich (einschließlich dem Rieskrater-Gebiet) beginnen die Ataxioceraten-Schichten nach SCHMIDT-KALER (1962) zunächst mit Mergeln, die infolge schwachen Glaukonitgehalts grünlich-grau gefärbt sind und einzelne knollige Mergelkalkbänkchen führen: den 5—6 m mächtigen Platynota-Schichten. Darüber folgen geschlossene, graue, mergelige Kalkbänke mit nur untergeordneten Mergellagen, zum Hangenden überleitend in splittrig brechende, mergelarme, hellgelblich-graue Kalke; die ca. 20 m mächtigen Ataxioceraten-Schichten im engeren Sinne. Die obersten Anteile über dem zwar geringmächtigen, aber sehr ausgeprägten Horizont der Crussoliensismergel (ca. 1,5 m) bestehen aus zunächst noch dünn-, dann ausgesprochen dickbankigen (ca. 0,5 m), rauh brechenden, bräunlichen Kalken, den ca. 4 m mächtigen Uhlandi-Schichten. Gegen das Ries nimmt der Mergelanteil in allen Horizonten langsam zu, womit sich der Übergang in die schwäbische Fazies zwar ankündigt, aber erst westlich des Kraters vollzieht.

Schwammfazies tritt noch in denselben Gebieten und in ähnlicher Ausbildung wie bereits im unteren Malm auf, besonders am westlichen und nördlichen Hesselberg und am nordwestlichen Hahnenkamm. Wesentlich verbreiteter ist sie am südwestlichen Kraterrand, wo detritogene Schwammflaserkalke den ganzen Malm Gamma aufbauen können und sich von ähnlichen Gesteinen des tieferen Malm Delta nur durch einen gewissen Mergelgehalt, grünliche Färbung und Cephalopoden abtrennen lassen (vgl. NATHAN 1925, 1935; FESEFELDT 1963).

Fossilien treten wie im unteren Malm besonders in der Schwammfazies häufig auf (Schwämme, Brachiopoden, Echinodermen, Bivalven, Cephalopoden), während in der Schichtfazies nur Cephalopoden häufiger sind, besonders Arten des Genus *Ataxioceras*, dessen Verbreitung nahezu den gesamten Malm Gamma — mit Häufung in den Ataxioceraten-Schichten im engeren Sinne — umfaßt (vgl. GEYER 1961).

Die Mächtigkeit der Ataxioceraten-Mergel und -Mergelkalke beträgt in der Schichtfazies westlich des Kraters ca. 30 m (vgl. MÜNZING 1960), östlich davon ebensoviel (vgl. SCHMIDT-KALER 1962), in der Schwammfazies noch einige Meter mehr.

#### 4.2.2.3.3. Mittlere Kimmeridge-Schichten Aulacostephanen-Kalke (Malm Delta)

Die Aulacostephanen-Kalke zeichnen sich gegenüber den Ataxioceraten-Schichten westlich wie östlich des Kraters durch erneutes Zurückdrängen der Mergel-sedimentation aus, besonders im Osten, wo die dickbankigen Quaderkalke des Treuchtlinger Marmors abgelagert wurden.

Im Westen folgen über den Mergeln der obersten Ataxioceraten-Schichten zunächst unterschiedlich dick gebankte, mergelige Kalke mit noch stärkeren Mergel-Zwischenlagen, die erst im Laufe des oberen Malm Delta von dickbankigen Quaderkalken ähnlich denen des Treuchtlinger Marmors abgelöst werden (vgl. ZIEGLER 1955; SCHMIDT-KALER 1962, 1969; u. a.).

Östlich des Rieskraters liegt die fazielle Untergrenze des Treuchtlinger Marmors, den SCHMIDT-KALER (1962) näher bearbeitet und gegliedert hat, stratigraphisch bereits etwas tiefer als die Basis der Aulacostephanen-Kalke der östlichen Schwäbischen Alb (vgl. ZEISS 1964). Die Dickbänke (bis 1,8 m) des Treuchtlinger Marmors bestehen aus unverwittert hellgelblich-grauen, angewittert gelblichen bis hellbräunlichen, tuberosidischen Kalken mit kleinen Pyrit-, angewittert Limonit-anreicherungen, weißen, bis cm-langen „Flämmchen“ (sessile Foraminiferen) und häufigen Schwämmen. Im höheren Teil treten auch bis faustgroße Hornsteine auf.

Mergelige Einschaltungen (—0,2 m) sind selten, dafür aber — neben einigen anderen Leithorizonten („Basisbank“, „Knollige Lage“, „Geblünte Bank“, „3-Plattenschicht“) — für eine Bank-für-Bank-Parallelisierung, die durch die ganze Süd-Frankenalb bis ins Ries durchgeführt werden konnte, von größter Bedeutung: „Untere“ und „Obere Mergelplatte“. Mit der „Oberen Mergelplatte“ wird die Grenze zwischen dem unteren (Acanthicus-Schichten) und oberen Teil (Eudoxus-Schichten) des Malm Delta Frankens gezogen (vgl. SCHMIDT-KALER 1962, 26).

Im Gegensatz zu den tieferen Malm-Schichten treten Schwämme in den Aulacostephanen-Kalken bereits in der Schichtfazies häufig auf, und zwar im schwäbischen Faziesbereich erstmals im höheren Teil des unteren Malm Delta, im fränkischen Bereich schon in der Basisbank (vgl. MÜNZING 1960, SCHMIDT-KALER 1962).

Im höheren Teil des oberen Malm Delta setzt im fränkischen wie im schwäbischen Faziesbereich starke Verschwammung in Gestalt von Stotzenbildung ein, was zur Entstehung von Massenkalken (bzw. Dolomiten) in weiter Verbreitung führt (vgl. MÜNZING 1960, SCHMIDT-KALER 1962; siehe Kap. 4.2.2.3.5.). Dadurch wird die Schichtfazies auf kleine Restgebiete zurückgedrängt; aus dem gesamten von der Rieskarte erfaßten Bereich sind allerdings noch keine Vorkommen bekannt geworden.

Wesentlich tiefer treten Schwammstotzen lokal im eigentlichen Kraterbereich auf, z. B. bei Ronheim (4404330/5407340).

Am südlichen und südwestlichen Kratertrand finden sich mehr oder weniger massige bis unregelmäßig gebankte Schwamm- und Schwammschillkalke bereits im unteren Malm Delta (vgl. NATHAN 1925, FESEFELDT 1963). Die gebankten Fazies-Typen sind häufig reich an verkieselten Platychonien und unter dem Begriff

„(Kiesel-)Fladenkalke“ in der Riesliteratur bekannt (vgl. NATHAN 1925, 59; SCHALK 1957). Reine Schichtfazies ist hier nur mangelhaft und in geringer Mächtigkeit belegt. Die starke Verschwammung dieses Gebietes kann als Ursache für die scharfe Faziestrennung zwischen schwäbischem und fränkischem Raum gesehen werden (Riffschranke, vgl. SCHMIDT-KALER 1969 a).

Fossilien finden sich in den Aulacostephanen-Kalken nicht mehr so zahlreich wie in den tieferen Weißjura-Schichten. In der Schwammfazies sind sie durch die Diagenese häufig weitgehend zerstört. In der Normalfazies dominieren Cephalopoden, besonders Perisphinctiden, Taramelliceraten und Aspidoceraten, während Aulacostephanen überall relativ spärlich auftreten (vgl. WEBER 1941, SCHRÖDER u. DEHM 1950, MÜNZING 1960, SCHMIDT-KALER 1962, u. a.).

Die Mächtigkeit der Aulacostephanen-Kalke beträgt in der Schichtfazies westlich des Kraters ungefähr 25 m (vgl. MÜNZING 1960, 193), im Osten bis 50 m (SCHMIDT-KALER 1962), im Kraterbereich selbst wenige m bis über 35 m (NATHAN 1925; WEBER 1941, 62). Für den gesamten Malm Delta kann im Osten mit Mächtigkeitswerten von mindestens 60 m gerechnet werden (vgl. v. FREYBERG 1964, 13), im Westen mit deutlich geringeren Beträgen; für den stärker verschwammten Malm Delta im südlichen Vorries gibt FESEFELDT (1963, 29) mit Vorbehalt 75—80 an. Eine exakte Angabe ist wegen der starken Verschwammung im höheren Teil und der damit verbundenen raschen Änderungen sowie Fossilarmut vorerst nicht möglich.

#### 4.2.2.2.3.4. Obere Kimmeridge-Schichten Subeumela- und Setatus-Kalke (Malm Epsilon)

Mit den Subeumela- und Setatus-Schichten setzt sich die kalkige Sedimentation der höheren Aulacostephanen-Schichten weiter fort. Gegenüber den obersten Aulacostephanen-Kalken nimmt die Verbreitung der Schichtfazies zwar wieder zu, doch ist sie vorerst nur auf kleine Areale („Schüsseln“) zwischen den Riffgebieten beschränkt. Durchgehende Fazies-Unterschiede zwischen schwäbischem und (westlichem) fränkischem Ablagerungsbereich treten nicht mehr auf; jedoch ist die Gesteinsausbildung von Vorkommen zu Vorkommen je nach Riffnähe und Größe des Ablagerungsraumes oft erheblich verschieden.

Im Westen des Kraters bestehen die Subeumela-Schichten südöstlich Lauchheim — gerade noch am Westrand der Karte miterfaßt — aus dickgebankten (1—1,2 m), sehr hellen, reinen, etwas schuttführenden, fossilreichen Kalken mit Hornsteinknollen, die Setatus-Schichten aus dünner gebankten bis plattigen, bräunlichen Kalken mit Hornstein-Einschlüssen (vgl. HÖLDER 1942, 343 f.). Ein kleineres Vorkommen fossilführender Bankkalke der Subeumela-Schichten erwähnt auch NATHAN (1935, 19) südwestlich Ederheim.

Im Osten sind Schichtkalke des Malm Epsilon erst außerhalb des von der Karte erfaßten Gebietes bei Göhren und Bieswang (vgl. v. EDLINGER 1966, 8), vor allem aber westlich Dollnstein (ZEISS 1964, 15 ff.) vorhanden. Meist ist die Setatus-Zone, nur westlich Dollnstein bereits die Subeumela-Zone in Schichtfazies entwickelt.

Am Torleitenhang westlich Dollnstein (4429920/5415800) stehen dünnbankige (0,1—0,2 m), gelblich-weiße, mergelarme, splittige Kalke mit einzelnen Hornstein-Knollenlagen an, die dem höheren Teil der Subeumela- und der Setatus-Zone angehören (vgl. ZEISS 1964, 15). Aus dem Südwest-Vorries — ebenfalls schon außerhalb des von der Karte erfaßten Bereichs — sind die hellgrauen bis gelblich-grauen, dünn- bis dickbankigen „Schwamm-Bruchschillkalke“ des Gebietes von Wittislingen zu erwähnen, die eine schon stärker riffbetonte Fazies darstellen und stratigraphisch von der tiefsten Subeumela-Zone (Pedinopleura-Subzone) bis in die Setatus-Zone reichen (vgl. FESEFELDT 1963; GALL 1971 a, 12 ff.).

Der Kraterbereich selbst schließt sich nach der Ausbildung des Malm Epsilon in einzelnen allochthonen Schollen noch eng an den Westen der Südlichen Frankenalb an. Helle, dünnbankige bis plattige Schichtkalke erwähnt GALL (1971 a, 114 ff.) aus Schollen im Südwest-Vorries um Demmingen, während SCHETELIG (1962, 22 f.) dickbankige bis dünnplattige, weißliche Kalke als schüsselartige Einschaltungen in Massenkalken aus dem Steinbruch des MÄRKER-Zementwerks Harburg (4404300/5405000) beschreibt. In beiden Gebieten sind sowohl Subeumela-Zone (einschließlich Pedinopleura-Subzone) wie Setatus-Zone belegt.

Fossilien werden in den Subeumela- und Setatuskalken in unterschiedlicher, häufig großer Zahl angetroffen. Es überwiegen Cephalopoden, vor allem Perisphinctiden, Taramelliceraten, Aspidoceraten und Glochiceraten, während die Leitformen *Sutneria pedinopleura* SEEGER und *Sutneria subeumela* SCHNEID ebenfalls oft zahlreich, *Virgataxioceras setatus* (SCHNEID) seltener auftreten.

Die Mächtigkeit der Subeumela- und Setatus-Kalke in Schichtfazies beträgt wegen der noch weitaus vorherrschenden Riff-Ausbildung meist nur wenige m. Bei vollständigerer Entwicklung in Bankfazies wie z. B. westlich Dollnstein kann mit etwa 20 m gerechnet werden (vgl. ZEISS 1964, 15).

#### 4.2.2.2.3.5. Massenkalk und Dolomit der Mittleren Kimmeridge- bis Unteren Untertithon-Schichten (Malm Delta bis Zeta 3)

In der Regel im höheren Teil des oberen Malm Delta, stellenweise (Südwest- und Süd-Kraterrand) schon im unteren Malm Delta, setzt mit plötzlicher starker Zunahme der Verschwammung die Bildung massiger bis undeutlich gebankter, teilweise dolomitisierter Schwamm-Riff-, -Schutt- und Flaserkalke ein, die noch verbreitet in den Malm Zeta 1, im westlichen Vorries häufig bis in den Malm Zeta 3 reichen und auf der Südlichen Frankenalb einer „Älteren Riffgeneration“ (v. FREYBERG 1964, 17) zugeordnet werden.

Massenkalke der „Jüngeren Riffgeneration“ (Malm Zeta 3 — v. FREYBERG 1964, 17 f.) sind in dem von der Karte erfaßten Anteil des östlichen und südöstlichen Vorrieses bisher nicht belegt, doch muß in der Nähe des Donautales auch mit ihrem Auftreten gerechnet werden, nachdem FESEFELDT (1962) sie westwärts bis Graisbach (knapp 2 km östlich Karten-Ostrand) nachgewiesen hat.

Die Massenkalke der eigentlichen Riffstotzen bilden ein diagenetisch meist stärker verändertes, makroskopisch strukturlos erscheinendes, hellgelbliches, blaßrötliches bis bräunliches Gestein von großer Reinheit und Härte (Felsbildner). Sie unterscheiden sich dadurch beträchtlich von den mergeligeren und viel kleineren Schwammkalkstotzen der tieferen Weißjura-Schichten. Ihre vorherrschende, sehr

feinkristalline Ausbildung ist als „dichter Felsenkalk“ bekannt, während stärker umkristallisierte, meist intensiver gefärbte Partien den „zuckerkörnigen Kalk“ oder „Lochfels“ bilden. Das Wachstum der großen Riffe war im West- und Südwest-Vorries anscheinend zu Beginn des Malm Zeta 1 bereits beendet (vgl. HÜTTNER 1958, 41), während es im Osten häufig bis gegen Ende des Malm Zeta 1 anhielt (vgl. FESEFELDT 1962, 6).

Sowohl horizontal wie vertikal finden Übergänge der typischen, aus stärker diagenetisch veränderten Riffbauten hervorgegangenen Massenkalken in undeutlich geschichtete bis flaserige Schwammmassen- und Schuttkalke mit weniger starker diagenetischer Überformung statt. Sie sind vor allem im Malm Zeta des Südwest-Vorrieses (Massenkalk-Randfazies — vgl. HÜTTNER 1958, 28 ff; GALL 1971 a) sowie im Malm Delta des Süd-Vorrieses weit verbreitet, dort häufig mit zahlreichen wohl erhaltenen, z. T. verkieselten Platychonien und anderen Schwämmen („Fladenkalke“, „Kieselplattenkalke“ — vgl. NATHAN 1925, SCHALK 1957, FESEFELDT 1963) und vermitteln in ihrer Ausbildung zwischen der Schicht- und Riff-Fazies.

In diesen mehr bankigen Faziestypen des Massenkalks treten — im Gegensatz zu den massigen Riffstotzen — häufig Knollen und Fladen von derbem Hornstein bis über Faustgröße auf (vgl. MÜNZING 1960, 194; u. a.).

Im Südwest-Vorries sind im Grenzbereich Massenkalk — Malm-Zeta-Schichtfazies synsedimentäre Breccienkalke verbreitet (vgl. HÜTTNER 1958; MÜNZING 1960, 193; u. a.).

Sowohl die eigentlichen Massenkalken wie ihre gebankten Übergangsbildungen wurden häufig metasomatisch in Dolomit umgewandelt, besonders im Nordosten (Gebiet um Treuchtlingen), untergeordnet auch im übrigen Vorries.

Vorkommen werden von fast allen Bearbeitern der betreffenden Gebiete beschrieben, wenn auch nicht immer auf den Spezialkarten ausgeschieden. In die Rieskarte sind nur größere Vorkommen übernommen.

Eine strenge Bindung des Dolomits, der horizontal wie vertikal rasch in kalkige Massenfazies, seltener (höherer Malm Delta) auch Schichtfazies, überleitet, an ein bestimmtes stratigraphisches Niveau besteht nicht, doch liegt das Maximum seiner Verbreitung im höheren Malm Delta. Zwischen Massenkalk und reinerem Dolomit treten fließende Übergänge auf; ein großer Teil der als „Dolomit“ in die Karten eingetragenen Vorkommen besteht überwiegend aus derartigen dolomitischen Kalken und Kalkdolomiten mit rasch wechselndem Ca/Mg-Verhältnis. Reiner Dolomit im Treuchtlinger Gebiet wird von SCHMIDT-KALER (1962, 15) als schmutziggraues bis weißes, häufig dunkler geflecktes, massiges bis grobgebanktes Gestein von zuckerkörnigem Aussehen beschrieben. In ähnlicher Fazies liegt er auch in den übrigen Gebieten vor. Wie beim Massenkalk treten häufig Hornsteinknollen auf.

Die Fossilführung des Massenkalks ist in der Regel ziemlich spärlich, vor allem in den Riffstotzen selbst. Etwas häufiger finden sich Fossilreste in den Riffschutt- und Übergangsgesteinen, vor allem Schwämme, Brachiopoden, Echinodermen, seltener auch Bivalven und Cephalopoden, die aber eine nähere stratigraphische Einstufung meist nicht gestatten. Diese läßt sich viel exakter durch Beziehun-

gen zur Schichtfazies durchführen (vgl. HÜTTNER 1958, FESEFELDT 1962, u. a.). In den Übergangsgesteinen zwischen Massen- und Schichtfazies des höheren Malm Zeta 2 und Zeta 3 westlich des Rieskraters treten gelegentlich Korallen auf (vgl. MALL 1968, 68 ff.), ebenso im Massenkalk der „Jüngeren Riffgeneration“ östlich davon (vgl. v. FREYBERG 1964, 17 f.). Funde aus dem von der Rieskarte erfaßten Bereich wurden bisher nur sehr vereinzelt bekannt. Die berühmten Fundstellen von Nattheim sowie die Korallenkalke von Laisacker liegen bereits außerhalb.

Die Gesamtmächtigkeit der kalkig-dolomitischen Massenfazies ist infolge unterschiedlicher stratigraphischer Reichweite sehr verschieden. Da ein erheblicher Anteil bereits abgetragen wurde und das *Liegende* selten und meist nur in tiefen Taleinschnitten erschlossen ist, können zuverlässige Aussagen kaum gemacht werden. Für das Ost-Vorries zwischen Solnhofen und der Donau (schon außerhalb des von der Rieskarte erfaßten Bereichs) gibt FESEFELDT (1962, 6) je nach stratigraphischem Umfang Werte zwischen 45 und 180 m an. Beträge über 100 m dürften örtlich auch in der näheren Umgebung des Kraters, vor allem im Süd-, Südwest- und West-Vorries, erreicht werden. In der Tiefbohrung Daiting 1 wurde dolomitische Massenfazies — stratigraphisch etwa dem höchsten Malm Delta und Epsilon zuzuordnen — ca. 66 m mächtig durchteuft (vgl. WIRTH 1970, 56 f.).

#### 4.2.2.3.6. Untere Untertithon-Schichten (Malm Zeta 1–3) Liegende Bankkalke (Schwaben) und Röglinger Bankkalke (Franken) (Malm Zeta 1)

Mit Beginn des Tithons kommt es zu starken Faziesunterschieden zwischen den Ablagerungen des fränkischen und schwäbischen Sedimentationsraumes.

Die Ursache ist in unterschiedlichen Meerestiefen und den immer noch zahlreichen, höher aufragenden Schwammriffen zu suchen, die besonders im Seichtwasserbereich Frankens eine Gliederung des ursprünglich einheitlichen Sedimentationsraumes in mehr oder weniger selbständige Teilbereiche begünstigt. Wird eine stratigraphische Gliederung schon durch diese Faziesunterschiede erschwert, so kommt noch die Seltenheit brauchbarer Leitfossilien hinzu, die einerseits in ungünstigen Biotopsverhältnissen, andererseits in den zum Teil hohen Sedimentationsraten ihre Ursachen hat. Eine Korrelation mit dem borealen Juragebiet stößt infolge immer stärkerer Faunentrennung auf Schwierigkeiten. Zu einer Gliederung der Tithon-Ablagerungen muß deshalb in verstärktem Maße auf lithofazielle Gesichtspunkte zurückgegriffen werden, womit eine Korrelation zwischen den verschiedenen Ablagerungsräumen nur in groben Zügen möglich ist.

Westlich des Rieskraters — im Bereich des noch relativ einheitlichen schwäbischen Sedimentationsgebietes — beginnt das Tithon mit den *Liegenden Bankkalken* (GWINNER 1962) = „Ulmensis-Schichten“ (ROLL 1931). Im Bereich der großen Härtsfeld-Schüssel, dem dem Ries am nächsten gelegenen Teil-Ablagerungsraum, bestehen sie aus einer Folge von vorwiegend dünnbankigen — plattigen, hellgrauen bis gelblichen Kalken, die dünne Mergelzwischenlagen sowie Hornsteinknollen führen. Am vollständigsten sind sie im Gebiet Neresheim—Großkuchen entwickelt, wo sie MEDINGER (1935, 160 ff.) nach Mergelgehalt, Farbe und Bankstärke in 5 Abteilungen zu untergliedern versuchte. Nach KNOBLICH (1963, 10 f.) ist diese Gliederung jedoch nicht mehr haltbar. Besonders zu erwähnen ist im basisnahen Teil eine bis 4 m mächtige, mittel- bis dunkelgraue Mergellage (vgl. MEDINGER 1935, 161; HÜTTNER 1958, 12). Ein stärkerer Fazies-

wechsel tritt auch in der Horizontalen auf. Gegen die Ränder der „Härtsfeld-Schüssel“ nimmt die Mächtigkeit rasch ab. Das kraternächste Vorkommen liegt nur 3 km westsüdwestlich Ederheim in unmittelbarer Nähe des geologischen Kraterandes.

Östlich des Rieses liegen etwa altersgleiche Schichten in den Röglinger Bankkalke (FESEFELDT 1962) vor, denen weiter östlich bei Eichstätt die latent feingeschichteten (und damit schon mehr den Solnhofener Schiefen gleichenden) „Geisentialschichten“ (v. FREYBERG 1964) entsprechen. Beide gehören dem durch vorwiegend „Schiefer“-Fazies charakterisierten Ablagerungsraum von Solnhofen—Eichstätt im Westteil der Süd-Frankenalb an. Die Röglinger Bankkalke an der Typlokalität — ca. 5 km östlich des von der Rieskarte noch erfaßten Bereichs — bestehen aus vorwiegend sehr hellen, weißgrau-gelblichen, dünn- bis dickbankigen (5—85 cm), glatt springenden, reinen Kalken, lagenweise mit Feinschutt- und Schillgehalt. In ähnlicher Ausbildung als hellgraue, nur untergeordnet schuttführende Bankkalke werden sie von mehreren Stellen — sowohl autochthon wie allochthon — aus dem Krater-näheren Teil des Ost- und Südost-Vorrieses beschrieben (vgl. FESEFELDT 1963).

Daß ihr Ablagerungsraum bis über die Riesmitte hinaus gegen Südwesten gereicht haben muß, belegt ein von GALL (1971 a, 116) im Südwest-Vorries westlich Ballmertshofen (3598300/5393700) gefundenes allochthones Vorkommen, das — abweichend von der gewöhnlichen Ausbildung — aus latent feingeschichteten, bräunlichen Kalken mit Hornsteinknauern und -lagen besteht und damit an die in seichterem Wasser sedimentierte Fazies der Geisentialschichten erinnert. Seine Altersstellung ist durch Cephalopoden gesichert.

Weite Teile des fränkisch-schwäbischen Ablagerungsraumes wurden noch von den Schwammriffen der Massenfazies eingenommen, besonders im westlichen Kraterbereich, wo sie als faziestrennende Schranke von besonderer Bedeutung waren. Im Verlaufe der Sedimentation des Malm Zeta 1 wurden sie stark zurückgedrängt und starben schließlich weitgehend ab, vor allem im Osten, was sich durch eine plötzliche Zunahme der Schuttführung in den obersten Bankkalken äußert. Übergänge in die geschichtete Fazies sind mehrfach belegt (vgl. FESEFELDT 1962).

Fossilien treten sowohl in den Liegenden Bankkalken wie in den Röglinger Schichten nicht besonders zahlreich auf; am häufigsten noch Cephalopoden. In den Liegenden Bankkalken finden sich vor allem Haploceraten und Glochiceraten, daneben Taramelliceraten, Ochetoceraten, Perisphinctiden u. a. Das leitende *Lithacoceras ulmense* (OPPEL) ist selten (vgl. MEDINGER 1935, GALL 1971 a, u. a.). Die Röglinger Bankkalke führen neben den genannten Formen — *Lithacoceras ulmense* wurde bisher nicht gefunden — auch Aspidoceraten, Sutnerien, Subplaniten und das leitende *Virgataxioceras riedensis* (SCHNEID) (vgl. FESEFELDT 1962, 56 f.; SCHMIDT-KALER u. ZEISS 1973, 157).

Die Mächtigkeit der Malm-Zeta-1-Ablagerungen in Schichtfazies hängt in erster Linie von ihrem Verhältnis zu den altersgleichen Schwammriffen ab. Sie ist demnach im Bereich größerer Lücken zwischen den Riffen am höchsten und geht in den Riffzentren bis auf 0 m zurück. In der Schwäbischen Alb macht sich daneben erstmals eine generelle Zunahme gegen Süden bemerkbar, womit sich der allmähliche Rückzug des süddeutschen Jurameeres gegen den tethyalen Raum an-

kündigt. Für die Liegenden Bankkalke im Zentrum der „Härtsfeld-Schüssel“ werden Beträge bis 70 m, für die Röglinger Bankkalke südöstlich Langenalthcim (schon außerhalb des von der Rieskarte erfaßten Bereichs) bis 40 m angegeben (vgl. MEDINGER 1935, HÜTTNER 1958, FESEFELDT 1962). Im Kraterbereich ist infolge der stärkeren Verschwammung mit wesentlich geringeren Werten zu rechnen.

### Zementmergel (Schwaben) und Solnhofener Plattenkalke (Franken) (Malm Zeta 2)

Die bereits zur Zeit des Malm Zeta 1 angedeutete Faziesdifferenzierung zwischen ostschwäbischem und westfränkischem Ablagerungsraum verstärkt sich während des Malm Zeta 2 noch ganz beträchtlich.

Westlich des Rieses liegt Malm Zeta 2 in der Fazies der **Zementmergel** vor: hell- bis dunkelblaugraue (angewittert gelblich-graue) Kalkmergel und Mergel, die durch die helle, 10—60 m mächtige Bankkalkfolge der „Zwischenkalke“ in einen unteren und oberen Teil gegliedert werden können. Südlich von Neresheim stellt sich auch in den oberen Mergeln eine bis über 20 m mächtige Bankkalkfolge, die „oberen Zwischenkalke“, ein. Abgesehen von diesen mächtigeren Einschaltungen, die gegenüber der mittleren Schwäbischen Alb auf eine geringere Wassertiefe hinweisen und Anklänge an den fränkischen Faziesbereich bilden, treten Kalkbänke innerhalb der Mergel nur sehr untergeordnet auf. Im einzelnen sind Fazies und Mächtigkeiten großen Schwankungen unterworfen.

An den Rändern der in ihrer Verbreitung weiter zurückweichenden, aber meist noch lebenden Schwammriffe treten Übergangsbildungen zwischen Schicht- und Massenfazies auf, z. B. der „mergelige Flaserkalk“ (vgl. MEDINGER 1935, HÜTTNER 1958, MÜNZING 1960, FESEFELDT 1963, MALL 1968, GALL 1971 a, u. a.).

Wie die Liegenden Bankkalke reichen auch die Zementmergel bis hart an den westlichen Kraterand, z. B. nordnordöstlich Schweindorf (vgl. HÜTTNER 1958).

Östlich des Rieses entsprechen den Zementmergeln zeitlich ungefähr die **Solnhofener Plattenkalke** („Solnhofener Schiefer“), deren Ablagerungsraum westwärts zumindest bis in den östlichen Kraterbereich gereicht hat (vgl. FESEFELDT 1962, 1963). Die Solnhofener Plattenkalke werden aus bergfrisch (nur noch selten erhalten) blaugrauen, angewittert (weitaus vorherrschend) gelblich-weißen bis grauen, reineren Kalkplatten („Flinze“,  $\phi$  wenige mm bis 30 cm) und feinstgeschichteten, etwas mergeligeren und weicheren Zwischenlagen („Fäulen“, Pakete bis 1,5 m) in vielfachem Wechsel aufgebaut. Submarine Gleitfaltungsgesteine („Krumme Lagen“, bis 10 m mächtig) sind teilweise über größere Strecken horizontbeständig („Trennende Krumme Lage“, „Hangende Krumme Lage“) und gestatten eine Gliederung in „Untere“ bzw. „Obere Schiefer“ sowie eine Abgrenzung zu den hangenden Mörsheimer Schichten.

Die zu Beginn des Malm Zeta 2 noch lebenden Schwammriffe starben während der Sedimentation der „Unteren Schiefer“ fast ausnahmslos ab, jedoch beeinflussten sie durch ihr Relief die örtliche Mächtigkeit der Solnhofener Plattenkalke noch ganz beträchtlich (vgl. FESEFELDT 1962, u. a.).

Fossilien treten in den Gesteinen des Malm Zeta 2 wegen der hohen Sedimentationsrate sowie wenig günstigen Lebensbedingungen meist spärlich, jedoch teilweise (Solnhofener Plattenkalke) in vorzüglicher Erhaltung auf.

Die Zementmergel führen vor allem in den Zwischenkalken Cephalopoden (Ochetoceraten, Glochiceraten, Perisphinctiden u. a.), wozu sich Bivalven, Gastropoden, Echinodermen, Fischreste usw. gesellen. Eine exakte Einstufung auf biostratigraphischer Grundlage ist damit nicht möglich (vgl. MEDINGER 1935, GALL 1971 a, u. a.).

Auch in den Solnhofener Plattenkalken finden sich neben der oft massenhaft auftretenden freischwimmenden Seelilie *Saccocoma* nicht selten Cephalopoden, besonders Subplaniten mit der stratigraphisch wichtigen Art *S. rueppellianus* (QUENSTEDT), daneben Virgataxioceraten, *Hybonoticerias*, *Glochicerias*, *Taramellicerias*, *Neochetoceras* usw. (vgl. FESEFELDT 1962, SCHMIDT-KALER u. ZEISS 1973). Die übrigen Vertreter der weltberühmten Solnhofener Lagunenfauna mit ihren oft vorzüglich erhaltenen Crustaceen, Insekten, Fischen, Sauriern, Krokodilen und dem Urvogel *Archaeopteryx* sind ausgesprochen selten. Alle Fundorte (bevorzugt in den „Oberen Schiefer“) liegen bereits außerhalb des von der Karte erfaßten Bereichs.

Auch die Mächtigkeit des Malm Zeta 2 ist noch in starkem Ausmaß von der Verteilung der Obermalm-Schwammriffe abhängig, und zwar sowohl direkt — durch randlichen Übergang in die mehr und mehr zurückweichende Massenzonierung (Schwaben) — wie indirekt durch Ausfüllung und Überkleidung des durch die Riffstotzen entstandenen Reliefs (Franken). In Schwaben kommt hierzu noch eine — bereits im Malm Zeta 1 zu beobachtende — generelle Zunahme gegen Süden. Die Zementmergel (einschließlich der Zwischenkalke) erreichen im Norden um Dehlingen (südlich Bopfingen) bis 25 m, im Süden um Ballmertshofen—Oberbechingen (südlich Dischingen) bis 170 m (vgl. MÜNZING 1960, FESEFELDT 1963). Für die Solnhofener Plattenkalke gibt FESEFELDT (1962) Mächtigkeiten bis 35 m für die Unteren und bis 60 m für die Oberen Schiefer an. Im Kraterbereich, der sich durch starke vorausgegangene Verschwammung im Mittel- und Ober-Malm auszeichnet, ist mit wesentlich geringeren Werten zu rechnen; aus dem Westteil ist Malm Zeta 2 überhaupt noch nicht belegt (vgl. FESEFELDT 1963).

#### Hangende Bankkalke (Schwaben) und Mörnzheimer Schichten (Franken) (Malm Zeta 3)

Auch im Malm Zeta 3 ist eine starke Faziesdifferenzierung zwischen dem schwäbischen und dem westfränkischen Ablagerungsraum zu beobachten.

Auf der schwäbischen Ostalb folgen über den Zementmergeln in raschem Faziesübergang die Hangenden Bankkalke, hellgraue bis gelbliche, dünn- bis mittelbankige (0,2—0,5 m) mergelarme Kalke mit dünnen (1—8 cm) Mergelzwischenlagen. Im tieferen Teil sind sie meist als schwach oolithisches, Feinschutt führendes, rauh brechendes Gestein entwickelt, das als fazieller Ausläufer des Brenztal-Trümmerooliths aufgefaßt werden kann (KREMER 1954, HÜTTNER 1958, MALL 1968, u. a.).

Da eine einwandfreie Abgrenzung von Zwischenkalken der Zementmergel Schwierigkeiten bereitet, bestehen bezüglich Verbreitung, Paläogeographie und Stratigraphie der Hangenden Bankkalke im östlichsten Teil der Schwäbischen Alb noch gewisse Unsicherheiten (vgl. MALL 1968, 47). Die dem Ries nächstgelegenen Vorkommen südöstlich Dehlingen reichen bis 3 km an den Krater-Westrand heran (vgl. HÜTTNER 1958).

Vereinzelt werden noch Übergänge in Massenfazies der großen Schwammriffe beschrieben, z. B. von Ohmenheim (HÜTTNER 1958, 41), doch sind die Riffe in ihrer Mehrzahl bereits abgestorben und zusedimentiert. Kleinere Schwammstotzen und Übergangsbildungen innerhalb der Bankkalke finden sich häufiger (vgl. MALL 1968).

Östlich des Rieses, gegen Westen ursprünglich noch mindestens in dessen östlichen Teil hereinreichend, werden die Hangenden Bankkalke durch die ungefähr altersgleichen Mörnsheimer Schichten vertreten (FESEFELDT 1962, 1963). Sie sind in ihrer vorherrschenden Gesteinsausbildung (Wechsel von „Flinzen“ und „Fäulen“) noch den Solnhofener Plattenkalken ähnlich, zeigen aber im Gegensatz zu diesen ein großes Spektrum anderer Faziestypen: feinschuttreiche Plattenkalke, häufig stark eingekieselt (Hornsteinlinsen, -bänder und ganze verkieselte Bänke) — besonders im tieferen Teil, knollenführende Schuttkalke, Schutt- und Schillkalke, Bankkalke usw. Die stärkere Aufarbeitung der alten abgestorbenen Schwammriffe — teilweise wieder mit Brachiopoden, Korallen und Schwämmen neu besiedelt — kommt darin zum Ausdruck (FESEFELDT 1962, 45). Das (ehemals) besterschlossene Vorkommen von Mörnsheimer Schichten im Bereich der Rieskarte — entgegen früheren Auffassungen (noch FESEFELDT 1963) allochthon — liegt zwischen Donauwörth und Kaisheim (4410200/5402700) (vgl. SCHETELIG 1962, 25 ff.; FESEFELDT 1963, 9 f.).

Während im Norden die Bildung der Massenfazies spätestens zur Zeit der unteren Solnhofener Plattenkalke beendet war, lebte sie im Donau-nahen Gebiet während der Sedimentationsdauer der Mörnsheimer Schiefer wieder auf. Kalke und Dolomite der „Jüngeren Riffgeneration“ sind allerdings in dem von der Karte erfaßten Gebiet bisher nicht bekannt geworden.

Fossilien finden sich in den Hangenden Bankkalken nur spärlich, bevorzugt Bivalven, aber auch Cephalopoden: Perisphincten, Oppeliiden, Glochiceraten, *Taramelliceras*, *Ochetoceras*, *Hybonotoceras* u. a. (vgl. MEDINGER 1935, HÜTTNER 1958, FESEFELDT 1963, 60). Die Fauna gestattet in erster Näherung eine Parallelisierung mit den etwas fossilreicheren Mörnsheimer Schichten (vgl. FESEFELDT 1962, 60 f.). Auch diese enthalten vor allem Cephalopoden, unter denen das leitende *Subplanites moernsheimensis* (SCHNEID) sowie als Häufigkeitsform *Glochiceras lithographicum* (OPPEL), *Taramelliceras prolithographicum* (FONT.) und *Neochetoceras sterspisi* (OPPEL) zu erwähnen sind (vgl. FESEFELDT 1962, 57; SCHMIDT-KALER u. ZEISS 1973, 157).

Die berühmten Schieferbrüche von Daiting mit ihren reichen Funden an Landpflanzen, Fischen, Sauriern, Krokodilen usw. liegen schon außerhalb des von der Karte erfaßten Bereichs.

In den Übergangsbildungen der Hangenden Bankkalke (und Zementmergel) zur Massenfazies sowie in der riffnahen Schuttfazies der Mörnsheimer Schichten

kommen neben Crinoiden, Echinoiden, Brachiopoden und anderen Organismen gelegentlich Korallen vor, so z. B. im Gebiet von Neresheim (HÜTTNER 1958, 40) und nördlich Staufen (MALL 1968, 71). Die berühmten Nattheimer Korallen mit ihrer durch Verkieselung oft hervorragenden Erhaltung liegen bereits außerhalb der Rieskarte. Im Osten wurden verkieselte Korallen neuerdings als aufgeschürfte Bestandteile der Riestrümmermassen im Hottergraben westlich Altisheim gefunden.

Die Mächtigkeit der Malm-Zeta-3-Ablagerungen nimmt im Gegensatz zum tieferen Malm Zeta nun auch im fränkischen Ablagerungsbereich eindeutig gegen Süden zu, als Folge des gegen Süden gerichteten Rückzugs des Jura-Meeres. Daneben macht sich, besonders in Franken, noch der Einfluß des durch die abgestorbenen Schwammriffe der älteren Riffgeneration bedingten submarinen Reliefs bemerkbar. Die Hangenden Bankkalke im Gebiet Auernheim—Neresheim—Dehlingen sind bis 40 m Mächtigkeit erhalten, während primär mit Beträgen bis 150 m gerechnet werden muß (MEDINGER 1935, HÜTTNER 1958, MÜNZING 1960, u. a.). Für die Mörsheimer Schichten gibt FESEFELDT (1962, 59) Werte von 0 bis über 60 m an. Von ihrer ehemals weiten Verbreitung im Ost-Vorries — auch in Gebieten, wo sie heute abgetragen sind — kündigen zahlreiche, teilweise fossilführende, kieselige Platten in der Albüberdeckung bzw. in den Ries-Trümmermassen (vgl. DEHM 1931, 198 ff.; WEBER 1941, 85 f.; TREIBS 1950, 21; u. a.). Eine allgemeine Abnahme der Mächtigkeit gegen das Ries konnte FESEFELDT (1962, 55) nicht feststellen. Mit einem Auskeilen der Mörsheimer Schichten ist nur im Bereich der größeren Schwammriffe sowie im Norden des Kraters zu rechnen.

#### Brenzthal-Trümmeroolith (Schwaben) — (Malm Zeta 2—3)

Einen Faziestyp ganz besonderer Art im ostschwäbischen Malm Zeta stellt der im Albuch und auf dem Härtsfeld etwa zwischen den Orten Heldenfingen im Südwesten und Kleinkuchen—Zöschingen im Nordosten verbreitete Brenzthal-Trümmeroolith (REIFF 1958, 52 ff.) dar. Mit seinen östlichsten Ausläufern zwischen Staufen und Fleinheim reicht er gerade noch in den äußersten Südwesten des von der Rieskarte erfaßten Bereiches herein.

Der Brenzthal-Trümmeroolith besteht aus einem vorwiegend weißlichen, untergeordnet gelblichen bis bräunlich-rötlichen, in der Regel mittel- bis dickbankigen (0,3—2,0 m) Kalkstein mit dünnen Mergelfugen. Schrägschichtungsgefüge und ein Aufbau aus feinem, teilweise umrindetem Fossilschutt (Echinodermen, Brachiopoden, Bivalven, etc.;  $\phi$  0,5—2 mm) und Ooiden ( $\phi < 0,4$ —0,8 mm) sind bezeichnend (vgl. BEURER 1963, 43; MALL 1968, 50 ff.).

Seine stratigraphische Stellung wurde im wesentlichen von REIFF (1958, 60 ff.) durch den Nachweis einer Verzahnung — nicht wie früher angenommen, rinnenartigen Einlagerung — mit geschichtetem Malm Zeta geklärt. Die Sedimentation des Brenzthalooliths beginnt demnach im Zentralgebiet nördlich Heidenheim/Brenz bereits zur Zeit der Zementmergel-Zwischenkalke (Malm Zeta 2), möglicherweise lokal schon der obersten Liegenden Bankkalke (Malm Zeta 1) und reicht bis in die Hangenden Bankkalke (Malm Zeta 3) herauf. Die östlichsten Vorkommen nördlich Staufen gehören alle den Hangenden Bankkalken an (vgl. MALL 1968, 51). Fazies und Schrägschichtungsmessungen belegen eine Entstehung in einem flach-

meerischen, im wesentlichen Südwest-Nordost-gerichteten Strömungssystem, wobei die Herkunft des Fossilschutts und der Ooide noch ungeklärt ist (vgl. REIFF 1958, 69 ff.).

An Fossilien treten — neben dem genannten Detritus — Stielglieder von Crinoiden sowie Brachiopoden, Bivalven, Seeigel und Schwämme auf.

Die Mächtigkeit beträgt im Zentralgebiet bei Heidenheim/Brenz bis über 60 m.

#### 4.2.2.3.7. Mittlere und Obere Untertithon-Schichten Tagmersheimer Bänke bis Rennertshofener Schichten (Malm Zeta 4 und 5)

Jüngere Jura-Schichten als die Ablagerungen des Malm Zeta 3 sind im Bereich der Rieskarte übertage anstehend nicht mehr bekannt geworden, reichen aber im Südosten bis auf wenige km an den östlichen Kartenrand heran und unter Riestrümmermassen möglicherweise sogar noch in das Gebiet hinein. Da diese — von FESEFELDT (1962) näher bearbeiteten und in ihrer stratigraphischen Stellung im wesentlichen geklärt — jüngsten Jura-Schichten der Südlichen Frankenalb zumindest im Südosteck des von der Karte erfaßten Gebietes, gegen Nordwesten vielleicht sogar noch bis in den südöstlichsten Teil des Rieskraters, sedimentiert wurden und ihr heutiges Fehlen nur durch spätere Abtragung bedingt ist, soll noch eine kurze Übersicht über ihre Ausbildung gegeben werden.

Über den Mörsheimer Schichten folgen zunächst die bis 9 m mächtigen Tagmersheimer Bänke (Malm Zeta 4a), hellgraue bis graugelbe Bankkalke ( $\varnothing$  0,1—0,3 m), die seitlich in Plattenkalkfazies übergehen können und sich dann von den Mörsheimer Schichten nicht mehr abtrennen lassen.

Das Hangende bilden die gelblichen (unverwittert blaugrauen) Spindeltalschiefer (Malm Zeta 4b); mit ihrem Aufbau aus „Flinzen“ und „Fäulen“ sowie eingeschalteten „Krummen Lagen“ den Solnhofener Plattenkalken sehr ähnlich (Mächtigkeit bis über 30 m).

Es schließen sich die Gansheimer Zwischenkalke (Malm Zeta 4c) an, hellgraue bis gelbliche Kalke mit glattem Bruch, die zum Hangenden immer gröber gebankt sind ( $<$  0,1 bis 0,5 m) und 7—13 m mächtig werden.

Nach oben leiten sie in die bis 16 m mächtigen, den Spindeltalschiefern weitgehend gleichenden Usseltalschiefer (Malm Zeta 4d) über.

Darüber liegen konkordant die Rennertshofener Schichten (Malm Zeta 5), hell- bis gelbgraue Bankkalke (Bänke  $<$  0,15 bis  $>$  1 m) mit dünnen Mergelzwischenlagen, die bis über 100 m Mächtigkeit erreichen und gelegentlich Übergänge in Riffschuttkalk und kleine Riffstotzen zeigen (vgl. STREIT 1963, 12 ff.).

Die im Süden zusammen bis über 160 m mächtigen, gegen Nordwesten aber noch vor der Kratermitte auskeilenden Ablagerungen führen eine Cephalopodenfauna, die sich vom tieferen Abschnitt des Malm Zeta (Röglinger Bankkalke bis Mörsheimer Schichten) scharf abhebt und die Ausgliederung eines eigenen Faunenabschnitts zwischen Malm Zeta 1—3 und Malm Zeta 6 gestattet (FESEFELDT 1962).

Äquivalente in der Schwäbischen Ostalb könnten eventuell in den höheren, heute abgetragenen Anteilen der Hangenden Bankkalke vorgelegen haben, nachdem in den Hangenden Bankkalken des Hegaus Cephalopoden gefunden wurden, die auf Altersgleichheit mit den Rennertshofener Schichten (Malm Zeta 5) hinweisen (vgl. HÖLDER 1964, 257 f.).

Der donauferne Teil der Schwäbischen Ostalb und westlichen Süd-Frankenalb samt dem größten Teil des späteren Rieskraters dürfte spätestens gegen Ende des Malm Zeta 3 (Mörs-

heimer Schichten) im Zuge der Heraushebung der mitteldeutschen Schwelle und des gegen Süden zurückweichenden Jurameeres bereits trockengefallen sein. Gegen Ende des Malm Zeta 5 (Rennerthofener Schichten) zog sich das Meer weiter gegen Süden zurück. Die jüngsten Malm-Zeta-Ablagerungen Frankens, die bis 55 m mächtig erhaltenen, vorwiegend dickbankigen Neuburger Bankkalke (Malm Zeta 6), die in ihren höchsten Anteilen brackisch werden, haben wahrscheinlich das von der Karte erfaßte Gebiet nicht mehr erreicht (vgl. BARTHEL 1969).

#### 4.2.2.3. Kreide

(DIETER MÜLLER u. HORST GALL)

##### 4.2.2.3.1. Oberkreide (Cenoman)

An der Wende zur Oberkreide wurde infolge regionaler Absenkung das Ries wieder Sedimentationsraum.

Im mittleren Cenoman wurden zunächst von Nordosten (Böhmische Masse) die fluviatilen Tone, Sande und Kleinkiese der Schutzfelsschichten antransportiert. Sie sind zwar heute im Bereich der Rieskarte anstehend nirgends mehr erhalten, müssen aber noch im Alttertiär in größerer Verbreitung bis in den westlichen Kraterbereich angestanden haben, denn Relikte von ihnen (Quarzgerölle bis cm-Größe) finden sich umgelagert in zahlreichen tertiären Karstfüllungen des Riesgebiets (MÜLLER 1972, 20 ff.; vgl. auch Kap. 4.2.3.1.1.).

Im Obercenoman wurden von Südosten her große Teile der Südlichen Frankenalb einschließlich des Riesgebietes vom Meer des Regensburger Grünsandsteins überflutet. Dabei kam es zur Aufarbeitung der kurz zuvor abgelagerten Schutzfelsschichten, so daß je nach deren Ausbildung örtlich sehr verschiedene Sedimente (glaukonitreiche Feinsande und Tone, Feinsandsteine, geröllführende Grobsandsteine) entstanden (GALL, MÜLLER u. YAMANI 1973).

Am weitesten verbreitet unter den Obercenoman-Gesteinen ist der Mörsheimer Bryozoensandstein, dessen Ablagerungsraum nach Einzelfunden in den Riesstrümmern bis in den Kraterbereich gereicht hat (siehe Abb. 6). Er zeigt sich als ein glaukonitarmer, kieselig gebundener, grobkörniger bis feinkonglomeratischer, heller bis blaßroter Sandstein mit Relikten kaolinisierter Feldspäte sowie einer relativ kleinwüchsigen, artenarmen, marinen Fauna (Echinodermen, Bivalven und vor allem Bryozoen; vgl. LEHNER 1933).

Funde dieses Gesteins werden aus dem Südost-, Süd- und Südwest-Vorries von DEHM (1931), SCHRÖDER u. DEHM (1950), ANDRITZKY (1959), SCHELIG (1962) und GALL (1971 a) erwähnt. Auf der Rieskarte konnten diese meist nur faustgroßen Einzelfunde nicht berücksichtigt werden.

Möglicherweise sind — wie im Gebiet um Neuburg und weiter im Osten (Oberpfalz) — auch noch jüngere marine Sedimente der Oberkreide zur Ablagerung gelangt, doch sind bisher noch keine Funde aus den Riesstrümmern bekannt geworden.

Der von SCHNEID (1914, 209) der marinen Oberkreide zugeordnete „Döckinger Quarzit“ stellt nach neueren Untersuchungen (JAHNEL 1970) eine eingekieselte Grobsandfazies des Angulatensandsteins dar.

## 4.2.3. Känozoikum

## 4.2.3.1. Tertiär

(HORST GALL u. DIETER MÜLLER)

Im Tertiär setzte sich die überwiegend festländische Periode im Riesgebiet fort, unterbrochen lediglich durch einen letzten Meeresvorstoß zur Zeit des höheren Mittelmiozäns (Obere Meeresmolasse). Im Gegensatz zur Kreidezeit kam es jedoch auch häufiger zur Sedimentation festländischer Ablagerungen, die sogar den Hauptteil der Tertiär-Gesteine im Riesgebiet ausmachen (vgl. Abb. 5). Dies ist bedingt durch die paläogeographische Entwicklung des süddeutschen

Stufe	Ablagerungsraum		Fazies	Entstehung
	Ries-Krater	Vorries		
Tertiär	Pliozän	Hochschotter	Grobschotter	fluviatil (Anlage des heutigen Flußnetzes)
		Obere Süßwassermolasse, jüngerer Teil	Sande, Kleinkiese, Schotter (Herkunft vorw. nördlich)	fluviatil (Flächenschüttung)
	Sarmat	Riessee-Sedimente	Tone, Mergel, Kalke, Dolomite	lakustrisch
		Staubecken-Sedimente (N)	Tone, Mergel, Kalke, Dolomite	lakustrisch
	14,6 ± 0,6 Mio	Jmpaktgesteine	Riestrümmermassen, Suevit Grobschotter	Jmpakt fluv. (präries. Flußnetz)
		Obere Süßwassermolasse, ält. Teil	Tone, Mergel, Kalke, Sande	limnisch-fluviatil (Flächenschüttung)
	Torton	Kirchb. Sch. Graupens. (S)	Grobsande / Sandmergel	fluviatil / brackisch
		Obere (S) Meeresmolasse	Glaukonitsande	marin(-brackisch)
	Helvet			
Burdigal	O1			
Miozän	Aquitain	O2	O3	
Ober		O4	O5	
Mitt.	Untere Meeresmolasse (Randbuchtfazies)		Tone mit Braunkohle, Feinsande, Kalke	limnisch(-brackisch) - fluviatil
Unt.	Cochlostoma Roterdekalk (S)	O6	O8	
		O7	O8	
Eozän			O9	
Paleozän				

○ Karstfüllungen (Bohnerzton, z.T. mit Sanden und Geröllen, oder Karstkalk).

1 = Bissingen, 2 = Schaffhausen / Harburg u. a., 3 = Grafenmühle 2 u. a., 4 = Oppertshofen 1, 5 = Burgmagerbein 1 u. a., 6 = Ronheim 1 u. a., 7 = Wolferstadt 2 u. a., 8 = Huisheim 1 u. a., 9 = Heidenheim am Hahnenkamm 1.

Abb. 5. Die tertiären Gesteine im Rieskrater und seiner Umgebung (Übersicht).

Raumes. Im Süden wurden die Alpen zunehmend stärker herausgehoben und lieferten große Schuttmengen in eine vom Unteroligozän ab einsinkende Vortiefe im Norden, das Molassebecken. Bereits ab dem Mitteloligozän gelangte auch das Ries — zumindest sein südlicher Teil — in seinen Einflußbereich, in dem es dann bis zum tiefsten Pliozän (Ende der Molasse-Sedimentation) blieb. Während es hier zur Ablagerung einer vorwiegend terrestrischen, im einzelnen sehr lückenhaften und unterschiedlich mächtigen Schichtfolge von Tonen, Mergeln, Kalken und Sanden (untergeordnet auch Schottern) kam, blieb der Norden weiterhin Abtragsgebiet. Auf der Alb wurden nicht selten tonige Relikte der Malmkalk-Verwitterung in Karsthohlräume eingespült. Sie sind zwar volumenmäßig unbedeutend, jedoch durch ihren häufigen Reichtum an Wirbeltierresten, seltener Gastropoden, für die Rekonstruktion der tertiären Tierwelt und ihrer Evolution von ganz besonderer Bedeutung.

Untergeordnet treten im gesamten Gebiet auch Flußablagerungen auf, die nicht zur Molassesedimentation gehören. In größerer Verbreitung überliefert sind sie erst aus dem Jüngsttertiär.

In die Zeit des älteren Obermiozäns fällt auch die Ries-Entstehung, durch deren Vorgänge das Landschaftsbild grundlegend geändert wurde.

#### 4.2.3.1.1. Karstbildungen

##### Karbonatverwitterungslehme auf der Albhochfläche

Auf der Alb haben sich vom Alttertiär, teilweise wohl schon von der Kreide ab, tonige Lösungsrückstände der Malmkalke und -dolomite zu mächtigen, roten, ockerfarbenen und braunen Verwitterungsdecken angehäuft. Sie sind auf den Hochflächen der Schwäbischen und Fränkischen Alb stellenweise noch ohne größere Veränderungen bis heute überliefert, häufiger aber im Pleistozän umgelagert und mit Lößlehm vermengt worden, so daß der „lehmigen Albüberdeckung“ wenigstens oberflächennah großenteils ein pleistozänes Alter zukommt.

##### Tonige Karstfüllungen

In wenig veränderter Form sind die Lösungsreste bevorzugt in Karstfüllungen erhalten. Sie führen häufig Bohnerze, daneben Hornsteine und poröse Kieselplatten des oberen Malms, nicht selten auch Quarzsand und Quarzgerölle bis cm-Größe, die nach MÜLLER (1972) letzte Reste der damals noch in größeren Relikten erhaltenen kretazischen Schutzfelsschichten darstellen. Durch Zutreten des Karstwasser kam es teilweise zur Aufkalkung und Farbänderung der primär roten Residualtone in grünliche, ockergelbe und braune Gesteine.

Die Mehrzahl dieser Karstfüllungen, die in allen Ries-Quadranten bekannt wurden, ist fossilfrei; fossilführend sind sie vom Obereozän bis zum Mittelmiozän bekannt (vgl. DEHM 1961, MÜLLER 1972, u. a.). Besonders gehäuft treten sie im tieferen Oligozän auf, woraus — zusammen mit dem Umstand, daß die Anlage der Karsthohlräume durch Lösungsverwitterung bevorzugt an tektonischen Klüften entstand — auf eine Zunahme der tektonischen Aktivität an der Wende Eozän/Oligozän geschlossen werden kann (MÜLLER 1972, 219). Möglicherweise steht sie in Zusammenhang mit der ab dem Mitteleozän beginnenden Absenkung des Rheintalgrabens, mit dessen Haupttrichtung (rheinisch) die zu Karsthohlräumen erweiterten Klüfte auch teilweise übereinstimmen.

Auf der Karte konnten die räumlich eng begrenzten Karstfüllungen nicht ausgegliedert werden.

## Kalkige Karstfüllungen

Ein geringer Kalkgehalt in Form mergeliger Partien oder kalkiger Konkretionen, entstanden durch Zutritt kalkhaltiger Sickerwässer, ist in den meisten Karstfüllungen zu beobachten. Zu einer stärkeren Kalkabscheidung kam es nur bei hochreichendem Karstwasserspiegel in Zusammenhang mit der *Molassesedimentation*. Dies war im Kratergebiet und seiner näheren Umgebung vor allem im tieferen Oligozän, weniger ausgeprägt auch im Oberoligozän und Untermiozän, der Fall.

Im tieferen Oligozän kam es in größeren oberflächennahen Karstwannen zur Bildung von örtlich fossilreichen Karst- und Krustenkalken, die in ihrer Genese bereits zu den Molassesedimenten überleiten: Cochlostoma-Roterdekalk („unteroligozäner Bohnerzkalk“).

Das Gestein besteht aus einem vorwiegend ziegelroten, untergeordnet blaßroten oder gelblichen, unterschiedlich festen Kalkstein mit Bohnerzkörnern und zahlreichen, bis 0,5 m großen Massenkalksplintern, häufig in Begleitung tiefroter Bohnerztone und -mergel. Größere fossilführende Vorkommen sind autochthon und vor allem allochthon auf das Südwest- und Südost-Vorries beschränkt (NATHAN 1925; MÜLLER 1972, 30 ff.).

Bereits außerhalb des von der Rieskarte erfaßten Gebietes wurde bei Bachhagel eine autochthone Karstfüllung aus hellem Kalkstein mit Nebengesteinssplintern und einer reichen mitteleozänen Gastropodenfauna gefunden (MILLER 1907). Sie weist auf einen kurzfristigen Karstwasseranstieg bereits im Mitteleozän hin.

Günstige Bedingungen zur Entstehung von Karstkalken bestanden infolge der Nähe zum Sedimentationsraum der USM auch im Oberoligozän und Untermiozän. Die autochthone Karstfüllung Gunzenheim 1 hat aus hellfleischfarbenen Kalken eine reiche Landschnecken- und Wirbeltierfauna oberoligozänen Alters geliefert, die für die Paläoklimatologie des Riesgebietes von besonderer Bedeutung ist (vgl. DEHM 1931, 1961). Ebenfalls sehr fossilreich (Landschnecken und Wirbeltiere) erwies sich die allochthone untermiozäne Karstkalkfüllung von Schaffhausen bei Harburg (vgl. BOLTEN u. MÜLLER 1969).

### 4.2.3.1.2. Molasse-Ablagerungen und außeralpine Äquivalente

#### 4.2.3.1.2.1. Randbucht-Fazies der Unteren Meeresmolasse (UMM) (Mitteloligozän)

Während nach bisheriger Ansicht erst die USM das Gebiet der Schwäbisch-Fränkischen Alb erreicht hat, finden sich im östlichen Kraterbereich und im westlichen Teil der Frankenalb bis Pappenheim und Treuchtlingen noch ältere tertiäre Ablagerungen, deren Material zwar ausschließlich von Norden bzw. Osten geschüttet wurde, die aber aufgrund ihrer Altersstellung sowie schwacher Brackwasser-Einflüsse und ihrer Verbreitung nur als randliches Äquivalent der UMM gedeutet werden können. Ihr Ablagerungsraum bildet eine von Süden nordwärts bis über die Kratermitte und bis Treuchtlingen reichende Bucht am Nordrand des Meeres der UMM, in der vorwiegend limno-fluviatile Sedimente (Feinsande, Braunkohlentone, Süßwasserkalke) zum Absatz kamen (vgl. Abb. 6).

Das Alter dieser Ablagerungen konnte anhand der Gastropodenfaunen in den fossilreichen Süßwasserkalken als höheres Mitteloligozän bestimmt werden (MÜLLER 1972); diese Einstufung wird durch Wirbeltiere bestätigt (vgl. HEISSIG 1973).

### Katzensteiner Schotter

Die bereits SCHRÖDER u. DEHM (1950, 44) bekannten und dem präarmatischen Jungtertiär zugeordneten Kalkgeröllsande von Katzenstein bilden ein etwa 200 m ausgedehntes und bis 10 m mächtiges Vorkommen 0,45 km westnordwestlich Ronheim (4403200/5407350) mit der Basis 25 m über heutigem Wörnitzspiegel. Das Liegende bilden autochthone Malm-Delta-Bankkalke, das Hangende, allerdings nicht in unmittelbarer Überlagerung, grobschollige Riestrümmernmassen.

Die Kalkgeröllsande bestehen vorwiegend aus einem hellgelblich-grauen, sehr glimmer- und feldspatarmen, mergeligen Quarzfeinsand mit unterschiedlichem Anteil an intrafaziellem Sinterkalk-Detritus. Eingeschaltet sind linsenartige Körper bis über 30 m Länge und 2 m Mächtigkeit aus hellockerbraunem Fein- bis Grobschotter, teilweise zu Nagelfluh verfestigt. Der Übergang zu den Feinsedimenten ist teils kontinuierlich, teils scharf. Die gut gerundeten Schotterkomponenten bestehen vorwiegend aus Schicht- und Schwammkalken des mittleren, untergeordnet aus Massenkalken des höheren Malms, vereinzelt derben, nicht plattigen Malm-Hornsteinen, Quarzgeröllchen, alttertiären Karstkalken und Bohnerzkörnern. Die Malmkalke sind häufig durch Limonitgehalt gelblich verfärbt.

Schlammproben lieferten neben Characeenresten nicht selten Opercula von *Pomatias arneggense* WENZ, womit die Schotter ins Mitteloligozän einzustufen sind.

Die Feinsedimente der Katzensteiner Kalkgeröllsande entstanden wahrscheinlich unter ruhigen limnofluviatilen Ablagerungsbedingungen in einem alten Wörnitztal, mit Sandsteinen des Keupers und vor allem des Braunjuras im Einzugsgebiet, als ältester Teil der Randbucht-Füllung. Bei gelegentlich auftretenden Unwettern wurden größere Mengen an Malmkalk-Schutt von der Alb in die ansonsten ruhigen Ablagerungsräume verfrachtet.

### Altisheimer Sande und Feinsandschichten

Die Altisheimer Sande (GALL 1971 b, 314 ff.) treten in einem Areal von  $1 \times 0,75$  km Ausdehnung im Quellgebiet des Hottergrabens 1 km nordwestlich Altisheim (um Pkt. 4416000/5401000) zwischen 400 und 485 m NN zutage. Überlagert werden sie größtenteils von Riestrümmernmassen, nur im Gebiet des Riedelberger Hofes mit deutlichem Relief von einem Erosionsrest aus Glimmersanden der präriesischen Oberen Süßwassermolasse. Das Liegende — wahrscheinlich Kalke des oberen Malms — ist nicht erschlossen.

Die Altisheimer Sande bestehen in frischem Zustand, der allerdings nur selten mehr angetroffen wird, vorwiegend aus hellgrüngrauen bis graugrünen, untergeordnet in kohligten Partien violett- bis schwarzgrauen, tonig-mergeligen Feinsanden und Staubsandmergeltonen mit feinverteiltem Pyritgehalt. Infolge einer langanhaltenden, wahrscheinlich größtenteils präobermiozänen Verwitterung sind sie aber zumeist hellgraubraun bis ockerbraun gefleckt und enthalten nicht selten kleine Limonitkongregationen. Untergeordnet treten reinere pelitische Tone, selten gröbere Sande mit Einschaltungen von Kleinkies-Bändern auf. Letztere führen an der Basis häufig Aufarbeitungslagen der Feinsedimente. Bezeichnend ist sowohl im frischen wie auch im verwitterten Zustand ein Kalkgehalt, der in den Feinsedimenten in Gestalt zahlreicher kleiner Knöllchen angereichert ist, während in

den Grobsanden bis 0,5 m Durchmesser große Kalksandstein-Konkretionen gebildet werden. Die Altisheimer Sande sind in der Regel ausgesprochen feldspat- und glimmerarm, wodurch sie sich von lithofaziell ähnlichen Sedimenten der präriesischen OSM, als welche sie SCHETELIG (1962) kartiert hat, deutlich unterscheiden.

Die Kleinkiese setzen sich neben der Hauptkomponente Quarz vorwiegend aus Jura-Hornsteinen, paläozoischen Lyditen sowie Sandsteinen, Quarziten und Hornsteinen der Oberkreide und Trias zusammen (vgl. GALL 1971 b, 315). Dieses Spektrum der Feinsande und Kleinkiese belegt in Verbindung mit Schwermineralanalysen (Zirkon—Rutil—Turmalin; SALGER in GALL 1971 b, 315) eine außer-alpine sedimentäre Herkunft mit Einzugsgebieten im Schichtstufenland bis in den Frankenwald und damit die Existenz eines Nord-Süd-gerichteten Urains wahrscheinlich bereits in mitteloligozäner und nicht erst — wie von GALL (1971 b, 316) in erster Annäherung vermutet — in oberhelvetischer Zeit.

In den tieferen Teilen steigt lagenweise der Anteil an Glimmer und Feldspat deutlich an, ohne indessen die hohen Werte in den Glimmersanden der präriesischen OSM zu erreichen. Hand in Hand geht eine Zunahme des auch in den „normal“ zusammengesetzten Altisheimer Sanden vereinzelt auftretenden umgelagerten Glaukonits.

Besonders charakteristisch stehen derartige Sedimente bereits außerhalb des Verbreitungsgebietes der Altisheimer Sande an der Böschung des Leimgrabens 0,55 km südwestlich Daiting (4419340/5406200) an. Die gelblich- bis grünlich-weißen, mittel- bis grobkörnigen Sande mit einzelnen Kalksandstein-Konkretionen enthalten etwas Glimmer sowie zahlreiche helle Feldspäte und gleichen damit weitgehend den Feldspatsand-Einschaltungen der OSM auf der Südlichen Frankenalb (SCHNITZER 1953). Als Liefergebiet kommt im Gegensatz zu den eigentlichen Altisheimer Sanden nur die Böhmisches Masse in Betracht, wobei der Glaukonit auf umgelagerte Regensburger Oberkreide zurückgeführt werden kann. Im Gegensatz zu den obermiozänen Feldspatsanden der Südlichen Frankenalb sind diese Daitinger Sande frei von Glimmersand-Material der präriesischen OSM.

Die Feinsandschichten, die bisher nur allochthon als Schollen bis über 300 m Durchmesser bekannt sind, wurden — nach ihrem Auftreten in den Riestrümmermassen zu urteilen — westlich des Areals der Altisheimer Sande abgelagert, denen sie im übrigen faziell sehr ähnlich sind. Die größten Vorkommen werden aus der Steinbruch-Anlage MÄRKER in Harburg (4404450/5404750) beschrieben (MÜLLER 1972, 87ff.), wo sie zwar schon SCHETELIG (1962) beobachtete, aber als OSM beschrieb.

Von den Altisheimer Sanden unterscheiden sie sich durch einen höheren Anteil an Peliten (blaßgrüne, hellockerbraune, untergeordnet karminrote Tone, vereinzelt mit dünnen Kalkbänkchen), noch geringere Anteile an Feldspat und Glimmer sowie — abgesehen von intraklastischen Aufarbeitungslagen — das Fehlen von größeren Sanden und Kleinkiesen. Als Besonderheit sind fossilführende, bohrerzreiche Kalksandsteine noch in ursprünglicher Verbindung mit der Malmkalk-Unterlage zu erwähnen, die offenbar eine Basalfazies der Feinsandschichten darstellen (vgl. HÜTTNER 1958, 137; MÜLLER 1972, 93 ff.).

Gelegentlich treten Einschaltungen von Braunkohlentonen auf, die vereinzelt auch fossilführend sind (Samen, Gastropodenreste) und eine Einstufung ins Mitteloligozän gestatten.

Wie der Hauptteil der Altisheimer Sande, so wurden auch die Feinsandschichten — worauf ihre Zusammensetzung und Schwermineralanalysen hinweisen — aus einem nördlichen Liefergebiet (Schichtstufenland) geschüttet, jedoch im Gegensatz zu diesen nicht vom Urmain, sondern von einer weiter im Westen einmündenden Urwörnitz.

Die Mächtigkeit der Feinsandschichten beträgt bis über 40 m, während die Altisheimer Sande über 85 m erreichen.

### Braunkohlenschichten

Präriesische Braunkohlen-Schichten aus dem Mitteloligozän bilden einen charakteristischen und häufigen Bestandteil der Riestrümmersmassen des Ost- und Südost-Vorrieses mit Schollengrößen bis über 100 m Durchmesser. Autochthon wurden sie bisher nur von Möhren bei Treuchtlingen bekannt.

Eine Abtrennung von den allerdings im allgemeinen meist weniger häufigen Braunkohlen der präriesischen OSM ist nur paläontologisch möglich.

Die Braunkohlenschichten bestehen vorwiegend aus äußerst feinpelitischen, hellgraugrünen Tonen, die nicht selten feingebändert sind. Als Einschaltungen treten hellgraue bis schwärzliche Kohlentone mit unreinen Braunkohlen-Flözchen auf, deren Gesamtmächtigkeit selten mehr als 2,5 m, die der reineren Flöze kaum über 0,7 m beträgt (MÜLLER 1972). Die in frischem Zustand schiefrig bis derbstückige, feingeschichtete Braunkohle stellt nach petrographischen Untersuchungen gerade noch eine Weich-Braunkohle im Übergangsbereich zu einer Matt-Braunkohle dar. Bergbauversuche wurden darauf schon in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts unternommen (ehemalige Concordia-Zeche; 2,5 km ost-südöstlich Wemding; um Pkt. 4408900/5415300), aber angesichts der geringen Ergiebigkeit und schlechten Qualität schon frühzeitig eingestellt (vgl. HEHL 1834, KRANZ 1950, u. a.).

Besonders zu erwähnen sind gelegentlich auftretende karbonatische Einschaltungen, die in ihrer Fazies und Entstehung Parallelen zum Alm der heutigen Flachmoore aufweisen. Sie bestehen in rhythmischem Wechsel aus feinen, hellen, unverfestigten Karbonatlagen und Kohlebändern, die zahlreich Reste von Land- und Süßwassergastropoden enthalten und ein Klima mit jahreszeitlichem Wechsel von Regen- und Trockenzeiten widerspiegeln.

Sandige Einschaltungen treten in den eigentlichen Braunkohlenschichten sehr zurück, doch können die Braunkohlenschichten im großen und ganzen als Äquivalente der Feinsandschichten in ruhigeren randlichen Buchten des Ablagerungsraumes betrachtet werden.

Fossilien finden sich im allgemeinen selten, am häufigsten noch Samenreste von Wasserpflanzen (*Stratiotes*, *Brasenia* u. a.). Lediglich die Vorkommen in der Steinbruch-Anlage des MÄRKER-Werks in Harburg, wo bereits KIRCHHEIMER (1949) ihr oligozänes Alter belegen konnte, enthalten daneben auch zahlreiche Reste von Land- und Süßwassergastropoden, unter denen die Opercula der mitteloligozänen Leitart *Pomatias arneggense* WENZ zu erwähnen sind.

Die Mächtigkeit der Braunkohlenschichten beträgt bis etwa 20 m.

### Pomatias-Süßwasserkalk („Oberoligozäner Süßwasserkalk“)

Zu den interessantesten tertiären Komponenten der Riestrümmernmassen gehört der Pomatias-Süßwasserkalk. Er bildet Schollen bis über 60 m Durchmesser in allen Vorries-Quadranten, bevorzugt im Südosten (z. B. 1,5 km nordwestlich Fünfstetten; 4408100/5412350) südlich der Linie Neresheim—Nördlingen—Oettingen—Treuchtlingen.

Autochthone Vorkommen, von denen das größte (Heunischhof-1) eine Ausdehnung von  $240 \times 130$  m aufweist, liegen — schon außerhalb des dargestellten Bereiches — im Raum Treuchtlingen — Möhren — Pappenheim (vgl. MÜLLER 1972).

Die Schichtfolge des Pomatias-Süßwasserkalks bestand ursprünglich — wie autochthone Vorkommen noch heute erkennen lassen — vorwiegend aus Tonen und Mergeln mit Einschaltung von Kalkstein-Bänken wohl selten über 0,5 m Mächtigkeit. Die in den Riestrümmernmassen allein ansprechbaren Kalke, deren Dominanz teilweise durch Zerreißen der Schichtfolge, aber auch durch selektives Auswittern vorgetäuscht wird, geben daher ein unvollständiges Bild des Faziespektrums.

Die Kalke sind außerordentlich unterschiedlich ausgebildet: Lutitische und intraklastische Süßwasserkalke, terrestrische Kalke, seltener onkolithische Kalke und Travertine, vereinzelt auch Knollenkalke, von hellgelblich-brauner, bei höherem Bitumenanteil auch grauer bis dunkelblaugrauer Farbe.

Fossilien treten fast ausschließlich in den Süßwasserkalken auf, häufig zu Lumachellen angereichert (Trümmeralgenkalke, Charakalke, Stengelschwemmkalke, Planorben-Lymnaeen-Pomatias-Schillkalke). Neben Blau- und Grünalgen meist unbekannter systematischer Stellung finden sich nicht selten Characeen-Reste, vor allem aber zahlreiche Süßwassergastropoden (*Planorbarius*, *Gyraulus*, *Radix* u. a.), zu denen eingeschwemmte Landschnecken (vor allem *Pomatias*, daneben *Archaeozonites*, *Cepaea* u. a.) in unterschiedlicher Häufigkeit, teilweise das Faunenbild beherrschend, treten.

Das Gestein nimmt durch seine reiche Landschneckenfauna eine Schlüsselstellung für die Datierung der UMM-Randbucht-Ablagerungen ein: vorwiegend höheres Mitteloligozän. Diese Altersstellung wird durch reiche Wirbeltierfunde in den Basislagen des autochthonen Vorkommens 500 m westnordwestlich Möhren gestützt (vgl. HEISSIG 1973, 180 f.). Die Arten des Genus *Pomatias* und ihre Begleitfaunen gestatten die Ausscheidung zweier etwas verschiedener Altersniveaus, von denen das jüngere etwa an die Wende Mittel-/Oberoligozän, jedoch noch vor den Beginn der USM-Sedimentation am Südrand der Schwäbischen Alb, zu liegen kommt. Das ältere Niveau verzahnt sich teilweise — wie auch Lagerungsbeziehungen im Raum Möhren zeigen (vgl. MÜLLER 1972, 125 ff.) — mit den Braunkohlenschichten, sowie — belegt in der Steinbrucharanlage MÄRKER in Harburg (vgl. MÜLLER 1972, 87 ff.) — mit den Feinsandschichten, während das jüngere Niveau offensichtlich die jüngsten Anteile der UMM-Randbucht-Ablagerungen bildet. Darin spiegelt sich ein Nachlassen der fluviatilen Einschüttungen und ein Übergreifen limnischer Seichtwasser-Sedimentation auf den gesamten Bereich der Randbucht gegen Ende des Mitteloligozäns wider. Im Südosten machen sich zeitweise schwache Brackwasser-Einflüsse, ausgehend vom Meer der UMM, in Form von Hydrobientkalken mit *Potamides* bemerkbar.

Die Mächtigkeit der Süßwasserkalk-Schichtfolgen beträgt maximal bis über 15 m (Heunischhof).

#### 4.2.3.1.2.2. Untere Süßwassermolasse (USM) – (Oberstes Oligozän – Untermiozän)

Bereits im Oberoligozän begann sich das Riesgebiet und sein östliches Vorland wieder herauszuheben (belegt durch einzelne tonig-sandige Karstfüllungen). Zunehmend stärkere Heraushebung im Untermiozän führte vor allem im Osten zu tiefgreifender Verkarstung und zur beginnenden Abtragung der mitteloligozänen Ablagerungen (vgl. MÜLLER 1972, 119 ff., 223 f.).

Eine vollkommen gegenläufige Entwicklung hatte die Schwäbische Alb ostwärts bis ins Gebiet des Südwest-Vorrieses. Im Mitteloligozän noch relativ hoch gelegen, begann sie vom Oberoligozän an abzusinken, was zum Übergreifen der Molassesedimentation (USM) von Süden her bis zum Donaurandbereich und bis ins Südwest-Vorries führte (siehe Abb. 6).

Die Untere Süßwassermolasse mit der mergelig-kalkigen Fazies der Thalfinger Schichten (WENZ 1918) weitete sich — zunächst die prä-oberoligozänen Täler (z. B. Zwergbach, Egau, Bogenbach) ausfüllend — nordwärts bis zur Linie Hermaringen (Brenz)—Oberbechingen—Ballmertshofen—Oberfinningen aus (vgl. MOOS 1925; GALL 1969, 1971 a). In welchem Ausmaß auch die Hochflächen zwischen den alten Tälern überdeckt wurden ist ungewiß, weil alle heute noch erhaltenen Vorkommen auf der Flächenalb unterhalb des Abrasionsniveaus der OMM liegen. Der eigentliche Kraterbereich des Nördlinger Rieses wurde nicht mehr erreicht.

Die Fazies der USM ist der des Pomatias-Süßwasserkalks sehr ähnlich: Vorwiegend hellgelbliche bis hellgraue, in Beckenrandnähe mehr ockergelbe, untergeordnet dunkelblaugraue und bituminöse Süßwasserkalke, helle Knollenkalke und, vor allem in basalen Partien, helle terrestrische Krustenkalke mit Malmkalk-Komponenten und teilweise Hornsteinbändern; neben den insbesondere im Norden vorherrschenden Kalken treten im Süden dominierend weißliche bis blaßrote, kreidige Mergel, zum Teil reich an Intraklasten und Malmkalk-Geröllen, sowie (basal) ockergelb-hellgrünliche, untergeordnet violette Tone auf. Der äußerste Süden (Haunsheim) wurde noch von feinkörnigen alpinen Glimmersanden erreicht, die nach FÜCHTBAUER (1964, 229, 232) der axialen West-Ost-gerichteten Napf-Schüttung angehören.

Vor allem die Süßwasserkalke, weniger die Mergel, erweisen sich teilweise als sehr fossilreich, wobei neben Süßwassergastropoden (*Planorbarius*, *Gyraulus*, *Radix* u. a.) auch Landschnecken (vor allem Heliciden), letztere bevorzugt in den Knollenkalcken, auftreten. Zur Datierung sind *Pomatias antiquum* (BRONGNIART) für einen nur im Süden bei Haunsheim belegten tieferen, noch oberoligozänen, und *Pomatias bisulcatum* (ZIETEN) sowie *Omphalosagda subrugulosa* (QUENSTEDT) und andere Heliciden für einen höheren, untermiozänen (aquitänen) Anteil zu erwähnen.

Die Mächtigkeit der USM beträgt im Süden bis maximal 20 m.

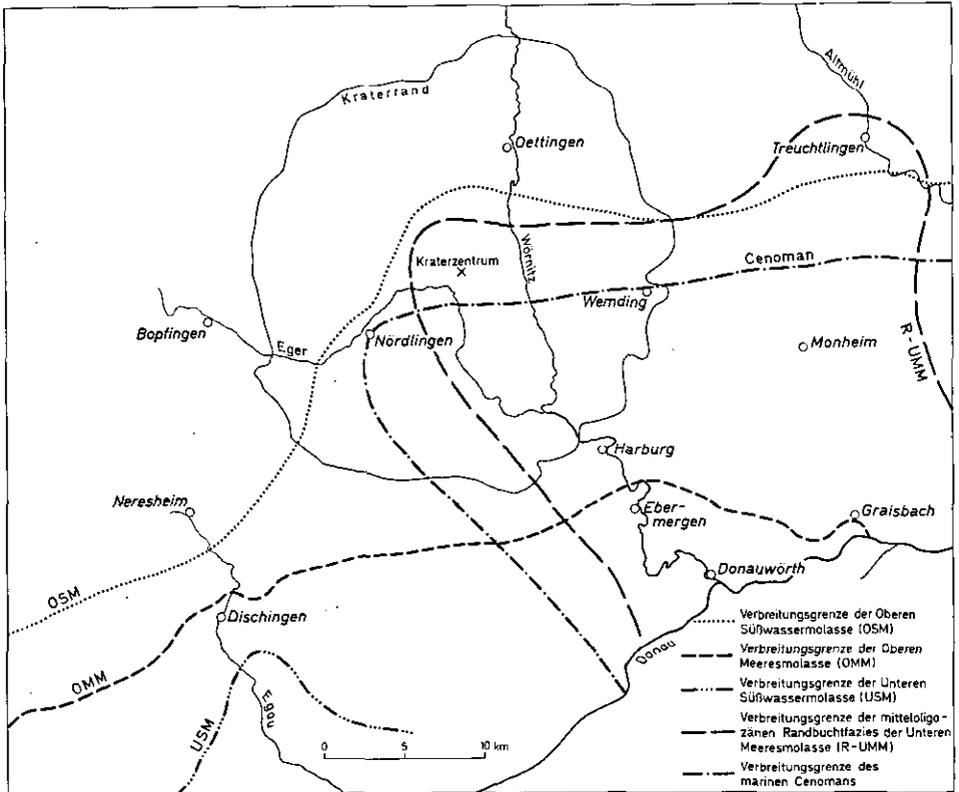


Abb. 6. Verbreitungsgrenzen postjurassischer Ablagerungen im Rieskrater-Gebiet und seiner Umgebung.

#### 4.2.3.1.2.3. Obere Meeresmolasse (OMM) — (Höheres Mittelmiozän)

Bereits im höheren Untermiozän begann auch die Schwäbische Alb sich wieder herauszuheben.

Erst im Laufe des höheren Mittelmiozäns (mittleres Helvet) stieß die Molassesedimentation infolge erneuter Absenkung wieder bis ins Gebiet nördlich der Donau vor (siehe Abb. 6).

Das Meer der Oberen Meeresmolasse griff in seinem II. Sedimentationszyklus nordwärts über den ehemaligen Beckennordrand der USM hinaus und erreichte noch die Südwest-Frankenalb, jedoch nicht mehr das Kratergebiet selbst. Sein Vordringen erfolgte zunächst relativ langsam unter kräftiger Abrasion der Malmkalke der Alb sowie großer Teile der noch erhaltenen USM. Dabei entstand eine fast tischebene Abrasionsfläche, die heute noch morphologisch erkennbare Flächenalb, die im Norden durch das bis 80 m hohe Kliff als Ausdruck einer längeren Stillstandsphase begrenzt wird. Nördlich davon folgt die Kuppenalb mit ihrem in den Grundzügen viel älteren, aber nach-mittelmiozän wesentlich stärker überformten hügeligen Relief.

Die Strandlinie am Fuße des Kliffs verläuft auf der gesamten Schwäbischen Alb ziemlich geradlinig von Südwesten nordostwärts bis ins Egautal bei Dischingen. Ihre weitere Fortsetzung ist durch Tagesaufschlüsse und Tiefbohrungen sowie

morphologische Kriterien ostwärts über Amerdingen und Burgmagerbein bis Ebermergen belegt (vgl. MOOS 1925, GALL 1974 b). Die von Pholaden und Vioen angebohrte Brandungsplattform und Steilküste bei Dischingen bildet zusammen mit großen angebohrten Weißjura-Strandgerölln, die teilweise noch mit Balaniden dicht besetzt sind (vgl. GALL u. MÜLLER 1975 a), sowie fossilreichen Konglomeraten und Quarzgeröllsanden ein eindrucksvolles Dokument der fossilen Küste des tertiären Molassemeeres.

Neuere Untersuchungen haben ergeben, daß diese vom Meer des II. OMM-Zyklus geschaffene Felsküste nicht den äußersten Vorstoß des Molassemeeres markiert. Dieser reichte vielmehr in Gestalt eines III. Sedimentationszyklus noch um einige hundert Meter bis wenige Kilometer darüber hinaus und bis mindestens 50 m höher in das Gebiet der Kuppenalb (GALL 1975). Dabei ist nicht ganz auszuschließen, daß auch noch der südlichste Teil des Rieskraters erreicht wurde. Aus geologischen und biologischen Gründen muß angenommen werden, daß der größte Teil der Pholadenbohrungen an der Klifflinie des II. Zyklus durch die zunehmende Überflutung des Meeres des III. Zyklus entstand (GALL 1975).

Dies hat auch Konsequenzen für die Rekonstruktion der Klifflinie im Gebiet der Südwest-Frankenalb. Da infolge der Plombierung des Gebietes mit jüngeren Molassesedimenten und Riestrümmermassen ein weiteres Verfolgen der Grenze Flächen-/Kuppenalb nicht mehr möglich ist, andererseits die vom Riesschutt aufgeschürften Strandgerölle, auf die sich die Rekonstruktion hier größtenteils stützen muß, auch dem III. Zyklus angehören können, läßt sich für dieses Gebiet nur eine ungefähre äußerste Verbreitungsgrenze der OMM-Ablagerungen zur Zeit der Rieskatastrophe geben.

Sie verläuft, wahrscheinlich nur wenig nördlich der Klifflinie, unter Änderung aus der bisherigen nordöstlichen in eine ost-südöstliche Richtung aus dem Gebiet von Ebermergen (Brünensee), etwa 1,5 km südwestlich Kaisheim vorbei, gegen die Höhe P. 541 1,5 km südwestlich Hafentent, im einzelnen belegt durch Strandgeröllfunde und Sedimentschollen im Einzugsbereich des Ellerbach-, Kaibach- und Lochbachtals. Die Fortsetzung ist teilweise durch den prä-mittelmiozänen Abtragsrest der mitteloligozänen Altisheimer Sande vorgezeichnet und durch Strandgeröllfunde sowie das bisher östlichste Vorkommen von autochthonen OMM-Sanden auf der Frankenalb bei Graisbach (vgl. GALL 1974 b, 1975) markiert: Gegen Südosten abbiegend gegen den Eintritt des Hottergrabens in das Donautal 1 km westlich Altisheim, dann entlang dem Südrand der Alb gegen Nordosten in die Bucht von Graisbach und wieder gegen Südwesten bis südlich Lechsend, von wo ab seine Fortsetzung unter dem Donautal und dem nördlichen Molassebecken zu vermuten ist.

Die früheren Vorstellungen über einen fjordartigen Verlauf der Klifflinie zwischen Dischingen (Egautal) und Schäfstall (östlich Donauwörth) (vgl. u. a. SCHALK 1957, SCHEDELIG 1962, ANDRITZKY 1963, HÜTTNER et al. 1970) müssen als überholt gelten, da durch den Nachweis einer fast geschlossenen Verbreitung von Bunten Trümmermassen die vorwiegend morphologischen Kriterien der Fjordküste entfallen.

Die noch erhaltenen Sedimente des II. Zyklus der OMM bestehen aus fein- bis mittelkörnigen, glimmer- und glaukonitreichen, graugrünen (angewittert gelbgrünlichen bis ockergelben) Quarzsanden, deren Kalkgehalt in härteren, gesimsartig auswitternden Bänkchen und Lagen von hellen Konkretionen angereichert ist (Pfohsande; vgl. HÜTTNER 1961, 75; u. a.). Darüber folgen mit Hiatus und basa-

ler Schillage deutlich feinere, glaukonitarme, glimmerreiche Schluffe, Tone und Mergel (Schluffe; vgl. HÜTTNER 1961, 75), die besonders deutlich in der Sandgrube südwestlich Oberbechingen (3598560/5388860) erschlossen sind und dem III. Zyklus angehören (GALL 1975).

Während die Megafauna der OMM, trotz ihres stellenweise großen Arten- und vor allem Individuenreichtums (besonders Ostreiden, untergeordnet andere Bivalven, Gastropoden, Bryozoen u. a.), keine genauere Datierung zuläßt, gestatten die Foraminiferen eine Korrelation mit dem Mittelhelvet der Ortenburger Bohrungen (HAGN in SCHEDELIG 1962, 33 und GALL 1969, 58 f.).

Die Mächtigkeit der OMM erreicht im Raum Donauwörth ausnahmsweise (Ziegelei Berg) noch 55—60 m (GALL 1975, 182), liegt aber meist deutlich darunter; für den Raum Dischingen werden bis 20 m angegeben (HÜTTNER 1961, 75 f.).

#### 4.2.3.1.2.4. Grimmelfinger Graupensande und Kirchberger Schichten (Höchstes Mittelmiozän)

Gegen Ende des Helvet erfaßte verstärkte Heraushebung auch den Albsüdrand und den nördlichen Teil des Molassebeckens, was zum Rückzug des OMM-Meeres führte. Etwa im Gebiet des heutigen Donautales wurde dabei die Graupensandrinne angelegt. Infolge stärkerer Heraushebung der Alb wurden am Rinnen-Nordrand größere Eintiefungsbeträge als am Südrand erreicht, außerdem nahm die Eintiefung nach Westen zu (vgl. KIDERLEN 1931). Im Raum Donauwörth betrug die Eintiefung am Nordrand noch ca. 100 m, wobei die Rinnensohle ca. 30 m unter die Basis der OMM gelegt wurde (Berechnungsgrundlage: heutiges Einfallen der Graupensande nach Osten; Tiefbohrungen Heißenheim und Nordheim bei SCHEDELIG 1962; Mächtigkeit der OMM).

Erneute Absenkung führte zu einer schrittweisen Plombierung der Graupensandrinne, zunächst mit den fluviatilen Grimmelfinger Graupensanden, dann mit den brackischen Kirchberger Schichten und zuletzt den limnofluviatilen Sedimenten der Oberen Süßwassermolasse. Diese Sedimente reichen unter jungpleistozänen *Donauschottern* noch in den südöstlichsten Teil der Rieskarte.

Die Graupensande wurden in der Tiefbohrung Heißenheim (4409720/5393630) zwischen 63 und 66,4 m Teufe angetroffen: feldspatreiche, Quarz- und Lyditgerölle führende Sande. Die darüber liegenden Kirchberger Schichten (Teufe 48—63 m) bestehen aus grauen, feinsandigen Mergeln mit zahlreichen Brackwasser-Fossilien (vgl. SCHEDELIG 1962).

Nördlich der Graupensandrinne wurden die hoch über den Vorfluter herausgehobenen Sedimente der OMM zu einem erheblichen Teil wieder abgetragen (vgl. GALL 1969, 1971 a; u. a.). Nur örtlich (z. B. Berg bei Donauwörth; 4409200/5401200) kam es zur Bildung geringmächtiger, heller bis blaßroter, terrestrischer Knollenkalke mit einer Landschneckenfauna spät-mittelmiozänen Alters (vgl. SCHEDELIG 1962).

#### 4.2.3.1.2.5. Obere Süßwassermolasse (OSM) und Äquivalente (Obermiozän – Tiefstpliozän)

Die mit der Sedimentation der Graupensande eingeleitete neuerliche Absenkung des nördlichen Molassebeckenrandes im späten Mittelmiozän verstärkte sich noch zu Beginn des Obermiozäns, so daß die Sedimentation der OSM wieder weit auf die Schwäbisch-Fränkische Alb

übergriff und dabei auch Räume in Besitz nahm, die zuvor noch nie von Molassesedimenten erreicht worden waren (siehe Abb. 6).

Nach einem Höhepunkt im älteren Obermiozän (präriesische OSM) zog sich infolge wieder einsetzender Heraushebung die Molassesedimentation weit nach Süden zurück. Diese Erosionsphase, in deren Zeit die Ries-Entstehung fällt, läßt sich im nahezu gesamten Molassebecken nachweisen, wenngleich in geringerem zeitlichem Umfang, und bildet eine wichtige Zeitmarke zwischen einem älteren (ältere und mittlere Schichtserie; DEHM 1955) und einem jüngeren Anteil (jüngere Schichtserie; DEHM 1955).

Ausgelöst durch eine letzte kräftige Absenkung, kehrte die Sedimentation mit Ablagerung der jüngeren Schichtserie wieder in das Gebiet der Schwäbisch-Fränkischen Alb zurück und übertraf noch den Ablagerungsbereich der älteren OSM. Allerdings machten sich im Gegensatz zu dieser vermehrt außeralpine Einschüttungen (Monheimer Höhensande, Kalkgeröllsande von Schaffhausen) bemerkbar, die die alpine Sedimentation (axiale Enns-Salzach-Schüttung; BLISSENBACH 1957) bis in den Donaauraum zurückdrängten.

Nach Beendigung der OSM-Sedimentation im tiefen Pliozän wurde im Zuge kontinuierlicher starker Heraushebung bis in jüngste Zeit das heutige Landschaftsbild geschaffen.

### Präriesische OSM — (Tieferes Obermiozän)

Die Ablagerungen der präriesischen OSM sind sowohl autochthon als auch als Bestandteile der Riestrümmermassen in der Umgebung des Kraters weit verbreitet, bevorzugt im südöstlichen, südlichen und südwestlichen Teil. Als einzige Molassegesteine werden sie auch vereinzelt in den Trümmermassen des nördlichen und westlichen Vorrieses angetroffen.

Nach diesen autochthonen und allochthonen Vorkommen kann der Nordrand des Ablagerungsraumes etwa aus dem Gebiet von Treuchtlingen und Möhren bis zum Kraterrand westlich Hagau, dann über Munningen bis in den Raum Dürrenzimmern und — gegen Südsüdwest umbiegend — zum Kraterrand bei Christgarten und weiter gegen Südwesten über Schweindorf—Fleinheim—Heidenheim/Brenz usw. gezogen werden. Allochthone Einzelfunde von OSM-Gesteinen nördlich dieser Linie sind ausschließlich aus dem Kraterbereich selbst abzuleiten, während der oft beträchtliche Anteil an den Trümmermassen im Südwest-, Süd- und Südost-Vorries vorwiegend als aufgeschürft zu betrachten ist (vgl. HÖRZ et al. 1975, 1977 a, b).

Wie im Gebiet Eichstätt—Denkendorf—Ingolstadt (ANDRES 1951, SCHNITZER 1956), so kann die OSM auch im Kraterbereich und seiner Umgebung in eine vorwiegend tonig-mergelig-kalkige tiefere Einheit und eine bevorzugt sandige höhere gegliedert werden (vgl. MÜLLER 1977).

Die tiefere Fazies-Einheit besteht aus graugrünen und roten Tonen sowie hellen bis ziegelroten Mergeln mit Einschaltungen ähnlich gefärbter terrestrischer Knollenkalke, die häufig aus den Riestrümmermassen auswittern und als „alt-obermiozäner Lepolithkalk“ (vgl. SCHRÖDER u. DEHM 1950, 22) beschrieben werden. Bohnerze, Malmkomponenten und die vorwiegend roten Farben weisen auf einen teilweise hohen Anteil an umgelagertem Material der Albhochfläche hin (vgl. HÜTTNER 1961, 84; SCHALK 1957, 27; BOLTEN u. MÜLLER 1969, 97 f.). In tieferen Ablagerungsbereichen, vor allem im Süden, geht der Anteil an Albmaterial rasch zurück und die vorwiegend graugrünen Tone enthalten hier häufig helle Mergel und fossilreiche Süßwasserkalke (z. B. Silvana-Kalke von Dischingen — HÜTT-

NER 1958, 61 f.; GALL 1971 a, 71 ff.), im donaanahen Raum (z. B. Berg bei Donauwörth; 4409200/5401200; MÜLLER 1972, 60 f.) auch mächtigere Einschaltungen von Braunkohle-tonen mit unreinen Braunkohlenflözchen sowie dünnen Glimmerfeinsand-Lagen.

Die höhere Fazies-Einheit setzt sich vorwiegend aus grüngrauen (angewittert grünlich-gelben bis ockergelben), mittel- bis grobkörnigen, glimmer- und chloritreichen, alpinen Flinzsanden mit Einschaltungen von grüngrauen Tönen und gelegentlichen Braunkohle-tonen zusammen. In größerer Mächtigkeit sind sie vor allem im Raum Donauwörth—Altisheim verbreitet. Oberflächlich werden sie allerdings von mächtigen Riestrümmermassen verhüllt, zu denen — aufgrund von neueren Begehungen — auch die von SCHETELIG (1962) hier ausgeschiedenen hochgelegenen OSM-Vorkommen gerechnet werden müssen. Kleinere Vorkommen treten in den Trümmermassen des Südost- und Ost-Vorrieses nordwärts bis Gundelsheim auf und belegen damit, daß ihre Sedimentation bis nahe an den Beckenrand gereicht hat. Das größte Vorkommen im Südwest-Vorries, nach neueren Begehungen ebenfalls allochthon, liegt bei Zoltingen (4390000/5397540) (SCHALK 1957); weiter westlich — schon außerhalb der Karte — sind die Oggenhauser Sande zu erwähnen (vgl. BERZ u. JOOSS 1927, 197 ff.).

Die kalkig-mergelige tiefere Abteilung der OSM kann anhand ihrer Gastropodenfaunen (in den Knollenkalken nur Landschnecken, in den Süßwasserkalken daneben auch zahlreiche Wasserschnecken) zeitlich den Silvana-Schichten der Schwäbischen Ostalb gleichgestellt werden. Diese werden von WENZ (1924 a) dem gesamten Torton zugeordnet, dürften jedoch unter Berücksichtigung auch der höheren präriesischen OSM-Anteile nur dem tieferen Torton angehören.

Die Glimmersande im höheren Teil dürften nach der Verbreitung der Proboscidier innerhalb des Molassebeckens vorwiegend der älteren Schichtserie (DEHM 1955) zuzuordnen sein, allerdings können sie — worauf das gemeinsame Auftreten von *Mastodon angustidens* CUVIER und *Dinotherium bavaricum* v. MEYER in den Oggenhausener Sanden hinweist (MOOS 1925) — möglicherweise noch den tieferen Teil der mittleren Schichtserie mitvertreten. Die genannten Einheiten im Inneren des Molassebeckens sind durch ihre Lage unterhalb des Niveaus der Bentonite als Zeitmarke für das Ries-Ereignis ebenfalls noch dem höheren, jedoch nicht dem höchsten Torton zuzuordnen.

Die noch erhaltene Mächtigkeit der OSM beträgt im Raum Donauwörth ausnahmsweise (Riedelbergerhof bei Altisheim) bis über 80 m, bleibt im übrigen aber weit darunter (Raum Daiting bis 25 m, bei Dischingen unter 15 m).

#### Postriesische OSM — (Höchstes Obermiozän — tiefstes Pliozän)

Nach Beendigung der präriesischen Erosionsphase, deren Dauer über den Zeitpunkt der Ries-Entstehung noch erheblich hinausreichte, setzte gegen Ende des Miozäns die Molassesedimentation mit dem jüngeren, postriesischen Anteil der OSM (jüngere Schichtserie) zum letztenmal ein. Dabei wurden zwischen den tief eingeschnittenen Tälern des präriesischen Entwässerungsnetzes und den jüngsten, noch die Alb überdeckenden Sedimenten örtlich (z. B. im Raum Donauwörth — Altisheim) Verschüttungsbeträge bis über 150 m erreicht.

Im Gegensatz zur tieferen OSM gelangte jetzt aber die alpine Enns-Salzach-Schüttung — zurückgedrängt durch starke Nordschüttungen (Monheimer Höhengsande, Ureger-Geröllsande von Schaffhausen u. a.) — nordwärts nur wenig über die heutige Donau hinaus.

Das einzige bisher bekannte Erosionsrelikt wurde — schon außerhalb der Rieskarte — beim Bau des Hochbehälters der Fernwasserversorgung Nürnberg auf der Höhe Pkt. 552,5 m (150 m über Donauaue) 2 km nordöstlich Graisbach (4420400/5403150) angetroffen. Unmittelbar auf Riestrümmern lagern dort bis 3,5 m mächtige, oberflächlich stark verlehnte, fluviatile Flinzglimmersande mit Kleinkieslagen, deren Zusammensetzung weitgehend mit den Geröllspektren der OSM im Tertiär-Hügelland zwischen Donau, Lech und Inn übereinstimmt (GALL 1971 b).

### Monheimer Höhengsande und Basalbildungen — (Höchstes Obermiozän — tiefstes Pliozän)

Als großer Schwemmfächer des bereits im Mitteloligozän durch die Altisheimer Sande belegten Urmains haben die Monheimer Höhengsande am Nordrand des Molassebeckens ursprünglich weite Teile der Südlichen Frankenalb sowie ihres nördlichen Vorlandes überdeckt. Heute finden sich Erosionsrelikte in ungestörter Lagerung nur noch im Raum Hafenreut—Buchdorf sowie südlich und vor allem nördlich Monheim.

Sie bestehen aus lebhaft schräggeschichteten, hellgelblich-ockerfarbenen bis rostbraunen (sehr untergeordnet karminroten) Mittel- und Grobsanden mit zahlreichen Kleinkies-Einschaltungen. Untergeordnet treten feinsandige Tone von hellgraugrüner bis ockergelber Farbe und Mächtigkeiten bis über 1 m auf, häufig aufgearbeitet, zusammen mit den größten Anteilen der Geröllfraktion, an der Basis von Schüttungskörpern — Sedimentationsbilder, wie sie ganz allgemein auch von der OSM bekannt sind. Besonders charakteristisch sind ferner bis 0,3 m mächtige Eisen-Mangan-Oxydbänder, bevorzugt an den Grenzen der tonigen zu den sandigen Sedimenten (DEHM 1931, 150 ff.; TREIBS 1950, 24 ff.; GALL u. MÜLLER 1970).

Die Monheimer Höhengsande enthalten einen zwar nur sehr geringen, im Gegensatz etwa zu den lithofaziell sehr ähnlichen kretazischen Schutzfelsschichten jedoch stets deutlichen Anteil an unverwittertem Feldspat und Glimmer. Ebenso wie diese Leichtmineralzusammensetzung weichen auch Schwermineralspektren (Zirkon — Rutil — Turmalin; SALGER in GALL 1971 b, 312 f.) ganz erheblich von denen der OSM ab. Dasselbe gilt für die Geröllfraktion, die neben der Hauptkomponente Quarz (bis 4 cm) aus paläozoischen Lyditen (bis 4 cm), Hornsteinen des Weißjura, untergeordnet der Trias (bis 10 cm) sowie Sandsteinen und Quarziten (bis über 3 cm) des Keupers, untergeordnet auch der Oberkreide und des Paläozoikums, besteht (vgl. GALL 1971 b, 311). Daraus ergibt sich ein Liefergebiet, das vom Schichtstufenland nach Norden bis in den Frankenwald reicht.

Die Monheimer Höhengsande sind ausgesprochen fossilarm, was ihre Alters-einstufung lange Zeit beeinträchtigte. Der bisher einzige Fund des Proboscidiens *Dinotherium* aff. *giganteum* KAUP belegt Altersgleichheit mit der jüngeren Schichtserie (Höchstmiozän-Tiefstpliozän) der OSM (GALL u. MÜLLER 1970). Ebenso wie durch diesen Fossilfund wird ihr postriesisches Alter auch durch die hohe Lage ihrer Erosionsrelikte auf Riestrümmern belegt (vgl. GALL u. MÜLLER 1970, GALL 1971 b), was unlängst auch durch eine Bohrung an der Typlokalität Stickelberg (= Stütelberg) bei Monheim (4415800/5411180) bestätigt werden konnte (SCHMIDT-KALER 1974 a).

Die Mächtigkeit der Monheimer Höhensande beträgt nördlich Monheim noch bis über 30 m, an den übrigen Lokalitäten meist unter 10 m.

Als Basalbildungen der Monheimer Höhensande werden vorwiegend pelitische Gesteine zusammengefaßt, die von der normalen Fazies stärker abweichen und daher auf den Spezialkarten gesondert ausgeschieden worden sind. Hierzu gehören die „bunten Tone von Monheim“ (DEHM 1931, 148 ff.; C. DORN 1940, 155 ff.; TREIBS 1950, 25 f.), ähnliche Gesteine am Stickelberg südlich Monheim sowie schluffig-feinstsandige Mergel bei Buchdorf.

Die Verbreitung dieser Gesteine ist wesentlich geringer als dies auf den geologischen Spezialkarten zum Ausdruck kommt, da sie im aufschlußlosen Gelände leicht mit ähnlichen Bildungen (stärker verwitterte Bunte Breccie, Lößlehm mit abgeschwemmtem Material der Höhensande, u. a.) verwechselt werden können. In die Karte wurden nur Vorkommen übernommen, die durch Aufschlüsse belegt sind.

Ihre genetischen Beziehungen zu den Monheimer Höhensanden — feinerklastische basale Fazies oder lokale, etwas ältere Sedimente in abflußlosen Mulden auf der Oberfläche der Riestrümmermassen — konnten mangels ausreichender Aufschlüsse bisher noch nicht geklärt werden.

Die ehemals in der Ziegelei Monheim (4416620/5413140) aufgeschlossenen „bunten Tone von Monheim“ zeigten sich dort als graue bis grünliche, rot, violett und gelblich gefleckte Pelite mit stellenweise zahlreichen Gipskristallen in den rotvioioletten Lagen. Am Stickelberg sind in Baugruben gelegentlich grüngraue Tone zu beobachten. Die grüngrauen Schluffmergel von Buchdorf (4413280/5406220), erschlossen beim Ausbau der B 2 im Jahre 1967, heben sich durch ihr alpin beeinflusstes Schwermineralspektrum heraus, das wahrscheinlich — wenigstens zum Teil — durch Aufarbeitung der liegenden, hier an aufgenommenem Material der präriesischen OSM reichen Riestrümmermassen zu deuten ist (GALL 1971 b, 313). Ähnliche Sedimente wurden auch aus der Bohrung Monheim-Stickelberg beschrieben (vgl. SCHMIDT-KALER 1974 a).

Die Mächtigkeit der pelitischen Basalbildungen beträgt nördlich Monheim — konstruktiv ermittelt — maximal bis über 10 m, meist jedoch nur wenige Meter.

#### Jungtertiäre Kalkgeröllsande — (? Höchstes Obermiozän — tiefstes Pliozän)

Als weitere Nordschüttung ins Becken der jüngeren OSM (jüngere Schichtserie) sind mit großer Wahrscheinlichkeit Kalkgeröllsande zu betrachten, deren Verbreitungsgebiet etwa entlang des heutigen Krater-Ostrand es westlich an das der Monheimer Höhensande grenzt. Infolge stärkerer pliozäner Abtragung im Westen des Rieses sind allerdings nur noch vereinzelt kleine Erosionsrelikte erhalten geblieben, und zwar am „Barrenberg“ (heute „Barnberg“) südsüdöstlich Röttingen (3594400/5415700) sowie 900 m westnordwestlich Schaffhausen bei Harburg (4399080/5403900).

Ein eindeutiger Nachweis postriesischen Alters steht für beide Vorkommen derzeit noch aus, weshalb das auf württembergischem Gebiet gelegene Vorkommen „Barrenberg“ von dem Bearbeiter R. HÜTTNER noch im Sinne der früheren Autoren (G. WAGNER 1926, u. a.) als präriesisch in die Karte eingetragen wurde.

Am „Barrenberg“, früher durch eine kleine Sandgrube erschlossen, stehen mittel- bis grobkörnige, gelbbraune Quarzsande mit zahlreichen gut gerundeten Geröllen (bis über 15 cm) an: vor allem Hornsteine des höheren Malm, ockergelb infiltrierte Kalke des tieferen Malm, Angulatensandstein und Gryphaeensandstein des unteren Lias, Eisensandstein des Dogger Beta, helle Sandsteine des Keupers und Quarze bis Nußgröße (KRANZ 1925, 252 f.; G. WAGNER 1926, 341 und eigene Beobachtungen).

Das bereits SCHRÖDER u. DEHM (1950, 51) bekannte Vorkommen bei Schaffhausen besteht aus rostbraunen, mittel- bis grobkörnigen Quarzsanden mit lagenweise angereicherten, gut gerundeten Geröllen (bis über 10 cm), teilweise mit kalkigem Bindemittel zu Konglomerat verfestigt: vor allem Grobquarze bis Nußgröße, ockergelb infiltrierte Kalke des tieferen, untergeordnet auch höheren Malm, Malm-Hornsteine, Angulatensandstein des unteren Lias und Dogger-Beta-Sandstein, Keuper-Sandsteine und vereinzelt Karneole.

Beide Vorkommen erweisen sich durch ihre — gut übereinstimmende — Geröllzusammensetzung als Ablagerung eines größeren Flußsystems mit Einzugsgebiet im nordwestlich vorgelagerten Schichtstufenland, von dem die heutigen Flüsse Eger und Wörnitz nach G. WAGNER (1926) nur als bescheidene Nachfolger aufzufassen sind.

Die Einstufung der Kalkgeröllsande ist mangels Fossilfunden oder anderer Kriterien noch etwas problematisch. Das Auftreten der verwitterungsempfindlichen Malmkalk-Gerölle an der Oberfläche weist — entgegen G. WAGNER (1926) — nicht auf eine geringmächtige Terrassenablagerung eines sich eintiefenden Flusses hin, sondern kann nur durch eine mächtige Schwemmfächerschüttung am Nordrand des Molassebeckens befriedigend erklärt werden.

Dies gilt allerdings nicht für die an der Basis des präriesischen Entwässerungsnetzes sowie aufgeschürft in Riestrümmermassen auftretenden lithofaziell sehr ähnlichen Buchbergerölle (vgl. Kap. 4.2.3.1.3.1.).

Die topographisch hohe Position der Kalkgeröllsande, ihre Lage in Relation zu benachbarten Riestrümmermassen sowie regional-geologische Argumente (postriesische Plombierung auch im Westen des Kraters) machen Altersgleichheit mit den Monheimer Höhensanden allerdings sehr wahrscheinlich.

Weiter im Westen sind — aufgrund ihrer Lagerung z. T. auf Sanden der präriesischen OSM (Oggenhausen — MALL 1968) — die höchstgelegenen Urbrenz-Geröllsande als altersgleich aufzufassen. Ihre Geröllzusammensetzung ist, abgesehen von den oberflächlich heute fehlenden Weißjurakalken, der der „Barrenberg“-Geröllsande sehr ähnlich.

Die geringe Entfernung der Schaffhausener Kalkgeröllsande zu den Riessee-Strandkonglomeraten bei Mönchsdeggingen könnte als Hinweis auf einen genetischen Zusammenhang gewertet werden, doch spricht die mit dem „Barrenberg“ übereinstimmende Geröllzusammensetzung, die sich deutlich von der der Riessee-Strandkonglomerate unterscheidet, entschieden dagegen.

Die Mächtigkeit der jungtertiären Kalkgeröllsande beträgt am „Barrenberg“ — konstruktiv ermittelt — noch bis ca. 15 m (KRANZ 1925, 253), bei Schaffhausen höchstens wenige Meter.

### Postriesische Süßwasserkalke im Vorries — (Höheres Jungobermiozän)

An einzelnen Stellen entstanden postriesische Süßwasserkalke auch außerhalb des Kraters: Nördlich Hofen bei Neresheim im Südwest- und westlich Monheim im Ost-Vorries. Ihre Ablagerung in örtlichen, mit dem Rieskrater nicht verbundenen Senken wurde — wie HÜTTNER (1961, 89 ff.) am Vorkommen Hofen deutlich aufzeigen konnte — durch einen Karstwasseranstieg im Zuge der postriesischen Plombierung ausgelöst.

Die Süßwassersedimente 1 km nördlich Hofen (Hauptvorkommen 3604800/5401500) bestehen nach HÜTTNER (1961, 89) aus weißlichen, kreidigen Mergeln mit hellgrauen Kalken, die beide etwas Gastropodenschill, nur selten ganze Gehäuse führen, u. a. *Cepaea sylvestrina* (SCHLOTHEIM).

Durch diese Fossilführung sowie durch ihre Lagerung (teilweise auf verkarstem autochthonem Massenkalk, teilweise aber auch auf Sucvit und Bunter Breccie) erweist sich das ca. 20 m mächtige Vorkommen eindeutig als Jungobermiozän.

Auf der Anhöhe 1,2 km westlich Monheim (4415100/5412350) lagern über Bunter Breccie graugrüne Tonmergel mit Kalkknöllchen, die nach oben rasch in etwas feinsandige, weißliche, plattige Süßwasserkalke übergehen. Aus den Kalken führt C. DORN (1940, 153 ff.) eine arten- und individuenarme Gastropodenfauna mit Süßwasser- und einzelnen Landschnecken an, die zu einer Alterseinstufung nicht ausreicht. Diese ergibt sich jedoch durch die Lagerungsverhältnisse (Bohrstockkartierung) sowie die engen räumlichen Beziehungen zu den Monheimer Höhensanden. Die Mächtigkeit beträgt ca. 10 m.

#### 4.2.3.1.3. Fluviatile Ablagerungen

Als fluviatile Ablagerungen werden Schotterrelikte zusammengefaßt, deren Ablagerung nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit der Molassesedimentation steht. Ein Teil ist mit dem Entwässerungsnetz der präriesischen Erosionsphase verknüpft; größere Bedeutung erlangen Schotterrelikte, die mit dem pliozänen Donauesystem in Verbindung stehen.

##### 4.2.3.1.3.1. Präriesische Eggerschotter („Buchberggerölle“) und Äquivalente (Altobermiozän)

Ein Talstück der präriesischen Eger wurde, mit Riestrümmernmassen angefüllt, beim Bau des Bildwasen-Eisenbahntunnels zwischen Lauchheim und Bopfingen angetroffen. Unter den Ries-Auswurfsmassen lagen in Vertiefungen der Talsohle aus Weißjura Quarzsande mit zahlreichen Malmkalk- und Hornsteingeröllen (vgl. KRANZ 1925, 207).

Diese einzigartigen, schlagartig verschütteten und dadurch konservierten Zeugen des präriesischen Egertales lassen sich in entsprechender Lagerungsweise auch weiter talabwärts bis ins Gebiet von Bopfingen verfolgen, z. B. am Buchberg südlich Bopfingen (vgl. DEFFNER 1870, G. WAGNER 1926, MÜNZING 1960).

Ähnliche „Buchberggerölle“ (vgl. KOKEN 1902, v. KNEBEL 1902) finden sich als Komponenten der Riestrümmernmassen bevorzugt an der Basis an zahlreichen

weiteren Stellen im West- und Südwest-, untergeordnet auch Südost-Vorries: Abgerollte, geglättete, häufig gekritzte, zerdrückte und wieder verkittete Malmkalk-Gerölle bis über Faustgröße, gelblich, häufig außen bräunlich infiltriert.

Autochthone Vorkommen von präriesischen Kalkgeröllschottern werden aus dem Südwest-Vorries von HÜTTNER (1961, 88 f.) und GALL (1971 a) beschrieben.

Es sei darauf hingewiesen, daß nicht alle diese Geröllrelikte dem präriesischen Entwässerungsnetz angehören müssen. Flußschotter ähnlicher Zusammensetzung wurden bereits aus dem Mitteloligozän (Katzenstein) bekannt und treten wieder als Nordschüttung ins Molassebecken zur Zeit der jüngeren Schichtserie auf (Schaffhausen). Daneben ist in Gebieten, welche außerhalb des Ablagerungsbereiches der OSM lagen (z. B. Bopfingen) auch mit Nordschüttungen zur Zeit der älteren Schichtserie zu rechnen.

Die vom Bearbeiter R. HÜTTNER als präriesische Geröllsande in die Karte eingetragenen „Barrenberg“-Kalkgeröllsande südsüdöstlich Röttingen sind wahrscheinlich postriesisch und altersgleich mit den Monheimer Höhensanden.

#### 4.2.3.1.3.2. Hochschotter-Geröllrelikte – (Pliozän)

Noch im Unterpliozän wurde infolge einer überregionalen Heraushebung die Molasse-sedimentation beendet und das Flußsystem der heutigen Donau angelegt. Seine ältesten Zeugen werden ins ausgehende Unterpliozän (BARTZ 1961, RUTTE 1971) gestellt. Sie finden sich etwa entlang des heutigen Donautales am Südrand der Schwäbischen Alb zwischen Donaueschingen und Ulm sowie auf der Südlichen Frankenalb entlang des Wellheimer Trockentales und Altmühltales zwischen Dollnstein und Kelheim (vgl. GALL u. MÜLLER 1976). Zwischen Ulm und Rennertshofen am Ausgang des Wellheimer Trockentales wurden keine ältesten Donauschotter bekannt, und es ist anzunehmen, daß die Donau hier — weit südlich des Rieses vorbeiziehend — durch den nördlichen Teil des Molassegebietes floß (vgl. SCHEUENPFLUG 1970 u. a.).

Der bedeutendste nördliche Nebenfluß der Donau war der Urmain, dessen Lauf sich anhand von Hochschotter-Relikten vom Frankenwald bis ins Südost-Vorries verfolgen läßt (vgl. KRUMBECK 1927). Vorkommen davon werden auch auf der Rieskarte erfaßt.

Ihr Geröllbestand setzt sich nach KRUMBECK (1927) vor allem aus gut gerundeten Quarzen, Lyditen, paläozoischen Quarziten sowie Weißjura-Hornsteinen in Geröllgrößen bis über 10 cm zusammen. Von den älteren Urmain-Ablagerungen (z. B. Monheimer Höhensanden) unterscheiden sie sich durch ihre wesentlich größeren Gerölle, die eine kräftige Hebung im Einzugsgebiet unter starker Zunahme der Transportkraft belegen.

Die heute auftretenden Gerölle stellen nur noch die verwitterungsbeständigsten Relikte der ehemaligen Hochschotter dar, in der Regel mehr oder weniger weit herabprojiziert oder durch Solifluktion hangabwärts verfrachtet. Durch sekundäre Anreicherung können dabei jüngere Terrassen vorgetäuscht werden, z. B. die „Usseltal-Talschotter“ (KRUMBECK 1927, 232 f.). Der ursprüngliche Talboden der Hochschotter — wahrscheinlich noch in die jüngste OSM und ihre Randschüttungen eingetieft — ist nirgends mehr erhalten.

Das westlichste Vorkommen der Urmain-Schotterrelikte befindet sich bei Schwarzenberg westlich Wörnitzstein (4403150/5398900; vgl. ANDRITZKY 1959, 27 f.).

Die Altersstellung der Urmain-Schotter war bislang sehr umstritten (vgl. BOLTEN u. MÜLLER 1969, 118 ff.), kann jedoch heute durch die engen räumlichen und faziellen Beziehungen zu den Donau-Hochschottern eindeutig als tieferes Pliozän festgelegt werden.

Westlich des Urmains dürften Hochschotterrelikte der Eger in dem von JAHNEL (1966) beschriebenen Vorkommen bei Thurneck nordnordöstlich Bissingen (4400000/5401580) vorliegen. Es setzt sich im wesentlichen aus zahlreichen abgerollten Malm-Hornsteinen, untergeordnet Quarzgeröllen in lehmigem, gelbbraunem Grobsand zusammen. Lyditgerölle sind — im Gegensatz zu JAHNEL (1966) — nicht enthalten. Von den jungtertiären Kalkgeröllsanden unterscheidet sich das Vorkommen durch seine reliktsche Erhaltung und das Fehlen sämtlicher Karbonate, wodurch es Parallelen zu den Urmain-Hochschottern aufweist. Allerdings kann die Möglichkeit stärker verwitterter und herabprojizierter jungtertiärer Kalkgeröllsande nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden.

Weiter die Eger aufwärts im Gebiet von Bopfingen ist die Spaltenfüllung am Vohbühl (3598060/5416040) zu erwähnen, die das Zahnfragment eines Equiden möglicherweise unterpliozänen Alters (?*Hipparion*) lieferte (SCHRÖDER u. DEHM 1950, 117). Die in der lehmigen Füllung enthaltenen Gerölle (Quarze bis 5 mm, Bohnerzkörner, Limonitstückchen u. a.; vgl. BENTZ 1927, 263) können als Reste eines Hochschotter-Feinsediments der Eger aufgefaßt werden, jedoch ist wegen ihrer geringen Größe auch eine andere Herkunft nicht ausgeschlossen (vgl. KRANZ 1953, 93).

Schotterrelikte ähnlicher Zusammensetzung und Komponentengröße wie die von Thurneck werden auch aus anderen Teilen des südlichen und südwestlichen Vorrieses beschrieben, vor allem aus dem Gebiet des Zwergbaches, der Egau und des Kesselbaches, weniger ausgeprägt auch aus der Umgebung von Harburg (SCHRÖDER u. DEHM 1950, 116 f.). Eine Rekonstruktion des zugehörigen Gewässernetzes ist schwierig, da — ebenso wie im Südost-Vorries (Urmain) — nur mehr oder weniger weit herabprojizierte Relikte vorliegen, die aber im Gegensatz zu dort keine spezifischen Bestandteile führen und teilweise — vor allem bei geringer Bestreuung — auch von den Riestrümmern abgeleitet werden können (vgl. KRANZ 1953, 93).

Ein Teil der Reliktschotter-Vorkommen im südwestlichen wie im südöstlichen Vorries befindet sich in tieferer Lage, so daß für sie auch eine Ableitung von jüngeren (oberpliozänen bis altpleistozänen) Schottern in Betracht zu ziehen ist. Da eine eindeutige Abtrennung aber nicht vorgenommen werden kann — zumal sicherlich auch Hochschotter-Material in jüngere Terrassen übernommen wurde (GALL u. MÜLLER 1976) — muß sie in der Rieskarte unterbleiben.

#### 4.2.3.1.4. Sedimentäre Rieskrater-Füllung

Durch den Einschlag eines außerirdischen Körpers und die unmittelbar anschließenden Erscheinungen (vgl. GALL, MÜLLER u. POHL 1977) entstand im höheren Torton eine bis 500 m tiefe Hohlform von durchschnittlich 25 km Durchmesser. Die ausgesprengten Riestrümmernmassen gelangten bis über 40 km vom Kratermittelpunkt zentrosymmetrisch ins Vorries (vgl. GALL, MÜLLER u. STÖFFLER 1975) und verschütteten das gesamte präriesische Entwässerungsnetz.

Im Krater bildete sich ein abflußloser See, der nur von Niederschlagswässern innerhalb des Kraterbereichs selbst und seiner nächsten Umgebung gespeist wurde. Bei dem im Jungtertiär herrschenden trockenen Klima hielten sich Zufluß und Verdunstung etwa die Waage, so daß die Wassertiefe nie sehr groß war. Die aus den Riestrümmernmassen, vor allem dem kristallinen

Grundgebirge, gelösten Mineralstoffe reicherten sich an und führten zu einer im einzelnen zwar rasch wechselnden, durchschnittlich aber doch relativ starken Versalzung (vgl. HOLLAUS 1969 a; GALL, JUNG u. DEHM 1974; JUNG u. GALL 1976; BOLTEN, GALL u. JUNG 1976; DEHM et al. 1977; FÜCHTBAUER et al. 1977). Reine Süßwasserablagerungen treten daher nur an wenigen Stellen an.

Ähnliche Seen entstanden auch oberhalb der durch Riestrümmermassen verschütteten Talstücke der präriesischen Flüsse. Ihre Ablagerungen wurden im Gegensatz zu den Riessee-Sedimenten, die noch in Mächtigkeiten bis über 300 m erhalten sind, bis auf wenige Reste im Urmain-Tal zwischen Treuchtlingen und Roth bei Nürnberg — schon außerhalb der Rieskarte gelegen — wieder abgetragen (vgl. BIRZER 1969, MÜLLER 1977).

Bei geringem Wasserzufluß und nur langsamem Abtrag im Vorland war die Sedimentationsrate im Riessee nicht allzu hoch, so daß die allmähliche Anfüllung der Kraterhohlform mit vorwiegend pelitischem Material bis zu einer Mächtigkeit von max. 500 m ungefähr 2 Millionen Jahre dauerte (vgl. BOLTEN, GALL u. JUNG 1976).

Entgegen früheren Auffassungen verdankt die heutige Riesebene ihre Entstehung keinesfalls dem Auslaufen des Riesees infolge Abzapfung der bei Harburg sich wieder einschneidenden Würnitz, sondern ausschließlich der plio-pleistozänen Denudation der Landoberfläche, die in den weichen Peliten besonders leicht wirksam sein konnte. Hochgelegene Randablagerungen beweisen, daß der Seeboden zuletzt bis weit über 100 m über dem heutigen Abtragsniveau im Ries-Kessel gelegen haben muß. Landschaftsgeschichtliche Gesichtspunkte sprechen außerdem dafür, daß über die jüngsten Seeablagerungen noch die große Teile der Albhochfläche überdeckenden fluviatilen Sedimente der postriesischen Plombierung in einer Mindestmächtigkeit von ca. 50 m abgesetzt wurden.

#### 4.2.3.1.4.1. Klastische Riessee-Fazies (Konglomerate, Breccien, Sandsteine)

Gröberklastische Riessee-Gesteine treten nur in den basalen Lagen der Seesedimente (Tone wie Kalke) sowie örtlich am Kraterrand auf. Material, Komponentengröße, Rundung und Verfestigung sind im einzelnen sehr unterschiedlich, je nach dem örtlichen Untergrund, dem Einzugsgebiet und den Ablagerungsbedingungen.

Die klastischen Basispartien der Seetone werden im allgemeinen nur in Bohrungen angetroffen, wie z. B. Wallerstein, Nördlingen, Oettingen (vgl. NATHAN 1957, MÜNZING 1960), den Forschungsbohrungen Würnitzostheim I (GALL, HOLLAUS u. TRISCHLER 1976), Nördlingen 1973 (GUDDEN 1974), der geologischen Untersuchungsbohrung der DEA Deiningen 1 (FÖRSTNER 1967). Das Liegende bilden meist kristalline Trümmergesteine oder Suevit. Dementsprechend bestehen die klastischen Bildungen hier vorwiegend aus einem graubraunen bis grauen, sandigen, unterschiedlich ton- und mergelhaltigen Zwischenmittel mit wenig sortiertem, kantigem Schutt aus Kristallin, untergeordnet auch mesozoischen Gesteinen oder Suevit, in Komponentengrößen bis 5 cm. Die Mächtigkeit dieser Basisgesteine, deren Ausbildung im wesentlichen auf Aufarbeitung des Liegenden oder randliche Einschüttungen (mit kurzem Transport und rascher Einbettung) — jeweils zum örtlichen Beginn der vom Kraterzentrum langsam zu den Rändern übergreifenden Seesedimentation — schließen läßt, beträgt im Bereich des Zentralkraters (Nördlingen 1973) bis zu 70 m (vgl. GUDDEN 1974, 17 f.), liegt aber in der Ringzone zwischen ‚Innerem Wall‘ und Kraterrand (z. B. Würnitzostheim I: 7,1 m; vgl. GALL, HOLLAUS u. TRISCHLER 1976) weit darunter.

Während die Basis sowohl mit geologischen wie geophysikalischen Methoden sehr scharf zu fassen ist, erfolgt der Übergang zum Hangenden meist vollkom-

men fließend. Besonders in diesem Grenzbereich ist oft eine Wechsellagerung mit bereits feineren Sedimenten in Seeton-Fazies zu beobachten.

Besser zugänglich und bekannt sind die klastischen Basisbildungen der über Tage austreichenden Riesseekalke. Ihre Unterlage (bzw. ihr Einzugsgebiet) können Gesteine des kristallinen Grundgebirges (z. B. Wennenberg), Sandsteine der Trias (selten) oder des Doggers (z. B. Kirchen- und Geigersberg nördlich Hainsfarth), Kalke des Malms (z. B. Goldberg), Bunte Breccie (z. B. Kleinsorheim) oder Suevit (z. B. Schinderhengst bei Hainsfarth) bilden (vgl. v. GÜMBEL 1891 b, NATHAN 1925, SEEMANN 1941, C. DORN 1942). Während die mesozoischen Sandsteine und der Suevit in der Regel nur Feinmaterial lieferten (Kalksandsteine von hell- bis grünlich-grauer Farbe), machen sich die übrigen Gesteine durch gröberes Material bemerkbar. Besonders verbreitet sind Breccien und Konglomerate aus Komponenten des kristallinen Grundgebirges (vornehmlich in größerer Entfernung vom Kraterand bis zum ‚Inneren Wall‘) und des Weißjura (bevorzugt in Kraterandlage). Im Gegensatz zu den Basisbildungen der Seetone sind die der Kalke zumeist unterschiedlich stark verfestigt, teilweise bis zu harten Konglomeraten. Besonders verbreitet sind solche aus Malmgeröllen unmittelbar am Kraterand, besonders im Südwesten. Hier reichen die teilweise sehr ausgedehnten Vorkommen bis 550 m NN (westlich Ederheim) und bilden damit die heute höchstgelegenen Riessee-Ab lagerungen. Ihre flächige Verbreitung und gute Rundung der Komponenten weisen auf Schwemmfächer-Schüttungen mit größeren Transportwegen hin. Je nach Höhenlage und Transportweg treten alle Übergänge zu den eigentlichen Basisbildungen auf.

Eine noch ausgeprägtere Deltaschüttung von großer Ausdehnung bilden die gelblichen Sandkalke und -mergel im Gebiet von Trendel—Ursheim—Polsingen. Verbreitung, Profilaufbau und Feinsandgehalt weisen auf die Einmündung eines jungobermiozänen Vorläufers der aus dem weiter nördlich anschließenden Unterdogger-Gebiet von Hechlingen—Heidenheim kommenden Rohrach hin. Besonders zu erwähnen ist die im höheren Teil auftretende Süßwasser-Gastropodenfauna, die in schroffem Gegensatz zu der extrem artenarmen Lebensgemeinschaft in der überwiegenden Mehrzahl der Seesedimente steht. Zu den charakteristischen Formen des Süßwassers (*Planorbarius*, *Radix*, *Melanopsis*, *Theodoxus*) gesellen sich zahlreiche kleine Landschnecken in meist vorzüglicher Erhaltung (vgl. v. GÜMBEL 1889, WEBER 1941, BOLTEN 1977).

Die Mächtigkeit der klastischen Basal- und Randbildungen der Riesseekalke beträgt meist nur wenige Meter; größere Werte werden in den Schwemmfächer- und Deltabildungen erreicht: bis ca. 30 m südlich Ederheim (NATHAN 1935), 23 m nördlich Wemding, bis über 30 m — konstruktiv ermittelt — bei Trendel (vgl. WEBER 1941).

Das Alter der klastischen Riessee-Ab lagerungen läßt sich nur indirekt durch Verknüpfung mit anderen, fossilführenden Seesedimenten sowie ihrer Position innerhalb der gesamten Kraterfüllung ermitteln; es bewegt sich je nach Vorkommen zwischen höchstem Torton (Kraterzentrum) und tieferem Sarmat (Hauptmasse der Vorkommen).

#### 4.2.3.1.4.2. Riessee-Tone und -Mergel

Die Riessee-Tone und -Mergel haben sowohl volumen- wie flächenmäßig den weitaus größten Anteil am Aufbau der gesamten sedimentären Kraterfüllung. Gleichwohl sind sie — da meist von jüngeren Gesteinen verhüllt und in ihrer Hauptmasse unter Tage gelegen — nur relativ schlecht bekannt.

In frischem Zustand können sie nur in tieferen Gelegenheitsaufschlüssen (Kläranlagen, Bohrungen) beobachtet werden: Dunkelgraue bis grüngraue, dünnblättrige Tone sowie feinstgeschichtete graugrüne Tonmergel mit rhythmischem Wechsel von Ton und 0,1—0,5 mm mächtigen Kalkhäutchen (20—60 Folgen pro cm). Bezeichnend ist ein feinverteilter Gehalt an Pyrit sowie etwas Bitumen, das in manchen Feinrhythmitlagen stärker angereichert sein kann („Dysodil“; vgl. v. GÜMBEL 1891 b, 219 f.). In den Rhythmen spiegelt sich ein jahreszeitlicher Wechsel von Regen- (Tonlagen) und Trockenzeiten (Kalkhäutchen) wider, der zusammen mit Fossilresten — die zwar im allgemeinen selten, gelegentlich (z. B. Wemding) aber in großer Zahl auftreten — Aussagen über Klima und Vegetation zur Zeit des Jungobermiozäns und zur Dauer des Riessees gestattet (BOLTEN, GALL u. JUNG 1976).

An der Oberfläche verlieren die Tonmergel ihren Kalkgehalt und werden durch Quellung plastisch, während der verwitternde Pyrit häufig zur Bildung kleiner Gipskriställchen führt.

Stärker kalkhaltige Einschaltungen (Mergel, plattige Kalksteine von hellgrüngrauer Farbe) treten — untergeordnet — vor allem in der Nähe des Kraterandes sowie im Übergangsbereich zu den Kalken auf. Dünne Einschaltungen feingeschichteter Tonmergel und Mergel finden sich nicht selten auch inmitten der Kalkvorkommen, oft auch in größerer Höhenlage.

Besonders zu erwähnen sind Braunkohlentone und Braunkohlen, die in Flözen bis 2,8 m Mächtigkeit in den heute oberflächennahen Anteilen der Kraterfüllung auftreten. Die Braunkohle ist stark tonig verunreinigt und pyritreich, so daß auch infolge der geringen Mächtigkeit und der ungünstigen hydrologischen Verhältnisse Versuche auf wirtschaftliche Nutzung fehlschlagen (vgl. KRANZ 1951). Verknüpfung mit den Seesedimenten, Zusammensetzung, geringe Mächtigkeit sowie fragmentär erhaltene Braunkohlenhölzer ohne begleitende Wurzelböden sprechen für eine allochthone Entstehung der Braunkohle aus verschwemmten Pflanzenmassen.

Der Fossilinhalt der Seetone ist — wie bereits erwähnt — im allgemeinen sehr spärlich, vor allem bezüglich der Arten-, weniger der Individuenzahl. Neben der Ostracode *Cypris risgoviensis* SIEBER, der Wasserschnecke *Hydrobia trochulus* SANDBERGER sowie einzelnen Fischchen finden sich fast nur ab und zu eingespülte Landschnecken. Sehr vereinzelt treten auch Lagen mit Süßwasserorganismen auf, z. B. in der Bohrung Nördlingen 1973; neben Gastropoden (*Gyraulus*, *Planorbarius*, *Lymnaea* u. a.) fanden sich hier auch Reste von Wasserpflanzen (Characeen) (vgl. GALL, JUNG u. DEHM 1974; DEHM, GALL, HÖFLING, JUNG u. MALZ 1977). Am Goldberg sind derartige Gesteine auch als hochgelegene Karstfüllungen innerhalb der Seekalke bekannt geworden (vgl. SEEMANN 1941).

Stellenweise kann der Fossilinhalt jedoch erheblich angereichert sein, wie beispielsweise in der Baugrube der Kläranlage Wemding (4405420/5415270), aus der eine artenreiche Flora und Fauna mit Vertretern von Wasserpflanzen, Nadelbäumen und Laubholzgewächsen sowie Gastropoden, Ostracoden, Insekten, Fischen und Vögeln geborgen wurden (vgl. BOLTEN, GALL u. JUNG 1976).

Anhand der Pflanzenreste gelang eine Einstufung der Wemdinger Fundschicht ins Untersarmat. Diese Altersstellung der oberflächennahen Seetone wird gestützt durch Pollenuntersuchungen in der Bohrung Deiningen 1 (REIN 1961, Tab. 1). Die tiefsten Seetone im Kraterzentrum gehören dagegen — wie REIN (1961) anhand einer Probe aus der genannten Bohrung aus 250 m Teufe (60 m über Basis Seesedimente) zeigen konnte — noch dem oberen Torton an. Ein Beginn der Sedimentation bereits im oberen Torton wird auch durch den Vergleich der absoluten Alter für Zeitpunkt der Rieskatastrophe ( $14,8 \pm 0,6$  Mio a) und Beginn des Sarmats (14,0 Mio a) belegt (vgl. BOLTEN, GALL u. JUNG 1976).

Die Mächtigkeit der heute noch erhaltenen Seetone beträgt im Kraterzentrum nach Tiefbohrungen bis 280 m (Deiningen 1; FÖRSTNER 1967, 284), einschließlich der klastischen Basalbildungen sogar bis 325 m (Nördlingen 1974; vgl. GUDDEN 1974, 17 f.), außerhalb des „Inneren Walls“ dagegen meist nur wenige Zehnermeter.

#### 4.2.3.1.4.3. Riessee-Kalke und -Dolomite

Trotz relativ geringer flächen- und vor allem volumenmäßiger Beteiligung bilden die Riessee-Kalke die am besten bekannten Gesteine der Rieskraterfüllung. Dies wird durch ihre größere Verwitterungsresistenz und Verwendbarkeit als Bau- und Schotterstein bedingt, weshalb sie besonders früher in zahlreichen kleinen Steinbrüchen erschlossen waren.

Das Vorkommen der Riesseekalke ist auf den Bereich zwischen „Innerem Wall“ und geologischem Kraterand beschränkt. Während sie in der Nähe des Kraterandes — vor allem im Norden zwischen Maihingen und Megesheim — in großen, zusammenhängenden Flächen auftreten, bilden sie mit Annäherung an den „Inneren Wall“ nur noch kleinere Kappen höher aufragender Trümmerschollen (z. B. südlich Nördlingen oder zwischen Appetshofen und Fessenheim). Da die Riessee-Kalke bedeutend widerstandsfähiger als die begleitenden Seetone sind, wurden sie durch die plio-pleistozäne Verwitterung herauspräpariert und überragen stellenweise die heutige Riesebene bis zu 70 m (Wallerstein).

Die Fazies der Riessee-Kalke, die meist einen relativ großen Anteil an Magnesiumkarbonat aufweisen und in reine Dolomite übergehen können (vgl. REIS 1926, WOLFF u. FÜCHTBAUER 1976), ist sehr mannigfaltig. Eine Grobgliederung kann nach ihrem Habitus — überwiegend schichtig oder massig-stotzenartig — vorgenommen werden. Die Mehrzahl der vorwiegend hellgelblichen, bei höherem Tongehalt und dichterem Konsistenz auch grünlich-grauen Kalke zeigt ein luckig-poröses, travertinartiges Gefüge, an dessen Bildung neben krustenbildenden Blaualgen vor allem stotzenbildende, *Cladophora* morphologisch ähnliche Grünalgen („*Cladophorites*“) sowie Characeen wesentlichen Anteil haben.

Verbreitet treten in den Kalken in unterschiedlicher Häufigkeit die bereits aus den Seetonen bekannten, einzig an die extremen Lebensbedingungen im Riessee angepaßten Organismen *Cypris* und *Hydrobia* auf, besonders in den schichtigen Varietäten, wo sie durch Verschwemmung gelegentlich stark angereichert sind und bis dm-dicke, seitlich meist rasch auskeilende Lagen von unterschiedlich festen Cypris-Hydrobien-Schalenkalken zusammensetzen können. In ähnlicher Weise können auch Landschnecken — *Cepaea sylvestrina sylvestrina* (SCHLOTHEIM) — angereichert sein, jedoch nie in dem Ausmaße und so häufig wie die autochthonen Seebewohner.

Deutlicher gebankt sind die Seekalke meist am nördlichen Kraterrand, wo relativ verbreitet dichte Kalkarenite — nach BOLTEN (1977) als Kotpillenkalk zu deuten — vorkommen. Dagegen zeigen einzelne der vorwiegend massigen Kalke, vor allem am Goldberg und Wallerstein, kaum eine Andeutung von Schichtung und zeichnen sich außerdem durch Fossilmangel aus. Am Goldberg finden sich im Zusammenhang damit als Besonderheit die in der Literatur viel diskutierte Blaskalke: Gesteine mit gedrückt-kugeligen Hohlräumen von 0,5 bis 1 cm Durchmesser, die durch dünne Sinterkalkhäutchen umschlossen und miteinander verbunden sind (vgl. REIS 1926, 181; BOLTEN 1977).

Der Fossilinhalt der Riessee-Kalke ist — abgesehen von den bereits genannten Resten — im allgemeinen äußerst spärlich. Nur vereinzelt, vor allem am Goldberg, Hahnenberg, Spitzberg (heute Steinberg), kam es in den höchsten, heute vollständig abgebauten Lagen zu einer oft beachtlichen Anreicherung besonders von Wirbeltierresten (Knochen, Skelette und ganze Eier von Pelikanen, Störchen, Reiher, Gänsen, Enten; Reste von Hasenartigen, Nagetieren, Insektenfressern, Hirschen, Eidechsen, Schildkröten). Am Goldberg wurden Kalke mit einer Unzahl an Säugetierresten auch spaltenartig in die etwas älteren Travertine eingesenkt gefunden.

Als Besonderheiten sind allerdings nur sehr untergeordnet auftretende Kalke bei Breitenlohe und am Hahnenberg bei Appetshofen zu erwähnen, die eine artenreiche Fauna von Süßwasser- und Landgastropoden ähnlich der von Trendel führen (vgl. BOLTEN u. MÜLLER 1969, 101, 112; BOLTEN 1977).

Für die Altersstellung sind sowohl Säugetiere wie Landschnecken von Bedeutung; letztere sprechen nach WENZ (1924 b) für ungefähre Altersgleichheit mit den Seesedimenten des Steinheimer Beckens und damit für Jungobermiozän (Sarmat).

Die Mächtigkeit der Riesseekalke bewegt sich bei den vorwiegend schichtigen Varietäten zwischen wenigen bis höchstens 30 Metern, wobei durch Anlagerung an Hängen häufig höhere Werte vorgetäuscht werden. Abweichend davon erreicht sie an den großen Travertinstotzen, etwa des Wallersteins, bis 63 m (vgl. MÜNZING 1960, 203).

#### 4.2.3.2. Quartär

(DIETER MÜLLER u. HORST GALL)

Im höheren Pliozän hatte die bereits im Unterpliozän begonnene Heraushebung Süddeutschlands beträchtlich zugenommen, worauf die Flüsse mit einem kräftigen Einschneiden reagierten. Diese Entwicklung setzte sich während des Quartärs weiter fort und führte zur Entstehung des heutigen Landschaftsbildes.

Im Bereich des Rieskraters, der bis nahe an das Niveau der Albhochfläche mit wenig widerstandsfähigen Seessedimenten gefüllt war, auf die noch die sandigen Ablagerungen der postriesischen Plombierung folgten, kam es gegenüber der aus härteren Gesteinen aufgebauten Umgebung zu einer bevorzugten Ausräumung, so daß die Kraterstruktur wieder morphologisch nachgezeichnet wurde (vgl. ДЕНМ et al. 1977). Aber auch im Vorland wurde das Bild der Landschaft durch Abtrag der Sedimente der postriesischen Plombierung sowie großer Teile der Ries-Trümmergesteine und ihrer autochthonen Unterlage stark verändert.

Bezüglich des Ausmaßes der Denudation spielten dabei nicht mehr wie früher vom Schichtstufenland gegen das Molassebecken abnehmende Hebungsbeträge eine Rolle, sondern bevorzugt die Unterschiede im mesozoischen Unterbau. Im Norden, wo bereits zur Zeit der Ries-Katastrophe keine geschlossene Decke aus harten, verkarsteten Weißjura-Kalken mehr bestand, erfolgte die Entwässerung ausschließlich oberflächlich, was in den weichen Gesteinen zu einer starken Denudation führte. Dabei wurden im Nordwesten nicht nur die postriesischen Sedimente, sondern auch die Riestrümmermassen quantitativ entfernt und im autochthonen Unterbau die Landoberfläche gegenüber der präriesischen Zeit beträchtlich tiefer gelegt. Im Bereich der aus harten, verkarstungsfähigen Gesteinen aufgebauten Albhochfläche im Süden dagegen erfolgte die Abtragung mehr linienhaft und die Entwässerung war außerhalb der tief eingeschnittenen Täler großenteils unterirdisch. Das hatte auf der Albhochfläche eine bedeutend geringere Denudation zur Folge, so daß hier nicht nur die Hauptmasse der Riestrümmergesteine, sondern im Osten sogar noch größere Relikte der postriesischen Schwemmfächersedimente erhalten blieben (vgl. GALL, IBRAHIM u. MÜLLER 1974; GALL, MÜLLER u. POHL 1977; GALL, MÜLLER u. STÖFFLER 1975).

Der heutige Zustand der Landschaft war bis auf geringfügige Änderungen im Jungpleistozän erreicht.

#### 4.2.3.2.1. Pleistozän

Im Pleistozän nahm die Intensität vor allem der mechanischen Verwitterung, bedingt durch den zyklischen Wechsel von Kalt- und Warm-Klimaphasen, beträchtlich zu. Davon wurde auch das Gebiet des Rieses betroffen, das noch außerhalb der alpinen Vereisungszonen im periglazialen Bereich lag. Besonders intensiv waren mechanische Verwitterung und Abtrag, aber auch Sedimentation in den Kaltzeiten, während die Warmzeiten demgegenüber eher als Periode der Ruhe mit vorwiegend chemischer Verwitterung und Bodenbildung erscheinen. Zu den spezifisch kaltzeitlichen Bildungen (Löß, Fließerde, Frostschutt u. a.) treten Terrassenablagerungen der sich weiter einschneidenden Flüsse hinzu. Die Mehrzahl dieser Sande und Schotter ist kaltzeitlicher Entstehung, während warmzeitliche Sedimente zwar untergeordnet auftreten können, aber bisher im Riesgebiet noch nicht nachgewiesen sind.

So unproblematisch vielfach die genaue Ansprache pleistozäner Sedimente ist, so schwierig ist häufig eine exakte Altersangabe, zumal es nur wenig modernere Arbeiten gibt, in denen das Pleistozän im Riesgebiet oder Teilen davon eingehender behandelt wird. Erschwerend kommt die allgemeine Problematik der Gliederung und Abgrenzung des Pleistozäns beim derzeitigen Stand der Forschung hinzu. Sie soll im folgenden nach WOLDSTEDT (1962) erfolgen:

Jung-Pleistozän = Riß/Würm-Interglazial und Würm-Eiszeit

Mittel-Pleistozän = Günz/Mindel-Interglazial bis jüngere Riß-Eiszeit

Alt-Pleistozän = Günz-Eiszeit und ältere Vereisungen.

##### 4.2.3.2.1.1. Fluviale Ablagerungen

Die fluvialen Ablagerungen lassen sich im Riesgebiet nach ihrer Herkunft in 2 Hauptgruppen gliedern: glaziofluviale Schotter des Alpenvorlandes, die im Südosten gerade noch von der Rieskarte erfaßt werden (Donautal), und periglaziale Sedimente der nördlichen Donau-Zuflüsse, die im Kraterbereich selbst weit verbreitet sind (Wörnitz, Eger, Kessel u. a.).

Eine Altersgliederung der Ablagerungen ist am besten im glaziofluvialen Bereich durchführbar. Die altpleistozänen Terrassenschotter am unteren Lech (Biber- bis Günz-Eiszeit, vgl.

SCHAEFER 1953, 1957) lassen sich in das Gebiet der Altmühl-Donau (östlich Rennertshofen) hineinverfolgen, wo sie mit der Hauptterrasse KRUMBECK's (1927) zu korrelieren sind (vgl. GALL u. MÜLLER 1976). Von der Rieskarte werden sie nicht mehr erfaßt.

Westwärts Rennertshofen, am Nordrand des heutigen Donautales, sind nur die jüngsten Anteile dieser Schottergruppe stellenweise erhalten, z. B. bei Wittislingen (vgl. GALL 1971 a); auch sie liegen schon etwas außerhalb des erfaßten Bereichs.

Größere Verbreitung besitzen die Schotter der Donau-Hochterrassegruppe im Abschnitt Ulm—Donauwörth, die bei Erlingshofen noch in das Gebiet der Rieskarte hereinreichen. Ihre ältesten Anteile gehören wahrscheinlich noch der Mindel-Eiszeit an, während die übrigen der Riß-Eiszeit zugeordnet werden.

Die jungpleistozänen Schotter der Donau liegen unter der heutigen Talsohle und sind in größerer Nähe des Flusses wieder abgetragen.

Eine ähnliche Gliederung ist grundsätzlich auch für die Ablagerungen der periglazialen Flüsse möglich, vor allem im Süden, wo sie mit den glaziofluviatilen Donauschottern verknüpft werden können. Größere Schwierigkeiten bereitet aber vielfach die weniger deutliche Morphologie, wozu noch der Mangel an modernen Spezialbearbeitungen kommt.

Als Besonderheit sind graue Tone zu erwähnen, deren Entstehung wahrscheinlich der der holozänen Füllungen kleiner Täler entspricht. Diese Vorkommen, häufig im Liegenden des Lösses, sind zwar geringmächtig und wenig ausgedehnt, jedoch wegen gelegentlich auftretender Gastropodenfaunen (etwa Schwarzenberg bei Oppertshofen; ANDRITZKY 1963, 79 f.) paläontologisch von Bedeutung.

#### Altpleistozäne Sande und Schotter der Donau-Nebenflüsse

Periglaziale Flußsande und -schotter des Alt-Pleistozäns wurden im Bereich der Rieskarte nur an wenigen Stellen bekannt; so am Abhang des heutigen Donautales 1,6 km nordnordöstlich Erlingshofen (4406250/53 95 950).

Ihr Geröllbestand, der infolge starken Abtrags bis auf die unverwitterte Basiszone erstaunlich frisch erhalten ist, setzt sich vorwiegend aus Malm-Hornsteinen mit noch hohem Anteil an Malm-Kalken und etwas Quarzen zusammen. Die bis 7 cm großen Komponenten sind meist nur kantengerundet und weisen auf einen Terrassenrest der von Norden kommenden Kessel hin.

Nach ihrer Höhenlage (Oberkante bei 460 m NN = ca. 60 m über Donauspiegel) sind sie dem Alt-Pleistozän (Donau- bis Günz-Eiszeit) zuzuordnen (Gall 1974 a, 73).

Stärker verwitterte und nur noch reliktsch erhaltene Äquivalente dieser Schotter sind auch Kessel-aufwärts an mehreren Stellen erhalten, können jedoch von pliozänen Schotterrelikten nicht sicher abgegrenzt werden, weshalb sie mit diesen vereinigt dargestellt werden.

Aus dem Flußgebiet der Wörnitz wurden bisher 3 altpleistozäne Terrassenreste bekannt, die mindestens 2 verschiedenen Niveaus angehören. Das ältere wird durch ein — schon nördlich der Rieskarte gelegenes — Reliktschotter-Vorkommen bei Weiltingen repräsentiert, dessen Geröllführung (vorwiegend Dogger-Komponenten) in einem heute nur noch von Keuper und Lias aufgebauten Gebiet für die Landschaftsentwicklung seit dem Obermiozän von großer Bedeutung ist. Zeitlich kann es aufgrund seiner Höhenlage (bis 60 m über Wörnitzspiegel) dem ältesten Pleistozän zugeordnet werden (GALL, IBRAHIM u. MÜLLER 1974). Dem jüngeren Niveau gehören ein Geröllsand-Vorkommen bei Aufkirchen

(GALL, IBRAHIM u. MÜLLER 1974, 70 f.) — ebenfalls schon außerhalb der Rieskarte — sowie ein weiteres am Nordfuß des „Großen Hühnerbergs“ bei Harburg (44 02 540/54 06 700; HOLLAUS 1969 a, 39; MÜLLER 1969) an. Beide können aufgrund ihrer Höhenlage über Wörnitzspiegel (25—30 m) mit Vorbehalt der Günz-Eiszeit zugeordnet werden (GALL, IBRAHIM u. MÜLLER 1974, 71).

Vergleichbare Ablagerungen sind in reliktsicherer Erhaltung auch im Gebiet anderer Flüsse (Egau, ? Ussel) belegt; eine sichere Abtrennung von den Relikten der Hochschotter ist nicht möglich.

### Mittel- und jungpleistozäne Sande und Schotter der Donau-Nebenflüsse

Im Gegensatz zu den altpleistozänen Flußablagerungen sind periglaziale Flußsande und -schotter des Mittel- und Jung-Pleistozäns im Kratergebiet und in seiner Umgebung weit verbreitet.

Ganz besonders gilt dies für die Ablagerungen der Wörnitz als größtem periglazialen Donau-Zufluß des Kraterbereichs: Mittel- bis grobkörnige, gelbbraun-rotbraune Quarzsande mit Geröllen aus Quarzen, Sandsteinen und Chalzedonen des Keupers, untergeordnet aus feinkörnigem Angulatussandstein, Eisen-sandstein und — besonders im Bereich der von Osten einmündenden Nebenbäche — örtlich auch Malm-Kalken, -Hornsteinen und Riesseekalken. Die Komponentengröße beträgt maximal bis über 15 cm (WEBER 1941, 151 ff.; SCHRÖDER u. DEHM 1950, 24; HOLLAUS 1969 a, 37; u. a.).

Ähnliche Ablagerungen treten entlang der von Nordwesten in die Wörnitz mündenden Bäche und Flüsse — Mühlbach bei Oettingen, Grimmgraben bei Heu-berg, Mauch bei Pfäfflingen, Eger bei Deiningen u. a. — auf. Im Gegensatz zu den Wörnitz-Geröllsanden führen sie keine Sandsteine und vor allem Chalzedone des tieferen Sandsteinkeupers, dafür aber örtlich hohe Anteile an Material der im Einzugsgebiet anstehenden Trümmerschollen (Kristallin, Lias, Dogger).

Sowohl die Geröllsandflächen der Wörnitz wie die der genannten westlichen Nebenflüsse waren als Liefergebiete der im Osten des Kraters und seinem anschließenden Vorland weit verbreiteten Flugsande von Bedeutung. Teilweise wurden diese Flugsande in den Einzugsgebieten der von Osten der Wörnitz zufließenden Bäche (Rohrach, Riedgraben, Rodelbach, Bokusbach, Schwalb u. a.) wieder abgeschwemmt und zusammen mit einer Sandkomponente aus dem Dogger-Beta (vor allem im Gebiet der Rohrach) sowie Geröllen der härteren Gesteine in den jeweiligen Einzugsgebieten (Dogger-Beta-Sandstein, Malm-Kalke und -Hornsteine, Suevitfladen, Riesseekalke u. a.) als fluviatiles Sediment erneut abgesetzt, bei kleinsten periodischen Wasserläufen nicht selten in Schwemmfächerform (vgl. WEBER 1941, 155 ff.). Von den Wörnitzsanden unterscheiden sie sich durch wesentlich feinere und gleichmäßigere Körnung sowie geringeren Ton-Anteil, wodurch ihre enge genetische Bindung zum Flugsand zum Ausdruck kommt. Eine Abtrennung von den Wörnitz-Ablagerungen kann anhand ihrer Geröllführung und unter Berücksichtigung der topographischen Position (Beziehung zum Gewässernetz) vorgenommen werden.

Im Gegensatz zur Wörnitz und ihren westlichen Nebenflüssen, deren Einzugsgebiete bis in den Sandsteinkeuper reichen, sind die Ablagerungen der im Bereich der Alb entspringenden Flüsschen Egau, Kessel und z. T. Eger im westlichen und südlichen Vorries bevorzugt aus Weißjura-Kalken autochthoner und allochthoner Herkunft zusammengesetzt, wozu besonders in Ablagerungen der Kessel noch Komponenten älterer Gesteine (Kristallin u. a.) aus den Riestrümmernmassen

kommen (vgl. MÜNZING 1960, 185, 213 f.; HÜTTNER 1961, 91 ff.; TREIBS 1965, 312; GALL 1974 a, 79 f.). Flächenmäßig treten diese Kalkschotter gegenüber den Geröllsanden der Wörnitz und ihrer Zuflüsse weit zurück.

Eine grobe Alterseinstufung dieser Sedimente ist auf paläontologischer Basis möglich. Funde von *Elephas primigenius* BLUMENBACH, *Equus germanicus* NEHRING und *Cervus elaphus* LINNÉ in Geröllsanden der Schwalb (Schwalbmühlen südlich Wemding) sprechen für kaltzeitliche Entstehung innerhalb des Zeitraumes Riß — Würm (vgl. SCHRÖDER u. DEHM 1950, 96; DEHM in HOLLAUS 1969 b). Indirekt kann damit auch der Hauptteil der übrigen Geröllsand-Vorkommen diesem Zeitabschnitt zugeordnet werden.

Wesentlich exakter lassen sich die Ablagerungen durch Korrelation mit den glaziofluviatilen Schottern des Hauptvorfluters Donau einstufen, was allerdings mangels detaillierter und moderner Untersuchungen vorerst nur skizzenhaft durchgeführt werden kann. Unterschiede in der Geröllzusammensetzung, wie z. B. das Fehlen oder Auftreten von Karbonaten, sind hierzu — im Gegensatz zur Ansicht älterer Autoren (WEBER 1941, 163 f.; u. a.) — nicht geeignet.

Die auf der Rieskarte dargestellten Vorkommen reichen mit ihrer Oberkante gelegentlich bis 20 m, häufiger jedoch ca. 15 m, meist aber nur 6—8 m über die heutigen Flußauen. Verbreitet sind Lößlehm-Decken, oft kryoturbativ mit den Geröllsanden und Schottern verfaltet, die kaum 1 m Mächtigkeit überschreiten und infolge späteren Abtrags in der Nähe der heutigen Täler sogar gänzlich fehlen. Durch diese Verhältnisse bestehen enge Parallelen zu den Hochterrassen im Bereich des Donau- und unteren Lechtales, wo ebenfalls 3, meist lößbedeckte Terrassenniveaus ausgegliedert werden können (GRAUL 1962, SCHAEFER 1966). Demnach können das oberste Niveau (ca. 20 m) versuchsweise der Mindel-, die beiden übrigen (ca. 15 m bzw. 6—8 m) der Riß-Eiszeit zugeordnet werden.

Fluviatile Sande und Schotter würmeiszeitlichen Alters — von TREIBS (1965) und HOLLAUS (1969 a) in den oben behandelten mittelpleistozänen vermutet — müßten nach den Verhältnissen im Bereich des Donau- und unteren Lechtales vorwiegend unter dem Niveau der heutigen Talsohlen liegen. In der Tat wurden entsprechende Geröllsande und Schotter zumindest aus den Tälern von Egau (HÜTTNER 1961, 92), Eger (MÜNZING 1960, 185, 213 f.; TREIBS 1965, 312) und Wörnitz (WEBER 1941, 152 f.) bekannt. In allen Fällen liegen an der Basis stets bis mehrere Meter mächtige grobe Sande und Schotter, die von holozänen Feinsedimenten überdeckt werden. Zu Recht hat bereits HÜTTNER (1961, 93) aus diesem abrupten Korngrößenwechsel gefolgert, daß die Grobsedimente an der Basis unter würm-kaltzeitlichen, das hangende Feinmaterial unter heutigen Klima-Verhältnissen abgelagert wurden.

Die prä-würmeiszeitliche Eintiefung der Flüsse im Bereich des Rieskraters und seiner Umgebung dürfte demnach im Egautal bis 7 m, im Egertal bei Bopfinger 5 m, bei Nördlingen bis 9 m, im Wörnitztal bei Fessenheim mindestens 5 m und bei Donauwörth ca. 10 m unter die heutige Talaue betragen haben.

Die Basis der jungpleistozänen (bzw. holozänen) Schotter der Donau im Raum Donauwörth liegt zwischen 9 und 12 m unter der heutigen Aue (vgl. SCHETELIG 1962, 58).

Das heutige Niveau des Rieskessels war demnach bereits am Ende des Mittel-Pleistozäns erreicht, zu Beginn des Jung-Pleistozäns führte die Eintiefung sogar bis unter die heutigen Talsohlen, woraus ein etwas kräftigeres Relief als das jetzige resultierte.

#### Hochterrassenschotter der Donau

Die Donau-Hochterrasse zwischen Brenztal und Donauwörth reicht mit ihren nordöstlichsten Teilen im Gebiet um Tapfheim — Erlingshofen gerade noch in das Gebiet der Rieskarte herein.

Ihre Begrenzung gegen die jungpleistozän/holozäne Donauaue bildet eine steile Terrassenstufe, während ihr Rand gegen das Vorries von einer mächtigen Lößdecke (oberflächlich verlehmt) verschleiert wird und nur nach morphologischen Gesichtspunkten in grober Annäherung festgelegt werden kann. Die Lößdecke erreicht hier Mächtigkeiten bis über 5 m, auf den Flächen der Hochterrasse dagegen durchschnittlich nur um 1 m.

Der Geröllbestand der frischen glaziofluvialen Donau-Hochterrassenschotter besteht vorwiegend aus kalkalpinen Kalken und Dolomiten, Kieselkalken und Hornsteinen, daneben Sandsteinen des Helvetikums und Flysch sowie Kristallin und Quarz der Zentralalpen in einem sandigen, karbonatreichen Zwischenmittel.

Eine Zählprobe aus Schottern der 7-m-Terrasse (siehe unten) im höheren Teil der Kiesgrube 0,8 km nordöstlich Blindheim (3 km südlich des Karten-Südrandes) ergab — abzüglich eines außeralpinen Anteils von 18 % — 5 % Quarz, 13 % Kristallin, 18 % Sandsteine, 20 % kieselige Gesteine und 44 % Karbonate (Fraktion  $> 1$  cm).

Die Größe der gut gerundeten Gerölle bewegt sich durchschnittlich zwischen 5 und 10 cm.

Außeralpine, meist nur kantengerundete Komponenten treten besonders an der Basis zahlreich auf. Ihr Durchmesser kann den der alpinen Gerölle deutlich übersteigen: REUTERSche Blöcke. Sie bestehen vorwiegend aus wenig beanspruchtem bis vergriestem Weißjura-Massenkalk, untergeordnet auch Kalken der Unteren Süßwassermolasse, Glimmerkalksandsteinen der OSM, gelegentlich Basalt und Schilfsandstein des tieferen Bunten Keupers. Während die Mehrzahl der Weißjura-Blöcke aus ausgewaschenen Riestrümmern stammen, die Blöcke der OSM unmittelbar aus dem Liegenden stammen, weisen die Kalke der USM, vor allem aber Basalt und Schilfsandstein auf einen fluvialen Eisschollentransport der Donau (im Sinne von SCHEUENPFLUG 1970) hin (vgl. GALL 1974 a, GALL u. MÜLLER 1975 b).

Zum Hangenden nimmt die Geröllgröße der Donau-Hochterrassenschotter deutlich ab. Die obersten 0,5—1 m sind — wie auch Bohrungen im Gebiet um Tapfheim zeigen (GALL 1974 a, 91 f.) — rostbraun verlehmt und entkalkt (interglaziale Parabraunerde-Bodenbildung).

Wie feinmorphologische Untersuchungen (GRAUL 1962) zeigen, besteht die Hochterrasse aus 3 verschiedenen Aufschüttungszyklen. Ihre Oberkanten liegen um 20 m, 15 m und 7 m über dem heutigen Donauspiegel.

Für ihre Einstufung ist die Ziegeleigrube Oberfinningen (3609470/5391700) von großer Bedeutung. Dort liegt mit der Basis nur wenig über dem Niveau der obersten Donau-Hoch-

terrasse eine 4-zyklische Lößlehm-Serie mit 3 zwischengeschalteten, noch gut erhaltenen Parabraunerde-Böden (vgl. GALL 1971 a, 89 ff.), deren Mächtigkeit und Ausbildung für interglaziale Bildung spricht (DIETZ 1971, 166). Da aus terrassenstratigraphischen Gründen für den untersten Zyklus ein höheres als mindeleiszeitliches Alter nicht in Frage kommt, bereitete die Einstufung zunächst erhebliche Schwierigkeiten; sie ist jedoch ohne weiteres möglich, wenn man die bei LOŽEK (1964, 64) gegebene Gliederung anwendet. Demnach entsprechen der unterste Lößzyklus der Mindel-, die beiden nächsten der Alt- und Jungriß- und der letzte der Würm-Kaltzeit, die Bodenbildungen den dazwischenliegenden Interglazialen.

Vorbehaltlich einer neuen Gliederung der Ablagerungen des alpinen Vereisungssystems können dann die 20-m-Hochterrasse der Mindel-, die beiden tieferen der Alt- und Jungriß-Kaltzeit zugeordnet werden.

Die Mächtigkeit der Donau-Hochterrassenschotter beträgt nach Bohrungen im Gebiet von Tapfheim bis knapp 10 m (vgl. GALL 1974 a, 91 f.).

#### 4.2.3.2.1.2. Äolische Ablagerungen Löß

Der Löß bildet das bei weitem häufigste pleistozäne Sediment im Bereich des Nördlinger Rieses und seiner Umgebung, liegt allerdings nicht überall mehr in frischem, kalkhaltigem Zustand vor. Dabei ist jedoch zu beachten, daß auf den Spezialblättern im allgemeinen keine Untergliederung Löß/Lößlehm durchgeführt wurde, so daß die tatsächliche Verbreitung des Lösses wesentlich größer ist, als dies auf den Karten zum Ausdruck kommt. Da die wenigen außerhalb des Rieskraters bisher nachgewiesenen Vorkommen angesichts dieser Tatsache ein verzerrtes Bild geben würden, ist auf ihre Ausscheidung in der Rieskarte ganz verzichtet worden.

Die Hauptverbreitungsgebiete liegen im westlichen Rieskrater, vor allem zwischen Nördlingen — Reimlingen — Enkingen — Deiningen, sowie am Südrand der Alb gegen das Donautal. Kleinere Vorkommen wurden auf den nördlichen, westlichen und südlichen Randhöhen sowie im Bereich der südlichen Alb-täler, z. B. der Kessel, bekannt.

Der frische Löß besteht aus einem hellockergelben bis gelbgrauen, schluffigen Staubsediment äolischer Herkunft mit zahlreichen feinen Wurzelröhrchen (von ehemaligen kaltzeitlichen Steppengräsern) sowie stellenweise knolligen Kalkkonkretionen („Lößkindln“). Besonders ältere Lössen zeigen sich häufig umgelagert. Bevorzugt in diesen „Schwemmlössen“, jedoch auch in den meisten übrigen Vorkommen, besonders in Hanglage, treten als Folge der eiszeitlichen Solifluktion Verunreinigungen auf: Anteile an Verwitterungslehm, Fein- und Grobsand sowie gröbere Schuttkomponenten des Nebengesteins. GERSTLAUER (1940) hat solche unreinen Lössen deshalb abgetrennt und als „lößartige Lehme“ bezeichnet, was jedoch in Anbetracht ihrer Gesamtzusammensetzung und Fossilführung nicht gerechtfertigt erscheint.

Die Lössen im Gebiet des Rieskraters zeigen nach den Untersuchungen von HOLLAUS (1969 a) eine relativ arten- und vor allem individuenreiche Gastropodenfauna, in der sich neben trocken-kalten (*Columella*-Fauna) auch feuchtere und mildere Klimaphasen (*Pupilla*-Fauna mit teilweise zahlreichen Süßwasser-Arten) widerspiegeln.

Sie gestatten — zusammen mit lithofaziellen Merkmalen — eine weitgehende Untergliederung der Löß-Vorkommen. Mit Sicherheit sind demnach ein älterer und jüngerer mittelwürm-kaltzeitlicher Löß belegt, der erstere nicht selten verlehmt. Im tieferen Teil mächtigerer Lößprofile ist häufig eine voll entwickelte Parabraunerde anzutreffen, die — entgegen HOLLAUS (1969 a) — wahrscheinlich nicht interstadialer, sondern interglazialer Entstehung ist. Der liegende, vielfach verschwemmte Löß muß dann zumindest in die Riß-Eiszeit gestellt werden (vgl. auch BRUNNACKER 1957 b, 35), womit die bei HOLLAUS (1969 a, b) vertretene Zuordnung aller Lösses des Riesgebietes zur Würm-Eiszeit nicht mehr zutrifft. Allerdings sind prä-würmeiszeitliche Lösses weniger verbreitet und nur bei mächtigeren Vorkommen zu erwarten. Die bisher ältesten Lösses des Gebietes wurden in bereits verlehmt Zustand in der Ziegeleigrube Oberfinningen angetroffen und mit Vorbehalt der Mindel-Eiszeit zugeordnet. Altersgleiche äolische Ablagerungen sind aus geomorphologischen Gründen (Eintiefung des Gewässernetzes) im eigentlichen Kraterbereich kaum, noch ältere mit Sicherheit nicht zu erwarten.

Die Mächtigkeit des Lösses im Kraterbereich beträgt im Durchschnitt 2—3 m, maximal bis 5 m, häufig ist sie viel geringer (vgl. HOLLAUS 1969 a, 74). Größere Mächtigkeiten werden lokal am Südrand der Alb und auf der Donau-Hochterrasse erreicht, z. B. in der Füllung eines prä-würmeiszeitlichen Tales auf der Donau-Hochterrasse bei Tapfheim mit 10 m (GALL 1974 a, 81).

#### Lehm (Lößlehm, Verwitterungslehm, quartäre Albüberdeckung)

Ein großer Teil der ursprünglich im Riesgebiet sedimentierten Lösses liegt heute nicht mehr in frischem Zustand, sondern entkalkt und stärker mit Fließerde-Material, äolischen und fluviatilen Sanden sowie Restschutt verunreinigt als pleistozäner Decklehm vor. Der Anteil der verschiedenen Komponenten (Löß, Verwitterungslehm, sandige und grobklastische, selbst tonig-mergelige Bestandteile) ist im einzelnen sehr verschieden.

Hauptverbreitungsgebiete des Decklehms sind die Lias- und Unterdogger-Gebiete im Nordwesten und Norden, höhergelegene Teile des Riesessels und die Hochflächen des Alb-Vorrieses. Der Lößlehm-Charakter kommt in diesen Gebieten im Gelände nur noch teilweise deutlicher zum Ausdruck; durch sedimentologische Untersuchungen kann die Löß-Komponente jedoch unschwer nachgewiesen werden (vgl. SCHMIDT-KALER 1970, 50 f.; SALGER u. SCHMIDT-KALER 1975). In der Regel wird er durch höhere Anteile an Verwitterungslehm des örtlichen Untergrundes (Amaltheenton, Opalinuston, Rieseeton, Bunte Breccie, tertiärer Karbonatverwitterungslehm) überdeckt. Vielfach tritt Verwitterungsrestschutt auf, der eine rasche Tieferlegung der Landschaft bezeugt und in den Lias- und Unterdogger-Gebieten vorwiegend aus Toneisensteingeoden sowie Dogger-Beta-Sandsteinresten, im Rieskraterbereich und Albvorries aus den Resten der übrigen dort anstehenden Gesteine (z. B. Malm-Kieselplatten in den Trümmern des östlichen Vorrieses) besteht (vgl. GALL, IBRAHIM u. MÜLLER 1974). Ein grundsätzlicher Unterschied in der Entstehung der Decklehme der genannten Gebiete besteht nicht, so daß die besonders früher oft getroffene Abgrenzung der „lehmigen Überdeckung des Albvorlandes“ gegenüber der der Alb sowie gegenüber dem „Lößlehm des Riesessels“ kaum gerechtfertigt erscheint.

Die vorwiegend kaltzeitliche Entstehung der Decklehme kommt besonders deutlich durch — allerdings seltene — Fossilfunde zum Ausdruck, wobei vor allem *Elephas primigenius* BLUMENBACH von Herblingen und Harburg zu erwähnen sind (vgl. GERSTLAUER 1940, 49; SCHRÖDER u. DEHM 1950, 59). Sie ergibt sich aber ebenso aus den engen genetischen Beziehungen zum Löß.

Fossilführung und Entstehung sprechen für ein überwiegend jungpleistozänes Alter des Decklehms, zumindest seiner oberflächennahen Partien, während bei größeren Mächtigkeiten — wie das genannte Profil Oberfinningen zeigt — auch ältere (mittelpleistozäne), auf den Albhöhen möglicherweise noch altpleistozäne, Anteile erhalten sind. Mit prä-pleistozänem-postriesischem Decklehm ist aus landschaftsgeschichtlichen Gründen nicht zu rechnen.

Die Mächtigkeit des Decklehms ist größenordnungsmäßig mit der des Lösses vergleichbar und beträgt auf der Alb im Gebiet von Wemding bis 9 m (WEBER 1941, 165).

### Flugsand

Die Verbreitung des Flugsandes ist auf den Riesessel östlich der Wörnitz und auf die angrenzenden Albhöhen beschränkt. Liefergebiet waren nämlich die von der Wörnitz aus dem Keuper-Gebiet antransportierten Sandmassen, aus denen die vorherrschenden Westwinde das feinere Material auswehten und ostwärts bis über den Riesrand verfrachteten (DEHM 1931, 169 f.).

Die fein- bis mittelkörnigen, gelblich-rötlich-braunen, gut sortierten Flugsande mit gerundeten Quarzkörnern zeigen normalerweise eine sehr gleichmäßige Ausbildung und geringen Tongehalt. Nicht selten kann infolge syngenetischer oder späterer Vermengung mit Löß (-lehm) der Tongehalt erheblich ansteigen, wodurch eine Abgrenzung von Decklehm erschwert wird.

Flugsande in primärer Lagerung dürften nur noch relativ selten vorliegen, vor allem auf ebeneren Flächen des Vorrieses. Häufiger sind sie äolisch oder fluviatil umgelagert, was stets mit einer deutlichen Mächtigkeitszunahme verbunden ist. Dünenbildungen sind allerdings selten und treten nur mit geringen Dimensionen und in verwaschenem Zustand auf, z. B. im Gebiet der Stadelmühle nordwestlich Gosheim (vgl. SCHRÖDER u. DEHM 1950, 96). Viel öfters wurden die Sande — besonders an Talhängen — sekundär verschwemmt, was besonders an eingeschalteten größeren Komponenten der angrenzenden Gesteine, in Aufschlüssen auch an den Schüttungsgefügen, erkennbar ist. Unmittelbar am Riesrand erfolgte die Ablagerung auch in Gestalt von Schwemmfächern, die eine Ausdehnung bis 1 km erreichen können (vgl. WEBER 1941, 160 ff.). Bevorzugt aus verschwemmten Flugsanden stammt auch das Material, aus dem die östlichen Wörnitz-Zuflüsse im Bereich des Riesessels ihre Geröllsand-Terrassen aufgeschüttet haben.

Das Alter der Flugsande ist durch ihre enge Verknüpfung mit den periglazialen Wörnitz-Geröllsanden gegeben: Mittel- bis Jung-Pleistozän; die heute an der Oberfläche liegenden Anteile dürften vorwiegend würmeiszeitlich sein.

Die Mächtigkeit der nicht umgelagerten Flugsande beträgt meist nur wenige dm bis höchstens einige Meter, während größere Werte stets auf Umlagerung schließen lassen: in den Dünen bis 7 m (SCHRÖDER u. DEHM 1950, 95), bei fluviatiler Anhäufung, z. B. bei Wemding (WEBER 1941, 162), sogar bis 20 m.

#### 4.2.3.2.1.3. Schwerkraft-Gesteine Fließerden

Flächenhaft wirksame periglaziale Solifluktionsvorgänge in den Kaltzeiten haben vornehmlich in den Verbreitungsgebieten weicherer Gesteine, wie etwa im Lias und Dogger des nördlichen Vorlandes, in den Bunten Breccien auf der Alb sowie in den Seetonen des Kraters selbst, zur Umlagerung größerer Gesteinsmassen und damit zur Überformung des Kleinreliefs (Abtrag am Oberhang, Akkumulation am Unterhang) geführt.

Fließerdematerial ist in mehr oder weniger großen Anteilen am Aufbau der pleistozänen Decklehme beteiligt. Seine gröberen Komponenten stellen im wesentlichen das Ausgangsmaterial für die periglazialen Flußschotter.

Die Fließerden sind in ihrer Zusammensetzung der des Ausgangsmaterials sehr ähnlich, weshalb bei der Kartierung eine Abtrennung vom Anstehenden im allgemeinen kaum durchführbar ist. Besonders bei den Trümmermassen können sich dadurch gewisse Verzerrungen gegenüber ihrer wirklichen Verbreitung ergeben, jedoch nicht in einem Ausmaße, die grundsätzliche Erkenntnisse (etwa Einlagerung in ein präriesisches Relief) über ihre Verbreitung entscheidend beeinflussen.

Vom Anstehenden sind sie nur in Aufschlüssen, meist durch stärkere Verwitterung (Aufquellen der Tone) sowie hangparallele Einregelung, leicht zu unterscheiden.

Die Altersstellung der Fließerden ist mit ihrer kaltzeitlichen Entstehung eng verbunden. Da jede neue Kaltzeit eine kräftige Überformung aller früheren Bildungen mit sich brachte, stammen die heute an der Oberfläche verbreiteten Fließerden überwiegend aus der letzten Eiszeit.

Aus der maximalen Mächtigkeit von 1,5—1,7 m geregelter Fließerden im Gebiet von Neresheim schließt HÜTTNER (1961,94) auf eine entsprechende sommerliche Auftautiefe.

#### Hangschutt und Feinschuttdecken

Das Auftreten von Gehängeschutt ist an Gebiete mit härteren Gesteinen, besonders Weißjurakalk, gebunden, wo er den unteren Teil der steilen Hänge in einer Mächtigkeit bis zu mehreren Metern verhüllt. Die großen Vorkommen am südwestlichen Riesrand wurden auch auf der Rieskarte ausgeschieden.

Der Hangschutt besteht aus scharfkantigen Gesteinskomponenten (im Gebiet der Alb vorwiegend aus Weißjura), die bis über 10 cm Kantenlänge erreichen können und meist in einem lehmigen oder mergeligen Zwischenmittel liegen. Letzteres führt in Feinschuttdecken (Komponenten zwischen 0,5 und 2 cm) gelegentlich Lößschnecken und läßt so seine teilweise Herkunft aus Löß erkennen (GALL 1971 a, 89). In Aufschlüssen ist häufig hangparallele Schichtung zu beobachten.

Wie die Lößkomponente der Schuttmassen sowie ihr Auftreten an oft sehr sanften Hängen zeigt, ist auch bei ihnen eine bevorzugt kaltzeitliche Entstehung anzunehmen. An sehr steilen Hängen geht die Bildung von Gehängeschutt zwar in kleinem Umfang auch noch heute weiter, doch setzt auch hier die Anhäufung größerer Schuttmassen am Unterhang kaltzeitliche Klimaverhältnisse mit schütterer Vegetation, tiefreichender Frosteinwirkung und damit großem Anfall an scharfkantigem Schutt voraus. Unter den Bedingungen des pleistozänen Bodenfließens konnte dieser auch wesentlich leichter verfrachtet werden.

#### 4.2.3.2.1.4. Karstfüllungen und Höhlensedimente

Pleistozäne Karstfüllungen treten sowohl auf der Alb wie innerhalb des Rieskraters auf. Erstere bestehen — wie die tertiären — meistens aus tonig-lehmigem Material, z. B. das bereits außerhalb der Rieskarte gelegene Vorkommen im GRIMM-Bruch bei Weißenburg (DEHM 1969).

Innerhalb des Kraters finden sich Karstfüllungen vor allem in den Riesseekalken: unterschiedlich angewitterte Komponenten des Nebengesteins, teilweise in lockerer Anhäufung, teilweise mit kreidigem Karbonat-Zwischenmittel. Das Vorkommen vom Adlerberg bei Nördlingen hat eine reiche Landschnecken- und Wirbeltierfauna geliefert, die eine Einstufung ins Mindel/Riß-Interglazial gestattet (DEHM 1969).

Pleistozäne Höhlensedimente wurden von den Ofnet-Höhlen südwestlich Holheim bekannt. Es handelt sich um eine Folge von schwarzen, grauen und gelblich-braunen, lehmig-steinigen Schichten, die neben zahlreichen Resten pleistozäner Wirbeltiere Werkzeuge der prähistorischen Riesbewohner führten. Von der Moustier-Stufe zu Beginn der Würm-Eiszeit über die Aurignac-, die Solutré- (umstritten) bis zur Magdalen-Stufe ist nahezu das gesamte Jung-Paläolithikum bzw. Jung-Pleistozän vertreten (vgl. E. FRICKINGER 1937).

#### 4.2.3.2.2. Holozän

Gegen Ende der Würm-Eiszeit war das Relief des Riesgebietes dem heutigen nahezu gleich. Die holozänen Bildungsprozesse beschränkten sich vor allem auf geringe Auffüllungen der Täler, sehr untergeordnet schwache Vermoorung oder Kalktuffbildungen.

#### 4.2.3.2.2.1. Talfüllungen

Holozäne Sedimente (Alluvionen) finden sich in den Tälern fast aller Wasserläufe des Riesgebietes, besonders im Bereich der größeren Flüsse.

Es handelt sich vorwiegend um Feinsande, Schluffe und Schlicke von bräunlich- bis dunkelgrauer Farbe, nur ganz untergeordnet mit gröberem Gesteinskomponenten, gelegentlich mit begrabenen Torfschichten. In den größeren Tälern überlagern diese Feinsedimente mit scharfer Grenze — oft rinnenartig eingesenkt — die würmeiszeitlichen Geröllsande und Schotter, z. B. im Gebiet der Egau (HÜTTNER 1961, 92 f.), Eger (MÜNZING 1960) und Wörnitz (WEBER 1941, 177). Nicht selten treten in den Alluvionen Mollusken (vor allem Süßwassergastropoden, Pisidien u. a.) auf (HÜTTNER 1961, 92; u. a.).

Besondere Verhältnisse liegen im Bereich des jungpleistozänen Donau- und unteren Lechtales vor, wo unter den auch hier verbreiteten Feinsedimenten, die sich von denen der nördlichen Zuflüsse durch einen höheren Karbonatanteil unterscheiden, mit deutlicher Grenze grobe Schotter folgen, die denen des Pleistozäns in ihrer Zusammensetzung und Geröllgröße weitgehend gleichen (vgl. GALL 1974 a, 83 ff.). An der Basis der Donauschotter treten neben häufigen REUTERSchen Blöcken nicht selten Baumstämme (Eichen) auf, die von begrabenen Auewäldern zeugen, örtlich auch Feinsedimente mit reichen Gastropodenfaunen postglazialen Alters (WINKLER 1966, 35).

Ganz entsprechend sind die Verhältnisse im unteren Iller- und Donautal bei Ulm, wo GRAUL u. GROSCHOFF (1952) die Auesedimente im Liegenden der Schotter anhand pollenanalytischer Untersuchungen und archäologischer Funde in den Zeitraum Spätneolithikum — Bronzezeit einstufen konnten. Zumindest im Bereich der heutigen Donau kam es demnach zu Beginn des Holozäns zu einer voll-

ständigen Ausräumung der würmeiszeitlichen Niederterrassenschotter. Nach einem längeren Ruhestadium (postglaziale Wärmezeit) wurde das Tal im Jungholozän dann wohl infolge einer starken Klimaverschlechterung zunächst mit grobem Schotter, bei abklingender Schüttungsintensität später mit Feinsedimenten verfüllt, deren Ablagerung bis in jüngste Zeit weiterging.

Eine ähnliche Entwicklung nahm das Tal des unteren Lechs (nach neueren Begehungen der Verfasser). Dieser wasserreiche Alpenfluß breitete im Jungholozän einen großen Schwemmfächer, der etwa durch die Orte Mertingen—Heißeheim—Auchsheim—Nordheim und Genderkingen begrenzt wird, über die jungpleistozänen Ablagerungen und drängte dabei die jungholozäne Donau östlich Donauwörth bis an der Nordrand ihres würmeiszeitlichen Tales zurück. Die Lechschotter (Kiesgruben östlich Heißeheim, südöstlich Nordheim, westlich Genderkingen, Waltershofen bei Meitingen usw.) zeichnen sich gegenüber denen der Donau (südöstlich Tapfheim, westlich Heißeheim usw.) durch viel weniger Quarz und Kristallin (< 2 anstatt ca. 15 %), weniger Flysch- und Juragestein, dagegen bedeutend mehr Triasmaterial (vor allem Hauptdolomit) aus.

Die starke postglaziale Ausräumung im Donautal hat nicht die gesamte jungpleistozäne Donauaue zwischen Ulm und Neuburg betroffen, sondern nur einen schmalen Streifen in unmittelbarer Nähe des heutigen Flusses, wo die meisten Kiesgruben liegen. Daher sind im südlichen Randbereich zwischen Brenz-Mündung und Mertingen — allerdings nicht mehr in dem von der Rieskarte erfaßten Gebiet — die würmeiszeitlichen Niederterrassenschotter stellenweise noch zusammenhängend und in voller Mächtigkeit erhalten, wie z. B. aus einer voll entwickelten Parabraunerdebildung auf den Schottern in der Kiesgrube 2 km ostnordöstlich Kickingen — unveröffentlicht — zu schließen ist. Mit Annäherung an den heutigen Fluß wurden die Niederterrassenschotter zunehmend stärker abgetragen. Wahrscheinlich sind die basalen 4 m Schotter in der Bohrung Heißeheim als solche gekappten Donau-Niederterrassenschotter anzusehen. Sie werden von einer 5 m mächtigen Feinsedimentfolge des randlichen Lech-Schwemmfächers mit einem begrabenen Torfhorizont überlagert (vgl. SCHEDELIG 1962, 82).

Die Mächtigkeit der holozänen Feinsedimente beträgt im Bereich der nördlichen Donau-Nebenflüsse maximal bis 7 m, bleibt jedoch meist darunter (WEBER 1941, MÜNZING 1960, SCHEDELIG 1962). Die holozänen Donau-Ablagerungen werden durchschnittlich 10 m mächtig, wovon 5—8 m auf die liegenden Schotter, 2—7 m auf die Feinsedimente entfallen (SCHEDELIG 1962, GALL 1974 a).

#### 4.2.3.2.2.2. Anmoor und Torf

Größere Vorkommen von Anmoor und Torf finden sich im Kartenbereich nur im Rieskessel sowie — schon etwas randlich — im Donautal südlich Donauwörth.

Im östlichen Rieskrater mit seinem sehr geringen Relief kam es in den weiten Talauen bei hochreichendem Grundwasserstand nicht selten zu Anmoor-Bildung (Anreicherung vertorfender Pflanzensubstanz im Mineralboden).

Nur sehr vereinzelt entstanden hier auch reinere, geringermächtige Niedermoortorfe. In größerer Mächtigkeit (bis etwa 2 m) treten diese im Donauried zwischen Lauterbach—Rettingen—Zusum—Mertingen auf, das seine Entstehung im wesentlichen einem Grundwasserstau im Zwickel zwischen den jungholozänen

Aufschüttungen von Lech und Donau verdanken dürfte. Außerdem finden sich Niedermoortorfe unter holozänen Feinsedimenten begraben gelegentlich in den Auen der größeren Flüsse.

#### 4.2.3.2.3. Holozäner Kalktuff

Kleine Vorkommen holozäner Kalktuffe finden sich verstreut an Quellaustritten im gesamten Gebiet der Rieskrater-Umrahmung, vor allem an den Grenzen Feuerletten—Lias, zwischen kalkigen und tonigen Riestrümmerschichten sowie kalkigen und tonigen Riessee-Sedimenten (BARTHEL 1957, GERSTLAUER 1940, WEBER 1941, SCHRÖDER u. DEHM 1950, u. a.).

Die Mächtigkeit der lockeren, noch heute in Bildung begriffenen Karbonat-ausfällungen beträgt bis mehrere Meter (vgl. WEBER 1941, 177).

Bereits außerhalb der Rieskarte liegt der große Mündungskegeltuff der Egau von Wittslingen, der eine Mächtigkeit von 7 m und eine Ausdehnung von ca. 3 x 2 km erreicht. Aufgrund seiner reichen Gastropodenfauna sowie vorgeschichtlicher Funde kann der Beginn seiner Entstehung ins mittlere Holozän (Atlantikum) datiert werden (vgl. GALL 1971 a, 96).

## 5. Tektonik im autochthonen Rahmen des Rieskraters

(RUDOLF HÜTTNER)

### 5.1. Schichtlagerung

Die Lagerung der Schichten ist auf Abb. 7 in vereinfachter Weise dargestellt. Die Wahl der Keuper-Lias-Grenze als Bezugshorizont gestattet im nördlichen Teil der Lagerungsskizze eine Übernahme von Höhenpunkten aus den geologischen Karten ohne Umrechnung. Nach Süden zu ist jedoch von immer höheren Juraschichten auf den Bezugshorizont herunterzurechnen. Wegen Änderungen der Mächtigkeiten, die im einzelnen nicht genügend bekannt sind, treten damit Ungenauigkeiten auf. Diese dürften jedoch das Gesamtbild, auf das es hier nur ankommt, nicht in entscheidender Weise verfälschen. Als Kontrollpunkte dienen im Süden die Bohrungen Eichstätt 1, Daiting 1 (WIRTH 1970) und Forheim (XAVIER 1969).

Das Streichen der Schichten verläuft generell von WSW nach ENE, also in „schwäbischer“ Richtung. Das Einfallen ist entsprechend nach SSE gerichtet und beträgt im nördlichen Teil (nördlich des Schwäbisch-Fränkischen Lineaments — siehe unten) 1 0/0; im südlichen Teil ist die Lagerung unruhiger und das Einfallen i. a. etwas steiler (2—3 0/0).

Im Bereich des Donaulaufs sinkt die mesozoische Sedimenttafel gegen das Molassebecken rasch ab. Der tektonische Charakter dieses etwa parallel zum Generalstreichen und zum Schwäbisch-Fränkischen Lineament verlaufenden „Malm-“ oder „Donauabbruchs“ (Flexur oder Abschiebungen) ist noch nicht genügend bekannt (FREYBERG 1969).

An besonderen Verbiegungsstrukturen fallen auf:

**Hesselberg-Mulde** im Norden des Rieskraters (HÄNEL 1932, DORN 1933). Streichen in schwäbischer Richtung; Absenkung im Muldentiefsten um etwa 100 m; Erhaltung des Hesselbergs als Weißjura-Zeugenberg in tektonisch tiefer Lage (Reliefumkehr).

**Muldenzone entlang des Schwäbisch-Fränkischen Lineaments** (SEIBOLD 1951), deutlich vor allem im schwäbischen Teil westlich des Rieses zwischen Heubach und Unterkochen (südlich Aalen) und bei Bopfingen (Egerkessel, HÖLDER 1942, und Ipfmulde, SEIBOLD 1951, MÜNZING 1964); östlich des Rieses Dietfurter Mulde bei Treuchtlingen (SCHMIDT-KALER 1962).

**Neresheimer Senke** macht sich auch nach der Interpretation der Malm Zeta-Schichten von KNOBLICH (1963), d. h. ohne die von MEDINGER (1935) angenommenen ausgedehnten Bruchstörungen als Tiefgebiet bemerkbar.

**Riesaufwölbung.** Schon DORN (1933) zog die Streichlinien südlich um den Rieskrater ausbiegend herum. Dieser Verlauf ergibt sich zwangsläufig aus der Höhenlage autochthoner Malm Delta-Kalke am östlichen und südöstlichen Riesrand (südlich Wemding, WEBER 1941, und bei Ronheim, SCHRÖDER und DEHM 1950), am westlichen Riesrand (MÜNZING 1954) sowie südlich des südlichen Riesrands (bei und nördlich Untermagerbein, SCHALK 1957). Die Schichten fallen vom südlichen Kraterrand mit etwa 5 ‰ nach außen und sind auch durch kleinere Verwerfungen gestört. Wegen der weiten Verbreitung von Massenkalken und der häufigen Überdeckung mit Riestrümmern sind die Lagerungsverhältnisse im südlichen Riesvorland aber besonders schlecht zu erfassen.

## 5.2. Bruchstörungen

Die auffallendste Bruchstörung, die das Riesgebiet durchzieht, ist das Schwäbisch-Fränkische Lineament. Dieses ist eine langgestreckte Störungszone, deren Zusammenhang und Bedeutung zuerst im Bereich westlich des Rieses von SEIBOLD (1951) erkannt worden ist. Sie streicht, vom Freudenstädter Graben kommend, in ENE-Richtung über den Bebenhäuser Graben und dann am Albrand entlang („Albrandverwerfung“) und stößt östlich Bopfingen an den Riesrand. Die Fortsetzung östlich des Rieses wurde von SCHMIDT-KALER (1962) entdeckt. Sie ist sehr eindrucksvoll in den Steinbrüchen am Rohrachknie bei der Stahlmühle (nördlich Ursheim) erschlossen (vgl. SCHMIDT-KALER et al. 1970, Abb. 3) und zieht in W—E-Richtung gegen Treuchtlingen und darüber hinaus nach Osten (EDLINGER 1964, 1966). FREYBERG (1969) verband diese Störungslinie in bis jetzt noch hypothetischer Form mit dem Bayerwald-Abbruch („Schwarzwald-Bayerwald-Linie“). Die Charakteristika dieser Störungszone sind die lange Erstreckung (über 200 km nachgewiesen) bei sehr bescheidenen Abschiebungsbeträgen nach Süden (etwa 30 m; SEIBOLD 1951, SCHMIDT-KALER 1962). Südlich der Störungslinie sind die Schichten i. a. unruhiger gelagert (SCHMIDT-KALER 1962, FREYBERG 1969), insbesondere schließen sich stellenweise langgestreckte Muldenzonen an, welche auch als Graben ausgebildet sein können und gelegentlich zu „Kesseln“ erweitert sind (s. Abschnitt 5.1.). Von der Hauptstörung zweigen öfters herzynisch streichende, d. h. fieder-

förmig dazu gestellte Verwerfungen ab. In deren Bereich kann der Gesamtverwerfungsbetrag 100 m erreichen (Treuchtlingen, SCHMIDT-KALER 1962, 1976). Die Hauptstörung kann aber auch an den fiederförmig gestellten Querstörungen aussetzen, wie bei Unterkochen südlich Aalen („Unterkochener Fiederzone“ ETZOLD's). Erst bei Lauchheim taucht sie wieder auf, um sich bei Bopfingen erneut in ein Gewirr von Störungen zu zerschlagen (die Darstellung auf Abb. 7 ist hier stark vereinfacht). Bedeutender als die schwäbische Richtung ist hier die herzynische, welche durch die Egertalverwerfung („Sigartlinie“ DEFFNER's — DEFFNER und FRAAS 1877) repräsentiert wird. In Verbindung mit gleichgerichteten Störungen im Schenkenbach (BENTZ 1924), bei Ellwangen und bei Vellberg (SEIBOLD 1950) ergibt sich ein größerer tektonischer Zusammenhang, wie er weiter westlich mehrfach vorliegt, hier jedoch nicht auf der ganzen Linie in Erscheinung tritt. Ein überwiegend herzynisch gerichtetes Bruchfeld ist auch nördlich und nordwestlich Neuburg a. d. Donau ausgebildet (FESEFELD 1962, FREYBERG 1964, 1969, STREIT 1963, ZEISS 1964 b), doch besteht hier keine Beziehung zum Lineament.

Die lange Erstreckung des Schwäbisch-Fränkischen Lineaments ist in Anbetracht der geringen Sprunghöhe nur verständlich, wenn es als Durchpausung einer im kristallinen Untergrund alt angelegten, bedeutenden Störungsfuge angesehen wird (SEIBOLD 1951, CARLÉ 1955). Durch die Forschungsbohrung Nördlingen wurde diese Auffassung bestätigt, indem im kristallinen Untergrund des Rieskraters im Zuge des Lineaments mächtige Zerrüttungszonen und Ruscheln angetroffen wurden, welche vor der Kraterbildung schon vorhanden waren und somit tektonischen Ursprungs, wahrscheinlich variscischen Alters sind (GRAUP 1977, HÜTTNER 1977).

### 5.3. Kleintektonik

Die Kleintektonik des Rieses und seiner Umgebung wurde umfassend von G. H. WAGNER (1964) bearbeitet. Das Nachstehende stützt sich hauptsächlich auf seine Untersuchungen und Ergebnisse.

**K l ü f t e.** Meist ist ein System von zwei aufeinander in etwa senkrecht stehenden Scharen zu erkennen. G. H. WAGNER unterschied darin a) die Hauptklüfte (Hauptklufschar) und b) die Gegenklüfte (Gegenklufschar). Die Hauptklüfte sind i. d. R. am häufigsten (stärkstes Maximum der Kluffrosen), groß- und ebenflächig ausgebildet und richtungstreu. Sie stehen senkrecht zur Schichtung und tragen häufig einen Kalkspatbelag und/oder horizontal gestreifte Harnische. Das Streichen ist i. d. R. nach NNE gerichtet, lokale Abweichungen in die N—S- und NE—SW-Richtung kommen vor. Die auf den Hauptklüften meist in etwa senkrecht stehenden Gegenklüfte sind i. a. seltener, kurz, rau, gekrümmt, unregelmäßig streichend und auch flacher einfallend. Sie besitzen keinen Belag und nur gelegentlich Striemen von Horizontalstylolithen. Weitere Klufscharen können als Reaktion auf eng-räumige Verbiegungen örtlich hinzutreten (EDLINGER 1964; vgl. auch SIEBENHÜNER 1968, wonach das Kluffnetz stärkere Beziehungen zu Schichtverschiebungen als zu den größeren Verwerfungen zeigt).

**Horizontalstylolithen** sind ein wichtiges Gefügeelement, dessen Bedeutung für die Tektonik des Deckgebirges in Süddeutschland erst G. H. WAGNER (1964) gewürdigt hat. Entsprechend den gewöhnlichen, vertikal gerichteten

Stylolithen, die durch Drucklösung unter der Last der überlagernden Schichten entstanden sind, werden die Horizontalstylolithen (horizontal gerichtete Stylolithenzapfen) auf längerdauernden, gleichgerichteten, horizontalen tektonischen Druck zurückgeführt. Sie streichen nach G. H. WAGNER fast ausnahmslos NNE und scheinen noch schärfer ausgerichtet zu sein als die in gleicher Richtung streichenden Hauptklüfte. Untergeordnet treten Horizontalstylolithen auch in den Richtungen N 50—65° E und N 120—130° E auf.

Blattverschiebungen treten nach G. H. WAGNER (1964) auf steilstehenden Bewegungsflächen auf, die wie die Hauptklüfte NNE streichen; eine andere Gruppe zeigt SE-Streichen. Die Verschiebungsbeträge, die gelegentlich durch den Versatz älterer Klüfte erkennbar sind, liegen zwischen einigen cm und wenigen dm.

Abschiebungen sind am weitesten verbreitet in Streichrichtung N 100—140° E, seltener in Streichrichtung N 50—80° E. Das Einfallen liegt in der Regel zwischen 40 und 75°.

Aufschiebungen sind sehr viel seltener als Abschiebungen (Verhältnis 2:100).

#### 5.4. Zusammenfassende Betrachtung

(Zeitliche Gliederung, Beziehungen zur Kraterstruktur)

Nach den kleintektonischen Gefügeuntersuchungen von G. H. WAGNER (1964) scheinen herzynisch streichende Abschiebungen die ältesten Gefügeelemente zu sein. Jünger, aber noch vor der Rieskatastrophe entstanden (= präriesisch) sind die Großklüfte, Horizontalstylolithen und die übrigen Abschiebungen. Die Anordnung dieser Gefügeelemente kann regional gültigen Beanspruchungsplänen zugeordnet werden.

G. H. WAGNER nimmt einen älteren Beanspruchungsplan mit ESE-streichender Richtung größter Druckspannung und NNE-streichender Richtung geringster Druckspannung (Zug) an. Die Beanspruchung der Gesteine unter diesem Plan führte zur Ausbildung der selteneren Horizontalstylolithen und glatten Klüfte in Richtung N 120—130° E sowie der ESE- bis SE-streichenden Abschiebungen. Die Hauptverformung der Gesteine ist nach dieser Annahme jedoch unter einem jüngeren Beanspruchungsplan mit größtem Druck in NNE-Richtung und geringstem Druck (Zug) in ESE-Richtung erfolgt. Dabei entstanden die Hauptklüfte (als Zugklüfte angelegt, z. T. sekundär für Scherbewegungen benutzt) sowie die vorherrschenden Horizontalstylolithen in NNE-Richtung.

Dieser „normale Bau“ reicht, soweit man erkennen kann, bis an den strukturellen Rand des Rieskraters heran. Radial oder konzentrisch zum Krater rand orientierte Gefüge konnten kleintektonisch von G. H. WAGNER nicht festgestellt werden. Auch die Photolineationen — in Luftbildern zu beobachtende lineare Elemente, in welchen sich strukturelle Züge des Untergrunds kundtun — zeigen nach BANNERT (1969) keinerlei Ausrichtung zum Rieskrater. Ebenso sind die kartierbaren Störungen offenbar weitgehend unabhängig von der Kraterstruktur. Sie werden von Riestrümmermassen überlagert und sind also älter als die Rieskata-

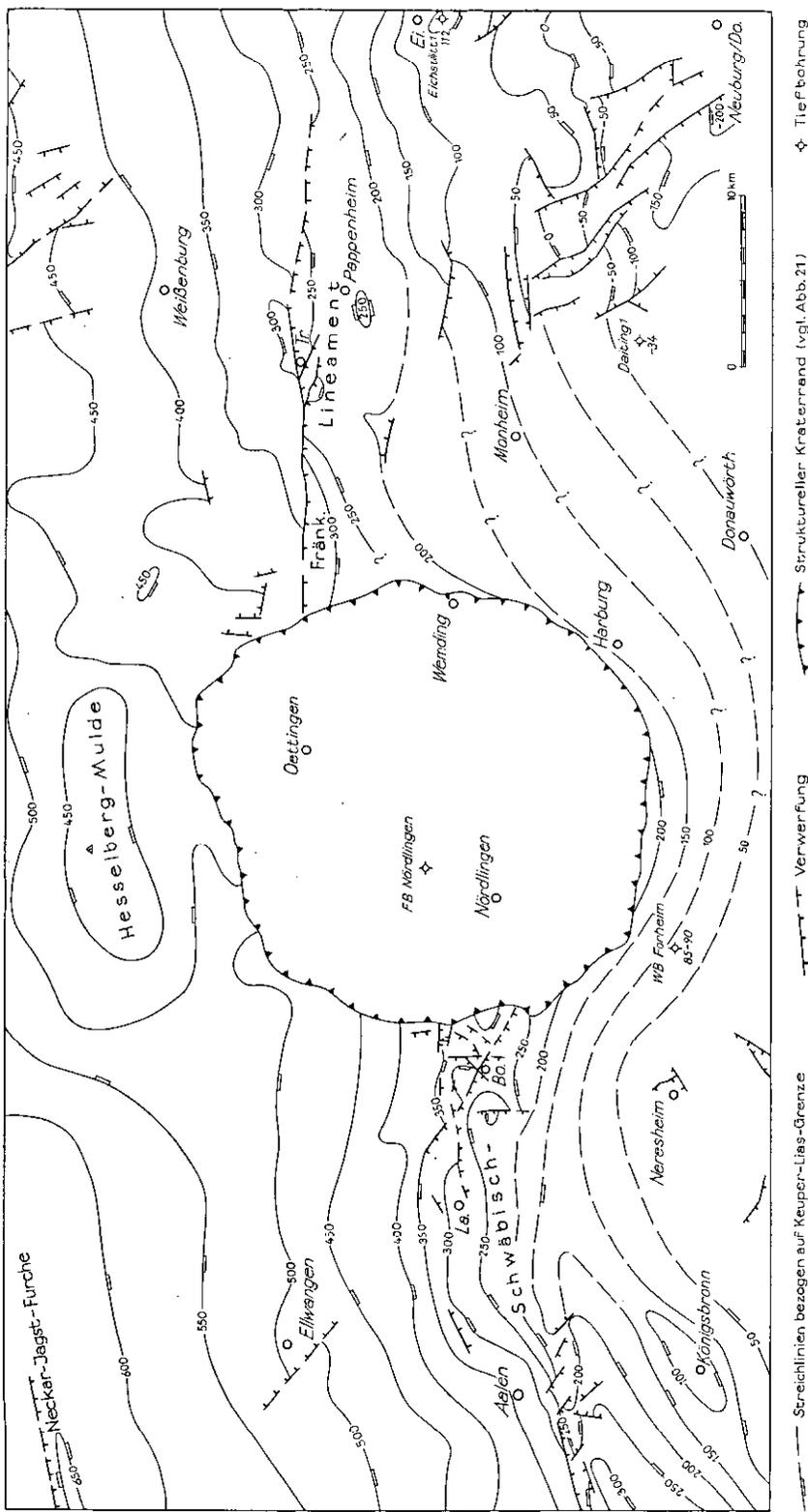


Abb. 7. Tektonische Kartenskizze der Umgebung des Rieses. Streichlinien bezogen auf Keuper/Lias-Grenze. Verwendete Unterlagen: BEURER (1963), EDLINGER (1964, 1966), ETZOLD (in ETZOLD u. SEIBOLD 1979), FESEFELDT (1962, 1963), FREYBERG (1964, 1969), HÄNEL (1932), HÖLDER (1942), HÜTTNER (1961), KNOBLICH (1963), MÜNZING (1964), SCHMIDT-KALER (1962, 1970, 1974b, 1976, 1978), SEIBOLD (1951), STREIT (1951), R. WAGNER (1952), WIEDEMANN (1968), ZEISS (1964b) sowie die Entwürfe für die vorliegende Geologische Karte des Rieses 1:50 000 und die Geologische Übersichtskarte 1:200 000 CC 7126 Nürnberg (BERGER et al. 1977); Bohrungen Daicing 1 und Eichstätt 1 nach WIRTH (1970); Wasserbohrung Forheim nach XAVIER (1969). Abkürzungen: Bo. = Bopfingen, Ei. = Eichstätt, La. = Lauchheim, Tr. = Treuchtlingen; FB = Forschungsbohrung, WB = Wasserbohrung.

strophe (BENTZ 1924, FESEFELD 1962, MÜNZING 1954, SEIBOLD 1951, SCHMIDT-KALER 1962 u. a.). Lediglich wenig geordnete, kleinere Störungen, z. B. südlich und östlich des Ipf (bei Bopfingen) mögen mit BENTZ (1924, 1928 c) und SEIBOLD (1951) durch die Rieskatastrophe mitbedingt sein, indem in einem ohnehin tektonisch stark gestörten Gebiet zusätzliche Schichtverschiebungen ausgelöst wurden.

Auffallend und deutlich auf den Rieskrater bezogen ist in Abb. 7 lediglich das Umlaufen der Streichlinien um die Südhälfte des Rieses, das eine stärkere Aufwölbung des südlichen Kraterrandes anzeigt. In der Nordhälfte zeichnet sich dagegen in der Schichtlagerung kein allgemeines Ansteigen größeren Ausmaßes gegen den Kraterrand zu ab. Von Norden her steigen die Schichten zwar gegen den Krater an, doch wird dies durch den Südflügel der Hesselberg-Mulde hervorgerufen. Östlich Bopfingen liegen die Schichten, überwiegend durch kleine Störungen bedingt, um so höher, je näher sie sich am Kraterrand befinden. Diese Störungen wurden von BENTZ (1924) für präriesisch angesehen, während SEIBOLD (1951) sie in Zusammenhang mit dem Riesereignis sah. Ein leichtes Aufbiegen der Schichten gegen den Kraterrand, das sich in der groben Schichtlagerungskarte (Abb. 7) nicht abzeichnet, ergab sich auch bei der Konstruktion eines Profils aufgrund von seismischen Schußbohrungen am westlichen Kraterrand (Abb. 22). Weitere von AHRENS und BENTZ (1928 b) und BENTZ (1928 c) angeführte Beobachtungspunkte liegen in der Kraterrandzone (s. Abschn. 6.2.3.1.), in welcher bei der Rieskatastrophe Gesteinsmassen in größerem Maße verlagert worden sind; sie haben daher keine Bedeutung für den autochthonen Bau des Riesrahmens.

Nach dem oben Mitgeteilten liegen noch keine Beweise für ein allgemeines Ansteigen der Schichten gegen den Kraterrand vor, doch ist ein solches zumindest stellenweise anzunehmen. Von vielen, z. T. experimentell erzeugten Vergleichsobjekten weiß man, daß ein Ansteigen der Schichten gegen den Kraterrand mit dem Vorgang der Bildung von Einschlagkratern verbunden ist. Diese Erklärung dürfte für die Verhältnisse am westlichen Kraterrand voll zutreffen. Ist sie auch für die stärkere Heraushebung der Schichten am südlichen Kraterrand ausreichend?

Eine zeitlich fixierte Marke, an der tektonische Verstellungen abgelesen werden können, stellt die Strandlinie des helvetischen Meeres (Obere Meeresmolasse), die sog. Klifflinie dar. Diese bildet, wenn man die aufgeschlossenen Kliffpunkte Dischingen—Burmagerbein—Brünsee verbindet, eine gerade, nach Osten einfallende Linie (GALL 1974 b). Dies zeigt, daß posthelvetisch hier nur eine einheitliche Verkippung nach Osten, aber keine Verbiegung oder spezielle Heraushebung des südlichen Riesvorlandes erfolgt ist. Es ist aber zu beachten, daß die Bohrmuschelöcher, die die Klifflinie kennzeichnen, bei Burmagerbein südlich des Rieses in Kalken des oberen Malm Delta angelegt sind, während sie im Westen bei Dischingen im Malm Zeta (Zementmergel) und im Osten bei Brünsee in Massenkalken des Malm Delta/Epsilon auftreten. Das beweist eine prähelvetische Heraushebung des südlichen Riesvorlandes (SCHALK 1957). Auf eine alte, zur Zeit der Rieskatastrophe bereits wieder eingeebnete Heraushebung des südlichen Riesgebiets deutet auch die Lagerung der Riestrümmersmassen über Malm-Delta- und Epsilon-Kalken im südlichen Riesvorland und über Malm Zeta-Schichten im südwestlichen und östlichen (FESEFELDT 1963).

Andererseits wäre es im Lichte der heute allgemein angenommenen Einschlagstheorie, zu der es keine Alternative gibt, ein sehr unwahrscheinlicher Zufall, wenn der Einschlagskörper (wahrscheinlich ein riesiger Steinmeteorit, siehe Abschn. 7) eine tektonische Aufwölbung genau symmetrisch getroffen hätte. Man muß daher die dem südlichen Kraterrand parallel laufende Ausformung der Aufwölbung wohl der Einschlagswirkung zuschreiben. Unsicher ist das Maß der Anhebung der Schichten bei der Kraterbildung, denn die Sedimentdecke war bereits lange vor dem Einschlag tektonisch verbogen und zerbrochen. Im südlichen Teil des Kraterbereichs waren die Schichten herausgehoben, vielleicht wie ein umgekehrtes Gegenstück zur Hesselberg-Mulde im Norden. Für den Anhebungsbetrag der Schichten bei der Kraterbildung dürften unter Berücksichtigung dieser Umstände einige Dekameter anzusetzen sein. Es ist auch unbekannt, bis in welche Tiefe sich diese Anhebung ausgewirkt hat. Wahrscheinlich wird der in Abb. 7 dargestellte Bezugshorizont (Keuper-Lias-Grenze) in geringerem Maße angehoben worden sein als der Malm, von welchem aus die Lage des Bezugshorizonts ermittelt wurde, ohne diese besonderen Verhältnisse zu berücksichtigen.

Tektonische Bewegungen, die nach der Kraterbildung erfolgt sind („postriesisch“), können aus der Höhenlage der dolomitischen Algenkalke, die sich als etwa niveaugleiche Bildungen in Ufernähe ringsum im Kratersee abgeschieden haben, ermittelt werden. Deren Obergrenze sinkt vom südlichen Riesrand kontinuierlich nach Norden um etwa 40 m ab (SCHRÖDER und DEHM 1950, G. H. WAGNER 1964). Einer Erosionswirkung (MÜNZING 1960) kann dies nicht zugeschrieben werden, denn das Absinken ist über den östlichen Kraterrand kontinuierlich zu verfolgen, und auch im Norden, wo die postriesische Erosion bedeutend ist, sind diese Karbonatabscheidungen noch mit einheitlicher, terrassenartiger Oberfläche erhalten. Die aus diesen Verhältnissen zu ersiehende Verkippung hängt wahrscheinlich mit der Heraushebung des Molassetrogs im Unterpliozän zusammen.

Versatz von Schliff-Flächen (siehe Abschn. 6.2.3.2.) am Weilheimer Bahneinschnitt und am Lauchheimer Tunnel, der als Indiz für postriesische Verwerfungen angeführt worden ist (AHRENS und BENTZ 1928 b, BENTZ 1928 c), muß dagegen sehr kritisch beurteilt werden. Denn an den Schliff-Flächen sind hangende Schichten abgehobelt worden, was in verschiedenem Niveau, je nach örtlichem Festigkeitsverhalten und Widerstand erfolgt sein kann. Unter diesem Gesichtspunkt sind die von den oben genannten Autoren angeführten Beobachtungen nicht beweiskräftig für postriesische Verwerfungen.

## 6. Impaktgesteine des Rieses

(RUDOLF HÜTTNER)

### 6.1. Übersicht

Bei der Bildung des Rieskraters durch den Einschlag eines kosmischen Körpers, wahrscheinlich eines Steinmeteoriten (EL GORESY u. CHAO 1976 b, 1977) wurden auf die an der Einschlagstelle und seiner Umgebung anstehenden Gesteine gewaltige Druck- und Temperaturwirkungen ausgeübt. In unmittelbarer Nähe der Einschlagstelle wurde das Gestein — ebenso wie der einschlagende Körper selbst — verdampft. Weiter auswärts wurde es geschmolzen und in größerer Entfernung nur noch in verschiedener Weise mechanisch verformt (DAVID 1969, STÖFFLER 1969).

Aus den Zonen der Schmelzung und der mechanischen Deformation stammen Gesteine, die in charakteristischer Weise umgeformt wurden und neue Typen bilden, die zusammenfassend als Impaktgesteine bezeichnet werden. Von diesen und den Umbildungsprozessen wird nachstehend gesprochen. Der Vorgang der Kraterbildung ist in Abschnitt 7 behandelt.

#### 6.1.1. Stoßwellenmetamorphose

Großmeteoriten durchschlagen bei einer Kollision mit der Erde praktisch unbremst deren Lufthülle und treffen mit kosmischer Geschwindigkeit — 20 bis 60 km/s sind nach DAVID (1969) am wahrscheinlichsten — auf diese auf. Durch den Aufprall entsteht eine Stoßwelle, d. h. eine Druckdiskontinuität von hoher Energie, die sich vom Aufschlagpunkt aus etwa halbkugelschalenförmig mit Überschallgeschwindigkeit in den Gesteinsuntergrund (wie auch in den aufschlagenden Körper) hinein fortpflanzt. An der Stoßwellenfront springen Druck und Temperatur plötzlich auf sehr hohe Werte, die in der Nähe des Einschlagkörpers und in diesem selbst zu spontaner Verdampfung führen. Infolge der halbkugelschalenförmigen Ausbreitung der Stoßwelle und Umsetzung eines Teils ihrer Energie in Wärme nimmt ihre Stärke beim Fortschreiten jedoch rasch ab, so daß mit variierender Entfernung vom Einschlagspunkt unterschiedliche Druck- und Temperatureinflüsse auf die Gesteine ausgeübt werden. Man bezeichnet die dadurch hervorgerufenen verschiedenartigen Mineral- und Gesteinsumwandlungen als *progressive Stoßwellenmetamorphose* (CHAO 1967 a, b, c, 1968, ENGELHARDT u. STÖFFLER 1965, 1968, ENGELHARDT u. BERTSCH 1969, ENGELHARDT, STÖFFLER u. SCHNEIDER 1969, FRENCH u. SHORT 1968, STÖFFLER 1965, 1966, 1967, 1971 b, 1972, 1974 a u. a.). Infolge der extremen Kurzzeitigkeit und Höhe der Stoßwellenbeanspruchung sind die dadurch verursachten Veränderungen in den betroffenen Gesteinen von solchen der langfristigen und unter statischer Druckbeanspruchung wirkenden endogenen Arten der Gesteinsmetamorphose grundlegend verschieden.

In der gebräuchlichen Einteilung nach STÖFFLER (1971 b und in ENGELHARDT et al. 1969) werden 6 Stufen der Stoßwellenmetamorphose unterschieden. Diese sind nachstehend kurz charakterisiert (vgl. auch GRAUP u. STÖFFLER 1974):

**Stufe 0** (Druckbereich ansteigend bis etwa 100 kbar)

Glimmer zeigt Knickbänder (etwa ab 10 kbar) — Abb. 8.



Abb. 8. Knickbänder in Biotit. Gneiseinschluß im Suevit von Zipplingen.  
(Aus ENGELHARDT et al. 1969)

Knickbänder sind im wesentlichen auf Gittergleitungen nach der Basisfläche (001), verbunden mit Knickung um eine Achse, die senkrecht zur Gleitrichtung liegt, zurückzuführen. Da diese Deformation richtungsabhängig ist, erlauben statistische Untersuchungen an Biotitkristallen eine Aussage darüber, aus welcher Richtung eine Stoßwelle ein biotitführendes Gestein getroffen hat (GRAUP 1975).

Die Gerüstsilikate Quarz und Feldspat zeigten meist unregelmäßige, z. T. auch regelmäßige Brüche.

CHAO (in CHAO u. EL GORESY 1977) unterscheidet zwischen intragranularen und intergranularen Mikrobrüchen, die nebeneinander vorkommen. Intragranulare Brüche durchziehen jeweils nur ein Mineralkorn und sind kristallographisch orientiert. Intergranulare Mikrobrüche verlaufen etwa parallel oder divergierend und durchziehen mehrere verschiedene Mineralkörner. Ihre Orientierung wird durch die Druckrichtung bestimmt.

Stufe I (Druckbereich etwa 100—350 kbar)

Quarz und Feldspäte zeigen Planare Elemente — Abb. 9.

Planare Elemente sind parallele Scharen von mikroskopisch feinen Lamellen, welche nach bestimmten Ebenen des Kristallgitters orientiert sind und auf plastischer Deformation entlang dieser Ebenen beruhen.

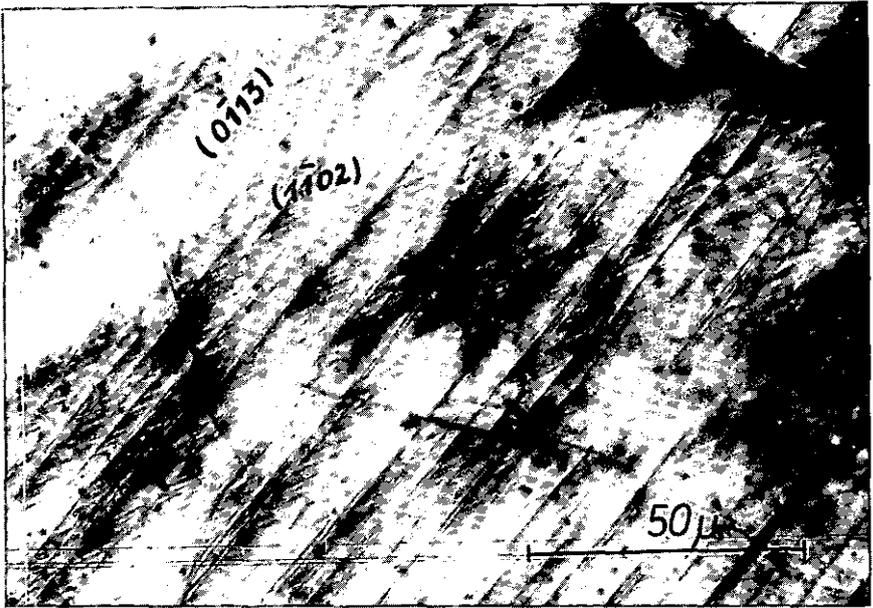


Abb. 9. Planare Elemente nach  $(0\bar{1}13)$  und  $(1\bar{1}02)$  in Quarz. Gneiseinschluß im Suevit von Bollstadt. (Aus ENGELHARDT et al. 1969)

### Stufe II (Druckbereich etwa 350—500 kbar)

Quarz und Feldspat sind isotrop, zeigen also die optischen Eigenschaften von Glas, jedoch ohne Anzeichen von Schmelzung: diaplektische oder thetomorphe Gläser (Abb. 10).

Diaplektische (ENGELHARDT et al. 1967) oder thetomorphe (CHAO 1967 a, b) Gläser entstehen durch Zerstörung des Kristallgitters unter der Einwirkung stärkerer Stoßwellen; die Substanz wird dadurch röntgenamorph, ohne die äußere Form zu verändern. Diese Gläser zeigen etwas höhere Lichtbrechung als echte Schmelzgläser, keine Blasen und keine Fließstrukturen.

### Stufe III (Druckbereich etwa 500—600 kbar)

Feldspat ist geschmolzen und erscheint als blasenreiches Glas mit Fließstrukturen (Abb. 11).

Die nach der Druckentlastung verbleibenden Resttemperaturen von 1200—2000 °C führen zur Aufschmelzung der Feldspäte, die zu schaumigem Glas erstarren und damit dem Gestein ein poröses, bimssteinartiges Aussehen verleihen.

### Stufe IV (Druckbereich etwa 600—1000 kbar)

Völlige Aufschmelzung, Entstehung von inhomogenem, schlierigem Glas (Abb. 12).

Beim Ansteigen der Resttemperatur von 2000 bis auf etwa 5000 °C entsteht eine Gesteinschmelze.

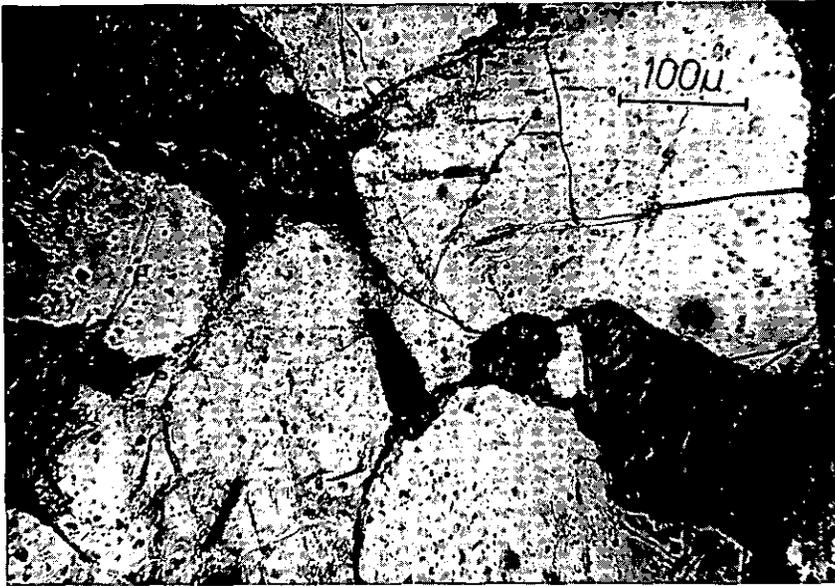
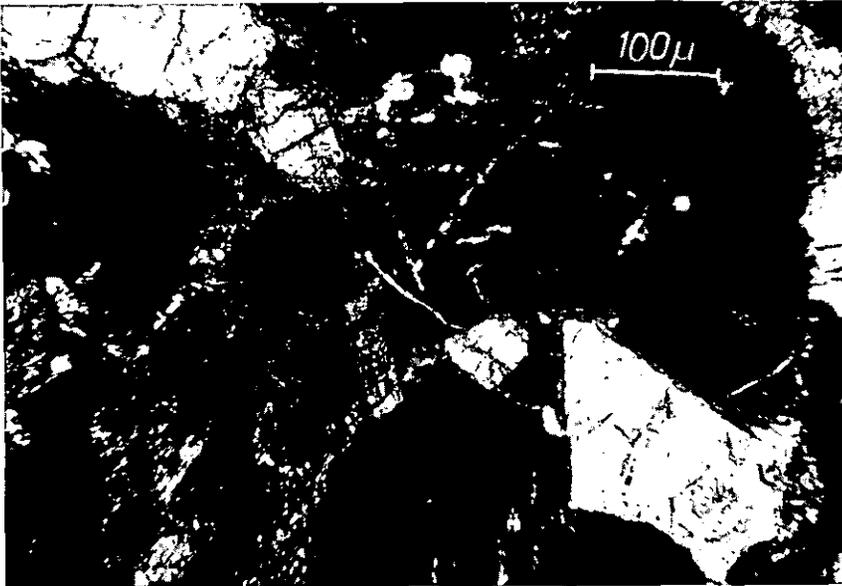


Abb. 10. Diaplektisches Andesinglas mit Hornblende. Amphiboliteinschluß im Suevit von Alerheim.  
a) parallele Polarisatoren, b) gekreuzte Polarisatoren. (Aus ENGELHARDT et al. 1969)



Stufe V (Druckbereich über 1000 kbar)

Verdampfung

Bei noch höheren Drucken – im Zentrum des Einschlags rechnet man mit einigen 1000 bis einigen 10 000 kbar und Temperaturen von einigen 10 000 °C (DAVID 1969) – erfolgt völlige Verdampfung.

Die Grenzen der Stufen der Stoßwellenmetamorphose sind naturgemäß nicht scharf. Die Beanspruchung eines Mineralkorns hängt auch wesentlich von seiner Lage in bezug auf die Richtung der Stoßwelle und von der mechanischen Reaktion seiner Nachbarn im Gesteinsverband ab. Man kann daher in einem Handstück häufig eine beträchtliche Variation der Stoßwellenbeanspruchung einer Mineralkomponente feststellen (CHAO 1968, STÖFFLER 1971 b u. a.). Der Beurteilung muß daher immer ein Durchschnitt zugrunde gelegt werden.

In den Stufen der progressiven Stoßwellenmetamorphose kommt eine zunehmende Zerstörung des Kristallgitters zum Ausdruck. Neben den oben genannten, als Indikatoren besonders bezeichnenden Mineraldeformationen und Phasenumwandlungen, wurden noch viele weitere beobachtet. Zu nennen sind vor allem die Hochdruckmodifikationen, in welchen ein neues, dichteres Kristallgitter aufgebaut wurde:

Coesit und Stishovit, die Hochdruckmodifikationen des  $\text{SiO}_2$  mit einer Dichte von 2,9 bzw. 4,28 g/cm<sup>3</sup> waren wichtig für den Nachweis, daß das Ries ein Einschlagkrater ist. Coesit wurde erstmals im Ries von SHOEMAKER u. CHAO (1961), Stishovit von CHAO u. LITTLER (1963) erkannt. Beide Hochdruckmodifikationen treten in diaplektischen Quarzgläsern auf (Stufe II), Stishovit auch schon in Stufe I als feinkörnige Füllung zwischen den Deformationslamellen mancher Planarer Elemente, und Coesit noch in Stufe III. Die Bildungsbedingungen sind dadurch nach oben begrenzt, daß hinter stärkeren Stoßwellendrucke höhere Resttemperaturen auftreten, unter welchen sich diese Hochdruckmodifikationen nicht erhalten können (STÖFFLER 1971 a).

#### Wichtig sind auch Hochtemperaturmodifikationen:

Eine Hochtemperaturmodifikation des Kohlenstoffs, von EL GORESY (1969) Chaorit genannt, tritt in Form dünner Lamellen alternierend mit Graphit in durch Stoßwellen aufgeschmolzenem Graphitgneis des Rieses auf (EL GORESY u. DONNAY 1968; s. auch STÄHLE u. OTTEMANN 1977). Der Chaorit besitzt, wie der Graphit, hexagonale Struktur und konnte bei etwa 3000 °C künstlich dargestellt werden.

Die Bildung von Cristobalit (Hochtemperaturmodifikation des  $\text{SiO}_2$ ) wurde durch Auffinden von Pseudomorphosen von Quarz nach Cristobalit nachgewiesen (ENGELHARDT 1972, STÄHLE 1972). Originaler Cristobalit ist selten und nur von zwei Lokalitäten (Amerbach und Pölsingen) bekannt (ENGELHARDT 1969, 1974).

Die accessorischen Minerale in kristallinen Gesteinen, wie Magnetit, Ilmenit, Rutil, Zirkon, sind gegen Druck- und Temperaturwirkungen besonders widerstandsfähig. Sie zeigen erst bei sehr starker Erhitzung Schmelz- und Zersetzungserscheinungen und sind daher als Indikatoren für sehr hohe Temperaturen (bis über 1800 °C) wichtig (CHAO 1967, 1968, EL GORESY 1964, 1965, 1968, STÄHLE 1972, 1975).

Aus Zirkon hat sich bei Temperaturen von mindestens 1775 °C Baddeleyit ( $\text{ZrO}_2$ ) gebildet (EL GORESY 1965, 1968, STÄHLE u. OTTEMANN 1977).

Schmelzerscheinungen an Rutil deuten auf Temperaturen von mindestens 1850 °C (EL GORESY 1964, 1968, STÄHLE u. OTTEMANN 1977).

Ilmenit zeigt Schmelzerscheinungen und ist z. T. in Rutil + Pseudobrookit umgewandelt (EL GORESY 1964, 1968, STÄHLE 1975).

Geschmolzener Magnetit ist sowohl durch Aufschmelzung primärer Magnetitkörner entstanden als auch durch Zersetzung eisenreicher Minerale (CHAO 1968, EL GORESY 1964, 1968, STÄHLE 1972, STÄHLE u. OTTEMANN 1977).

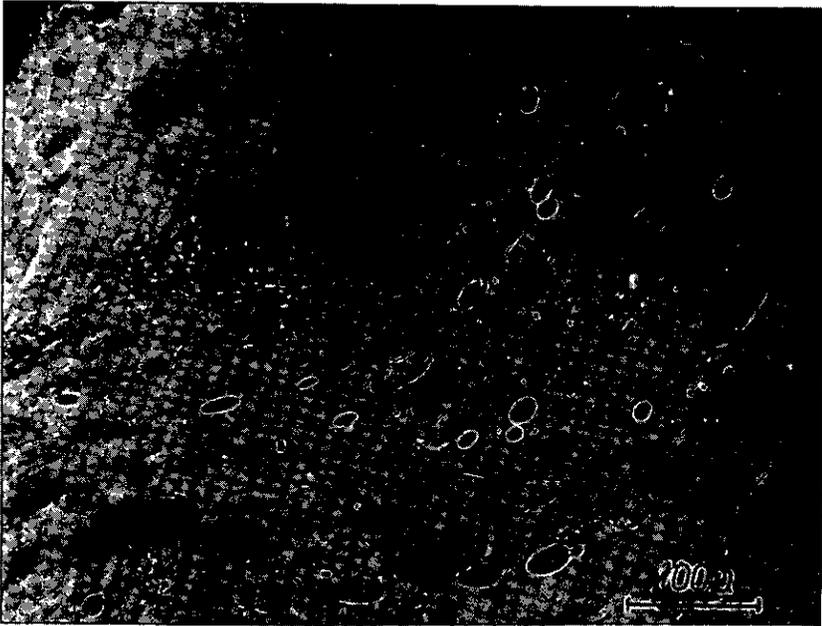


Abb. 11. Alkalifeldspatglas mit Blasen und Fließstrukturen. Graniteinschluß im Suevit von Otting.  
(Aus ENGELHARDT et al. 1969)



Abb. 12. Gesteinsglas mit Schlieren, Blasen und Mineralfragmenten. Glasflade aus dem Suevit  
von Otting. (Aus ENGELHARDT et al. 1969)

*Armalcolite* (Fe, Mg)  $Ti_2O_3$ , ein Mineral, das aus den  $TiO_2$ -reichen Basalten des Mondes bekannt geworden ist, wurde auch in den Riesgläsern nachgewiesen (STÄHLE 1975, EL GORESY u. CHAO 1976 a, STÄHLE u. OTTEMANN 1977). Er ist dort durch Reaktion des Ilmenits, des Titanits oder des Rutilts mit der umgebenden Schmelze unter reduzierenden Bedingungen entstanden. Die textuellen Verhältnisse zeigen, daß es sich um eine extrem schnelle Reaktion gehandelt hat, bei der Gleichgewichtsverhältnisse nicht erreicht wurden. Hohe Temperaturen bei der Schmelzung und rasche Abkühlung können daraus abgeleitet werden (EL GORESY u. CHAO 1976 a, CHAO 1977 b).

Ein weiterer Hinweis auf hohe Temperaturen ergibt sich aus der niedrigen Oxidationsstufe der durch Aufschmelzung von Silikatgesteinen entstandenen Gläser (ENGELHARDT 1969, 1972). Reines  $SiO_2$ -Glas (Lechatelierit), das sich als unregelmäßig geformte Körper oder Fäden zwischen Silikatglas befindet, zeigt ebenfalls hohe Temperaturen (nach CHAO 1967 über  $1700^\circ C$ , nach STÄHLE 1972 über  $2000^\circ C$ ) und Ungleichgewichtsverhältnisse an, woraus wiederum auf sehr kurze Erhitzung geschlossen werden kann (CHAO 1967, ENGELHARDT 1972, STÄHLE 1972). Die mafischen Minerale, insbesondere Biotit und Amphibol, sind, soweit sie diesen hohen Temperaturen ausgesetzt waren, in Eisenoxide und Silikatglas zerfallen (CHAO 1967, 1968, STÖFFLER 1966, 1969, STÄHLE 1975).

Allgemein gilt, daß bei den Vorgängen der Aufschmelzung durch Stoßwellen Gleichgewichtsverhältnisse nicht erreicht werden. Die Phasenbeziehungen in heterogenen Mehrstoffsystemen, die für normale geologische Schmelzvorgänge in Gesteinen gültig sind, kommen hier nicht zur Wirkung. Jedes Mineral reagiert also weitgehend selbständig auf die thermische Beeinflussung. Chemische Reaktionen finden in der Schmelze nur in begrenztem Umfang statt (STÖFFLER 1971 b).

Zu den Stoßwellenwirkungen niedrigen Grades (Stufen 0—1) zählen auch die *Shatter Cones*. Dies sind makroskopisch leicht erkennbare Bruchstruk-

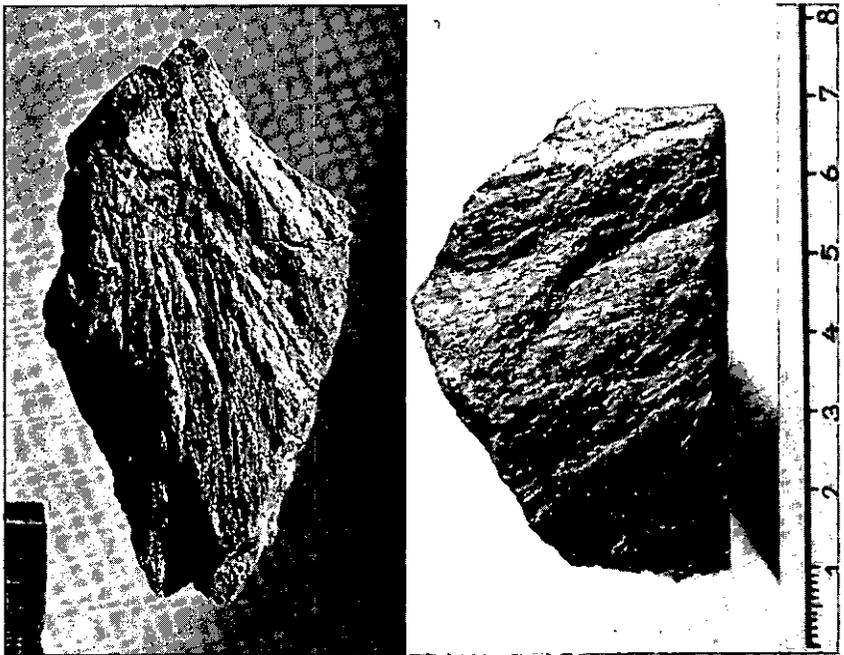


Abb. 13. Shatter Cones aus dem kristallinen Grundgebirge des Rieses; rechts auf Amphibolit aus 631,0 m Teufe der Forschungsbohrung Nördlingen 1973, links auf Lamprophyrfragment (Minette) aus dem Suevit von Zipplingen (Fund R. MATSCHAL).

turen von besonderer Ausbildung. Sie stellen im Idealfall vollständige Kegelmäntel oder auch nur Teile davon dar mit einer charakteristischen divergierenden und immer wieder neu einsetzenden Riefung (Abb. 13). Solche im Steinheimer Becken schon lange unter dem Namen Strahlenkalke bekannten Bruchstrukturen kennt man aus dem Ries erst seit kurzer Zeit und an der Oberfläche nur als relativ seltene Funde:

In Malmkalkschollen, die Bestandteile der Auswurfmassen des Rieskraters sind, wurden nur andeutungsweise ausgebildete Shatter Cones beobachtet (DRESSLER, GRAUP u. MATZKE 1969, S. 226, HÜTTNER 1969, S. 165 ff.). Besser ausgebildete Exemplare können gelegentlich in kristallinen Auswurfmassen gefunden werden, insbesondere in den Polymikten Kristallinbreccien. Funde wurden bekannt aus einer Kristallinbreccie, etwa 700 m südöstlich Mönchsdeggingen und aus der Bunten Breccie von Ronheim (GRAUP u. STÖFFLER 1974), aus dem Kristallinaufschluß 500 m nordwestlich Wengenhausen und aus dem Suevit von Zipplingen (MATSCHKAL 1973 a, b) sowie aus der Kristallinbreccie bei Meyers Keller in Nördlingen.

Sehr viel häufiger konnten Shatter Cones im Kristallin der Forschungsbohrung Nördlingen 1973, also im Krater selbst und dort besonders gehäuft unter dem Kraterboden beobachtet werden (CHAO u. EL GORESY 1977, ENGELHARDT u. GRAUP 1977, HÜTTNER 1977). Die Bruchflächen der Shatter Cones sind dort nur selten schön kegelmantelförmig gewölbt, sondern meist unruhig gekrümmt oder runzelig, zeigen aber die charakteristische divergierende Striemung. Eine physikalische Erklärung der bruchmechanischen Vorgänge bei der Bildung der Shatter Cones, die er als Scherbrüche auffaßt, gibt DAVID (1977 a).

### 6.1.2. Gliederung der Impaktgesteine

Durch hohe Druck- und Temperaturwirkungen, die bei Einschlägen großer kosmischer Körper auftreten, werden die betroffenen Gesteine z. T. so stark umgeformt, daß aus ihnen neue Gesteinstypen entstehen, die man unter der Bezeichnung Impaktgesteine zusammenfassen kann. Die Impaktgesteine des Rieses teilt man nach ihrer Zusammensetzung und dem Grad der Veränderung ihrer Ausgangsgesteine folgendermaßen ein:

Die **Bunten Trümmernassen** sind Auswurfgesteine, die aus einem Gemenge aller im Kraterbereich vorhanden gewesener Gesteine (kristallines Grundgebirge, Trias-Randfazies, Keuper, Lias, Dogger, Malm, teilweise Oberkreide, verschiedene Tertiärstufen bis mittleres Torton — siehe Abschnitt 4) bestehen. Die Größe der Partikel reicht von feinstem Gesteinsstaub bis zu in sich zwar zerrütteten und deformierten, aber doch einigermaßen im Verband gebliebenen Komplexen in der Größenordnung von 1 km Durchmesser. Bei der geologischen Kartierung werden einheitliche Komplexe, sofern sie hinreichend groß sind, um in dem gewählten Kartenmaßstab zur Darstellung kommen zu können, gemäß ihrer stratigraphischen Zugehörigkeit ausgeschieden und, da sie sich nicht mehr am ursprünglichen Bildungsort befinden, als **allochthone Schollen** bezeichnet. Das kleinerstückige Gemenge, das die Schollen meist umschließt, wird als **Bunte Breccie** zusammengefaßt. Es hängt somit vom Maßstab der Darstellung ab, von welcher Größe an Schollen individuell ausgeschieden werden.

Bei dem am häufigsten verwendeten Maßstab 1:25 000 liegt die Untergrenze der Schollen bei 25 m Durchmesser; bei der vorliegenden Karte im Maßstab 1:50 000 bei etwa 50 m. Auf Übersichtskarten (Geologische Übersichtskarte des Rieses und seiner Umgebung 1:100 000, Geologische

Übersichtskarte 1:200 000, Blatt Nürnberg) muß auf die Ausscheidung individueller Schollen verzichtet werden. Diesem Verlust an Detailinformation steht als Gewinn die Geschlossenheit der Darstellung, die die Zusammenhänge klar erkennen läßt, gegenüber.

Die Komponenten der Bunten Trümmernmassen stammen überwiegend aus dem sedimentären Deckgebirge und nur zu etwa 5—10 % aus dem kristallinen Grundgebirge. Sie sind durch starke mechanische Beanspruchung (intensive Zerklüftung, Verruschelung, Verbiegung) geprägt. Intensiv zerklüftete und verruschelte spröde Gesteine, insbesondere Malmkalke, haben daher die Bezeichnung *G r i e s* erhalten, die auf die Zerlegung in kleine Fragmente hinweist. Die für die Stoßwellenmetamorphose im engeren Sinne kennzeichnenden Mineraldeformationen sind jedoch nur schwach ausgebildet.

Die allochthonen Schollen des kristallinen Grundgebirges gehören nach GRAUP (1975) der Stoßwellenstufe 0 an. Das gleiche dürfte auch für die allochthonen, zerrütteten und vergricsten Malmkalkschollen zutreffen, die nach den Untersuchungen von BORUS (1975) ein gegenüber unbeanspruchtem Gestein verändertes Thermolumineszenzverhalten zeigen, was auf Stoßwellenwirkungen zurückgeführt werden kann. Auch häufig zu beobachtende kristallographisch orientierte Lamellen im Calcit und Verbreiterung der Linien im Röntgenspektrum werden auf dieselbe Ursache zurückgeführt (BORUS 1975, ENGELHARDT 1975). In feinerkörnigen, aus dem kristallinen Grundgebirge stammenden Bestandteilen der Bunten Breccie wurde dagegen eine Stoßwellenbeanspruchung bis zur Stufe II festgestellt (SCHNEIDER 1971).

Die Polymikten Kristallinbreccien bestehen ganz überwiegend aus kristallinem Grundgebirgsmaterial verschiedener Art, dem nicht selten, aber mengenmäßig sehr untergeordnet, etwas Deckgebirgsmaterial beigemischt sein kann. Diese Breccien besitzen eine feinkörnige Grundmasse aus zerriebenem Kristallinmaterial, in welche größere Kristallinfragmente eingelagert sind. Die Komponenten zeigen i. a. die Merkmale der Stoßwellenmetamorphose der Stufen 0—II (ABADIAN 1972). Lokal sind jedoch Putzen oder Fladen blasenreicher Gläser (Stufe IV der Stoßwellenmetamorphose) beigemischt, so daß hier Übergänge zum Suevit bestehen.

Der Suevit ist eine polymikte Kristallinbreccie mit wechselnd hohem, aber immer vorhandenem Glasgehalt. Die Komponenten zeigen alle Stufen der Stoßwellenmetamorphose, wobei jedoch die Stufe IV (vollkommen aufgeschmolzenes kristallines Grundgebirge) kennzeichnend ist. Diese zu Glas erstarrten Schmelzanteile bilden bei den Vorkommen des Suevit in der Randzone und außerhalb des Kraters charakteristisch geformte Fladen.

Zusammenfassend können die Impaktgesteine des Rieses und ihre gegenseitigen Beziehungen durch das nachstehende Schema dargestellt werden (vgl. HÜTTNER 1969).

Ausgangsmaterial	überwiegend Deckgebirge	überwiegend Grundgebirge	
Stoßwellen- beanspruchung	i. a. niedrig	niedrig bis mittel	niedrig bis hoch
Impaktgesteinstyp	Bunte Trümmer- massen	Polymikte Kristallin- breccien	Suevit
	allo- chthone Schollen; Grics		
	Bunte Breccie		

## 6.2. Bunte Trümmernmassen

Die Bunten Trümmernmassen werden nach den Erfordernissen der Kartierung gegliedert in Bunte Breccie und allochthone Schollen (s. oben).

### 6.2.1. Bunte Breccie

**Zusammensetzung.** Die Bunte Breccie stellt ein Gemenge der verschiedenen Gesteine, die im Kraterbereich vorhanden gewesen waren, dar. Kleine und große Bruchstücke, Fetzen, Blöcke und kleine Schollen (definitionsgemäß i. a. bis 25 m, auf der Geologischen Karte des Rieses 1 : 50 000 bis etwa 50 m Durchmesser), werden als Bunte Breccie zusammengefaßt. Die Komponenten liegen bunt durcheinandergemengt in einer sandig-lehmigen Grundmasse, deren Abgrenzung zu den Einschlüssen man je nach Art und Zweck der Untersuchung per Definition bestimmt, hier  $< 2$  mm Durchmesser. Die Mischung ist zwar bunt, indem die unterschiedlichsten stratigraphischen Stufen nebeneinander vorkommen können, sie ist aber doch sehr ungleichmäßig, denn in einem Aufschluß ist fast nie das gesamte Spektrum der Komponenten zu finden. Die Beteiligung der verschiedenen Materialien wechselt vielmehr von Ort zu Ort sehr stark. Nur kleine Malmkalkbruchstücke sind fast überall vorhanden.

Stellenweise ist die Bunte Breccie so stark mit Malmkalkbruchstücken durchsetzt oder so innig mit vergriesten Malmschollen verquickt, daß es zweckmäßig erschien, „Bunte Breccie mit viel Malmmaterial“ gesondert auf der Karte auszuscheiden.

Statistische Untersuchungen hinsichtlich der Beteiligung der verschiedenen Gesteine an der Bunten Breccie wurden wegen des Mangels an geeigneten Aufschlüssen noch nicht in ausreichendem Maße ausgeführt. Nach dem allgemeinen Eindruck der starken Variabilität sind solche Untersuchungen auch nicht sehr erfolgversprechend. Immerhin konnte SCHNEIDER (1971) bei statistischen Untersuchungen der Korngrößenfraktion 63—2000  $\mu$ m Durchmesser eine Tendenz der Abnahme von Quarz + Feldspat und Zunahme des Karbonatgehalts mit zunehmender Entfernung vom Krater feststellen, die allerdings durch Aufnahme örtlichen Molassematerials (s. unten) oft stark gestört ist. Diese Tendenz deutet auf eine Abnahme der Beteiligung von Kristallin und tieferen stratigraphischen Horizonten in dieser Richtung.

**Korngrößenverteilung.** Auch hinsichtlich der Größe der Komponenten läßt sich nicht leicht eine allgemeingültige Regel in der Bunten Breccie erkennen. An einem Ort herrscht eine kleinstückige Ausbildung mit vorwiegend

nuß- bis kopfgroßen Komponenten, an einer anderen Stelle liegen größere Schollen und Fetzen mit nur wenig kleinerstückigem Material dazwischen vor. Bei Korngrößenanalysen der Fraktionen von 0,6—2000  $\mu\text{m}$  fand SCHNEIDER (1971) den Eindruck einer extrem schlechten Sortierung, den man beim Betrachten der größeren Einschlüsse gewinnt, bestätigt.

Der Anteil der als Grundmasse abgetrennten Bestandteile ( $< 2\text{ mm}$ ) nimmt jedoch deutlich vom Kraterrand nach außen zu. Am Kraterrand tritt die Grundmasse stark zurück oder kann auch fehlen, während sie bei den entferntesten Vorkommen über 90% des Gesamtgesteins ausmachen kann. Dem entspricht eine von SCHNEIDER (1971) festgestellte Zunahme des Tonanteils in riesferneren Aufschlüssen. Weitere Verbreitungsregeln sind zu erkennen, wenn man die auskartierten Schollen einbezieht, also die Bunten Trümmermassen in ihrer Gesamtheit betrachtet (Abschn. 6.2.2. u. 6.2.3.).

**G e f ü g e.** Die Form der Komponenten hängt vom Material, von ihrer Größe und von der Art der benachbarten Gesteine ab. Im allgemeinen sind die kleineren Komponenten (cm bis wenige dm) vorwiegend polyedrisch gestaltet und je nach ihrer Härte eckig oder kantengerundet. Selten treten bei den Einschlüssen dieser Größenordnung auch kugelige, stengelige oder plattige Formen bei Mergeln, Tonen und Sanden auf. Diese Komponenten sind i. a. regellos und unorientiert in die Grundmasse eingelagert.

Die größeren Einschlüsse (mehrere dm bis m) zeigen deutlichere Abhängigkeit vom Material. Feste Gesteine (Kalksteine, kristallines Grundgebirge) sind meist

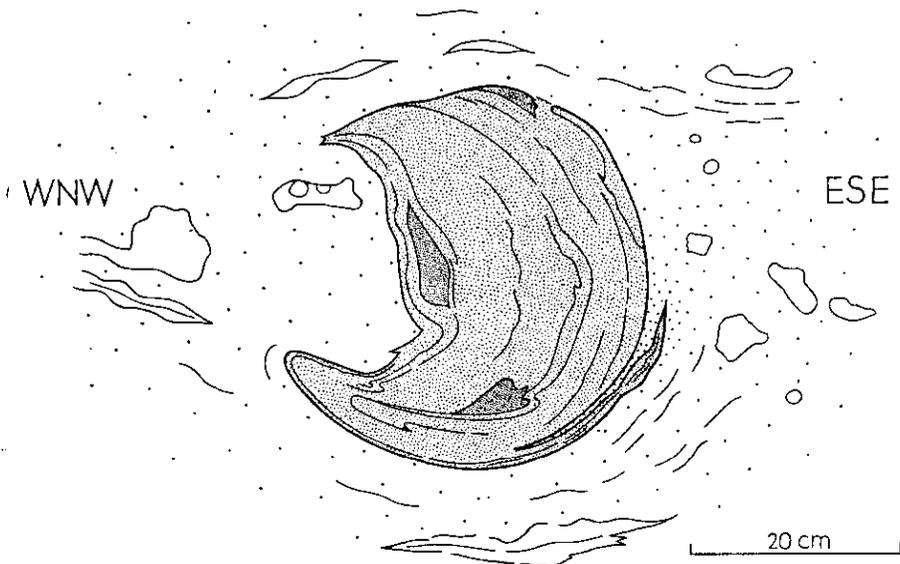


Abb. 14. Bunte Breccie mit Einlagerung eines walzenförmigen Gebildes aus feingeschichtetem, sandigem tertiärem Ton; Steinbruch Bschor, Ronheim. Zeichnung nach einer unveröff. Skizze von G. H. WAGNER; Detail aus G. H. WAGNER (1964, Abb. 32). Streichen der Verbiegungsachse  $N 5^\circ E$ , Einfallen  $25^\circ N$ . Die Achse steht damit quer, aber nicht genau senkrecht zur Hauptbewegungsrichtung der Bunten Trümmermassen, welche nach den Striemen auf der unterlagernden Schließfläche in Richtung  $N 125^\circ E$  ging.

S

N

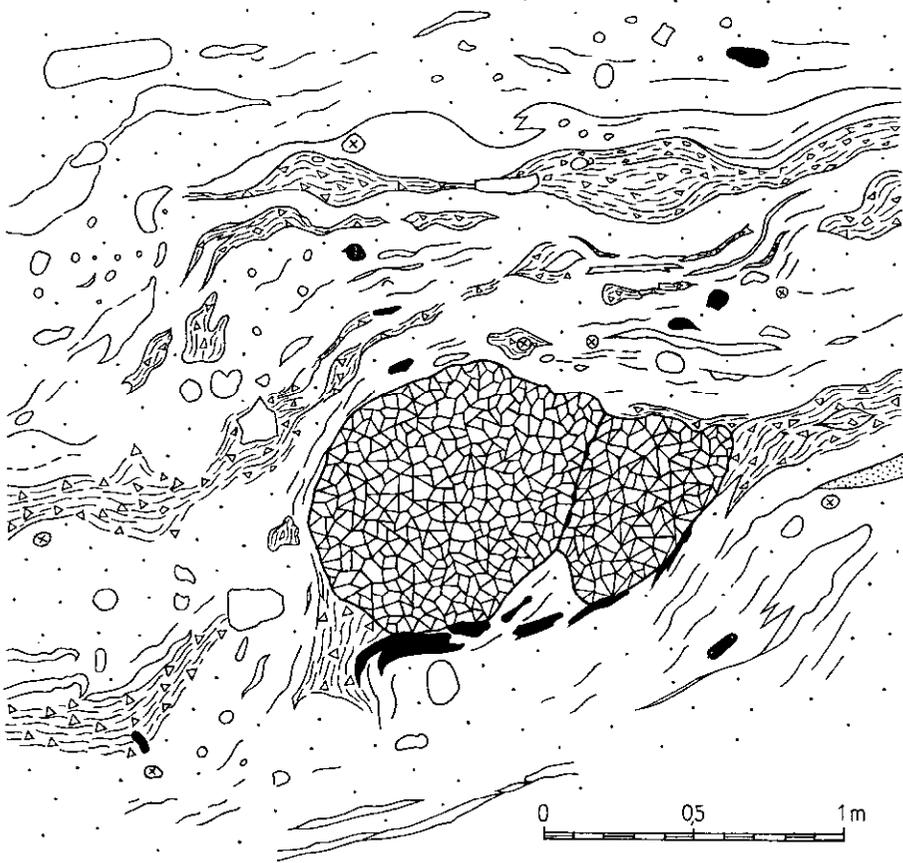


Abb. 15. Bunte Breccie mit Griesblock; Steinbruch Teich, Gundelsheim. Zeichnung nach einer unveröff. Skizze von G. H. WAGNER 1955. Die Bunte Breccie lagert hier über einer hervorragend ausgebildeten, horizontalen Schliff-Fläche auf ungestörten Malm-Delta-Kalken (Treuchtlinger Marmor). Sie zeigt ein schlieriges Gefüge, das etwa horizontal ausgerichtet ist, aber auch einen härteren Block von Weißjura-Gries umfließt. Bemerkenswert ist ferner, daß der in sich völlig zertrümmerte und zum Zeitpunkt der Verlagerung sicher nicht sekundär zementierte Griesblock eine gewisse Festigkeit durch Kompaktion besessen haben muß. Andere, mergelreichere Griesmassen hatten dagegen nicht genügend inneren Zusammenhalt und wurden daher in der Nähe der Überschiebungsbahn schlierig ausgewalzt (Schlieren mit Dreieckchen; schwarz = dunkle Lias/Dogger-Tone).

auch polyedrisch geformt; weiche Gesteine (Tone, Mergel, Sande) treten dagegen mehr in Ballen, Fetzen und Schlieren auf. Nicht selten sind verbogene oder walzenförmige Gebilde zu beobachten, die auf eine rotierende Bewegung der Partikel schließen lassen (Abb. 14), worauf CHAO (1977 b) besonders aufmerksam macht. G. H. WAGNER (1964 und unveröffentlichte Daten in seinen Feldbüchern) hat zahlreiche Verbiegungsachsen (B-Achsen) eingemessen. Sie liegen meist etwa senkrecht zur Transportrichtung, zeigen jedoch keine scharfe Regelung. Die rotierende Bewegung der Einzelkomponenten war also nicht streng der Hauptbewegung unterworfen, sondern auch durch ablenkende Impulse beeinflusst.

Eine strengere Regelung im Sinne eines schlierigen Parallelgefüges ist oft dort zu beobachten, wo die Bunte Breccie an kompetenten Gesteinen flächig anlagert, also vor allem über den sog. Schliff-Flächen (Gleitbahnen auf festem Untergrund, s. Abschn. 6.2.3.), aber auch dort, wo sie größere, kompetente Einschlüsse umgibt (Abb. 15). Die flächigen Texturen in der Bunten Breccie über Schliff-Flächen liegen etwa parallel zu diesen (G. H. WAGNER 1964) und sind zusammen mit den auf den Flächen ausgebildeten Striemen Zeugen einer Gleitbewegung im Sinne laminaren Fließens. Andererseits werden rotierende Bewegungen durch die flächigen Texturen, welche kompetente Körper in der Bunten Breccie umschließen, sowie durch die oben erwähnten Verbiegungen, Schleppungen und Walzen angezeigt. CHAO (1977 b), der eine Zusammenschau dieses Bewegungsvorgangs gegeben hat, bezeichnet diesen daher als Roll-Gleit-Bewegung (roll-glide mode of transport) oder in Erinnerung an GEROLD H. WAGNER als WAGNER-Transportmechanismus (WAGNER mode of transport).

Eine ähnliche Paralleltexur wie über Schliff-Flächen, aber von ganz anderer Entstehung, ist häufig in der Nähe der Geländeoberfläche, meist auf flach geneigten Hängen bis zu einer Tiefe von 1,7 m in der Bunten Breccie zu beobachten. Es handelt sich um die Umformung eines ursprünglich unregelmäßigen Gefüges durch periglaziales Bodenfließen. Bei der Ausdeutung flacher Aufschlüsse ist daher Vorsicht geboten.

Eine besondere Ausbildung ihrer Oberfläche zeigen gelegentlich Kalksteinfragmente, welche CHAO (1976) aus der Bunten Breccie beschrieben hat. Diese besitzen eine partiell glänzend polierte Oberfläche, in welche feine, charakteristisch ausgebildete Striemen eingelassen sind. Es handelt sich dabei nicht um die auf beinahe jedem Kalksteineinschluß zu beobachtenden unregelmäßigen Kritzer, die einfach Spuren heftiger Zusammenstöße harter Bruchstücke bei der turbulenten Bewegung sind, sondern um erst deutlich unter der Lupe erkennbare, kurze und parallele Striemen. Wie rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen zeigen, stellen diese grabenartige Vertiefungen auf den polierten Flächen dar. Gelegentlich ist das erzeugende Mineralkorn (meist Quarz) am Ende der Spur noch erhalten. Stellenweise haben sich Mineralkörner richtig in den Kalkstein eingebohrt, wobei dieser partiell plastisch reagiert zu haben scheint.

CHAO (1976) schließt aus diesen Beobachtungen auf hohe Drucke, unter welchen die Fragmente gegenüber der sie umgebenden sandhaltigen Matrix der Bunten Breccie beim Roll-Gleit-Vorgang bewegt worden sind. Dabei haben die Tone die Politur und die Sandkörner die Striemen erzeugt.

**Beimengung örtlichen Materials.** Auf den Schliff-Flächen in der Umgebung des Kraters (s. Abschnitt 6.2.3.) ist ein scharfer Kontakt zwischen blankem, normal anstehendem, autochthonem Gestein und überlagernder Bunter Breccie (oder Bunten Trümmern) zu beobachten. Bodenbildungen, Verwitterungsrückstände und aufgewitterte Gesteinsschichten, die auf der Landoberfläche vor der Kraterbildung vorhanden waren, müssen also in der Umgebung des Kraters durch die Auswurfmassen abgehobelt und in diese aufgenommen worden sein. Kalkverwitterungslehm bildet daher einen wichtigen, vor allem in der Matrix vertretenen Bestandteil der Bunten Breccie auf der Albhochfläche. Aber auch Zementmergel, die normalerweise in den Auswurfmassen nicht auftreten, da sie im Bereich des Kraters nicht vorhanden waren, konnten als lokale Beimengung beobachtet werden (HÜTTNER 1958, 1969, Abb. 6). GALL u. MÜLLER (1971) deuten

den in der Literatur mehrfach diskutierten „Riesgries bei Wellheim“ als eine von den Bunten Trümmernmassen im Vorland abgeschürfte und mitgerissene Malm-Zeta-Scholle.

Wenn die Bunte Breccie nicht auf festem autochthonem Gestein auflagert, sondern weiche Mergel oder lockere Sande den Untergrund bilden, wie es im Verbreitungsgebiet der Molasse der Fall ist, nimmt die Aufarbeitung des Untergrunds noch viel größere Ausmaße an. Durch diesen Prozeß erhielt die Bunte Breccie einen vom Ablagerungsgebiet bestimmten lokalen Charakter, auf den erstmals AMMON (1905) hingewiesen hat. Aber erst in neuerer Zeit ist durch systematisches Kartieren mit dem Bohrstock (HÜTTNER 1958, GALL 1969) und durch künstliche Aufschlüsse, wie Wasserleitungs- und Ölleitungsgräben (HÜTTNER 1958, 1969, TREIBS 1965) und Bohrungen (HÖRZ et al. 1977) das wirklich erstaunliche Ausmaß dieses Vorgangs erkannt und richtig gedeutet worden. Durch Schwermineralanalysen (SCHNEIDER 1969, 1971) wurde auch im Feinmaterial der Bunten Breccie die Beteiligung örtlichen Materials nachgewiesen.

Wie bei der Aufnahme eines Wasserleitungsgrabens, der vom Buchbrunnen südlich Dischingen nach Nordwesten führte (HÜTTNER 1958, 1969) und bei der Aufnahme von Forschungsbohrungen der NASA in der Bunten Breccie (HÖRZ et al. 1977) erkannt wurde, ist das örtliche Material auf zweierlei Weise der Bunten Breccie beigemischt:

a) Kleinere und größere Partikel und Fetzen der sandigen, tonigen oder mergeligen, lokal anstehenden Gesteine sind Komponenten der Bunten Breccie. Diese Einschlüsse können sogar solche Größe erreichen, daß sie auskartierbar sind, wie GALL (1969) auf Blatt Wittislingen zeigen konnte und durch eine Bohrung (HÖRZ et al. 1977, Bohrung 2) bestätigt wurde. Solche Einschlüsse aus Lokalmaterial zeigen eine auffallend geringe innere Verformung (HÖRZ et al. 1977).

b) Das Lokalmaterial bildet die Matrix der Bunten Breccie, in welche echtes Kratermaterial, aber auch Partikel von Lokalmaterial eingeschlossen sind. In der Matrix hat das Lokalmaterial die eigene Struktur verloren und erscheint gegenüber dem Ausgangsgestein durch Beimischung anderer Feinbestandteile mehr oder weniger verunreinigt. Solches Material kann seinerseits wieder aufgearbeitet sein und Einschlüsse bilden. Der Aufarbeitungsvorgang wirkte also nicht einheitlich und gleichmäßig, sondern mit wechselnden Impulsen, woraus auf eine Turbulenz des Vorgangs geschlossen werden kann.

Die Menge des aufgearbeiteten Materials wechselt örtlich sehr stark. Südlich Dischingen dürfte sie nach neuer Auswertung älterer Rohrgrabenaufnahmen bei etwa 50% liegen. Nach SCHNEIDER (1971) beträgt sie i. a. meist mehr als 50%. In den Forschungsbohrungen der NASA macht der Anteil des Lokalmaterials südlich der Klifflinie zwischen 50 und 80% am Gesamtvolumen der Bunten Breccie aus und dürfte bei den kraterfernsten Vorkommen mehr als 90% erreichen.

Besondere Aussagekraft besitzen von Bohrmuscheln angebohrte Gerölle, die in ungestörter Lagerung an der Klifflinie der Oberen Meeresmolasse vorkommen. Durch die Beimischung solcher Gerölle in die Bunte Breccie kann man eine Vorstellung gewinnen, wie weit das Lokalmaterial mit der Bunten Breccie transportiert worden ist. In dem erwähnten Rohrgraben südwestlich Dischingen wurden solche Strandgerölle in 532 und 565 m ü.NN beobachtet. Sie sind von der Klifflinie bei

Dischingen (490 m ü.NN) 1,5—3 km weit nach Süden transportiert und 40—70 m emporgehoben worden (HÜTTNER 1958, 1969). GALL (1974 b) hat im südlichen Riesvorland noch größere Transportweiten — bis 10 km — und Hebungsbeträge bis 100 m errechnet.

Bezeichnend ist ferner ein abrupter Wechsel in der Ausbildung der Bunten Breccie, der im Rohrgraben südwestlich Dischingen, in einigen der NASA-Bohrungen und gelegentlich auch in Aufschlüssen, wie z. B. am nördlichen Ortsende von Altisheim, beobachtet werden kann: Überwiegend aus Lokalmaterial zusammengesetzte Bunte Breccie grenzt scharf an normal ausgebildete, vorwiegend aus Kratermaterial bestehende. Diese Verhältnisse haben Bedeutung für den Ablagerungsvorgang, auf den in Abschnitt 6.2.3.2. eingegangen wird.

Das lokale Auftreten von bestimmten Komponenten in der Bunten Breccie kann auch dadurch bedingt sein, daß diese im Kratergebiet nicht gleichmäßig vorhanden waren, wie die Ablagerungen der Oberkreide und verschiedener Tertiärstufen (s. Abschn. 4). Dadurch konnten sie nicht aus allen Sektoren des Kraters gleichermaßen ausgeworfen werden. Da tertiäre Sedimente vor dem Einschlag im Bereich des Kraters vor allem im Süd- bis Ostsektor abgelagert worden sind (vgl. Abschn. 4), ist es in diesem Vorlandabschnitt nicht leicht, aus dem Krater ausgeworfenes und lokal aufgeschürftes entsprechendes Material zu unterscheiden.

Bezeichnend ist auch, daß am nördlichen Kraterand und in den Schollen des nördlichen Vorlandes oberer Malm fehlt und mittlerer nur untergeordnet beteiligt ist (vgl. AHRENS u. BENTZ 1928 a<sup>1</sup>), BARTHEL 1957, GERSTLAUER 1940 u. SCHMIDT-KALER 1970). Daraus ist zu schließen, daß der obere und weitgehend auch der mittlere Malm im nördlichen Sektor des Kraterbereichs bereits abgetragen war.

### 6.2.2. Allochthone Schollen

Regeln der Verbreitung. Da die größeren Schollen in den Bunten Trümmernmassen bei der Kartierung individuell ausgeschieden werden, war es möglich, gewisse Regeln der Verbreitung zu erkennen:

a) Gliederung nach der Größe. In der auf der Karte ausgeschiedenen „Kraterandzone“ bestehen die Bunten Trümmernmassen überwiegend aus einem Schollenmosaik. Dieses kann zwar bei der üblichen Kartierung nicht in allen Einzelheiten dargestellt werden, es verbleibt also ein unaufgelöster Rest Bunter Breccie, die Schollen herrschen aber mengenmäßig gegenüber Bunter Breccie vor. Außerhalb des Kraters gewinnt die Bunte Breccie mit zunehmender Entfernung immer größere Bedeutung. Die Komponenten mit einer Größe über 25 m Durchmesser nehmen also am Gesamtbestand der Bunten Trümmernmassen volumenmäßig mit zunehmender Entfernung vom Krater durchschnittlich einen immer geringeren Anteil ein. In demselben Sinne erfolgt eine Abnahme der mittleren Schollengröße.

Diese zuerst auf Blatt Neresheim (HÜTTNER 1958) an Malmkalkschollen erkannten Beziehungen wurden von GALL (1969) auf Blatt Wittislingen weiterverfolgt. GALL u. MÜLLER (in GALL, MÜLLER u. STÖFFLER 1975) konnten die Gültigkeit dieser Regel auch für das südliche und nördliche Riesvorland zeigen. Auch im Grabenprofil der Rhein-Donau-Ölleitung (TREIBS 1965) ist diese Tendenz zu erkennen.

<sup>1</sup>) „Malm ε“ ist nicht im heutigen Sinne stratigraphisch zu verstehen, sondern als Bezeichnung für massige Schwammkalke.

b) Gliederung nach dem stratigraphischen Horizont. Dem Material nach kommen als Schollen alle Gesteine vor, die in der Bunten Breccie auftreten, mit Ausnahme einiger Kreide- und Tertiärablagerungen, die offenbar primär zu geringe Verbreitung und Mächtigkeit besessen haben. Die Schollen verschiedener stratigraphischer Zugehörigkeit sind jedoch nicht gleichmäßig verteilt, sondern treten im Krater und außerhalb davon in bestimmten Zonen bevorzugt auf.

SCHRÖDER u. DEHM (1950) konnten erstmals auf Blatt Harburg eine Regel dieser Art erkennen, die besagt, daß die Schollen im Bereich der Kraterrandzone nach auswärts zunehmend aus jüngeren Gesteinen bestehen. GALL (1969) fand diese Regel auf den Blättern Wittislingen und Bissingen in einer spezielleren Form bestätigt. Das Verhältnis der Schollen aus Weißjura Delta und jünger zu den Schollen aus älteren Gesteinen verschiebt sich mit zunehmender Entfernung vom Krater zugunsten der jüngeren. GALL u. MÜLLER (in GALL, MÜLLER u. STÖFFLER 1975) fanden entsprechende Beziehungen auch in anderen Teilen des südlichen Riesvorlandes.

SCHNEIDER (1971) hat mit Hilfe der vorhandenen Kartierungen Verbreitungsgrenzen der Schollen nach ihrer stratigraphischen Zugehörigkeit gezeichnet, welche erkennen lassen, daß Keuper- und Liasschollen außerhalb der Kraterrandzone kaum vorkommen, Doggerschollen darüber hinausgreifen und Weißjuraschollen die größte Verbreitung besitzen. Grundgebirgsschollen sind in der Kraterrandzone und dort insbesondere im inneren Teil, dem sog. inneren oder kristallinen Wall (s. Abschn. 7) am häufigsten, greifen aber strahlenartig nach Südosten, Süden und Südwesten weit in das Vorland hinaus (GRAUP 1975; s. Abschn. 4.1.).

Bei Betrachtung der SCHNEIDERSCHEN Verbreitungsgrenzen, die mehrfach von anderen Autoren übernommen worden sind, muß man aber bedenken, daß die Abtrennung der Schollen von der Bunten Breccie von einer willkürlich gewählten Größe an erfolgt. Die Verbreitungsgrenzen sind demnach Grenzen innerhalb welcher bestimmte stratigraphische Einheiten als Fragmente von einer Mindestgröße nicht mehr vorkommen. Als kleinere Bruchstücke können grundsätzlich alle stratigraphischen Stufen einschließlich des kristallinen Grundgebirges in jeder Entfernung vom Krater auftreten. Damit besteht eine Beziehung zur Regel a), welche eine Abnahme der Schollengröße mit zunehmender Entfernung vom Krater feststellt. Die Schollengröße der verschiedenen Gesteine hängt aber wesentlich von deren Festigkeit ab. Feste und massige Gesteine, wie insbesondere die dickbankigen oder massigen Kalke des Weißjura Delta und Epsilon sowie kristallines Grundgebirge konnten eher größere Entfernungen unzerstört zurücklegen als Fragmente von tonigen, mergeligen oder sandigen Schichten.

Dazu kommt ein Kartierproblem, nämlich die Möglichkeit und Neigung, im Gelände leicht erkennbare Gesteine, wie etwa den Braunjura-Beta-Sandstein, Weißjurakalke oder kristallines Grundgebirge eher als individuelle Schollen darzustellen, während tonige und mergelige Gesteine, die lehmig verwittern und keine Lesesteine auf den Äckern bilden, leichter in ihren Dimensionen unerkant bleiben und zur Bunten Breccie geschlagen werden.

Aus diesen Gründen ist die Auswertung der SCHNEIDERSCHEN Verbreitungsgrenzen problematisch. Die Folgerung, daß älteres, aus größerer Tiefe des Kraters stammendes Gesteinsmaterial i. a. weniger weit transportiert wurde als jüngeres, oberflächennäheres, kann für die Kraterrandzone als gesichert gelten. Für die Bunten Trümmernmassen in der Umgebung des Kraters kann aufgrund der Verbreitung der kartierten Schollen eine ähnliche Regel nicht ohne weiteres abgeleitet werden. Im Grabenprofil der Rhein-Donau-Ölleitung (TREIBS 1965) konnte außerhalb des

Kraters keine Beziehung zwischen stratigraphischer Zugehörigkeit und Transportweite der Schollen erkannt werden. Dagegen scheint sich bei den Untersuchungen SCHNEIDERS (1971) in der Korngrößenfraktion 63—2000  $\mu\text{m}$  der Bunten Breccie eine entsprechende Tendenz zu zeigen. Einwandfreie Aussagen können nur durch statistische Untersuchungen gewonnen werden, die den volumenmäßigen Anteil der einzelnen stratigraphischen Horizonte im gesamten Fragmentgrößenspektrum erfassen.

**Deformation der Schollen — Gries.** Die allochthonen Schollen sind meist intern stark deformiert, von zahlreichen Störungen durchsetzt, und oft ist der stratigraphische Verband nicht mehr ganz intakt. Ausfall von Schichten oder Schichtrepetitionen sind häufige Erscheinungen.

Die Art der Deformation hängt wesentlich von der Gesteinsbeschaffenheit ab. Harte und spröde Gesteine (Malmkalke, kristallines Grundgebirge) zeigen verschiedene Formen intensiver Zerklüftung und teilweise Verruschelung (Gries). Schichtkalke haben i. d. R. anders reagiert als Massenkalke. Bei tonig-mergeligen Sedimenten sind Verbiegungen augenfällig.

**Deformation der Massenkalke:** Allochthone Massenkalkschollen zeigen in Aufschlüssen i. a. das folgende Bild: Intensiv zerklüftete Partien sind umgeben oder wechseln ab mit Zonen, in welchen das Gestein völlig verruschelt ist (vgl. HÜTTNER 1969, Beil. 6). Das Mengenverhältnis der intensiv zerklüfteten Partien zu den verruschelten kann stark schwanken; verruschelte Partien können auch ganz fehlen, doch sollte man dann nicht mehr von einem Gries sprechen.

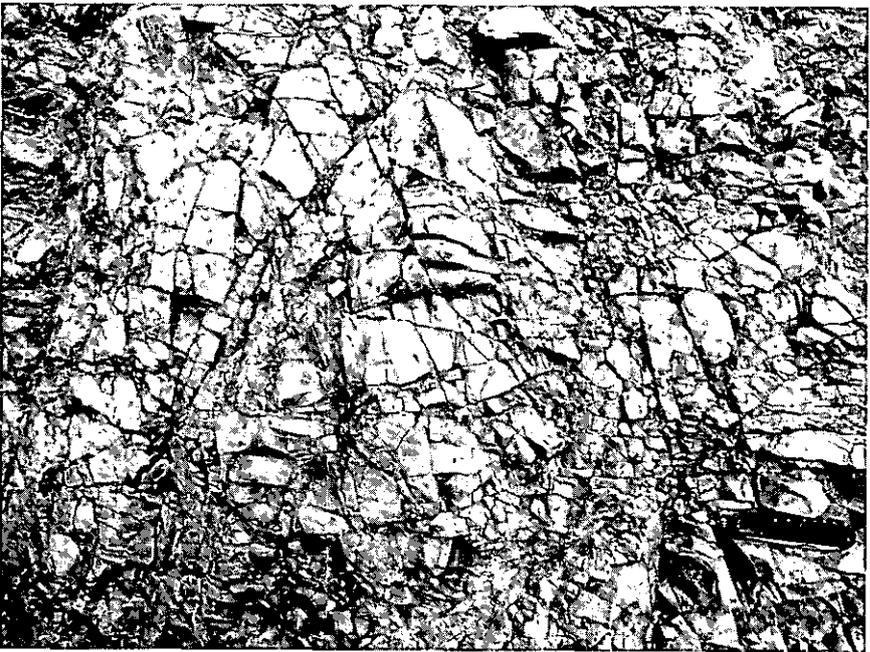


Abb. 16. „Dichte Zerklüftung“ in allochthonem, vergriestem Massenkalk. Steinbruch auf der Anhöhe zwischen Iggenhausen und Katzenstein. Taschenmesser als Maßstab: 9 cm lang.

Die Zerklüftung kann regellos erscheinen oder auch in verschiedener Weise geordnet sein, (z. B. diagonale, plattige oder prismatische Zerklüftung). Wenn eine gewisse Regelung vorhanden ist, dann erstreckt sie sich aber nur über kleine Bereiche (m). Diese Art der Zerklüftung unterscheidet sich von der normalen, tektonischen Klüftung durch das rasch wechselnde Erscheinungsbild, also im großen gesehen durch die Regellosigkeit und durch die Engständigkeit. Während im autochthonen Massenkalk die Kluftabstände in der Größenordnung von mehreren dm liegen, betragen sie in allochthonen Massenkalkschollen im Durchschnitt wenige cm. HÖLDER (1942) wählte daher dafür den Ausdruck „dichte Zerklüftung“ (Abb. 16). Diese hat die vorgegebene tektonische Klüftung, die man gelegentlich noch erkennen kann, rücksichtslos überprägt.

In den verruschelten Zonen liegen gröbere und feinere, eckige Bruchstücke in einer feinkörnigen, sandig-pulverigen Grundmasse aus zermahlenem Gestein wie in einem Mörtel (Abb. 17). HÖLDER (1942) bezeichnete dieses Gefüge in Anlehnung an ALBERT HEIM daher als „Mörteltextur“. Die Korngröße geht von größeren oder kleineren Bruchstücken, wie sie durch die dichte Zerklüftung erzeugt wurden, bis zu feinstem Staub, der als Reibungsdetritus aufzufassen ist. Die Fragmente liegen i. a. isoliert in der mörtelartigen Grundmasse. Aber selbst in stark zermahlenen Grieszonen sind immer noch Bruchstücke oder kleine Komplexe von Bruchstücken zu finden, die mit korrespondierenden Grenzen aneinanderstoßen, also noch den ursprünglichen Zusammenhang bewahrt haben (Abb. 17 u. 18).

Die Mörteltextur ist durch Drehung und weitere Zermahlung der durch die dichte Zerklüftung erzeugten Fragmente entstanden. Da sie nicht nur auf flächig ausgedehnten Bewegungszonen (wie bei tektonischen Ruscheln) ausgebildet ist, sondern häufig in unregelmäßiger Verteilung auftritt, kann man daraus eine innere Durchbewegung der Schollen im Sinne einer Durchknetung erkennen. Aus gegebenen Vorzeichnungen, wie tektonischen Klüften, Kieselknollen oder Fossil einschlüssen, ist zu ersehen, daß die Bewegungen von Korn zu Korn i. a. nur gering waren (mm oder cm). Wie die intensive Zermahlung zeigt, sind sie aber unter hohem Druck erfolgt. Dieser Druck ist auch dafür verantwortlich, daß der Gries keine lose Schuttmasse darstellt. Für seine Gewinnung, die in zahlreichen kleinen Steinbrüchen (örtlich „Kiesgruben“ genannt, Abbau meist als Wegebela g) erfolgt, ist ein Pickel oder ein Bagger erforderlich. Dabei erzeugte senkrechte Wände sind standfest.

Einen weiteren Hinweis auf die Kompaktion der Griese geben kleinere, in die Bunte Breccie eingelagerte Griesblöcke (Abb. 15), die sogar grobe Schliffspuren auf der Oberfläche besitzen können (Stbr. Märker, Harburg; CHAO 1977 b). Ohne eine erhebliche Kompaktion hätten solche Blöcke die Beanspruchung beim Transport nicht überdauert.

Lokal und meist sehr unregelmäßig können die Griese aber auch sekundär durch Calcit ausscheidungen verfestigt sein. Diese sind i. a. in sehr feinkristalliner Form erfolgt, da für gröberkristalline Abscheidungen infolge der dichten Packung kein Platz war (Abb. 17 u. 18). Durch Umkristallisation kann auch das Griesgefüge ganz verwischt sein, so daß man nur an zerbrochenen Einschlüssen, wie z. B. Kieselknollen, die Brecciennatur erkennen kann (Abb. 19).

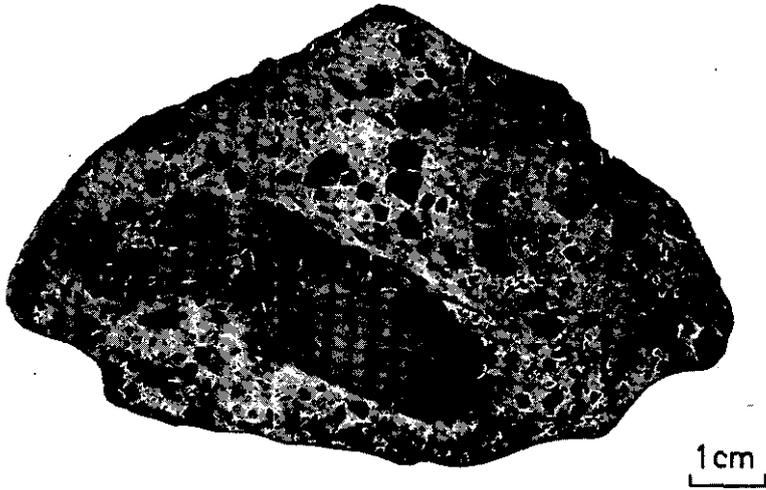


Abb. 17. Massenkalk-Gries mit „Mörteltextur“, Anschliff. Pfaffenberg (P. 608,7) zwischen Schweindorf und Hohlenstein.

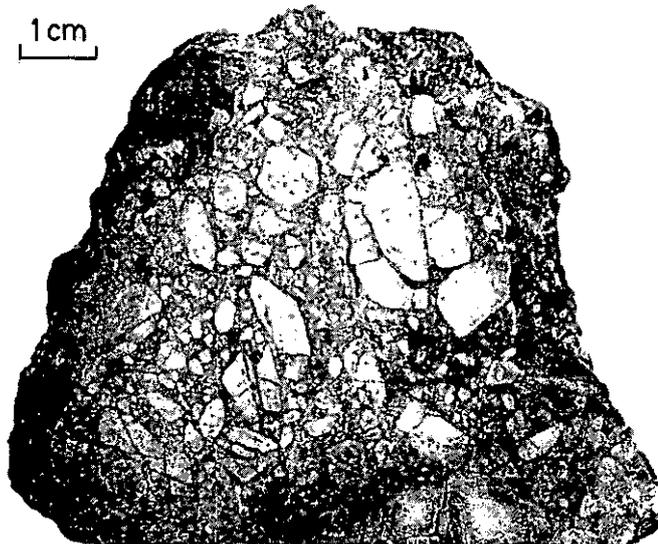


Abb. 18. Dolomit-Gries („Mörteltextur“), angeschliffen und mit Hämatoxilin +  $\text{AlCl}_3$  angefärbt: Dolomit hell, Calcit dunkler. Grundmasse zwischen den Einschlüssen durch sekundäre Calcitausscheidung dunkler. Hauser Hau südwestlich Dischingen.

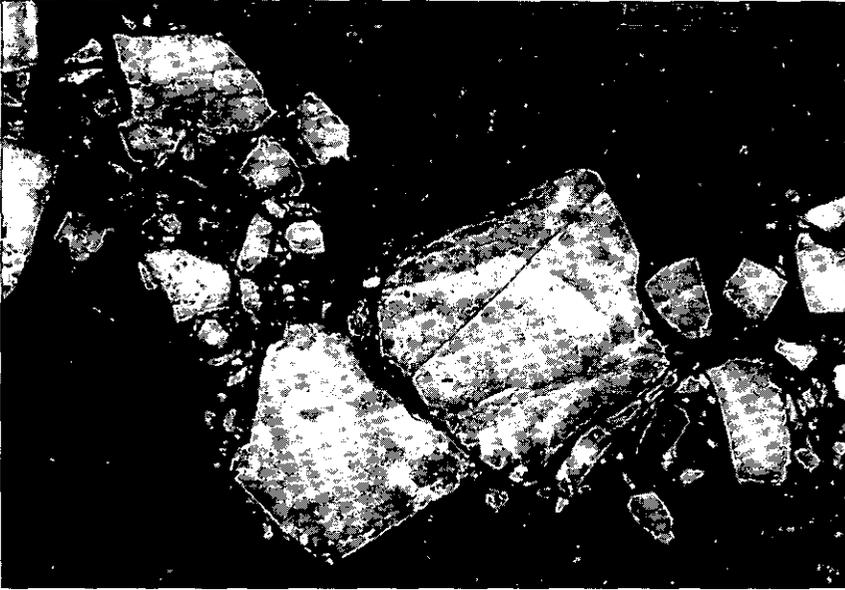


Abb. 19. Zertrümmerte Kieselknolle in zuckerkörnigem Massenkalk-Gries, angefärbter Anschliff. Im Kalk (dunkel) ist die Breccienstruktur durch Umkristallisation weitgehend verwischt. Hohenberg bei Bopfingen (vgl. HÖLDER 1942, Abb. 9).

Eine Abhängigkeit der Stärke der Vergriesung von der Entfernung zum Krater kann nicht festgestellt werden. Es besteht jedoch eine Beziehung zur Schollengröße: Massenkalkblöcke (bis wenige m Durchmesser) zeigen meist keine Spuren innerer Beanspruchung; kleine Schollen (bis etwa 10 m Durchmesser) sind i. a. nur grob zerklüftet; darüber stellt sich die dichte Zerklüftung ein; typische Mörteltextur tritt i. a. erst über 25 m Scholldurchmesser auf. Diese Größenordnungen können stark differieren, doch ist eine Abhängigkeit der Intensität der Zerklüftung und Vergriesung von der Größe und das bedeutet von der Masse der Blöcke und Schollen unverkennbar (HÜTTNER 1958, 1969).

Die oben erwähnten kleineren Griesblöcke in der Bunten Breccie stehen in scheinbarem Widerspruch zu dieser Aussage. Ihr Vorkommen ist aber zweifellos dadurch bedingt, daß sie während des Transports als Teile von größeren Schollen losgelöst worden sind. Nicht selten findet man in den Gries-Aufschlüssen in die Griesmassen eingelagerte Bänder oder unregelmäßige Körper von Bunter Breccie. Diese innige Verzahnung mit der umgebenden Bunten Breccie zeigt eine beginnende Auflösung der Schollen in kleinere Komplexe an.

Weitere Einzelheiten über die Eigenschaften der Griesse und deren Unterscheidung von anderen, ähnlichen Breccien („Pseudogriesse“) siehe HÜTTNER (1969).

**Deformation des kristallinen Grundgebirges:** Die Deformation von Grundgebirgsschollen ist im makroskopischen Bereich in ähnlicher Weise erfolgt wie bei den Massenkalkschollen. Wie die Forschungsbohrung Nördlingen 1973 gezeigt hat, hat jedoch das Grundgebirge im Untergrund des Kraters bereits eine intensive tektonische Beanspruchung in der variscischen Ära erlitten (GRAUP 1977, HÜTTNER 1977). Es ist in den ausgeworfenen Schollen schwierig, die

Spuren alter tektonischer Beanspruchung (Klüfte, Ruscheln) von den durch den Impakt verursachten deutlich zu unterscheiden. Die tektonisch zerrütteten Zonen wurden durch die Beanspruchung beim Impakt überprägt.

**Deformation der Bankkalk:** Die Deformation von Bankkalken zeigt gegenüber dem Massenkalk einige Unterschiede. Die Zerklüftung ist nicht immer so intensiv und dem Gestein nicht in so unabhängiger Weise aufgeprägt wie bei den Massenkalken. Die Klüfte stehen überwiegend steil zur Schichtung. Kleine Verschiebungen (cm-Beträge, meist Abschiebungen, gelegentlich auch Aufschiebungen) sind auf den Klüften nicht selten. Vorzugsweise dienen aber die Schichtflächen als Bewegungsbahnen. Wegen dieser vorgegebenen Diskontinuitätsflächen sind die Bankkalke i. a. weniger intensiv zertrümmert als die Massenkalken.

Für die Beschreibung der Deformation der Schichtkalke ist die von G. H. WAGNER (1964) vorgeschlagene Gliederung in die drei Stufen „zerklüftet“, „zerrüttet“ und „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 beim Impakt erlittene Verlagerung mit dem gesamten Gesteinskomplex verdreht und verkippt.

**Gefügetyp II „zerrüttet“:** Kennzeichen 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).

Als Plattenklüftung bezeichnete G. H. WAGNER (1964) eine „engständige (1–5 cm), schieferungsartige Kluftchar“, die in nicht zu dicken Kalkbänken (< 20 cm) allochthoner Schollen auftritt. Die i. a. recht steil auf der Schichtung stehenden Klüfte durchsetzen jeweils nur eine Bank, insgesamt werden aber ganze Schichtkomplexe davon erfaßt. G. H. WAGNER deutete die Plattenklüftung als Reaktion auf „Ausgleichsbewegungen bei einer übergeordneten Scherung entlang der Schichtfläche“.

**Gefügetyp III „vergriest“:** Diesem Typ entspricht die oben beschriebene, in massigen Gesteinen verbreitete Ausbildung der „Mörteltextur“. In geschichteten Gesteinen tritt sie zurück und ist meist auf einzelne Bewegungszonen beschränkt. Sie zeigt oft weniger dichte Packung als bei den Massenkalken, sie kann aber auch so intensiv sein, daß die Schichtung völlig verlorengegangen ist und das Gestein einen massigen Charakter angenommen hat.

**Deformation der Ton- und Mergelsteine:** Ton- und Mergelsteinschollen zeigen i. d. R. plastische Verbiegungen. Diese sind jedoch in einer zweiten Phase der Deformation erfolgt, der eine intensive Zerbrechung und Zerschering vorausgegangen ist. Der Beweis ist am Gestein nur schwer zu erbringen, denn durch die weitere Verformung und Einflüsse der Verwitterung wurden die Rupturen i. a. wieder geschlossen. Immerhin kann man gelegentlich in tieferen

Aufschlüssen relativ frisches, unverwittertes Ton- oder Mergelgestein sehen, das ein kataklastisches, griesartiges Gefüge besitzt. Weitere Indizien liefern in die Tone oder Mergel eingelagerte und in charakteristischer Weise deformierte Fossilien (vor allem Belemniten) und Geoden.

Die Rostren der sog. Riesbelemniten (Abb. 20) sind von zahlreichen quer und z. T. auch schräg zur Längsachse verlaufenden Brüchen in mm- bis cm-Abständen durchsetzt, an welchen die Bruchstücke teilweise bis um mehrere mm gegeneinander verschoben sind. Die Verschiebungen sind häufig gleichsinnig gerichtet, z. T. aber auch ungleichsinnig. Besondere Bedeutung kommt den schräg zur Längsachse verlaufenden Brüchen zu, denn diese sind nicht den durch den radialstrahligen Aufbau der Rostren vorgegebenen Schwächstellen gefolgt, sondern haben das Gefüge rücksichtslos durchschlagen. Und weiter ist wichtig, daß die Verschiebungen nicht immer gleichsinnig erfolgt sind. Zerbrechungen und Verschiebungen dieser Art lassen sich mit einer plastischen Deformation der Ton- und Mergelsteine nicht erklären. Bei plastischer Deformation des umgebenden Gesteins würden die Rostren an den vorgegebenen Schwächstellen senkrecht zur Achse zerbrecen und auseinanderdriften (vgl. die tektonisch gestreckten Belemniten aus plastisch deformierten Schichten der Alpen). Das einbettende Gestein muß vielmehr in der Lage gewesen sein, gerichteten Druck auf die Einschlüsse zu übertragen und muß selbst in ähnlicher Weise wie diese durch Bruch deformiert worden sein (HÜTTNER 1958, 1969).

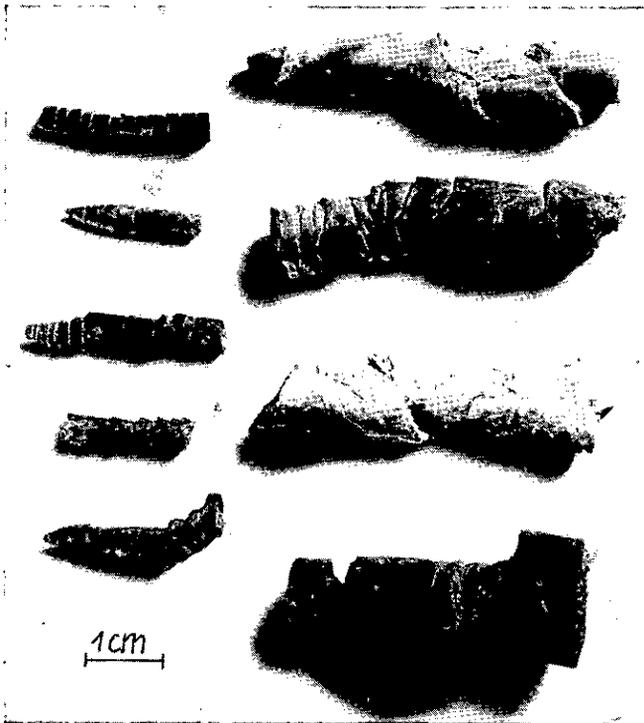


Abb. 20. „Riesbelemniten“ aus Tonen und Mergeln verschiedener Stufen des Jura in Bunten Trümmern. Verschiedene Lokalitäten des Riesgebiets. (Aus HÜTTNER 1969)

CHAO (1977 b) hat ähnlich wie die Riesbelemniten deformierte kalkige Geoden aus Lias- und Dogger-tonen beschrieben. Da sich die Verschiebungen auf der Ober- und Unterseite dieser Knollen nicht immer genau entsprechen, schließt er auf eine teilweise plastische Verformung dieser Knollen. Ich kann jedoch eine echte plastische Verformung nicht erkennen. In angeschliffenen Querschnitten durch diese Knollen und in entsprechend gelegten Dünnschliffen sieht man zahlreiche feine Brüche, an welchen sich Verschiebungen vollzogen haben, wobei zum Ausgleich kleiner Verschiebungsdifferenzen etwas Gesteinszerreißel gebildet wurde. Es handelt sich also um eine kataklastische Deformation, die Ähnlichkeit mit der Vergriesung besitzt.

### 6.2.3. Verbreitung und Lagerung der Bunten Trümmernmassen

Die Verbreitung der Bunten Trümmernmassen ist aus Abb. 21 in ihrer Gesamtheit zu ersehen. Auf der Geologischen Karte des Rieses 1 : 50 000 war das vollständige Verbreitungsgebiet der Bunten Trümmernmassen aus drucktechnischen Gründen nicht darstellbar. Die Bunten Trümmernmassen sind auf dieser Karte in zwei Zonen dargestellt, die durch verschiedenen Überdruck über den Schollen gekennzeichnet sind: a) **Kraterrandzone** nach GALL, MÜLLER u. POHL (1977) und b) außerhalb des Kraters im sog. Vorries.

#### 6.2.3.1. Kraterrandzone

Diese entspricht etwa der **Schollen- und Schuppenzone** von BENTZ (1928 a, b). Sie erstreckt sich vom inneren Ring (Radius etwa 6 km, s. Abschn. 7) ausgehend nach außen bis zum strukturellen („tektonischen“) Kraterrand (s. unten). Im Bereich des inneren Rings tauchen überwiegend Kristallinschollen, dazwischen auch einige Triaskomplexe aus der von jungobermiozänen Sedimenten des Riesees mit pleistozäner Kies-, Sand- und Lößüberlagerung gebildeten Riesebene auf. Daran schließt sich eine unruhige Hügelzone an, in der gegen den Kraterrand zunehmend stratigraphisch jüngere Gesteinsschollen (Lias, Dogger, Malm) vorherrschen. Diese etwa 7 km breite, ringförmige Zone ist mehr als zur Hälfte von den Riesee- und pleistozänen Ablagerungen bedeckt, d. h. nur die höheren oder die durch Abtragung von den Seesedimenten befreiten Teile treten an der Oberfläche zutage.

In dem Schollenmosaik der Kraterrandzone sind die Gesteine in sehr unterschiedlichem Maße beansprucht: nur wenig mehr als normal zerklüftet, dicht zerklüftet oder vergriest; schwach geneigt, verkippt oder gar überkippt; zerrüttet, verbogen, zerschert und verschuppt.

Nur wenig beansprucht (mäßig zerklüftet bis zerrüttet) und nur schwach geneigt sind z. B. die aus Malm-Delta-Bankkalken und Massenkalken bestehenden Schollen des Lehmbergs (westlich Gosheim) oder des Riegelbergs (südöstlich Utzmemmingen); verkippt und verbogen ist die in Großsorheim aufgeschlossene Malm-Beta-Scholle (G. H. WAGNER 1964, Abb. 26); überkippt und verbogen ist die am östlichen Riesrand bei Gosheim liegende Malm-Beta/Gamma-Scholle (G. H. WAGNER 1964, Abb. 25); überkippt und in sich sehr stark zerschert ist die vom Lias Delta bis zum Dogger Alpha reichende Schichtfolge, die in der Bohrung Wörnitzostheim von 106,9 bis 180,5 m Teufe angetroffen wurde (GALL et al. 1976). Schuppenbau wurde z. B. südlich Großsorheim (SCHRÖDER u. DEHM 1950) oder in der westlichen Kraterrandzone festgestellt, wo MÜNZING (1954) beim Bau von Wasserleitungen die Möglichkeit hatte, auf längeren Profilen Einblick in die



Lagerungsverhältnisse der Kraterrandzone zu gewinnen. Das Streichen der Schollen ist dort etwa Nord-Süd, also parallel zum Kraterrand gerichtet, das Einfallen bald nach Westen, bald nach Osten. BARTHEL (1957) betonte die vorwiegend zum Riesrand konzentrische Anordnung der Schollen, eine Erscheinung, die auch auf den Blättern Ottingen (GERSTLAUER 1940) und Heidenheim (ZÖLLNER 1946) zu erkennen ist, also besonders deutlich im Bereich des Kraterrandabschnitts, der gegen das Albvorland gerichtet ist. Aber auch im Bereich des in den Weißjura-Stufenrand eingefrästen Kraterrands sind kraterrandparallele Schollen zu erkennen. Es ist bemerkenswert, daß die Schollen in der Nähe des Kraterrandes überwiegend aus den Gesteinen bestehen, die im jeweiligen Vorland anstehen, also am nordwestlichen und nördlichen Kraterrand überwiegend aus Dogger-, Lias- und Keupergesteinen, am südwestlichen, südlichen und östlichen Kraterrand hauptsächlich aus Weißjuragesteinen. Es zeigt sich darin eine Beziehung zu dem von der Kraterbildung nicht mehr erfaßten unmittelbaren Kratervorland, die darauf hindeutet, daß die Schollen in der Nähe des Kraterrandes teilweise nicht sehr weit transportiert worden sind (BARTHEL 1957, GALL, MÜLLER u. POHL 1977). Diese Annahme wird auch dadurch gestützt, daß solche Schollen in der Regel wenig beansprucht sind, meist etwas verkippt und zerrüttet, aber nicht so stark gestört und deformiert sind wie echte allochthone Schollen. Meist erscheinen sie gegenüber der Lage des entsprechenden Horizonts im Autochthon außerhalb des Kraterrandes nur um einige Dekameter gehoben oder abgesenkt. Solche Schollen, die eine Mittelstellung zwischen echten allochthonen Schollen und dem Autochthon außerhalb des strukturellen Kraterrandes einnehmen, bezeichnet man als *parautochthon*. In der Kraterrandzone sind also echte allochthone, d. h. völlig aus ihrem ursprünglichen Zusammenhang gerissene, weit bewegte, sowie parautochthone, d. h. nur wenig, quasitektonisch bewegte, noch in gewissem Zusammenhang mit dem Ursprungsgebiet stehende Schollen zusammengefaßt.

Mit der Definition des Kraterrandes haben sich neuerdings CHAO (1977 b) und GALL, MÜLLER u. POHL (1977) beschäftigt. Das Problem liegt darin, daß das nördliche und nordwestliche Riesgebiet eine viel stärkere Abtragung erlitten hat als das südliche und östliche. GALL, MÜLLER u. POHL (1977) bemerken daher zu Recht, daß der heutigen Beckenform des Rieses nur untergeordnete Bedeutung zukommt. Denn im Norden wird der Beckenrand durch plateauförmige, am Rand des Riesesees entstandene Süßwasserkalkablagerungen gebildet, während im Nordwesten der Beckenrand infolge noch stärkerer Abtragung nur undeutlich und ungleichmäßig durch die Schollen der Kraterrandzone, z. T. mit Resten von Süßwasserkalk, gekennzeichnet ist (vgl. Abb. 21; heutige Morphologie durch Schraffen dargestellt).

Wesentlich größere Bedeutung besitzt die Grenze der Verbreitung der Riessee-Ablagerungen (Abb. 21), denn diese gibt eine Vorstellung von der ursprünglichen Kraterform, etwa 1 bis 2 Millionen Jahre (Dauer des Kratersees; FÜCHTBAUER et al. 1977) nach dem Einschlag.

Die Riessee-Ablagerungen erreichen am nördlichen Kraterrand flächenhaft eine Höhe von etwa 500 m ü. NN, während das nördlich unmittelbar angrenzende Vorland um einige Dekameter tiefer liegt. Das Vorland, das zur Zeit des Riessees höher gewesen sein muß als die Seeablagerungen, wurde später stark abgetragen, während die Süßwasserkalke als widerstandsfähige Platten herauspräpariert wurden. Im Nordwesten, wo die Abtragung am stärksten ist, sind ihr aber auch die Süßwasserkalke größtenteils zum Opfer gefallen. Während man im Norden noch

aus der geschlossenen Verbreitung auf den Verlauf des Kraterrandes zur Zeit des obermiozänen Riesseses mit einiger Sicherheit schließen kann, ist man im Nordwesten auf eine Extrapolation angewiesen. Günstiger sind die Verhältnisse wieder im Westen, Süden und Osten des Kraters, weil dort die Seeablagerungen, die nach Süden flächenhaft bis 515 m ü. NN und unmittelbar am Beckenrand bis auf 550 m ansteigen, gegen höheres Vorland grenzen. Im Südwesten, Süden und Osten fällt demnach der obermiozäne morphologische Kraterrand mit dem heutigen Beckenrand etwa zusammen, während von Westen über Norden bis Nordosten der heutige, schwach ausgeprägte Beckenrand um 3—4 km weiter innen liegt.

Ein mit der Kraterstruktur in unmittelbarer Beziehung stehender morphologischer Kraterrand läßt sich nach den heutigen Formen also nur noch im Südwesten, Süden und Osten des Kraters bestimmen (Abb. 21). Darunter wird die Linie verstanden, an welcher der Abfall vom Vorland in den Krater hinein einsetzt (CHAO 1977 b). An den morphologischen Kraterrand schließt sich nach innen der Kraterhang an.

In dem Bereich, in welchem ein morphologischer Kraterrand nicht mehr bestimmt werden kann, legte CHAO als Ersatz einen „geologischen“ Kraterrand fest, der im wesentlichen dadurch bestimmt ist, daß er außerhalb der nur noch schwach verlagerten parautochthonen Schollen verläuft. GALL, MÜLLER u. POHL (1977) verzichteten auf die Festlegung eines morphologischen Kraterrandes und definierten einen „tektonischen“ Kraterrand als „die Grenze zwischen dem Gebiet, in dem noch vertikale Verschiebungen (parautochthone Schollen) stattgefunden haben, und dem anschließenden ungestörten Außenbereich“, also in etwa demselben Sinne wie CHAO seinen „geologischen“ Kraterrand bestimmt hat. Ich möchte dafür den Ausdruck „struktureller Kraterrand“ vorschlagen, denn die Verschiebungen, die dort stattgefunden haben, sind ja nicht echt tektonisch, und „geologisch“ ist zu allgemein. Der strukturelle Kraterrand ist dort gut zu fassen, wo die Grenze zwischen dem bei der Kraterbildung noch bewegten und dem unbewegten Gestein des Vorlandes unverdeckt ist, also vor allem im tiefer abgetragenen nördlichen und nordwestlichen Abschnitt des Kraterrandes. Er bleibt jedoch dort sehr unsicher, wo sich allochthone Bunte Trümmernmassen als geschlossene Decke vom Kraterhang über den Kraterrand hinaus ins Vorland erstrecken, wie z. B. nördlich Wemding oder zwischen Huisheim und Harburg.

Der „tektonische“ Kraterrand von GALL, MÜLLER u. POHL (1977) und der „geologische“ Kraterrand von CHAO (1977) decken sich in ihrem Verlauf weitgehend. Einige auffallende Unterschiede sind durch die oben erwähnten Schwierigkeiten und verschiedene Interpretation der geologischen Karten, vor allem in der Schollenzone nördlich und nordöstlich Oettingen bedingt. GALL, MÜLLER u. POHL sehen den strukturellen (tektonischen) Kraterrand aber weitgehend durch Absenkbewegungen bestimmt, während Aufschiebungen als untergeordnet betrachtet werden. CHAO sieht das Verhältnis dagegen umgekehrt. Die Beurteilung dieser für den Prozeß der Kraterbildung wichtigen Frage hängt davon ab, inwieweit man allochthone und parautochthone Schollen unterscheiden kann und in ihrer Lagerung einschätzt. Die Höhenlage zum ungestörten Autochthon, Verkippung, Verdrehung und innere Deformation können als Kriterien dienen. In Anbetracht der schlechten Aufschlußverhältnisse ist es jedoch oft schwierig und an vielen Stellen allein auf Grund der an der Oberfläche erfaßbaren geologischen Verhältnisse kaum möglich, sichere Aussagen über die Lagerung der Schollen im Untergrund zu machen. Daher sind nachstehend nur an einigen verhältnismäßig gut belegten Profilen die Lagerungsverhältnisse beispielhaft dargestellt.



erhaltenen guten Reflexionen aus. Daraus ergibt sich eine sehr flache Scherfläche, die zwischen  $3^\circ$  (oben) und  $10^\circ$  (unten) kraterwärts einfällt. Wenn die aus physikalischen Gründen in einem äußeren Bereich des Kraters angenommenen Absenkbewegungen (s. Abschn. 7) stattgefunden haben, dann sind sie wohl östlich des dargestellten Profils erfolgt; den strukturellen Kraterrand haben sie hier sicher nicht erreicht.

Ähnlich flache Scherflächen ergaben sich auch bei der Konstruktion eines Profils am nordwestlichen Kraterrand bei Schopflohe (HÜTTNER 1974, Abb. 8). Die am Kraterrand anstehenden Keupergesteine sind hier anscheinend stark verschuppt. Über dieser parautochthonen Schuppenzone lagern Reste von allochthonen Bunten Trümmern. Nach unveröffentlichten Aufnahmen von G. H. WAGNER war beim Bau einer Wasserleitung (1955), die von Süden zum Hochbehälter auf der Höhe nordwestlich Schopflohe führte, über einem mehrfachen Wechsel von Stubensandstein und Knollenmergel eine mit  $30\text{--}55^\circ$  nach Norden einfallende Schichtenfolge aufgeschlossen, die vom Lias Alpha bis zum Braunjura Beta reichte. Darüber folgte beim Hochbehälter wiederum Stubensandstein und dahinter sind in mehreren verfallenen Steinbrüchen zerrüttete und teilweise vergrieste mergelige Schwammkalke (nach BARTHEL 1957 Malm Beta/Gamma) mit stark wechselndem Streichen und Fallen (bis  $90^\circ$ ) aufgeschlossen. In einem weiteren, 350 m nordöstlich gelegenen, aufgelassenen Steinbruch (am Urlaub, jetzt Müllablage) stehen stark zerrüttete und verbogene, z. T. vergrieste Malm-Beta-Kalke in Kontakt mit Bunter Breccie. Es ist ganz sicher nicht möglich, diese Lagerungsverhältnisse durch bloßes Abgleiten von Schollen am Kraterrand (GALL, MÜLLER u. POHL 1977) zu erklären; es handelt sich vielmehr um echte allochthone Trümmernmassen.

Das Profil Abb. 23 liegt zwischen Eger- und Röhrbachtal und quert den in seiner Stellung (autochthon oder allochthon) in der älteren Literatur umstrittenen Kapf (südlich Trochtelfingen). In einem jetzt verfallenen Steinbruch waren früher dort  $5^\circ$  E einfallende Malm-Beta-Kalke aufgeschlossen. Von MÜNZING (1954, 1964) wurde der Kapf als eine am Kraterrand aufgeschuppte Scholle erkannt. Die Scherfläche fällt mit etwa  $10^\circ$  kraterwärts. Östlich der nur wenig, quasitektonisch bewegten, also parautochthonen Malm-Alpha/Beta-Scholle liegen sehr heterogen zusammengesetzte, allochthone Bunte Trümmernmassen.

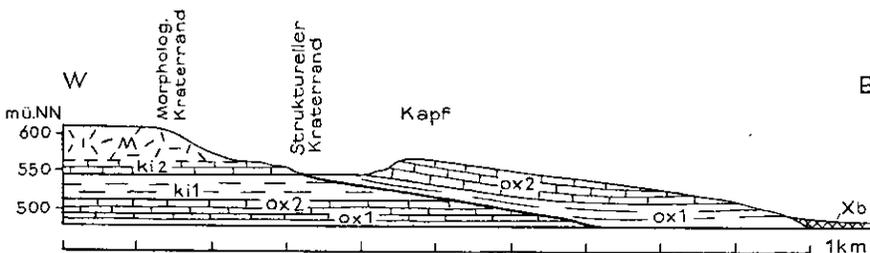


Abb. 23. Profilschnitt durch den südwestlichen Kraterrand zwischen Eger- und Röhrbachtal südlich Trochtelfingen. Nach MÜNZING (1964), verändert, unüberhöht. Symbole wie in der Geologischen Karte des Rieses 1: 50 000; M = Massenkalk. Weitere Erläuterungen im Text.

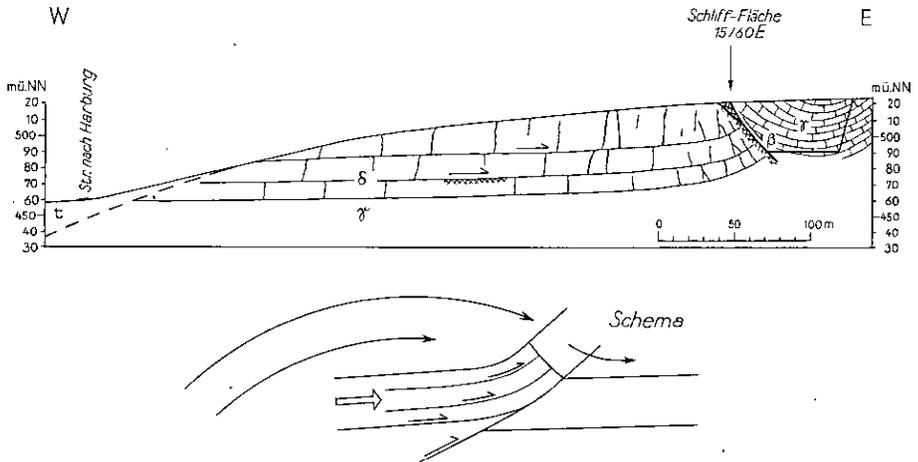


Abb. 24. Profilschnitt durch den östlichen Kraterrand südlich Wemding, im Bereich des Steinbruchs Schneider, unüberhöht.  $\beta$ ,  $\gamma$ ,  $\delta$  = Stufen des Malm,  $\tau$  = Kratersee-Ablagerungen. Weitere Erläuterungen im Text.

Das Profil Abb. 24 zeigt einen Querschnitt durch den östlichen Kraterrand, wie er nach Beobachtungen im Steinbruch Schneider (unmittelbar südlich Wemding, östlich der Harburger Straße, R 44 06 975, H 54 14 575) konstruiert werden kann<sup>2)</sup>. Der Steinbruch besteht aus zwei Teilen: a) einem westlich und tiefergelegenen in dickbankigen Malm-Delta-Kalken, die  $3-10^\circ$  W fallen und nicht wesentlich stärker als normal zerklüftet sind; b) einem etwa 20 m höher und östlich gelegenen, in welchem Malm Beta/Gamma bis Unter-Delta-Kalke in muldenförmiger Lagerung aufgeschlossen sind. Nur dieser obere Bruch ist im Profil eingezeichnet, am unteren geht es knapp südlich vorbei. Die Grenzfläche zwischen den westlichen, fast autochthonen Malm-Delta-Kalken und den östlich und höher gelegenen, allochthonen Malm-Beta/Gamma-Kalken ist im oberen Bruch auf der Westwand als eine  $N 5-15^\circ E$  streichende und  $50-60^\circ E$  fallende Schliff-Fläche aufgeschlossen. Die darauf ausgebildeten kräftigen Striemen streichen einheitlich  $N 110-115^\circ E$ , liegen also fast genau in der Fallrichtung der Schliff-Fläche. Die Bewegungsrichtung kann eindeutig als von West nach Ost (= von oben nach unten) bestimmt werden. Gelegentlich ist etwas Bunte Breccie zwischen die Schliff-Fläche und die überlagernden Kalke eingequetscht. Das Gestein unter der Schliff-Fläche ist bis zu mehreren dm tief intensiv vergriest und fest verbacken. Die Schichtung ist dadurch auf und unmittelbar unter der Schliff-Fläche verlorgengegangen. Stellenweise trägt die Schliff-Fläche einen perlmutterartig glänzenden Überzug aus Calciumkarbonat, der vermutlich bei der Gleitbewegung unter sehr hohem Druck entstanden ist. Am Eingang in den oberen Bruch (im Norden) kann man knapp 10 m hinter der Haupt-Schliff-Fläche noch eine weitere, etwa parallel gelagerte, mit der gleichen Striemenrichtung innerhalb der Delta-Kalke beobachten. Dieselbe Streichrichtung (rheinisch) tritt im westlichen Bruch als wichtige Kluftrichtung auf.

<sup>2)</sup> Die Untersuchungen im Steinbruch Schneider wurden teilweise gemeinsam mit den Herren Dr. CHAO und Dr. SCHMIDT-KALER durchgeführt. Die Deutung der Lagerungsverhältnisse ist die Frucht gemeinsamer Diskussionen.

Das steile Einfallen der Schriff-Fläche erfordert eine besondere Erklärung. Den Schlüssel dafür liefert die Beobachtung von Verschiebungen auf Schichtflächen, die man im westlichen Steinbruchteil machen kann. In etwa halber Höhe der Bruchwand sieht man deutlich den Versatz einer Kluftchar im oberen Teil um etwa 3 m nach Osten. Etwa 1—2 m über der Bruchsohle (unter der „geblünten Bank“, SCHMIDT-KALER 1962) befindet sich eine weitere Schichtfläche, die als Bewegungsbahn gedient hat. Kluftlehm, der bei der Bewegung in die Bankfuge eingeschmiert worden ist, deutet auf einen Verschiebungsbetrag des hangenden Schichtpakets um mindestens 15 m nach Osten. Die liegende Bank ist stellenweise völlig zerdrückt und mit Mergel und Lehm vermengt. Feine Striemen auf der Unterseite der „geblünten Bank“ zeigen in Richtung N 100—115° E. Kleinere Bewegungen sind in gleichem Sinne auch auf anderen Schichtflächen erfolgt und wahrscheinlich liegen auch unter der Steinbruchsohle noch weitere Verschiebungsflächen. Nach Osten steigen die Delta-Bänke zuerst leicht, dann etwas stärker (bis 10°) an. Im oberen Bruch kommen sie hinter der teilweise angebrochenen Schriff-Fläche wieder zum Vorschein, aber noch steiler (25—65°) nach Westen einfallend, und auf den Schichtflächen sind Bewegungsspuren in derselben Richtung wie im westlichen Steinbruchteil zu erkennen.

Die Bewegungen auf den Schichtflächen und auf der quer dazu liegenden Schriff-Fläche waren also gleichgerichtet und deshalb wohl demselben übergeordneten Regime unterworfen. Man erkennt somit a) einen nach auswärts gerichteten horizontalen Schub innerhalb der Kalkplatte am Kraterrand, der dazu führte, daß die Platte nach oben ausscherte und eine Überschiebung zu bilden begann. Dieser Vorgang wurde aber von überholenden Gesteinsmassen, die von weiter innen und tiefer aus dem Krater kamen, gestört. Die nach oben ausschierenden Delta-Kalke wurden von diesen Massen mitgeschleppt, und eine Schriff-Fläche wurde auf dem Abbruch, der an einer vorgegebenen Kluft erfolgte, erzeugt (vgl. Schema auf Abb. 24). Ein Kraterrand, der durch aus- und überschiebende Bewegung im Entstehen war, wurde durch Trümmersmassen, die von weiter innen kamen, überwältigt.

Abb. 25 zeigt einen Profilschnitt von Nördlingen gegen den südwestlichen Kraterrand bei Holheim in drei Deutungsversionen. Dem am Ohrengipfel aus Massenkalk gebildeten morphologischen Kraterrand sind hier zwei Höhen vorgelagert, die ebenfalls aus Massenkalk und dickbankigen Oberdelta-Kalken bestehen. Diese Schollen sind um jeweils 30—50 m (genaue Angaben sind mangels guter Leithorizonte nicht möglich) gegen das Kraterinnere nach unten abgesetzt. Ähnliche Verhältnisse sind auch weiter nach Osten bis gegen Hürnheim zu beobachten.

Am Riegelberg sind Bankkalke des oberen Malm Delta und Massenkalke gut aufgeschlossen. Die Bankkalke zeigen eine unruhige, aber im großen und ganzen etwa horizontale Lagerung und sind stark zerklüftet (Gefügetyp „zerrüttet“), die Massenkalke zeigen dichte Zerklüftung, aber kaum echte Vergriesung. Am Reitersbuck ist nur auf der dem Krater zugewandten Nordost-Seite in den Massenkalken stellenweise eine stärkere Zertrümmerung festzustellen.

Es liegt nahe, diese Schollen als parautochthon anzusehen, und zwar als vom Kraterrand aus einwärts geglitten. Die Deutung a) auf Abb. 25 entspricht etwa der Auffassung von ENGELHARDT (1975), GALL, MÜLLER u. POHL (1977) und den

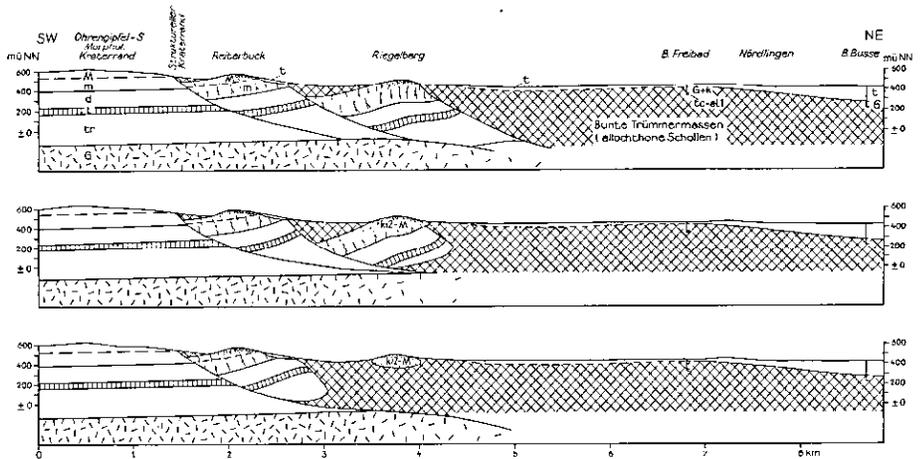


Abb. 25. Profilschnitt durch den südwestlichen Kraterwand bei Holheim in drei Deutungsversuchen, unüberhöht. Symbole wie in der Geologischen Karte des Rieses 1:50 000; M = Massenkalk, t = Kratersee-Ablagerungen. Weitere Erläuterungen im Text.

in Abschnitt 7 (POHL u. GALL) dargelegten Vorstellungen über die Kraterbildung. Es scheint mir jedoch sehr zweifelhaft, ob dieses im Untergrund so geordnet und geologisch plausibel aussehende Bild der Wirklichkeit einigermaßen entspricht. Vermutlich muß man mit wirreren Verhältnissen, vielleicht mit einem Aufgleiten solcher Schollen über Bunten Trümmermassen rechnen, wobei die Verbindung mit dem autochthonen Untergrund teilweise oder ganz verlorengegangen sein mag (Deutungen b) und c)).

Etwa 1 km östlich dieses Profils befinden sich die Steinbrüche Arlt und Siegling (500 m südöstlich Holheim) in einer der Position des Riegelbergs entsprechenden Scholle aus Bankkalken des Malm Delta und Massenkalk. In dem tiefergelegenen Steinbruch Arlt (R 36 07 600, H 54 10 100) stehen Malm-Delta-Kalke mit Übergängen in Massenkalk an. Die Schichten lagern unruhig, überwiegend mit 10—15° nach S bis SW verkippt. Auf der Ostwand des Bruches sind die höheren Bänke von Nordosten her wie die Blätter eines Buches bis zur senkrechten oder leicht überkippten Lagerung aufgebogen und in sich zu einer keilförmigen, intensiv zerpreßten Masse zusammengestaucht (wegen des fortgeschrittenen Abbaus jetzt nicht mehr so gut zu erkennen wie vor einigen Jahren). Das an den aufgebogenen Schichten gemessene Streichen von 135—160° verläuft tangential zum Kraterwand. Man kann die Aufbiegung der höheren Schichten auf den Schub und die Schleppung zurückführen, die durch die über die Scholle hinweggeglittenen Bunten Trümmermassen ausgeübt worden sind.

In dem etwas höhergelegenen Steinbruch Siegling steht intensiv zerklüfteter Massenkalk an, der an der Oberfläche eine schon seit Jahrzehnten bekannte Schliff-Fläche von besonders kräftiger Ausbildung trägt (Abb. 26). Intensive Vergriesung des Gesteins unmittelbar unter der Schliff-Fläche und grobe Furchung in Bewegungsrichtung zeigen sehr starke Druckwirkungen an, die von den überschobenen Massen ausgeübt worden sind. Beim fortschreitenden Abbau konnte man beobachten, daß die Oberfläche dieser Scholle im großen die Form einer Hirschschale besitzt (G. H. WAGNER, 1964), die an allen Seiten, vorne, seitlich und hin-



Abb. 26. Schliff-Fläche im Steinbruch Siegling bei Holheim, Aufnahme 1959. Dieser nach NE einfallende Teil der Schliff-Fläche ist jetzt abgetragen.

ten Schriffe trägt. Daraus kann man erkennen, daß diese Scholle bereits aus dem Zusammenhang gelöst war, als die Trümmersmassen über sie hinwegglitten. Das Abgleiten von Schollen am Kraterrand müßte demnach schon verhältnismäßig früh während der Kraterbildung erfolgt sein, und zwar während der Auswurf aus zentraleren Teilen des Kraters noch andauerte (vgl. Abschn. 7).

Die vorstehend besprochenen Profile zeigen, daß der strukturelle Kraterrand ganz wesentlich durch flache, auswärtsgerichtete Scherbewegungen geprägt ist. Das Einfallen der Scherflächen liegt bei etwa  $10^\circ$  und verflacht sich nach oben im Bereich des Dogger- und Liasvorlandes auf wenige Grade. Mit abnehmender Auswurfenergie treten randlich Schuppungen und Stauchungen von Gesteinen auf, die nur um verhältnismäßig geringe Beträge quasitektonisch bewegt worden sind. Diese parautochthonen Gesteine werden teilweise von allochthonen überlagert.

Wie Profil Abb. 24 (Steinbruch Schneider, Wemding) zeigt, glückte es nicht immer, im Bereich der dickbankigen Kalke der Albtafel Schollen am Kraterrand auf Scherflächen hinauszuschieben. Noch größer dürfte der Widerstand im Bereich der Massenkalken gewesen sein. Hier hat wahrscheinlich eine Rückfederbewegung zum Abgleiten von Schollen in den Krater geführt.

#### 6.2.3.2. Vorries

**Verbreitung.** Außerhalb des strukturellen Kraterrandes liegt das Vorries (BRANCO u. FRAAS 1901, BRANCO 1903), das ist das Kratervorland, soweit es von den Bunten Trümmersmassen überdeckt ist. Die Decke der Bunten Trümmersmassen („Schleierdecke“ LÖFFLER 1926 a) ist, wie Abb. 21 zeigt, stark durchlöchert, zerzipfelt und in einzelne Fetzen zerrissen. Besonders auffällig ist die Verbreitung im Südwesten, Süden und Osten des Kraters. Dagegen sind im Norden außerhalb des Kraters nur sehr kleine, isolierte Reste vorhanden, und im Nordwesten gar

nichts. Diese ungleichmäßige Verbreitung ist ganz eindeutig im wesentlichen eine Folge späterer Abtragung. Denn die Verbreitung der Bunten Trümmersmassen ist zwar asymmetrisch in bezug auf den Krater, aber deutlich gebunden an den Bau der Schichtstufenlandschaft. Das zeigt, daß sich die Verbreitung der Bunten Trümmersmassen mit der Entwicklung der Schichtstufenlandschaft verändert hat. Erhalten konnten sich die Bunten Trümmersmassen vor allem auf der verkarsteten Albhochfläche, wo sie der Wirkung größerer fließender Gewässer entzogen waren. Im Alvorland wurden sie dagegen nach der postriesischen Plombierung (s. Abschnitt 3) gemeinsam mit den vor allem vor dem Albrauf aufgeschütteten Sedimenten der Plombierung abgetragen (HÜTTNER 1969). GALL u. MÜLLER (1975) konnten zudem noch durch einen Größenvergleich der allochthonen Schollen im Norden mit jenen im Süden zeigen, daß die gleichen Regeln der Verbreitung im Norden wie im Süden des Kraters gelten.

Die äußersten Vorkommen von Bunten Trümmersmassen liegen im Südwesten wie im Osten des Kraters bis 37 km vom Zentrum entfernt. Im Süden sind die Bunten Trümmersmassen von der Donau erosiv abgeschnitten (GALL 1974 a). Die Annahme einer primären Verbreitung der Bunten Trümmersmassen als geschlossene Decke rings um den Krater bis zu einer Entfernung von 40 — 45 km vom Zentrum (GALL, MÜLLER u. STÖFFLER 1975) erscheint somit berechtigt.

Obwohl nicht mehr in unmittelbarem Bezug zur Karte stehend, sei Vollständigkeitshalber noch erwähnt, daß auch über die Verbreitungsgrenze der Bunten Trümmersmassen hinaus Malmkalkblöcke im Molassegebiet auftreten — die sog. REUTERSchen Blöcke —, deren Herkunft aus dem Ries mehrfach diskutiert worden ist. Nach der letzten zusammenfassenden Bearbeitung dieses Problemkreises durch GALL u. MÜLLER (1975 b), die sich insbesondere auch auf die Arbeiten von SCHEUENPFLUG (1970, 1973) stützt, ist nur für einen Teil dieser Blöcke eine Herkunft aus dem Ries anzunehmen. Die meisten sind glazifluviatil verlagert. Besonders wichtig sind in die Obere Süßwassermolasse eingelagerte Blockhorizonte, die in der Nähe der lithologisch definierten A-Grenze auftreten und, da sie sich dadurch als etwa zeitgleich mit dem Riesereignis erweisen, nach ENGELHARDT (1975) sehr wahrscheinlich aus dem Ries stammen. Die Entfernung zum Kraterzentrum beträgt bis über 70 km.

**Mächtigkeit.** Die Mächtigkeit der Bunten Trümmersmassen im Vorries ist außerordentlich variabel. Sie liegt im Durchschnitt schätzungsweise bei etwa 30 m, erreicht aber nicht selten 80 m. Noch höhere Mächtigkeiten wurden in einem mit Bunten Trümmersmassen erfüllten präriesischen Tal im östlichen Vorries festgestellt: in der Bohrung Monheim 139,5 m (BIRZER 1969) und bei den daran anknüpfenden geoelektrischen und seismischen Messungen bis 200 m (BADER u. SCHMIDT-KALER 1977). Die Mächtigkeit wird also neben der primären Materialanlieferung und der Wirkung späterer Erosion auch wesentlich durch die Gestalt der Auflagerungsfläche bestimmt.

Eine Regel der Mächtigkeitsverteilung in bezug auf den Krater kann man wegen des starken Reliefs der Landoberfläche, der die Bunten Trümmersmassen auflagern, nicht leicht erkennen. Es fällt aber auf, daß im südlichen Vorries Bunte Trümmersmassen am Kraterand fehlen oder nur geringe Mächtigkeit besitzen. Ebenso bleiben die entferntesten Vorkommen, wie u. a. die NASA-Bohrungen gezeigt haben (HÖRZ et al. 1977), unter der Durchschnittsmächtigkeit. Ob darin nur die Wirkung der Erosion oder auch eine primäre Mächtigkeitsverteilung zum Ausdruck kommt, ist gegenwärtig kaum zu entscheiden.

**Vertikale Gliederung.** Aus theoretischen Erwägungen und aus Erkenntnissen, die man aus Experimenten und an anderen Einschlagkratern gewonnen hat, wird eine inverse Lagerung der Auswurfmassen gefordert (s. Abschn. 7). Das heißt, daß die Schichtenfolge in der Decke der Auswurfmassen auf den Kopf gestellt sein sollte. Diese Regel ist im Ries nur hinsichtlich des Lagerungsverhältnisses der überwiegend aus Sedimentgesteinen bestehenden Bunten Trümmernmassen zu dem überwiegend aus Gesteinen des kristallinen Grundgebirgs gebildeten überlagernden Suevit (s. Abschn. 6.4.) durchgehend verwirklicht. In den Bunten Trümmernmassen ist sie nur noch andeutungsweise zu erkennen. Während Bohrungen in der Kraterrandzone in der Nähe des inneren Walls mehrfach in sich zwar stark gestörte, aber insgesamt gesehen inverse Schichtfolgen antrafen (Bohrungen Wörnitzostheim, GALL et al. 1976, Nördlingen, Freibad, MÜNZING 1960, Nördlingen, Lambräukeller, BENTZ 1928 b, LÖFFLER 1964), sind solche Lagerungsverhältnisse näher am Kraterrand und im Vorries zwar nicht unbekannt, aber selten. Überkippte Malmshollen lagern z. B. bei Gosheim am Kraterrand (SCHRÖDER u. DEHM 1950, G. H. WAGNER 1964) oder im südlichen Vorries bei Oppertshofen (JAHNEL 1966, SCHMIDT-KALER et al. 1970). Die Mehrzahl der großen Schollen ist aber, soweit man erkennen kann, nicht überkippt.

Es läßt sich jedoch an tief erodierten Talhängen in den Bunten Trümmernmassen des Vorrieses eine andere Regel erkennen: Größere Malmkalkschollen sind vor allem an den Talhängen durch die Erosion freigelegt, während sie auf den Hochflächen darüber aus der Bunten Breccie wenig heraustreten. Das kann man z. B. an den Hängen des Egautals bei Dischingen besonders schön sehen (Abb. 27). Die Malmkalkschollen nehmen also vorzugsweise eine tiefe Position innerhalb der Bunten Trümmernmassen ein (HÜTTNER 1958, 1969, GALL 1969, 1971). Das hat mit dem eigentlichen Auswurfvorgang wenig zu tun. Es handelt sich vielmehr, wie man aus der Analogie zu Bergsturztrümmerströmen erschen kann, um einen sekun-



Abb. 27. Vergrieste Malmkalkschollen, durch Erosion als charakteristische Kuppen aus der umgebenden Bunten Breccie herauspräpariert. Zwischen den Kuppen und im Hintergrund Bunte Breccie (flache Formen). Michelsberg südwestlich Dischingen. (Aus HÜTTNER 1969)

dären Effekt, nämlich eine Anreicherung der kompakteren und größeren Schollen in der Nähe der Untergrenze der gleitenden Masse (HÜTTNER 1958, 1969).

SCHNEIDER (1971) fand in einigen kurzen Profilen der Bunten Breccie in der Kornfraktion 63—125  $\mu\text{m}$  eine Abnahme des Verhältnisses Quarz/Feldspat sowie eine Zunahme der Quarze mit Planaren Elementen und des Verhältnisses Quarz + Feldspat/Karbonat von unten nach oben. Er schloß daraus auf eine stärkere Beteiligung stratigraphisch tieferer Gesteine in den oberen Partien der Bunten Breccie. Genaueres ist diese Tendenz jedoch nur in den Profilen zweifelsfrei erkennbar, die unter überlagerndem Suevit aufgeschlossen sind (max. 2 m Profillänge). Diese Aussage ist also nicht ohne weiteres auf die Gesamtheit der Bunten Breccie zu beziehen.

Eine ähnliche Tendenz wie sie SCHNEIDER fand, war auch bei zwei Forschungsbohrungen festzustellen, die bei Otting (3,5 km östlich des Kraterrandes) im Suevit und bei Itzing (7 km südöstlich des Kraterrands) in einer Kristallinscholle von CHAO angesetzt worden waren (CHAO et al. 1977).

Die Bohrungen erbrachten die folgenden zusammengefaßten Profile:

Bohrung Otting (R 44 11 720, H 54 16 040), Ansatz auf Steinbruchsohle

- 9,00 m Suevit
- 10,15 m feinkörnige, überwiegend aus Kristallin bestehende Breccie
- 38,60 m Bunte Breccie, überwiegend aus Keupermaterial, mit Beteiligung von Juragesteinen und etwas Kristallin
- 55,40 m Bunte Breccie mit Matrix aus sandigem Ton (Tertiär, Lokalmaterial), darin eingelagert Fragmente und Blöcke von Malmkalk (z. T. Lokalmaterial), selten Keuper-, Lias- und Doggermaterial
- 69,00 m Malmmassenkalk, autochthon, oben von 55,40—58,30 m zerbrochen und teilweise vergriest, bei 58,30 m horizontale Schriff-Fläche.

Bohrung Itzing (R 44 13 460, H 54 09 100), Ansatz auf Sohle der Sandgrube

- 16,75 m grobstückige Breccie aus Kristallin (oben überwiegend) und Keuper (unten überwiegend)
- 21,15 m Bunte Breccie aus verschiedenen Juratonen und -mergeln
- 37,82 m Keupermergel und -sandsteine, verknetet
- 50,85 m Bunte Breccie mit Matrix aus sandigem Ton (Tertiär, Lokalmaterial) mit Einschüssen von Malmbrocken und -schollen (z. T. Lokalmaterial) und selten von Juratonen, Keuper und Kristallin
- 64,00 m Malm-Massenkalk und Dolomit, im oberen Teil mit Verwitterungsprodukten durchsetzt (autochthon).

Beide Bohrungen haben gemeinsam, daß über dem autochthonen Malmkalk Bunte Breccie lagert, die überwiegend aus aufgearbeitetem örtlichem Material besteht. Darüber folgt Bunte Breccie, in welcher oben jeweils eine deutliche Anreicherung von Kristallinmaterial vorliegt. Die Bezeichnung „inverse Lagerung“ ist diesen Verhältnissen aber kaum angemessen.

Bei den NASA-Bohrungen (HÖRZ et al. 1977), die im Südwest-Vorries im Bereich zwischen 3 und 23 km vom Kraterrand ausgeführt wurden, war jedoch kein bevorzugtes Vorkommen irgendwelchen Materials innerhalb der Profile zu erkennen. Davon macht lediglich die im Suevit angesetzte Bohrung Nr. 4 (Amerdingen) eine Ausnahme indem unmittelbar unter dem Suevit, ähnlich wie bei der Bohrung Otting, eine sehr kristallinreiche Bunte Breccie angetroffen wurde. Die Bohrungen südlich der Klifflinie, also im Bereich verbreiteter Tertiärablagerungen

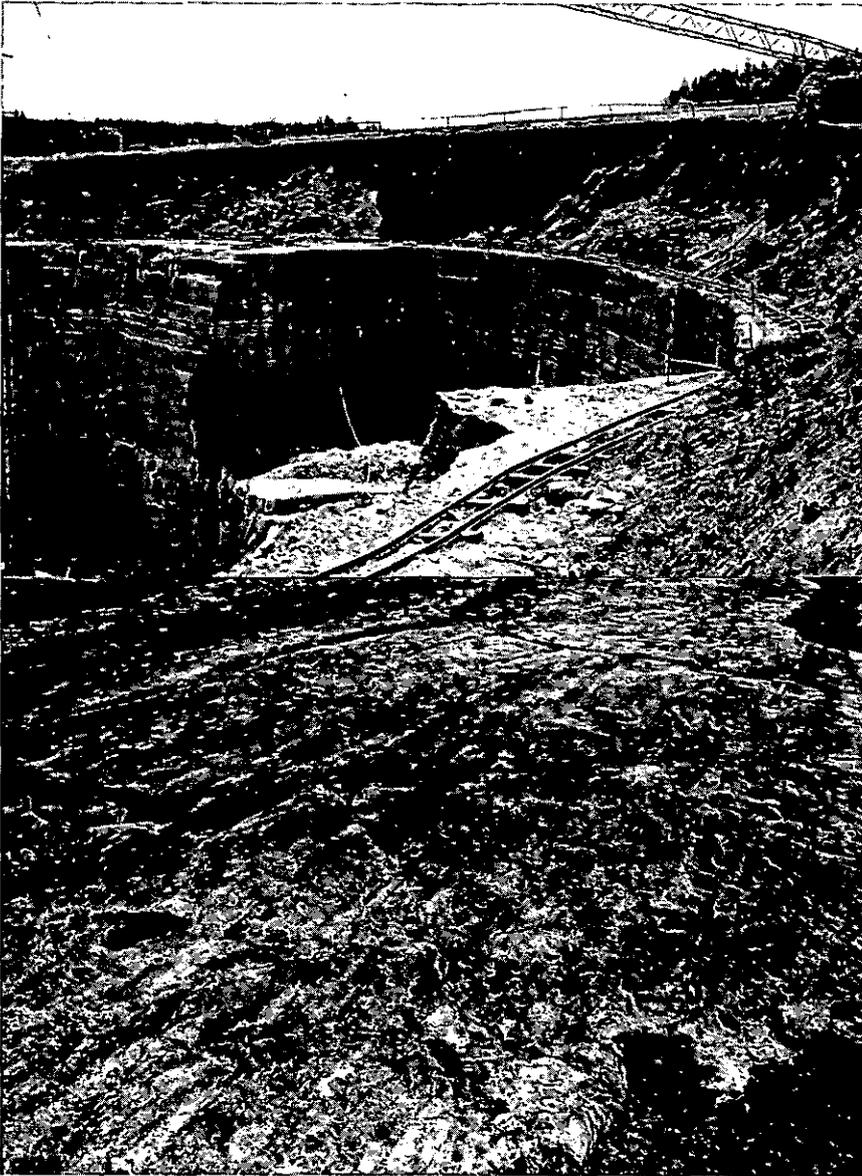


Abb. 28. Schliff-Fläche im Steinbruch Teich, Gundelsheim. Dickbankige Kalke des Malm Delta (Treuchtlinger Marmor) mit gleichmäßig ausgerichteten Schliften auf der obersten Bank (im Vordergrund vergrößert dargestellt), darüber Bunte Breccie.

(Obere Meeresmolasse und Obere Süßwassermolasse) lieferten Profile, die dem jeweils untersten Abschnitt der Bunten Breccie in den Bohrungen Otting und Itzing im Prinzip ähneln.

Nach den gegenwärtigen Kenntnissen über die vertikale Gliederung der Bunten Trümmersmassen scheint somit eine Lagerung, die man, großzügig betrachtet, als invers bezeichnen könnte, am ehesten im inneren Teil der Kratterrandzone auf-

zutreten. Im Vorries ist diese nur andeutungsweise ausgebildet, und zwar nur dort, wo kristalline Trümmermassen oder Suevit oben auflagern.

**Auflagerungsfläche.** Diese ist eine alte Landoberfläche, deren in der präriesischen Erosionsphase (s. Abschn. 3) ausgeformtes Relief im Bereich der Albhochfläche nach Art und Charakter etwa dem heutigen entspricht (HÜTTNER 1961). Beim Vorgang der Überlagerung durch die Bunten Trümmermassen wurde dieses Relief mehr oder weniger umgeformt: Verwitterungsdecken und Lockersedimente wurden abgeschürft und in die Bunten Trümmermassen einverleibt (s. Abschn. 6.2.1.). Wie die „Wellheimer Griesscholle“ (GALL u. MÜLLER 1971) zeigt oder wie man aus den Verhältnissen im Steinbruch Teich in Gundelsheim erschließen kann, wurden aber auch ganze Kalkkuppen oder Schichtpakete bei der ungemein heftigen Gleitbewegung mitgerissen. An der Untergrenze der gleitenden Masse bildeten sich auf harten Gesteinen Schleifspuren, die Gletscherschliffen ähnlich sehen. Diese von G. H. WAGNER (1964) eingehend untersuchten *Schliff-Flächen* können rings um das Ries, soweit harte Gesteine des Malm anstehen, die Schleifspuren aufnehmen und bewahren können, und soweit Aufschlüsse vorhanden sind, beobachtet werden. Die Bewegungsspuren sind in etwa radial zum Krater ausgebildet (Abb. 21) und zeigen kraterauswärtige Gleitbewegungen an. Kleinere Abweichungen von der radialen Richtung sind auf Einflüsse der Morphologie des Untergrunds zurückzuführen.

Die Abb. 28 und 29 zeigen Beispiele zweier Typen von Schliff-Flächen. Der eine Typ ist an Bankkalke gebunden und wird durch die Schliff-Fläche im Steinbruch Teich in Gundelsheim (R 44 14 950, H 54 19 550) repräsentiert (Abb. 28). Die Schliff-Fläche ist im gesamten Steinbruchbereich auf ein und derselben Bank des Treuchtlinger Marmors mit sehr einheitlich orientierten Striemen ausgebildet. Diese oberste Bank ist unverwittert und ungestört. Eine Folge von Bänken und Verwitterungsmaterial von sicher nicht ganz unerheblicher Mächtigkeit muß hier mit derselben Bewegung, die die Bunten Trümmermassen abgelagert hat, abgeräumt worden sein (G. H. WAGNER 1964).

Ein zweiter Typ ist auf Massenkalk ausgebildet. Als Beispiel kann die Schliff-Fläche im Steinbruch Bschor, Ronheim (R 44 04 300, H 54 07 300), dienen (Abb. 29). Auch hier wurden Boden- und Verwitterungsbildungen abgeräumt, aber der kuppige Massenkalk erlaubte nicht die Ausbildung einer ebenen Schliff-Fläche. Die Schrammen sind dementsprechend nach Stärke, Länge und Richtung sehr ungleich. An kleinen Kuppen und Höckern sind Luv- und Leeseite meist deutlich zu erkennen (G. H. WAGNER 1964).

Ein dritter Typ ist auf stark zertrümmertem Untergrund ausgebildet und wurde bereits mit Abb. 26 vorgeführt. Das Gestein ist unter der wellig bis furchig ausgebildeten Schliff-Fläche vergriest. Diesem Typ, der besonders starke Druckwirkungen auf die Unterlage erkennen läßt, gehören die Schliff-Flächen im Steinbruch Siegling bei Holheim (in der Kraterandzone), im Steinbruch Schneider, Wemding (am strukturellen Kraterand) und im Kaibergfeld bei Forheim (im Vorries, von Bunten Trümmermassen überlagerte Massenkalkkuppe) an (HÜTTNER 1969).

**Schichtparallele Verschiebungen** der Art wie sie vom Steinbruch Schneider, Wemding, unmittelbar am Kraterand, beschrieben wurden, sind auch aus dem Vorries bekannt geworden. Richtungsmäßige Beziehungen zu Schliff-Flächen zeigen, daß diese Verschiebungen im autochthonen Untergrund mit der Bewegung der Bunten Trümmermassen über die Landoberfläche in Zusammenhang stehen.

Im jetzt abgebauten Steinbruch Ursheim-E (R 44 07 050, H 54 23 050) wurde ein Gesteinspaket von 12 m Mächtigkeit (oberer Weißjura Beta bis Gamma), das oben eine Schliff-Fläche trug, um etwa 1,20 m nach Osten geschoben. 2,7 m tiefer



Abb. 29. Schliff-Fläche im Steinbruch Bschor, Ronheim. Massenkalkhöcker mit richtungsmäßig stark streuenden Schliffen.

war auf der Bruchsohle eine zweite Verschiebungsfläche an feinen Striemen zu erkennen, der Verschiebungsbetrag jedoch nicht zu ermitteln (G. H. WAGNER 1964).

Eine ähnliche Verschiebung ist im Ostteil des Steinbruchs Schneider nördlich der Stahlmühle im Rohractal (R 44 07 000, H 54 25 060) zu erkennen: Der höhere Teil der dort aufgeschlossenen Malm-Delta-Schichtfolge (früher etwa 10 m mächtig) ist zerrüttet und auf einer markanten Schichtfuge verschoben. Er steht in Kontakt mit Bunter Breccie und einer allochthonen Malm-Beta-Scholle. An Striemen ist eine horizontale Verschiebung der allochthonen Massen nach Nordosten ersichtlich. Von dieser Bewegung wurde auch der obere Teil des Autochthon erfaßt und ein Stück mitgenommen (vgl. SCHMIDT-KALER et al. 1970, Abb. 4).

Zertrümmerung des autochthonen Untergrunds. Nicht selten wurde beobachtet, daß der autochthone Untergrund im Alb-Vorries unter oder in der Nähe von Bunten Trümmern oberflächlich brecciiert und mit nach unten abnehmender Intensität zerklüftet ist (z. B. Bohrung Schweindorf und verschiedene andere Stellen auf Blatt Neresheim — HÜTTNER 1958, NASA-Bohrung Amerdingen — HÖRZ et al. 1977). Da solche Erscheinungen nicht nur an exponierten Hügeln und Kuppen der präriesischen Landoberfläche auftreten (z. B. Schliff-Fläche Kaibergfeld), sondern auch auf flachen, von Malm-Zeta-Bankkalken gebildeten Verebnungen, kann man diese Zertrümmerung des Untergrunds allein durch das Darübergleiten der Bunten Trümmern nicht erklären. Dieses führte im Vorries, wie man aus den Verhältnissen bei den Schliff-Flächen des Typs Gundelsheim ersehen kann, zu einem Abhobeln höherer Schichten ohne Zertrümmerung des stehengebliebenen Untergrunds. Man muß also in dieser Art von oberflächlicher Brecciiierung und Zertrümmerung des Autochthon auch die Wirkung des Aufpralls ballistisch ausgeworfener Trümmern sehen (HÜTTNER 1969).

Wirkungen auf weichen Untergrund. Noch tiefergreifend und stärker umgestaltend war die Wirkung der Bunten Trümmern auf der Land-

oberfläche im Bereich der wenig verfestigten Tertiär-Ablagerungen, also vor allem südlich der Klifflinie. Die starke Vermischung von echtem Auswurfmaterial mit aufgearbeiteten örtlichen Lockersedimenten, die in der NASA-Bohrung 11 (Lutzingen, Goldbergalm) mit 84,20 m nachgewiesen ist, wahrscheinlich aber über 100 m erreicht, zeigt, daß hier die alte Landoberfläche völlig zerstört wurde (HÖRZ et al. 1977). Die Untergrenze der Bunten Trümmernmassen, die nach den NASA-Bohrungen überraschend scharf und eben ausgebildet ist, stellt eine Scherfläche zwischen dem durchmischten und bewegten und dem stehengebliebenen Molassematerial dar.

Die horizontale Bewegung der an Lokalmaterial reichen Bunten Trümmernmassen wird gelegentlich durch kleine Schleppfalten an der Obergrenze des stehengebliebenen Lockergesteins angezeigt (Sandgrube Guldesmühle, HÜTTNER 1958, sowie Beobachtungen in einer Baugrube in Dischingen, etwa 100 m südlich der Auffahrt zu Schloß Taxis, 1976). Eine Schleppfaltung größeren Stils ist in einer Sandgrube der Oberen Meeresmolasse 800 m nordwestlich Dattenhausen (R 36 01 425, H 53 92 500) auf der Ostwand aufgeschlossen<sup>3)</sup>. Sie läßt eine von Nord nach Süd gerichtete Bewegung erkennen. Stauchung in der gleichen Richtung hat in der Sandgrube Ballmertshofen (R 36 00 750, H 53 93 350) zu einer Schiefstellung der Sande und Ausbildung kleiner Aufschiebungen geführt (HÜTTNER 1958, 1969). Die schiebende Wirkung ging offenbar von den im Norden des Sandvorkommens liegenden Bunten Trümmernmassen aus. Bei einem Fortgang der Bewegung wären die Sande vom Untergrund gelöst und als Scholle in die Bunten Trümmernmassen einverleibt worden. Auf diese Weise kann man verstehen, wie reine Schollen von Lokalmaterial ohne Zerstörung des Korngefüges in die Bunten Trümmernmassen aufgenommen wurden. Ähnliche Stauchungserscheinungen wurden von GALL (1969) beschrieben.

Allein durch die mittels der Stauchungs- und Schleppungserscheinungen nachgewiesenen horizontalen Gleitbewegungen — ein weiteres Beweismittel dafür ist die Schliff-Fläche bei der ehem. Buchmühle (HÜTTNER 1958, 1969, G. H. WAGNER 1964) — läßt sich aber das ganze Mischungsphänomen der Bunten Breccie mit Lokalmaterial nicht erklären. Die andere Art der Durchmischung von Lokalmaterial mit kraterbürtigen Fragmenten, bei der das Gefüge des Lokalmaterials aufgelöst wurde (s. Abschn. 6.2.1.), erfordert die Annahme eines sehr turbulenten Prozesses, bei welchem das Lokalmaterial aufgewirbelt und mit einzelnen, aus dem Krater stammenden Fragmenten vermischt wurde. Dieser Vorgang ist am besten durch das Auftreffen ballistisch aus dem Krater ausgeworfener Fragmente erklärlich. Daran schloß sich die zweite, weniger heftige Mischungsphase durch die Gleitbewegung an (HÖRZ et al. 1977). Diese brachte Bunte Breccie verschiedener Zusammensetzung (arm oder reich an Lokalmaterial, mit unterschiedlicher Matrix) und größere Einschlüsse von Lokalmaterial in wechselvollen, oft scharfen Kontakt. Da dies die letzte Phase vor dem Zuruhekommen war, sind deren Spuren deutlicher überliefert als die der vorausgegangenen Aufarbeitung.

---

<sup>3)</sup> Die Beobachtungen wurden 1976 gemeinsam mit den Herren Dr. CHAO und Dr. SCHMIDT-KALER gemacht. Eine eingehendere Beschreibung wird in einer gemeinsamen Veröffentlichung erfolgen.

### 6.3. Polymikte Kristallinbreccien

Polymikte Kristallinbreccien bilden nur einen kleinen Bruchteil der gesamten Auswurfmassen. Sie sind dennoch nicht zu vernachlässigen, da sie für die Geschichte der Kraterbildung von Bedeutung sind.

**A u s b i l d u n g.** Die Polymikten Kristallinbreccien stellen Gemenge eckiger bis kantengerundeter Fragmente verschiedener Gesteine des kristallinen Grundgebirges dar, die in eine feinkörnige, aus demselben Gesteinsmaterial gebildete Grundmasse eingelagert sind. Untergeordnet, aber nicht selten, sind kleine Fragmente sedimentärer Gesteine, vor allem des Keupers, aber auch von Lias- oder Doggersteinen beteiligt (STÖFFLER 1969, HÜTTNER 1969, ABADIAN 1972).

Die Stoßwellenbeanspruchung der Kristallin-Fragmente reicht in der Regel von der Stufe 0 bis II, seltener bis III (STÖFFLER 1969, ABADIAN 1972, ABADIAN et al. 1973). Gelegentlich sind jedoch auch blasenreiche, gelbliche, zersetzte Gläser in Form einzelner Schlieren oder mehr oder weniger dicht gestreuter Putzen eingelagert. Diese Vorkommen bilden somit Übergänge zum Suevit, und es wird weiterer eingehender mineralogischer Untersuchungen bedürfen, die Grenze genau zu definieren.

Vorkommen solcher Gläser in Polymikten Kristallinbreccien: Baugrube in Amerbach, Einzelschliere (DRESSLER et al. 1969); Sandgrube Itzing<sup>4)</sup> (R 44 13 460, H 54 09 110), Einzelschliere; Aufschluß Langenmühle<sup>4)</sup> (R 36 08 900, H 54 22 940), viele zerstreute kleine Einschlüsse am nordwestlichen Ende des Aufschlusses; Steinbruch Limberg-N<sup>4)</sup> (R 36 06 020, H 54 20 800), Westwand, viele zerstreute kleine Einschlüsse.

**Verbreitung und Lagerung.** Die auf der Karte verzeichneten Vorkommen von Polymikten Kristallinbreccien sind sehr klein und dazu meist noch etwas überbetont, um darstellbar zu sein. Bei vielen mußte wegen ihrer Kleinheit auf die Wiedergabe in der Karte verzichtet werden.

Das Verbreitungsgebiet ist grundsätzlich das gleiche wie bei den Bunten Trümmernmassen. Polymikte Kristallinbreccien sind also in der Kraterzone wie im Vorries zu finden, und zwar a) als kleine Komplexe innerhalb der Bunten Trümmernmassen und b) gangförmig in dislozierten Schollen. Sie sind somit eigentlich Bestandteile der Bunten Trümmernmassen, doch empfiehlt es sich, sie gesondert zu betrachten, da sie eine eigene Entstehungsgeschichte besitzen. Die Mischung der verschiedenartigen Kristallingesteinsfragmente muß nämlich bereits vorgelegen haben, ehe sie in Form eigener Komplexe den Bunten Trümmernmassen beigemischt wurde (HÜTTNER 1969). Die gangförmigen Vorkommen (BRANCO 1903, „Granitische Explosionsprodukte“) sind meist an Grundgebirgsschollen geknüpft, welche selbst nur sehr schwache Stoßwellenbeanspruchung zeigen (Stufe 0). Seltener findet man sie auch in Sedimentgesteinen. Diese Schollen durchsetzen sie in unregelmäßiger Weise.

Die Füllung dieser „Gänge“ ist nach HÜTTNER (1969) durch einen intrusiven Vorgang in einem relativ frühen Stadium der Kraterbildung erfolgt. ABADIAN

---

<sup>4)</sup> Die Beobachtungen in diesen Aufschlüssen wurden teilweise gemeinsam mit den Herren Dr. CHAO und Dr. SCHMIDT-KALER gemacht. Eine gemeinsame eingehendere Veröffentlichung ist vorgesehen.

et al. (1973) betonten dagegen, daß sie keine Anzeichen von Intrusionsvorgängen finden konnten und schlugen andere Erklärungen vor, wie Füllung offener Spalten in allochthonen Schollen durch kristallines Auswurfmaterial von oben, spätere Einschwemmung von Kristallinmaterial in Spalten oder Bildung von Reibungsbreccien während des Auswurfvorgangs. Es ist hier aus Raumgründen nicht möglich, alle in Frage kommenden Vorkommen kritisch zu diskutieren. Die von ABADIAN et al. (1973) vorgeschlagenen Deutungen werden für das eine oder andere gang- oder spaltenförmige Vorkommen von Kristallinbreccien sicherlich zutreffen. Die für die Vorgänge bei der Kraterbildung wichtige Feststellung einer Intrusion von polymikten Kristallinbreccien in das Nebengestein wird dadurch jedoch nicht in Frage gestellt, sondern durch neue Befunde gestützt:

Durch die Forschungsbohrung Nördlingen 1973 wurde erkannt, daß das kristalline Grundgebirge im Untergrund des Kraters von Gängen einer feinkörnigen polymikten Kristallinbreccie durchsetzt ist, die bei aller Variabilität im einzelnen, in den wesentlichen Merkmalen grundsätzlich mit den aus Tagesaufschlüssen bekannten Polymikten Kristallinbreccien übereinstimmen. Diese Gangbreccien sind hauptsächlich auf alten Störungszonen, die während einer Ausdehnungsphase im Kraterbildungsprozeß aufrissen, intrusiv von oben eingedrungen, wobei eine Vermischung mit vom angrenzenden Gestein losgelösten Fragmenten stattfand (GÜDEN 1974, POHL 1974, STETTNER 1974, CHAO 1977 a, CHAO u. EL GORESY 1977, ENGELHARDT u. GRAUP 1977, HÜTTNER 1977, STÄHLE u. OTTEMANN 1977, STÖFFLER 1977, STÖFFLER et al. 1977). Besonders wichtig ist die Beobachtung von BAUBERGER (in STETTNER 1974), daß in Kristallinblöcken, die in den das Kristallin



Abb. 30. Polymikte Kristallinbreccie, auf alter Störungsfläche zwischen Granit (unten) und Paragneis (oben) eingedrungen. Aufschluß am nördlichen Talhang der Mauch gegenüber der Langenmühle. Münze als Maßstab: 2 cm Durchmesser.

überlagernden Suevit in der Forschungsbohrung Nördlingen eingeschlossen sind, eine Durchaderung mit feiner polymikter Kristallinbreccie auftritt, welche am Rand der Blöcke gegen den Suevit glatt abgeschnitten ist. Die Durchaderung ist also vor der Einlagerung in den Suevit erfolgt, offenbar als die Blöcke noch in einem größeren Zusammenhang standen. Solche Einlagerungen von polymikten Kristallinbreccien kann man auch in Kristallinschollen an der Erdoberfläche beobachten, und zwar in einer Position, die eine Deutung als Füllung einer klaffenden Spalte nicht erlaubt.

Im bereits erwähnten Kristallinaufschluß bei der Langenmühle (etwa 500 m nordwestlich des in diesem Zusammenhang ebenfalls wichtigen Aufschlusses in der Nähe der Klostermühle Maihingen — vgl. HÜTTNER 1969, SCHMIDT-KALER et al. 1970, ABADIAN et al. 1973) erkennt man eine unruhig auf- und absteigende, insgesamt etwa horizontale Störungsfläche. In diese Fuge ist feinkörnige Polymikte Kristallinbreccie von wechselnder Mächtigkeit, z. T. auch ausdünnend bis zum Verschwinden, eingelagert (Abb. 30). Aus den Verbiegungen im Gesamtverlauf der Störungsfuge sowie aus lokalen Anschwellungen, Ausdünnungen und Absätzen der Füllung kann man die durch den Auswurf bewirkte Deformation der Scholle erkennen, und daß die Injektion der Polymikten Kristallinbreccie vor der Platznahme der Scholle erfolgt ist.

In der Sandgrube Itzing (s. Fußnote 4) treten Polymikte Kristallinbreccien in unregelmäßigem Kontakt mit grobblockigen kristallinen Trümmermassen auf. Die Verbandsverhältnisse können nur durch einen gemeinsamen Auswurf und Verknetung während des Transports erklärt werden.

Im Kristallinaufschluß Limberg-N (südöstlich Unterwilflingen, s. Fußnote 4) kann man auf der Westseite folgende Lagerungsverhältnisse erkennen: Über einer monomikten Breccie aus Granit lagert mit welliger und unscharfer Grenze (Streichen etwa N 25° E, Einfallen 25 — 30° W) eine polymikte Kristallinbreccie (überwiegend aus Granitmaterial, aber auch mit Beteiligung anderer kristalliner Grundgebirgssteine) mit wechselnder Beimengung von kleinen, blasigen, stark verwitterten Glasparkeln. Überlagert wird diese etwa 2 m mächtige Zone von grobstückiger Bunter Breccie, bestehend aus Keupersandstein und -ton sowie dunklen Lias- oder Doggertonen. Etwa 4 m unter der glasführenden Kristallinbreccie ist eine weitere glasführende Zone in der Granitbreccie zu erkennen. Diese Lagerungsverhältnisse zeigen, daß die glasführenden Kristallinbreccien gemeinsam mit der Kristallinscholle transportiert und in die Bunte Breccie eingeschlossen wurden. Deren Bildung und Einlagerung in das Kristallin muß also vor oder spätestens zu Beginn des Transports erfolgt sein.

Besonders bemerkenswert ist eine Beobachtung von CHAO (1977 b), der in der Bunten Breccie des Steinbruchs Bschor, Ronheim, schmale Gänge von Polymikten Kristallinbreccien fand, die Blöcke von dunklen Tönen des Lias Delta oder Dogger Alpha durchsetzten. Sie zeigen wiederum, daß die Injektion der Polymikten Kristallinbreccien vor der Bildung der Bunten Breccie stattfand und auch das Deckgebirge erreicht hat.

Nach diesen Befunden ist es erwiesen, daß polymikte Kristallinbreccien in einer frühen Phase der Kraterbildung in den kristallinen Untergrund des Kraters auf Spalten eindringen (vgl. auch STÖFFLER 1977). Sie durchsetzten aber auch kri-

stalline und Deckgebirgsgesteine, welche später ausgeworfen und zu Bestandteilen der Bunten Trümmermassen wurden.

#### 6.4. Suevit

**Definition.** Als Suevit werden nach der üblichen Definition glashaltige polymikte Kristallinbreccien bezeichnet. Da jedoch auch den Polymikten Kristallinbreccien (i. e. S.) Glas beigemischt sein kann (s. Abschn. 6.3.), ist diese Definition verbesserungsbedürftig. Die glashaltigen Polymikten Kristallinbreccien einfach auch als Suevit zu bezeichnen, ist unzweckmäßig wegen der Übergänge zu glasfreien Polymikten Kristallinbreccien und da das geologische Auftreten von demjenigen der unzweifelhaften Suevite verschieden ist.

Hier können Erkenntnisse aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 (POHL 1974, 1977, CHAO 1977 a, b, STÄHLE u. OTTEMANN 1977, STÖFFLER 1977, STÖFFLER et al. 1977) weiterhelfen: Unter einem relativ glasreichen Suevit (Teufe 331,5 — 525 m), der aufgrund seiner hohen remanenten Magnetisierung (Thermoremanenz) als Hochtemperaturesuevit bezeichnet wird (Ablagerungstemperatur mindestens 600° C, POHL 1977), lagert ein glasarmer „Suevit“ mit schwacher magnetischer Remanenz, dessen Mischtemperatur bei der Ablagerung wesentlich niedriger (meist nicht über 200 — 300° C, POHL 1977) war (Tieftemperaturesuevit, 525 — 602 m). Dieser Abschnitt erscheint makroskopisch als polymikte Kristallinbreccie und ist den darunter folgenden, im Kristallin eingelagerten Gangbreccien sehr ähnlich (STÄHLE u. OTTEMANN 1977, STÖFFLER et al. 1977). Da die von der Oberfläche her bekannten Auswurf-Suevite Hochtemperaturesuevite mit starker remanenter Magnetisierung sind, ist es zweckmäßig, nur Gesteine mit dieser Eigenschaft als Suevit zu bezeichnen und den „Tiefemperatur“- oder „glasarmen Suevit“ zu den Polymikten Kristallinbreccien („Gangbreccien“ in der Bohrung) zu schlagen (s. auch Abschn. 7).

**Ausbildung.** Zwischen dem in der Kraterandzone und im Vorries auftretenden Auswurf-Suevit und dem im zentralen Kraterbereich (innerhalb des inneren Rings) liegenden Rückfall-Suevit bestehen deutliche Unterschiede hinsichtlich Zusammensetzung und Gefüge, welche eine getrennte Beschreibung erfordern.

Der **Auswurf-Suevit** ist ein graues, tuffbreccienartiges Gestein, das aus Fragmenten verschiedener Kristallingesteine (verschiedene Gneise, Amphibolite, Granite, Granodiorite u. a.) besteht, in welchen alle Stufen der Stoßwellenmetamorphose auftreten. Die ungeschmolzen oder partiell geschmolzen gewesenen Gesteinsfragmente sind mit völlig aufgeschmolzen gewesenen Glaspartikeln intensiv vermischt. Der Gesamtglasgehalt liegt im Durchschnitt bei 15 Vol. % (POHL et al. 1977) und kann bis 70 % (Bohrung Wörnitzostheim, FÖRSTNER 1967) erreichen. Die Kristallingesteinsfragmente und größeren Glaspartikel sind in eine feinkörnige Grundmasse eingebettet, die aus kleinen Glaspartikeln, Mineralbruchstücken, welche hauptsächlich vom Kristallin stammen, und Montmorillonit besteht. Der Montmorillonit ist nach ENGELHARDT (1971, 1972) durch eine unmittelbar nach der Ablagerung erfolgte Zersetzung aus kleinen Glas- und Mineralpartikeln infolge der Einwirkung von Dämpfen und Lösungen in dem noch heißen Suevit entstanden.

Besonders bezeichnend sind mehrere cm oder dm große Glasbomben oder -fladen, die mit 10 — 20% an der Zusammensetzung beteiligt sind (ENGELHARDT 1972). Sie besitzen meist eine charakteristische Form, ähnlich einer Pfanne: Durch einen aufgebogenen Randwulst kann man deutlich eine Ober- und Unterseite unterscheiden. An einem Ende der meist etwa ovalen Fladen geht dieser Wulst in einen lang ausgezogenen, oft gedrehten Schwanz oder Stiel über, so daß man auch Vorder- und Hinterende erkennen kann. In der Regel ist diese Verlängerung jedoch abgebrochen. Die verschiedenen Bruchstücke erlauben aber eine Rekonstruktion der beschriebenen Idealgestalt, von der es natürlich viele Variationen gibt, und die man als Flugformen (HÖRZ 1965, ENGELHARDT 1969) verstehen kann.

Die chemische Zusammensetzung der Gläser aus verschiedenen Vorkommen ist trotz der großen Variabilität, die das kristalline Grundgebirge im Ries zeigt, auffallend gleich (ENGELHARDT 1967 b, 1969, 1972, STÄHLE 1972) und entspricht einem Mischgneis. Ein solcher wird daher von ENGELHARDT und GRAUP als Ausgangsmaterial für die Suevitgläser angenommen (GRAUP 1977). Dieses anscheinend nur aus einem kleinen Bereich stammende Material, das die stärksten Stoßwellenwirkungen zeigt, wurde mit weniger stark stoßwellenbeeinflusstem, fragmentärem Material, das von vielfältigen Gesteinstypen des kristallinen Grundgebirges abstammt, intensiv vermischt. Der Suevit ist somit polymikt hinsichtlich der Gesteinstypen und heterogen hinsichtlich der Stoßwellenmetamorphose (ENGELHARDT 1971).

Beimengungen von Materie des eingeschlagenen Körpers sind im Suevit nicht mit Sicherheit nachzuweisen, da die von STÄHLE (1970) festgestellten Ni- und Co-Gehalte der Gläser innerhalb der Variationsbreite dieser Elemente im kristallinen Grundgebirge, insbesondere in den Gneisen des Rieses liegen, und da meist nur wenige  $\mu\text{m}$  große, Ni-haltige metallartige Kügelchen, die von CHAO (1963), SCHÜLLER u. OTTEMANN (1963), EL GORESY (1964, 1968) und STÄHLE (1972) in Riesgläsern beobachtet worden sind, größtenteils als Aufschmelzprodukte Ni-haltiger sulfidischer Erze erklärt werden können. Neuerdings wurden jedoch feine metallische Adern und Putzen, die hauptsächlich aus Fe, Cr und Ni bestehen, im kristallinen Grundgebirge unter dem Kraterboden in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 (Teufe 602—617,6 m) von EL GORESY u. CHAO (1976 b, 1977) entdeckt und als Kondensat aus dem Dampf des Einschlagkörpers gedeutet.

Auffallend ist in diesem Zusammenhang auch ein Ergebnis von SCHNITZER u. SCHWAB (1972) wonach in den untersten 1,5 m der Bunten Breccie über der Auflagerungsfläche (Schliff-Fläche) in Möhren und bei Kaisheim extrem hohe Ni-Gehalte gemessen worden sind. Diese merkwürdige Feststellung wurde jedoch von anderer Seite weder bestätigt noch widerlegt.

Die Suevitgläser sind im mikroskopischen Maßstab sehr inhomogen und zeigen viele Schlieren, Blasen und eingeschlossene Gesteins- und Mineralfragmente (Abb. 12). Die Schlieren zeichnen intern die äußere Form der Fladen nach, die Blasen sind gemäß der Fließbewegungen gestreckt, und auch die eingelagerten Gesteins- und Mineralfragmente sind entsprechend eingeregelt. Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz und zeigen verhältnismäßig wenig Stoßwellenbeanspruchung. Es handelt sich also nicht um ungeschmolzen gebliebene Reste des unmittelbar durch die Stoßwellenbeanspruchung aufgeschmolzenen Gesteins, sondern um eine Beimischung von weniger stark stoßwellenbeeinflusstem fragmentärem Gesteinsmaterial. Solche Beimischungen wurden von der ursprünglich über 1800° C heißen Schmelze z. T. aufgeschmolzen. Dabei erfolgte eine Anreicherung des hochschmelzenden Quarzes (ENGELHARDT u. STÖFFLER 1968, ENGELHARDT 1969, 1972, STÄHLE 1972; s. auch Abschn. 6.1.1.).

Die Suevitgläser liegen heute nur teilweise noch als echte Gläser vor. Diese zeigen glänzenden Bruch und durchscheinende Kanten und Ecken. Zum Teil sind die Gläser durch die Auskristallisierung verschiedener Minerale (vor allem Feldspat und Pyroxen) in mikroskopisch feine Mineralaggregate umgewandelt worden. Solche auskristallisierte ehemalige Gläser zeigen matteren Glanz auf frischen Bruchflächen und dunklere oder bläuliche Farbe (ENGELHARDT u. STÖFFLER 1968, ENGELHARDT 1969, 1972, STÄHLE 1972).

Bei Felduntersuchungen ergab sich, daß die Verteilung der verschiedenen Glastypen nicht willkürlich ist. Bei einigen Suevitvorkommen (z. B. Otting, Zipplingen, Bohrung Wörnitzostheim) liegen in einer oberflächennahen Zone noch echte Gläser vor, während darunter Kristallisationserscheinungen in den Gläsern verbreitet sind. Sofern auch die Untergrenze der Vorkommen aufgeschlossen oder in der Nähe zu vermuten ist (z. B. Aufschlüsse Otting, Aumühle, Zipplingen, Bohrung Wörnitzostheim nach FÖRSTNER 1967 und DRESSLER u. GRAUP 1974), zeigt sich unten dasselbe Verhalten der Gläser wie oben. ENGELHARDT (1967 a, 1969, 1972) führt dies auf die raschere Abkühlung des Suevit an der Ober- und Untergrenze zurück, während die längerandauernde Erwärmung in den mittleren Bereichen die Kristallisation aus den Gläsern veranlaßt hat. Dort wo die obere Abkühlungszone noch vorhanden ist, kann man annehmen, daß nur wenig Suevit abgetragen wurde.

CHAO (1977 b) lehnt diese Deutung allerdings ab und erklärt die Unterschiede in der Glas-erhaltung als sekundäre Veränderungen, die ohne Beziehung zur Abkühlungsgeschichte der Suevitablagerung stehen.

Sedimentgesteine sind an der Zusammensetzung des Suevit mengenmäßig nur untergeordnet beteiligt (0,2 — 5 % der Einschlüsse oder 0,05 — 1,2 % des gesamten Gesteins nach POHL et al. 1977). Sie zeigen nach den Untersuchungen von BARANYI (in ENGELHARDT 1969) nur geringe thermische Veränderungen an der Oberfläche, die auf eine kurzdauernde Erwärmung bis auf 500 — 900° C schließen lassen. Sie sind also erst sekundär in die Suevitmasse aufgenommen worden, als diese schon am Abkühlen war.

Der Suevit ist ein mäßig stark verfestigtes Gestein, das im Mittelalter als Baustein gerne verwendet wurde. Worauf die Verfestigung zurückzuführen ist, ist noch nicht vollständig geklärt, jedoch ist es sicher, daß sie nicht auf einer Verschweißung der Glaspartikel beruht. Der Suevit war zwar bei der Ablagerung noch so heiß, daß er eine starke thermoremanente Magnetisierung annehmen konnte (über 580° C, Curie-Temperatur des Magnetits als Träger der Magnetisierung, POHL u. ANGENHEISTER 1969), jedoch waren die Glaspartikel bereits so weit abgekühlt, daß sie brüchig waren, denn sie sind meist in zerbrochenem Zustand eingebettet worden (HÖRZ 1965). Die Ablagerungstemperatur dürfte etwa 600° C betragen haben (POHL et al. 1977). Von dem hohen Gasgehalt, den diese Masse unmittelbar nach der Ablagerung noch besessen hat, zeugen vertikale röhrenartige Gebilde, die offenbar durch Entfernung des Feinmaterials entstanden sind. Sie wurden von ENGELHARDT (1971, 1972) als Entgasungskanäle gedeutet.

Mit Ausnahme einer bis wenige dm mächtigen, feinkörnigen Zone, die man gelegentlich an der Basis beobachten kann und die Andeutungen von Schichtung zeigt (Steinbruch Aumühle, Abb. 31, Steinbruch Otting), macht der Suevit in den Aufschlüssen einen ungegliederten Eindruck. Lediglich etwa oberflächenparallele Absonderungsfugen und etwa vertikale Klüfte durchziehen die sonst i. a. einheitlichen Massen. Doch haben Gefügeuntersuchungen von HÖRZ (1965) und G. H. WAGNER (1965) ergeben, daß die Glasfladen nicht ganz regellos eingelagert, sondern in der Mehrzahl richtungsmäßig auf das Rieszentrum bezogen sind.



Abb. 31. Suevit überlagert Bunte Breccie mit steilem Relief; Steinbruch Aumühle nordöstlich Oettingen. Im Liegenden Bunte Breccie aus dunklem Doggerton und hellem Keupersandstein bestehend, Obergrenze N 110° E streichend und 40° N einfallend. Darüber Suevit, unten mit feinkörniger Basisschicht (bis 40 cm). Der Suevit ging früher nach rechts gewölbeartig weiter.

Eine vom Normaltyp abweichende Ausbildung besitzen zwei Vorkommen in der östlichen Kraterandzone bei Polsingen und Amerbach (ENGELHARDT 1969, STÖFFLER 1975, POHL et al. 1977): In eine blasenreiche Grundmasse sind verschiedenartige, große und kleine Kristallingesteinsfragmente regellos eingelagert. Die Grundmasse war ursprünglich ein schaumiges Glas mit Fluidaltextur, das durch Kristallisationsvorgänge in ein feinkörniges Kristallaggregat verwandelt wurde (hauptsächlich Gewirr von Feldspatleisten, ferner Pyroxen, Hämatit und Cristobalit). Es handelt sich anscheinend um zwei geschlossene Schmelzklumpen in der Größenordnung von 10—50 m Durchmesser, also gleichsam um zwei Riesensbomben, die aus dem zentralen Krater in die Kraterandzone geworfen wurden, wo sie Schollen der Bunten Trümmernmassen überlagern. STÖFFLER (in GALL et al. 1975) bezeichnet dieses Gestein als Impaktit oder Impaktschmelzgestein (s. auch Abschn. 7).

Eine andere Sonderausbildung ist im Suevit des südlichen Vorrieses weit verbreitet (HÜTTNER 1969). Sie gibt sich durch feinsandiges Aussehen der Grundmasse und relativ wenige und kleine Einschlüsse zu erkennen. Der auffallende Feinsandgehalt ist nach Korngröße und -form, reichlicher Beteiligung von Glimmer und gelegentlich Glaukonit als Molassesand anzusprechen. SCHNEIDER (1971) bestätigte diese Annahme durch den Nachweis alpiner Schwerminerale im Suevitvorkommen

Amerdingen. Durch die Lagerungsverhältnisse gibt sich diese Ausbildung als wenig jünger als der Normalsuevit zu erkennen. Diese sandigen Suevite sind nämlich entweder gangartig in steilstehenden Spalten in den Normalsuevit eingelagert (z. B. Steinbruch Aufhausen, HÜTTNER 1969, Abb. 25) oder in Form flacher Rinnenfüllungen dem Normalsuevit aufgelagert (z. B. Steinbruch Amerdingen, HÜTTNER 1969, Abb. 26). Nicht immer sind die Kontakte so klar zu erkennen wie bei den zitierten Beispielen, es gibt offenbar auch Übergänge. Wahrscheinlich stellt der feinkörnige Suevit im mittleren Teil des Steinbruchgeländes östlich der Aumühle (G. H. WAGNER 1965, Taf. 18, „Tuff 2“) eine analoge Bildung dar, wobei zu berücksichtigen ist, daß dort im nördlichen Riesgebiet die Molassekomponente fehlt.

Der Rückfall-Suevit ist nach den Kenntnissen aus den Bohrungen Deiningen 1 (1953/54) und Nördlingen 1973 (CHAO 1977 a, b, FÖRSTNER 1967, STÄHLE u. OTTEMANN 1977, STÖFFLER 1977, STÖFFLER et al. 1977) im Verhältnis zum Auswurf-Suevit glasärmer (1,3 — 6,3 % Glasgehalt — STÖFFLER et al. 1977) und insbesondere fehlt den Glasparkeln die typische Flugform der Fladen des Auswurf-Suevit. Die Gläser sind insgesamt kleiner (bis einige cm groß), unregelmäßig umgrenzt und meist außerordentlich blasenreich. Sie liegen heute mit geringen Ausnahmen umgewandelt in Montmorillonit und Zeolithe vor. Die Blasen sind meist mit Zeolithmineralien erfüllt. Ein weiterer Unterschied betrifft die sedimentären Komponenten: Diese sind im Rückfall-Suevit seltener, und während im Auswurf-Suevit Malmkalkfragmente weitaus vorherrschen, fehlen diese im Rückfall-Suevit völlig; dort kommen nur Sand- und Tonsteine, also Fragmente der tieferen Sedimentdecke vor (s. auch Abschn. 7).

**Verbreitung und Lagerung.** Während der Rückfall-Suevit auf den zentralen Kraterbereich beschränkt ist, wo er eine bis 400 m mächtige Beckenfüllung bildet und damit die Hauptmasse des Suevit darstellt (POHL et al. 1977, STÖFFLER 1977; s. auch Abschn. 7) lagert der Auswurf-Suevit in isolierten, bis 1 km<sup>2</sup> großen Vorkommen in der Kraterrandzone und im Vorries (s. Karte). Die Verbreitung reicht bis 32 km vom Kraterzentrum und bleibt damit weit hinter derjenigen der Bunten Trümmern zurück. In der Kraterrandzone ist durch die Bohrung Wörnitzostheim eine Mächtigkeit von über 80 m nachgewiesen (FÖRSTNER 1967, DRESSLER u. GRAUP 1974, GALL et al. 1976), während im Vorries die Mächtigkeit 25 m nur selten überschreiten dürfte. Im Durchschnitt dürfte sie hier bei vorherrschend wannenförmiger Lagerung etwa 10 m betragen; maximal sind bei Einlagerung in tiefe Mulden oder klaffende Spalten (z. B. Vorkommen Altenbürg, s. unten) etwa 40 m nachgewiesen (HÜTTNER 1969).

Sowohl in der Kraterrandzone als auch im Vorries überlagert der Suevit Bunte Trümmernmassen. Deren Oberfläche zeigt oft ein sehr unruhiges Relief. Das erkennt man z. B. in den Steinbrüchen Aumühle (Abb. 31) und Altenbürg; man kann es aber auch aus dem Kartenbild erschließen. Bei genauer Kartierung zeigen die Suevitvorkommen eine stark zerzipfelte Verbreitung (s. Karte, Gebiet Hofen — Eglingen — Osterhofen). Dieses Kartenbild läßt sich am besten durch die Überlagerung einer sehr unruhigen, zerklüfteten Oberfläche der Bunten Trümmernmassen mit einer Suevitdecke erklären (HÜTTNER u. WAGNER 1965 b). Ob die Suevite aber eine geschlossene Decke von variabler Mächtigkeit rings um den Krater gebildet haben (ENGELHARDT 1972, 1974) oder „bereits primär sporadisch, jedoch zentrosymmetrisch um den Krater zur Ablagerung kamen“ (STÖFFLER in

GALL et al. 1975), ist schwer zu entscheiden. Im nördlichen und westlichen Krater-vorland ist der dort sicherlich auch vorhanden gewesene Suevit gemeinsam mit den Bunten Trümmern abgetragen worden (s. Abschn. 6.2.3.2.). Im südlichen und östlichen Vorries erlaubt das Verbreitungsmuster den Schluß, daß wohl Schwerpunkte der Verbreitung primär durch den Auswurfvorgang festgelegt worden sind. Ein individueller Auswurf so kleiner Komplexe wie sie heute vorliegen, ist nicht anzunehmen, denn die Kartierung zeigt, daß ursprünglich größere Zusammenhänge vorhanden waren (s. oben). Es fällt aber auf, daß die Gebiete, in welchen Suevitvorkommen gehäuft auftreten, zwischen den Gebieten liegen, in welchen größere Kristallinmassen „strahlenartig“ ins Vorries hinaus vorstoßen (GRAUP 1975, s. Abschn. 4.1.). Hier scheint eine gegenseitige Vertretung dieser hinsichtlich der Stoßwellenbeanspruchung sehr verschiedenartigen, aber hinsichtlich des Herkunftsortes benachbarten Auswurfmassen vorzuliegen. Solche spezielle Unterschiede in der Verbreitung oder allgemeiner, das gehäufte Vorkommen der Suevite im südsüdwestlichen Vorries und die geringe Verbreitung im südöstlichen (bei gleicher Verbreitung der Bunten Trümmernmassen und eher noch besseren Erhaltungsbedingungen im Südosten) müssen wohl eine primäre Ursache haben (HÜTTNER 1969).

Die Untergrenze der Suevite ist bemerkenswert scharf. Nur gelegentlich wurden einzelne Glasbomben gefunden, die wenige dm tief in die liegende Bunte Breccie eingedrungen sind (Otting, G. H. WAGNER 1965) und nur stellenweise ist eine besonders ausgebildete, bis wenige dm mächtige Übergangszone zu beobachten (Otting, Aumühle, G. H. WAGNER 1965, SCHNEIDER 1971; s. unten). Ein allgemeiner, kontinuierlicher Übergang ist aber nicht vorhanden. Es liegt also ein Hiatus zwischen der Ablagerung der Bunten Trümmernmassen und derjenigen des Suevit vor. Daß dieser Hiatus jedoch nur sehr kurz war, ergibt sich aus den Lagerungsverhältnissen des Suevitvorkommens Altenbürg. Der Suevit grenzt dort, im Steinbruch aufgeschlossen, mit zwei Seiten an steilstehende, z. T. sogar überhängende Wände aus allochthonen, zerrütteten und z. T. vergriesten Malmkalken. Nach Bohrerergebnissen (HÜTTNER u. WAGNER 1965 a, HÜTTNER 1969) erfüllt er hier eine bis 40 m tiefe Kluft zwischen verschiedenen Schollen der Bunten Trümmernmassen. Die steilen Wände konnten in dem zerrütteten Gestein nur stehenbleiben, wenn sie sofort durch die Plombe aus Suevit gestützt wurden. Der Suevit muß also der Ablagerung der Bunten Trümmernmassen unmittelbar gefolgt sein (HÜTTNER 1969).

Im Grenzbereich Suevit/Bunte Breccie treten in den Aufschlüssen Otting und Aumühle stellenweise bis zu wenige dm mächtige, feinkörnige Übergangszonen auf, in welchen Paralleltaxen ausgebildet sind. Diese beruhen nach SCHNEIDER (1971) auf einem Korngrößenwechsel und Einregelung der Partikel. Diese Beobachtungen weisen auf eine laterale Bewegung der Suevitmassen hin. Da mit Ausnahme dieser lokalen Basispartien die Suevite einheitlich zusammengesetzt sind, muß ein einmaliger, einheitlicher Ablagerungsvorgang angenommen werden. Dieser ist vermutlich aus einer heißen Wolke mit hoher innerer Turbulenz erfolgt. In Verbindung mit der Beobachtung, daß die meisten Suevite in tiefer topographischer Lage angetroffen werden, kann man annehmen, daß diese Wolke zumindest das letzte Stück ihres Wegs der Schwere folgend über die Bunten Trümmernmassen hinweggeglitten ist (vgl. ENGELHARDT 1974, HÜTTNER 1974, POHL et al. 1977). Das Überwiegen von Malmgesteinen bei den sedimentären Einschlüssen im Auswurf-Suevit, im Gegensatz zum Fehlen derselben im Rückfall-Suevit, findet leicht

eine Erklärung durch Aufnahme solcher Gesteinsfragmente aus den hieran reichen Bunten Trümmernmassen beim Darübergleiten der turbulenten Suevitwolke. Vermutlich sind solche Wolken in verschiedener Richtung protuberanzenartig aus dem Einschlagszentrum herausgedrungen.

Die feinsandigen Suevite des Vorrieses sind vermutlich aus aufgewirbeltem Staub, insbesondere aus Molassesanden, vermischt mit Suevitstaub, durch nach dem Ereignis einsetzende heftige Regenfälle tuffitähnlich abgelagert worden. Sie lagerten sich in Spalten ein, die sich bei der raschen Abkühlung des normalen Auswurf-Suevit gebildet hatten, erodierten sich Rinnen in die noch lockeren Suevitmassen ein oder überlagerten diese flächenhaft.

Auf spätere Erosions- und Umlagerungsvorgänge im Suevit weisen zerbrochene Kalkbänkchen hin, die im östlichsten Teil des Steinbruchgeländes östlich der Aumühle in den Suevit eingelagert sind (G. H. WAGNER 1965, Taf. 18 „Tuffit-scholle“; vgl. auch LÖFFLER 1926 b, AHRENS u. BENTZ 1929) sowie Schichtungserscheinungen, welche NATHAN (1935) in der „Traßgrube“ nördlich Hürnheim beobachtet hat.

Die Suevitgläser geben die Möglichkeit zu einer Altersbestimmung des Riesereignisses nach der K—Ar-Methode. Untersuchungen nach dieser Methode wurden durch die Spaltspuren-Methode ergänzt und abgesichert. Es ergab sich in guter Übereinstimmung vieler Bestimmungen ein Alter von 14,7 Millionen Jahren (GENTNER u. WAGNER 1969, STORZER u. GENTNER 1970, LIPPOLT 1974, G. A. WAGNER 1974, 1977).

## 6.5. Zusammenfassende Betrachtung

Die Untersuchung von Gesteinen und ihren Lagerungsverhältnissen findet erst dann einen voll befriedigenden Abschluß, wenn man dadurch die Vorgänge, die zu ihrer Bildung geführt haben, aufklären kann. Dieser wesentliche Schritt von der Beschreibung zur Erklärung ist bei den Riesgesteinen besonders schwer zu vollziehen, weil die ungeheuer schnell und gewaltsam ablaufenden Einschlagsvorgänge in ihren einzelnen Phasen schwer faßbar sind. Für ein volles Verständnis dieser Vorgänge sind physikalische Überlegungen und experimentelle Untersuchungen unerläßlich (s. Abschnitt 7). Wie in den vorstehenden Unterabschnitten dieses Kapitels dargelegt wurde, vermögen aber auch die geologischen Beobachtungen an den Impaktgesteinen wichtige Hinweise auf deren Bildungsvorgänge zu geben. Diese sind nachstehend zusammengefaßt.

Die „ältesten“ Bildungen sind die Polymikten Kristallinbreccien. Diese wurden auf aufgerissenen Spalten in das Nebengestein (hauptsächlich kristallines Grundgebirge) in einer frühen Phase der Kraterbildung injiziert. Anschließend wurden sie z. T. gemeinsam mit diesen Gesteinen aus dem Krater ausgeworfen und damit ein Bestandteil der Bunten Trümmernmassen. Die mehr nach unten eingedrungenen Teile blieben jedoch gemeinsam mit ihrem Nebengestein unter dem Kraterboden zurück.

Die überwiegend aus Sedimentgesteinen zusammengesetzten Bunten Trümmernmassen stellen das Gros der Auswurfmassen dar. Trotz ihrer auf den ersten Blick

chaotisch erscheinenden Ausbildung können in ihrer Lagerung und in ihnen selbst gewisse Regeln und Strukturen erkannt werden, welche Hinweise auf den Auswurf- und Kraterbildungsvorgang geben:

Die Ausbildung der Schlift-Flächen auf autochthonem Untergrund im Vorries und über parautochthonen Schollen der Kraterrandzone zeigt, daß eine radiale, kraterauswärts gerichtete Bewegung der Bunten Trümmernmassen stattgefunden hat, wobei auf den Untergrund starke Druckwirkungen ausgeübt wurden. Am Kraterrand sind vor allem horizontale, auswärts schiebende Druckwirkungen festzustellen. Diese führten zur Ausbildung flacher Scherflächen, die sich insbesondere im Lias- und Dogger-Kraterrandgebiet (im Westen und Norden) gut entwickeln konnten. Die massiven Kalke der Albtal setzten der Ausbildung solcher Scherflächen größeren Widerstand entgegen. Eine Rückfederbewegung bewirkte das Abgleiten von Malmkalkschollen in den Krater, und zwar zu einer Zeit, als der Auswurf aus zentraleren Bereichen des Kraters noch andauerte. Der Krater hat sich also nicht kontinuierlich bis auf seine maximale Dimension erweitert, sondern gegen Ende der Kraterbildung war in der Kraterrandzone alles auf einmal in Bewegung. Auswurfmassen aus zentraleren Teilen überholten am Kraterrand hinausgeschobene Schollen (Steinbruch Schneider, Wemding) und gleichzeitig erfolgten rückläufige Bewegungen vom Kraterrand abgestoßener Schollen (Steinbruch Siegling, Holheim). Die autochthonen Gesteine des Kraterrands wurden — wenigstens teilweise — aufgestaucht und um einige Dekameter angehoben (Abschnitt 5). Die Anhebung der Schichten, die im Süden bis Südsüdwesten am deutlichsten ist, hat ein Gegenstück in der Ausbauchung der Kraterrandlinie im Norden bis Nordnordosten. Dem dürfte auch die innere Struktur des Kraters mit dem nach Norden bis Nordnordosten offenen oder zumindest weniger deutlich ausgebildeten inneren Wall (REICH u. HORRIX 1955) entsprechen. Der Krater besitzt somit eine NNE—SSW streichende Achse, deren Ausbildung wohl mit der Einschlagsrichtung in Verbindung steht.

Im Vorland des Kraters zeigen die Schlift-Flächen kraftvolle horizontale Bewegungen der Bunten Trümmernmassen an. Verwitterungsdecken wurden von der Landoberfläche abgeschürft und — noch tiefer wirkend — wurden teilweise ganze Gesteinspakete auf Schichtflächen abgeschoben oder auch nur ein Stück weit verschoben. Doch lassen sich nicht alle Wirkungen auf den Untergrund durch das **Ü b e r g l e i t e n** der Bunten Trümmernmassen verstehen. Lokal auftretende oberflächliche Zertrümmerungen der autochthonen Malmtafel in der Umgebung des Kraters sind leichter durch den **A u f s c h l a g** ballistisch ausgeworfener Trümmernmassen erklärlich.

Besonders tiefgreifend war die Wirkung der Bunten Trümmernmassen über den weichen oder lockeren Sedimenten der Molasse. Dort wurde die von den Bunten Trümmernmassen überfahrene Landoberfläche völlig umgestaltet. Die besondere Art der Aufarbeitung dieser Lockersedimente ist durch den Gleitvorgang allein nicht erklärlich. Die Durchdringung großer Mengen von Molassematerial mit relativ wenig und kleinstückigem Kratermaterial erfordert die Annahme einer gewaltigen Aufwirbelung der Lockersedimente der Molasse, welche man am ehesten durch den Aufschlag ballistisch transportierter Auswurfmassen erklären kann. Das solcherart vermischte Krater- und Lokalmaterial wurde anschließend von der Gleitbewegung erfaßt. Diese ergriff aber auch noch unvermischte Teile der Molasse

und führte zu einer Mischung größeren Stils, bei welcher das Erscheinungsbild der Bunten Breccie südlich der Klifflinie schließlich entstand: das Nebeneinander von intensiv mit wenig Kratermaterial durchmischtem Molassematerial, reinen Fetzen und Schollen von Molassematerial und überwiegend aus Kratermaterial bestehender „normaler“ Bunter Breccie.

Strukturen in den Bunten Trümmermassen deuten an, daß deren letzter Bewegungsvorgang teils rollend, teils gleitend erfolgt ist. Dabei wurden die Schollen und Fragmente zerkleinert, verbogen, verknetet oder ausgewalzt. Zunehmender Anteil der Matrix mit zunehmender Entfernung vom Krater ist das Resultat dieses Vorgangs. Die Abnahme der mittleren Schollengröße mit der Entfernung vom Krater entspricht diesem Vorgang ebenfalls, ist aber wohl auch durch primäre Unterschiede beim Auswurf bedingt. Eine Anreicherung von Material aus größerer Tiefe des Kraters (insbesondere Kristallin) in den oberen Zonen der Bunten Trümmermassen ist nur stellenweise zu erkennen. Die theoretisch geforderte inverse Lagerung der Auswurfmassen wurde durch die turbulente Roll- und Gleitbewegung weitgehend zerstört.

Die Bunten Trümmermassen verließen den Krater also teils gleitend, teils in ballistischem Flug, und zum Schluß fügte sich alles zu einer strömenden Trümmermasse zusammen, für welche KRANZ (1923) das treffende Bild einer „Erd- und Gesteinswoge“ gefunden hat, die über die Landoberfläche in der Umgebung des Kraters gebrandet ist. Wenn man die eingehenden Untersuchungen A. HEIMS (1932) über große Bergstürze und ihre Trümmerströme mit den Ergebnissen über die Bunten Trümmermassen vergleicht, kann man viele Übereinstimmungen feststellen (vgl. HÜTTNER 1969, S. 193). Die Vorstellungen über die Bewegung der Bunten Trümmermassen auf der Landoberfläche werden dadurch gestützt und verständlicher.

Unmittelbar nach dem Stillstand des Trümmerstroms wurde der aus dem zentralen Bereich des Kraters stammende und die stärksten Veränderungen durch extrem hohe Druck- und Temperatureinwirkung aufweisende Suevit darüberlagert. Der größte Teil des Suevit fiel jedoch wieder in den zentralen Krater zurück. Die in die Kraterrandzone und ins Vorries gelangten Suevitmassen sind wahrscheinlich aus heißen Gaswolken abgesetzt worden, die protuberanzenartig aus dem Einschlagszentrum hervorbrachen. Den Abschluß bildeten heftige Regenfälle, durch welche hauptsächlich aus Suevitmaterial bestehende Staubmassen schlammstromartig abgelagert wurden.

## 7. Bau und Entstehung des Ries-Kraters

(JEAN POHL und HORST GALL)

### 7.1. Einleitung

Der Ries-Krater zeigt in modellhafter Weise zahlreiche typische Merkmale großer Astrobleme. Seine Entstehung durch den Einschlag eines kosmischen Körpers kann heute als gesichert gelten (vgl. u. a. SHOEMAKER and CHAO 1961, PREUSS 1964, *Geologica Bavarica* 61, 1969, *Geologica Bavarica* 75, 1977). Der folgende Beitrag enthält eine kurze Beschreibung der Struktur des Kraters sowie einen Versuch zur Interpretation des Kraters im Sinne der Impakt-Theorie. Beschreibung der Struktur bedeutet hier vor allem Beschreibung der Gesteinsmassen, die bei der Kraterbildung bewegt und durch die beim Einschlag erzeugten Stoßwellen beansprucht wurden. Hierbei sollte versucht werden, sowohl die Ausgangslage als auch die Endlage aller bewegten Gesteine, sowie Gesetzmäßigkeiten über die Beanspruchung, über die Verteilung und die Bewegungsmechanismen zu erfassen. Ein Modell zur Interpretation muß den zeitlich-räumlichen Ablauf der Massenbewegungen, sowie den physikalischen Zustand der Gesteine bei der Kraterbildung angeben können.

Das Gebiet, in dem der Einschlag erfolgte, bestand aus zwei Gesteinskomplexen von unterschiedlichem Verhalten gegenüber Stoßwellen. Es waren dies einerseits das um 650 m mächtige, im wesentlichen aus nahezu horizontal gelagerten Gesteinen der Trias, des Jura und des Tertiärs aufgebaute sedimentäre Deckgebirge und andererseits das darunterliegende kristalline Grundgebirge. Das Relief der Oberfläche betrug im Einschlagsgebiet maximal etwa 200 m. Die Oberfläche des Kristallins hatte ein Relief bis etwa 200 m. Bei der Entstehung des Kraters sind insgesamt etwa 800 bis 1000 km<sup>3</sup> Gesteine bewegt worden.

Morphologisch bildet der Ries-Krater heute ein sehr flaches Becken mit einem größten Durchmesser von etwa 23 km und einem maximalen Höhenunterschied von rund 200 m, das zum Kraterand hin leicht hügelig wird (Abb. 32). Die Einebnung ist vor allem auf postriesische Umlagerungen und auf die Verfüllung des postriesischen Kratersees mit Sedimenten zurückzuführen. Im Untergrund ist der Krater jedoch durch markante, tiefreichende Strukturelemente charakterisiert, die eine ausgeprägte konzentrische Anordnung aufweisen und zum Teil schon in der Morphologie angedeutet sind.

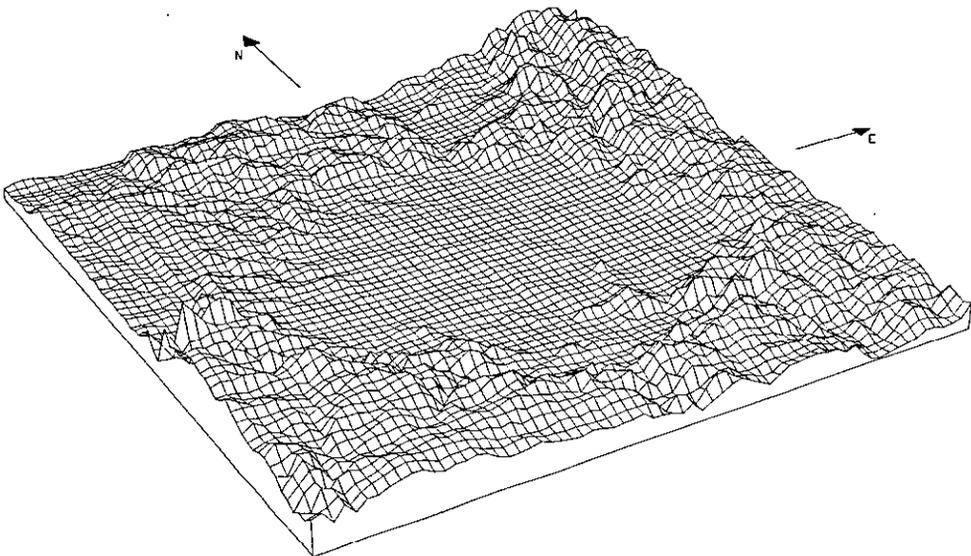


Abb. 32. Perspektivische Darstellung der heutigen Oberflächenmorphologie des Ries-Kraters. Gitterpunktabstand 500 m; vertikale Überhöhung 12,5fach; Koordinatenlinien 400 m über NN.

Die Kraterstruktur kann untergliedert werden (Abb. 33 und 34 f) in einen inneren Krater von ca. 11 km Durchmesser, der durch ein wallartiges Gebilde, den inneren Ring, begrenzt wird, und eine 5–6 km breite, ringförmige Kraterandzone (Schollen- und Schuppenzone, Megablockzone) mit einem Außendurchmesser von 25–26 km, die sich zwischen dem inneren Ring und dem tektonischen (geologischen) Kraterand erstreckt. Der tektonische Kraterand grenzt das Gebiet des Kraters ab vom Vorries.

Bei der Beschreibung der bewegten Massen wird unterschieden zwischen Massen, die durch den Impakt aus dem Krater herausbefördert wurden und Massen, die innerhalb der Kraterstruktur nur angehoben, verschoben, verstellt, verkippt und deformiert wurden, ohne daß sie größere Flugbewegungen durchgeführt hätten. Dies schließt jedoch Verschiebungen über mehrere Kilometer innerhalb der Kraterstruktur nicht aus. In manchen Fällen ist die Trennung allerdings nicht scharf durchzuführen, insbesondere für die Schollen, die die Struktur des inneren Ringes bilden.

Gesteine, die aus dem Krater herausbefördert wurden, werden Auswurfmassen genannt, unabhängig davon, ob sie nachher wieder im Gebiet des Kraters oder außerhalb desselben abgelagert wurden. Ein Teil der Auswurfmassen fiel in den inneren Krater zurück (Rückfall, innere Auswurf-Formationen). Der andere wurde im Gebiet des inneren Ringes, außerhalb des inneren Ringes in der Kraterandzone und außerhalb des Kraterandes im Vorries abgelagert (äußere Auswurf-Formationen).

Im folgenden sollen zunächst die äußeren Auswurf-Formationen, die die oberflächennahen Impakt-Formationen bilden, kurz beschrieben werden, soweit dies für das Verständnis des Einschlagvorganges erforderlich ist (für Einzelheiten wird auf das Kapitel HÜTTNER in diesem Band verwiesen) und dann die tiefere Struktur des Kraters. Die inneren Auswurf-Formationen werden bei der Beschreibung des inneren Kraters mitbehandelt. Viele Fragen können hier der Kürze wegen nicht angesprochen werden und es muß auf die ausführliche Literatur verwiesen werden.

## 7.2. Die äußeren Auswurf-Formationen

Zu den äußeren Auswurf-Formationen gehören vor allem Bunte Trümmersmassen, polymikte Kristallinbreccien, Suevit und Impaktschmelzen. Die Bunten Trümmersmassen (HÜTTNER 1969) bestehen aus größeren, auf der geologischen Karte gesondert darstellbaren, mehr oder weniger stark zerbrochenen oder auch brecciierten Sediment- und Kristallinschollen einheitlicher Zusammensetzung (beim Maßstab 1:50 000  $> 50$  m) und der kleinerstückigen Bunten Breccie (Komponentengröße bei 1:50 000  $< 50$  m). Die Bunte Breccie besteht aus Sedimenten aus dem Krater sowie den bei der Ablagerung aufgenommenen lokalen Gesteinen und kann bis zu 10% Kristallin enthalten. Die Stoßwellenbeanspruchung der Bunten Trümmersmassen ist gering (Stoßwellenstufe 0,  $p < 100$  kbar; zur progressiven Stoßwellenmetamorphose siehe z. B. STÖFFLER 1971 b). Gesteine mit höherer Stoßwellenbeanspruchung sind die an einigen Stellen vorkommenden polymikten Kristallinbreccien und Gangbreccien, sowie dann vor allem der Suevit und die Impaktschmelzen. Bestandteile der polymikten Kristallinbreccien sind vorwiegend Gneise, Granite und Amphibolite der Stoßwellenstufen 0 bis II. Der Suevit ist ebenfalls eine polymikte Kristallinbreccie (max. 5% Sedimente), die jedoch durch das Vorhandensein von Komponenten mit allen Stufen der Stoßwellenmetamorphose bis zur Aufschmelzung (Stufe IV,  $p > 600$  kbar) gekennzeichnet ist. Die Schmelzprodukte im Suevit der äußeren Auswurf-Formationen haben häufig eine charakteristische, wahrscheinlich aerodynamisch entstandene Fladenform. Impaktschmelzen bestehen überwiegend aus aufgeschmolzenem (rekristallisiertem) Kristallin. Sie sind im Ries bisher nur in zwei einige zehner Meter großen Vorkommen in der Kraterandzone gefunden worden (Polsingen, Amerbach).

Innerhalb des Kraterandes bestehen die Bunten Trümmermassen vorwiegend aus größeren Schollen, während Bunte Breccie im eigentlichen Sinne stark zurücktritt. Polymikte Kristallbreccien, Suevit und Impaktschmelzen sind sporadisch vorhanden. Über Lagerung und Mächtigkeit der äußeren Auswurf-Formationen im Bereich des inneren Ringes und in der Kraterandzone in der Nähe des inneren Ringes, die größtenteils von See-Sedimenten bedeckt sind, geben anstehende Schollen, verschiedene Bohrungen sowie Untersuchungen der Geophysik teilweise Aufschluß. Im Gebiet des inneren Ringes liegen kristalline Schollen auf sedimentärem Material des tieferen Deckgebirges. In der Bohrung Wörnitzostheim, die etwa 2 km außerhalb des inneren Ringes liegt, lagern unter 20 m Seeablagerungen 80 m Suevit und 1 m Kristallin, gefolgt von einer mindestens 80 m mächtigen überkippten Sedimentscholle, die sich jedoch im wesentlichen noch in ihrem stratigraphischen Verband befindet (Keuper — Lias Delta, Epsilon, Zeta — Dogger Alpha; GALL, HOLLAUS und TRISCHLER 1976). Die Bohrung zeigt in exemplarischer Weise eine der gesetzmäßigen Regeln, die in den äußeren Auswurf-Formationen gegeben sind, nämlich die Umkehrung der primären stratigraphischen Reihenfolge. So liegen kristalline Gesteine in der Regel auf sedimentärem Material und ältere Sedimente auf jüngeren. Suevit, als kristalline Breccie, liegt ausnahmslos entweder auf weniger stark beanspruchtem Kristallin oder auf Sedimenten (Bunte Breccie oder größere Einzelschollen). In der Bohrung Wörnitzostheim scheint sogar eine echte Inversion, d. h. eine Umklappung ganzer Schichtpakete, wie dies bei verschiedenen anderen Kratern beobachtet wird, vorzuliegen. Wenn die Regel der inversen Lagerung für die Zone des inneren Ringes und das Gebiet unmittelbar außerhalb des inneren Ringes allgemein gilt, so wären hier Mächtigkeiten der äußeren Auswurf-Formationen von mehreren hundert Metern zu erwarten, vorwiegend als Bunte Trümmermassen in Form von größeren Schollen.

Weiter außen, dem Kraterande zu, war die Mächtigkeit wohl wesentlich geringer. Ein Teil der heute hier anstehenden größeren Schollen hat nur relativ geringe Verstellungen erfahren (parautochthone Schollen) und soll nicht zu den äußeren Auswurf-Formationen im obigen Sinne gerechnet werden, sondern zu der zweiten größeren Gruppe der bewegten Massen. Wahrscheinlich waren sie durch Auswurf-Formationen aus weiter innen liegenden Gebieten bedeckt, sind aber durch Erosion freigelegt worden. Über die Mächtigkeit der ehemals vermutlich geschlossenen Trümmermassendecke in diesem Gebiet können noch keine Aussagen gemacht werden.

Besonders deutlich sind die äußeren Auswurf-Formationen außerhalb des Kraterandes im Vorries zu erfassen, wo sie weitverbreitet auf autochthonem Untergrunde liegen und sehr wahrscheinlich unmittelbar nach dem Einschlag eine geschlossene Decke bis in Entfernungen von über 40 km bildeten (GALL, MÜLLER u. STÖFFLER 1975). Die erhaltenen Mächtigkeiten reichen bis über 100 m (stellenweise — infolge einer besonderen präriesischen Topographie — bis 200 m, BADER und SCHMIDT-KALER 1977). Eine systematische Änderung der Mächtigkeit mit zunehmender radialer Entfernung ist jedoch bisher nicht erkennbar. Es wäre vorstellbar, daß die Mächtigkeit der geschlossenen Decke der Auswurf-Formationen bis an eine äußere Verbreitungsgrenze nahezu gleichbleibend war, dann aber ziemlich rasch abnahm.

Ähnlich wie innerhalb des Kraterrandes ist eine Unterscheidung in größere Sediment- und Kristallinschollen und Bunte Breccie der Bunten Trümmernmassen, sowie in polymikte Kristallinbreccien und in Suevit-Ablagerungen möglich. Die Bunten Trümmernmassen bestehen hier vorwiegend aus Sedimenten, Kristallinanteile sind niedriger als innerhalb des Kraterrandes. Mit zunehmender Entfernung vom Kraterzentrum nimmt generell der Anteil aus tieferen Schichten der Sedimentdecke und aus dem Kristallin ab. Ebenso nimmt die Größe der auskartierbaren Schollen im Mittel mit der radialen Entfernung ab. Ein Trend zur Umkehrung der primären stratigraphischen Reihenfolge, der allerdings durch die im nachfolgenden beschriebenen Durchmischungsvorgänge in der Bunten Breccie stark gestört ist, kann auch hier an den Sediment- und Kristallinanteilen häufig erkannt werden. Streng gilt dies wiederum für die Suevite, die immer mit scharfem Kontakt auf Bunten Trümmernmassen liegen. Suevite kommen im Vorries (wahrscheinlich auch primär) nur fleckhaft vor. Ihre Mächtigkeit beträgt meist weniger als 20 m, im Gegensatz zur Kraterrandzone, wo bisher 80 m Suevit nachgewiesen wurden.

Charakteristisch für die Bunte Breccie im Vorries ist eine intensive Durchmischung der verschiedenen Komponenten, insbesondere der feinerkörnigen Anteile. Ferner ist vielerorts der hohe Anteil an Lokalmaterial bezeichnend, der bis zu 90% ausmachen kann. Der Anteil an Kratermaterial ist dann mit nur 10% erstaunlich gering. Eine gesetzmäßige Änderung des Anteils an Lokalmaterial in der Bunten Breccie mit der radialen Entfernung vom Kraterzentrum ist bisher jedoch nicht erkennbar. Die tiefreichende Aufschürfung des lokalen Untergrundes bis über 50 m und die Art der Durchmischung und Durchdringung der verschiedenen Anteile der Bunten Breccie, insbesondere auch mit lokalem Material, zeigt, daß die Ablagerung der Bunten Trümmernmassen ein extrem heftiger, turbulenter Vorgang war, an dem Material mit hohen Relativgeschwindigkeiten beteiligt war. Gering beanspruchte Komponenten in der Bunten Breccie und ein scharfer Kontakt zum unbeanspruchten Untergrund zeigen allerdings auch, daß der ersten hochenergetischen Phase der Durchmischung eine zweite, weniger energetische, radial nach außen gerichtete Transportphase gefolgt sein muß (HÖRZ et al. 1977 a, b). Wie weit dieser Transport reichte, ist nicht bekannt, doch kann eventuell mit mehreren Kilometern gerechnet werden. Der scharfe Kontakt zwischen Suevit und Bunter Breccie läßt darauf schließen, daß die Bewegungen der Bunten Breccie bei der Ablagerung des Suevits wahrscheinlich schon beendet waren. Er weist ebenfalls auf einen anderen Ablagerungsmechanismus und eventuell auch auf einen anderen Transportmechanismus für den Suevit der äußeren Auswurf-Formationen hin.

### 7.3. Der Aufbau des inneren Kraters

Das Gebiet des inneren Kraters mit einem Durchmesser von 11—12 km unterscheidet sich im Aufbau sowie in der Zusammensetzung und Struktur der dort auftretenden Impakt-Formationen wesentlich von den weiter außen liegenden Zonen. Die über 600 m mächtige Sedimentdecke ist in diesem Bereich völlig ausgeworfen worden und — bis auf geringe Anteile vorwiegend der tieferen Sedimente im Suevit und in Gangbreccien (s. u.) — auch nicht im Rückfall enthalten. Damit befinden sich im inneren Krater nur Impakt-Formationen, deren Material aus dem kristallinen Untergrund stammt.

Aufgrund der geophysikalischen Untersuchungen und der vorhandenen Bohrungen, insbesondere der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 (FBN 1973) (*Geologica Bavarica* 72, 1974, und *Geologica Bavarica* 75, 1977) ergibt sich für das Gebiet des inneren Kraters folgender genereller Aufbau (Abb. 34f): Post-riesische See-Sedimente mit einer maximalen Mächtigkeit von etwa 400 m; darunter bis über 400 m Suevit und darunter im wesentlichen kristalline Gesteine. Die folgende Beschreibung der einzelnen Formationen orientiert sich vorwiegend an den Ergebnissen der FBN 1973.

Die post-riesischen See-Sedimente bestehen aus einer oberen pelitischen Serie, die in relativ ruhigem Wasser abgelagert wurde, und einer unteren, psammitisch-psephitischen Serie (50—100 m<sup>2</sup>), bei deren Ablagerung stärkere Wasserströmungen wirksam waren. Unmittelbar nach der Bildung des Kraters und der Ablagerung der letzten Rückfallmassen existierte im zentralen Gebiet des inneren Kraters ein Relief von möglicherweise 100—200 m und am Rande des inneren Kraters, zum inneren Wall hin, bis zu 400—500 m. Das oberste Rückfallmaterial war z. T. wenig verfestigt, auch standen insbesondere am inneren Wall große Mengen von lockeren Trümmern an, die bei der Sedimentation der unteren Serie abgeschwemmt wurden. Dies führte vor der Ablagerung der Seetone zu einer starken Einebnung des Reliefs (vgl. reflexionsseismisches Profil, ANGENHEISTER und POHL 1969).

Unter den See-Sedimenten liegt in der FBN 73 (315—331,5 m) eine rund 16 m mächtige, sortierte, suevitartige Schicht mit nach unten zunehmender Korngröße. Für die Entstehung dieser Schicht wird von STETTNER (1974) und JANKOWSKI (1977) eine äolische Sedimentation als wahrscheinlich angesehen. In diesem Fall wäre die Schicht als letzter Rückfall im Gebiet des inneren Kraters anzusehen und zu den inneren Auswurf-Formationen zu rechnen.

Als nächste Formation kommt in der FBN 73 eine mächtige, heiß ( $T \geq 600^\circ\text{C}$ ) abgelagerte Suevit-Schicht (331,5—525 m). Sie bildet im inneren Krater eine zum größten Teil geschlossene Decke mit stark variierender, bis über 400 m betragender Mächtigkeit (POHL und ANGENHEISTER 1969, POHL 1974). Mengemäßig stellt der Suevit im inneren Krater den weitaus überwiegenden Teil (> 90%) des im Riesgebiet vorhandenen Suevits dar (POHL et al. 1977, STÖFFLER 1977). Eine gewisse Unsicherheit in bezug auf die primäre Verteilung ergibt sich aus der Unkenntnis der Menge erodierten Suevits in der Kraterrandzone und im Vorries.

Der Suevit, der in der FBN 73 gefunden wurde, ist — wie der Suevit in den äußeren Auswurf-Formationen — eine glashaltige, polymikte, kristalline Impaktbreccie. Die Bestandteile sind in der Regel relativ gut durchmischt, so daß der Suevit größtenteils ein homogenes Gestein bildet. Im Gegensatz zu den Sueviten der äußeren Auswurf-Formationen außerhalb des inneren Ringes hat der innere Suevit einen relativ geringen Anteil an Schmelzprodukten (5 Vol. % gegenüber etwa 15 Vol. %). Die Schmelzanteile haben nicht die typische Fladenform, sondern sind eher rund oder länglich (Durchmesser einige cm bis dm); außerdem haben sie eine extrem hohe Porosität. Die Sedimentanteile sind sehr gering und entstammen dem unteren Teil des Deckgebirges (Keuper — Perm?), was auch im Gegensatz zum Suevit außerhalb des inneren Kraters steht, in dem vorwiegend Sedimente aus dem oberen Teil des Deckgebirges (Jura) enthalten sind (STÖFFLER 1977).

Besonders auffallend sind mehrere Meter große Kristallinschollen innerhalb des Suevits der FBN 73 zwischen 392 und 435 m. Sie trennen den Suevit in eine obere (331,5—392 m) und eine untere (435—525 m) Schicht. Die obere und die untere Suevitschicht unterscheiden sich etwas in ihrer Zusammensetzung und durch verschiedene andere Merkmale, wie z. B. einer systematischen Abnahme des Glasgehaltes in der unteren Schicht (STÖFFLER 1977). Die Ablagerung der Suevite im inneren Krater war daher ein komplexer Vorgang, im Gegensatz zum Suevit außerhalb des inneren Ringes, für den in der Regel ein einphasiger Ablagerungsvorgang angenommen werden kann. Die verschiedene Zusammensetzung der inneren und der äußeren Suevite zeigt, daß die Suevite der äußeren Auswurf-Formationen und die Suevite der FBN 73 aus unterschiedlichen Regionen des Kraters stammen. Auffallend ist auch der hohe Amphibolitgehalt der inneren Suevite, der eine Beziehung zu dem darunterliegenden Kristallin erkennen läßt.

Unter dem Suevit liegen vorwiegend breccierte und zerbrochene kristalline Gesteine, die teilweise von feinkörnigen Breccien durchdrungen sind. Entsprechend der Mächtigkeit der Suevite, die in einem ringförmigen Gebiet knapp innerhalb des inneren Ringes und in der Mitte des inneren Kraters am größten ist, liegt das Kristallin heute in einer etwa ringförmigen Zone mit einem Durchmesser von 4—5 km am höchsten und bildet dort einen schwach ausgeprägten, unregelmäßigen innersten Hügelring.

Das Kristallin der FBN 73 (ab 525 m) besteht aus verschiedenen Gesteinskomplexen, die unterschiedlich stark durch Stoßwellen beansprucht sind. Generell ist mit zunehmender Tiefe eine Abnahme der Stoßwellenmetamorphose zu erkennen, die in einzelnen Komplexen stetig, zwischen verschiedenen Komplexen zum Teil jedoch unstetig erfolgt, wobei sogar eine Zunahme beobachtet wird. Die Gesteine der obersten Kristallineinheit, vorwiegend Amphibolite (525—667 m), zeigen Stoßwellenbeanspruchungen der Stufe I ( $p > 100$  kbar). Darunter kommen bis 762 m Tiefe hauptsächlich Gneise der Stufe 0, gefolgt von einer Granitscholle der Stufe I. Ab 778 m Tiefe treten dann wieder vorwiegend Gneise der Stufe 0 auf. Für die tiefsten Gesteine der FBN 73 (1206 m) wird ein maximaler Druck von etwa 10—20 kbar angegeben (ENGELHARDT und GRAUP 1977).

Aus der sprunghaften Änderung des Ausmaßes der Stoßwellenmetamorphose im Kristallin, aus beanspruchten Kontaktzonen zwischen verschiedenen Schollen, sowie aus der starken Abnahme der Stoßwellenmetamorphose auf sehr kurze Entfernung wird geschlossen, daß sich die kristallinen Gesteine nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lagerung befinden, sondern übereinander und ineinander geschoben sind. Schollen mit höherer Stoßwellenbeanspruchung müssen aus einem dem Einschlagszentrum näher gelegenen Gebiet stammen als Schollen mit geringerer Stoßwellenbeanspruchung und daher relativ zu diesen nach außen bewegt worden sein. Eine absolute Bewegung kann jedoch hieraus nicht abgeleitet werden. Die oberste Kristallineinheit von 525—667 m dürfte auf Grund der zahlreichen shatter cones (vgl. HÜTTNER 1977), der zwischen 602 und 618 m Tiefe gefundenen Spuren meteoritischen Materials (EL GORESY und CHAO 1976 b) sowie der zahlreichen suevitschen Breccien (s. u.) aus dem Randgebiet der primären Kraterhohlförmigkeit stammen.

Im obersten Teil des Kristallins (525—602 m) bestehen die feinerkörnigen Breccien, die hier rund 35 % ausmachen, aus einem Suevit-ähnlichen Material, mit allerdings sehr geringem Glasgehalt (glasarmer Tieftemperatur-Suevit, STÖFFLER 1977, STÄHLE und OTTEMANN 1977). Die Ablagerungstemperatur dieser „sueviti-schen“ Gangbreccien betrug maximal etwa 300 °C, wahrscheinlich weniger. Das Kristallin besteht aus m bis zehner m großen Schollen, die in die sueviti-schen Breccien eingebettet sind. In diesem Bereich hat wohl noch eine turbulente Durchmischung der Schollen mit den feinerkörnigen Breccien stattgefunden.

Unterhalb 602 m bilden die feinerkörnigen Breccien mehr gangförmige Ablagerungen (Gangbreccien). Auch hier bestehen sie zum größten Teil aus Gesteins- und Mineralfragmenten des Kristallins und enthalten bis 890 m auch noch Spuren aus Sedimenten aller stratigraphischen Niveaus. Geschockte Quarze zeigen eine maximale Stoßwellenbeanspruchung der Stufe I an. Unterhalb 890 m sind Sedi-mentkomponenten nur noch sporadisch vorhanden und stammen dann aus den unteren Schichten des Deckgebirges (STÖFFLER 1977). In größerer Tiefe sind in den Gangbreccien in zunehmendem Maße Bestandteile des Nebengesteins enthalten. Die Textur zeigt manchmal starke Scher- und Fließbewegungen an. Die Tempe-ratur der Gangbreccien unterhalb 602 m war nach der Ablagerung nur geringfügig erhöht (100—200 °C); einzelne Bestandteile können jedoch stärker erhitzt ge-wesen sein (POHL 1977, STÖFFLER 1977, WAGNER 1977).

Die laterale und vertikale Ausdehnung des beanspruchten Kristallins im Kra-tergebiet konnte durch seismische und gravimetrische Messungen ermittelt werden. Danach hat die Zone erniedrigter Dichte und Geschwindigkeit der seismischen Wellen im Bereich des Grundgebirges (unter NN) einen Durchmesser von über

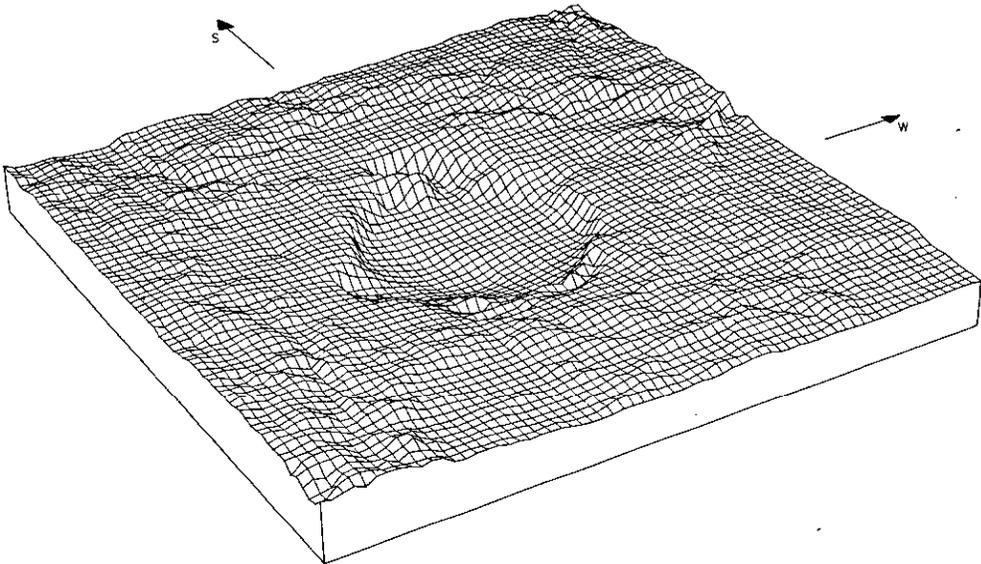


Abb. 33. Perspektivische Darstellung der Morphologie des Ries-Kraters nach Entfernung der post-riesischen tertiären See-Sedimente (Mächtigkeit der See-Sedimente nach ERNSTSON 1974 und ENGELHARD und HANSEL 1976). Gitterpunktabstand 500 m; vertikale Überhöhung 5fach; Ko-ordinatenlinien auf NN.

20 km und in der Kratermitte eine Tiefe von mindestens 6 km (ERNSTSON und POHL 1977). Mit zunehmender radialer Entfernung vom Einschlagszentrum nehmen Dichte und Geschwindigkeit allmählich zu bis zu den Werten, die außerhalb des Kraters gemessen werden. Eine scharfe Grenze ist nicht zu erkennen. Inwieweit die allgemeine Impakt-Beanspruchung der in der FBN 73 festgestellten entspricht, kann aus den Messungen nicht geschlossen werden. In größerer Tiefe ist aber wohl weniger mit injizierten Gangbreccien zu rechnen als mit einer primären Beanspruchung durch die Stoßwelle und einer weiteren durch spätere Verschiebungen der kristallinen Schollen.

#### 7.4. Struktur des inneren Ringes

Der innere Ring ist ein wallartiges Gebilde mit einem Durchmesser von 12—13 km, das mit einigen Unterbrechungen und Ausbuchtungen die Seetone und Suevite des inneren Kraters umrandet. Im Norden ist er wahrscheinlich in mehrere Teilwälle gegliedert (Abb. 33 und 34 f). An der Erdoberfläche ist die Struktur des inneren Ringes an einigen Stellen durch Hügel, an denen Gesteine des inneren Ringes anstehen, morphologisch angedeutet (Wennenberg, Hahnenberg, Galgenberg und Wallerstein). Ansonsten wird sie von Seesedimenten mit Mächtigkeiten von einigen zehner bis zu einigen hundert Metern bedeckt. Im Untergrund wurde der innere Ring durch seismische, geoelektrische und gravimetrische Messungen (REICH und HORRIX 1955, ANGENHEISTER und POHL 1969, ERNSTSON 1974) sowie einige flachere Bohrungen (max. 200 m, vgl. HÜTTNER 1969) untersucht. Zum Kraterzentrum hin fällt er stellenweise sehr steil ein (bis 30 Grad bei einem maximalen Höhenunterschied bis zur Suevit-Untergrenze von etwa 500 m). Nach außen, zum Kratertrand hin, ist das Einfallen der Oberfläche des inneren Ringes — sofern erkennbar — gering. Eine scharfe Abgrenzung von Gesteinen, die den inneren Ring bilden, von Impakt-Formationen der Kratertrandzone ist oft nicht möglich.

Am lithologischen Aufbau des inneren Ringes sind nach den Ergebnissen der Bohrungen und der Geophysik sowohl Kristallin- als auch Sediment-Schollen beteiligt. An der Oberfläche stehen kristalline Schollen und Schollen der tieferen Sediment-Schichten (Trias in sandiger Randfazies) an. Die oberflächennahen Kristallin-Schollen sind mindestens stellenweise von Sedimentschollen des tieferen Deckgebirges unterlagert.

Die oben erwähnten geophysikalischen Untersuchungen zeigen aber auch, daß der innere Ring in der Tiefe großenteils aus kristallinen Schollen aufgebaut ist (kristalliner Wall).

Um die Lage von Kristallin-Schollen, die nicht von Sedimenten unterlagert werden — was allerdings noch nachzuweisen ist —, zu erklären, muß eine Anhebung dieser Schollen um mindestens 500 m in vertikaler Richtung für die anstehenden Schollen angenommen werden. Um die Lage der oberflächennahen Kristallinschollen auf den Sedimentschollen zu erklären, muß ein Auswurf dieser Massen aus dem Gebiet des inneren Kraters, der zu der inversen Lagerung geführt hat, angenommen werden. Falls die kristallinen Schollen des inneren Ringes nur angehoben wurden, können sie einem echten angehobenen Rand des inneren Kraters zugerechnet werden. Sehr wahrscheinlich hat man im Gebiet des inneren Ringes sowohl angehobene Schollen als auch darauf abgelagerte Auswurfmassen vorliegen.

Für die sehr ungleichmäßige Morphologie des inneren Ringes können verschiedene Erklärungen gegeben werden. Es ist anzunehmen, daß kurz nach dem Einschlag der innere Ring vollständiger ausgebildet, zum Krater hin steiler und höher (50—100 m?) war. Die bald nach der Bildung des Kraters einsetzende Erosion muß ganz besonders in diesem Gebiet mit dem stärksten Relief wirksam gewesen sein und große Mengen des Materials des inneren Ringes in den inneren Krater hineingespült haben. Die Ausbuchtungen und Unterbrechungen der Struktur des inneren Ringes könnten damit — wenn es nicht schon primäre Strukturen der eigentlichen Kraterbildung sind — Erosionsrinnen für das in den inneren Krater zusammenströmende Wasser sein. Sie könnten aber auch durch Hineingleiten größerer Teile des inneren Ringes in den inneren Krater entstanden sein (vgl. ENGELHARDT 1975).

### 7.5. Kraterrandzone und Kraterrand

Als Kraterrandzone (Megablockzone, Schollen- und Schuppenzone) wird das 5—7 km breite, ringförmige Gebiet, das nach innen durch den inneren Ring und nach außen durch den tektonischen Kraterrand begrenzt wird, definiert. Die innere Begrenzung liegt bei einer mittleren radialen Entfernung von 6—7 km, die äußere Begrenzung bei 12—13 km. Kratereinwärts sind die Impakt-Formationen größtenteils von Seesedimenten mit Mächtigkeiten bis 100 m bedeckt (in den Ausbuchtungen des inneren Walles sogar bis 300 m, REICH und HORRIS 1955, ERNSTSON 1974).

Charakteristisch für die anstehenden und oberflächennahen Impakt-Formationen in der Kraterrandzone sind die schon erwähnten bis Kilometer großen, zusammenhängenden Kristallin- und Sedimentschollen, die örtlich von Bunter Breccie und/oder von Suevit überlagert sind. In der Nähe des inneren Ringes bestehen die großen Schollen überwiegend aus kristallinen Gesteinen und aus Sedimenten des tieferen Deckgebirges. Sie sind allochthon und werden — wie auch die Bunte Breccie und der Suevit der Kraterrandzone — zu den äußeren Auswurf-Formationen gerechnet. Demgegenüber kann die Lagerung vieler großer Schollen in Kraterrandnähe zum Teil durch relativ geringfügige Absenkungen und Verkippungen, zum Teil durch Aufschiebungen, erklärt werden. Besonders deutlich ist dies im Norden und Nordwesten des Kraters zu erkennen, wo die äußeren Auswurf-Formationen wegerodiert sind (vgl. HÜTTNER 1969 und dieser Bd., GALL, MÜLLER und STÖFFLER 1975, GALL, MÜLLER und POHL 1977).

Als tektonischer (geologischer) Kraterrand wird die Grenze zwischen dem Gebiet, in dem noch vertikale Verschiebungen stattgefunden haben, und dem ungestörten Außenbereich, in dem nur mehr allochthone Trümmernmassen abgelagert wurden, definiert. Der Kraterrand stimmt nur in untergeordneter Weise mit dem heutigen morphologischen Rand des Beckens überein, beispielsweise im Gebiet von Wemding. In der Regel reicht er über die morphologischen Grenzen hinaus.

Hinweise auf einen Aufbau der Kraterrandzone aus Großschollen auch im tieferen Untergrund ergeben sich aus den Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen. So zeigen reflexionsseismische Messungen in dieser Zone zahlreiche Reflexionen, die sich nur über kurze Strecken verfolgen lassen. Sie müssen von Reflektoren stammen, die durch größere (etwa bis 1 km), zusammenhängende Schollen gebildet werden (ANGENHEISTER und POHL 1969). Auch die refraktions-

seismischen Messungen von REICH (REICH und HORRIX 1955) zeigen die Existenz von größeren, refraktierenden Schollen in der Kraterrandzone bis in Tiefen von mehreren hundert Metern an. Einige dieser Schollen können auf Grund der gemessenen Geschwindigkeiten eventuell als Malmkalk-Schollen angesehen werden. Im oberflächennahen Bereich der Kraterrandzone ist ihre Schollenstruktur an den stark schwankenden seismischen Geschwindigkeiten erkennbar. Generell stehen die Ergebnisse der Geophysik somit mit der Deutung der Kraterrandzone als eine bis in Tiefen von mehreren hundert Metern reichende Zone aus großen Schollen im Einklang (vgl. GALL, MÜLLER und POHL 1977).

Während jedoch die bewegten Schollen in der Zone des Deckgebirges bis in radiale Entfernungen von 12—13 km reichen, sind im Bereich des Kristallins in 400 bis 600 m Tiefe die Bewegungen auf radiale Entfernungen von etwa 10 km beschränkt. Dies wird besonders deutlich durch das Reflexionsprofil gezeigt, nach dem die Reflexionen von der Kristallinoberfläche in einer radialen Entfernung von etwa 10 km abrupt aufhören. Die Existenz dieser Grenze im Kristallin wird für mehrere andere Stellen auch durch refraktionsseismische Messungen sowie durch gravimetrische Messungen belegt. Die Reflexionsmessungen weisen auch auf eine Schollenstruktur im Kristallin innerhalb der 10-km-Grenze hin.

Gedeutet werden kann die Struktur der Kraterrandzone durch großräumige Absenkungen, die in der Nähe des inneren Ringes mehrere hundert Meter, in der Nähe des Kraterrandes nur wenige zehner Meter oder Meter betragen. Abgesenkt wurden dabei sowohl primäre Gesteinsschichten in diesem Gebiet als auch die darauf abgelagerten äußeren Auswurf-Formationen. Offen bleibt zur Zeit noch, ob und bis in welche Entfernung oberflächennahe Schichten, insbesondere Malmkalke, außerhalb des inneren Ringes vor der Ablagerung der Auswurfmassen aus dem inneren Krater, nach außen befördert wurden. Denkbar wäre, daß aus der Kraterrandzone gar nichts ausgeworfen wurde und alle Schichten nur abgesenkt und von den äußeren Impakt-Formationen bedeckt wurden.

## 7.6. Entstehung des Kraters

Nach dem bisher Gesagten ist der Ries-Krater als Impakt-Krater durch die folgenden wichtigen Strukturelemente, die es durch ein Kratermodell zu interpretieren gilt, gekennzeichnet: Einen inneren Krater mit einem schwach ausgebildeten innersten Hügelring (ring uplift), einer mächtigen Rückfallsuevit-Schicht und einer im Kraterzentrum mindestens 6 km tief reichenden Zerrüttungszone; eine innere Ring-Struktur, die den inneren Krater umgibt; eine Kraterrandzone, die aus einer breiten Ringdepression besteht; eine Decke von äußeren Auswurf-Formationen, die im Gebiet des inneren Ringes beginnt.

Das Volumen der ausgeworfenen Sedimente liegt zwischen etwa 70 und 130 km<sup>3</sup>, je nachdem ob man annimmt, daß in der Kraterrandzone Sedimente ausgeworfen wurden oder nicht. Das Volumen der aus dem inneren Krater ausgeworfenen kristallinen Gesteine liegt zwischen 30 und 45 km<sup>3</sup> (vgl. GALL, MÜLLER, STÖFFLER 1975, POHL et al. 1977, STÖFFLER 1977).

Das Tiefe/Durchmesser-Verhältnis beträgt 1 : 40, wenn man die Kratertiefe von der Oberfläche der Juraschichten außerhalb des Kraters bis zur Basis der See-sedimente in Kratermitte (rund 500 m) ansetzt und als Kraterdurchmesser einen

mittleren Durchmesser des Kraterrandes (rund 25 km) nimmt. Morphologisch bildet der Ries-Krater damit eine sehr flache Struktur. Der Krater gehört zu den komplexen Impakt-Kratern, im Gegensatz zu den kleineren, sogenannten einfachen, schüsselförmigen Kratern, wie etwa der Meteor Crater in Arizona (vgl. DENCE 1968, 1972). Eine ähnliche systematische Änderung der Morphologie und Struktur von kleinen, relativ tiefen und einfach gebauten Kratern bis zu riesigen, flachen Impakt-Becken mit inneren Strukturen wird auch auf dem Mond und auf anderen Planeten beobachtet.

Als kosmischer Einschlagskörper, der den Ries-Krater gebildet hat, kommt ein Stein- oder Eisenmeteorit, unter Umständen auch ein Kometenkern in Frage. Konkrete Hinweise auf die Natur des Projektils geben EL GORESY und CHAO (1976 b, 1977), die in den kristallinen Trümmern der FBN 73 von 602 bis 617 m Tiefe Spuren von metallischen Kondensaten (Fe-Cr-Ni) gefunden haben. Der hohe Cr-Gehalt deutet auf einen Stein-Meteoriten hin. Auch geringe Anreicherungen von Ir, Os und Ni in verschiedenen anderen Riesgesteinen könnten für einen Stein-Meteoriten sprechen (JANSSENS et al. 1977).

Große kosmische Körper dieser Art treffen auf der Erde mit Geschwindigkeiten über 11 km/s auf, wobei Einschlagsgeschwindigkeiten zwischen etwa 15 und 50 km/s am wahrscheinlichsten sind. Zur Interpretation der von ihnen gebildeten Kraterstrukturen sind die Gesetzmäßigkeiten für Hochgeschwindigkeitseinschläge zu berücksichtigen.

Derartige Einschläge wurden bisher experimentell für Einschlagsgeschwindigkeiten bis zu etwa 10 km/s und für Krater bis zu einigen Dezimetern Durchmesser untersucht. Modellrechnungen wurden für größere Krater bis zu Durchmessern von einigen Kilometern durchgeführt. Weitere Informationen konnten durch Untersuchung und rechnerische Simulation von großen, insbesondere auch nuklearen Sprengungen gewonnen werden, die unter bestimmten Bedingungen starke Ähnlichkeit mit Einschlagsvorgängen haben. Alle Experimente und Berechnungen sind jedoch zur Zeit noch auf Energien beschränkt, die um mehrere Größenordnungen kleiner sind als die Energie, die zur Bildung des Ries-Kraters erforderlich war. Zur Interpretation ist daher, abgesehen von zahlreichen anderen Faktoren, auf jeden Fall eine starke Extrapolation notwendig.

Zusätzliche Hinweise auf die Vorgänge bei der Kraterbildung erhält man durch Vergleiche mit anderen großen Kratern auf der Erde, dem Mond und anderen Planeten. Von mehreren großen terrestrischen Kratern ist insbesondere der tiefere Bau infolge einer stärkeren Erosion relativ gut bekannt (z.B. Sierra Madera, Texas, HOWARD, OFFIELD and WILSHIRE 1972; Gosses Bluff, Australien, MILTON et al. 1972; Charlevoix, Kanada, RONDOT 1970; Popigai-Krater, Sibirien, MASAITIS et al. 1975). Einige dieser Krater sind ganz in geschichteten Sedimentgesteinen gebildet worden und lassen daher eine bessere Rekonstruktion der Massenbewegungen im Untergrunde zu.

Unter Berücksichtigung dieser Kenntnisse kommt man zu der im nachfolgenden beschriebenen Vorstellung über die Entstehung des Ries-Kraters (siehe auch DAVID 1969, ANGENHEISTER und POHL 1974, ENGELHARDT und STÖFFLER 1974, ENGELHARDT 1975, POHL et al. 1977, STÖFFLER 1977; allgemeinere Literatur u. a. in GAULT, QUAIDE and OBERBECK 1968, KINSLOV 1970, STÖFFLER et al. 1975,

RODDY, PEPIN and MERRILL 1977). Es wird angenommen, daß der Krater durch den Einschlag eines Steinmeteoriten mit einem Durchmesser von einigen hundert Metern, einer Geschwindigkeit größer als 11 km/s und einer kinetischen Energie von  $10^{27}$  bis  $10^{28}$  erg (vgl. u. a. POHL et al. 1977) gebildet wurde. Der Einschlagswinkel soll nicht flacher als etwa 25—30 Grad gewesen sein. Das unterschiedliche Verhalten der Sedimente und des Kristallins im Aufschlagsgebiet wird bei der Beschreibung und bei den Berechnungen, die zu der Darstellung des Einschlagsvorganges in Abb. 34 führten, nicht berücksichtigt. Das beschriebene Modell erklärt unseres Erachtens viele wichtige Beobachtungsergebnisse, bietet jedoch auch für manche wichtigen Beobachtungen noch keine Erklärung. Es kann nur als eine erste Näherung für vollständigere Modelle angesehen werden, die unter Berücksichtigung aller verfügbaren Daten mit aufwendigen Simulationsmethoden erst berechnet werden müssen.

Erstes Stadium des Einschlagsvorganges ist die Kompressions- und Exkavationsphase (in Anlehnung an GAULT, QUAIDE and OBERBECK 1968). Sie führt innerhalb weniger Sekunden zur Bildung einer relativ tiefen, schüsselförmigen Hohlform mit einem Tiefe:Durchmesser-Verhältnis von 1 : 4 bis 1 : 5, dem primären Krater (transient cavity, siehe Abb. 34 b, c, d).

Beim Aufprall des kosmischen Körpers werden Projektil und die Materie unter dem Projektil, ausgehend von der Berührungsfläche, schlagartig stark komprimiert und erhitzt. Die Front des komprimierten Zustandes läuft als Stoßfront einer Stoßwelle mit Überschallgeschwindigkeit in den Untergrund hinein und in das Projektil zurück. In der Stoßwelle wird einerseits das Projektil und das Gestein des Untergrundes der Stoßwellenmetamorphose durch hohen Druck und hohe Temperaturen ausgesetzt. Andererseits wird durch die Stoßwelle die kinetische Energie des Projektils in ein mehrhundertfaches Volumen des Untergrundes übertragen, wodurch schließlich der Krater entsteht.

Druck, Temperaturerhöhung und damit die Stoßwellenmetamorphose sind maximal im zentralen Impaktbereich. Dort beträgt bei einem Einschlag wie dem im Ries der Maximaldruck einige bis einige zehner Mbar, je nach Material und Geschwindigkeit des einschlagenden Körpers. Die Materie des Einschlagskörpers und eines ähnlich großen Gesteinsvolumens unter dem Projektil werden dabei auf Temperaturen von mehreren tausend Grad erhitzt und befinden sich nach der Entlastung in der Dampfphase. Mit wachsender Entfernung vom Einschlagszentrum nehmen in der sich in erster Näherung bald halbkugelförmig ausbreitenden Stoßwelle der maximale Druck und damit auch die Temperatur in der komprimierten Zone hinter der Stoßfront sehr rasch ab. Dadurch entstehen konzentrische, in erster Näherung auch halbkugelschalenförmige Zonen mit nach außen abnehmender Beanspruchung durch die Stoßwelle (progressive Stoßwellenmetamorphose). Um die innerste, verdampfte Zone ist in einer radialen Entfernung von etwa 1 km eine relativ dünne Zone ausgebildet, in der das Gestein nur mehr aufgeschmolzen wird. Nach außen schließen sich dann weitere Zonen an, in denen das Gestein immer schwächer beansprucht und schließlich nur noch brecciiert und zerbrochen wird. Im Bereich des inneren Ringes im Ries-Krater, in einer radialen Entfernung von rund 6 km, betrug der Druck nur noch 10—20 kbar und die Gesteine waren nach der Entlastung auch nicht mehr erhitzt.

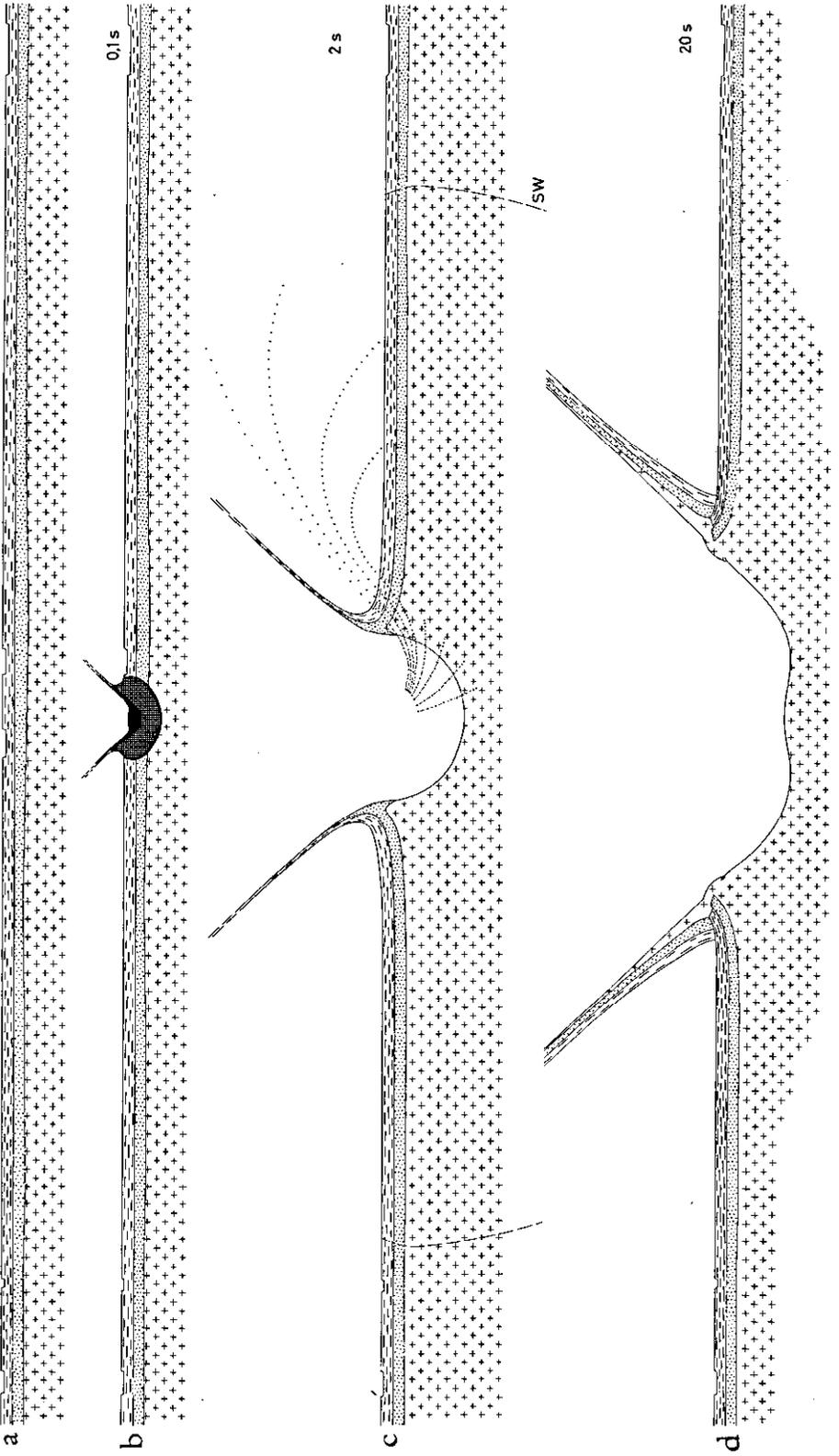
Die Massenbewegungen, die zum Auswurf und schließlich zur Kraterbildung führen, erfolgen zunächst vorwiegend unter der kombinierten Einwirkung von Stoßwellen und Entlastungswellen, später dann größtenteils unter der Einwirkung der Schwerkraft der Erde.

In der Stoßwelle fließt die Materie unter hohem Druck mit der Teilchengeschwindigkeit in Richtung der Stoßfront. In den sogenannten Entlastungswellen, die von überall, wo die Stoßwelle an der freien Oberfläche verläuft, in die komprimierte Materie hineindringen, wird der Druck vom Maximalwert im komprimierten Material der Stoßwelle wieder bis auf Null abgebaut. Die Materie erfährt dabei eine Beschleunigung in Richtung des Druckgradienten in der Entlastungswelle. Beide Bewegungskomponenten addieren sich und ergeben die Bewegungsbahnen der Teilchen im Kratergebiet.

Eine erste frühe Auswurfphase, das sogenannte „jetting“, findet noch während des Eindringens des Projektils statt. Entlastungswellen dringen sowohl in die Stoßwelle im Projektil als auch in die Stoßwelle im Untergrund ein. Die Geometrie dieser Entlastungswellen hat — insbesondere bei kugelförmigen Projektilen — zur Folge, daß, ausgehend von der Berührungsfläche des Projektils mit dem Untergrund, höchst komprimierte und erhitzte Materie des Projektils und des Gesteinsuntergrundes mit sehr hoher Geschwindigkeit schräg nach oben herausspritzt (Abb. 34 b).

Der Hauptauswurf beginnt anschließend, wenn die eigentliche Kompressionsphase beendet wird. Dies ist der Fall, wenn die in das Projektil zurücklaufende Stoßwelle nach weniger als einer zehntel Sekunde die Rückseite des Projektils erreicht hat. Das restliche Projektil ist dann innerhalb der entstehenden Kratermulde zu einem dünnen linsenförmigen Körper deformiert (Abb. 34 b). Die Stoßwelle breitet sich zu diesem Zeitpunkt im Untergrund schon etwa halbkugelförmig aus. Hinter der Stoßfront fließt die Materie radial vom Einschlagszentrum weg, d. h. im Zentrum nach unten und nahe der Oberfläche nach außen, wobei die Geschwindigkeit mit zunehmender Entfernung vom Einschlagszentrum schnell abnimmt. Ausgehend von der Spur der Stoßwelle an der freien Oberfläche folgen der Stoßwelle Entlastungswellen in den Untergrund, deren Fronten weniger stark gekrümmt sind als die der Stoßwelle. Die radial fließende Materie wird dabei schräg rückwärts nach oben beschleunigt. Die Addition der Bewegungskomponenten hat zur Folge, daß die radialen Bewegungsbahnen der Gesteinsmassen nach oben gekrümmt werden.

Gesteinsmassen, deren radiale Bewegungsbahnen zu Beginn relativ flach waren (Abb. 34 d), d. h. Winkel von maximal 40 bis 50° mit der Oberfläche bildeten, werden zuerst nach unten und nach außen und dann nach oben und nach außen bewegt. Teile, die mit genügend hoher Geschwindigkeit zur Oberfläche kommen, verlassen den Krater und fliegen ballistisch weiter. Es entsteht ein nach oben geöffneter kegelförmiger Vorhang von Auswurfmassen, der sich über die Umgebung des Kraters ausbreitet und bei der Ablagerung die äußeren Auswurf-Formationen bildet. Der beschriebene, geordnete Auswurfmechanismus führt im Prinzip zunächst zu einer inversen Ablagerung der ausgeworfenen Gesteinsschichten. Dabei bilden die stärker stoßwellenmetamorphen Gesteine die obersten Ablagerungen und die primär oberen Schichten die am weitesten entfernten Ablagerungen. Er führt auch dazu, daß in den äußeren Auswurf-Formationen die oberflächennahen



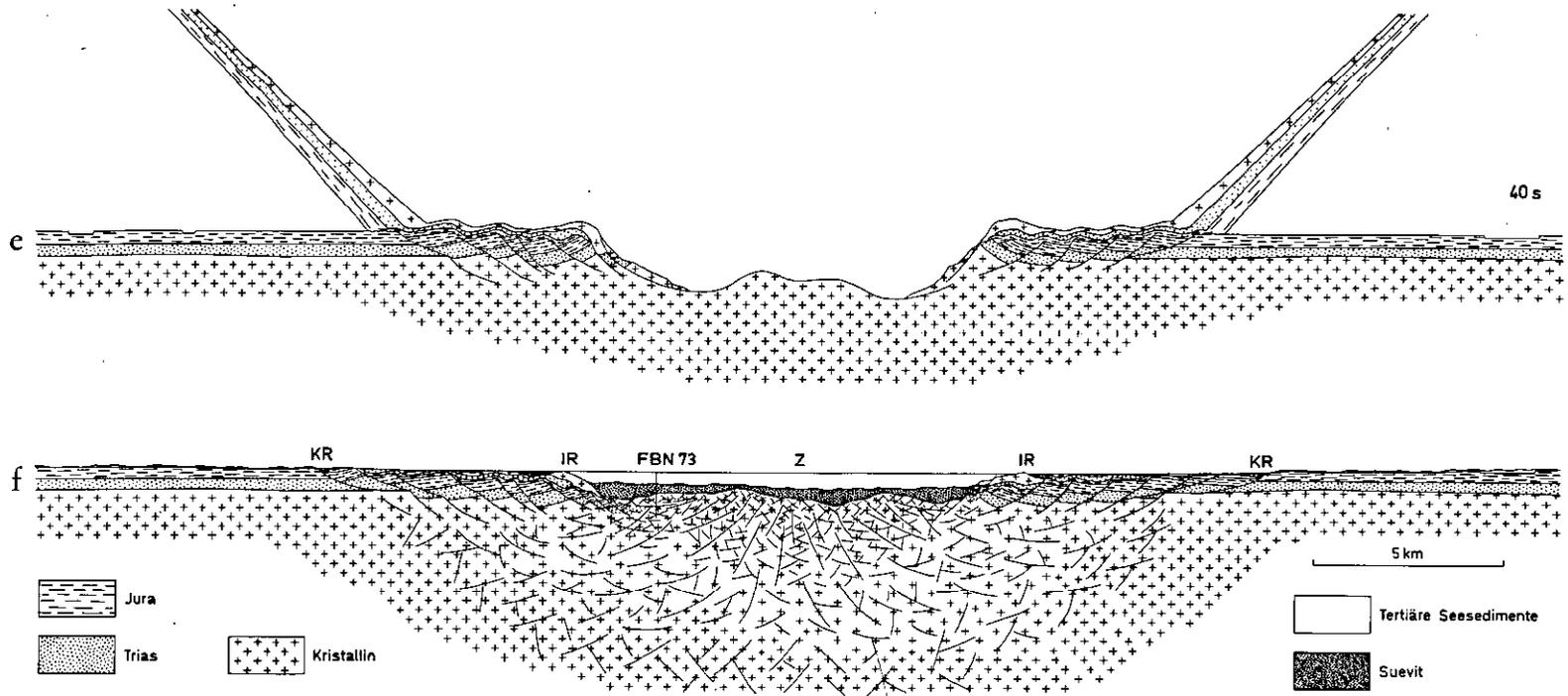


Abb. 34. Stark vereinfachte Darstellung verschiedener Phasen der Entstehung des Ries-Kraters (a-e). Halbschematischer E-W-Querschnitt des heutigen Zustandes (f). Die Darstellung ist, abgesehen von einigen Details, nicht überhöht. 3b: Kompressionsphase in Anlehnung an GAULT, QUAIDE and OBERBECK 1968. 3c-3d: Exkavationsphase und Bildung des primären Kraters. Die Massenbewegungen im Untergrund wurden mit Hilfe des vereinfachten Kratermodells von MAXWELL (1973) berechnet. 3c zeigt punktiert einige Bewegungsbahnen innerhalb der primären Kraterhohlform an (vgl. Text). Die Massenbewegungen außerhalb des Kraters wurden ballistisch (unter Vernachlässigung der Luftreibung) berechnet. 3c zeigt punktiert einige ballistische Flugbahnen der im Auswurfkegel enthaltenen Massen. Es ist zu beachten, daß die im Auswurfkegel enthaltenen Massen stark aufgelockert sind. 3d-3e: Ausgleichsbewegungen (Anhebung in Kratermitte und Absenkungen außerhalb des primären Kraters in der Kraterrandzone), dargestellt in Anlehnung an MAXWELL and MOISES (1971).

Gesteine, d. h. im Ries die Sedimente, überwiegen. Da ballistisch ausgeworfene Trümmernmassen mit hoher, nach außen zunehmender Geschwindigkeit auf der Erdoberfläche auftreffen, schürften sie den lokalen Untergrund tief auf (secondary cratering, vgl. OBERBECK 1975) und es kommt, teilweise unter hohem Druck, zu einer intensiven Durchdringung und Durchmischung von Krater- und Lokalmaterial. Wegen der horizontalen Geschwindigkeitskomponente schiebt sich das Gemisch von Krater- und Lokalmaterial hinter dem sich weiter ausbreitenden Auswurfkegel turbulent noch über größere Strecken weiter, wobei es zu einer weiteren Durchmischung kommt (HÖRZ et al. 1977 a, b).

Gesteine aus dem zentralen Impaktbereich, deren radiale Bewegungsbahnen zu Beginn relativ steil sind, sowie primär tiefer gelegene Schichten und Schichten aus dem seitlichen Bereich verlassen den Krater zum größten Teil nicht (Abb. 34 d). Sie werden vor allem nach unten und zur Seite bewegt und dabei auseinandergedrückt, zum Teil wohl auch ineinandergeschoben und miteinander verzahnt. Nahe der Oberfläche bilden Schichten, die nach oben geschoben werden, den Krater jedoch nicht mehr ballistisch verlassen, einen angehobenen Kraterand, auf dem noch Auswurfmassen abgelagert werden. Im Krater werden bei diesem Bewegungsmechanismus aus geometrischen Gründen Gesteine hoher und niedriger Stoßwellenmetamorphose, die unmittelbar nach dem Durchgang der Stoßwelle weit auseinander lagen, relativ nahe zusammengeschoben. Dies kann wohl zum Teil die in der FBN 73 beobachteten Gesetzmäßigkeiten über die Stoßwellenbeanspruchung im Kristallin erklären. Wichtig ist auch, daß nach diesem Modell bis zur Aufschmelzung geschocktes Material innerhalb des Kraters verbleiben kann. Es ist daher denkbar, daß der sogenannte „Rückfall“-Suevit im inneren Krater nie hoch herausgeschleudert wurde, sondern bis zur endgültigen Ablagerung in Form einer oder mehrerer, eventuell etwas expandierender Glutwolken, in denen eine turbulente Durchmischung der verschiedenen Bestandteile erfolgte, im wesentlichen im Krater verblieb.

Für kleinere Krater (auf der Erde mit Durchmessern kleiner als einige km) ist damit — abgesehen vom Rückfall eines gewissen Materialanteils in den Krater wegen steiler Auswurfswinkel, sowie eventueller Rutschungen oder Terrassenbildungen und Setzungserscheinungen — die Kraterbildung in der Regel beendet (Beispiel Meteor Crater, Arizona, mit einem Durchmesser von 1,2 km). In größeren Kratern hingegen findet als zweites Hauptstadium der Kraterbildung eine Art Umkehr der Massenbewegungen statt, die die einfache primäre Kraterform stark verändert.

Noch in der Spätphase der Entstehung der primären Kraterhohlform führt die Entlastung der restlichen im Untergrund vorhandenen Spannungen im zentralen Teil des Kraters zu einer rückfedernden, zur Kraterachse hin konvergierenden Bewegung des vorübergehenden Kraterbodens nach oben (Abb. 34 d; MAXWELL and MOISES 1971, MILTON and RODDY 1972, s. a. DAVID 1969). Derartige — bisher theoretisch nicht ausreichend untersuchte — zentripetale Bewegungen werden allgemein als Ursache für die Bildung von zentralen Erhebungen in größeren Kratern angesehen. Im Ries müssen die von der Seite zur Mitte und in der Mitte nach oben fließenden Gesteinsmassen den primären Krater großenteils wieder aufgefüllt haben. Dies bietet eine Erklärung für die hohe Lage der kristallinen Trümmernmassen im inneren Krater, insbesondere der Schollen, die den innersten, un-

regelmäßigen Hügelring von 4—5 km Durchmesser bilden (Abb. 34 f). Suevit, der zu diesem Zeitpunkt (ca. 1 Minute nach dem Einschlag) schon abgelagert war, wurde beim Emporquellen der Kristallinmassen mit angehoben, und kann dabei zusammen-, eventuell auch übereinander geschoben worden sein. Verschieden stark geschockte Kristallinschollen können bei diesen späten Bewegungen zusammengeschoben worden sein, wodurch die un stetige Änderung der Stoßwellenmetamorphose in der FBN 73 erklärt werden kann.

Gleichzeitig mit dem Zusammenschub und der Anhebung der Gesteinsmassen im zentralen Gebiet fanden weiter außen, am Rand des primären Kraters und außerhalb dieses Randes, großräumige Absenkungen statt. Dabei entstand die ringförmige Grabenzone außerhalb des primären Kraters, die die ganze Kraterstruktur stark erweiterte. Die Absenkungsbeträge, die volumenmäßig einer Auffüllung des primären Kraters entsprechen, sind aus geometrischen Gründen relativ gering. So reicht für den Ries-Krater eine mittlere Absenkung in der Kraterrandzone um 100 bis 200 m aus. Zu beachten ist auch, daß es bei den Absenkungen, die am Kraterrand nur sehr geringe horizontale Verschiebungen aufweisen, zu einem relativ starken Zusammenschub des Randes des primären Kraters kommt, dessen scheinbarer Durchmesser dadurch verkleinert wird.

Bei diesen relativ kurzen Betrachtungen ist eine ganze Reihe von Problemen nicht oder nur kurz angesprochen worden, z. B. die Suevit-Bildung, die Entstehung und die Injektion (?) der Gangbreccien im Kristallin, der Einfluß der Doppelstruktur Sediment/Kristallin im Kratergebiet u. a. mehr. So könnte es wegen des unterschiedlichen Verhaltens von Sedimenten und Kristallin gegenüber Stoßwellen zu verschiedenen Auswurfsrichtungen für das Material aus diesen beiden Schichten gekommen sein, möglicherweise im Sediment zu flacheren und im Kristallin zu steileren Winkeln. Der Auswurfvorgang könnte in der Sedimentdecke in horizontaler Richtung bis in wesentlich größere radiale Entfernungen als im Kristallin gereicht haben. Dies würde die am tektonischen Kraterrand noch zu beobachtenden, in dem beschriebenen Modell jedoch nicht enthaltenen, kraterauswärts gerichteten Aufschiebungen erklären (vgl. HÜTTNER, dieser Band). Auch der Einfluß des Wassergehaltes in den Sedimenten, der wahrscheinlich eine große Rolle bei der Exkavation und insbesondere bei der Suevit-Bildung gespielt hat (KIEFFER 1977, SIMMONDS 1977), ist bisher nicht berücksichtigt worden.

Alle diese Faktoren und zahlreiche weitere werden bei den Versuchen zur Interpretation des Ries-Kraters zwar immer wieder genannt, sind bisher jedoch nie quantitativ durchgerechnet worden. Um den genauen Einfluß abschätzen zu können, müssen rechnerische Simulationen, eventuell auch weitere experimentelle Untersuchungen abgewartet werden. Einige Überraschungen können nicht ausgeschlossen werden.

## 8. Literatur

- ABADIAN, M.: Petrographie, Stoßwellenmetamorphose und Entstehung polymikter kristalliner Breccien im Nördlinger Ries. — *Contr. Mineral. Petrol.*, 35, S. 245—262, Berlin, Heidelberg, New York 1972.
- ABADIAN, M., ENGELHARDT, W. v. u. SCHNEIDER, W.: Spaltenfüllungen in allochthonen Schollen des Nördlinger Ries. — *Geologica Bavarica*, 67, S. 229—237, München 1973.
- AHRENS, W. u. BENTZ, A.: Ortsfremde Massen im nördlichen Vorries. — *Cbl. Mineral. etc.*, 1928, B, S. 408—417, Stuttgart 1928. — [1928 a].
- — Alte und junge Tektonik am Nördlinger Riesrand. — *Cbl. Mineral. etc.*, 1928, B, S. 449—456, Stuttgart 1928. — [1928 b].
- — 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.
- ANDRES, G.: Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Hofstetten—Gaimersheim—Wettstetten nördlich von Ingolstadt. — *Geologica Bavarica*, 7, 57 S., München 1951.
- ANDRITZKY, G.: Geologische Untersuchungen im Ries auf Blatt Ebermergen. — *Dipl.-Arb. Univ. München*, 50 S., München 1959. [Unveröff.]
- — Zur Kenntnis der postjurassischen Deckschichten in der Umgebung des Nördlinger Rieses. — *Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, 3, S. 73—82, München 1963.
- ANGENHEISTER, G. u. POHL, J.: Die seismischen Messungen im Ries von 1948—1969. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 304—326, München 1969.
- — Beiträge der angewandten Geophysik zur Auswahl des Bohrpunktes der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 59—63, München 1974.
- ANTONIADIS, P.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Hesselberggebiet. NE-Teil des Gradabteilungsblattes 6928 Weitingen. — *Dipl.-Arb. Univ. München*, 51 S., München 1970. [Unveröff.]
- BADER, K. u. SCHMIDT-KALER, H.: Der Verlauf einer präriesischen Erosionsrinne im östlichen Riesvorland zwischen Treuchtlingen und Donauwörth. — *Geologica Bavarica*, 75, S. 401—410, München 1977.
- BANNERT, D.: Luftbildkartierung des Lineationsnetzes vom Ries und seiner Umgebung. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 379—384, München 1969.
- BARTHEL, K. W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Fremdingen. — *Geologica Bavarica*, 32, 64 S., München 1957.
- — Die obertithonische, regressive Flachwasser-Phase der Neuburger Folge in Bayern. — *Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N. F.*, 142, 172 S., München 1969.
- BARTZ, J.: Die Entwicklung des Flußnetzes in Süddeutschland. — *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, 4, S. 127—135, Freiburg i. Br. 1961.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Das Ries. Geologie, Geophysik und Genese eines Kraters. — *Geologica Bavarica*, 61, 478 S., München 1969.
- — Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 72, 98 S., München 1974.
- — Ergebnisse der Ries-Forschungsbohrung 1973: Struktur des Kraters und Entwicklung des Kratersees. — *Geologica Bavarica*, 75, 470 S., München 1977.
- BENTZ, A.: Über Dogger und Tektonik der Bopfinger Gegend. — *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, 13, S. 1—45, Stuttgart 1924.
- — Berichte über die Exkursionen im Anschluß an die Hauptversammlung in Stuttgart im August 1926. 6 a. Nördlinger Ries. — *Z. dt. geol. Ges.*, 78 (1926), B, S. 261—265, Berlin 1927.
- — Geologische Beobachtungen am westlichen Riesrand. — *Z. dt. geol. Ges.*, 79, A, S. 405—438, Berlin 1928. — [1928 a].

- — Das Nördlinger Riesproblem und seine Deutungen. — Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-Anst., 3, S. 72—86, Berlin 1928. — [1928 b].
- — Zur Tektonik der präobermiozänen Landoberfläche im Ries. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 17, S. 25—29, Stuttgart 1928. — [1928 c].
- BERGER, K., HAUNSCHILD, H., SCHMIDT-KALER, H., WAGNER, G. H. u. HÜTTNER, R.: Geologische Übersichtskarte 1:200 000, CC 7126 Nürnberg. — Hannover (Bundesanst. f. Geowiss. u. Rohstoffe) 1977.
- BERZ, K. C. u. JOOSS, C. H.: Über die Altersstellung der tertiären Schichten (Süßwasserablagerungen und bunte Breccie) von Oggenhausen bei Heidenheim an der Brenz. — Cbl. Mineral. etc., 1927, B, S. 193—208, Stuttgart 1927.
- BEURER, M.: Die Geologie des Blattes Oberkochen (Nr. 7226) 1:25 000 (Ostalb). — Arb. geol.-paläont. Inst. techn. Hochsch. Stuttgart, N. F., 36, 123 S., Stuttgart 1963.
- BIRZER, F.: Molasse und Ries-Schutt im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb. — Geol. Bl. NO-Bayern, 19, S. 1—28, Erlangen 1969.
- BLISSENBACH, E.: Die jungtertiäre Grobschotterschüttung im Osten des bayerischen Molasse-trogos. — Beih. Geol. Jb., 26, S. 9—48, Hannover 1957.
- BOLTEN, R.: Die karbonatischen Ablagerungen des obermiozänen Kratersees im Nördlinger Ries. — Diss. Univ. München, 228 S., München 1977.
- BOLTEN, R. u. MÜLLER, D.: Das Tertiär im Nördlinger Ries und in seiner Umgebung. — Geologica Bavarica, 61, S. 87—130, München 1969.
- BOLTEN, R., GALL, H. u. JUNG, W.: Die obermiozäne (sarmatische) Fossil-Lagerstätte Wemding im Nördlinger Ries (Bayern). Ein Beitrag zur Charakterisierung des Riessee-Biotops. — Geol. Bl. NO-Bayern, 26, S. 75—94, Erlangen 1976.
- BORUS, E.: Schockeffekte in Kalken aus dem Ries und dem Steinheimer Becken. — Diss. Univ. Tübingen, 80 S., Tübingen 1975.
- BRANCO, W.: Das vulcanische Vorries und seine Beziehungen zum vulcanischen Riese bei Nördlingen. — Abh. preuß. Akad. Wiss., 1902, 132 S., Berlin 1903.
- BRANCO, W. u. FRAAS, E.: Das vulcanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. — Abh. preuß. Akad. Wiss., 1901, 169 S., Berlin 1901.
- BRUDER, H.: Ökologische, geochemische und sedimentologische Untersuchungen im Lias Zeta (Oberes Toarcium) Schwabens, mit Berücksichtigung des obersten Lias Epsilon. — Arb. geol.-paläont. Inst., techn. Hochsch. Stuttgart, N. F., 56, 165 S., Stuttgart 1968.
- BRUNNACKER, K.: Der Doggersandstein am Hahnenkamm (Südl. Frankenalb). — Geol. Bl. NO-Bayern, 7, S. 2—33, Erlangen 1957. — [1957 a].
- — Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — Geologica Bavarica, 34, 95 S., München 1957. — [1957 b].
- CARLÉ, W.: Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Großscholle. — Beih. Geol. Jb., 16, 272 S., Hannover 1955.
- CARLÉ, W. u. FRANK, M.: Eine neue Deutung des Profils der Tiefbohrung Ingelfingen mit Hilfe der Tiefbohrung Bad Mergentheim. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 37, S. 112—119, Stuttgart 1955.
- CHAO, E. C. T.: The Petrographic and Chemical Characteristics of Tektites. — In: O'KEEFE, J. A. (Hrsg.): Tektites, S. 51—94, Chicago, London (The University of Chicago Press) 1963.
- — Ries and the progressive stages of impact metamorphism. — Fortschr. Mineral., 44, S. 139—140, Stuttgart 1967. — [1967 a].
- — Shock Effects in Certain Rock-Forming Minerals. — Science, 156, S. 192—202, Washington 1967. — [1967 b].
- — Impact Metamorphism. — In: ABELSON, P. H. (Hrsg.): Researches in Geochemistry, 2, S. 204—233, New York (John Wiley and Sons) 1967. — [1967 c].
- — Pressure and temperature histories of impact metamorphosed rocks — based on petrographic observations. — In: FRENCH, B. M. u. SHORT, N. M. (Hrsg.): Shock metamorphism

- of natural materials, S. 135—158, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968. — [Auch erschienen in: N. Jb. Mineral., Abh., 108, S. 209—246, Stuttgart 1968].
- — Mineral-produced high pressure striae and clay-polish: Key evidence for nonballistic transport of ejecta from Ries Crater. — *Science*, 194, S. 615—618, Washington 1976.
- — Preliminary interpretation of the 1973 Ries research deep drill core and a new Ries cratering model. — *Geologica Bavarica*, 75, S. 421—441, München 1977. — [1977 a].
- — The Ries crater of southern Germany. A model for large basins on planetary surfaces. — *Geol. Jb.*, A 43, Hannover 1977. — [1977 b].
- CHAO, E. C. T. u. EL GORESY, A.: Shock attenuation and the implantation of Fe-Cr-Ni veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries Research deep drill core. — *Geologica Bavarica*, 75, S. 289—304, München 1977.
- CHAO, E. C. T., HÜTTNER, R. u. SCHMIDT-KALER, H.: Vertical section of the Ries sedimentary ejecta blanket as revealed by 1976 drill cores from Otting and Itzing. — *Lunar Science*, 8, S. 163—165, Houston 1977. — [Kurzfassung].
- CHAO, E. C. T. u. LITTLER, J.: Additional evidence for the impact origin of the Ries basin, Bavaria, Germany. — *Spec. Paper geol. Soc. Amer.*, 73, S. 127, New York 1963.
- CRAMER, P.: Perm. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 500 000, 2. Aufl., S. 55—69, München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1964.
- DAVID, E.: Das Ries-Ereignis als physikalischer Vorgang. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 350—378, München 1969.
- — Anmerkungen zur Bruchmechanik der shatter-cone-Bildung. — *Geologica Bavarica*, 75, S. 285—287, München 1977. — [1977 a].
- — Abschätzung von impaktmechanischen Daten aufgrund von Ergebnissen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 75, S. 459—470, München 1977. — [1977 b].
- DEFFNER, C.: Der Buchberg bei Bopfingen. — *Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg*, 26, S. 95—144, Stuttgart 1870.
- DEFFNER, C. u. FRAAS, O.: Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblätter Bopfingen und Ellenberg. — 36 S., Stuttgart 1877.
- DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. — *N. Jb. Mineral. etc.*, Beil.-Bd. 67, B, S. 139—256, Stuttgart 1931.
- — Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. — In: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1: 300 000, S. 81—88, München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1955.
- — Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalk-Gebietes. — *Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, 1, S. 27—56, München 1961.
- — Über den Nachweis der mittelpleistozänen Warmzeit in Nordbayern. — *Sitz.-Ber. bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 1968, S. 12—15, München 1969.
- DEHM, R., GALL, H., HÖFLING, R., JUNG, W. u. MALZ, H.: Die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riese-Ab lagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 75, S. 79—93, München 1977.
- DENCE, M. R.: The nature and significance of terrestrial impact structures. — *Proc. int. geol. Congr.*, 24th Sess. (Montreal) 1972, Section 15, S. 77—79, Ottawa 1972.
- DENCE, M. R., INNES, M. J. S. u. ROBERTSON, P. B.: Recent geological and geophysical studies of Canadian craters. — In: FRENCH, B. M. u. SHORT, N. M. (Hrsg.): *Shock metamorphism of natural materials*, S. 339—362, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- DIEZ, TH.: Die Böden. — In: *Geologische Karte von Bayern 1: 25 000*, Erläuterungen zu Blatt Nr. 7328 Wittislingen, S. 158—172, München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1971.
- DORN, C.: Beiträge zur Kenntnis der tertiären Ablagerungen des östlichen Vorrieses im Monheimer Gebiet. — *N. Jb. Mineral. etc.*, Beil.-Bd. 84, B, S. 129—176, Stuttgart 1940.
- — Beiträge zur Geologie des Rieses I. — *Zbl. Mineral. etc.*, 1942, B, S. 105—116, 145—159, 161—187, Stuttgart 1942.

- DORN, P.: Über den tektonischen Bau des ostfränkisch-oberpfälzischen Deckgebirges. — *Geol. Rdsch.*, 23 a (SALOMON-CALVI-Festschr.), S. 81—90, Berlin 1933.
- — Paläogeographie der „Riesbarre“. — *N. Jb. Mineral. etc.*, Beil.-Bd. 77, B, S. 1—44, Stuttgart 1937.
- — Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im mittleren und oberen Dogger der Frankenalb. — *N. Jb. Mineral. etc.*, Beil.-Bd. 82, B, S. 161—314, Stuttgart 1939.
- DRESSLER, B.: Petrographische Untersuchungen des kristallinen Grundgebirges im östlichen Ries und Vorries auf den topographischen Karten Wemding und Wolferstadt, Monheim und Donauwörth. — *Dipl.-Arb. Univ. München*, 76 S., München 1967. — [Unveröff.; 1967 a].
- — Erläuterungen zu den geologischen Karten 1:5 000 im Gebiet von Amerbach im Ries. — *Kartierungsnachweis Univ. München*, 14 S., München 1967. — [Unveröff.; 1967 b].
- DRESSLER, B. u. GRAUP, G.: Gesteinskundliche Untersuchungen am Suevit der Bohrung Wörnitzostheim I im Nördlinger Ries. — *Aufschluß*, 25, 7/8 (= 24. Sonderschr.), S. 48—55, Heidelberg 1974.
- DRESSLER, B., GRAUP, G. u. MATZKE, K.: Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges im Nördlinger Ries. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 201—228, München 1969.
- DRIESSLE, H.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der südlichen Frankenalb. NW-Teil des Blattes Nennslingen. — *Dipl.-Arb. Univ. München*, 44 S., München 1962. — [Unveröff.].
- EDLINGER, G. v.: Faziesverhältnisse und Tektonik der Malmtafel nördlich Eichstätt/Mfr. Mit feinstratigraphischer und paläogeographischer Bearbeitung der Eichstätter Schiefer-Vorkommen. — *Erlanger geol. Abh.*, 56, 75 S., 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., Erlangen 1966.
- EL GORESY, A.: Die Erzminerale in den Ries- und Bosumtwi-Krater-Gläsern und ihre genetische Deutung. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 28, S. 1881—1891, Oxford, London, New York, Paris 1964.
- — Baddeleyite and its significance in impact glasses. — *J. geophys. Res.*, 70, S. 3453—3456, Washington 1965.
- — The opaque minerals in impactite glasses. — In: FRENCH, B. M. u. SHORT, N. M. (Hrsg.): *Shock metamorphism of natural materials*, S. 531—553, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- — Eine neue Kohlenstoff-Modifikation aus dem Nördlinger Ries. — *Naturwiss.*, 56, S. 493—494, Berlin 1969.
- EL GORESY, A. u. CHAO, E. C. T.: Identification and significance of armalcolite in the Ries glass. — *Earth and planet. Sci. Lett.*, 30, S. 200—208, Amsterdam 1976. — [1976 a].
- — Evidence of the impacting body of the Ries crater — the discovery of Fe-Cr-Ni veinlets below the crater bottom. — *Earth and planet. Sci. Lett.*, 31, S. 330—340, Amsterdam 1976. — [1976 b].
- — Discovery, origin, and significance of Fe-Cr-Ni veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries research drill core. — *Geologica Bavarica*, 75, S. 305—321, München 1977.
- EL GORESY, A. u. DONNAY, G.: A New Allotropic Form of Carbon from the Ries Crater. — *Science*, 161, S. 363—364, Washington 1968.
- EMMERT, U.: Muschelkalk. — In: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000*, 2. Aufl., S. 81—90, München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1964. — [1964 a].
- — Keuper. — In: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000*, 2. Aufl., S. 91—120, München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1964. — [1964 b].
- 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. et Cosmochim. Acta*, 31, S. 1677—1689, Oxford, London, New York, Paris 1967. — [1967 b].

- — 1969: s. ENGELHARDT, W. v., STÖFFLER, D. u. SCHNEIDER, W.
- — Detrital Impact Formations. — *J. geophys. Res.*, **76**, S. 5566—5574, Washington 1971.
- — Shock Produced Rock Glasses from the Ries Crater. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **36**, S. 265—292, Berlin, Heidelberg, New York 1972.
- — The Ries structure and its impact formations. — *Fortschr. Mineral.*, **52**, Beih. 1, S. 103—109, Stuttgart 1974. — [Excursion B 4. Ries meteorite crater, Germany. I.]
- — Some new results and suggestions on the origin of the Ries basin. — *Fortschr. Mineral.*, **52**, S. 375—384, Stuttgart 1975.
- ENGELHARDT, W. v., ARNDT, J., STÖFFLER, D., MÜLLER, W. F., JEZIORKOWSKI, H. u. GUBSER, R. A.: Diaplektische Gläser in den Breccien des Ries von Nördlingen als Anzeichen für Stoßwellenmetamorphose. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **15**, S. 93—102, Berlin, Heidelberg, New York 1967.
- ENGELHARDT, W. v. u. BERTSCH, W.: Shock Induced Planar Deformation Structures in Quartz from the Ries Crater, Germany. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **20**, S. 203—234, Berlin, Heidelberg, New York 1969.
- ENGELHARDT, W. v. u. GRAUP, G.: Stoßwellenmetamorphose im Kristallin der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75**, S. 255—271, München 1977.
- ENGELHARDT, W. v. u. STÖFFLER, D.: Spaltflächen im Quarz als Anzeichen für Einschläge großer Meteoriten. — *Naturwiss.*, **52**, S. 489—490, Berlin, Heidelberg, New York 1965.
- — Stages of shock metamorphism in the crystalline rocks of the Ries basin, Germany. — In: FRENCH, B. M. u. SHORT, N. M. (Hrsg.): *Shock metamorphism of natural materials*, S. 159—168, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- — Ries meteorite crater, Germany. — *Fortschr. Mineral.*, **52**, Beih. 1, S. 103—122, Stuttgart 1974. — [Excursion B 4. Siehe auch ENGELHARDT 1974 und STÖFFLER 1974 b].
- ENGELHARDT, W. v., STÖFFLER, D. u. SCHNEIDER, W.: Petrologische Untersuchungen im Ries. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 229—295, München 1969.
- ERNSTSON, K.: The structure of the Ries Crater from geoelectric depth soundings. — *J. Geophys.*, **40**, S. 639—659, Berlin, Heidelberg, New York 1974.
- ERNSTSON, K. u. POHL, J.: Neue Modelle zur Verteilung der Dichte und Geschwindigkeit im Ries-Krater. — *Geologica Bavarica*, **75**, S. 355—371, München 1977.
- ETZOLD, A. u. SEIBOLD, E.: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 7126 Aalen. — [In Bearbeitung, erscheint voraussichtlich 1979.]
- FESSELDT, K.: Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weißjura zwischen Solnhofen und der Donau (Südliche Frankenalb). — *Erlanger geol. Abh.*, **46**, 80 S., Erlangen 1962.
- — Der Obere Malm im südlichen Vorries. — *Erlanger geol. Abh.*, **47**, 33 S., Erlangen 1963.
- FISCHER, G.: Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz und des Bayerischen Waldes. — *Aufschluß, Sonderh.* **16**, S. 27—111, Heidelberg 1967.
- FÖRSTNER, U.: Petrographische Untersuchungen des Suevit aus den Bohrungen Deiningen und Wörnitzostheim im Ries von Nördlingen. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **15**, S. 281—308, Berlin, Heidelberg, New York 1967.
- FRAAS, E.: Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Bopfingen. — 2. Aufl., 31 S., Stuttgart 1919.
- FRAAS, O.: Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblatt Giengen. — 17 S., Stuttgart 1869.
- FRANK, M.: Beiträge zur Kenntnis des Lias Beta in Nordbayern. — *Cbl. Mineral. etc.*, **1926**, B, S. 400—411, 439—445, Stuttgart 1926.
- — Die Schichtenfolge des mittleren Braunen Jura ( $\gamma/\delta$ , Bajocien) in Württemberg. — *Jber. u. Mitteil. oberh. geol. Ver.*, N. F., **31**, S. 1—32, Stuttgart 1945.
- FRENCH, B. M. u. SHORT, N. M. (Hrsg.): *Shock Metamorphism of Natural Materials*. — Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.

- FREYBERG, B. v.: Geologie des Weißen Jura zwischen Eichstätt und Neuburg/Donau (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., 54, 97 S., Erlangen 1964.
- — Tektonische Karte der Fränkischen Alb und ihrer Umgebung. — Erlanger geol. Abh., 77, 81 S., Erlangen 1969.
- FRICKHINGER, E.: Grabungen in der kleinen Ofnethöhle bei Holheim, B.-A. Nördlingen. — Bayer. Vorges.-Bl., 14, S. 35—44, München 1937.
- FÜCHTBAUER, H.: Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. — Eclogae geol. Helv., 57, S. 157—298, Basel 1964.
- FÜCHTBAUER, H., BRELIE, G. v. D., DEHM, R., FÖRSTNER, U., GALL, H., HÖFLING, R., HOEFS, J., HOLLERBACH, A., HUFNAGEL, H., JANKOWSKI, B., JUNG, W., MALZ, H., MERTES, H., ROTHE, P., SALGER, M., WEHNER, H. u. WOLF, M.: Tertiary lake sediments of the Ries, research borehole Nördlingen 1973 — a summary. — Geologica Bavarica, 75, S. 13—19, München 1977.
- GALL, H.: Geologische Untersuchungen im südwestlichen Vorries. Das Gebiet des Blattes Wittislingen. — Diss. Univ. München, 166 S., München 1969.
- — Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7328 Wittislingen. — 186 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1971. — [1971 a].
- — Obere Süßwassermolasse (Hangendserie) über Riestrümmermassen bei Graisbach (südöstliches Vorries) und ihre Bedeutung für die Landschaftsgeschichte der Schwäbisch-Fränkischen Alb. — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 11, S. 295—327, München 1971. — [1971 b].
- — Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des südöstlichen Vorrieses zwischen Höchstädt a. d. Donau und Donauwörth. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 145, S. 58—95, Stuttgart 1974. — [1974 a].
- — Neue Daten zum Verlauf der Klifflinie der Oberen Meeresmolasse (Helvet) im südlichen Vorries. — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 14, S. 81—101, München 1974. — [1974 b].
- — Der III. Zyklus der Oberen Meeresmolasse (Helvet) am Südrand der Schwäbisch-Fränkischen Alb. — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 15, S. 179—205, München 1975.
- GALL, H., HOLLAUS, E. u. TRISCHLER, J.: Obermiozäne Seesedimente und Bunte Trümmermassen der Forschungsbohrung Wörnitzostheim I im Nördlinger Ries. — Geol. Bl. NO-Bayern, 26, S. 188—206, Erlangen 1976.
- GALL, H., IBRAHIM, A. H. u. MÜLLER, D.: Braunjura-Geröllrelikte über unterem Lias bei Weitingen — ein Beitrag zur Landschaftsentwicklung im Vorland der Südlichen Frankenalb (Bayern). — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 14, S. 63—79, München 1974.
- GALL, H., JUNG, W. u. DEHM, R.: Vorbericht über die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Geologica Bavarica, 72, S. 53—57, München 1974.
- GALL, H. u. MÜLLER, D.: Die Monheimer Höhensande. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 52, S. 113—131, Stuttgart 1970.
- — Der „Riesgries“ bei Wellheim — eine aufgeschürfte Scholle in Bunten Trümmermassen. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1971, S. 271—284, Stuttgart 1971.
- — *Balanus*-Rasch auf Brandungsgeröllen der Oberen Meeresmolasse (Helvet) vom Dischinger Blockstrand. — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 15, S. 29—31, München 1975. — [1975 a].
- — Reutersche Blöcke — außeralpine Fremdgesteine unterschiedlicher Herkunft in jungtertiären und quartären Sedimenten Südbayerns. — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 15, S. 207—228, München 1975. — [1975 b].
- — Ein lößbedeckter Rest Urmain-Hauptterrasse (Villafrancium) im Altmühltal bei Solnhofen. — Geol. Bl. NO-Bayern, 26, S. 117—135, Erlangen 1976.
- GALL, H., MÜLLER, D. u. POHL, J.: Zum geologischen Bau der Randzone des Ries-Kraters. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1977, S. 65—94, Stuttgart 1977.

- GALL, H., MÜLLER, D. u. STÖFFLER, D.: Verteilung, Eigenschaften und Entstehung der Auswurfsmassen des Impaktkraters Nördlinger Ries. — *Geol. Rdsch.*, **64**, S. 915—947, Stuttgart 1975.
- GALL, H., MÜLLER, D. u. YAMANI, A.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Cenoman-Ablagerungen auf der südwestlichen Frankenalb (Bayern). — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **143**, S. 1—22, Stuttgart 1973.
- GARSCHA, H. W.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. NE-Quadrant des Positionsblattes Heidenheim 407. — *Dipl.-Arb. Univ. München*, 79 S., München 1963. — [Unveröff.]
- GAULT, D. E., QUAIDE, W. L. u. OBERBECK, V. R.: Impact cratering mechanics and structures. — In: FRENCH, B. M. u. SHORT, N. M. (Hrsg.): *Shock metamorphism of natural materials*, S. 87—99, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- GENTNER, W. u. WAGNER, A. W.: Altersbestimmungen an Riesgläsern und Moldaviten. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 296—303, München 1969.
- GERSTLAUER, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Öttingen. — *Mitt. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. München*, **35**, 71 S., München 1940.
- GEYER, O. F.: Beiträge zur Stratigraphie und Ammonitenfauna des Weißen Jura  $\gamma$  (Unteres Unterkimmeridgium) in Württemberg. — *Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg*, **116**, 84—113, Stuttgart 1961.
- GRAUL, H.: Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. — *Petermanns geogr. Mitt.*, **1962** (4), S. 253—271, Gotha 1962.
- GRAUL, H. u. GROSCHOPF, P.: Geologische und morphologische Betrachtungen zum Iller-Schwemmkegel bei Ulm. — *Ber. naturforsch. Ges. Augsburg*, **5**, S. 1—27, Augsburg 1952.
- GRAUP, G.: Petrographische Untersuchungen des kristallinen Grundgebirges im Ries auf den topographischen Karten Öttingen, Deiningen, Bissingen (Nordteil). — *Dipl.-Arb. Univ. München*, 85 S., München 1968. — [Unveröff.; 1968 a].
- — Erläuterungen zu den geologischen Karten 1:5 000 im Gebiet von Reimlingen—Schmähingen im Ries. — *Kartierungsnachweis Univ. München*, 10 S., München 1968. — [Unveröff.; 1968 b].
- — Das Kristallin im Nördlinger Ries. Petrographische Zusammensetzung und Auswurfmechanismus der kristallinen Trümmersmassen, Struktur des kristallinen Untergrundes und Beziehungen zum Moldanubikum. — *Diss. Univ. Tübingen*, 176 S., Tübingen 1975.
- — Die Petrographie der kristallinen Gesteine der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75**, S. 219—229, München 1977.
- GRAUP, G. u. STÖFFLER, D.: Petrologische Befunde im Nördlinger Ries. — *Aufschluß*, **25**, 7/8 (= 24. Sonderschr.), S. 39—48, Heidelberg 1974.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Durchführung und erste Befunde. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 11—31, München 1974.
- GÜMBEL, C. W. v.: Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Nördlingen (No. XVI) der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. — 43 S., 1 geol. Kt., Cassel 1889.
- — Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Ansbach (No. XVII) der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. — 32 S., 1 geol. Kt., Cassel 1891. — [1891 a].
- — Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete. — 763 S., Kassel 1891. — [1891 b].
- GWINNER, M. P.: Geologie des Weißen Jura der Albhochfläche (Württemberg). — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **115**, S. 137—221, Stuttgart 1962.
- HÄNEL, R.: Geologische Untersuchungen im Hesselberggebiet. — *Zulassungsarb. Univ. Erlangen*, 47 S., Erlangen 1932. — [Unveröff.]
- HAUNSCHILD, H.: Bohrprofile aus SW-Franken (von Ansbach zum Ries). — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **15**, S. 169—177, Erlangen 1965.
- — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6829 Ornbau. — 135 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1967.

- — 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.
- — Die Trias im Ries und Vorries. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 43—58, München 1969.
- — Bohrung der Stadt Dinkelsbühl. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, 20, 147—150, Erlangen 1970.
- — Zur stratigraphischen Stellung des Grobsandsteins von Lentersheim am Hesselberg. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, 26, S. 206—212, Erlangen 1976.
- HEHL: Braunkohle von Wemdingen. — *N. Jb. Mineral. etc.*, 1834, S. 206—207, Stuttgart 1834.
- HEIM, A.: Bergsturz und Menschenleben. — *Viertelj.-Schr. naturforsch. Ges. Zürich*, 77, Beibl. 20, 218 S., Zürich 1932.
- HEISSIG, K.: Oligozäne Vertebraten aus der Spaltenfüllung „Möhren 13“ bei Treuchtlingen, Fränkischer Jura. — *Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, 13, S. 177—182, München 1973.
- HÖLDER, H.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Lauchheim (Ostalb). — *N. Jb. Mineral. etc.*, Beil.-Bd. 86, B, S. 315—389, Stuttgart 1942.
- — Jura. — *Handb. stratigraph. Geol.*, 4, 603 S., Stuttgart (Enke) 1964.
- HÖRAUF, H.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Doggersandsteins in der Fränkischen Alb. — *Erlanger geol. Abh.*, 30, 68 S., Erlangen 1959.
- HÖRZ, F.: Untersuchungen an Riesgläsern. — *Beitr. Mineral. Petrogr.*, 11, S. 621—661, Berlin, Heidelberg, New York 1965.
- HÖRZ, F., GALL, H., HÜTTNER, R., OBERBECK, V. R. u. MORRISON, R. H.: The Ries Crater and lunar basin deposits. — *Lunar Science*, 6, 1, S. 396—398, Houston 1975. — [Kurzfassung].
- HÖRZ, F., GALL, H., HÜTTNER, R. u. OBERBECK, V. R.: Shallow drilling in the „Bunte Breccia“ impact deposits, Ries Crater, Germany. — *Lunar Science*, 8, 1, S. 457—459, Houston 1977. — [Kurzfassung; 1977 a].
- — Shallow drilling in the „Bunte Breccia“ impact deposits, Ries Crater, Germany. — In: RODDY, D. J., PEPIN, R. O. u. MERRILL, R. B. (Hrsg.): *Impact and Explosion Cratering. Proc. Symp. Planetary Cratering Mechanics*, Flagstaff, Sept. 1976. New York (Pergamon Press) 1977. — [Im Druck; 1977 b].
- HOLLAUS, E.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Nördlingen-Ost und Nördlingen-West, mit besonderer Berücksichtigung der Pleistozän-Ablagerungen. — *Diss. Univ. München*, 85 S., München 1969. — [1969 a].
- — Kurze Übersicht der bisherigen Kenntnisse des Pleistozäns im Nördlinger Ries. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 131—141, München 1969. — [1969 b].
- HOWARD, K. A., OFFIELD, T. W. u. WILSHIRE, H. G.: Structure of Sierra Madera, Texas, as a guide to central peaks of lunar craters. — *Bull. geol. Soc. Am.*, 83, S. 2795—2808, New York 1972.
- HÜTTNER, R.: Geologische Untersuchungen im SW-Vorries auf Blatt Neresheim und Wittislingen. — *Diss. Univ. Tübingen*, 347 S., Tübingen 1958. — [Unveröff.].
- — Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des östlichen Härtsfeldes (Schwäbische Alb). — *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, 4, S. 49—125, Freiburg i. Br. 1961.
- — Bunte Trümmersmassen und Suevit. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 142—200, München 1969.
- — Das Ries als geologisches Problem. — *Aufschluß*, 25, 7/8 (= 24. Sonderschr.), S. 25—38, Heidelberg 1974.
- — Makroskopische Beobachtungen zur Deformation des Kristallins in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 75, S. 273—283, München 1977.
- HÜTTNER, R., SCHMIDT-KALER, H. u. TREIBS, W.: Geologische Übersichtskarte des Rieses und seiner Umgebung 1:100 000. — In: SCHMIDT-KALER, H., TREIBS, W. u. HÜTTNER, R.: *Exkursionsführer zur Geologischen Übersichtskarte des Rieses 1:100 000*, 68 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1970.
- HÜTTNER, R. u. WAGNER, G. H.: Bericht über Bohrungen in Sucvittuffen des württembergischen Riesgebietes. — *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, 7, S. 223—227, Freiburg i. Br. 1965. — [1965 a].

- — Über Lagerung und Herkunft einiger Suevitvorkommen. — N. Jb. Mineral., Mh., 1965, S. 316—322, Stuttgart 1965. — [1965 b].
- IBRAHIM, A. H.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Hesselberg-Gebiet, SE-Quadrant (mittlerer Teil des Gradabteilungsblattes Weiltingen 6928). — Dipl.-Arb. Univ. München, 68 S., München 1970. — [Unveröff.].
- JAHNEL, CH.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses, SW-Teil des Positionsblattes 489 Ebermergen. — Dipl.-Arb. Univ. München, 56 S., München 1966. — [Unveröff.].
- — Stratigraphie, Fazies und Fauna des Lias Alpha, Beta und Gamma im Gebiet des Nördlinger Rieses. — Diss. Univ. München, 123 S., München 1970.
- JANKOWSKI, B.: Die gradierte Einheit oberhalb des Suevits der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 75, S. 155—162, München 1977.
- JANSSENS, M. J., HERTOGEN, J. u. PALME, H.: Meteoritic material at 4 large impact craters. — *EOS*, 58, S. 424—425, 1977. — [Kurzfassung].
- JUNG, W. u. GALL, H.: Ein tertiärer Salzsee im Meteoritenkrater Nördlinger Ries. — Jber. 1975 u. Mitt. Freunde bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 4, S. 22—24, München 1976.
- KAMPANELLOS, J.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Fränkischen Jura, SE-Gradabteilungsblatt 6929 Wassertrüdingen und 6930 Heidenheim am Hahnenkamm. — Dipl.-Arb. Univ. München, 74 S., München 1969. — [Unveröff.].
- KIDERLEN, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. 66, B, S. 215—384, Stuttgart 1931.
- KIEFFER, S. W.: The role of volatiles in the impact process. — *Lunar Science*, 8, S. 543—545, Houston 1977. — [Kurzfassung].
- KINSLOW, R. (Hrsg.): High-velocity impact phenomena. — 579 S., New York (Academic Press) 1970.
- KIRCHHEIMER, F.: Pflanzenreste aus einer Braunkohle des Nördlinger Rieses. — N. Jb. Mineral. etc., Mh., 1949, B, S. 354—362, Stuttgart 1949.
- KNEBEL, W. v.: Beiträge zur Kenntnis der Überschiebungen am vulkanischen Ries bei Nördlingen. — *Z. dt. geol. Ges.*, 54, S. 56—84, Berlin 1902.
- KNOBLICH, K.: Die Geologie des Blattes Elchingen (Nr. 7227) 1:25 000 (Schwäbische Alb). — *Arb. geol.-paläont. Inst. tech. Hochsch. Stuttgart*, N. F., 39, 49 S., Stuttgart 1963.
- KOKEN, E.: Geologische Studien im Fränkischen Ries. 2. Folge. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. 15, S. 422—472, Stuttgart 1902.
- KRANZ, W.: Weitere Beiträge zum Nördlinger Ries-Problem. — *Cbl. Mineral. etc.*, 1923, S. 278—285, 301—309, Stuttgart 1923.
- — Dritte Fortsetzung der Beiträge zum Nördlinger Ries-Problem. — *Cbl. Mineral. etc.*, 1925, B, S. 199—207, 249—256, Stuttgart 1925.
- — Vorkommen, Lagerung, Herkunft und Alter der Vorries-Braunkohlen und ihre Bedeutung für das Riesproblem. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1950, S. 257—274, Stuttgart 1950.
- — Die Braunkohlen im Nördlinger Riesbecken. — *Geol. Jb.*, 66, S. 81—118, Hannover 1951.
- — Zur Stratigraphie schwäbischer Miozän- und Oligozänablagerungen sowie angeblicher Pliozänvorkommen. — *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F., 33 (1951), S. 89—95, Freiburg i. Br. 1953.
- KREMER, G. A.: Altersstellung und Entstehung des Brenztaooliths im Oberen Malm Schwabens. — *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F. 35, S. 1—21, Stuttgart 1954.
- KRUMBECK, L.: Zur Kenntnis der alten Schotter des nordbayerischen Deckgebirges. Ein Beitrag zur älteren Flußgeschichte Nordbayerns. — *Geol. u. paläont. Abh.*, N. F., 15, S. 181—318, Jena 1927.
- — Stratigraphische Notizen aus dem Lias am Südhang des Hesselberges. — *Sitz.-Ber. phys.-med. Soc. Erlangen*, 60, S. 213—224, Erlangen 1928.

- — Zur Stratigraphie des Lias in Nordbayern, 1. Lias  $\beta$ . — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. 68, S. 1—126, Stuttgart 1932.
- — Stratigraphie und Faunenkunde des Lias  $\gamma$  in Nordbayern. — Z. dt. geol. Ges., 88, S. 129—222, Berlin 1936.
- — Zur Stratigraphie und Faunenkunde des Lias  $\zeta$  in Nordbayern. Teil 1 und 2. — Z. dt. geol. Ges., 95 (1943), S. 279—340, Berlin 1943 und 96 (1944), S. 1—74, Berlin 1947.
- LEHNER, L.: Beobachtungen an Cenomanrelikten der südlichen Frankenalb. Studien über die fränkische albüberdeckende Kreide, II. — Cbl. Mineral. etc., 1933, B, S. 458—470, Stuttgart 1933. — [Hrsg. v. R. DEHM].
- LEMCKE, K.: Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. — Geologica Bavarica, 69, S. 5—48, München 1973.
- LIPPOLT, H.: Radiogenes Argon und Ries-Sprengung. — Aufschluß, 25, 7/8 (= 24. Sonderschr.), S. 60—63, Heidelberg 1974.
- LÖFFLER, R.: Beiträge zur Riesentstehungshypothese. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 14, S. 26—83, Stuttgart 1926. — [1926 a].
- — Der Eruptionsmechanismus im Ries. — Z. dt. geol. Ges., 78, S. 177—178, Berlin 1926. — [Vortragsber.; 1926 b].
- — 100 Jahre Lauchheimer Tunnel, ein Jubiläum der Riesgeologie. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, 118/119, S. 68—86, Stuttgart 1964.
- LOŽEK, V.: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rozpravy, 31, 374 S., Prag 1964.
- MALL, W.: Die Geologie des Blattes Giengen an der Brenz (Nr. 7327; 1:25 000). — Dipl.-Arb. techn. Hochsch. Stuttgart, 100 S., Stuttgart 1959. — [Unveröff.].
- — Die Geologie der Blätter Dettingen am Albuch und Giengen an der Brenz 1:25 000 (Schwäbische Alb). — Arb. geol. paläont. Inst. Univ. Stuttgart, N. F., 54, 210 S., Stuttgart 1968.
- MASAYTIS, V. L., MIKHAYLOV, M. V. u. SELIVANOVSKAYA, T. V.: The Popigy meteorite crater. — 124 S., Moscow (Nauka Press) 1975.
- MATSCHKAL, R.: Riesforschung vor einem Rätsel. — Kosmos, 69, S. 124—125, Stuttgart 1973. — [1973 a].
- — Der Buchberg — Testfall für die Riesforschung. — Kosmos, 69, S. 390—393, Stuttgart 1973. — [1973 b].
- MATZKE, K.: Petrographische Untersuchungen des kristallinen Grundgebirges im westlichen Ries und Vorries auf den topographischen Karten Unterschneidheim, Nördlingen, Neresheim, Bissingen (Süd-Teil), Höchstädt a. D. — Dipl.-Arb. Univ. München, 62 S., München 1967. — [Unveröff.; 1967 a].
- — Erläuterungen zu der geologischen Karte 1:5 000 N. W. XXXIX. 35 im Gebiet N Maihingen—Marktoffingen im Ries. — Kartierungsnachweis Univ. München, 14 S., München 1967. — [Unveröff.; 1967 b].
- MAXWELL, D. E.: Cratering flow and crater prediction methods. — Tech. Memo. TCAM 73—17, Phys. Int. Comp., 50 S., San Leandro, USA 1973.
- MAXWELL, D. E. u. MOISES, H.: Hypervelocity impact cratering calculations. — Report PIFR-190, Phys. Int. Comp., 201 S., San Leandro, USA 1971.
- MAYR, H.: Geologische Untersuchungen im Westen des Rieses. Das Gebiet von Zipplingen und Umgebung. — Dipl.-Arb. Univ. München, 25 S., München 1968. — [Unveröff.].
- MEDINGER, H.: Oberster Malm, Tektonik und Landschaftsgeschichte im Vorries um Neresheim (Härtsfeld). — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. 74, B, S. 157—200, Stuttgart 1935.
- MILLER, K.: Alttertiäre Land- und Süßwasserschnecken der Ulmer Gegend. — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, 63, S. 435—460, Stuttgart 1907.
- MILTON, D. J., BARLOW, B. C., BRETT, R., BROWN, A. R., GLIKSON, A. Y., MANWARING, E. A., MOSS, F. J., SEDMIK, E. C. E., SON, J. VAN u. YOUNG, G. A.: Gosses Bluff Impact Structure, Australia. — Science, 175, S. 1199—1207, Washington 1972.

- MILTON, D. J. u. RODDY, D. J.: Displacements within impact craters. — Proc. int. geol. Congr., 24th Sess. (Montreal) 1972, Section 15, S. 119—124, Ottawa 1972.
- MOOS, A.: Beiträge zur Geologie des Tertiärs im Gebiet zwischen Ulm a. D. und Donauwörth. — Geogn. Jh., 37 (1923/24), S. 167—252, München 1925.
- MÜLLER, D.: 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.
- — Die Oligozän-Ablagerungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. — Diss. Univ. München, 230 S., München 1972.
- — Die prä- und postriesischen Obermiozän-Ablagerungen im Altmühl-Rezat-Gebiet. — 278 Mskr.-S., München 1977. — [In Druckvorbereitung].
- MÜNZING, K.: Geologische Untersuchungen zwischen Bopfingen und Nördlingen (Ries). — Diss. Univ. Tübingen, 138 S., Tübingen 1954. — [Unveröff.].
- — Stratigraphische und landschaftsgeschichtliche Beobachtungen in der Gegend von Bopfingen (Württemberg). — Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg, 115, S. 175—215, Stuttgart 1960.
- — Zur Kenntnis der Tektonik im Vorries bei Bopfingen (Blatt 7128 Nördlingen 1:25 000). — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 46, S. 9—22, Stuttgart 1964.
- — Zur Kenntnis des Braunen Jura  $\alpha$ - $\gamma$  im westlichen Vorries. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 7, S. 181—198, Freiburg i. Br. 1965.
- NATHAN, H.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Möttingen. — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. 53, B, S. 31—97, Stuttgart 1925.
- — Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Ederheim. — Abh. geol. L.-Unters. bayer. Oberbergamt, 19, 42 S., München 1935.
- — Wasserbohrungen im Ries. — Geol. Jb., 74, S. 135—146, Hannover 1957.
- NITZPOPOULOS, G.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der südlichen Frankenalb, SW-Teil des Gradabteilungsblattes Heidenheim am Hahnenkamm. — Dipl.-Arb. Univ. München, 70 S., München 1968. — [Unveröff.].
- OBERBECK, V. R.: The role of ballistic erosion and sedimentation in lunar stratigraphy. — Rev. Geophys. and Space Phys., 13, S. 337—362, 1975.
- POHL, J.: Magnetisierung der Bohrkerne der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Geologica Bavarica, 72, S. 65—74, München 1974.
- — Paläomagnetische und gesteinsmagnetische Untersuchungen an den Kernen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Geologica Bavarica, 75, S. 329—348, München 1977.
- POHL, J. u. ANGENHEISTER, G.: Anomalien des Erdmagnetfeldes und Magnetisierung der Gesteine im Nördlinger Ries. — Geologica Bavarica, 61, S. 327—336, München 1969.
- POHL, J., STÖFFLER, D., GALL, H. u. ERNSTSON, K.: The Ries impact crater. — In: RODDY, D. J., PEPIN, R. O. u. MERRILL, R. B. (Hrsg.): Impact and Explosion cratering. Proceedings of the Symposium on Planetary Cratering Mechanics, Flagstaff, Sept. 1976, New York (Pergamon Press) 1977. — [Im Druck].
- PREUSS, E.: Das Ries und die Meteoritentheorie. — Fortschr. Mineral., 41, S. 271—312, Stuttgart 1964.
- RAUTER, D.: Geologische Untersuchungen auf Blatt Weissenburg, 6931 der Topographischen Karte von Bayern, Maßstab 1:25 000. Südwestlicher Quadrant. — Dipl.-Arb. Univ. München, 15 S., München 1962. — [Unveröff.].
- REICH, H. u. HORRIG, W.: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — Beih. Geol. Jb., 19, 119 S., Hannover 1955.
- REIFF, W.: Beiträge zur Geologie des Albuchs und der Heidenheimer Alb (Württemberg). — Arb. geol.-paläont. Inst. techn. Hochsch. Stuttgart, N. F., 17, 143 S., Stuttgart 1958.
- 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. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 14 (1925), S. 176—190, Stuttgart 1926.
- RODDY, D. J., PEPIN, R. O. u. MERRILL, R. B. (Hrsg.): Impact and Explosion cratering. Proceedings of the Symposium on Planetary Cratering Mechanics, Flagstaff, Sept. 1976. — New York (Pergamon Press) 1977. — [Im Druck].
- ROLL, A.: Die Stratigraphie des oberen Malm im Lauchertgebiet (Schwäbische Alb) als Unterlage für tektonische Untersuchungen. — Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., 135, S. 1—164, Berlin 1931.
- RONDOT, J.: La structure de Charlevoix comparée à d'autres impacts météoritiques. — Can. J. Earth Sci., 7, S. 1194—1202, 1970.
- RUTTE, E.: Pliopleistozäne Daten zur Änderung der Hauptabdachung im Main-Gebiet, Süddeutschland. — Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 12, S. 51—72, Berlin, Stuttgart 1971.
- SALGER, M. u. SCHMIDT-KALER, H.: Sedimentpetrographische Gliederung der Lehme auf der Fränkischen Alb. — Geologica Bavarica, 74, S. 151—161, München 1975.
- SCHAEFER, I.: Die donauzeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. — Geologica Bavarica, 19, S. 13—64, München 1953.
- — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1:50 000. — 92 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1957.
- — Der Talknoten von Donau und Lech. Zur Frage des Laufwechsels der Donau vom „Wellheimer Trockental“ ins „Neuburger Durchbruchstal“. — Mitt. geogr. Ges. München, 51, S. 59—111, München 1966.
- SCHAIRER, G.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. SE-Quadrant des Positionsblattes Heidenheim 407. — Dipl.-Arb. Univ. München, 86 S., München 1963. — [Unveröff.].
- 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.
- SCHUEENPFLUG, L.: Weißjurablöcke und -gerölle der Alb in pleistozänen Schottern der Zusamplatte (Bayerisch Schwaben). — Geologica Bavarica, 63, S. 177—194, München 1970.
- — Zur Problematik der Weißjuragesteine in der östlichen Iller-Lech-Platte. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 23/24, S. 154—158, Öhringen 1973.
- SCHIEBER, W.: Der untere und mittlere Lias im württembergisch-bayerischen Grenzgebiet (Aalen—Wassertrüdingen). — Diss. Univ. Tübingen, 96 S., Tübingen 1936.
- 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., Erlangen 1962.
- — Der Jura im Ries und in seiner Umgebung. — Geologica Bavarica, 61, S. 59—86, München 1969. — [1969 a].
- — Versuch einer Profilardarstellung für das Rieszentrum vor der Kraterbildung (Beilage 5). — Geologica Bavarica, 61, S. 38—40, München 1969. — [1969 b].
- — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000. Blatt Nr. 6930 Heidenheim. — 120 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1970.
- — Nachweis der Überlagerung von Bunter Breccie durch Monheimer Höhengsande (Ergebnisse der Untersuchungskernbohrung Monheim-Stickelberg). — Geol. Bl. NO-Bayern, 24, S. 101—105, Erlangen 1974. — [1974 a].
- — „Stopfenheimer Kuppel“ keine Impaktstruktur! — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1974, S. 127—132, Stuttgart 1974. — [1974 b].
- — Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7031 Treuchtlingen. — 145 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1976.

- — Geologische Karte des Naturparks Altmühltal. — München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1978.  
— [In Druckvorber.]
- SCHMIDT-KALER, H., TREIBS, W. u. HÜTTNER, R.: Exkursionsführer zur Geologischen Übersichtskarte des Rieses 1:100 000. — 68 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1970.
- SCHMIDT-KALER, H. u. ZEISS, A.: Die Juragliederung in Süddeutschland. — *Geologica Bavarica*, 67, S. 155—161, München 1973.
- SCHNEID, TH.: Die Geologie der Fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. I. Strati-graphischer Teil. — Diss. Univ. München, S. 59—331, München 1914.
- — Die Geologie der Fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. — *Geogn. Jh.*, 27 (1914), S. 59—170, 28 (1915), S. 1—60, München 1916.
- SCHNEIDER, W.: 1969: s. ENGELHARDT, W. v., STÖFFLER, D. u. SCHNEIDER, W.
- — Petrologische Untersuchungen der Bunten Breccie im Nördlinger Ries. — Diss. Univ. Tübingen, 64 S., Tübingen 1970.
- — Petrologische Untersuchungen der Bunten Breccie im Nördlinger Ries. — *N. Jb. Mineral., Abh.*, 114, S. 136—180, Stuttgart 1971.
- SCHNITZER, W. A.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an den postjurassischen Überdeckungsbildungen der mittleren, südlichen Frankenalb. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, 3, S. 121—134, Erlangen 1953.
- — Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Denkendorf-Kösching nördlich von Ingolstadt. — *Geologica Bavarica*, 28, 47 S., München 1956.
- SCHNITZER, W. A. u. SCHWAB, R. G.: Das Riesphänomen als Impakt eines Eisennickel-Meteoriten? — *Nachr. dt. geol. Ges.*, 5, S. 50—51, Hannover 1972.
- SCHNIZLEIN, A. u. FRICKINGER, 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, 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. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F., 14, S. 1—10, Stuttgart 1926.
- SCHRÖDER, J. u. DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — *Abh. naturwiss. Ver. Schwaben*, 5, 147 S., Augsburg 1950.
- SCHÜLLER, A. u. OTTEMANN, J.: Vergleichende Geochemie und Petrographie meteoritischer und vulkanischer Gläser. — *N. Jb. Mineral., Abh.*, 100, S. 1—26, Stuttgart 1963.
- SEEMANN, R.: Geologische und paläofaunistische Untersuchungen am Goldberg im Ries. — *Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württemberg*, 96, Tl. IV, S. 49—62, Stuttgart 1941.
- 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 Fildergraben und Ries. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 93, S. 285—324, Stuttgart 1951.
- SHOEMAKER, E. M. u. CHAO, E. C. T.: New Evidence for the Impact Origin of the Ries Basin, Bavaria, Germany. — *J. geophys. Res.*, 66, S. 3371—3378, Washington 1961.
- SIEBENHÜNER, M.: Zur jüngeren Tektonik Frankens (Strukturuntersuchungen zwischen Main und Ries). — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 131, S. 98—118, Stuttgart 1968.
- STÄHLE, V.: Nickel und Kobalt in Gesteinen des Nördlinger Ries. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, 28, S. 72—88, Berlin, Heidelberg, New York 1970.
- — Impact glasses from the suevite of the Nördlinger Ries. — *Earth and planet. Sci. Lett.*, 17, S. 275—293, Amsterdam 1972.
- — Melting and reaction behavior of opaques and silicates in very strongly shocked crystal-line rocks from the Ries Crater. — *Meteoritics*, 10, S. 492—494, 1975.

- STÄHLE, V. u. OTTEMANN, J.: Ries-Forschungsbohrung 1973: Zeolithisierung der Gläser im Suevit und Petrographie der Beckensuevite und Gangbreccien. — *Geologica Bavarica*, 75, S. 191—217, München 1977.
- STARKE, B.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. SW-Quadrant des Positionsblattes Heidenheim 407. — Dipl.-Arb. Univ. München, 78 S., München 1963. — [Unveröff.].
- STETTNER, G.: Das Grundgebirge in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 im regionalen Rahmen und seine Veränderungen durch den Impakt. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 35—51, München 1974.
- STÖFFLER, D.: Anzeichen besonderer mechanischer Beanspruchung an Mineralien der Kristallineinschlüsse des Suevits (Stoßwellenmetamorphose). — *N. Jb. Mineral., Mh.*, 1965, S. 350—354, Stuttgart 1965.
- — Zones of impact metamorphism in the crystalline rocks of the Nördlinger Ries crater. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, 12, S. 15—24, Berlin, Heidelberg, New York 1966.
- — Deformation und Umwandlung von Plagioklas durch Stoßwellen in den Gesteinen des Nördlinger Ries. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, 16, S. 51—83, Berlin, Heidelberg, New York 1967.
- — 1969: s. ENGELHARDT, W. v., STÖFFLER, D. u. SCHNEIDER, W.
- — Coesite and Stishovite in Shocked Crystalline Rocks. — *J. geophys. Res.*, 76, S. 5474—5488, Washington 1971. — [1971 a].
- — Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters. — *J. geophys. Res.*, 76, S. 5541—5551, Washington 1971. — [1971 b].
- — Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock processes. I. Behavior of minerals under shock compression. — *Fortschr. Mineral.*, 49, S. 50—113, Stuttgart 1972.
- — Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock processes. II. Physical properties of shocked minerals. — *Fortschr. Mineral.*, 51, S. 256—289, Stuttgart 1974. — [1974 a].
- — Cratering mechanics, impact metamorphism and distribution of ejected masses of the Ries structure — An introduction. — *Fortschr. Mineral.*, 52, Beih. 1, S. 109—117, Stuttgart 1974. — [Excursion B 4. Ries meteorite crater, Germany. II. — 1974 b].
- — 1975: s. GALL, H., MÜLLER, D. u. STÖFFLER, D.
- — Research drilling Nördlingen 1973: polymict breccias, crater basement, and cratering model of the Ries impact structure. — *Geologica Bavarica*, 75, S. 443—458, München 1977.
- STÖFFLER, D., EWALD, U., OSTERTAG, R. u. REIMOLD, W.-U.: Research drilling Nördlingen 1973 (Ries): composition and texture of polymict impact breccias. — *Geologica Bavarica*, 75, S. 163—189, München 1977.
- STÖFFLER, D., GAULT, D. E., WEDEKIND, J. u. POLKOWSKI, G.: Experimental hypervelocity impact into quartz sand: distribution and shock metamorphism of ejecta. — *J. geophys. Res.*, 80, S. 4062—4077, Washington 1975.
- STORZER, D. u. GENTNER, W.: Spaltspuren-Alter von Riesgläsern, Moldavititen und Bentoniten. — *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F., 52, Stuttgart 1970.
- STREIT, R.: Faziesverhältnisse und Lagerung des Weißen Jura auf Blatt Burgheim Nord (Südliche Frankenalb). — *Erlanger geol. Abh.*, 51, 30 S., Erlangen 1963.
- STROBEL, O.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. NE-Teil des Blattes 7030 Wolferstadt der topographischen Karte 1: 25 000. — Dipl.-Arb. Univ. München, 69 S., München 1963. — [Unveröff.].
- TILLMANN, H.: Die Trias in Nordostbayern. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 500 000, 1. Aufl., S. 53—66, München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1954.
- TORKZADEH, N.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Hesselberg-Gebiet. NE-Quadrant des Positionsblattes Wassertrüdingen 382. — Dipl.-Arb. Univ. München, 74 S.,

- München 1966. — [Unveröff.].
- TREIBS, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Otting. — *Geologica Bavarica*, 3, 52 S., München 1950.
- — Jura. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 2. Aufl., S. 121—141, München (Bayer. Geol. L.-Amt) 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 1965.
- TREIBS, W., ENGELHARDT, W. v., FREI, H., GALL, H., GROSCHÖPF, P., HÜTTNER, R., REIFF, W. u. STÖFFLER, D.: Führer zu den Exkursionen anlässlich der 91. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Nördlingen vom 31. März bis 4. April 1970. — 35 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1970.
- URLICHS, M.: Zur Fossilführung und Genese des Feuerfettens, der Rät-Lias-Grenzschichten und des unteren Lias bei Nürnberg. — *Erlanger geol. Abh.*, 64, 42 S., Erlangen 1966.
- VEJNAR, Z.: The petrogenetic interpretation of kyanite, sillimanite and andalusite in the southwestern Bohemian crystalline complexes. — *N. Jb. Mineral., Abh.*, 104, S. 172—189, Stuttgart 1966.
- — Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmisches Masse. — *Geol. Rdsch.*, 60, S. 1455—1465, Stuttgart 1971.
- VIOHL, G.: Die Keuper-Lias-Grenze in Südfranken. — *Erlanger geol. Abh.*, 76, 81 S., Erlangen 1969.
- VOLL, G.: Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. — *Beih. Geol. Jb.*, 42, 382 S., Hannover 1960.
- WAGNER, G.: Zur Frage der Buchberggerölle und zur Geschichte der Eger. — *Cbl. Mineral. etc.*, 1926, B, S. 340—349, Stuttgart 1926.
- WAGNER, G. A.: Altersbestimmung im Ries mit Hilfe der Kernspaltung. — *Aufschluß* 25, 7/8 (= 24. Sonderschr.), S. 56—59, Heidelberg 1974.
- — Spaltspurendatierung an Apatit und Titanit aus dem Ries: Ein Beitrag zum Alter und zur Wärmegegeschichte. — *Geologica Bavarica*, 75, S. 349—354, München 1977.
- WAGNER, G. H.: Profil vom Dogger Beta bis zum Unteren Malm bei Heidenheim am Hahnenkamm. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, 13, S. 194—195, Erlangen 1963.
- — Kleintektonische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. — *Geol. Jb.*, 81, S. 519—600, Hannover 1964.
- — Über Bestand und Entstehung typischer Riesgesteine. — *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, 7, S. 199—222, Freiburg i. Br. 1965.
- WAGNER, R.: Der Keuper im oberen Jagstgebiet und die Goldshöfer Sande. — *Diss. Univ. Tübingen*, 166 S., Tübingen 1952. — [Unveröff.].
- WAGNER, W.: *Geologisch-stratigraphische Untersuchungen in der Südlichen Frankenalb bei Treuchtlingen.* — *Dipl.-Arb. Univ. München*, 57 S., München 1958. — [Unveröff.].
- WEBER, E.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Wemding. — *Abh. Naturkde. u. Tiergartenver. Schwaben*, 3 (Geol.-paläont. R., H. 2), 248 S., Augsburg 1941.
- — Zur Frage der Mächtigkeitentwicklung des Keupers im Nördlinger Riesstörungsgebiet. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 96, S. 201—266, Stuttgart 1953.
- WEBER, H.-S.: Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna des Braunjura (Dogger) Beta der östlichen Schwäbischen Alb. — *Arb. geol. paläont. Inst. techn. Hochsch. Stuttgart*, 44, 174 S., Stuttgart 1964.
- WEISER, TH.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. NW-Quadrant des Positionsblattes Heidenheim. — *Dipl.-Arb. Univ. München*, 107 S., München 1963. — [Unveröff.].

- 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, Stuttgart 1918.
- — Die Flammenmergel der Silvanaschichten und ihre Fauna. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 12, S. 181—186, Stuttgart 1924. — [1924 a].
- — Die Land- und Süßwassermolluskenfauna der Rieskalke. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 13, S. 187—189, Stuttgart 1924. — [1924 b].
- WIEDEMANN, H. U.: Eine neue Schichtlagerungs-Karte für die östliche Hälfte des „Schwäbischen Lineaments“. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 130, S. 106—111, Stuttgart 1968.
- WINKLER, H.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im südlichen Vorries auf Blatt Höchstädt a. d. Donau. — Dipl.-Arb. Univ. München, 53 S., München 1966. — [Unveröff.].
- WIRTH, E.: Ein Profil vom Malm bis ins Rotliegende südöstlich des Rieses. Kurzprofil der Erdölaufschlußbohrung Daiting 1. — Geologica Bavarica, 61, S. 41—42, München 1969.
- — Die Schichtenfolge der Erdölaufschlußbohrungen Eichstätt 1 und Daiting 1, Fränkische Alb. — Geologica Bavarica, 63, S. 39—85, München 1970.
- WOLDSTEDT, P.: Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 13, S. 115—124, Öhringen 1962.
- WOLFF, M. u. FÜCHTBAUER, H.: Die karbonatische Randfazies der tertiären Süßwasserseen des Nördlinger Ries und des Steinheimer Beckens. — Geol. Jb., D 14, S. 3—53, Hannover 1976.
- WURSTER, P.: Geologie des Schilfsandsteins. — Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 33, Text, 140 S., u. Atlas, Hamburg 1964.
- XAVIER, A.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses, SW-Teil des Meßtischblattes Neresheim (7228). — Dipl.-Arb. Univ. München, 69 S., München 1969. — [Berichtigung: Die Untersuchung betrifft den SE-Teil des Meßtischblattes Neresheim. — Unveröff.].
- 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 *a* 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. — [1964 a].
- — Geologie des Malm auf Gradabteilungsblatt Dollnstein (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., 55, 43 S., Erlangen 1964. — [1964 b].
- — Über Ammoniten aus dem Sinemurien Südwest-Frankens. — Geol. Bl. NO-Bayern, 15, S. 22—50, Erlangen 1965.
- ZERVOS, A.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Hesselberg-Gebiet, N-Teil des Gradabteilungsblattes Weitingen 6928. — Dipl.-Arb. Univ. München, 51 S., München 1970. — [Unveröff.].
- ZIEGLER, B.: Die Sedimentation im Malm Delta der Schwäbischen Alb. — Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F., 37, S. 29—55, Stuttgart 1955.
- ZÖLLNER, W.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Meßtischblattes Heidenheim 407, 1:25 000. — Diss. Univ. Bern, 87 S., Konstanz 1946.